

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ III

Выпуск I

СИЛИКАТЫ С ОДИНОЧНЫМИ И СДВОЕННЫМИ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1972

Первый выпуск тома III справочника «Минераль» содержит всестороннюю характеристику силикатов с одновальными и двувальными кремнекислородными тетраэдрами. При составлении статей критически использованы опубликованные в СССР и за рубежом новейшие результаты рентгеноструктурных, химических, оптических, термических, гониометрических и других исследований, указаны условия образования и главные месторождения, приведены данные о физико-химических свойствах, синтезе и основных направлениях использования минералов. Описания сопровождаются исчерпывающими списками литературы. Как и прежние выпуски «Минералов», этот выпуск предназначен для минералогов, петрографов, геохимиков, химиков, геологов различных специальностей и широкого круга специалистов, имеющих дело с изучением и использованием минерального сырья. Илл. 346. Библ. 6256 назв.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

академик Ф. В. ЧУХРОВ

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ

доктор геол.-мин. наук Э. М. БОНШТЕДТ-КУПЛЕТСКАЯ,
кандидат геол.-мин. наук Н. Н. СМОЛЬЯНИНОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

В III и IV томах Справочника, согласно плану издания, описываются силикаты.

Общая схема классификации силикатов

Все минералы класса силикатов делятся на два подкласса: силикаты с кремлекислородными радикалами конечных размеров и силикаты с бесконечными мотивами кремнекислородных тетраэдров. Эти подклассы в свою очередь подразделяются на большие группы силикатов.

Силикаты с кремнекислородными радикалами конечных размеров

Силикаты с одиночными кремнекислородными тетраэдрами (ортосиликаты).

Силикаты со сдвоенными кремнекислородными тетраэдрами (диортосиликаты).

Силикаты с кремнекислородными тетраэдрами, сочлененными в кольца (кольцевые силикаты).

Силикаты с бесконечными мотивами кремнекислородных тетраэдров

Силикаты с цепочками кремнекислородных тетраэдров (цепочечные силикаты).

Силикаты с листами кремнекислородных тетраэдров (слоистые силикаты).

Силикаты с каркасами кремнекислородных тетраэдров (каркасные силикаты).

Более мелкие структурные группы располагаются в общем от более простых структур к более сложным или от высоких сингоний к более низким.

В настоящем, первом выпуске III тома охарактеризованы силикаты с одиночными тетраэдрами (группы SiO_4) и со сдвоенными тетраэдрами (группы Si_2O_7).

Силикаты со структурой апатита и изоструктурные с ними силико-фосфаты будут охарактеризованы вместе с другими минералами группы апатита.

В предлагаемом выпуске III тома Справочника материал изложен в том же порядке, что и в предыдущих томах «Минералов».

Авторы выпуска — сотрудники ИГЕМ АН СССР и Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР:

Г. А. Анпенкова — сейдозерит, эвлитин.

Л. Н. Белова — билибинит, коффинит, торогуммит, гр. уранофана.

О. А. Богатиков — глаукохроит, клебелит-тефроит, монтичеллит.

Э. М. Бонштедт-Куплетская — дженнит, карнасуртит, киршштайнит, гр. ларсенита, кальциооливин, малаяит, мозамбикит, оливин (при участии А. П. Лебедева) и В. П. Панкова), гр. перьерита, рустумит, тиллеит, сарыаркит, сянуалинит, фреспонит, гр. хараданта; эвкритит (при участии Ф. П. Чернухи).

Б. Е. Боруцкий — рипкит, Са-рипкит, ранкинит, гр. спёррита.

Ю. К. Воробьев — велипит, ганомалит, гр. гумита, лейкофёпцит, назонит, хлоритонд.

М. Д. Дорфман — виллемит, корнерупин, ставролит.

Н. И. Забавникова — титанит.

В. А. Корнетова — фенакит.

Е. Е. Костылева — хаттонит, гр. циркона.

Н. Н. Мозгова — гр. датолита, гр. ильваита.

Е. Г. Николеева — барилит, зунит.

И. В. Островская — грандидьерит, рёблингит.

В. П. Панков — гарстигит, гсмиморфит, гротин, иодерит, клиноэдрит.

Н. Н. Перцев — гаррелсит, серсидибит.

Н. Н. Смольянинова — берtrandит, ломбардит, стиллуэллит, тёрнебомит.

М. Н. Соколова — везувиан, гелландит, куспидин, ориентит, пейнит, эпистолит; гиорддалит (совместно с З. В. Шлюковой).

М. Б. Чистякова — гр. торвейтита (при участии Л. Ф. Борисенко и Е. Г. Проценко), ферсманит, церит, эвклаз.

В. С. Чуриков — афвиллит, бултфонтейнит, латиумит.

З. В. Шлюкова — вёлерит, ловенит, ниокалит, розенбушит.

К. И. Шмулович — гр. ларнита.

М. Е. Яковлева — андалузит, бавенит, дюмортьерит, кианит.

Т. А. Яковлевская — ангаралит, арденнит, гр. астрофиллита, бафертисит, бериллит, гр. батисита, гр. гидрогранатов, гр. гранатов, лонгбанит, гр. меланоцерита, гр. мурманита, рингвудит, стенструпин, гр. чапманита и списки минералов по элементам.

В. В. Якубова — гр. мелилита, пумпселиит, топаз, цоизит, гр. эпидота.

Описания структур минералов отредактированы Б. Б. Звягиным, данные инфракрасной спектроскопии — Е. С. Рудницкой. В редактировании ряда статей приняла участие Т. А. Яковлевская. Таблицы межплоскостных расстояний подобраны С. И. Берхин.

В дополнении некоторых статей приняла участие Л. Н. Рудовская, в подготовке рукописи к печати — О. А. Арбузова, Н. И. Горбунова, Л. Ф. Жукова и Ю. И. Попова.

Рукопись первого выпуска III тома и дополнения к ней были закончены к концу 1968 г., в процессе подготовки к печати дополнительно использованы работы, опубликованные в конце 1968 г. и в 1969 г.

Как и в ранее опубликованных выпусках «Минералов», в списке литературы, прилагаемом к описанию отдельных минералов, не повторяются ссылки на следующие основные минералогические справочники, руководства и монографии (ссылки на эти работы даны в тексте в скобках):

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолгиздат, 1950.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Хим.-тех. изд-во, 1926, вып. 1; Изд-во «Кубуч», 1928, вып. 2; ОНТИ, 1935, вып. 3.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Перевод с англ. под ред. акад. Д. С. Белякина. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. Перевод с англ. под ред. В. В. Лапина. Изд-во «Мир», 1967.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.

Кей Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. Перевод с англ., изд. 12-е под ред. К. П. Яковлева. Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962.

Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России. СПб., 1852—1877.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перевод с англ. под ред. Д. С. Белянкина. ОНТИ, 1937; то же, под ред. В. П. Петрова. Изд-во «Недра», 1965.

Лодочников В. Н. Главнейшие породобразующие минералы. Изд. 4. М., Госгеолиздат, 1955.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолиздат, 1957.

Михеев В. И., Сальдау Э. П. То же, т. 2. Изд-во «Недра», 1965.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Перевод с нем. под ред. акад. А. Г. Бетехтина. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. 3-е. М. Изд-во АН СССР, 1955.

Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породобразующих минералов. Перевод с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М., Госгеолиздат, 1958.

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение, т. I. Изд. 3-е, испр. и доп. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Изд. ЛГУ, 1957, ч. I; Госгеолиздат, 1961, ч. 2.

Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1960.

Dana E. S. System of Mineralogy. New York, 1892—1915, 6-th Edition. Appendices I—III*.

Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 1—9. Dresden — Leipzig, 1912—1931.

Goldschmidt V. Atlas der Kristallformen, Bd. 1—9. Heidelberg, 1913—1923.

Hey M. H. An index of mineral species and varieties arranged chemically. London, 1955; Appendix to the Second edition. London, 1963.

Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig — Berlin, 1897—1939; *Hintze C.—Linck G.* Ergänzungsband I, 1938; *Hintze C.—Chudoba C.* Ergänzungsband II, 1954—1959; Ergänzungsband III, 1965.

Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie, Bd II. Spezielle Mineralogie. Berlin, 1926.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3-te Aufl. Berlin, 1960.

Rosenbusch H., Mügge O. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. 1, 2-te Hälfte, spezieller Teil. Stuttgart, 1927.

Strunz H. Mineralogische Tabellen. 4-te Aufl. Leipzig, 1966.

Tröger W. E. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, 1952.

Winchell A. N., Winchell H. The microscopical characters of artificial inorganic solid substances: optical properties of artificial minerals. 3th Edition. New York — London, 1964.

* В тексте ссылки даются в виде: (Дана, 1892).

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

a, b, c — кристаллографические оси
 $a:b:c$ — отношение отрезков, отсекаемых единичной гранью (морфологическое отношение осей)
 a_0, b_0, c_0 — параметры элементарной ячейки
 a_{rh} — ребро ромбоэдрической ячейки
 a_h, c_h — параметры гексагональной ячейки тригональных минералов
 α, β, γ — углы между кристаллографическими осями
 $L_2=2, L_3=3, L_4=4, L_6=6$ — оси симметрии в старом обозначении и в обозначении Германа—Могена
 $L_{i3}=\bar{3}, L_{i4}=\bar{4}, L_{i6}=\bar{6}$ — инверсионные оси симметрии в разных обозначениях
 P, m — плоскости симметрии в разных обозначениях
 C — центр симметрии
 Φ, ρ — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси c в вертикальном положении
 Φ_1, ρ_1 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси a в вертикальном положении

Анал. — аналитик
 Бл. — блеск
 Восст. пл. — восстановительное пламя
 Вычисл. — вычисленный
 Гексаг. с. — гексагональная сингония (система)
 Гексаоктаэдр. — гексаоктаэдрический
 Гексатетраэдр. — гексатетраэдрический
 Дв. ось — двойниковая ось
 Дв. пл. — двойниковая плоскость
 Диагн. исп. — диагностические испытания (название раздела)
 Дигексаг. — дигексагональный
 Дидодекаэдр. — дидодекаэдрический
 Дипирамид. — дипирамидальный
 Дитриг. — дитригональный
 Закр. тр. — закрытая трубка
 Изл. — излом
 Изм. — изменение (название раздела)
 Искусств. — искусственный, искусственное полупроводник (название раздела)
 Кл. — класс
 Конц. — концентрированная
 Коэфф. — коэффициент
 Куб. с. — кубическая сингония (система)

Φ_2, ρ_2 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси b в вертикальном положении
 (hkl) — простые формы и грани кристаллов
 $[hkl]$ — ребра кристаллов и зоны
 Z — число формульных единиц в элементарной ячейке
 Ng, Nm, Np — оси индикатрисы двуосных минералов
 Ne, No — оси индикатрисы одноосных минералов
 n_g, n_m, n_p — показатели преломления двуосных минералов
 n_e, n_o — показатели преломления одноосных минералов
 $2V, 2E$ — истинный и кажущийся углы оптических осей
 r, v — соответственно красный и синий свет (при дисперсии)
 Rg, Rm, Rp — отражательная способность двуосных минералов
 Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов
 λ — длина волны
 A_r — угол вращения плоскости поляризации в отраженном сходящемся свете

Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)
 М-ние — местонахождение
 Монокл. с. — моноклиновая сингония (система)
 Не обн. — не обнаружено
 Н. о. — нерастворимый остаток
 Окисл. пл. — окислительное пламя
 Октаэдр. — октаэдрический
 Опт. — оптика, оптический
 Откр. тр. — открытая трубка
 Отл. — отличие (название раздела)
 Отраж. — отраженный, отражательная способность
 Пирамид. — пирамидальный
 Плавл. — плавление
 Пл. опт. осей — плоскость оптических осей
 Повед. при нагр. — поведение при нагревании (название раздела)
 Полир. — полированный
 П. п. — потеря при прокаливании
 П. п. тр. — перед паяльной трубкой
 Практ. знач. — практическое значение (название раздела)

- Призм. — призматический
 Прох. — проходящий
 Разб. — разбавленный
 Разнов. — разновидность (название раздела)
 Р-к — рудник
 Ромб. с. — ромбическая сингония (система)
 Ромбоэдр. — ромбоэдрический
 Синон. — синонимы (название раздела)
 Скаленоэдр. — скаленоэдрический
 Сл. — следы
 Сп. — спайность
 Структ. и морф. крист. — структура и морфология кристаллов (название раздела)
 Тв. — твердость
 Теор. — теоретический
- Тетраг. с. — тетрагональная (квадратная) сингония (система)
 Тетраэдр. — тетраэдрический
 Триг. с. — тригональная сингония (система)
 Трикл. с. — триклинная сингония (система)
 Уд. в. — удельный вес
 Уд. электр. — удельное электрическое
 Физ. св. — физические свойства (название раздела)
 Физ.-хим. конст. — физико-химические константы (название раздела)
 Характ. выдел. — характер выделений (название раздела)
 Хим. — химизм, химический состав (название раздела)
 Цв. — цвет

ТИПОВЫЕ СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

- АН — Академия наук (АН СССР, АН Арм. ССР, АН Укр. ССР и т. д.)
 Бюлл. — бюллетень
 Вестн. — вестник
 ВИМС — Всесоюзный институт минерального сырья
 ВСЕГЕИ — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
 Геол. — геологический, геология
 Геол.-разв. — геолого-разведочный
 Горн. — горный
 Гос. — государственный
 Д. — доклады
 ДАН — Доклады Академии наук
 Дана, 1892 — Dana, System of Mineralogy, 6-th Ed.
 Журн. — журнал
 Зап. — записки
 ИГЕМ — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР
 ИГиН — Институт геологических наук
 Изв. — Известия
 ИМГРЭ — Институт минералогии и геохимии редких элементов
 Ин-т — институт (за исключением сокращенных названий институтов, указанных в этом списке)
 Информ. — информационный
 КЕПС — Комиссия по изучению естественных производительных сил
 Ком-т — комитет
 Конф. — конференция
 Крист. — кристаллография
 Лаб. — лаборатория
 Ломон. ин-т — Ломоносовский институт геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР
 Матер. — материалы
 Мин. — минералогический, минералогия
 М-ние — месторождение
 Муз. — музей
 НИГРИ — Научно-исследовательский геолого-разведочный институт
 Об-во — общество
 Об-во ест. — общество естествоиспытателей
 Об-во исп. природы — общество испытателей природы
- Политехн. — политехнический
 Р. Ж. Геол. — Реферативный журнал «Геология»
 Сб. — сборник
 СО — Сибирское отделение АН СССР
 Сообщ. — сообщение
 СОПС — Совет по изучению производительных сил
 Технол. — технологический
 Тр. — труды
 Ун-т — университет
 Упр. — управление
 УФАИ — Уральский филиал АН СССР
 Уч. — ученые
 Физ. — физический, физика
 Фил. — филиал
 Хим. — химический, химия
 ЦНИГРИ — Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт
- Abstr. — Abstracts
 Am. — American
 Am. Min. — American Mineralogist
 Ann. — Annales, Annalen
 Arch. — Archiv, Archiwum
 Ark. — Arkiv
 ASTM — American Society for Testing Materials
 Beitr. — Beiträge
 Ber. — Berichte
 Bol. — Boletín
 Boll. — Bollettino
 Bull. — Bulletin
 Canad. Min. — Canadian Mineralogist
 Chem. — Chemical, Chemie
 C. R. — Comptes Rendus, Académie des sciences
 Econ. — Economic
 Geol. — Geological, Geology, Geologie
 Geol. för. förhandl. — Geologiska föreningens i Stokholm förhandlingar
 Ges. — Gesellschaft
 Fortschr. — Fortschritte
 J. — Journal
 Jb. — Jahrbuch
 Krist. — Kristallographie
 Mag. — Magazine
 Medd. — Meddelelser

Mem. — Memoir, Mémoire	Rev. — Revue
Met. — Metall	Sci — Science, Sciential, Scientific
Min. — Mineralogical, Minéralogie etc.	Soc. — Society, Société
Mitt. — Mitteilungen	Surv. — Survey
N. — Neues, New	Struct. — Structure
Nation. — National	Trans. — Transactions
Natur. — Natural	Verh. — Verhandlungen
Phys. — Physical	Zbl. — Zentralblatt, Centralblatt
Pt. — Part	Zs. — Zeitschrift
Proc. — Proceedings	Ztng. — Zeitung
Rep. — Report	U. S. — United States

СИЛИКАТЫ С ОДИНОЧНЫМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ

А. БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

<i>Структура типа шпинели</i>	
рингвудит	$(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$
<i>Структура типа эвлитина</i>	
эвлитин	$Bi_4 [SiO_4]_3$
<i>Структура типа граната</i>	
Группа гранатов	
Алюминиевые гранаты:	
пироп	$Mg_3Al_2 [SiO_4]_3$
гроссулярь	$Ca_3Al_2 [SiO_4]_3$
сплессартин	$Mn_3Al_2 [SiO_4]_3$
алемандин	$Fe_3Al_2 [SiO_4]_3$
Циркониевые гранаты:	
кимцеит	$Ca_3Zr_2 [Al_2SiO_{12}]$
Ванадиевые гранаты:	
голдманит	$Ca_3V_2 [SiO_4]_3$
яматоит	$Mn_3V_2 [SiO_4]_3$
Хромовые гранаты:	
кпоррингит	$Mg_3Cr_2 [SiO_4]_3$
уваровит	$Ca_3Cr_2 [SiO_4]_3$
Железистые гранаты:	
меджорит	$Mg_3(Fe, Si)_2 [SiO_4]_3$
андрадит	$Ca_3Fe_2 [SiO_4]_3$
Группа гидрогранатов	
гидрогроссулярь	$Ca_3Al_2 [(SiO_4)_2(OH)_4]_3$
гибшит	$Ca_3(Al, Fe)_2 [(SiO_4)_2(OH)_4]$
гидрограндит	$(Ca, Mg)_3(Fe, Al)_2 [(SiO_4)_2(OH)_4]_3$
анритермьерит	$Ca_3(Mn, Al)_2 [(SiO_4)_2(OH)_4]$
<i>Структура типа велинита</i>	
велинит	$(Mn^{4+}, W)_{<1} (Mn^{2+}, Mg, W)_{<3} Si (O, OH)^-$
<i>Структура типа циркона</i>	
Группа циркона	
циркон	$Zr [SiO_4]$
торит	$Th [SiO_4]$
коффинит	$U [(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}]$
[неадаквит]	$(U^{4+}, Y, Ce, Th) U^{6+}(Ca, Mg, Pb) (SiO_4)_2(OH)_{4 \cdot n} H_2O?$
<i>Структура типа фенакита</i>	
Группа фенакита	
фенакит	$Be_2 [SiO_4]$
виллемит	$Zn_2 [SiO_4]$

эвкрипит	$\text{LiAl} [\text{SiO}_4]$
[либерит]	$\text{Li}_2\text{Be} [\text{SiO}_4]$
[мервинит]	$\text{Ca}_3\text{Mg} [\text{SiO}_4]_2$
<i>Структура типа оливина</i>	
<i>Группа оливина</i>	
форстерит	$\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4]$
оливин	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
фаялит	$\text{Fe}_2 [\text{SiO}_4]$
тефронит	$\text{Mn}_2 [\text{SiO}_4]$
кнебелит	$(\text{Mn}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
кальциооливин	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_4]$
<i>Группа монтичеллита</i>	
монтичеллит	$\text{CaMg} [\text{SiO}_4]$
киршштайнит	$\text{CaFe} [\text{SiO}_4]$
глаукохроит	$\text{CaMn} [\text{SiO}_4]$
[ориентит]	$\text{Ca}_4\text{Mn}_4 [\text{SiO}_4]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
<i>Структура типа ларсенита</i>	
<i>Группа ларсенита</i>	
ларсенит	$\text{Pb} [\text{ZnSiO}_4]$
[эсперит]	$(\text{Ca}, \text{Pb}) \text{Zn} [\text{SiO}_4]$
<i>Структура типа ларнита</i>	
<i>группа ларнита</i>	
ларнит	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_4]$
бредигит	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_4]$
<i>Структура типа афвиллита</i>	
афвиллит	$\text{Ca}_3 [\text{SiO}_3\text{OH}]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа хаттонита</i>	
хаттонит	$\text{Th} [\text{SiO}_4]$
<i>Структура типа клиноэдрита</i>	
клиноэдрит	$\text{ZnCa} [\text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа уранофана</i>	
<i>Группа уранофана</i>	
купроскладовскит	$\text{CuH}_2 [(\text{UO}_2)_2 \text{SiO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
склодовскит	$\text{Mg} (\text{H}_3\text{O})_2 [(\text{UO}_2)_2 \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
уранофан	$\text{Ca} (\text{H}_3\text{O})_2 [(\text{UO}_2)_2 \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
[бета-уранофан]	$\text{Ca} (\text{H}_3\text{O})_2 [(\text{UO}_2)_2 \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
болтвудит	$\text{K} (\text{H}_3\text{O}) [(\text{UO}_2)_2 \text{SiO}_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
казолит	$\text{Pb} [(\text{UO}_2)_2 \text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
[соддинит]	$(\text{UO}_2)_5 (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Б. С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

<i>Структура типа зуннита</i>	
зуннит	$[\text{Al}_{12} (\text{OH}, \text{F})_{18} \text{SiO}_4] [\text{Al} (\text{SiO}_4)_4] \text{Cl}$
<i>Структура типа стиллуэллита</i>	
стиллуэллит	$\text{CeB} [\text{SiO}_4] \text{O}$
<i>Структура типа топаза</i>	
топаз	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] (\text{F}, \text{OH})_2$
<i>Структура типа корнерупина</i>	
корнерупин	$\text{Mg}_3\text{Al}_6 (\text{Si}, \text{Al}, \text{B})_5 \text{O}_{21} (\text{OH})$
<i>Структура типа гумита</i>	
<i>Группа гумита</i>	
норбергит	$\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
хондродит	$2\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
гумит	$3\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$

клиногумит	$4\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
аллеганит	$2\text{Mn}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mn} (\text{OH}, \text{F})_2$
сонолит	$4\text{Mn}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mn} (\text{OH}, \text{F})_2$
<i>Структура типа лейкофёницита</i>	
лейкофёницит	$\text{Mn}_7 [\text{SiO}_4]_2 [\text{SiO}_4 (\text{OH})_2]$
<i>Структура типа гаггита</i>	
гаггит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{Zn})_7 \text{O} (\text{OH})_8 \text{Si}_2 \text{O}_6$
<i>Структура типа дюмортьерита</i>	
дюмортьерит	$(\text{Al}, \text{Fe})_7 \text{O}_3 [\text{BO}_3] [\text{SiO}_4]_3$
<i>Структура типа титанита</i>	
Группа титанита	
титанит	$\text{CaTi} [\text{SiO}_4] \text{O}$
малаяит	$\text{CaSn} [\text{SiO}_4] \text{O}$
[ферсманиит]	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Ti}, \text{Nb}) \text{SiO}_5 (\text{O}, \text{F})$
<i>Структура типа тундрита</i>	
[тундрит]	$\text{Na}_{3-y} (\text{Ce}, \text{Ca})_4 (\text{Ti}, \text{Nb})_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{O}, \text{OH})_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа спёррита</i>	
Группа спёррита	
спёррит	$\text{Ca}_5 [\text{SiO}_4]_2 \text{CO}_3$
таумасит	$\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
[бирунит]	$8,5\text{CaSiO}_3 \cdot 8,5\text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
[рёблингит]	$\text{Ca}_7\text{H}_{10} (\text{SiO}_4)_6 \cdot 2\text{PbSO}_4$
<i>Структура типа датолита</i>	
Группа датолита	
датолит	$\text{CaB} [\text{SiO}_4] \text{OH}$
бакерит	$\text{Ca}_8\text{B}_8 (\text{BO}_3\text{OH})_2 [\text{SiO}_4]_6 (\text{OH})_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$
[гаррелсит]	$(\text{Ba}, \text{Ca})_2\text{B}_2 (\text{BO}_3\text{OH}) (\text{SiO}_4)(\text{OH})_2$
гомилит	$\text{Ca}_2\text{FeB}_2 [\text{SiO}_4]_2 \text{O}_2$
гадолинит	$\text{Y}_2\text{Fe}^{2+} \text{Be}_2 [\text{SiO}_4]_2 \text{O}_2$
<i>Структура типа годжкинсонита</i>	
годжкинсонит	$\text{MnZn}_2 [\text{SiO}_4] (\text{OH})_2$
<i>Структура типа эвклаза</i>	
Группа эвклаза	
эвклаз	$[\text{AlBe} [\text{SiO}_4] \text{OH}$
[бериллит]	$\text{Be}_3 (\text{SiO}_4) (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа ставролита</i>	
ставролит	$[\text{FeAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10} (\text{OH})_2$
<i>Структура типа кианита</i>	
Группа кианита	
кианит	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{O}$
андалузит	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{O}$
иодерит	$(\text{Al}, \text{Mg})_3 \text{Al} [\text{SiO}_4]_2 \text{O} (\text{OH})$
грандидьерит	$\text{MgAl}_3 [\text{SiO}_4] [\text{BO}_3] \text{O}_2$
<i>Структура типа бултфонтейнита</i>	
бултфонтейнит	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_3\text{OH}] \text{F} \cdot \text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа хлоритоида</i>	
хлоритоид	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2 \text{AlAl}_3 [\text{SiO}_4]_2 \text{O}_2 (\text{OH})_4$
<i>Минералы с невыясненной структурой</i>	
Группа церита	
церит	$\text{Ce}_3 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
[гидроцерит]	$(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th})_2 (\text{Si}, \text{P})_2 \text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
тёрнебомит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Al})_3 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
стенструпин	$(\text{Th}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_3 [(\text{Si}, \text{P}) \text{O}_4]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$

Группа <i>чапманита</i>	
чапмапит	$\text{SbFe}_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
бисмутоферрит	$\text{BiFe}_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
Группа <i>диксенита</i>	
диксенит	$(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cu})_{15} \text{As}_5^3 (\text{Si}, \text{As}^{5+})_3 \text{O}_{26} (\text{OH})_6$
макговернит	$\text{Mn}_9 \text{Mg}_4 \text{Zn}_2 \text{As}_5^3 \text{Si}_2 \text{O}_{17} (\text{OH})_{14}$
Группа <i>меланоцерита</i>	
меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1,8} (\text{Si}, \text{P})_5 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_{14}?$
кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2,8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5 \text{O}_{23} (\text{OH}, \text{F})_{12} \cdot 2,5 \text{H}_2\text{O}?$
тритоцит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5 \text{O}_{26} (\text{OH}, \text{F})_9 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}?$
[спенсит]	$(\text{TR}, \text{Ca})_8 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{B}_2 (\text{Si}, \text{Al})_3 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{15} \cdot n \text{H}_2\text{O}?$
Группа <i>катоприта</i>	
катоприт	$(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_{14} (\text{Al}, \text{Fe})_4 \text{Sb}_2^{5+} \text{Si}_2 \text{O}_{29}$
нетманит	$(\text{Mn}, \text{Zn})_{14} \text{Si}_4 \text{Sb}_2^{5+} \text{Zn}_2 \text{O}_{29}$
Другие силикаты с <i>невыясненной структурой</i>	
сянхуалинит	$\text{Li}_3 \text{Ca}_3 \text{Be}_3 [\text{SiO}_4]_3 \text{F}_2$
лонгбанит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_4 (\text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_9 [\text{SiO}_4] \text{O}_8?$
ангаралит	$2 (\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot 5 (\text{Al}, \text{Fe})_2 \text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2?$
сарыаркит	$\text{Al}_5 (\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Na})_2 [(\text{Si}, \text{P}, \text{S}) \text{O}_4]_4 (\text{OH})_6 \cdot n \text{H}_2\text{O}$
томбартит	$\text{TR}_2 \text{SiO}_4 (\text{O}, \text{OH}) \cdot 4 \text{H}_2\text{O}?$
латиумит	$\text{Ca}_6 (\text{K}, \text{Na})_2 \text{Al}_4 [(\text{O}, \text{CO}_3, \text{SO}_4) (\text{SiO}_4)_6]?$
серендибит	$\text{Ca}_4 (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6 ((\text{Al}, \text{Fe})_3 \text{B}_3 (\text{Si}, \text{Al})_6 \text{O}_{40})$
пейнит	$\text{HCa}_4 \text{BAl}_{20} \text{SiO}_{38}$

СИЛИКАТЫ С ОДИНОЧНЫМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ

А. БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

СТРУКТУРА ТИПА ШПИНЕЛИ

Рингвудит $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$. Куб. с. $a_0=8,11$ Уд. в. 3,90

Рингвудит диморфен с ромбическим оливином.

Изоструктурен с природными шпинелями и искусственными соединениями со структурой шпинели: Ni_2SiO_4 , Co_2SiO_4 , Mg_2GeO_4 , Ni_2GeO_4 , полученными при высоких давлениях и температурах [1]. Общностью структур оливина и шпинели (кубическая плотнейшая упаковка, нахождение Mg и Fe в 6-ной координации, а Si — в 4-ной координации) объясняется переход оливина в шпинель при высоких давлениях [2]. Искусственно получена серия твердых растворов Fe_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 со структурой, отвечающей «обращенной структуре» шпинелей.

Рингвудит Ringwoodite $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$

Назван по имени А. Е. Рингвуда — проф. университета в Канберре [3].

Характер выдел. Мелкие зерна (около 100 мк).

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^7 — $Fd\bar{3}m$; $a_0=8,113\text{Å}$ для минерала [3], $a_0=8,110\text{Å}$ для искусственного соединения со структурой шпинели $(Mg_{0,85}Fe_{0,15})_2SiO_4$ [4]; a_0 линейно уменьшается от 8,234 для Fe_2SiO_4 до $a_0=8,085\text{Å}$ для Mg_2SiO_4 .

Структура типа шпинели.

Физ. св. Уд. в. 3,90 (вычисл.) для минерала.

Микр. В шлифах голубовато-серый до фиолетово-синего. Изотропен. $n=1,768$ у минерала, вычисленный $n \approx 1,70$; для искусств. куб. серии Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 n увеличивается линейно с возрастанием содержания Fe [4], искусственное, более обогащенное Mg соединение слабо двупреломляется [4].

Хим. Анализы рингвудита из метеорита Тенэм (при помощи электронного микроскопа, анал. Ханекс) [3]: MgO — 37,0 и 38,8, FeO — 23,4 и 23,2, SiO_2 — 38,9 и 38,7, сумма 99,3 и 100,7; CaO не опр.; Mg: Fe=2:1 и 3:1.

Нахожд. Обнаружен лишь в составе метеоритов. Наблюдался впервые в хондрите Тенэм (Австралия), где образовался по оливину вблизи троилитовых прожилков и в самих прожилках вместе с гранатом; плагиоклаз около выделений рингвудита превращен в маскеленит [3]. Установлен в хондрите Курара с меджоритом, также замещает оливин [5]. Предположительно образовался под действием сверхвысокого давления при ударе [3, 5].

Искусств. Серия шпинелевых твердых растворов состава от Fe_2SiO_4 до $(\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.15})_2\text{SiO}_4$ получена нагреванием оливинов соответствующего состава при высоком давлении [1, 6, 7] (Fe_2SiO_4 с $a_0=8,24 \text{ \AA}$, $n=1,955$, уд. в. 4,85 — путем нагревания фаялита при 600° и давлении около 38 кбар [6] и при 1400° и давлении 65 кбар [7]). Переход оливин — шпинель происходит при давлениях 120—200 кбар и температурах 500—1100° (в зависимости от состава исходного материала) [8, 9]. Близкая по составу и свойствам к рингвудиту шпинель была получена из смеси периклаз-вюститового твердого раствора и SiO_2 при 900° и давлении 180 кбар [4]; сначала образуется оливин, который переходит в шпинель с увеличением плотности на 12%. Шпинелевая фаза $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ вместе со стишовитом была получена при нагревании пироксена до 900° при давлении 200 кбар [8].

Межплоскостные расстояния рингвудита из метеорита Тенэм [1]

CuK_α -излучение, $D=114,6 \text{ мм}$

l	d (Å)	l	d	l	d	l	d	l	d
20	2,872*	1	1,656*	2	1,237	5	1,0137	1	0,8498
100	2,447	20	1,560	1	1,172	2	0,9348	10	0,8283
40	2,028	60	1,434	10	1,0559	1	0,9067		

* Лишви, возможно, принадлежат примеси граната.

Л и т е р а т у р а

1. Dacheille F., Roy R. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 4, 225; Ringwood A. E., Seabrook M. J. Geophys. res., 1962, 67, 1975.
2. Kamb B. Am. Min., 1968, 53, Nos. 9—10, 1439.
3. Binns R. A., Davis R. J., Reed S. J. B. Nature, 1969, 221, No. 5184, 943.
4. Ringwood A. E., Major A. Earth a. planetary sci. letters, 1966, 1, 241.
5. Mason B., Nelen J., White J. S. Science, 1968, 160, No 3823, 66.
6. Moore P. B., Smith J. V. Nature, 1969, 221, No. 5181, 653.
7. Boyd F. R., England J. L. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1960, No. 59, 48.
8. Ringwood A. E. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No 1, 129; Geoch., cosm. acta, 1958, 15, Nos. 1—2, 18; Am. Min., 1959, 44, Nos. 5—6, 659; Ringwood A. E., Major A. Earth a. planetary sci. letters, 1966, 1, 351; J. geophys. res., 1966, 71, No 18, 4448.
9. Akimoto S., Fujisawa H. Earth a. planetary sci. letters, 1966, 1, 237; Akimoto S., Ida Y. Earth a. planetary sci. letters, 1966, 1, 358; Sclar C. B., Carrison C. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1966, No 101, 195 (abstr.); Akimoto S., Komada E., Kushiro I. J. geophys. res., 1967, 72, No. 2, 679.

СТРУКТУРА ТИПА ЭВЛИТИНА

Эвлитин $\text{Bi}_4[\text{SiO}_4]_3$ Куб. с. $a_0=10,28$ Уд. в. 6,6

Эвлитин Eulytine

$\text{Bi}_4[\text{SiO}_4]_3$

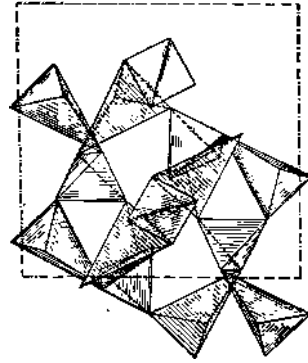
Название от греч. εὐλύτος (эвлитос) — легко растворимый, плавкий (Хайдинггер, 1832). Синон. Эйлитин, висмутовая обманка — Wisnuthblende (Брайтхаупт, 1827), кремнекислый висмут — Kieselwismuth (Керстен, 1833), агриколит — agricolite (Френшель, 1873); идентичность установлена Фронделом, 1943), эвлитит — eulytite (Дана, 1892).

Характ. выдел. Кристаллы, агрегаты кристаллов, радиально-волоконистые сферолиты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^6 - I\bar{4}3d$; $a_0=10,278 \pm 0,001 \text{ \AA}$; $Z=4$ (Менцер, 1931) [1].

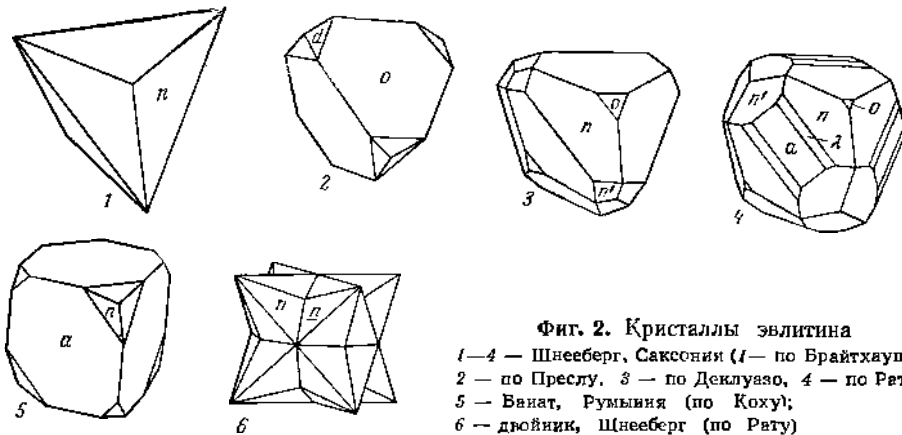
Структура [1] характеризуется пространственной связью Si-тетраэдров и Vi-треугольников с общими кислородными вершинами. Vi-треугольники располагаются перпендикулярно к тройным осям, причем атом Vi удален от плоскости треугольника на $0,75 \text{ \AA}$ и окружен шестью атомами Si ($\text{Si} - \text{Vi} = 3,56 \text{ \AA}$) (фиг. 1). По Белову [2], эвлитин является структурным аналогом кварца.

Фиг. 1. Структура эвлитина в проекции на (111) (по Белову)



На синтетическом эвлитине Сегал и др. [3] методом нейтронной дифракции доказано, что октаэдры Vi искажены: три атома O находятся на расстоянии $2,62 \text{ \AA}$, три других — $3,55 \text{ \AA}$, соответственно расстояние O—O изменяется от $2,62$ до $3,15 \text{ \AA}$.

Гексатетраэдр. кл. $Td - 43m (4L_3 3L_4 6P)$. На кристаллах обычно развиты только грани n (211) и n' ($2\bar{1}1$), иногда a (100), d (110), o (111), редко λ (511) (фиг. 2, 1—5).



Фиг. 2. Кристаллы эвлитина

1—4 — Шнееберг, Саксония (1 — по Брайтхаушту, 2 — по Преслу, 3 — по Деклуазо, 4 — по Рату); 5 — Ванат, Румыния (по Коху); 6 — двойник, Шнееберг (по Рату)

Кристаллы тетраэдрического облика. Грани часто искривлены. Радиально-волокнистые сферолиты образованы кристаллами, удлинёнными вдоль оси третьего порядка. Известны двойники прорастания по (100) (фиг. 2, 6) [4].

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. вес 6,61 для кристаллов [5], 6,63 для сферолитов [5] (вычисл. $6,82 \pm 0,01$). Цв. желтый или красный с различными оттенками, реже бесцветный, зеленоватый, черный. Черта желтовато-серая или бесцветная. Бл. кристаллов от алмазного до жирного, сферолитов — от матового до стеклянного. Полупрозрачный до непрозрачного.

В катодных и ультрафиолетовых лучах (λ 3600, 3200—2800 Å) не люминесцирует [6].

Микр. Редко изотропен [7], обычно обнаруживает слабое двупреломление. В отдельных кристаллах отмечались оптически одноосные (—) сегменты [8]. Очень характерны оптические аномалии для радиально-волоконистого эвлитина («агриколита») [9]. Сферолиты эвлитина под микроскопом по строению похожи на сферолиты халцедона; максимальный угол погасания около 60° [10]. В сферолитах кристаллы удлинены вдоль оси третьего порядка; в них наблюдаются оптически анизотропные поля, образующиеся, по-видимому, в результате натяжений. Двупреломляющие секторы разграничены плоскостями ($1\bar{1}0$), двуоспы (+), $n_g - n_p = 0,0015$; $2V = 80 \pm 10^\circ$. Пл. опт. осей (110), $Np \parallel [110]$, $Nm \parallel [1\bar{1}0]$, $Ng \parallel [001]$ [10]; $n = 2,04$.

Хим. Теор. состав: Bi_2O_3 —83,8; SiO_2 —16,2. Экспериментально доказана возможность изоморфного замещения SiO_4 -тетраэдров в решетке эвлитина группами (GeO_4), (CrO_4), (SO_4), (VO_4), (AsO_4) и (PO_4) при условии одновременного полного или частичного замещения Bi^{3+} на Pb^{2+} для восстановления электростатического равновесия [11].

Анализы:

	Fe_2O_3	Bi_2O_3	P_2O_5	SiO_2	Сумма
1	0,52	80,61	0,28	15,93	97,34
2	—	82,23	1,15*	16,52	99,90
3	0,9	81,82	—	16,67	99,39

* В том числе Fe_2O_3 .

1 и 2 — Шнееберг, анал. Рат. [4]; 3 — Иоганнгеоргенштадт, анал. Френдель [6].

Диagn. исп. В конц. HCl желатинирует. П. п. тр. вскипает и сплавляет в бурый королек. На угле с содой дает зерно металлического Bi. При сплавлении с фосфорной солью образуется скелет кремнезема.

Нахожд. Редкий гидротермальный минерал. В СССР встречен в альбитизированных пегматитах в виде тетраэдрических кристаллов и корочек вокруг зерен танталита [6]. Впервые в 1827 г. найден в Шнееберге и Иоганнгеоргенштадте (Саксония, ГДР) [12] с кварцем, висмутовой охрой, самородным висмутом, хлоантитом. В Догнеча (Банат, Румыния) [13] ассоциируется с кризоколлай, халькозином, бисмутитом, висмутином, халькопиритом, малахитом. Шаровидные агрегаты эвлитина отмечались в Пик де Костабон около Ла Прест (Франция) [7] в тактитах с шеелитом и сульфидами и в кварцевых жилах с бисмутитом, гемиморфитом. Единичные находки известны в Западной Австралии [14] в кварцевых жилах с бисмутитом и в жильных пегматитах, содержащих турмалин.

Искусств. Синтезирован при температуре 800° из тонкоизмельченных окислов SiO_2 и Bi_2O_3 [3, 7].

Практ. знач. Не имеет.

Отл. От сфалерита, за который принимался первоначально, отличается отсутствием спайности, составом, большей твердостью, удельным весом.

Межплоскостные расстояния эвлинита из Шлезберга [15]
 Си-излучение, $D=58$ мμ

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
211β	3	4,71	631	7	1,516	752	6	1,162
211	8	4,18	444	4	1,482	941β; 853β;	4	1,148
310β; 220	2	3,61	710; 550;	8	1,452	770β		
310	10	3,273	543			910; 833	4	1,135
321β	2	3,053	640	2	1,421	921; 761;	7	1,108
321	10	2,742	721; 633;	5	1,398	655		
400	4	2,574	552			664	4	1,096
422β; 420	2	2,329	642	4	1,373	930; 851;	7	1,083
510β; 431β	2	2,240	822β; 660β	3	1,342	754		
422	9	2,100	831β; 750β;	2	1,322	932; 763	5	1,061
510; 431	9	2,011	743β			844	5	1,049
530β; 433β	1	1,954	732; 651	5	1,303	941; 853;	7	1,037
611β; 532β	2	1,849	752β; 800	2	1,285	770		
620β	1	1,801	811; 741;	6	1,264	10.0.0; 860	1	1,029
530; 433;	7	1,762	554			10.1.1; 772	6	1,017
541β			820; 644	1	1,245	10.2.0; 862	3	1,008
611; 532;	9	1,667	653	5	1,226	950; 943	4	0,997
631β			822; 660	9	1,210	10.3.1; 952	9	0,979
620	5	1,624	831; 750;	7	1,192	765		
541	7	1,583	743			871; 855;	5	0,962
721β; 633β;	2	1,549	932β; 763β	1	1,178	774		
552β								

Литература

1. Menzer G. Zs. Krist., 1931, 78, 136.
2. Белое И. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 32.
3. Segal D. J., Santaro R. P., Newham R. E. Zs. Krist., 1966, 123, 73.
4. Rath G. Ann. Phys., 1869, 136, 416 и 421 (по реферату N. Jb. Min., 1869, 576).
5. Frondel C. Am. Min., 1943, 28, Nos. 9—10, 536.
6. Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 35.
7. Guitard G., Pierrot R. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, No 4—6, 229.
8. Bertrand E. Bull. Soc. fr. min., 1881, 4, 61.
9. Frenzel A. N. Jb. Min., 1873, 794.
10. Menzer G. Zs. Krist., 1945, 106, 34.
11. Durif A. C. R., Paris, 1957, 244, No 23, 2815; 1957, 245, No 14, 1151.
12. Breithaupt A. Ann. Phys., Chem. 1827, 9, 275.
13. Koch S. Acta min., petr. Szeged., 1948, 2, 17; Zbl. Min., 1930, A, 55.
14. Simpson F. S. Minerals of Western Australia, Perth, 1948, 1, 1.
15. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957, 687.

СТРУКТУРА ТИПА ГРАНАТОВ

ГРУППА ГРАНАТОВ

К гранатам относятся минералы кубической сингонии с общей формулой: $A_3B_2(SiO_4)_3$, где А — Са, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺; В — Al, Fe³⁺, Cr, Ti, Mn³⁺, V, Zr. В гранатах очень широко проявляется изоморфизм.

В природе встречаются лишь промежуточные члены изоморфных рядов; крайние члены, полученные искусственно, выделяются под следующими названиями:

			a_0 (Å) [1, 2]	Уд. в.
Алюминиевые	пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	11,459	3,582
	гроссулярь	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	11,851	3,594
	спессартин	$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	11,621	4,190
	альмандин	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	11,526	4,318
Циркониевые	кимпеит	$Ca_3Zr_2[Al_2SiO_{12}]$	12,46	4,0
Ванадиевые	голдманит	$Ca_3V_2[SiO_4]_3$	12,15	3,737
	яматоит	$Mn_3V_2[SiO_4]_3$	11,85	3,91
Хромовые	кноррингит	$Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$	11,659	3,852
	уваровит	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	12,00	3,90
Железистые	меджорит	$Mg_3(Fe,Si)_2[SiO_4]_3$	11,524	—
	андрадит	$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	12,048	3,859

Фермором [3] высказано допущение о существовании в природе следующих гранатов:

		a_0 (Å)	Уд. в.
блитит	$Mn_3Mn_2[SiO_4]_3$	11,940	4,297
кохарит	$Mg_3Fe_2[SiO_4]_3$	11,653	3,870
кальдерит	$Mn_3Fe_2[SiO_4]_3$	11,873	4,388
скиагит	$Fe_3Fe_2[SiO_4]_3$	11,723	4,582

Основанием для выделения приведенных соединений является пересчет данных химических анализов.

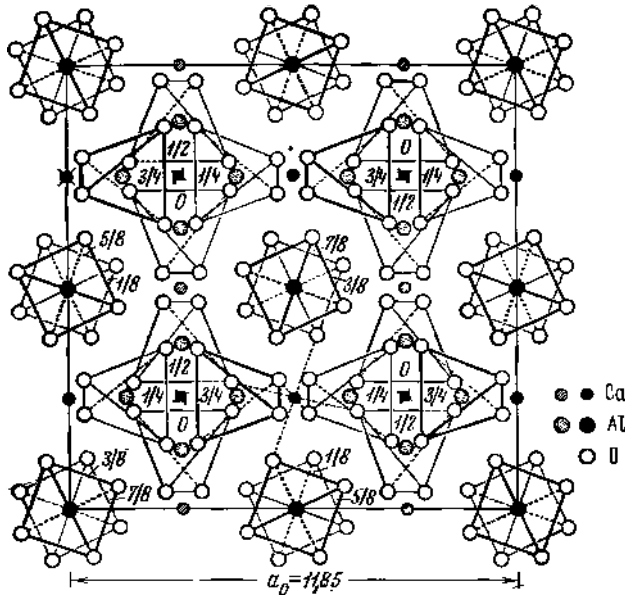
Название гранат (garnet) дано по сходству цвета первоначально изученных гранатов с цветом зернышек в плодах гранатового дерева (Альбертус Магнус, 1270). Синон. гарнетит—garnetite (по Честеру, 1896). Вениса, гармантикус, червец [4], якут (ягут) — старые русские названия гранатов.

Названия гранатов, которые по составу занимают промежуточное положение между крайними членами изоморфных рядов: уграндит — ugrandite — между уваровитом, гроссуляром и андрадитом (справочник Винчела, 1953); грандит — grandite — между гроссуляром и андрадитом (Фермор, 1938) [5]; марганграндит, марганцовый грандит — mang-grandite — между гроссуляром и андрадитом, содержит небольшое количество марганца (Фермор, 1938); пиральмандин — pyralmandine, pyralmandite (Фермор, 1926) [3]; кальциевый пиральмандин — calc-pyralmandite (Фермор, 1938) — содержит небольшое количество кальция; пирандин — pyrandine (Андерсон, 1947) [6] — между пиропом и альмандином; пиральспит — pyralspite (справочник Винчела, 1953) — между пиропом, альмандином и спессартином; спандит — spandite — между спессартином и андрадитом (Фермор, 1907) [7]; спальмандин — spalmandite — между спессартином и альмандином (Фермор, 1926); брандаозит — brandaosite, между спессартином и альмандином, содержащий кроме того Fe^{2+} (Марио де Иезус, 1933) [8]; гральмандин — gralmandite — между гроссуляром и альмандином (Фермор, 1938); магнези-гральмандин — magnesia-gralmandite — содержит повышенное количество магния (Фермор, 1938); марганцовый гральмандин — manganeso-gralmandite — содержит большое количество марганца (Фермор, 1938).

Названия, предложенные Винчелом (уграндит, пиральспит), широко вошли в петрографическую практику.

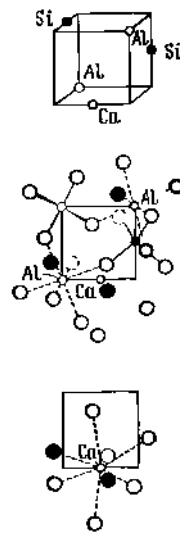
Сингония кубическая O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $Z=8$ [9]. Впервые структура граната была изучена Менцером на примере гроссуляра [9]. В последнее время структура уточнена при изучении гроссуляра и пиропы [10—14].

Решетка объемноцентрированная. Основой структуры (фиг. 3) являются изолированные кремнекислородные тетраэдры и кислородные октаэдры с трехвалентными металлами. Двухвалентные металлы располагаются в полостях каркаса из тетраэдров и октаэдров и окружены восемью атомами O. Каждый атом кислорода в структуре связан с атомом Si, одним трехвалентным и двумя двухвалентными атомами. На выделенном (фиг. 4) для простоты изображения блоке, представляющем собой $1/64$ часть элементарной ячейки гроссуляра, атомы Al занимают вершины, атомы Si и Ca — се-



Фиг. 3. Структура граната в проекции на грань куба (по Мешнеру)

Атомы кремния, располагающиеся в центрах тетраэдров, не показаны. Цифры в этих тетраэдрах указывают высоты атомов Si относительно плоскости чертежа; черные квадратик с черточками — винтовые оси четвертого порядка (правые и левые)

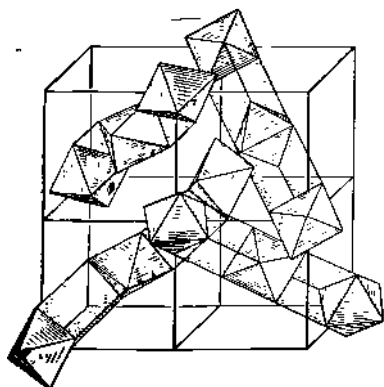


Фиг. 4. Некоторые детали структуры граната (по Брэггу)

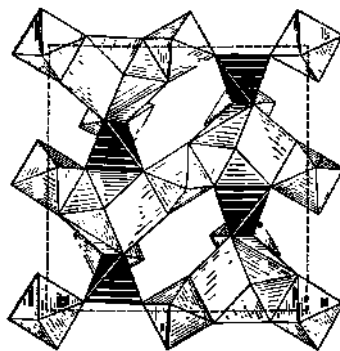
редины ребер. Атомы Ca, каждый из которых окружен восемью кислородами, образуют полиэдры в виде томсоновских «скрученных» кубов. Атомы кислорода занимают вершины октаэдров (с Al внутри в гроссуляре); октаэдр соединен треугольными призмами, на боковых квадратных гранях которых расположены атомы Ca; бесконечные колонки из призм и октаэдров вытянуты вдоль непересекающихся тройных осей (фиг. 5). Эти колонки параллельны диагоналям куба с взаимными углами $70^{\circ}30'$ и соединены «скрученными» кубами (с Ca внутри) и изолированными кремнекислородными тетраэдрами (фиг. 6) [15].

При уточнении структуры граната выяснилось, что ее полиэдры искажены: кремнекислородные тетраэдры представляют собой тетрагональные бисфеноиды, вытянутые вдоль осей 4-го порядка; Al-октаэдр является треугольной антипризмой, вытянутой вдоль оси 3-го порядка; Ca(Mg)-куб искажен так, что углы между его гранями в пиропе колеблются от 76 до 119° [10, 14, 16]. Согласно Абрахамсу и Гелеру [11], искажение Ca-полиэдров в уваровите меньше, чем в гроссуляре, а в андрадите полиэдры искажены еще менее или искажены только тетраэдры. В пиропе искажение полиэдров такое же сильное, как в гроссуляре [16]. Энергия кристаллической решетки рассматривалась на примере пироба и гроссуляра [14]. Межатомные расстояния (в Å) в гроссуляре, по данным нейтронографии [12]: в AlO_6 -октаэдрах Al—O=1,9262, O—O=2,6899 и 2,7578; в SiO_4 -тетраэдрах Si—O=1,6494, O—O=2,5820 и 2,7475; в CaO_8 -полиэдрах Ca—O=2,3280 и 2,4843; O—O=2,5820, 4,5696, 3,9757, 4,9298, 2,8502, 4,1167, 2,7578, 3,4563, 4,2400 и 2,9727. См. также [16, 17].

Природные или синтетические продукты со структурой граната известны для 40 элементов. Положение отдельных катионов в структуре рас-



Фиг. 5. Непересекающиеся тройные оси в структуре граната (по Белову)



Фиг. 6. Полиэдры — заполнители гранатового каркаса (по Белову)

смотрено Гелером [18]. Среди искусственных соединений со структурой граната известны вещества, в октаэдрические позиции которых входят: Ca, V, In, Sc, Al, Fe, Cr, Mg, Mn^{2+} , Mn^{3+} , Rh, Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} [19], Zr, Ti [20]; Ca в гранатах может быть замещен Mg, Fe, Cd, Ba, Sr, Th, Zr, Ge, Mn^{2+} [21, 22], TR от Gd до Lu [23, 24]; TR от Tb до Lu входят в состав граната в сочетании с Al ($Lu_3Al_5O_{12}$), от Nd до Lu и Y — в сочетании с Ga ($Lu_3Ga_5O_{12}$) [22] или же с Fe^{3+} , замещающим Si [24]; Si замещается Ge, Ga, Fe, Ti, Zr [20, 21]. Среди минералов, изоструктурных с гранатами: берцелиит — $(Ca, Na)_8(Mg, Mn)_2(AsO_4)_3$, грифит — $(Mn, Na, Ca)_8(Al, Mn)_2[PO_3(OH, F)]_3$ и криолитонит — $Na_3Al_2(LiF_4)_3$.

По Гневушеву и др. [25], a_0 у пиральспитов меняется от 11,453 до 11,626 Å, у уграндитов — от 11,864 до 12,074 Å и зависит от средней величины радиусов 2- и 3-валентных катионов: $a_0 = 9,125 + 1,560 R^{2+} + 2,000 R^{3+}$. В андрадитах (шорломитах) a_0 пропорционально увеличивается с возрастанием содержания Fe_2O_3 и TiO_2 [26]. По Берто и Форра [27]: $a_0 = 9,223 + 1,407 R^{2+} + 1,694 R^{3+}$; по Макконелу [28]: $a_0 = 9,900 + 1,212 R^{2+} + 1,464 R^{3+}$, по Зюзину [29]: $a_0 = 12,129 - 0,0067$ (пиропла) — 0,00604 (альмандина) — 0,00270 (гроссуляра) $\pm 0,006$ Å. Предложены диаграммы для приблизительного определения состава граната по величине a_0 [30, 31] (см. также ниже). По Нанди [32], a_0 уменьшается с уменьшением отношения $(FeO + MgO) : (CaO + MnO)$; по Хан-Вайнхаймер и Люкке [33] — с уменьшением содержания Fe, Ti, Mn и Ca и с увеличением содержания Mg.

Кристаллы граната принадлежат к гексаэдрическому классу симметрии, $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$) [34].

Самой характерной и наиболее распространенной формой является $d(110)$, как самостоятельная форма часто встречается $n(211)$; обычны также комбинации этих двух форм (фиг. 7, 1—4). Реже наблюдаются формы: $a(100)$, $s(111)$, $e(210)$, $r(332)$ и $s(321)$ (фиг. 7, 5—12).

Отмечаются также грани:

ζ 540	f 310	τ 533	u 853	q 331	y 431
g 320	δ 610	F 532	m 311	z 541	965
l 530	β 322	ω 744	Φ 511	χ 433	v 10.7.3
k 520	ψ 722	G 752	p 221	x 432	

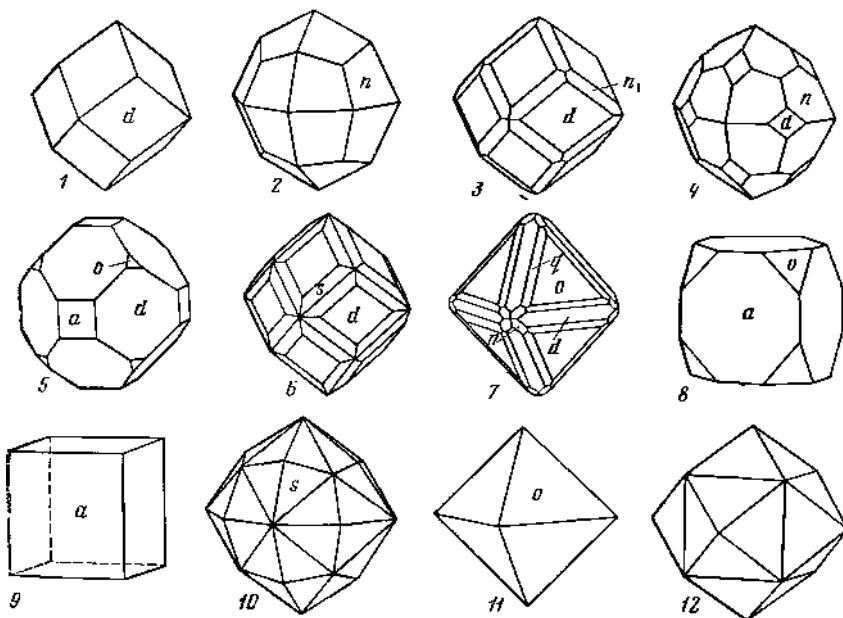
Малодостоверные и вицинальные формы:

20.19.0	26.25.0	25.10.3	28.21.16	28.23.5
41.40.0	11.2.2	12.7.6	55.33.15	26.22.13
64.63.0	143.33.26	11.9.2	60.55.42	64.63.1
86.85.0	21.7.6	114.95.60	40.32.5	22.21.1

Грани кристаллов граната в порядке убывающей распространенности, по Шафрановскому: (110), (211), (321), по Донэй-Харкеру: (211), (110), (321), (100) [35]. Часто наблюдаются искаженные кристаллы. Неравномерное развитие приводит к образованию уплощенных — преимущественно по (111) [36], дипирамидальных и чечевицеобразных кристаллов, вытянутых вдоль оси четвертого порядка.

Грани $d(110)$ нередко иштрихованы параллельно длинной диагонали. На гранях (211) наблюдалась штриховка, параллельная ребру (211) : (110) [37], на некоторых гранях — ступеньки роста или фигуры травления. Характер ступеней роста отличается у гранатов различного происхождения [37а]. В осадочных породах встречаются гранаты со ступенчатой (черепичатой) поверхностью [38].

На кристаллах уваровита, андрадита и гроссуляра чаще наблюдается $d(110)$; для пирропа, альмандина и спессартина характерна $n(211)$ [39]. Облик кристаллов может зависеть от геологических условий минералообразования [39а]. Развитие отдельных граней на кристаллах гранатов предположительно зависит от изменения относительных концентраций R^{2+} и R^{3+} в растворах: при повышении концентрации R^{3+} на кристаллах преимущественно развиваются грани (211), а при относительном избытке R^{2+} — грани (110) [40]. На кристаллах граната из Лянгарского месторождения



Фиг. 7. Кристаллы граната

- 1 — место неизвестно (по Аюи); 5 — Березовск (по Кокшарову); 8 и 9 — Богемия (по Преслу);
 2 — Финляндия (по Аюи); 6 — место неизвестно (по Нобману); 10 — место неизвестно (по Мосу);
 3 — Сибирь (по Аюи); 7 — Эльба (по Бауэру); 11 — Эльба (по Вомбиччи);
 4 — Урал (по Кокшарову); 12 — Богемия (по Славичу)

(Узб. ССР) наблюдалась смена формы (110) в ядре на (211) во внешней границе [37]. Обратные соотношения отмечены для граната с р. Ахтаранды в Сибири [37].

Кристаллическая структура гранатов исключает существование двойников. Описанные Кобелем и Арцуни [41] и Хеддлем [26] двойники по (111), вероятно, являются сростками [42].

В гранатах часто наблюдаются включения других минералов: везувина, кальцита, кварца, магнетита, элидота, диоксида, хлорита, биотита, полевых шпатов, пироксенов, мусковита, амфибола, титанита, дистена, ставролита, апатита, циркона, рутила и др. Иногда гранат является только коркой или периморфозой, окружающей ядро, которое сложено другими минералами; такие футлярообразные кристаллы обнаружены в скарнах [43].

Некоторые включения минералов в гранатах из метаморфических пород имеют вид плавных S-образно изогнутых полос (так называемые структуры «снежных комков») [44—46], которые свидетельствуют об одновременности кристаллизации в подвижных условиях. В порфиробластах граната различаются включения, отличающиеся по времени образования [47]. Отмечено наличие в гранатах газовой-жидких включений [48].

Наблюдалась закономерные сростания граната с различными минералами: (211) граната || (001) мусковита [49, 50], (110) и [001] граната || (001) и [100] мусковита [49, 50]; [110] граната || удлинению рутила [50]; (211) граната || (0001) корунда [51]; (211) и [011] граната || (010) и [001] топаза [50] (см. фиг. в статье «Топаз»). Известны сростания пирропа с алмазом (см. «Минераль» т. I, 64). Наблюдалась закономерные сростания граната и ортоклаза: грань (110) граната почти параллельна (001) ортоклаза [52]; сростания граната с кварцем (в пегматитовых жилах Дзирульского массива и Южного Урала) [53, 54]. Описаны скелетные сростания граната с битовнитом (письменная структура) [52].

Сп. обычно отсутствует; иногда наблюдается несовершенная спайность или отдельность по (110). Изл. полураковистый, неровный или занозистый. Раскалываются на осколки с острыми краями. Хрупки, рассыпчаты в зернистых агрегатах, в плотных (скрытокристаллических) массах очень прочны. Тв. 6—7½. Уд. вес 3,18—4,28, зависит от состава.

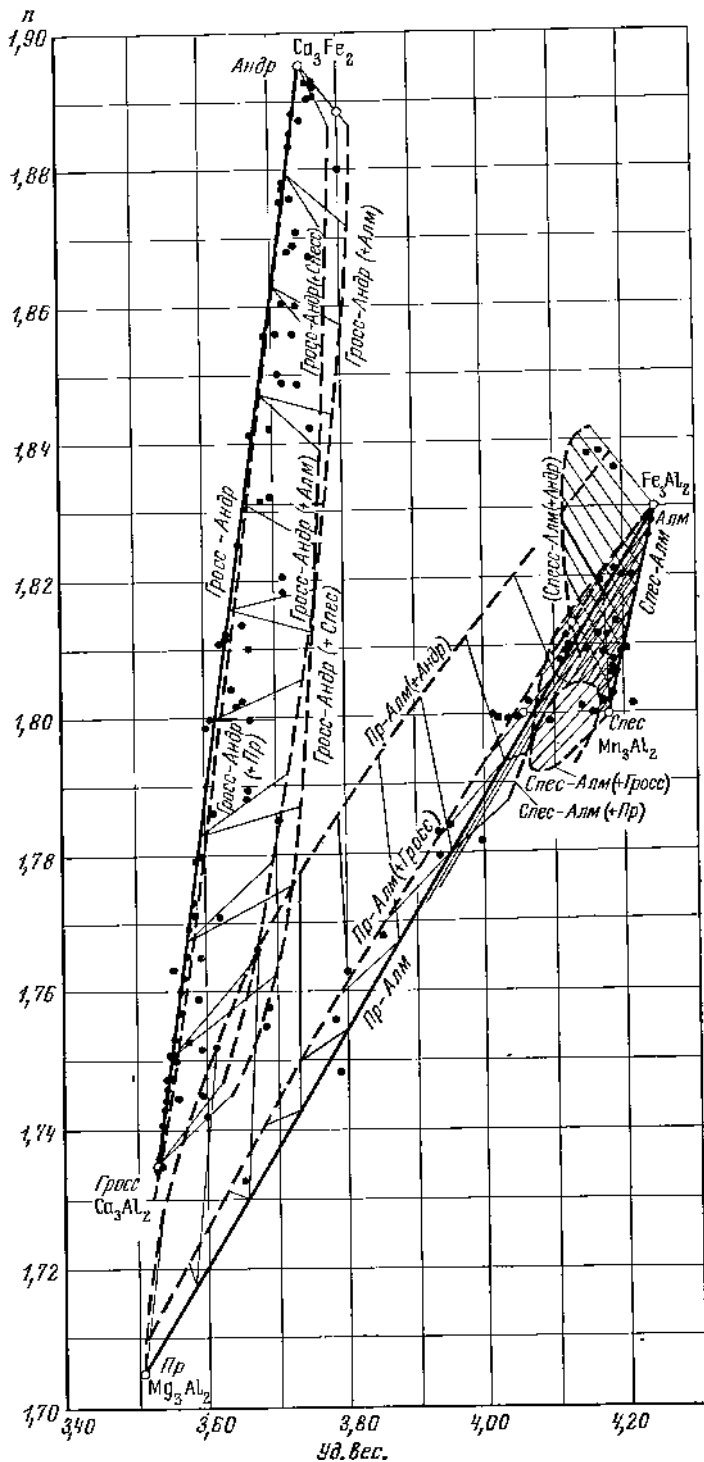
Вычисленные уд. веса для крайних членов [28]:

пирроп	3,570	альмандин	4,298
гроссуляр	3,598	уваровит	3,826
спессартин	4,194	андрадит	3,870

У андрадитов уд. вес пропорционально увеличивается с возрастанием содержания Fe_2O_3 [26]. Связь удельного веса и показателей преломления показана на фиг. 8.

Цвет часто красный, бурый, желтый, зеленый, черный; бесцветные гранаты редки. Окраску коричневых тонов кальциевых гранатов гроссуляр-андрадитового ряда могут вызывать ионы трехвалентного железа в шестерной координации; для бескальциевых гранатов — альмандинов, пирропов и спессартинов — характерны преимущественно красные тона; окраска может быть вызвана ионами железа и марганца, а также хрома и титана [55].

Окраску альмандина вызывают ионы Fe и Mn в октаэдрической координации или ионы Fe в «скрученных» кубах. Окраска пирропов объясняется изоморфной примесью Fe и Mn, которые могут входить в «скрученные» полиэдры или в октаэдры; на окраску могут влиять также Cr и Ti. Окраска спессартинов, вероятно, вызвана Mn^{2+} и Mn^{3+} в шестерной координации, Fe^{2+} в восьмерной координации и Fe^{3+} в шестерной координации. Зеленая окраска уваровита и демантоида вызвана хромом. При небольшом содержании хрома, замещающего



Фиг. 8. Зависимость между показателями преломления и удельным весом гранатов (по Винчелу)
 Алм — вьмандии, Андр — андрадит, Гросс — гроссуляр, Пр — пироп, Спес — спессартии

алюминий, окраска граната красная; при большом содержании Сг изменяется размер октаэдра, окраска становится зеленой [56]. В уваровите в отличие от пирропа Al и Mg замещаются Сг и Са, что приводит к смещению широких полос поглощения в красную область спектра [57].

Черта белая или светлых оттенков. Бл. у гранатов жирный, стеклянный, смоляной, иногда близкий к алмазному или алмазный. Прозрачны в разной степени до непрозрачных.

Магнитная восприимчивость железисто-магнезиальных гранатов пропорциональна содержанию железа [58]; уд. магнитная восприимчивость таких гранатов $60-160 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед. [59]; вычисленная для крайних членов: альмандин — $68 \cdot 10^{-6}$, спессартина — $81 \cdot 10^{-6}$, андрадита — $49 \cdot 10^{-6}$, гроссуляра и пирропа — 0 [60]. Искусственно полученные гранаты с железом в октаэдрическом и тетраэдрическом положениях ферромагнитны [61, 62]. Особенно сильными ферромагнитными свойствами обладает $Y_3Fe_2[FeO_4]_3$; в этом соединении все железо трехвалентное; магнитный момент составляет $2/3$ от магнитного момента магнетита, точка Кюри — $545^\circ K$ [61]. Монокристаллы $Y_3Fe_2[FeO_4]_3$ обладают тонкой доменной структурой [63].

Диэлектрическая проницаемость (ϵ) [64]: альмандин с Урала 4,25—4,51, спессартина из Читинской обл. 4,70, якутского пирропа 4,87, гроссуляра с Кольского п-ова 5,22, андрадита из Дашкесана 6,40. Коэффициент частотной дисперсии эффективной электропроводности (β) граната составляет 0,84 [65].

Константы упругости гранатов [66]:

	Модуль упругости ($\cdot 10^{11}$ дин/см ²)			Кэф. упругости ($\cdot 10^{-12}$ см ³ /дин)		
	c_{11}	c_{12}	c_{44}	s_{11}	s_{12}	s_{44}
пироп-альмандин	26,76	9,45	8,65	4,59	-1,20	11,55
альмандин-пироп	29,16	9,73	9,46	4,14	-1,03	10,58
»	26,47	9,38	8,28	4,64	-1,21	12,10
гроссуляр	27,98	8,57	8,96	4,17	-0,98	11,17

Усредненные (в дин/см² $\cdot 10^{11}$) значения модуля упругости (E), модуля сдвига (G), модуля объемного сжатия (K) (в кг/см² $\cdot 10^{-5}$) и коэффициент Пуассона (σ) гранатов [67]:

	E	G	K	σ
спессартин-альмандин (Бразилия)	24,54	9,69	17,51	0,26
альмандин (Бразилия)	24,18	9,51	17,64	0,27
гроссуляр (Урал)	23,05	9,26	15,04	0,24
пироп (Урал)	23,92	9,55	16,10	0,25
андрадит [67a]	—	—	15,7	—

Коэффициент упругости увеличивается с возрастанием температуры [68].

В инфракрасных спектрах поглощения отдельные полосы смещаются к области низких частот при увеличении радиуса катиона [69]. Для всех гранатов характерны три основные полосы поглощения: положение полосы $1142-1003$ см⁻¹ не зависит от состава; положение полос $1006-775$ и $927-786$ см⁻¹ зависит от состава (у гранатов пиральспитового ряда $1006-951$ и $927-868$ см⁻¹, у гранатов гроссуляр-андрадитового ряда $927-882$ и $868-786$ см⁻¹) [69]. В области $350-280$ см⁻¹ гранаты пиральспитового ряда дают слабые полосы поглощения, отсутствующие у гранатов уграндитового ряда [70]. Кроме того, отмечены три полосы поглощения при 4500 , 6000 и 7800 см⁻¹, обусловленные наличием Fe^{2+} в восьмерной координации [71].

В ультрафиолетовой области спектра гранаты дают ряд узких максимумов; для всех гранатов характерен максимум около $22\,700\text{--}22\,800\text{ см}^{-1}$ [55,71]. В ряду андрадит — шорломит поглощение находится в прямой зависимости от содержания титана в четверной координации [55,70].

В шлифах андрадит, гроссуляр и спессартин бесцветны или окрашены в розоватый, буроватый, редко розовый, красный цвет; меланит — бурый или красно-бурый, уваровит — зеленый. Гранаты изотропны или аномально анизотропны [72—79]. Показатели преломления варьируют от 1,73 до 2,01 и зависят от их состава [28]. Вычисленные показатели преломления для крайних членов изоморфных рядов:

пироп	1,705	1,727	альмандин	1,830	1,827
гроссуляр	1,735	1,732	уваровит	1,870	1,865
спессартин	1,800	1,808	андрадит	1,895	1,889
	Форд	Макконел		Форд	Макконел
	[80]	[28]			

По данным Зюзина [29], существует следующая зависимость показателей преломления от состава: $n=1,815-0,00099$ (пиропа) — $0,00015$ (альмандина) — $0,00085$ (гроссуляра).

В оптически аномальных гранатах наблюдаются двупреломляющие полосы, параллельные (110) или образующие угол 60 или 90° со следом грани (110), а также закономерно гаснущие секторы, основаниями которых являются грани (110).

Оптические аномалии объясняются различием химического состава отдельных зон монокристаллических индивидов и вызванными этим напряжениями в кристаллической решетке. От направления напряжения зависит ориентировка оптической индикатрисы, а от величины напряжения — величина двупреломления. Если двупреломляющие полосы перпендикулярны к следу грани $d(110)$ или образуют с ним угол, то оптические аномалии, по видимому, возникли лишь в результате напряжений в самом кристалле. Напряжения возникают при охлаждении граната после его образования [72].

По Коржинскому [73], гранаты, содержащие $<40\%$ андрадита (показатель преломления $<1,807$), изотропны или слабо анизотропны; гранаты, содержащие $>60\%$ андрадита ($n > 1,837$), изотропны; гранаты с $40\text{--}60\%$ андрадитовой молекулы сильно анизотропны и обнаруживают секториальное строение. Эти выводы подтверждены изучением искусственно полученных гранатов.

При нагревании до $750\text{--}850^\circ$ анизотропные гранаты из Тырны-Ауза становились изотропными [81]. Аномальная интерференционная окраска гранатов обычно серая; $n_g - n_p = 0,002\text{--}0,012$. У искусственных редкоземельных гранатов двупреломление от 0 до 0,002 и $2V = 5\text{--}20^\circ$ [82]. В интервале длин волн $486\text{--}656\text{ мк}$ дисперсия показателей преломления для членов пироп — альмандин — спессартинового ряда колеблется от 0,016 до 0,023, для членов гроссуляр — андрадитового ряда от 0,032 до 0,034; от содержания железа дисперсия показателей преломления не зависит [83].

Ингерсон [84] наблюдал иризацию у гранатов — результат интерференции света в тонких пластинках, параллельных (110) и (111). У отдаленных гранатов обнаруживается астеризм, вызванный дифракционным эффектом за счет включений очень мелких, точно не определенных удлинённых кристаллов, удлинение которых параллельно осям симметрии граната [85]. Астеризм наиболее часто проявляется в виде четырехлучевой, шестилучевой или восьмилучевой звезды, у некоторых альмандинов — в виде 12 четырехлучевых звезд, каждая с углами между лучами $70^\circ 32'$ и $109^\circ 28'$

[85]. В гранатах в отраженном свете и темном поле наблюдался также «скрученный астеризм» (результат содержания включений мелких «скрученных» деформированных кристалликов) [86].

Угол вращения плоскости поляризации в инфракрасном свете около 10° [87].

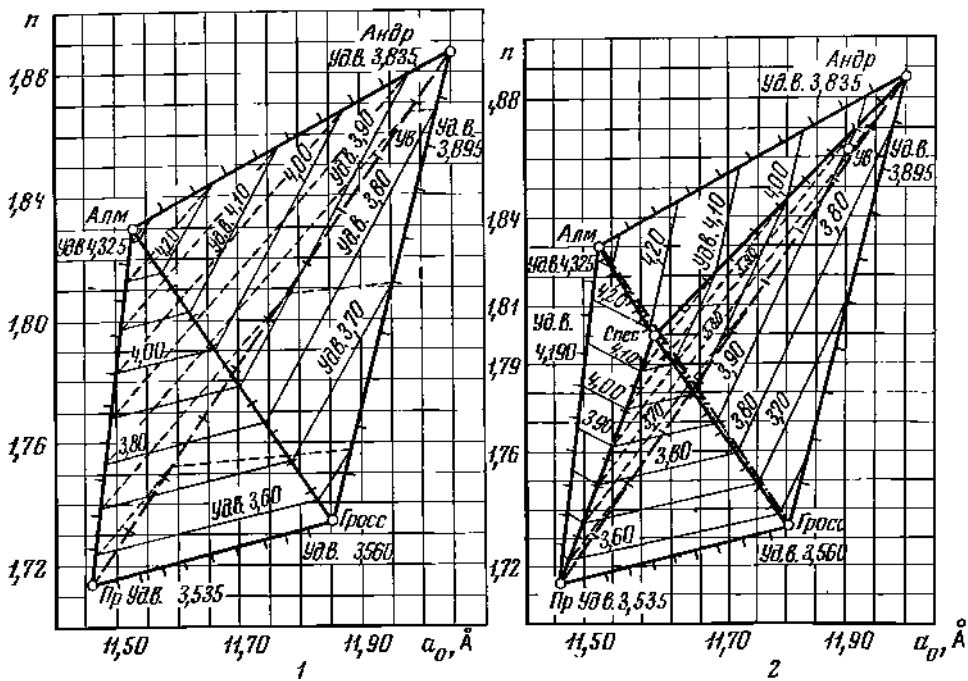
В гранатах Mg и Fe²⁺, а также Fe³⁺ и Mn²⁺ неограниченно замещают друг друга. Широко проявлен изоморфизм Fe³⁺, Al, Cr, Ti, Mn³⁺, V, Y, Ce. Иногда Si замещается на Al, реже — на Ti и Zr [88]. Характерен неограниченный изоморфизм молекул гроссуляра и уваровита, гроссуляра и андрадита, альмандина и пиропса и спессартина, пиропса и спессартина, вероятно уваровита и андрадита [89, 90]. Промежуточные члены между пиральспитами и грандитами встречаются редко [91]. Полная смесимость гроссуляра со спессартином, гроссуляра с альмандином или гроссуляра с пиропсом возможна лишь при благоприятных условиях, которые иногда возникают в метаморфических комплексах [92—94] или при синтезе [95]. Изоморфные смеси пиропса и спессартина отсутствуют [92]. Отмечена полная смесимость андрадита и высокотитанистого шорломита [96]. Наиболее значительным фактором, определяющим существование изоморфных смесей в группе гранатов, является размер ионных радиусов катионов. Разрыв смесимости между спессартином и гроссуляром можно объяснить различием в размерах ионов Mn²⁺ и Ca²⁺, особенно в восьмерной координации. При изучении зональных гранатов методом электронного микроскопа были установлены различия в содержании Mg, Ca, Mn, Fe, Si в отдельных зонах [97, 98].

Гранат при кристаллизации способен захватывать He, растворенный в магме. Более ранние гранаты содержат больше He; гранаты из пегматитов [99] содержат He больше, чем гранаты из скарнов [100]. В гранатах из пегматитовых жил Унгурсая в 1 г вещества содержится 1,60 мм³ He. Гранат из кристаллических сланцев Верхней Сванетии содержит 0,002 % Li и 0,013 % Rb [101]; гранат из пегматитов Калбы — 0,05 % Rb [102]. В гранатах Восточной Сибири обнаружен Be: из кварцево-сподуменовых пегматитов — 0,0002—0,0003 %, из кварцево-альбитовых — 0,0001—0,0008 % [103]; Sc характерен для гранатов из сланцев (вероятно, замещает Mg или Fe²⁺), содержится в гранатах из сиенитов и пегматитов Елетьозерского массива в Карельской АССР (0,0019—0,0027 % Sc) [104]. В некоторых гранатах обнаружено небольшое количество Mn³⁺; Ga (0,0455 %) установлен в гранате из пегматитов Калбы [102], Ge (0,0029—0,0066 %) — в гидротермальном гранате [105].

В существенно кальциевых гранатах Ca замещается стронцием; Zr обнаруживается в гранатах, богатых Mn, Fe, Mg (замещает Fe²⁺); Sn определено в гранате из сиенита Арга-Юряхского интрузива в Якутской АССР (0,0184 %) [106], из скарново-магнетитового месторождения Мышиккол в Кураминском хребте (0,2 %) [107] и из кварцево-слюдистых роговиков Узб. ССР (0,13 % SnO₂).

Для граната, содержащего незначительное количество олова, было предложено недостаточно обоснованное название дханграсит — dhanprasite (Марти, 1967) [108].

Наиболее высокое содержание редких земель характерно для спессартинов [109] (в спессартине из Канозера на Кольском п-ове содержится 3,05 % TR₂O₃) [110]; характерно наличие в спессартинах иттрия (до 2 %), который менее обычен в существенно магниевых гранатах. Андрадит из гранитных пегматитов Гатино-Парка в Квебеке (Канада) содержит 0,75—2,65 % Y [111]. По высокому содержанию редких земель выделяется также альмандин из Шрайберхау в США (2,64 % TR₂O₃) [112]. Известны гранаты, содержащие 0,001 % Nb₂O₅ [113]; в гранате из пегматита Саян установлено 0,0004 % Ti [114].



Фиг. 9. Зависимость удельного веса, показателей преломления и параметров ячейки гранатов от их состава (по Винчелу)

1 — без спессартиновой составляющей, 2 — с учетом спессартиновой составляющей; Алм — алмадин, Андр — андрадит, Гросс — гроссулярь, Пр — проп, Спес — спессартия, Ув — уваровит

Содержание урана в гранатах варьирует в пределах 10^{-6} — 10^{-5} г/т, более высокие концентрации его характерны для существенно кальциевых гранатов, приуроченных к щелочным породам [115]. К элементам-примесям некоторых гранатов относятся К, Na, P.

В гранатах из гранитов, пегматитов, грейзенов и кварцевых жил преобладает марганцевая составляющая, а элементами-примесями являются Ti, Y, Sc, Ge, Ga, Be, Sn, Zr. Для скарнов наиболее характерны существенно кальциевые гранаты; элементами-примесями таких гранатов являются в сульфидных скарнах — Ti, Ge, Sn, As, Pb, Cu, V, в железорудных скарнах — Ti, Cr, V, Ni, Co, Zr, Y, Sc. Эти же элементы содержатся в гранатах из амфиболитов, гнейсов и метаморфизованных основных пород. В спессартин-алмадиндах обычны Y, Sc, Ge, Ga, Be, в гроссулярь-андрадитах — V, Cr, Ni и Cu [116].

По Форду [80], одна шестая часть всех анализированных гранатов слгается молекулами двух крайних членов изоморфных рядов, т. е. двумя миналами, и содержит не более 5% других миналов; одна шестая содержит четыре минала и остальные две трети — три минала. Бёке [117] построил диаграммы, в которых показаны пределы изоморфизма для различных гранатовых миналов; пределы изоморфных замещений им указаны для групп окислов; Херич [118] привел аналогичные данные для каждого окисла в отдельности. Фордом построены трехкомпонентные диаграммы, которые позволяют определять состав граната по уд. весу и показателю преломления. Филипсборн [119] пришел к заключению, что для определения состава граната необходимо знать уд. вес, показатель преломления и весовое

содержание (в %) окисла двухвалентного катиона (лучше всего Са) или уд. вес, показатель преломления и весовое содержание (%) двух окислов двухвалентных катионов. Стоквел [30] указал на аддитивную зависимость между составом и величиной элементарной ячейки, позволяющую судить о преобладающем компоненте граната по интенсивности линий порошкограммы. Фрич [120] отметил возможность определения состава граната по размеру элементарной ячейки и показателю преломления. Диаграммы зависимости показателя преломления и размера элементарной ячейки от состава были предложены также другими авторами [1, 2, 25, 121—123].

Винчелом [121] составлены диаграммы зависимости показателя преломления, удельного веса и размера элементарной ячейки от состава гранатов (фиг. 9). По Гневушеву [25], зная n и a_0 , содержание в гранате отдельных мишалов можно определить с точностью до 3—5%; однако, согласно Хенрикесу [124], определение химического состава граната, основанное на использовании a_0 и n , а также вычисленного уд. веса и содержания спесартиновой молекулы, нецелесообразно из-за очень большой погрешности.

Химический состав граната зависит от типа вмещающей породы. По данным Райта [125], гранаты из различных пород содержат следующие главные молекулы-мишалы (в %):

Порода	Спесар- тин	Гроссу- ляр	Пироп	Альман- дин	Андра- дит
Пегматит	47,1	—	—	41,8	—
Гранит	36,0	—	—	56,8	—
Контактово-изме- ненные породы	30,7	—	—	56,4	—
Бiotитовые сланцы	—	6,0	13,8	73,0	—
Амфиболовые сланцы	—	20,7	20,3	53,6	—
Эклогиты	—	18,5	37,4	39,1	—
Кимберлиты и пе- риdotиты	—	9,0	72,3	12,4	—
Различные основ- ные породы	—	28,7	20,7	34,4	15,6
Известковые скарны	—	51,5	—	—	40,8

Трёгером [126] по соотношению химического состава гранатов и характера вмещающих пород выделено 28, а Соболевым [94] 37 парагенетических типов гранатов.

В петрографической литературе для сравнения железосодержащих гранатов используется «железистость» — отношение $\text{FeO}:\text{FeO} + \text{MgO}$ (в %). Наиболее железистые гранаты (75—79%) встречаются в гнейсах Канады, США, Финляндии. В одних и тех же породах железистость гранатов может колебаться. Так, в гранатах из гнейсов она изменяется от 58 до 79%, что связывается с различными условиями образования, в первую очередь с величиной давления [94, 127, 128]. Железистость гранатов увеличивается от высокотемпературных керамических пегматитов к более низкотемпературным редкометалльным [129]. Железистость их взаимосвязана с железистостью сосуществующих минералов. Железистость искусственных гранатов ряда андрадит — гроссуляр зависит от кислотности — щелочности среды; гранаты с большим содержанием андрадитовой составляющей получены в щелочных средах, с большим содержанием гроссуляровой составляющей — в кислых средах [130].

В ассоциации с кордиеритом гранат может быть устойчивым в достаточно широком интервале железистости (20—25%) [131] — в пределах альмандино-пиропового состава [132]. Изучение ассоциации граната с кордиеритом важно для определения P — T условий образования метаморфи-

ческих пород [94, 128] и глубинности их формирования. Составы граната и ассоциирующегося с ним кордиерита многих метаморфических провинций близки, что указывает на сходные условия метаморфизма.

Состав граната и концентрация некоторых элементов в нем зависят от ассоциации минералов, в которой он находится [90, 133, 134].

Пересчет большинства опубликованных анализов гранатов не приводит к идеальной структурной формуле. Состав, выраженный при помощи молекулярных % конечных членов, может отличаться в зависимости от метода и последовательности пересчета [135].

П. п. гр. все гранаты за исключением уваровита плавятся с большей или меньшей легкостью и образуют стекла, окрашенные в различные цвета. Андрадит и альмандин сплавляются в магнитный шарик. С бурой и фосфорной солью многие гранаты дают реакцию на Fe и Mn, с фосфорной солью образуют скелет кремнезема. С HCl реагируют слабо за исключением демантоида. При воздействии HCl (в течение нескольких часов) отмечена различная кислотоустойчивость минералов группы граната; она увеличивается в направлении андрадит — пироп — гроссуляр [136]. После прокаливании легко разлагаются HCl с выделением студенистого кремнезема. Разлагаются при сплавлении с Na_2CO_3 или K_2CO_3 .

Средняя температура декрипитации гранатов из различных месторождений: гроссуляра — 393° , уваровита — 440° , андрадита — 487° , альмандина — 607° , пироба — 615° , спессартина — 646° [148].

Гранаты относятся к важнейшим породообразующим минералам. Они образуются в широком интервале температур и давлений и в различных средах. Участвуют в образовании многих месторождений полезных ископаемых. Пироп является типоморфным минералом — спутником алмаза в кимберлитах.

Гранаты наблюдаются в некоторых изверженных горных породах как их первичная составная часть (в основных породах — пироп, в гранитах — спессартин и альмандин, в щелочных породах — меланит и шорломит) [123, 137]. В пегматитах наиболее часто встречается спессартин; в некоторых из них проявилась гранатизация плагиоклазов. Для гранатов поздних генераций характерно увеличение андрадитового компонента [138]. Отмечена зависимость состава гранатов из пегматитов от физико-химических условий их формирования [139].

Наибольшее распространение имеют гранаты контактово-метасоматических образований, преимущественно возникших в результате взаимодействия кислых магм с карбонатными породами. Особенно характерны для таких образований гроссуляр и андрадит. Они встречаются в виде сплошных масс или входят в состав скарнов наряду с диопсидом, геденберgitом, эпидотом, везувианом, волластонитом, актинолитом, хлоритом и др. Различные скарны отличаются по составу граната [140—142]. Так, в скарных свинцово-цинковых и медно-железорудных месторождениях встречается андрадит (в ассоциации с салитом), в скарных шпелитовых и молибденит-шпелитовых — существенно гроссуляровый гранат (в ассоциации с геденберgitом) [127].

При воздействии кислых магм на основные метаморфические породы образовался альмандин вместе с биотитом, роговой обманкой, полевыми шпатами, иногда с пироксенами, турмалином, сульфидами и др.

Довольно часто гранаты содержатся в кристаллических сланцах; состав гранатов зависит от состава исходных пород; если исходные породы богаты Al и Fe, образуется альмандин, при метаморфизме известковых пород — гроссуляр; высокое содержание Mg и Al благоприятно для появления пироба.

Пироп-альмандин-спессартиновые гранаты (пиральспиты) характерны для трех смежных по термодинамическим условиям фаций метаморфизма:

амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой. Для амфиболитовой фации типичен спессартин, в гранулитовой фации преобладает альмандин (может содержать до 45% пиропового компонента и до 23% — гроссулярового), в эклогитовой — пироп-альмандиновая составляющая (в гранате, ассоциирующемся с кианитом, содержится значительное количество гроссулярового компонента) [143]. Соответственно признается, что с увеличением степени метаморфизма увеличивается содержание пиропового компонента и уменьшается — спессартинового [144]. При изучении системы $MgSiO_3$ — $CaSiO_3$ — Al_2O_3 подтверждено обогащение пироповой составляющей граната, сосуществующего с клинопироксеном и ортопироксеном, с увеличением давления до 70 кбар при постоянной температуре, а также с уменьшением температуры при постоянном давлении. Содержание пироба колеблется от 81 мол. % при 18 кбар до 88 мол. % при 71 кбар и 1400° [145].

В условиях полиметаморфизма (при диафторезе) состав граната меняется в зависимости от степени изменения пород и температуры. При низкотемпературном диафторезе состав граната не изменяется, он замещается лишь мелкоцеуичатым агрегатом серицита и хлорита [146]. Марганцовистость граната, помимо термодинамических условий, зависит от содержания марганца в исходной породе [144—147]. Утверждение Миаширо [148] об уменьшении содержания спессартиновой молекулы в гранате при увеличении давления недостоверно [144].

С повышением степени метаморфизма уменьшаются молекулярный объем и a_0 гранатов, Ca^{2+} и Mn^{2+} замещаются более мелкими Fe^{2+} и Mg^{2+} и, по-видимому, отношение $(CaO + MnO) : (FeO + MgO)$ является индикатором степени метаморфизма [129, 147, 149, 150]. По данным других авторов, таким индикатором является отношение $Mg/(Mg + Fe)$ [145]. В ассоциациях гранат — биотит и гранат — роговая обманка распределение Fe и Mg зависит от степени метаморфизма [90, 151]. В ставролит-гранатовых сланцах распределение Mg в ставролите и гранате может служить температурным индикатором [151a]. В сосуществующих биотите и гранате с ростом температуры Al_2O_3 переходит из биотита в гранат, а Fe_2O_3 — из граната в биотит [152]. В метаморфических породах в результате прогрессивной перекристаллизации иногда образуются очень крупные кристаллы гранатов [153].

К вторичным минералам, образовавшимся по гранатам, относятся: эпидот, слюды, роговая обманка, скаполит, ортоклаз, кальцит, кварц, хлориты, серпентин, доломит, магнетит, гематит, кордиерит, силлиманит [154]. При выветривании гранаты разрушаются трудно, с образованием глинистых минералов. Гранаты составляют существенную часть тяжелых фракций ряда осадочных пород [155].

Гранаты высокой твердости (альмандин, пироп, спессартин, в меньшей степени андрадит) применяются в качестве абразивного материала [156]. Пригодными для абразивной промышленности считаются породы, содержащие более 10% хорошо образованных крупных кристаллов (больше 1 см). Гранаты флотируются при помощи олеата Na (pH 11,5 и выше) [157], мылом дистиллированного таллового масла [158], окисленным петролатумом (pH 3,5) [159]; 90% добываемого граната идет на изготовление гранатовой бумаги или полотна для полировки твердых пород дерева, шлифования зеркальных стекол, полировки кожи, твердого каучука, целлулоидных и других изделий.

Прозрачные и красиво окрашенные гранаты (гессонит, пироп, гроссуляр, уваровит, альмандин, демантоид) издавна употребляются в ювелирном деле [160]. В связи с применением гранатов в качестве ферритмагнетиков появились многочисленные работы по синтезу гранатов, особенно редкоземельных [62, 161].

Литература

1. Skinner B. J. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5—6, 428 (синтетические конечные члены гр. граната); Geller S., Miller S. E. Am. Min., 1959, 44, Nos. 5—6, 445.
2. Гуллер Я. П. Рентгенография минерального сырья, 1962, сб. 1, 79.
3. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1926, 59, 2043.
4. Яковлева О. А. Тр. Ин-та истории, естествозн. и техники, 1955, 3, 211.
5. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1938, 73, 145.
6. Anderson B. W. J. Gemmology, 1947, 1, No 2, 15.
7. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1907, 35, 22.
8. Mário de Jesus. Comun. Serv. Geol. Portugal, 1933, 19, 65 (по реферату Min. Mag., 1937, 24, No 157; Min. Abstr., 6, No 10, 440).
9. Menzer G. Zs. Krist., 1929, 69, 300; Nishikawa S. Proc. Math.-Phys. Soc. Tokyo, 1917, ser. 2, 9, 194.
10. Zemann J. Beitr. Min., Petr., 1962, 8, 180.
11. Abrahams S. C., Geller S. Acta cryst., 1958, 11, 453 (уточнение структуры).
12. Prandl W. Zs. Krist., 1966, 123, 81 (уточнение структуры).
13. Zemann A., Zemann J. Acta cryst., 1961, 14, 835 (для искусств. пиропа).
14. Born L., Zemann J. Beitr. Min., Petr., 1964, 10, Pt. 1, 2; Acta cryst., 1963, 16, 1064 (межатомные расстояния и энергия решетки).
15. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 20; 1958, № 12, 15; 1962, № 16, 34.
16. Gibbs G. V., Smith J. V. Am. Min., 1965, 50, Nos. 11—12, 2023; Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1963, No 73, 159.
17. Euler F., Bruce J. A. Acta cryst., 1965, 19, 971 (уточнение параметров).
18. Geller S. J. appl. phys., 1960, 31, No. 5, 305.
19. Милль Б. В. 7-е Соповещение по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 36.
20. Милль Б. В. Журн. структурной химии, 1965, 6, № 3, 471; Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 5—6, 773.
21. Милль Б. В. ДАН СССР, 1964, 156, № 4, 814.
22. Милль Б. В. Кристаллография, 1967, 12, вып. 1, 158.
23. Rubinstein C. B., Barns R. L. Am. Min., 1965, 50, Nos. 5—6, 782; Meng Xian-zhen, Ho Yu-ping. Scientia Sinica, 1964, 13, No. 7, 1075.
24. Gentile A. L., Roy R. Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 701.
25. Гнездищев М. А., Калинин А. И., Михеев В. И., Смирнов Г. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 4, 472.
26. Mackowsky M. T. Zusammenhänge zwischen Optik u. Chemie. der Granate. Inaug.-Diss. Univ. Bonn., 1938.
27. Bertaut F., Forrat F. C.R., Paris, 1957, 244, No 1, 96.
28. McConnell D. Bull. Soc. fr. min., 1966, 89, No 1, 14; Canad. Min., 1964, 8, pt. 1, 11.
29. Зюзин Н. И., Соболев Н. В. Новые данные.
30. Stockwell C. H. Am. Min., 1927, 12, No 9, 327.
31. Карпенко М. В., Скобелев Ю. Д., Эренбург Б. Г. Геология и геофизика, 1961, № 12, 48.
32. Nandi K. Bull. Geol. Soc. India, 1967, 4, No 2, 54.
33. Hahn-Weinheimer P., Luecke W. Canad. Min., 1963, 7, 764.
34. Кокширов Н. И. Матер. для минералогии России, 1858, табл. 44; Pabst A. Am. Min., 1943, 28, No 4, 233.
35. Donnay J. D. H., Harker D. Am. Min., 1937, 22, No 5, 446.
36. Богомолова Л. К., Фоминых В. Г. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 35, 171; Blackburn W. H., Dennen W. H. Am. Min., 1968, 53, Nos. 7—8, 1386.
37. Саханенко В. В., Римская-Корсакова О. М. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. 1, 115.
- 37a. Yoshiya Matsumoto. J. Japan. Assoc. min., petr., esop. geol., 1968, 59, No. 3, 108.
38. Гуржий Д. В., Ткачук Л. Г. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 65 (литература); Запорожцева А. С. ДАН СССР, 1960, 131, № 2, 380 (литература, генезис); Варпхнова Н. С. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1954, кн. 1, 138.
39. Kostov I. Annuaire univ. Sofia, Fac. Sci., 1950, 46, 329 (по реферату Chem. Abstr., 47, 7378).
- 39a. Кашкай М. А., Джафаров Ч. Д., Мамедов Т. С. ДАН Азерб. ССР, 1968, 24, № 3, 29.
40. Ярошевский А. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 137.
41. Арифуни А. Е. Зап. Мин. об-ва, 1887, 23, 126.
42. Gliszczynski S. Zbl. Min., 1940, A, 252.
43. Каленов Л. Д. Геология рудных м-ний, 1965, 7, № 1, 110.
44. Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. Изд-во АН СССР, 1963, 138.
45. Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагдлайский В. Б., Борисова К. Д. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 15, 5.

46. *Spry A. J.* of Petrology, 1963, 4, No 2, 211.
47. *Rast N., Sturt B. A., Harris A. L.* Nature, 1962, 195, No 4838, 274; *Galwey A. K., Jones K. A.* Nature, 1962, 193, No. 4814, 471.
48. *Smith F. G.* Am. Min., 1952, 37, Nos. 5—6, 470; *Колтун Л. И., Ляхов Ю. В., Пизнор А. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 3, 327; *Рахманов А. М.* Сб. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана». Изд-во АН Узб.ССР, 1963, 69.
49. *Бельков Н. В.* ДАН СССР, 1949, 64, № 2, 241; *Fron del C.* Am. Min., 1940, 25, No. 1, 69.
50. *Vullée J.* Fortsch. Min., 1952, 29—30, H. 2, 327.
51. *Judd J. W., Hadden W. E.* Am. J. Sci., 1899, 8, 374.
52. *Вертушков Г. Н.* Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1940, вып. 6, 85.
53. *Куровец М. И.* Вестн. Львовск. политехн. ин-та, 1965, № 5, 29.
54. *Одикадзе Г. Л.* Тр. Кавк. ин-та минер. сырья, 1960, № 1 (3), 89.
55. *Грум-Гржимайло С. В., Климовская Л. К., Вишневецкий В. Н.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8, 281.
56. *Грум-Гржимайло С. В., Ровина В. С.* Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40, 63.
57. *Илюхин В. В., Свиридов Д. Т., Белов Н. В.* Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 2, 126.
58. *Круеллякова Г. И., Костюк В. П.* Геол. журн. АН Укр. ССР, 1954, 14, вып. 6, 76.
59. *Бергер Г. С.* Флотарируемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 181.
60. *Frost M. J.* Min. Mag., 1960, 32, No. 250, 573.
61. *Белов Н. В.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 27.
62. *Белов К. П., Зайцева М. А., Кадомцева А. М., Квитко С. С., Овчинникова Т. Л.* Кристаллография, 1962, 7, вып. 2, 242.
63. *Дьягеров В. Д., Дрокин А. И.* Кристаллография, 1960, 5, вып. 6, 945.
64. *Рожкова Е. В., Еришова К. С.* Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 98.
65. *Забороцкий А. И., Семенова С. Г., Фролов А. Д.* Изв. АН СССР, Физика земли, 1968, № 5, 61.
66. *Рыжова Т. В., Решикова Л. М., Александров К. С.* Изв. АН СССР, Физика земли, 1966, № 7, 52; *Рыжова Т. В., Александров К. С., Беликов Б. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 1, 41.
67. *Александров К. С., Беликов Б. П., Рыжова Т. В.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 2, 3; *Беликов Б. П.* Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., 1963, сер. геол., № 4, 132.
- 67a. *Галдин Н. Е.* Геохимия, 1969, № 1, 40.
68. *Jayarama Reddy P., Vhimsanachar J.* Acta Cryst., 1964, 17, 31.
69. *Гневушев М. А., Федорова Л. Г.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 626; ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 672; Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1966, 65, 129.
70. *Tarte P.* Nature, 1960, 188, No 4720, 234.
71. *Manning P. G.* Canad. Min., 1967, 9, pt. 2, 237; 1969, 9 pt. 5, 723; *Moore R. K., White W. V.* Canad. Min., 1967, 9, pt. 2, 301.
72. *Кирьянов Р. П.* Зап. Мин. об-ва, 1941, 70, вып. 1, 23.
73. *Коржинский Д. С.* Тр. ИГи АН СССР, 1948, вып. 68, 65.
74. *Калинин Д. В.* ДАН СССР, 1967, 172, № 5, 1167.
75. *Кашкай М. А., Велилова Ф. И.* Изв. Азерб. фил. АН СССР, 1940, № 3, 16.
76. *Леммлейн Г. Г.* Секториальное строение кристаллов. Изд-во АН СССР, 1948.
77. *Старков П. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, № 4, 283.
78. *Brauns R.* Die optischen Anomalien der Kristalle. Leipzig, 1896.
79. *Дунав В. А.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 35, 27.
80. *Ford W. E.* Am. J. Sci., 1915, 40, 33.
81. *Соловьев С. П., Никогосян Х. С.* Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 4, 651.
82. *Chase A. V., Lefever R. A.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 9—10, 1126.
83. *Легоноква Г. Н., Калмыкова Т. Ф.* Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1965, вып. 24, 47.
84. *Ingerson E.* Am. Min., 1943, 28, No. 5, 303.
85. *Walcott A. J.* Geol. ser. field. Mus. nat. hist., 1937, 7, No. 3, 39.
86. *Maier W.* Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1951, 2, H. 5, 428.
87. *Чёткин М. В.* Физика твердого тела, 1964, 6, вып. 12, 3753.
88. *Nickel E. H.* Canad. Min., 1960, 6, pt. 4, 549.
89. *Gentile A. L., Roy R.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 701.
90. *Saxena S. K.* Am. Min., 1968, 53, Nos. 5—6, 994.
91. *Sathe R. V.* Min. Mag., 1968, 38, No. 283, 1032.
92. *Nemes D.* Min. Mag., 1967, 36, No. 279, 389; Geologic, 1967, 16, H. 2, 157.
93. *Соболев Н. В., Зюзин Н. И., Кузнецова И. К.* ДАН СССР, 1966, 167, № 4, 902.
94. *Соболев Н. В.* ДАН СССР, 1964, 157, № 2, 353; Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964 (сводка хим. анализов).
95. *Ito J., Fron del C.* Am. Min., 1968, 53, Nos. 5—6, 1036.
96. *Грудев А. П.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 108.
97. *Béthune P., Goossens P., Berger P. C. R., Paris.* 1965, 260, gr. 9, No. 26, 6946.
98. *Vogel D. E., Bahezre C. N.* Jb. Min., Monatsh., 1965, H. 5, 140.
99. *Хлопин В. Г.* ДАН СССР, 1949, 69, № 6, 825.

100. Чердынцева В. В., Козак Л. В. ДАН СССР, 1949, 69, № 6, 829.
101. Гошвили Б. А. Тр. Кавк. ин-та минеральн. сырья, 1965, вып. 6, 123.
102. Шабло С. Г. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 14, 70.
103. Мелентьев Г. Б., Филиппова Ю. И. Сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965, 242.
104. Кухаренко А. А., Муравьева Л. П. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. 1, 181.
105. Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов Ga, Ge, Cd, In, Tl в гидротермальных м-ниях. Изд-во «Недра», 1966, 63.
106. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966, 141.
107. Каххаров А. Узб. геол. журн., 1959, вып. 1, 37.
108. Murthy S. R. N. Current Science, 1967, 36, No 11, 295.
109. Семенов Е. И. Минералогия редких элементов. Изд-во «Наука», 1963, 169.
110. Бельков И. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 126.
111. Kasowski M. A., Hogarth D. D. Canad. Min., 1968, 9, pt. 4, 552.
112. Джайфф Г. В. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Перев. с англ. Изд-во иностр. лит-ры, 1952, 85.
113. Rankama K. Science, 1947, 106, No. 2740, 13.
114. Слепнев Ю. С. Геохимия, 1964, № 3, 242.
115. Комаров А. Н., Шуколов Ю. А., Сковородкин Н. В. Геохимия, 1967, № 7, 763.
116. Дудыкина А. С. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 28, 90.
117. Voege H. E. Zs. Krist., 1913, 53, 149.
118. Heritsch F. N. Jb. Min., 1927, B.-Bd. 55, A, 60.
119. Philipsborn H. Bezieh. zwisch. Lichtbrech. Dichte u. chem. Zusammensetzung in der Granat-Gruppe. Leipzig, 1928.
120. Frietsch R. Geol. für. förhandl., 1957, 79, H. 1, N: o 488, 43.
121. Winchell H. Am. Min., 1958, 43, Nos. 5—6, 595.
122. Bouska V., Drazdák K., Janout T. Acta Univ. Carolinae, geol., 1962 No. 3, 131; Sastri G. G. K. Rec. Geol. Surv. India, 1962, 87, pt. 4, 757; Fenoglio M., Rigault G. Rend. Soc. min. Ital., 1960, 16, 7; Fleischer M. Am. Min., 1937, 22, No 6, 751; Frietsch R. Geol. für. förhandl., 1957, 79, H. 1, N: o 488, 43; Hey M. H. Min. Mag., 1966, 31, No 232, 69; Levin S. B. Am. Min., 1949, 34, Nos. 1—2, 79; Sriramadas A. Am. Min., 1957, 42, Nos. 3—4, 294; Васильева Е. К. Геология и геофизика, 1966, № 2, 118; Он же. Применение корреляционного анализа при изучении изоморфизма в оливине и гранатах. Изд-во «Наука», 1969.
123. Косой Л. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1940, № 45, сер. геол.-почв., вып. 8, 158.
- 123a. Ляхович В. В. Акцессорные минералы. Изд-во «Наука», 1968, 144.
124. Henriques A. Ark. Min., Geol., 1958, 2, H. 4, pr. 23, 391.
125. Wright W. J. Am. Min., 1938, 23, No 7, 436.
126. Tröger E. N. Jb. Min., Abhandl., 1959, 93, H. 1, 1.
127. Жариков В. А. ДАН СССР, 1966, 170, № 2, 425.
128. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаз метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
129. Соколов Ю. М., Быкова В. С., Буерова В. Д., Васильева С. Н. Тр. Лаб. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19, 312.
130. Калинин Д. В., Ленискина Н. Д. Геология рудных м-ний, 1967, № 3, 95.
131. Хлестов В. В. ДАН СССР, 1964, 154, № 4, 842.
132. Folinsbee R. E. Am. Min., 1941, 26, No. 1, 50.
133. Froese E. Canad. Min., 1963, 7, pt. 5, 698.
134. Kretz R. J. of Geology, 1959, 67, No 4, 371.
135. Rickwood P. C. Contrib. min., petr., 1968, 18, H. 2, 175.
136. Ступкина Л. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, № 3, 340.
137. Орлов Ю. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 107.
138. Махивин В. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949, № 3, 75.
139. Соколов Ю. М., Быкова В. С., Мануйлова М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, № 5, 537.
140. Курбатов С. М. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1945, № 65, сер. геол.-почв., вып. 13, 68.
141. Друсова Г. М., Буерова В. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 37.
142. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных м-ний Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965, 124.
143. Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Алабарского массива. Изд-во «Наука», 1964, 52; Лутц Б. Г., Никишов К. Н. Тр. Якутск. фил АН СССР, сер. геол., 1963, сб. № 9, 99; Лутц Б. Г. Геология рудных м-ний, 1965, № 5, 18; Smulikowski K. Bull. Acad. polon. sci., ser. géol., géogr., 1965, 13, No. 1, 11; Banno S. Japanese J. geol., geogr., 1965, 36, Nos. 2—4, 23.

144. Дрогова Г. М., Глебовицкий В. А. Сб. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965, 33; Великославинский Д. А. Тр. Лаб. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11, 302.
145. Schmid R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1966, 46, H. 2—3, 683.
146. Великославинский Д. А. Сб. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965, 21.
147. Атертон М. П. Сб. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967, 293.
148. Miyashiro A. Geoch., cosm. acta, 1953, 4, No. 4, 179.
149. Sturt B. A. J. of Petrology, 1962, 3, No. 2, 181.
150. Nandi K. Min. Mag., 1967, 36, No. 277, 89.
151. Frost M. J. Geol. Mag., 1962, 99, No. 5, 427.
- 151а. Перчук Л. Л. ДАН СССР, 1969, 186, № 6, 1405.
152. Перчук Л. Л., Павленко А. С. Геохимия, 1967, № 9, 1063.
153. Levin S. B. Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, No. 6, 519.
154. Paghava Rao K. V. Current Science, 1953, 22, No. 11, 330 (Реф. журн. Геология, 1954, реф. 5112); Чесноков Б. В., Якишин В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 1, 85.
155. Литвин С. В. ДАН СССР, 1962, 145, № 4, 903.
156. Черноуситов Ю. Л. Сб. «Образивы», ОНТИ, 1935, 136; Bates R. L. Geol. Industr. Rocks a. Mineral, New York, 1960, 418.
157. Viswanathan K. V., Madhavan T. R., Majumdar K. Mining Mag., 1965, 113, No 1, 17; Рахитина Е. В., Солженкин П. М. ДАН Тадж. ССР, 1967, 10, № 4, 32.
158. Полюкин С. И., Колмогорова В. И. Цвстные металлы, 1966, № 10, 13.
159. Наифонов Т. Б., Полюкин С. И. Сб. «Обогащение полезных ископаемых Кольского п-ва». Изд-во «Наука», 1966, 46.
160. Mellis O. Ark. min., geol., 1963, 3, H. 4, nr. 15, 297.
161. Matthes S. Geoch., cosm. acta, 1961, 23, Nos. 3—4, 233; Nielsen J. W., Dearborn E. F. J. phys., chem. solids, 1958, 5, No. 3, 202.

Алюминиевые гранаты

Пироп Pyrope



Назван по красному цвету — от греч. πυρόφωλος (пиропос) — подобный огню (Вернер, 1800).

Синон. Магнезио-алюминиевый гранат — magnesium aluminium garnet, магнезио-ферроалюминиевый гранат, богемский гранат — böhmischer Granat (Клапрот, 1747), вогезит — vogesite (Вайсбах, 1875), скальный рубин — Felsenrubin (частью, Кёхлин, 1911). Названием карбункул — carbuncle (Плиний, 77 г. н. э.), иначе карфункель — Karfunkel (по Дана, 1892) — обозначались красные гранаты (пироп, алмазидин), а также шпинель.

Пиропы ювелирного качества известны под названиями: капский рубин — Cap-Rubin (по Хинне, 1, стр. 1749), колоралский рубин, арizonский рубин — Arizona ruby, фашодский гранат.

Гранат промежуточного между пиропом и алмазидином состава — родолит.

Характ. выдел. Округлые зерна, редко кристаллы.

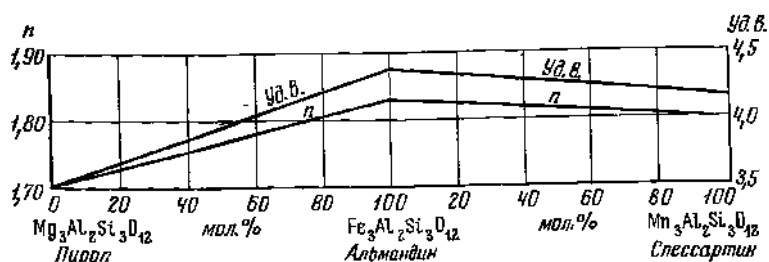
Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $Z=8$; a_0 колеблется от 11,51 до 11,54 Å, $a_0=11,533$ Å для оригинала анализа 5 [1]; для искусств. крайнего члена $a_0=11,459$ Å [2], вычисл. $a_0=11,428$ Å [3].

Наблюдались лишь формы: a (100), d (110) и n (211) [4].

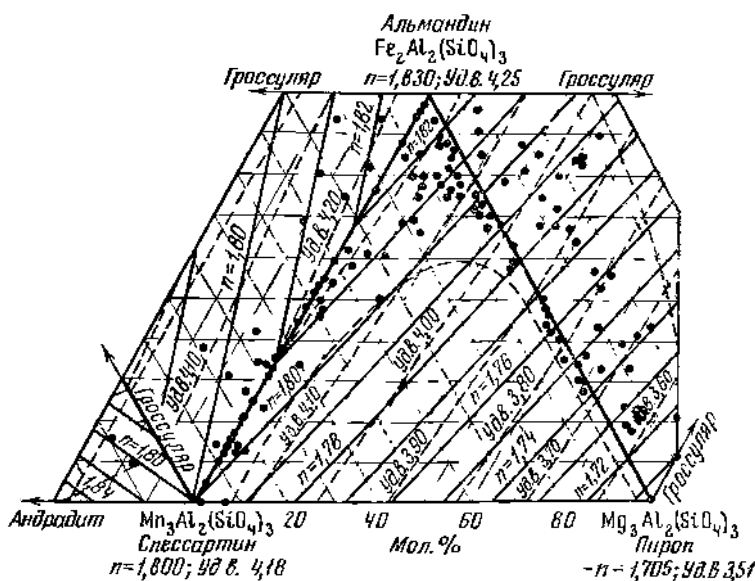
Описаны закономерные сростания пироба с алмазом: (001) пироба совпадает с (111), (211) или (311) алмаза; [100] пироба параллельно [110] алмаза [5]. Отмечено также совпадение осей второго, третьего и четвертого порядков пироба и алмаза в их сростках (образцы из Якутии) [6].

Поверхность большинства зерен пироба Якутии (из кимберлитов) и Чехословакии имеет матовый блеск, часто грубо корродирована; некоторые углубления имеют форму усеченных пирамид, черепитчатую, ступенчатую или представляют подобие отпечатков игл, чечевиц, капель [7—9].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. нст. Тв. 7—7½. Уд. всс 3,47—4,04 (вычисл. 3,732 для оригинала хим. анализа 6) [1]. Уд. вес возрастает с увели-



Фиг. 10. Зависимость удельного веса и показателя преломления от состава гранатов ряда пироп — альмандин — спессартин (по Винчелу)



Фиг. 11. Зависимость удельного веса и оптических свойств от состава гранатов ряда пироп — альмандин — спессартин — (гроссуляра) (по Винчелу)

Пунктирные линии — пределы взаимной смешиваемости

чением содержания альмандиновой молекулы (фиг. 10 и 11). Цв. огненно-красный, кроваво-красный, винно-красный, коричневато-красный, оранжевый, розовый, рубиновый, лиловый, редко черный. Светло-лиловая, фиолетово-красная, оранжево-красная и оранжевая окраски связаны с содержанием в минерале Cr^{3+} и Fe^{3+} , а густо-оранжевая, вероятно, вызвана сочетанием Cr и Ti [10, 11]. С возрастанием содержания Cr_2O_3 наблюдается изменение цвета пироба от оранжево-красного до красного и фиолетового [12]. Некоторые якутские пиробы меняют окраску при изменении освещения подобно александриту [8, 13]. Бл. сильный, стеклянный, иногда смоляной. Просвечивает, реже прозрачен.

Обладает магнитной вращательной силой [14]. Парамагнитный. Магнитная восприимчивость $1,34-1,51 \cdot 10^{-6}$ г/см³. Пироп теоретического состава должен быть диамагнитным [15].

Теплота образования $\Delta H_{298}^0 = (-)1429,5$ ккал/моль [16]; энтропия $S_{298}^0 = 58$ кал/град·моль [16]; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298} = (-)1438,35$ ккал/моль [17].

Для инфракрасного спектра поглощения характерны два основных максимума (2381—2439 и 1754—1786 см⁻¹) [13].

Микр. В шлифах розовый, красный до желто-бурого. Иногда наблюдаются зоны, параллельные граням кристалла. Изотропен или аномально двуосный. В зональных кристаллах различимы аномально двуосные зоны с различным двупреломлением. $n=1,740-1,784$ (вычисл. 1,705 [18]). Показатель преломления увеличивается с увеличением содержания алмадиновой составляющей (Fe²⁺) [19] (см. фиг. 10 и 11). Установлена прямая зависимость между n , уд. весом и содержанием Cr₂O₃ [12, 20].

Хим. Теор. состав для Mg₂Al₂(SiO₄)₂: MgO — 30,01, Al₂O₃ — 25,29, SiO₂ — 44,70. Наибольшее содержание MgO в природных пиропсах — 21,24%; обычно Mg в большей или меньшей степени замещен Fe²⁺ и Mn, Al замещен Fe³⁺ и Cr. Существует непрерывный ряд пироп — алмадин; непрерывные переходы от пироба к спессартину не установлены. В пиробах Мерунице (Чехословакия) содержится до 3% иттриевых земель [21]. В пиробе из трубки Обнаженная (Якутия) обнаружено 0,145 г/т U [21a]. Железистость — отношение Fe : (Fe+Mg) — пироба всегда больше железистости материнской породы, в которой он заключен [12].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	0,15	—	0,14	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,12	—	0,07	—	—	—	—
MgO	21,24	20,80	20,70	20,67	20,57	20,52	20,51	20,27	20,25
CaO	5,43	5,18	4,33	5,10	4,64	4,42	4,37	5,20	5,22
MnO	0,18	0,18	0,24	0,40	0,37	0,47	0,24	0,15	0,40
FeO	4,52	6,24	8,27	9,02	7,55	7,80	7,47	7,14	9,00
Al ₂ O ₃	20,13	19,68	20,40	19,06	21,50	21,43	21,84	19,62	19,40
Cr ₂ O ₃	3,28	1,60	1,31	1,35	2,77	1,97	0,43	0,36	1,20
Fe ₂ O ₃	4,02	3,64	2,41	2,58	1,37	1,00	1,97	5,41	3,00
SiO ₂	41,40	42,36	41,71	40,45	41,11	42,94	42,04	41,52	40,60
TiO ₂	0,17	0,52	1,00	1,47	0,27	—	0,92	0,40	1,40
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,06	—	—	0,12	—	0,17	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,12	0,08	0,04	—	—	0,22	—
П. п.	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,47	100,26	100,76	100,18	100,61*	100,55	99,96	100,29	100,47
Уд. в.	3,74	3,74	3,56	3,73	3,47	3,7	3,683	3,53	3,73
n	1,757	—	1,740	1,757	1,747	1,7412	1,749	1,740	1,752
n_0	—	11,522	11,534	—	—	11,533	11,526	11,539	—

* В том числе CO₂—0,06, SO₃—0,01.

1 — трубка Дзелья, Якутия, анал. Коноплева [22]; 2 — с. Козырка, Бугский лама, анал. Коноплева [23]; 3 — трубка Чомур, Якутия [24]; 4 — трубка Сытыканская, Якутия, анал. Коноплева [22]; 5 — Стокдейл, США, анал. Асари [25]; 6 — Мерунице, Чехословакия, анал. Зеебах [1]; 7 — трубка Таба Патгаса, Лесото, анал. Кер [20]; 8 — трубка Зарница, Якутия [8]; 9 — трубка Зарница, Якутия, анал. Коноплева [22].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	—	—	0,30	—	0,23	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,20	—	0,47	—	—
MgO	20,12	20,11	19,85	19,60	19,60	18,52	18,16	16,64	14,82
CaO	5,38	3,35	4,80	5,13	4,40	4,96	4,38	4,71	5,36
MnO	0,38	0,33	0,36	0,28	0,37	0,03	0,40	0,33	0,29
FeO	7,88	8,19	8,24	7,78	7,06	8,62	6,75	12,86	14,56
Al ₂ O ₃	21,25	19,24	22,10	22,26	19,65	25,88	20,19	23,01	22,35
Cr ₂ O ₃	1,80	2,52	1,91	1,03	1,53	2,27	3,00	0,22	—
Fe ₂ O ₃	1,84	6,61	0,35	1,68	1,15	0,12	1,20	1,22	0,95
SiO ₂	41,99	39,17	42,11	42,05	44,76	39,20	44,56	41,52	41,50
TiO ₂	—	—	0,12	0,36	0,69	0,16	0,29	сл.	0,08
P ₂ O ₅	—	—	—	—	сл.	—	0,03	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,29	—	—	0,11	0,38	} 0,16	0,09
H ₂ O ⁻	—	—	0,11	0,28	—	—	He обн.		0,36
Сумма	100,64	99,52	100,24	100,45	99,76*	99,87	100,04	100,67	100,35
Уд. в.	—	3,71	3,711	—	3,705	3,72	3,77	3,782	3,786
n	1,7508	1,747	1,746	1,742	1,743	1,740	1,746	1,7498	1,7542
a ₀	—	11,51	11,531	11,505	11,530	11,532	11,526	—	—

* В том числе 0,03 NiO, 0,02 CoO.

10 — Триблиц, Чехословакия, анал. Ен [26]; 11 — Ливгорка, Чехословакия [27];
 12 — трубка Датонгспав, Лесото, анал. Падгет [20]; 13 — трубка Мир, Якутия, анал.
 Шевченко [28]; 14 — Ливгорка, Чехословакия, анал. Кираченко [29]; 15 — трубка
 Мир, Якутия, анал. Липатова [15]; 16 — трубка Заршаца, Якутия, анал. Липатова [15];
 17 — Родгауген, Сондмор, анал. Эскола [30]; 18 — Вадугупалсейм, шт. Мадрас, Индия,
 анал. Ослунд [30].

	19	20	21	22	23	24	25
Na ₂ O	0,04	0,02	—	0,10	0,05	—	—
K ₂ O	0,03	0,05	—	0,36	—	—	—
MgO	14,64	14,12	13,97	13,64	12,82	8,74	7,77
CaO	7,75	5,68	2,17	4,18	5,54	3,79	5,37
MnO	0,14	0,40	0,17	0,43	0,21	0,43	0,55
FeO	12,68	15,27	19,13	14,43	17,72	25,66	21,32
CoO	—	0,015	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	21,91	21,85	19,90	22,56	22,24	21,34	19,78
Cr ₂ O ₃	0,10	0,06	—	0,29	0,09	He обн.	—
Fe ₂ O ₃	1,45	1,34	5,03	1,46	0,72	1,26	3,04
SiO ₂	41,25	41,05	39,04	42,40	40,52	39,19	41,39
TiO ₂	0,20	0,16	0,12	0,16	0,16	He обн.	0,34
P ₂ O ₅	—	0,05	—	сл.	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,01	} 0,06	0,33	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,02		0,25	0,18	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	0,04	—	—
Сумма	100,22	100,125	100,11	100,19	100,11	100,41	99,56
Уд. в.	3,82	4,04	3,84	3,85	3,84	3,995	—
n	1,741	1,749	1,758	1,758	1,754	1,784	1,783
a ₀	11,535	11,517	—	11,508	11,518	11,539	—

19 — трубка НИИГА-1, Якутия, анал. Шевченко и Гурьевич [31]; 20 — трубка Маршрут-
 ная, Якутия [32]; 21 — Вал Кадера, Италия [33]; 22 — трубка Обнаженная, Якутия,
 анал. Саблина [34]; 23 — трубка Чомур, Якутия [32]; 24 — трубка Као, Лесото, анал.
 Болдуин [20]; 25 — Западное Беломорье, Карелия, анал. Киселева [35].

Диагн. исп. Не растворяется в кислотах, даже в HF.

После прокаливания разлагается в HCl с выделением студневидного кремнезема.

П. п. тр. чернеет и становится непрозрачным; при охлаждении снова становится красным и прозрачным. При сильном прокаливании с трудом сплавляется в черное блестящее стекло.

Повед. при нагр. Температура плавления 1185° [36]. Плавится и конгруэнтно при давлении от 25 до 36 кбар, выше 36 кбар конгруэнтно [37].

Нахожд. Среднераспространенный минерал. Встречается главным образом в кимберлитах, перидотитах, змеевиках. Отмечен в хондритовом метеорите Курара, Западная Австралия, где развился по оливицу [38]. В кимберлитах в основном является интрателлурическим.

Широко распространен в кимберлитах Южной Якутии [13, 22] (иногда образует включения в алмазе) [39] вместе с диопсидом, хромпикотитом и оливином [40]. Содержится в кимберлитах Южной Африки [20]. Отмечен в серпентинизированных перидотитах докембрия в Кокчетавском массиве (Центральный Казахстан) [41]. В Чехословакии встречается в кимберлитах [42], в серпентинизированных перидотитах (Кутна Гора, Колин, Липгорка, Мерунице, Тржтепо, Кршемже) [12, 24, 27, 43, 44], а также во вторичных месторождениях — в туфах, галечниках и песчаниках (Чешские Средние горы, Северо-Восточная Чехия) [9, 45, 46]. Близ Стокдейла (шт. Канзас, США) содержится в серпентинизированном перидотите в виде фенокристаллов [47]. В Какануи (Новая Зеландия) наряду с авгитом и роговой обманкой встречается в пизнеолигоценовой вулканической брекчии [48].

Пироп с примесью алмандинового компонента характерен для эклогитов. Отмечено метасоматическое образование пироба при эклогитизации ксенолитов кристаллических сланцев, наблюдаемых в ксенолитах среди кимберлитов Якутии [49]. В отличие от гранатов из перидотитов он содержит больше кальциевого компонента; состав его варьирует в широких пределах [50]. Широко распространен в эклогитах Якутии, связанных с кимберлитами [8], а также в эклогитах Норвегии [51], Англии [52], Чехословакии [12, 27, 42, 9], Индии [30]. Обнаружен среди гнейсов Северной Карелии [35]. В гранатовых амфиболитах Кемпирсае (Южный Урал) пироп образовался путем замещения плагиоклаза [53]. Описан из метаморфических глиноземистых пород Анабарского массива, где пироп-альмандин находится в ассоциации с сапфирином, силлиманитом, гиперстеном, кордиеритом и биотитом [54].

Наблюдался в тяжелой фракции карбонатных пород Приангарья [55]. Накапливается в делювиальных и аллювиальных россыпях [56].

Изм. Превращается в зеленое вещество — «келифит» — kelyphite (Шрауф, 1882), которое представляет смесь волокнистого амфибола, полевого шпата, пироксена, шпинели, хлорита, биотита, кальцита и образует корочки на зернах пироба. Наиболее интенсивно келифитизация проявилась в эклогитах. По данным Матеса [57], образование келифитовых колец вокруг пироба не является результатом гистерогенного разрушения. Согласно данным Йодера [58], келифит образуется по пиропу в присутствии H_2O при температуре 600° и давлении около 30 000 psi.

Несомненно также образование по пиропу хлорита. При изменении родолита с гиперстеном образовались антофиллит и биотит [59].

Искусств. Получен из смеси каолинита, SiO_2 , MgO и $MgCl_2$ при температуре 900° и давлении 30 000 атм. [60], из смеси соответствующих оксидов при нагревании до 1600° и давлении 50—60 кбар [61]. Стабилен при давлении 15—40 кбар и температуре 1000—1750°. При меньшем давлении распадается на Al-эпстатит, сапфирин и силлиманит [37].

Практ. знач. Применяется в качестве абразивного материала и как полудрагоценный камень. Может употребляться для определения возраста по гелиевому методу [62]. Служит индикатором месторождений алмазов.

Отл. Под микроскопом от ставролита отличается по изотропности, от алмандина — по показателю преломления.

Р о д о л и т — rhodolite — по составу занимает промежуточное положение между пиропом и алмандином с отношением $Mg : Fe^{2+} \approx 2$. Назван по окраске (розовато-красный, пурпурный) (Хиден, Праг, 1898) [63]. Анализы 16—21.

Межплоскостные расстояния синтетического пирова *

$SiK\alpha$ -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
211	8	4,677	631	2	1,6894	752	4	1,2976
220	4	4,053	444	12	1,6540	840	10	1,2811
321	8	3,063	543	2	1,6205	842	10	1,2503
400	60	2,865	640	30	1,5890	921	6	1,2355
420	100	2,562	721	2	1,5594	664	6	1,2216
332	40	2,443	642	50	1,5312	851	4	1,2079
422	20	2,339	732	2	1,4551	844	<1	1,1693
431	25	2,247	800	10	1,4320	941	6	1,1575
521	14	2,092	741	4	1,4102	10.1.1	2	1,1343
440	8	2,0256	820	4	1,3897	10.2.0	2	1,1235
611	16	1,8588	653	4	1,3696	943	<1	1,1128
620	8	1,8120	822	2	1,3506	871	2	1,0729
541	2	1,7678	831	2	1,3323	10.4.0	8	1,0638

Также 30 дополнительных линий до 0,7867.

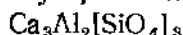
* ASTM. 15-742; $a_0 = 11,455 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. Menzer G. Zs. Krist., 1929, 69, 381; Stockwell C. H. Am. Min., 1927, 12, No. 9, 327; Fleischer M. Am. Min., 1937, 22, No. 6, 751.
2. Skinner B. J. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5-6, 428.
3. Гиллер Я. Л. Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1, 79.
4. Trolle-Wachtmeister W. Vet. Akad. Stockholm, 1823, 139; Groth P. Min. Samml. Strassbg., 1878, 210 (Hinze, 1897, 65, 66).
5. Футерсендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 230.
6. Зюзин Н. И. Геология и геофизика, 1967, № 6, 126; Футерсендлер С. И. Кристаллография, 1969, 14, вып. 2, 313.
7. Францесон Е. В. Вестн. Моск. ун-та, геол. сер. IV, 1964, № 5, 55.
8. Бобриневич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Сб. «Алмазные месторождения Якутии», Госгеолтехиздат, 1959.
9. Краюва М., Крал Р., Фиала И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 4, 68.
10. Гневушев М. А., Гомон Г. О., Черненко А. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1, 85; Грум-Гржимайло С. В., Ровина В. С. Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40, 57.
11. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 37.
12. Fiála J. Krystalinikum, 1965, 3, 55.
13. Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4, 47; Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1961, сб. № 6, 73.
14. Vescegel J. Physica, 1940, 7, 945 (по реферату Chem. Abstr., 37, 1908).
15. Смольков Н. А., Добровольская Н. В., Хрулева Т. А. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 285.
16. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 66; Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23.
17. Карпов И. К., Кашик С. А. Геохимия, 1968, № 7, 806.

18. Ford W. E. *Am. J. Sci.*, 1915, 40, 33.
19. Щербак И. Б. Сб. «Питання геохімії, мінералогії і петрографії». Изд-во АН Укр. ССР, 1963, 188.
20. Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. *Am. Min.*, 1963, 48, Nos. 9—10, 1090.
21. Arjohi. *Philos. Mag.*, 1897, 19, 594.
- 21a. Акимов А. П., Берзина И. Г., Гурин М. Ю., Лутц Б. Г. ДАН СССР, 1968, 181, № 5, 1245.
22. Сарсидских Н. Н., Ровша В. С., Благульжина В. А. Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40, 37.
23. Алексеева В. П., Новоселова Л. Н. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 190.
24. Смирнов Г. И. Матер. по геол. и пол. ископ. Якутск. АССР, 1961, вып. 7, 29.
25. Brookins D. G. *Min. Mag.*, 1967, 36, No. 279, 450.
26. Sykora L. *Geotechn. sbirka prac z prakt. Geol.*, 1952, 14.
27. Кралева М. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 10, 102.
28. Бобриневич А. П. Геология и геофизика, 1965, № 3, 99.
29. Бобриневич А. П., Смирнов Г. И., Юрк Ю. Ю. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 2, 178.
30. Subramaniam A. P. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1956, 67, No. 3, 317.
31. Харьков А. Д. Матер. по геол. и пол. ископ. Якутск. АССР, 1962, вып. 8, 46.
32. Бобриневич А. П., Илунин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964, 132.
33. Cornelius H. P., Duttler E. N. *Jb. Min.*, 1929, B.-Bd. 59, A, 55.
34. Милюшев В. А., Крутоварский М. А., Рабкин М. И. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 159.
35. Лебедева В. И. Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, № 18, сер. геол., геогр., вып. 3, 5.
36. Doelter C. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1903, 22, H. 3—4, 304.
37. Boyd F. R., England J. L. *Carnegie Inst. Washington, Year book*, 1961—1962, No. 61, 107; *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1960, 71, No. 12, 1831.
38. Mason B., Nelen J., White J. S. *Science*, 1968, 160, No. 3823, 66.
39. Ровша В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 603.
40. Футергендлер С. И. Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40, 79.
41. Ефимов И. А. Тр. Казахск. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1961, вып. 5, 3.
42. Kopecký L. *Věstník Ústředn. Úst. geol.*, 1960, 35, No. 5, 411; 1962, 37, No. 4, 269; *Копецкий Л.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 12, 52.
43. Соболев Н. В., Лодочникова Н. В. Геология и геофизика, 1962, № 6, 52.
44. Králová-Jirovcová M. *Collection Czechoslov. chem. commu.*, 1959, 24, No 8, 2444.
45. Bauer J., Hřichová R. *Krystalinikum*, 1966, 4, 19; Bauer J. *Krystalinikum*, 1966, 4 11.
46. Fiala J., Kopecký L. *Vestník Ústředn. Úst. geol.*, 1964, 39, No 4, 267.
47. Vagrowski P. *Am. Min.*, 1941, 26, No. 11, 675.
48. Mason B. *New Zealand J. geol., geophys.*, 1966, 9, No. 4, 474.
49. Лутц Б. Г. Геология рудных м-ний, 1965, № 5, 18.
50. Собольев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964, 21; Геология и геофизика, 1963, вып. 15, 42.
51. Eskola P. *Skrift. Vidensk. Selsk., Kristiania, Math.-nat. Kl.*, 1921, 1, No. 8, 115; *Norsk geol. tidsskr.*, 1920, 6, H. 1—2, 143.
52. Alderman A. R. *Quart. J. Geol. soc. London*, 1936, 92, pt. 4, No. 368, 488; O'Hara M. J. *Geol. Mag.*, 1960, 97, No. 2, 145.
53. Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1940, 2, 5.
54. Лутц Б. Г., Копанева Л. Н. ДАН СССР, 1968, 179, № 5, 1200.
55. Яремский Я. Я. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1936, вып. 16, 29.
56. Пуминов А. П. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1956, 89, 318.
57. Matthes S. N. *Jb. Min., Abhandl.*, 1961, 96, H. 2—3, 184.
58. Yoder H. S. *Am. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., 569.
59. Heinrich E. W. *Am. Min.*, 1950, 35, Nos. 9—10, 764; Barker F. U. S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1961, No. 424 C, 336.
60. Coes L. J. *Am. Ceram. Soc.*, 1955, 38, No. 8, 298.
61. Ровша В. С. Тезисы докладов 8-го Всес. совещания эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968, 170.
62. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2, 29.
63. Hidden W. E., Pratt J. H. *Am. J. Sci.*, 1898, 5, 294; Pratt J. H. *Am. J. Sci.*, 1898, 4, 565.

Гроссуляры Grossular



Назван по сходству окраски и формы выделений с плодами крыжовника — Ribes grossularia (Вернер, 1808).

Синон. Известково-глиноземистый гранат — calcium-aluminium garnet, белый гранат — weisser Granat (частью), теллемаркит — tellemarkite (Тролле-Вахтмайстер, 1831; Вайсбах, 1875), гроссулярит — grossularite (Дана, 1892), олинтолит — olyntholite (Честер, 1896), виллоит, вилуит — wiluite (Севергин, 1802; виллоит Леонхарда является везувианом), гиацинт-гранат — Hyacinthgranat (Кёхлин, 1911), лейкогранат — Leukogranat (Кёхлин, 1911), эрнита-гранат (эрнит, ёрнит, ёревит — ernite) — Ernite-garnet (Франк, 1911), гранат-жад — garnet-jade (Браунс, 1929).

Сфеноклас — sphenoclasе, Sphenoklas (Кобель, 1864), согласно данным Гольдшмидта, представляет собой смесь гроссуляра и пироксена (Гольдшмидт, 1911).

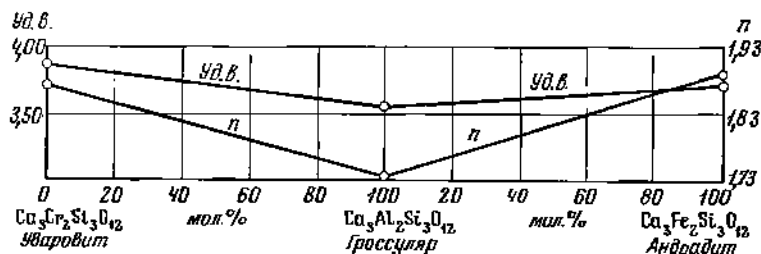
Разнов. Гессонит, сукцинит, румянцовит, ландерит (по цвету); ванадиевый гроссуляры (по составу).

Характ. выдел. Хорошо образованные кристаллы, их скопления, зернистые агрегаты, плотные массы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^1 - Ia\bar{3}d$; $Z=8$. Значение a_0 колеблется от 11,716 до 12,08 Å, зависит от состава; $a_0 = 11,863$ Å для оригинала анализа 2 [1]. Для искусств. крайнего члена 11,851 Å [2], вычисл. — 11,833 Å [3].

О формах см. в «Группе гранатов».

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. нет. Тв. $6\frac{1}{2}-7$. Микротвердость 1081—1561 кг/мм² при нагрузке 100 г [4]. Уд. вес 3,18—3,82 (вычисл. 3,605 для

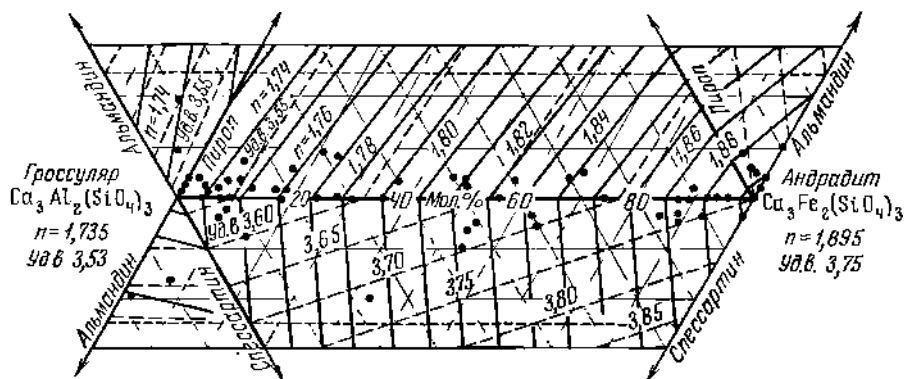


Фиг. 12. Зависимость удельного веса и показателя преломления от состава гранатов ряда уваровит — гроссуляры — андрадит (по Винчелу)

оригинала анализа 2) [1]. Уд. вес увеличивается с увеличением содержания андрадитовой и уваровитовой молекул (фиг. 12). Цв. бесцветный, белый, бледно-зеленый, зеленовато-желтый, яблочно-зеленый, желтовато-зеленый, серый, янтарно-желтый, медово-желтый, винно-желтый, коричневатожелтый, светло-коричневый, розовато-красный. Различно окрашенные гроссуляры получили особые названия (см. Разнов). Бл. стеклянный, жирный. В краях зерен просвечивает, иногда прозрачен. Наблюдается сильная иризация на исштрихованных гранях и в тонких срезах зерен, состоящих из двупреломляющих полосок весьма малой толщины [5].

Свечение в ультрафиолетовых лучах при 3600 Å оранжевое, при 3200—2800 Å — слабое оранжевое или красное; иногда при 3600—2800 Å — слабое зеленоватое; в катодных лучах — оранжевое [6]. Теплота образования $\Delta H_{298}^0 = (-)1588,393$ ккал/моль [6а], $(-)1481,0$ ккал/моль [7]; энтропия $S_{298}^0 = 57,7$ кал/град·моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298}^0 = (-)1500,986$ ккал/моль [6а].

Микр. В шлифах бесцветен. Аномально анизотропен, в зернах различимы одновременно угасающие конусы, иногда анизотропные зоны (полосы), параллельные следам граней кристаллов. Пластинки, параллельные (110) и (111), напоминают двойниковые [5]. В зависимости от состава $n=1,732$ — $1,819$ (вычисл. 1,735) [8]; n увеличивается с увеличением содержания андрадитовой и уваровитовой «молекул» (фиг. 13). Двупреломление около



Фиг. 13. Зависимость оптических свойств от состава гранатов ряда гроссуляра — андрадит (пироп, спессартин) (по Винчелу)

0,001 [4]. У анизотропного гроссуляра из шпихов Джетыгаринского района Каз. ССР $2V=70-75^\circ$ [9].

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3:\text{CaO} - 37,35$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 22,65$, $\text{SiO}_2 - 40,00$. Наибольшее содержание $\text{CaO} - 37,10\%$. Al замещается Fe^{2+} , Cr; Ca замещается Mg, Mn, Fe^{2+} . Существует непрерывный изоморфный ряд гроссуляра — андрадит; по-видимому, изоморфный ряд гроссуляра — уваровит также является непрерывным [10]. В гроссулярах из скарнов Ориарви и Питкяранты содержится 0,1—0,49% ZnO [11], в гроссулярах из Узбекской ССР 0,09—0,2% SnO_2 [12]. В гроссуляре из хрусталеносной жилы среди скарнов Майдантальской интрузии (Западный Тянь-Шань) обнаружено ($\text{см}^3/\text{кг}$): $\text{CO}_2 - 0,4-1,9$, $\text{CH}_4 - 0-0,2$, $\text{N}_2 - 13,1-39,2$, Ag — до 0,40; в гроссуляре-андрадите: $\text{CO}_2 - 3,2$, $\text{H}_2 - 1,2$, $\text{CH}_4 - 0,2$, $\text{N}_2 - 88,0$, Ag — 0,02, He — 0,011 [13].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	—	Сл. } Сл. }	—	0,15	0,15	0,12	0,13
K_2O	—	—	—	—	0,15	0,15	0,12	0,13
MgO	Сл.	0,84	0,15	1,58	0,99	0,80	0,74	0,86
CaO	37,10	36,80	36,62	36,16	35,88	35,88	35,84	35,74
MnO	—	0,12	0,13	0,06	0,11	0,15	0,10	0,10
FeO	0,28	0,27	0,16	0,24	0,86	0,72	0,79	0,93
Al_2O_3	21,93	19,45	21,47	22,19	19,28	19,35	20,50	20,23
Cr_2O_3	0,13	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,80	2,25	1,11	0,30	4,84	5,80	4,13	4,16
SiO_2	39,30	40,09	40,23	39,08	38,06	36,80	37,58	37,76
TiO_2	Не обн.	0,20	0,16	0,03	0,32	0,41	0,38	0,38
SnO_2	—	—	—	0,05	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8
H ₂ O ⁺	0,30	—	} 0,22	0,47	} 0,03	—	} —	0,04
H ₂ O ⁻	Не обн.	—		0,19		—		
П. п.	—	—	—	—	0,09	0,12	0,15	0,20
Сумма	99,84	100,02	100,25	100,35	100,61	100,18	100,33	100,53
Уд. в.	3,506	3,607	3,540	3,55	3,626	3,615	3,627	3,620
n	1,737	—	1,736	1,735	1,754	—	1,754	—
a ₀	—	11,863	11,859	11,854	—	11,888	11,873	11,877

1 — Джорджтаун, Калифорния [14]; 2 — Ксалосток, Мексика, анал. Бэндинг [11]; 3 — Баженовское м-ние [15]; 4 — Иорданов, анал. Хубика-Пгазинска [16]; 5—8 — р. Виллюй, анал. Бугрова [17].

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	} 0,12	0,14	—	0,15	Не обн.	—	—	0,10	—
K ₂ O		—	—	—	»	—	—	<0,05	—
MgO	0,65	1,08	0,28	1,18	1,12	0,85	Не обн.	1,72	1,39
CaO	35,66	35,56	35,53	35,40	35,22	34,90	34,85	34,85	34,80
MnO	0,10	0,08	0,15	0,16	0,09	0,32	0,08	0,56	0,06
FeO	0,93	0,86	0,24	0,72	Не обн.	0,68	0,71	0,75	2,22
Al ₂ O ₃	18,71	18,66	19,58	18,90	19,00	20,84	15,39	19,76	18,20
Fe ₂ O ₃	5,56	5,05	4,54	5,61	5,15	2,87	8,30	3,34	3,30
SiO ₂	38,24	38,22	39,43	37,70	39,23	38,90	38,32	38,61	39,30
TiO ₂	0,32	0,40	Сл.	0,40	0,25	0,62	1,72	0,04	0,57
SnO ₂	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,29	—	—	} 0,02	} 0,39
H ₂ O ⁻	—	0,08	—	—	0,16	—	0,59		
П. п.	0,04	0,34	0,40	0,41	—	—	0,49	—	—
Сумма	100,33	100,47	100,15	100,63	100,66*	100,11	100,45	99,80	100,23
Уд.в.	3,638	3,602	3,566	3,651	3,640	3,59	—	3,62	3,510
n	1,753	1,753	1,752	—	1,738 —1,755	1,732	1,763	1,750	1,750
a ₀	11,884	11,894	—	11,886	—	—	—	11,87	—

* В том числе CO₂ — 0,15.

9, 10, 12 — р. Виллюй, анал. Бугрова [17]; 11 — Сьерра Глайякас, Мексика [18]; 13 — р. Виллюй [19]; 14 — Узб. ССР, анал. Касьянова [12]; 15 — Гульшад, Центральный Казахстан [20]; 16 — Нишиконоки, Япония [21]; 17 — Лингар, Узб. ССР [22].

	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Na ₂ O	—	0,02	Не обн.	} 0,14	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,42	—
K ₂ O	—	Сл.	—		0,12	»	»	0,28	0,51
MgO	1,20	0,66	1,45	1,38	0,40	0,18	Сл.	0,35	1,29
CaO	34,64	34,58	34,51	34,36	34,24	33,66	33,12	33,12	33,03
BaO	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,55	0,12	0,06	0,13	0,42	0,16	1,28	1,49	1,02
FeO	1,48	0,86	0,43	0,93	0,42	3,00	2,24	2,31	0,08
Al ₂ O ₃	23,12	17,03	10,76	18,68	13,00	17,54	19,28	20,12	15,81
Cr ₂ O ₃	—	Не обн.	0,04	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,61	9,12	13,89	6,37	12,34	6,76	5,44	2,66	8,49
SiO ₂	37,90	37,50	37,12	37,40	37,84	38,57	38,29	38,49	38,55
TiO ₂	0,12	0,42	0,61	0,41	0,54	0,42	0,40	0,34	0,19

	18	19	20	21	22	23	24	25	26
H_2O^+	0,26	—	0,90	Не обн.	Не обн.	0,05	0,18	0,03	1,14
H_2O^-		—	0,16	»	0,12	Не обн.			
П. п.	—	0,28	—	0,58	0,25	—	—	—	—
Сумма	99,88	100,74*	99,93	100,38	99,69	100,34	100,51	99,84	99,75
Уд. в.	3,18	3,65	3,606	3,621	3,706	3,670	3,678	4,04	—
n	—	1,745	1,799—	1,758	1,793	—	1,756	1,751	1,752
			1,819						
a_0	—	—	—	11,905	11,915	—	—	11,855	

* В том числе P_2O_5 — 0,14; V_2O_5 — 0,01.

18 — Седемте Езера, Болгария [23]; 19 — г. Медвежка, Урал, анал. Кузнецова [24]; 20 — Рудногорское, Ангаро-Илимский р-н, анал. Филиппова [25]; 21 — р. Виллой [17]; 22 — м-ния Тимптонской группы, Южная Якутия [26]; 23 — Адирондак, анал. Пек [27]; 24 — Лявгар, Узб. ССР, анал. Мясников [28]; 25 — Оммеберг, Швеция, анал. Парвел [29]; 26 — Прасковье-Евгеньевская копь, Шихимские горы, Урал [30].

	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Na_2O	—	—	—	—	0,17	—	0,09	—	—
K_2O	—	—	—	—	Не обн.	—	0,05	—	0,73
MgO	0,34	1,31	0,55	0,76	1,30	1,08	2,78	Сл.	4,58
CaO	32,72	32,52	32,44	31,76	31,30	31,26	30,75	23,68	23,57
MnO	0,41	0,03	0,20	0,64	0,60	Сл.	0,62	12,02	0,15
FeO	1,69	3,25	Сл.	3,78	1,00	4,10	1,80	5,49	8,02
Al_2O_3	18,87	19,93	28,02	18,17	20,31	17,38	21,65	19,78	20,41
Cr_2O_3	—	Сл.	—	—	Сл.	0,90	—	—	Сл.
Fe_2O_3	6,26	3,43	1,36	5,70	5,67	5,21	3,66	2,44	0,80
SiO_2	38,61	38,96	36,76	38,69	39,44	39,88	38,40	36,84	40,70
TiO_2	0,70	0,71	Не обн.	0,55	0,30	0,43	0,02	Сл.	0,34
H_2O^+	0,08	—	—	0,13	—	—	0,20	—	1,02
H_2O^-				0,06	—	0,10	—	—	
П. п.	0,14	—	—	—	0,40	—	—	—	—
Сумма	99,82	100,14	99,33	100,24	100,49	100,24	100,12	100,25	100,32
Уд. в.	—	3,599	3,53	3,688	—	3,56	3,62	3,78—	3,74
							3,82		
n	1,764	1,747	1,736	1,7692	1,750	1,75	1,760	1,770—	1,772
								1,776	
a_0	—	—	12,08	—	—	11,80	11,87	11,788	11,716

27 — Кара-Тюбе, Средняя Азия [22]; 28 — Когне, Вал д'Аоста, Италия [31]; 29 — Дашкесан, Азерб. ССР [32]; 30 — Ситтампунди, Мадрас, Индия [33]; 31 — р. Б. Саалах, Южная Якутия, анал. Мономахова, содержит следы V_2O_5 [34]; 32 — Бандихали, Майсур, Индия, анал. Сомасекер [35]; 33 — Аран, г. Канто, Япония [21]; 34 — р-к Виктория, анал. Хэрдсман [36]; 35 — из кимберлитовых трубок Якутия [37].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. Холодная вода с порошком, гроссуляра имеет щелочную реакцию [38]. П. п. тр. сплавляется в светлый немагнитный шарик.

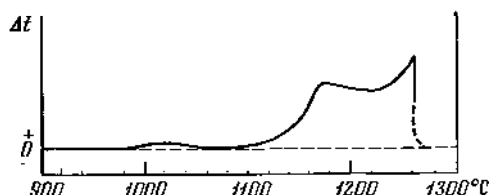
Повед. при нагр. На кривой нагревания природного гроссуляра (фиг. 14) отмечен эндотермический эффект при 1020° , который не связан с изменением структуры; второй эндотермический эффект начинается при 1100° и имеет максимум около 1165° ; при 1100° происходит распад гроссуляра на геленит, волластонит и анортит; плавл. при 1260° [39, 40].

Наход. Довольно распространен. Особенно характерен для контактово-метасоматических и метаморфических пород. Возникает при сравнительно высоких температурах. Как и андрадит, входит в состав скарнов некоторых месторождений.

Обнаружен в пустотах метаморфизованных базальтовых лав о-ва Малл (Англия) [41]; гроссуляр в ассоциации с цеолитами содержится в базальтах Уотчанга в шт. Нью-Джерси (США) [42].

Фиг. 14. Кривая нагрева природного гроссуляра (по Йедеру)

+ — эндотермический процесс



В скарнах Кедабека (Азерб. ССР) гроссуляр наблюдается в ассоциации с везувианом, скаполитом, клинохлором, брандзитом [43]. В месторождении Хрустальном (Приморский край) гроссуляр ассоциируется с аксинитом, датолитом, манган-геденбергитом, кварцем [44]. Гроссуляр-геденбергитовые скарны известны в низовьях р. Колымы [45]. В скарново-железорудном месторождении Шалым (Горная Шория) [46] и в Теченском месторождении на Урале [47] гроссуляр входит в состав магнетитовых руд. В Южном Тянь-Шане в скарнах, где преобладает гроссуляр, встречаются сульфиды, много кварца [48].

На контакте гранодиоритов и доломитизированных известняков Уртак-Тау (Чаткальские горы) гроссуляр встречается вместе с везувианом, диопсидом, кальцитом, пилеонастом, хлоритом, кварцем [49]. В Кураминском хребте (Средняя Азия) гроссуляр является главным минералом скарнов, образовавшихся на контакте сиенито-диоритов с девонскими известняками; скарны обогащены магнетитом [50].

На р. Виллюй гроссуляр, везувиан (виллоит) и ахтарадит приурочены к глинисто-мергелистой породе, залегающей у контакта ее с диабазом. Для крупных кристаллов желто-зеленого или черного граната характерно наличие ядра из глинисто-мергелистой породы, в которой заключен скелетный кристаллик граната [19]. В Южной Якутии гроссуляр обнаружен среди крупнокристаллических диопсидовых пород в ассоциации с диопсидом, флогопитом, апатитом, скаполитом, ортитом, эпидотом и кальцитом во флогопитовых месторождениях Тимптонской группы [26] и в скарноподобной породе, согласно залегающей с кальцифирами, в ассоциации с геденбергитом [51].

В скарнах Фусодо и Кнудодо (Корея) встречается с диопсидом, волластонитом, титанитом и кальцитом; некоторые выделения гроссуляра представляют псевдоморфозы по скаполиту [52].

В аплитовой зоне гранодиорита рудника Виктория в шт. Невада (США) гранат гроссуляр-спессартинового состава находится в ассоциации с шеелитом, флюоритом, диопсидом и флогопитом [36].

Гроссуляр образуется также при региональном метаморфизме известковистых пород. В ороговикованных известково-силикатных сланцах Турьинских рудников (Урал) он встречается с датолитом и кальцитом или с диопсидом, волластонитом, эпидотом [53]. В Западном Приазовье среди метасоматитов (мигматитов и гнейсов) гранат гроссуляр-андрадитового состава находится в ассоциации с моноклинным пироксеном, плагиоклазом, иногда с кварцем [54].

Гроссуляр является породообразующим минералом в гранат-эпидот-везувиановых и гранат-эпидот-хлоритовых породах Шимширских гор (Урал); ассоциируется с диопсидом, титанитом, эпидотом, шпинелью, клинохлором; частью образовался при замещении пироксенов и основных плагиоклазов в габбро-пегматите [30].

Совместно с диопсидом, эпидотом, волластонитом, кальцитом, кварцем встречается в порфиробластических сланцах Кумуша (Китай) [55]. Является одним из минералов гранат-диопсидового гранулита района долины Бандихалли в шт. Майсур (Индия) [35]. Обнаружен в ксенолитах кимберлитовых трубок Якутии; порода таких ксенолитов, содержащая наряду с гроссуляром кванит и моноклинный пироксен, получила название гросспидита [37, 56]. Пироп с примесью гроссуляровой составляющей отмечен в ксенолите корундового эклогита в кимберлитовой трубке Обнаженная [57].

Установлен в гранат-везувиановых прожилках среди серпентинитов Баженовского месторождения (Свердловская обл.) и в гранат-хлорит-плагиоклазовых линзах и желваках среди серпентинитов Японии [21]. Обнаружен в контакте серпентинита и доизитовой породы в Иорданове, Нижняя Силезия (Польша) [16]. Встречен в гидротермальных жилах, перессекающих граниты, амфиболиты, серпентиниты и габбро, например во Фридберге (ФРГ) [40, 58]. Sn-содержащий гроссуляр обнаружен в Узб. ССР в кварцево-гранатовом прожилке среди кварцево-слюдистых роговоиков [12].

Изм. Отмечено замещение гроссуляра эпидотом, хлоритом, серпентином, полевым шпатом, кальцитом, аксинитом [59], мейонитом.

Искусств. Жорж в 1883 г. [40] получил гроссуляр при сплавлении смеси CaO , Al_2O_3 и SiO_2 в струе водорода. Иодером [60] гроссуляр был синтезирован из стекла соответствующего состава при 800° и давлении паров воды 2000 атм; при давлении ниже 2000 атм при 850° в присутствии воды получены гидрогроссуляры. Мишель-Леви [61] получила гроссуляр при нагревании смеси 3SiO_2 , Al_2O_3 и 3CaO до 500° при давлении водяного пара 500 бар. При тех же условиях из смеси 3SiO_2 , Al_2O_3 и 3CaCO_3 получены гроссуляр и волластонит; понижение температуры до 400° вызывало образование ксонотлита, кальцита и граната. Из смеси CaCO_3 , $\text{Al}(\text{OH})_3$, SiO_2 (аморфного) в 5%-ном растворе CaCl_2 гроссуляр синтезирован при 550° и давлении 900 атм [62, 63]. Коусом гроссуляр получен при нагревании смеси каолинита, SiO_2 , CaO и CaCl_2 до 900° при давлении 20 000 атм [64]. Образуется при 48-часовом нагревании до 550° свежесажженного геля соответствующего состава при давлении 2000 атм [65].

Гроссуляр с содержанием 15% андрадитовой составляющей получен при температуре 950° и давлении 400 атм [62].

Гроссуляр устойчив до 850° при давлении 2000 атм и до 800° при давлении 1000 атм [62]. В присутствии кварца он стабилен выше 780° и давлении 1500 атм [66]. Изучено образование гроссуляра в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и других [67].

Практ. знач. Прозрачные гроссуляры употребляются в качестве полудрагоценных камней.

Отл. От везувиана в зернистых агрегатах отличается по оптическим свойствам.

Разнов. По цвету различаются: г е с с о н и т — hessonite — коричневый, напоминает гиацинт (циркон). Найден на Цейлоне.

Название от гр. ἕσσαν (эссон) — низкий — по более низкой твердости в сравнении со сходным гиацинтом (Лисонхард, 1821). Синон. эссонит — *essonite*, коричневый камень — *Kapnelstein* (Вернер, 1803), *cinnaumon stone* (Дана, 1892), гиацинтоид — *hyacintoide* (Честер, 1896), мясо-красный гранат.

С у к ц и н и т — *succinite* (частью) — янтарный. Найден в долине Ала, Пьемонт, Италия.

Назван по янтарной окраске (Боввуазеп у Дюфренуа, 1847).

Р у м я н ц о в и т — *romanovite* — коричневый, желтовато-коричневый. Найден в ряде мест Финляндии.

Назван по фамилии Румянцева (Норденпельд, 1820). Синон. Романцовит, романзовит.

Л а н д е р и т — *landcrite* — розовый. Встречен в белых мраморах около Ксалостока, Мексика.

Назван по имени химика Ландеро (Виллада, 1891). Синон. Розолит — *rosolite*, ксалостокит — *xalostocite* (Макконел, 1933).

Разнов. по составу — в а н а д и е в ы й г р о с с у л я р — *vanadiogrossular*, ванадиевый гранат — *Vanadium-garnet* (Бадалов, 1951) [68]. Гроссулярь, содержащий 15,10% молекулы голдманита. Мелкие ромбододскаэдрические кристаллы. Сп. нет. Тв. 7. Уд. вес 3,530. Цв. зеленый, в центре зерен более темный, по краям светло-зеленый (почти бесцветный); $n = 1,741$. Анализ ванадиевого гроссуляря из Узб. ССР: MgO — 3,30, CaO — 31,96, Fe₂O₃ — 3,13, Al₂O₃ — 16,39, V₂O₅ — 4,52, Cr₂O₃ — 1,01, SiO₂ — 39,16; сумма 99,47. Спектральным анализом обнаружено, что наибольшее количество ванадия и хрома содержится в центральных темно-зеленых участках зерен.

Встречен в кварцевых жилах, залегающих на контакте с черными ванадиеносными кварцево-графитовыми роговиками в Узб. ССР. Полосы граната чередуются с полосами кварца; те и другие образовались при гидротермальном замещении слоистых роговиков.

Межплоскостные расстояния гроссуляря с Кавказа *
FeK_{αβ}-излучение, $D=46,00$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
400β	3	3,34	620; 444β	2	1,877	840	8	1,324
321	1	3,13	640β	4	1,809	842	9	1,291
400	8	2,978	631; 642β	5	1,742	664	5	1,263
411; 330	1	2,796	444	7	1,707	754; 930; }		
420; 422β	10	2,662	640	9	1,639	851 }	2	1,249
332; 431β }	4	2,545	642	10	1,581	864β	3	1,213
510β }			800	7	1,479	853; 10.4.2β	5	1,196
422	6	2,419	840β	3	1,457	862; 880β	2	1,156
431; 510	6	2,323	842β	4	1,422	864	10	1,101
521	6	2,163	664β	2	1,393	10.4.2	9	1,082
611β; 532β	2	2,116	831; 750; }	1	1,374	10.6.4β; }		
422; 600	1	1,982	743 }			12.2.2β }	5	1,060
611; 532; }	8	1,915	752	1	1,354	880	7	1,049
631β }								

* В. И. Михеев, № 739.

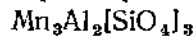
Л и т е р а т у р а

1. Menzer G. Zs. Krist., 1929, 69, 300; Storkwell C. II. Am. Min., 1927, 12, No. 9, 327; Fleischer M. Am. Min., 1937, 22, No. 6, 751.
2. Skinner B. J. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5—6, 428.
3. Гиллер Я. Л. Рентгенография минерального сырья, 1962, сб. 1, 79.
4. Young B. V., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, 73, No. 689, 448.
5. Ingerson E., Barksdale J. D. Am. Min., 1943, 28, No. 5, 303.
6. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 24.
- 6а. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23.

7. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и изменение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1966, 66; Карпов И. К., Кашик С. А. Геохимия, 1968, № 7, 866.
8. Ford W. E. *Am. J. Sci.*, 1915, 40, 33.
9. Денисова В. Ф. Тр. Каз. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1960, вып. 2, 63.
10. Gentile A. L., Roy R. *Am. Min.*, 1960, 45, Nos. 5—6, 701.
11. Erämetsä O. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, II Chem.*, 1945, 14, 1 (по реферату *Chem. Abstr.*, 41, 670i).
12. Бадалов С. Т. ДАН Узб. ССР, 1957, № 7, 17.
13. Элинсон М. М., Польковский В. С. Геохимия, 1967, № 2, 170.
14. Rabst A. *Am. Min.*, 1936, 21, No. 1, 1.
15. Ступкина Л. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 340.
16. Heřlík W., Žabinski W. *Bull. Acad. polon. sci., sér. géol., géogr.*, 1965, 13, No. 2, 105.
17. Гневушев М. А., Калинин А. И., Михеев В. И., Смирнов Г. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 4, 472.
18. McConnell D. *Am. Min.*, 1933, 18, No. 1, 25.
19. Ляхович В. В. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1, 85.
20. Вистелиус А. Б. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, № 3—4, 167.
21. Yotaro Seki. *Japanese J. geol., geogr., Trans. a. abstr.*, 1965, 36, No. 1, 1.
22. Абдуллаев Х. М. Геология пелитовых скарнов Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1947.
23. Nikolov N. *Jb. Univ. Sofia, Phys.-math. Fak.*, 1935/36, 32, 3 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1939, 1, 686).
24. Кирьянов Р. Н. Зап. Мин. об-ва, 1941, 70, № 1, 23.
25. Корытова Д. М. Тр. Иркутск. горно-металлург. ин-та, 1958, вып. 15, 147.
26. Галюк В. А. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разл., 1959, № 11, 42.
27. Buddington A. F. *Am. Min.*, 1950, 35, Nos. 9—10, 659.
28. Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951, 73.
29. Henriques A. *Ark. min., geol.*, 1964, 4, p. 1, 43.
30. Шилин Л. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 146.
31. Sonego E. *Period. Min., Roma*, 1935, 6, No. 3, 213.
32. Кашик М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных массивов Азербайджана. Изд-во «Недра», 1965, 479.
33. Subramaniam A. C. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1956, 67, No 3, 317.
34. Сердюченко Д. П. ДАН СССР, 1955, 104, № 5, 776.
35. Somasekar V., Naganna C. *Current Science*, 1966, 35, No. 5, 127.
36. Lee D. E. *Am. Min.*, 1962, 47, Nos. 1—2, 147.
37. Бобривич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Геология и геофизика, 1960, № 3, 18.
38. Bramhall A., Leech J. G. *Bull. Inst. mining, metallurgy*, 1937, No. 391, 3 (по реферату *Chem. Abstr.*, 31, 4927).
39. Doelter C. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1903, 22, 304.
40. Yoder H. S. *J. of Geology*, 1950, 58, No. 3, 221; Чиннер Г. А., Шерер Дж. Ф. Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». Перев. с англ. Изд-во иностран. лит-ры, 1963, 476.
41. M'Lintock W. F. P. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1915, 51, 1.
42. Fenner C. N. *Ann. New York Acad. sci.*, 1910, 20, 93.
43. Ситковский Н. И. ДАН Азерб. ССР, 1948, 4, № 7, 292.
44. Смирнов С. С. ДАН СССР, 1944, 45, № 1, 22.
45. Гельман М. Л. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1961, вып. 15, 119.
46. Вахрушев В. А. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956, вып. 17, 79.
47. Дунаев В. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 35, 27.
48. Абдуллаев Х. М. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3, 3.
49. Поваренных А. С. Природа, 1951, № 2, 62.
50. Уклонская Н. Т. Научн. тр. Ташкентск. ун-та, 1964, вып. 249, геол., 40.
51. Сердюченко Д. П., Павлов В. А. Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 394.
52. Kogi S., Takeuchi T., Kizaki Y. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1942, 28, 136 (по реферату *Chem. Abstr.*, 42, 68).
53. Коржинский Д. С. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68, 1.
54. Хмарук Т. Г. Сб. «Питання геохим., минерал. и петрогр.». Изд-во АН УССР, 1963, 180.
55. Sung S. H., Kwai S. C. *Bull. Geol. Soc. China*, 1948, 28, Nos. 1—2, 65.
56. Сб. «Алмазные месторождения Якутии». Госгеолтехиздат, 1959, 328.
57. Соболев Н. В., Кузнецова И. К. ДАН СССР, 1965, 163, № 2, 471.
58. Heritsch F. *N. Jb. Min.*, 1926, V.-Vd. 55, A, 60.
59. Кляровский В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 1, 62.

60. Yoder H. S. Ann. Rep. Carnegie Inst. Washington, Geophys. Lab., 1954, No. 53, 121.
 61. Michel-Levy M. C. Bull. Soc. fr. min., 1956, 79, No 1—3, 124.
 62. Коляго С. С., Калинин Д. В. Геология и геофизика, 1967, № 7, 153.
 63. Калинин Д. В. ДАН СССР, 1967, 172, № 5, 1167; Милль Б. В., Калинин Д. В. Там же, 1966, 167, № 3, 655; Милль Б. В. Тезисы докладов 7-го Совещания по экспери- и техн. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 36.
 64. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
 65. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 5—6, 773; Am. Min., 1968, 53, Nos. 5—6, 1036.
 66. Pistorius C. W., Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 4, 247.
 67. Roy D. M., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, No. 12, 1788.
 68. Бадалов С. Т. ДАН Узб. ССР, 1951, № 6, 14; Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 3, 212.

Спессартин Spessartine



Название по местности Спессарт в Баварии (Бедан, 1832).

Синон. Марганцово-алюминиевый гранат — manganese-aluminium garnet, Manganoaluminat, бродбогранат — Broddbogranat (Берцелиус, 1816), марганцовый гранат — manganesean garnet (Зайберт, 1823), паршиин — parschin (Хайдинггер, 1847), паршинит, парчинит — parschinite (Дана, 1892, название исключено Цедликом, 1933), спессартит — spessartite (Дана, 1892), бурокаменный кремь — Braunsteinkiesel (Карстен, 1800), эмильдин — emidine — спессартин, содержащий Y (по данным спектрального анализа) (Вандер-Линген, 1928) [1], эринадин — erinadine — спессартин, содержащий Y и Sr (по данным спектрального анализа) (Вал-дер-Линген, 1928), ферро-кальцино-(Fe-Ca)-спессартин — Fe-Ca-spessartine, кальцино-ферро-(Ca-Fe)-спессартин — Ca-Fe-spessartine — обогащенные Fe²⁺, Ca или Ca и Fe²⁺ (Иошикура, 1939) [2], кальцино-спессартин — calc-spessartite — обогащенный Ca (Фермор, 1926) [3], ферроспессартин — ferros-spessartite — обогащенный Fe²⁺ (Фермор, 1928) [4], бериллий-гранат — Beryllium-garnet — спессартин, содержащий 0,39% BeO (Имори, 1938).

Боденбендерит — bodenbenderite (Риман, 1928) — смесь спессартина с флюоритом, хлоритом и др. (Милтон и Майерс, 1949). Грансетит — gansätite (Игельстрём, 1896) — смесь спессартина с кварцем, пирофилитом, хлоритом, кванитом (Вейбул, 1898). Джонстонит — johnstonolite, иначе джонстонолит — johnstonolite (Маклеод, Уайт, 1900) по Форду (1967) — смесь спессартина, гроссуляра и других минералов.

Характ. выдел. Хорошо образованные кристаллы, зернистые и плотные массы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $Z=8$; a_0 колеблется от 11,596 до 11,756 Å в зависимости от состава; $a_0=11,626$ Å — у оригинала анализа [5], у искусств. крайнего члена $a_0=11,621$ Å [6], (вычисл. $a_0=11,653$ Å [7], 11,614 [8]).

О формах см. в «Группе гранатов».

Образует отдельные кристаллы или округлые зерна. В слюдяных сланцах Иниоко в Трансваале встречены кристаллы, таблитчатые по (110); эта плоскость параллельна (001) мусковита [9], с которым спессартин образует сростания. В Блюмовской копи Ильменских гор (Урал) в пегматоидной зоне наблюдались плоские, почти пластинчатые кристаллы спессартина, особенно среди скоплений биотита; уплощение кристаллов — по одной из граней тетрагон-триоктаэдра (hkk); некоторые кристаллы вытянуты по оси 4-го порядка и имеют дипирамидальный облик вследствие неравномерного развития граней (hkk); известны параллельные сростки граната по (100) и эпитаксические сростания с биотитом: (001) биотита || (hkk) граната [10].

В пегматитах р. Глой в Южном Прибайкалье спессартин наблюдается в прорастании с шерлом мусковитом, альбитом, кварцем [11]; в спессартине содержатся включения мусковита, кварца, альбита. В некоторых выделениях спессартина обнаружены включения магнетита [12].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. нет. Тв. 7—7½. Уд. вес зависит от состава, варьирует в пределах 3,78—4,28 (вычисл. 4,197 при $a_0=11,626 \text{ \AA}$ [5]). Цв. коричневатого-красный, желтовато-красный, светло-розовый, светло-бурый, желтовато-бурый, ярко-розовый, коричневый, желтый, кроваво-красный. Полупрозрачен, иногда прозрачен.

Диэлектрическая постоянная $\epsilon=7,7$ [13].

Теплота образования $\Delta H_{298}=(-)1315,0 \text{ ккал/моль}$. [14]; энтропия реакции $\Delta S=276,66 \text{ кал/град}\cdot\text{моль}$; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298}=(-)1280,2 \text{ ккал/моль}$ [15].

Микр. В шлифах светло-розовый, бесцветный, красновато-желтый. Изотропен, иногда наблюдается аномальное двупреломление, $n=1,76-1,83$, зависит от состава (вычисл. для крайнего члена 1,800 [16]).

Хим. Твор. состав для $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$: MnO — 42,99, Al_2O_3 —20,60, SiO_2 —36,41. Наибольшее содержание MnO достигает 40,88%. Всегда содержит изоморфные примеси. Mn изоморфно замещается Fe^{2+} , Mg, Ca; Al замещается Fe^{3+} , Cr, Y [17, 18]. Анализы обычно рассчитываются на молекулы пирропа, андрадита, гроссуляра и др. Существует непрерывный изоморфный ряд спессартин — альмандин. Полная смешимость спессартина и пирропа не обнаружена [18]. В искусственных гранатах имеются непрерывные изоморфные ряды спессартин — $Y_3Al_2(AlO_4)_3$ (иттрогранат — yttrogradet) [19] и спессартин — $Y_3Fe_2(FeO_4)_3$ [20].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li ₂ O	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,21	0,02	не обн.	0,73	0,06	0,56	2,48	0,65	0,38
CaO	1,88	0,60	1,95	0,10	2,79	1,38	5,00	15,00	3,76
MnO	40,88	40,28	39,45	38,22	34,74	33,90	33,37	33,03	31,52
FeO	0,69	1,67	0,18	3,41	4,29	7,54	1,78	2,80	4,62
Al ₂ O ₃	20,38	19,23	15,70	20,75	19,22	20,41	20,83	14,87	21,20
Fe ₂ O ₃	0,54	2,07	8,05	0,17	1,82	0,28	0,65	14,14	0,87
SiO ₂	36,06	35,10	34,85	36,26	34,59	36,01	35,84	20,30	36,52
TiO ₂	0,28	—	0,41	0,04	0,41	0,13	0,03	—	0,60
P ₂ O ₅	—	0,74	—	—	—	—	не обн.	—	—
H ₂ O+	—	0,00	—	0,06	—	—	—	0,12	—
H ₂ O-	—	—	—		1,69	0,04	—	0,02	—
Сумма	100,92	99,75	100,59	99,74	99,61	100,25	99,98	(100,93)	99,47
Уд. в.	4,197	4,16	4,178	4,13	—	4,159	4,12	4,00	4,014
n	—	1,76	1,835	—	1,794	—	1,787	—	1,803
a_0	11,626	11,60	11,683	—	—	11,526	11,653	—	11,61

1 — Тсвилесина, Мадагаскар, анал. Бэдинг [6]; 2 — Уоджина, Австралия, анал. Бергрен [21]; 3 — Западный Тироди; Индия [22]; 4 — Мулвела, Австралия, анал. Ле Месуриэ [23]; 5 — Восточно-Коунрадское м-ние, анал. Алексеева [24]; 6 — Будислава, Чехословакия [25]; 7 — Меддои, Англия, анал. Тэйлор [26]; 8 — Гарражу, Шипурупалл, Индия, в оригинале сумма 99,93 [12]; 9 — Кинко, Япония, анал. Хэрдсман [27].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
K ₂ O	—	—	<0,01	0,88	—	—	—	—	0,07
Na ₂ O	—	—	0,01	0,44	—	0,02	—	—	0,19
BeO	—	—	—	0,0025	—	—	—	—	—
MgO	0,53	0,14	0,05	0,65	0,47	1,09	—	0,84	0,77
CaO	3,44	0,27	10,89	2,64	0,39	2,66	1,88	0,48	0,92

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
MnO	30,62	29,06	28,90	28,52	27,66	26,60	26,41	25,75	25,49
FeO	6,09	12,41	0,28	7,03	15,05	8,79	14,27	13,07	15,47
ZnO	—	—	0,36	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	22,00	20,70	19,27	21,13	20,12	18,79	21,00	21,07	18,33
Fe ₂ O ₃	0,23	0,78	2,95	0,52	—	1,52	—	2,83	2,10
SiO ₂	37,82	36,83	37,18	37,62	35,91	39,74	36,52	36,59	36,27
TiO ₂	—	0,12	0,03	—	—	0,34	—	сл.	0,22
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,07	—	—	0,01
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,26	—	—	0,29
H ₂ O ⁻	—	0,02	—	0,28	—	0,08	—	—	—
Сумма	100,73	100,33	99,92	99,71	99,60	99,96	100,08	100,63	100,13
Уд. в.	—	4,230	4,01	—	—	—	4,117	4,219	4,06
n	1,8012	1,8132	1,789	—	1,808	1,805	1,805	1,8165	1,804
a ₀	—	—	11,697	—	11,596	11,613	—	—	11,616

10 — Симсисе, Похьыммаа, Финляндия [28]; 11 — Пиклип, Иклови, Чехословакия [25]; 12 — Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [29]; 13 — Изумрудные копи, Урал, анал. Разина [30]; 14 — Колмозеро, Кольский п-ов [31]; 15 — Полам Шотландия, Канада [32]; 16 — Авондаль, Пенсилвания (США) [33]; 17 — Маршников, Чехословакия [34]; 18 — Сарна, Ирландия [35].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Li ₂ O	—	—	—	0,18	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,05	—	0,08	—	—	0,12
Na ₂ O	—	—	0,03	0,13	—	0,58	—	—	0,08
MgO	4,04	0,86	0,19	0,04	0,17	0,11	сл.	0,65	2,82
CaO	0,81	1,44	2,61	1,52	2,85	3,26	16,25	12,46	2,38
MnO	23,84	22,64	22,17	21,28	21,18	19,83	19,66	18,50	15,24
FeO	11,86	17,40	10,76	16,01	11,13	13,49	5,72	8,34	20,18
Al ₂ O ₃	20,69	20,08	20,83	18,81	17,28	19,10	20,74	21,07	20,18
Fe ₂ O ₃	0,97	1,06	7,77	2,63	7,96	3,07	1,07	0,83	1,53
Y ₂ O ₃	—	—	—	2,10	—	3,02	—	—	—
ΣCe ₂ O ₃	—	—	—	1,25*	—	0,03	—	—	—
SiO ₂	37,58	36,38	35,50	35,62	39,18	37,57	36,52	37,57	36,46
TiO ₂	0,24	0,20	—	0,03	0,14	0,05	0,18	0,32	0,38
P ₂ O ₅	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,11	—	—	—	0,06	0,32
H ₂ O ⁻	—	—	0,20	—	—	—	—	0,08	0,18
П. п.	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,03	100,22	100,26	99,79**	99,89	100,19	100,14	99,88	99,87
Уд. в.	4,106	4,26	4,187	4,225	4,04	4,193	3,92	3,787	4,28
n	1,788	1,815	1,818	1,813	1,793	—	1,780	1,802	1,820
a ₀	11,55	11,585	—	11,610	—	—	11,725—11,718	—	—

В том числе: * Yb₂O₃ — 0,63, Er₂O₃ — 0,27, Dy₂O₃ — 0,12, Lu₂O₃ — 0,11, Ho₂O₃ — 0,05, Tm₂O₃ — 0,05, Gd₂O₃ — 0,02. ** Sc₂O₃ — 0,03.

19 — Мил-Холоу, Нью-Гэмпшир, США [36]; 20 — Гола, Польша [37]; 21 — Алакүртти, Мурманская обл., анал. Китлева [38]; 22 — Пьеренмаа, Финляндия, анал. Оянперё [39]; 23 — Бломовская копи, Ильмены, Урал, анал. Рудницкая [10]; 24 — г. Черная земля, Канозеро, Кольский п-ов, анал. Горощенко [43]; 25 — Виктория, шт. Невада (США), анал. Хэрдсман [40]; 26 — Канеуши, Япония, анал. Онуки [41]; 27 — р. Талая, Южисе Прибайкалье, анал. Хованский [11].

В спессартине из района Канозера (Кольский п-ов) установлено до 3,05% $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ (анализ 24) [42, 43], из Пьеренмаа, Финляндия — 2,10 Y_2O_3 и 1,25% $\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$ (анализ 22) [39].

Состав группы редкоземельных элементов, содержащихся в некоторых спессартинах (в % к их сумме) [44]:

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	1,66	0,60	0,42	0,38	0,3	Tb	0,2	1,3	0,2	0,2	2,4
La	1	0,7	1,0	0,2	1,0	Dy	3,2	9,1	3,8	4,1	17
Ce	3,5	2,2	2,5	0,8	1,7	Ho	1,0	1,6	1,0	1,5	2,0
Pr	0,4	1,3	0,5	0,2	0,2	Er	7	8,1	11	11	5,0
Nd	1	2,7	1,0	0,5	0,7	Tm	1,1	1,3	2,0	2,0	0,7
Sm	0,2	3,2	0,4	0,3	2,1	Yb	27	8,1	22	25	3,2
Eu	—	0,4	—	—	0,3	Lu	4	1,5	3,4	4,2	0,7
Gd	0,8	8,5	1,2	0,8	13	Y	(50)	(50)	(50)	(50)	(50)

1 — Кейвы, Кольский п-ов; 2 и 5 — Мурзинка, Урал; 3 — Тигрещань массив, Алтай;
4 — г. Слюдянка, Урал.

Диагн. исп. П. п. тр. легко плавится в черный немагнитный королек. С бурой и фосфорной солью в окислительном пламени — реакция на Mn. После прокалывания легко разлагается HCl с выделением студневидного кремнезема.

Повед. при нагр. Температура плавления $1195 \pm 2^\circ$ [11]. Кривая нагревания имеет слабый экзотермический подъем при $1000-1100^\circ$ (у оригинала анализа 20) [37].

Наход. Довольно распространен. Спессартин и спессартин-альмандин характерны для некоторых гранитных пегматитов, скарнов, а также гипабиссальных и вулканических пород; ассоциируются с топазом, турмалином, бериллом.

Как акцессорный минерал обнаружен в граните Карна в Ирландии [35]; в гранодиорите Виктории в шт. Невада (С.ША) установлен наряду с шеелитом, флюоритом, диопсидом, флогопитом [40]. В некоторых вулканических породах встречается в виде порфировых вкрапленников, в рислитах Томас-Рейндж в шт. Юта (США) образует выделения в полостях [45].

В шерлово-мусковитовых пегматитах Слюдянки (Прибайкалье) наблюдается около центральных кварцевых зон в ассоциации с черным турмалином, мусковитом, кварцем [11]. В пегматитах Калбы спессартин ассоциируется с трифилином, мусковитом, турмалином, манганопатитом, касситеритом [46], сподуменом, сахаровидным альбитом, петалитом [47—49]. Наблюдаются каемки спессартина вокруг выделений манганопатита (замещение манганопатита спессартином), иногда в ядрах хорошо образованных кристаллов спессартина обнаруживаются реликты манганопатита; известны также же каемки вокруг выделений других Са-Mn-фосфатов [50]. Спессартин в пегматитах встречается иногда с акцессорными ксенотимом, фергусонитом и гадолинитом [51]. Для дифференцированных пегматитов Алакуртти и Приладожья (Мурманская обл.), в которых интенсивно проявились процессы замещения, характерна ассоциация спессартина с биотитом, мусковитом, альбитом, магнетитом [38].

В пегматитах Уоджина в Западной Австралии спессартин встречается вместе с литиофиллитом и сиклеритом; образовался позднее литиофиллита и, вероятно, позднее сиклерита [21]. В пегматитах Мадагаскара спессартин сопровождается турмалином, амазонитом или бериллом и клевеландитом (в альбигизированных участках) [52]. Описан спессартин из двухслудяных пегматитов Гола в Нижней Силезии (Польша) [37]. В пегмати-

тах Кимито в Юго-Западной Финляндии он обнаружен в полостях кварца в прорастании со сфалеритом [53], а в пегматитах Пьерёпмаа в Юго-Западной Финляндии ассоциируется с альбитом и ортитом [39]; в пегматитах Кизва в шт. Нью-Мексико (США) — с альбитом и мусковитом [54].

Описаны спессартины из гидротермальных жил. В Восточно-Коунрадском месторождении (Каз. ССР) он находится в жильном кварце в местах развития альбита [24]. Спессартинсодержащие кварцево-кальцитовые жилы известны в Канеуши, преф. Киото, Япония [41], кварцевые — в Юго-Западной Виргинии (США) [55].

Иногда спессартин обнаруживается как один из минералов, образовавшихся при контактовом метаморфизме. Характерным примером может служить Брокен-Хил (Новый Южный Уэльс, Австралия), где спутниками спессартина являются родонит, геденбергит, бустамит, флюорит, манганокальцит [56]; некоторые выделения спессартина заключены в галените [57]. Во Франклине в шт. Нью-Джерси (США) тонкие прожилки спессартина пересекают массивные скопления андрадита [29]. В скарнах Мелдона в Девоншире (Англия) спессартин сопровождается родонитом и пирротитом [26], в руднике Магрудер в шт. Джорджия (США) в ассоциации с ганитом наблюдался на контакте содержащих сульфиды кварцевых жил с хлорит-серицитовыми сланцами [58].

При гидротермальном метаморфизме (месторождение Синапча, Приморье) по родохрозиту, ассоциирующемуся с магнетитом, образовались спессартин, родонит, дионид, также тефроит, плагиоклаз [59]. В некоторых метаморфических толщах содержатся спессартин, родонит, бустамит, иногда тефроит, пьомонтит, кнебелит, Mn-роговая обманка, Mn-содержащая слюда, бементит; исходные породы представляли кремнистые осадки, богатые окисными соединениями марганца. В архейских толщах Южной Якутии спессартин содержится в микроклин-биотитовых и микроклин-виридин-манганофиллитовых кварцитах [60]. В метаморфизованных породах Джумарта в Атаусуйском районе Каз. ССР спутниками его являются тефроит, родонит, фриделит, браунит, гаусманнит [61], а в метаморфизованных марганцевых рудах Южного Урала — родонит и бустамит [62]. В кристаллических сланцах [63] и в марганцевых метаморфизованных рудах Японии спессартин наблюдался: в Кинко — с актинолитом [27], в Фукумаки и Таки — с манганозитом, пирохроитом, гидрогаусманнитом, пиррофанитом, галакситом, тефроитом, родонитом, бементитом [64, 65]. Спессартин, родонит и бустамит возникают также при метаморфизме карбонатных руд марганца и марганцевистых известняков, содержащих глинистое вещество [66].

В Тироле спессартин с пьомонтитом и браунитом наблюдался в мраморах [67]; описаны выделения спессартина вместе с родонитом в Западном Тироде, в шт. Мадхья-Прадеш (Индия) [22].

Изм. Замещается кварцем, родохрозитом, мусковитом [24], тефроитом, фриделитом [61]. В зоне окисления разлагается с образованием окислов марганца [62].

Искусств. Впервые был получен в смеси с тефроитом и родонитом при сплавлении «белой глины» с избытком $MnCl_2$ в присутствии паров воды и водорода [68]. Синтезирован при нагревании смеси SiO_2 , Al_2O_3 , карбонатов Fe и Mn (в соответствующих пропорциях) до 500° при давлении 500 и 1000 $кГ/см^2$ [69]; добавка Na_2SiF_6 способствовала увеличению размеров кристаллов. Из смеси $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ и $3SiO_2 \cdot H_2O$ с добавлением $MnCO_3$ может быть получен при давлении от 200 до 1500 $атм$ и температуре 410° ; при добавке карбоната или оксалата Fe получен спессартин с примесью алмадиновой составляющей (при температуре до 500°), а при добавке MgF_2 — спессартин с примесью пироповой составляющей (при $390-400^\circ$) [70].

Из смеси SiO_2 , $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{NO}_3)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и MnO_2 спессартин получен при 900° и давлении 10 000 атм [71]. Изучен в системе $\text{MnO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ при 1200° [72] и др. В щелочных растворах не образуется [73].

Практ. знач. Применяется в качестве абразивного материала. Прозрачный и красиво окрашенный спессартин является полудрагоценным камнем.

Межплоскостные расстояния синтетического спессартина *
CuK α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
211	5	4,76	521	15	2,13	543	5	1,650
321	7	3,10	440	5	2,06	640	30	1,614
400	25	2,91	611; 532	20	1,886	721; 633	} 5	1,586
420	100	2,60	620	2	1,836	552		
332	10	2,48	541	2	1,797	642	40	1,557
422	15	2,37	631	2	1,710	732; 651	2	1,482
431	10	2,28	444	20	1,681	800	15	1,456

* ASTM 10-354; $a_0 = 11,63 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. Van der Lingen J. C. South African J. Sci., 1928, 25, 12 (по реферату Min. Abstr. 1929, 4, No. 2, 83).
2. Yosimura T. J. Fac. sci., Hokkaido univ., Ser. 4, Geol., 1939, 4, Nos. 3-4, 313.
3. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1926, 59, 203.
4. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1938, 73, 145.
5. Menzer G. Zs. Krist., 1929, 69, 381; Fleischer M. Am. Min., 1937, 22, No. 6, 751; Stockwell C. H. Am. Min., 1927, 12, No. 9, 327.
6. Skinner B. J. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5-6, 428.
7. Гиллер Я. Л. Рентгенография минерального сырья, 1962, сб. 1, 79.
8. Fleicher M. Am. Min., 1937, 22, No. 6, 751.
9. Mountain E. D., Kent L. E. Min. Mag., 1938, 25, No. 162, 125.
10. Богсмолова Л. К., Фоминых В. Г. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1960, вып. 35, 171.
11. Калинин П. В. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1955, 28, 39.
12. Krishna Rao J. S. R. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No. 1, 20.
13. Рожкова Е. В., Проскуровский Л. В. ВИМС, 1954. Прилож. к бюлл. № 2 (130).
14. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средства) и изменение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965.
15. Карпов И. К., Кашик С. А. Геохимия, 1968, № 7, 806.
16. Ford W. E. Am. J. Sci., 1915, 40, 33.
17. Geller S., Miller C. E. Am. Min., 1959, 44, Nos. 5-6, 665.
18. Nemes D. Min. Mag., 1967, 36, No. 279, 389.
19. Yoder H. S., Keith M. L. Am. Min., 1951, 36, Nos. 7-8, 519.
20. Geller S., Miller C. E. Am. Min., 1959, 44, Nos. 11-12, 1115.
21. Mason B., Berggren T. Geol. f6r. f6rhandl., 1941, 63, H. 4, N: o 427, 413.
22. Sastri G. G. K. Min. Mag., 1963, 33, No. 261, 508.
23. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 573.
24. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 172.
25. Novacek R. Vestniku Kral. Ces. Spol. Nauk, 1931, Tr. 11, Ser. 1, 55.
26. Hocke R. A. Min. Mag., 1965, 34, No. 268, 249.
27. Lee D. E. Stanford univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 1.
28. Hietanen A. Bull. Comm. geol. Finl., 1936, N: o 115, 387.
29. Frondel C. Am. Min., 1965, 50, Nos. 3-4, 498.
30. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 158.
31. Соболев Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 380.
32. Schiller E. A., Taylor F. C. Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1477.
33. Strock L. W. Am. Min., 1930, 15, No. 1, 40.
34. Novacek R. Casop. Moravsk. Musea Brné, 1930, 27, ser. 5, I (по реферату N. Jb. Min., 1930, 1, 530).

35. Wright P. C. Proc. Roy. Irish. Acad., 1964, 63 B, No. 14, 239.
36. Clifford T. N. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1369.
37. Żabinski W. Bull. Acad. polon. sci., ser. géol., géogr., 1963, 11, No. 2, 55.
38. Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961, 40.
39. Vormä A., Ojanperä P., Hoffrén V., Siivola J., Löfgren A. Bull. Comm. géol. Finl., 1966, N: o 222, 241.
40. Lee D. E. Am. Min., 1962, 47, Nos. 1—2, 147.
41. Ashida S., Onuki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1963, 50, No. 4, 163.
42. Швей И. В. Геология м-ний редких элементов, 1962, вып. 15, 16.
43. Бельков И. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 126 (хим. анализы).
44. Семенов Е. И. Минералогия редких элементов. Изд-во АН СССР, 1963, 169.
45. Miyashiro A. J. Geol. soc. Japan, 1955, 61, No. 721, 463.
46. Гинзбург А. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 71.
47. Гинзбург А. И. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 4, 184.
48. Гинзбург А. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 91.
49. Швалло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбынского хребта. Изд-во АН Каз. ССР, 1958, 132.
50. Гинзбург А. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 77.
51. Гинзбург А. И. ДАН СССР, 1954, 98, № 2, 233.
52. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 60.
53. Knorring O. Bull. Comm. géol. Finl., 1946, No 138, 77 (по реферату Chem. Abstr., 41, 1181).
54. Gresens R. L. Am. Min., 1966, 51, Nos. 3—4, 524.
55. Jonas A. I. Econ. Geol., 1942, 37, No. 5, 408.
56. Ramdohr P. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1950, 2, H. 4, 291.
57. Trainer J. N. Rocks a. Minerals, 1950, 25, Nos. 1—2, 8.
58. Coffey H. E. Georgia Div. Conservat., Dept. mines, mining a. geol., Geol. Surv. Bull., 1953, 60, 309 (по реферату Chem. Abstr., 48, 4379).
59. Радкевич Е. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3, 138.
60. Кулиш Е. А. Сб «Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород». Изд-во СО АН СССР, 1965, 22.
61. Каюпова М. М. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1961, вып. 2, 45.
62. Бетехтин А. Г. Советская геология, 1944, № 1, 96.
63. Iwasaki M. J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, No. 780, 566.
64. Fumitoshi Hirowatari. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No. 8, 1.
65. Nambu M., Tanida K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1964, 51, No. 6, 222.
66. Бетехтин А. Г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 4, 28.
67. Meixner H. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, H. 8, 178.
68. George A. C. R., Paris, 1883, 97, 1303.
69. Michel-Lévy M. Ch. C. R., Paris, 1951, 232, № 21, 1953.
70. Matthes S. Geoch., cosm. acta, 1961, 23, Nos. 3—4, 233; Fortschr. Min., 1951, 39, H. 1, 26.
71. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
72. Snow R. B. J. Am. Ceram. Soc., 1943, 26, No. 1, 11.
73. Michel-Lévy M. Ch. Bull. Soc. fr. min., 1953, 76, № 7—9, 237.

Альмандин Almandine



Назван по местности Алабанда в Малой Азии (Карстен, 1800).

Синон. Алабандинкус — alabandicus (Плиний), биджази (Бируни, II век), бечета, бичета, антракс (частью) — древнерусские названия (Ферсман, 1954) [1], сирийский гранат — sirianischer Granat (Клапрот, 1798), альмандит — almandite (Иглстон, 1892), карбункул — carbuncle (частью; Дана, 1892), гренландит — greenlandite (Клапрот, по Честеру, 1896), железо-алюминиевый гранат (железо-глиноземистый гранат) — iron-aluminium garnet, драгоценный гранат — precious garnet, восточный гранат — oriental garnet, обычный гранат — common garnet (частью), скальный рубин — Felseptubin (частью, Кёхлин, 1911).

Названия, применяемые в ювелирном деле: кибдельский рубин, цейлонский рубин, аделаид-рубин, коллинский гранат, благородный гранат.

✦ **Характ. выдел.** Крупные или мелкие хорошо образованные кристаллы, зерна и их агрегаты, эллипсоидальные желваки и сплошные массы со скорлуповатой отдельностью.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $Z=8$; a_0 колеблется от 11,509 до 11,620 Å; $a_0=11,520$ Å для оригинала анализа 2 [2], для искусственно-го $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ $a_0=11,526$ Å [3], вычисл. $a_0=11,493$ Å [4]. Значение a_0 возрастает с увеличением содержания Ca [5].

О формах альмандина см. в «Группе гранатов».

На кристаллах наблюдаются фигуры травления в виде треугольников [6], грани иногда слегка исштрихованы; на гранях кристаллов альмандина из метаморфических сланцев и осадочных пород Карпат и Прикарпатья имеются ступеньки нарастания [7].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. нет, заметны следы отдельности. Тв. 7—7½. Микротвердость 1228—1290 кг/мм² [8]. Уд. вес 3,7—4,26 (вычисл. 4,235 для оригинала анализа 2; для $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ —4,318). Цв. красновато-коричневый, темно-красный, фиолетово-красный, желтовато-красный, красно-бурый, темно-малиновый, оранжевый, бурый, розовый, бесцветный, бледно-фиолетовый. Красная окраска вызывается Fe^{2+} в восьмерной координации [9]. Бл. стеклянистый. Прозрачный до непрозрачного.

Черновато-красный альмандин при освещении ртутной лампой становится черным [10].

О спектрах поглощения см. введение к группе гранатов.

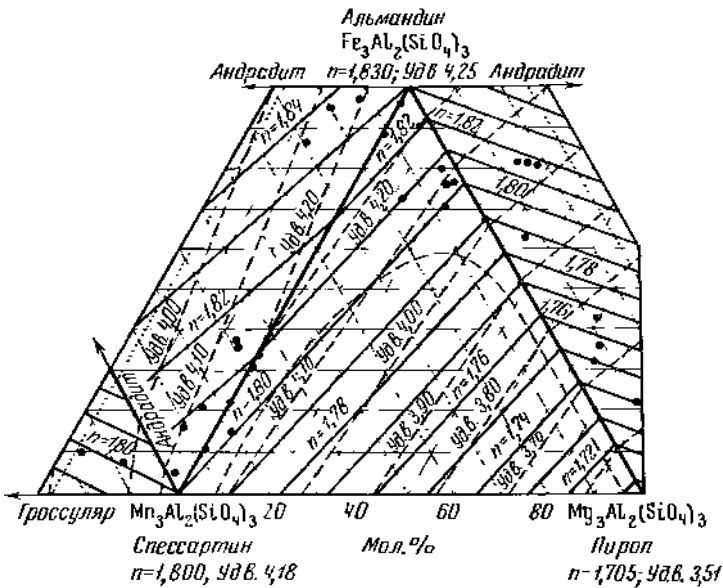
Обладает парамагнитной вращательной силой [11]. Магнитная восприимчивость в поле напряжения 1000 эрстед от 80 до $150 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед. [12]. Из пород может выделяться электросепарацией [13]. Диэлектрическая проницаемость 4,3 [14].

Теплота образования $\Delta H_{298}=(-)1193,0$ ккал/моль; энтропия реакции $\Delta S=-276,66$ кал/град-моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298}=(-)1190,5$ ккал/моль [15].

В отличие от других гранатов альмандин флотируется олеиновой кислотой при pH 3—4 и 9—9,5 с активатором $PbNO_3$ и рисайклом в присутствии Na_2CO_3 при pH 9—9,5 или в присутствии H_2SO_4 при pH 3—3,5 [14, 16]. Флотация более интенсивна при воздействии магнитного поля [17].

Микр. В шлифах бесцветный, розовый, вишне-розовый. Характерны высокий рельеф, шагрелевая поверхность. Изотропный. Оптические аномалии обнаруживаются редко; n от 1,754 до 1,87 (вычисл. 1,830, по Форду) [18], варьирует в зависимости от состава (фиг. 15), возрастает с увеличением содержания $Fe+Ti+Mn$ и понижается с увеличением содержания $Ca+Mg$ [19]. Под микроскопом наблюдались включения кварца, полевого шпата, амфибола, магнетита, биотита, хлорита, титанита, кианита, ставролита, мусковита, апатита, циркона, иногда рутила, грюнерита, рудных минералов [20, 21, 22].

Хим. Теор. состав для $Fe_3Al_2(SiO_4)_3 \cdot FeO$ — 43,34, Al_2O_3 —20,51, SiO_2 —36,15. Наибольшее содержание FeO — 38,54% (альмандин из Боталака в Англии, анализ 1). Характерны изоморфные замещения: Fe^{2+} — Mg , Mn , Ca ; Al — Fe^{3+} , редко Cr ; Si — Ti . Альмандин с небольшим содержанием Ca и Mg получил название кальциевого пиральмандина (calc-pyralmandine) [23], с небольшим содержанием Mn — марганцового альмандина, манганальмандина (manganalmandine) [24, 25]. Существует непрерывный изоморфный ряд от альмандина до пиропса и от альмандина до спессартина. В альмандине из Куоиека в Британской Колумбии (Канада) содержание Mn уменьшается, а содержание Fe и Mg увеличивается к периферическим частям зерен [26]. Как в изверженных, так и в метаморфических породах ранние альмандины более обогащены марганцем, чем поздние [27]. Альмандин из рудника Ринго (Япония) содержит в среднем 7,7 г/т Ca , 2,5 г/т — Ga , 36 г/т U [28]. В альмандине из гранитных пегматитов Монгольского Алтая обнаружено 0,0012% Vc [29], в альмандине из гранита Сибири —



Фиг. 15. Зависимость оптических свойств от состава гранатов ряда пироп — альмандин — спессартин (+ андрадит) (по Винчелу)

Пунктирные линии — пределы взаимной смешиваемости

0,025% Nb₂O₅ и 0,029 Ta₂O₅ [30]. Содержание CaO и отношение FeO : MgO в альмандине из гнейса Стопи-Рагидс в пров. Саскачеван (Канада) [31], ассоциирующемся с роговой обманкой, выше, чем в альмандине, ассоциирующемся с силлиманитом. Акцессорный спессартин-альмандин из Собской интрузии на Полярном Урале содержит 0,08% TR₂O₃ и 0,08 ZrO₂. В альмандине из мусковитоносных пегматитов Гутаро-Бирюсинского р-на, Красноярский край, среди TR₂O₃ главную роль играет Y, составляя 55—71% от их суммы. Общее содержание редких земель в альмандине увеличивается к концу процесса пегматитообразования [31a]. Содержание гелия позволяет использовать альмандин для определения абсолютного возраста [32]. В зональных альмандиндах соседние зоны отличаются по составу [33].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	—	0,22	—	—	—	0,23	—
K ₂ O	—	—	—	0,06	—	—	—	0,17	—
MgO	0,68	3,85	2,53	3,20	1,26	2,34	1,95	3,66	0,80
CaO	1,68	0,41	2,37	1,54	0,85	3,04	0,51	1,20	1,60
MnO	0,70	0,86	3,04	0,76	6,43	2,15	6,79	1,98	1,30
FeO	38,54	36,37	34,51	34,12	33,86	33,46	33,00	32,97	32,83
NiO	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—
CuO	—	»	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	21,94	20,72	21,02	20,44	20,54	17,24	19,99	21,77	19,90
Fe ₂ O ₃	не обн.	0,83	—	2,09	0,53	5,05	0,83	0,58	2,11
SiO ₂	35,58	37,39	36,59	37,85	36,58	37,09	36,73	37,47	41,60
TiO ₂	сл.	0,16	0,08	0,14	—	—	0,10	0,29	не обн.
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,12	—	—	0,02	—	—	0,03	0,02	0,42

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сумма	99,24	100,59	100,14	100,44	100,05	100,37	99,93	100,34	100,56
Уд. в.	4,22	4,188	4,25	4,220	—	4,26	—	4,160	—
n	1,808	—	1,817	1,807	1,808— —1,813	1,87	1,8209	1,805	1,807— —1,817
a_0	—	11,520	11,542	11,533	11,524	—	—	11,523	—

1 — Боталак, Корнуэлл, Англия [34]; 2 — Фалуя, Швеция, анал. Бэндиг [2, Менцер]; 3 — Грин Тэйбл, Бороудал, Англия [35]; 4 и 8 — Раховский массив, Карпаты, анал. Мирская [36]; 5 — Бильчаки, УССР, анал. Головатый [37]; 6 — Макаабак, Кольский п-ов [38]; 7 — Прибиславик, Чехословакия [39]; 9 — Алдан [40].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	2,07	—	Не обн.	—	—	0,22	—	—
K ₂ O	—	—	—	»	—	—	0,07	—	—
MgO	2,61	2,85	5,41	1,84	0,23	6,70	2,83	0,14	6,49
CaO	0,98	—	0,54	6,58	4,03	0,60	7,35	0,53	1,80
MnO	1,99	3,59	1,42	1,35	5,93	0,93	0,57	11,96	1,57
FeO	32,69	32,39	32,11	31,03	30,77	30,17	30,02	29,46	29,17
Al ₂ O ₃	21,65	21,49	22,42	18,34	20,23	22,82	20,91	21,27	22,05
Cr ₂ O ₃	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	3,14	0,34	0,04	1,60	0,39	1,31	0,61	0,24	0,88
Y ₂ O ₃	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—
SiO ₂	36,36	36,68	36,59	37,87	38,32	37,84	37,60	36,28	38,03
TiO ₂	0,59	0,24	1,68	0,39	Сл.	Сл.	0,09	—	—
H ₂ O ⁺	—	} 0,32	—	0,57	—	—	—	Не обн.	—
H ₂ O ⁻	—		—	0,09	—	—	0,08	»	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—

Сумма 109,02 99,97 103,21 103,03 99,90 100,37 100,37 99,88 99,99

Уд. в. — — 4,09 — 4,09 — 4,102 4,26 4,08

n 1,812 1,809 1,804 1,812 1,815 1,795—
1,802

a_0 11,530 11,53 — — — — — — 11,529

10 — Сьерра-Невада, шт. Калифорния, США [41]; 11 — Нью-Гэмпшир, США [42]; 12 — Керри, Абердиншир, Англия [43]; 13 — северо-западная часть Закарпатской обл. [44]; 14 — Ров-озеро Кольский п-ов [38]; 15 — Иенгская серия, Алдан [45]; 16 — Западное Приазовье, анал. Мирская [46]; 17 — Эли, шт. Невада, США, анал. Хэрдман [47]; 18 — Адирондак, шт. Нью-Йорк, США, анал. Энгел [48].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	—	0,34	—	—	—	0,11	0,04	0,02	—
K ₂ O	—	0,51	—	—	—	0,01	Не обн.	0,04	—
MgO	5,40	2,10	1,96	1,56	6,87	7,87	9,50	8,70	8,09
CaO	0,66	1,40	6,33	2,10	2,08	2,25	0,81	0,53	1,20
MnO	2,27	1,04	4,78	6,34	0,80	0,64	0,15	0,45	Сл.
FeO	29,09	28,85	28,45	28,28	28,20	28,12	27,92	27,39	27,38
Al ₂ O ₃	20,57	18,88	21,31	19,08	20,44	21,02	22,10	21,14	22,44
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—
Fe ₂ O ₃	1,80	5,99	0,40	4,01	2,54	1,98	0,93	1,81	0,46
SiO ₂	39,72	39,49	36,79	38,70	38,40	38,02	38,51	40,16	38,95
TiO ₂	0,05	0,15	0,20	0,30	0,66	0,03	0,03	0,02	1,03
H ₂ O ⁺	—	1,18	—	—	0,15	—	0,04	—	—

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,12	0,09	0,05	—	—
P ₂ O ₅	—	0,04	—	—	—	—	—	0,13	—
Сумма	99,56	99,97	100,22	100,37	100,26	100,14	100,08	100,49	99,55
Уд. в.	—	4,02	4,106	4,14	4,18	3,99	4,02	—	3,96
<i>n</i>	1,802	1,804	1,801	1,810	1,82	1,796	1,794	1,791	1,782
<i>a</i> ₀	—	11,534	11,593	—	—	11,528	11,509	11,539	11,562

19 — Мамское м-ние, анал. Бугрова [49]; 20 — р. Нелюка, Алданский штт, анал. Алферова [50]; 21 — Брокен Хил, Новый Южный Уэльс, Австралия [5]; 22 — Восточный Саян, анал. Бугрова [51]; 23 — Слюдянка, Прибайкалье, анал. Ховенский [21]; 24 и 25 — чарнокиты Южного Мадраса, Индия, анал. Хауи [52]; 26 — р. Лядова, Приднестровье, анал. Цвик [53]; 27 — Визельбург, Австрия [54].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,19	1,03
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,56	0,29
MgO	2,96	2,39	0,76	6,21	1,07	1,74	6,07	8,64	6,95
CaO	9,83	8,12	3,70	1,33	8,37	9,88	3,49	3,11	0,35
MnO	0,92	1,52	9,74	1,03	2,64	5,76	—	0,80	—
FeO	25,18	25,12	25,04	24,84	24,06	23,69	23,45	22,68	22,50
Al ₂ O ₃	20,12	21,09	19,86	23,85	20,59	17,67	19,50	19,13	23,26
Fe ₂ O ₃	2,60	4,10	3,42	3,51	2,77	5,12	6,54	7,11	4,20
Y ₂ O ₃	—	—	0,58	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	37,36	36,75	36,90	39,92	39,69	36,46	40,33	37,40	39,36
TiO ₂	0,54	1,37	0,02	0,08	1,25	—	—	0,48	1,64
H ₂ O ⁺	0,09	—	0,33	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,04	—	0,10	—	0,21	—	—	—	0,68
Сумма	99,64	100,46	100,45	100,77	100,65	100,32	99,38	100,10	100,26
Уд. в.	4,08	—	4,19	—	4,13	—	3,7	4,03	3,975
<i>n</i>	1,795	1,803	1,816	1,792	1,807	1,806	1,7—1,8	1,796	1,7
<i>a</i> ₀	11,62	11,603	11,596	11,502	—	11,59	—	—	—

28 — Хилдсберг, шт. Калифорния, США, анал. Хэрдман [55]; 29 — Скаурв, Сатерленд, Англия [56]; 30 — Аллареченское м-ние, Мурманская обл. [57]; 31 — Аиабарский массив, анал. Колесникова [58]; 32 — Глен Льюн, Абердиншир, Англия, анал. Скэн [59]; 33 — Монте-Джузеппе, Италия [60]; 34 — Амасийский р-н, Арм. ССР, анал. Петросян [61]; 35 — Макбельское поднятие, Тянь-Шань, анал. лабор. МГРИ [62]; 36 — породы бугитового комплекса, Украина, анал. Сивкова [63].

	37	38	39	40	41	42	43	44
Na ₂ O	1,33	—	—	—	2,76	0,12	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,50	0,06	—	—
MgO	2,04	—	7,85	9,29	1,58	11,42	12,03	14,82
CaO	10,41	1,37	8,34	6,30	2,22	5,92	6,77	5,36
MnO	2,24	20,75	0,66	0,33	0,77	0,54	0,33	0,29
FeO	22,44	21,66	20,91	20,80	20,24	18,46	16,49	14,56
Al ₂ O ₃	21,11	20,45	21,53	21,61	19,07	21,03	22,31	22,35
Cr ₂ O ₃	—	—	сл.	сл.	—	0,39	—	—
Fe ₂ O ₃	1,32	—	1,05	2,39	16,58	4,12	1,31	0,95
SiO ₂	39,20	35,76	39,50	39,14	36,24	37,49	40,71	41,50
TiO ₂	0,20	—	0,16	0,17	0,21	0,12	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,23	0,36

	37	38	39	40	41	42	43	44
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	0,09	0,09
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,03	—	—	—
Сумма	100,29	99,99	100,00	100,03	100,20	99,67	100,35	100,36
Уд. в.	3,98	—	3,93	—	4,1677	3,94	3,835	3,786
<i>n</i>	1,770	1,817	1,773	1,774	1,8032	1,770	1,7615	1,7542
<i>a</i> ₀	—	11,591	11,59	11,586	11,5691	11,567	—	—

37 — Ёлангер Фиорд, Норвегия [64]; 38 — Донегол, Англия, анал. Таблер [65]; 39 — Гана, анал. Кнорринг [66]; 40 — трубка «Мир», Якутия [67]; 41 — Бурцова, Чехо-Словакия, анал. Франек [68]; 42 — Южный Харис, Внешние Гебриды [69]; 43 — Сит-тампунди, Мадрас, Индия, анал. Ослунд [70]; 44 — Вазугупалейсм, Мадрас, Индия, анал. Ослунд [70].

Состав группы редкоземельных элементов в спессартин-альмандине из Собской интрузии: La_{2,8}Ce_{7,9}Pr_{2,8}Nd_{11,2}Sm_{10,7}Eu_{0,5}Gd_{15,9}Tb_{1,9}Dy_{15,4}Ho_{3,7}Er_{12,2}Tm_{1,4}Yb_{11,2}Lu_{2,3} [71].

Диагн. исп. Не растворяется в кислотах. П. п. тр. сплавляется в темный магнитный шарик.

Повед. при нагр. Разлагается при нагревании до 900°, образуется смесь герцинита, железистого кордиерита и фаялита [72]. При давлении 10 кбар плавление начинается около 1100°, с увеличением давления на каждые 5 кбар температура плавления возрастает примерно на 100°; при давлении ниже 10 кбар плавится incongruently с образованием магнетита, шпинели, мелилита, пироксена, оливина [72a].

Находж. Наиболее распространенный среди гранатов. Известен как акцессорный минерал изверженных пород. Встречается в пегматитах, менее обобен в контактово-метасоматических образованиях. Особенно характерен для регионально-метаморфизованных пород.

Акцессорный альмандин содержится в биотитовых плагиогранитах и лейкократовых микроклиновых гранитах Восточного Саяна [51], архейских гранитоидах Кольского п-ова [73], каолинизированных гранитах Лаге Коруна (Испания) [74], в граните и аплите Донегола (Англия) [65]. В ксенолитах гранодиорита Ковра (Новый Южный Уэльс, Австралия) наряду с альмандином наблюдаются кордиерит, силлиманит, шпинель [75]. Обнаружен в гранатовом перидотите Южного Хариса (Внешние Гебриды, Великобритания) [69]. В Закарпатье акцессорный альмандин содержится в даците и липарито-даците [44, 76], в области Саар-Пфальц (ФРГ) [77] — в риолите, в Скаури (Сатерленд, Англия) — в долерите [56]. В полостях риолита встречен в шт. Невада (США) в ассоциации с кварцем, а в шт. Колорадо — с санидином, кварцем и топазом [47]. Встречен также в вулканических породах Бороундал (Англия) [35], в адезитах Словакия [78], в гранато-кварцевых порфиридах Нисиноми (Япония) [79].

По Ферсману, альмандин возникает при кристаллизации в кислой плюмазитовой магме, находящейся под большим давлением [80]. Шайрер и Яги [72] отрицают возможность магматического образования альмандина, а также значение высокого давления для его образования; они предположили, что альмандин устойчив при пониженной температуре и недостатке воды (альмандин не образуется в системе FeO — Al₂O₃ — SiO₂ и разлагается при 300°). Соболев с соавторами [81], описавшие альмандин из стекловатых дацитов Закарпатья, пришли к заключению, что он образовался при высоких температурах и при высоких давлениях.

В гранате из Северо-Байкальского пегматитового пояса количество альмандиновой составляющей уменьшается, а количество спессартиновой со-

ставляющей увеличивается при переходе от высокотемпературных керамических пегматитов к более низкотемпературным редкометалльным [82]. В пегматитах Слюдянки (Южное Прибайкалье) альмандин образовался в связи с ассимиляцией боковых пород, встречается у зальцандов жил в ассоциации с биотитом, магнетитом, полевым шпатом, кварцем [21]. Наблюдается в пегматитах Мамского района [49], в амфиболовидных зонах пегматитов Туркестанского хребта (вместе с биотитом и турмалином) в участках пегматитов, где присутствуют ксенолиты сланцев; последние нацело замещены альмандином [83]. Отмечен в пегматитах Аллареченского месторождения, Мурманской обл. [57], района Мтоко в Родезии [84], в Монте-Джузеппе в Италии [60] и др. В скарнах устойчив лишь альмандин с примесью спессартиновой молекулы [85]. Обнаружен на левом берегу р. Большая Лаба (Северный Кавказ) в контакте гранитов и змеевиков; скарновые породы содержат альмандин, диопсид, актинолит, флогопит, хлорит [86]. Встречен на контакте анортозита с мраморами в Адирондаке (США); ближе к мраморам альмандин сменяется гроссуляр-андрадитом [87].

Альмандин характерен для трех фаций метаморфических пород: амфиболовой, гранулитовой и эклогитовой [58, 67, 88]. Альмандиновой составляющей обогащены гранаты пород низких степеней метаморфизма. Содержание железа в гранатах, образовавшихся при диафорезе, зависит от температуры [89]. При возрастании степени метаморфизма в гранатах уменьшается содержание альмандиновой и спессартиновой молекул и возрастает содержание пироповой молекулы [48, 90, 91]. Это дает возможность использовать гранаты в качестве индикаторов степени метаморфизма. Согласно Энгелам [48], в альмандинах из парагнейсов Адирондака (США) с увеличением степени метаморфизма увеличивается содержание Mg, Cr, Ti, V, Zr и уменьшается содержание Mn, Fe, Yb, Y.

В некоторых метаморфических породах мамской серии альмандин наряду с силлиманитом относится к главным породообразующим минералам [92]. Широко распространен он в биотит-кордиерит-гранатовых, гиперстен-гранат-биотитовых и биотит-гранатовых плагиогнейсах Алдана [45, 50, 93]. В амфиболитах Шуерещкого района (Карельская АССР) альмандин ассоциируется с роговой обманкой, плагиоклазом, биотитом [20], а в слюдинокварцевых сланцах Кольского п-ова — с пироксеном, роговой обманкой, эпидотом, магнетитом, полевым шпатом, кварцем [94]. Обнаружен в гнейсах и кристаллических сланцах архея хребта Хамар-Дабан, в гнейсах и амфиболитах Кольского п-ова [95] и Карпат [36].

В метасоматитах Кривого Рога [96] и Приазовья [46] (железистые кварциты, магнетит-биотитовые и магнетит-амфиболовые сланцы, амфиболиты) наблюдается вместе с магнетитом, биотитом, куммингтонитом. Отмечен в кордиерит-биотит-гранатовых мигматитах Приднестровья [53], в алмазонасных эклогитах Якутии [62, 67], в ксенолитах эклогитов среди щелочных пород трубок взрыва на Памире [97] и в хребте Марун-Кеу (Полярный Урал) [98]. В кианит-гранат-слюдистых сланцах Седапурам (Индия) альмандин сопровождается кианитом, мусковитом, кварцем, ставролитом, роговой обманкой, биотитом, турмалином, магнетитом, ильменитом, титанитом [99]. В метаморфизованных основных породах Брокен Хила (Новый Южный Уэльс, Австралия) встречается с роговой обманкой и пироксеном [5]. В США установлен в сильно метаморфизованных пелитовых породах Нью-Гэмпшира [42], в пелитовых роговиках гор Сьерра-Невада [41], в парагнейсах Адирондака [48]. Севернее Большого Невольничьего озера (Канада) альмандин обнаружен в гнейсах с кордиеритом, силлиманитом, шпинелью, графитом, биотитом, кварцем, микроклином, андезином и турмалином [100]. В парагенетической ассоциации с кордиеритом наблюдаются гранаты, содержащие 71—78% молекулы $Fe_3Al_2(SiO_4)_2$ [100, 101].

Встречается в тяжелой фракции осадочных пород [102, 103] в прибрежных морских песках, в коре выветривания [104, 105]. В некоторых осадочных породах является аутигенным [106].

Изм. Часто замещается хлоритом и эпидотом, реже — биотитом, роговой обманкой, скаполитом, полевым шпатом, гематитом, серицитом. В породах, претерпевших перекристаллизацию, альмандин перешел в шпинель и гиперстен (Винчел, 1953), в кордиерит и магнетит [85].

Искусств. Альмандин состава $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ получен [107, 108] из стекла соответствующего состава и из смеси двухводного оксалата железа, γ - Al_2O_3 и стекловатого SiO_2 при температуре 830—1030° и давлении 2000—10 000 бар. Ниже 785° альмандин устойчив при атмосферном давлении, а выше 800° — при давлении 2000 атм [108]. В других условиях распадается на смесь герцинита, Fe-кордиерита и фаялита. При температуре около 700° и давлении 500—700 кг/см² альмандин получен вместе со спессартином [109]. Синтез альмандина осуществлен также при 900° и давлении 10 000 атм из смеси каолинита, Fe_2O_3 , SiO_2 и $FeCl_2 \cdot 4H_2O$ [110].

Практ. знач. Имеет широкое применение в качестве абразивного материала. Прозрачные и красиво окрашенные альмандины являются полудрагоценными камнями.

Межплоскостные расстояния альмандина из Кавендиша, Онтарио *
 CaK_{α} -излучение, $D=114,6$ мкм

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
220	30	4,04	444	30	1,660	10.4.2	10	1,051
400	40	2,873	640	40	1,599	880	10	1,019
420	100	2,569	642	50	1,540	12.2.0	5	0,947
332	5	2,447	800	20	1,441	11.5.2	10	0,935
422	20	2,348	840	20	1,287	12.4.4	5	0,869
510	20	2,257	842	30	1,257	12.6.0	10	0,860
521	20	2,102	664	10	1,228	12.6.2	5	0,850
440	10	2,043	941	5	1,167	14.1.0	20	0,792
611	30	1,866	10.4.0	20	1,070	14.4.2	30	0,785

* ASTM, 9-427; $a_0=11,53$ Å.

Л и т е р а т у р а

1. Ферман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1954, 357.
2. Menzer G. Zs. Krist., 1928, 69, 300; Stockwell C. H. Am. Min., 1927, 12, No. 9, 327; Fleischer M. Am. Min., 1937, 22, No. 6, 751.
3. Skinner B. J. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5-6, 428.
4. Гуллер Я. Л. Рентгенография минерального сырья, 1962, сб. 1, 79.
5. Binnes R. A. Min. Mag., 1965, 35, No. 272, 574.
6. Карякин Л. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1948, № 2, 161.
7. Соболев В. С., Вартанова Н. С., Шайнюк А. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 2, 122; Боброяник Д. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 297.
8. Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89.
9. Грум-Гржимайло С. В., Климооская Л. К., Вишневский В. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8, 288; Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 21, 125.
10. Уклонский А. С. ДАН СССР, 1941, 32, № 3, 210.
11. Beckerel J. Physica, 1940, 7, 945 (по реферату Chem. Abstr., 37, 19087).
12. Апостолова М. Я. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, 301; Nathan Y., Katz A., Eyal M. Min. Mag., 1965, 35, No. 270, 386.
13. Некрасевич Г. А. Цветные металлы, 1962, № 5, 76.
14. Бергер Г. С. Флотиримость минералов. Госгортехиздат, 1962, 197.
15. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хвч. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 66; Карпов И. К., Кашик С. А. Геохимия, 1968, № 7, 866.

16. Митрофанов С. И. Исследование полезных ископаемых на обогатимость. Госгортехиздат, 1962, 554.
17. Хан Г. А., Пантелеева Н. Ф., Ладыгина Г. В., Букин Ю. Г. Цветные металлы, 1966, № 1, 23.
18. Ford W. E. *Am. J. Sci.*, 1915, 40, 33.
19. Hahn-Weinheimer P., Luecke W. *Canad. Min.*, 1963, 7, pt. 5, 764.
20. Иенатеев Н. А. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6, 65.
21. Калинин П. В. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1955, 28, 39.
22. Шкабара М. Н. ДАН СССР, 1941, 32, № 6, 420.
23. Fermor L. L. *Rec. Geol. Surv. India*, 1938, 73, pt. 1, 145.
24. Palmgren J. *Bull. Geol. inst. Upsala*, 1917, 14, 171.
25. Atherton M. P. *Am. Min.*, 1964, 49, Nos. 9—10, 1331.
26. Hollister L. S. *Science*, 1966, 154, No. 3757, 1647.
27. Kozu Sh., Omori K. *Proc. Japan Acad.*, Tokyo, 1960, 36, No. 3, 136.
28. Ando A., Takashima K. *Bull. Geol. Surv.*, Japan, 1963, 14, No. 11, 15.
29. Солодов Н. А. *Геохимия*, 1958, № 8, 750.
30. Кузменко М. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 27.
31. Froese E. *Canad. Min.*, 1963, 7, pt. 5, 698.
- 31а. Глебов М. П., Шуряева В. А., Шмакин Б. М. *Геохимия*, 1969, № 4, 416.
32. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2, 29; Škertlj J. *Вестн. завода геол. и геофиз. Истраж УССР*, 1958, кн. 16, 324.
33. Vogel D. E., Baheze C. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1965, H. 5, 140; Bethune P., Goossens P., Berger P. C. R., Paris, 1965, 260, No 26, gr. 9, 6946; Green T. H., Ringwood A. E. *Contrib. min., petr.*, 1968, 18, H. 2, 163; Wolf T. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1942, 54, 1.
34. Alderman A. R. *Min. Mag.*, 1935, 24, No 148, 42.
35. Oliver R. L. *Geol. Mag.*, 1956, 93, No 2, 121.
36. Данилюк Ю. Р. Сб. «Конституция и свойства минералов». Киев, 1966, 53.
37. Лазаренко Е. К., Матковский О., Винар О. М., Шашкина В. П., Гнатюк Г. М. *Минералогия вивержених комплексів Західної Волині*. Изд-во Львовск. ун-та, 1960, 226.
38. Шаврова Н. Н. ДАН СССР, 1947, 58, № 6, 1143.
39. Nováček R. *Zvlášť. of z. věstniku Kral. Ces. Spol. Nauk*, 1931, Tr. 11, ser. 1, 55.
40. Лавренко Е. И., Лазыко Е. М. ДАН СССР, 1954, 99, № 4, 613.
41. Best M. G., Weiss L. E. *Am. Min.*, 1964, 49, Nos. 9—10, 1240.
42. Green J. C. *Am. Min.*, 1963, 48, Nos. 9—10, 991.
43. Stewart F. H. *Min. Mag.*, 1950, 29, No. 210, 252.
44. Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1955, № 9, 316.
45. Лавренко Е. И. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1953, № 7, 294.
46. Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. *Геол. журн. АН Укр. ССР*, 1966, 26, вып. 2, 18.
47. Pabst A. *Am. Min.*, 1938, 23, No. 2, 101.
48. Engel A. E., Engel C. G. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1960, 71, No. 1, 1.
49. Соколов Ю. М. Сб. «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 2, 296.
50. Кишул В. И. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966, 233.
51. Крылов И. Н. *Вестн. Ленингр. ун-та*, 1960, № 6, сер. геол., геогр., вып. 1, 88.
52. Howie R. A., Subramanian A. P. *Min. Mag.*, 1957, 31, No. 238, 565.
53. Сидоренко Е. Ф. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1961, № 15, 189.
54. Scharbert H. G. N. *Jb. Min., Abhandl.*, 1964, 101, H. 1, 52.
55. Pabst A. *Am. Min.*, 1955, 40, No. 9, 919.
56. O'Hara M. J. *Min. Mag.*, 1961, 32, No. 524, 848.
57. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, 5, 16.
58. Лутц Б. Г. *Петрология грауолитовой фации Анабарского массива*. Изд-во «Наука», 1964, 52.
59. McLachlan G. R. *Min. Mag.*, 1951, 29, No. 212, 476.
60. Emiliani F., Pirani R. *Acta geol. Alpina*, 1959, No. 7, 5.
61. Татевосян Т. Ш. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., ест. и техн., 1951, 4, № 2, 128.
62. Медведева И. Е. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1960, № 11, 41.
63. Костюк В. П. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1951, № 5, 211.
64. Kolderup N. H., Rosenqvist I. *Th. Univ. Bergen Årbok*, 1950, No. 6, 3.
65. Hall A. *Min. Mag.*, 1965, 35, No. 272, 628.
66. Knorring O. S., Kennedy W. Q. *Min. Mag.*, 1958, 31, No. 241, 846.
67. Соболев Н. В., Кузнецова И. К. ДАН СССР, 1966, 167, № 6, 1365.
68. Kadera M., Krist F., Matherny M. *Geol. Sborn. Slovenska Akad.*, 1957, 8, č. 2, 273.
69. Livingstone A. *Min. Mag.*, 1967, 36, No. 279, 380.
70. Subramanian A. P. *Bull. Geol. soc. Am.*, 1956, 67, No. 3, 317. Кроме того анализы см. в следующих работах: Matherny M. *Geol. Sborn. Slovenska Akad.*, 1959, 10, č. 1,

- 269; *Омельченко Ф. Н.* Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, 1956, сер. геол.-разв., № 1, вып. 46, 90; *Дядченко М. Г.* ДАН Укр. ССР, 1957, № 2, 179; *Костюк В. П.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 280; *Yamazaki M.* Chishitsugaki Zasshi, 1958, 64, 601; *Дядченко М. Г., Кудикин О. Г.* ДАН Укр. ССР, 1958, № 10, 1087; *Лебедев В. И.* К минералогии постмагматических процессов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, 73; *Шовло С. Г.* Сб. «Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта». Изд-во АН Каз. ССР, 1958, 132; *Власов К. А., Кутукова Е. И.* Изумрудные копи. Изд-во АП СССР, 1960, 158; *Лебедев В. И.* Вестн. Ленингр. ун-та, 1949, № 18, сер. геол.-геогр., вып. 3, 5.
71. *Соболев С. Ф.* Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. Изд-во «Наука», 1965, 79.
 72. *Schairer J. F., Yagi K.* Am. J. Sci., 1952, 2, 471.
 - 72a. *Безруков Г. Н., Горохов С. С., Давыденко А. Г., Лисицына Е. Е.* Тезисы докладов 8-го Всес. совещания по эксперим. и техв. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968, 152.
 73. *Борисова К. Д.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 15, 291.
 74. *Parga-Pondal I., Perez-Mateos J.* Notas J. Comuns. Inst. geol. у minero Espana, 1952, No. 27, 112 (по реферату Chem. Abstr., 47, 4806).
 75. *Stevens N. C.* Proc. Linnean N. S. Wales, 1952, 77, 132 (по реферату Chem. Abstr., 47, 4960).
 76. *Малеев Е. Ф.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 7, 28.
 77. *Jung D.N.* Jb. Min., Monatsh., 1961, H: 1, 1.
 78. *Zorkovsky B.* Geol. Sborn. Slovenska Akad., 1956, 7, č. 3—4, 321 (анализы).
 79. *Yamasaki M.* J. Geol. Soc. Japan, 1958, 64, No. 758, 601.
 80. *Ферсман А. Е.* Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1939, 77.
 81. *Соболев В. С.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9, 50 и 316.
 82. *Соколов Ю. М., Быкова В. С., Буерова В. Д., Васильева С. Н.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19, 312.
 83. *Бейс А. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 66.
 84. *Horning G., Knorring O.* Trans., Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1962, 65, 153.
 85. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1926, 21, No. 113, 47.
 86. *Сердюченко Д. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 3, 175.
 87. *Buddington A. F.* Am. Min., 1950, 35, Nos. 9, 10, 659.
 88. *Луцк Б. Г., Никишов К. Н.* Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1963, сб. № 9, 99.
 89. *Другова Г. М., Буерова В. Д.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 37.
 90. *Другова Г. М., Глебовицкий В. А.* Сб. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965, 33.
 91. *Miyashiro A.* Geoch., cosm. acta, 1953, 4, No. 4, 179.
 92. *Соколов Ю. М.* Сб. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965, 115; *Великославинский Д. А.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11, 302.
 93. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд-во «Наука», 1965; *Кулиш Е. А.* Геология и геофизика, 1967, № 5, 35.
 94. *Васанова-Кадырова М. Д.* Сб. «Материалы по геол. и полезн. ископаемым Карело-Финской ССР, Ленингр. и Мурманск. областей». Гостоптехиздат, 1941, № 4, 53.
 95. *Маслеников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б., Борисова К. Д.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 15, 5; *Бельков И. В.* Кварцевые сланцы свиты Кейв. Изд-во АН СССР, 1963, 138.
 96. *Мельник Ю. П., Стрыгин А. И.* Сб. Львовск. мин. об-ва, 1963, № 17, 193.
 97. *Дмитриев Э. А.* ДАН СССР, 1966, 169, № 6, 1425.
 98. *Удовкина Н. Г.* Тр. 1-го Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963, вып. 3, 235.
 99. *Jayaraman N. J.* Ind. Inst. Sci., 1941, 23 A, 47 (по реферату Chem. Abstr., 40, 4629).
 100. *Folinsbee R.* Am. Min., 1941, 25, No. 1, 50.
 101. *Wynne-Edwards H. R., Hay P. W.* Canad. Min., 1963, 7, pt. 3, 453.
 102. *Дядченко М. Г.* ДАН Укр. ССР, 1958, № 6, 672.
 103. *Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А.* Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963, 250.
 104. *El-Hinnawi E. E.* Beitr. Min., Petr., 1964, 9, H. 6, 530.
 105. *Луцк А.* Изв. АН Латв. ССР, 1962, № 7, 65.
 106. *Skoček V., Čadek J.* Věstník Ústředn. úst. geol., 1960, 35, N 1, 31.
 107. *Yoder H. S.* Carnegie Inst. Washington, Year book, 1954, No. 53, 121.
 108. *Yoder H. S.* Am. Min., 1955, 40, Nos. 3—4, 342.
 109. *Michel-Lévy M.* Ch. C. R., Paris, 1951, 232, № 21, 1953; *Matthes S.* Geoch., cosm. acta., 1961, 23, Nos. 3—4, 233.
 110. *Coes L. J.* Am. Ceram. Soc., 1955, 38, 298.

Циркониевые гранаты

Кимцеит *Kimzeyite*

Назван по фамилии семьи геологов и минералогов Кимцей, изучавших месторождение Магнет-Ков (Милтон, Блейд, 1958). Название применено для минерала состава $\text{Ca}_3(\text{Zr}, \text{Ti})_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{SiO}_{12}$.

Характ. выдел. Кристаллы величиной около 1 мм.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^{10} - Ia3d$; $Z=8$; $a_0=12,46 \text{ \AA}$ (Милтон и др.) [1]; 12,58 у искусств. $\text{Ca}_3\text{Zr}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$; a_0 уменьшается с возрастанием содержания $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$.

Кристаллы — додекаэдры или комбинации додекаэдра и трапецоэдра.

Физ. св. Тв. около 7. Уд. вес 3,94 (вычисл. 4,00). Цв. темно-бурый. Черта светло-бурая.

Микр. В шлифах светло-бурый. Изотропен; $n=1,94$. Содержит включения апатита, кальцита, монтичеллита.

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_3\text{Zr}_2\text{Al}_2\text{SiO}_{12}$: $\text{CaO} - 29,18$, $\text{ZrO}_2 - 42,74$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 17,67$, $\text{SiO}_2 - 10,41$; Zr замещается Ti, Fe^{2+} , Nb и Mg; Si замещается Al, Fe^{3+} . В искусственных соединениях известен полный изоморфный ряд с $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ и $\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$ [2]. Анализ кимцеита из Магнет-Ков (анал. Инграм) [3]: $\text{MgO} - 0,5$, $\text{CaO} - 29,8$, $\text{FeO} - 5,8$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,0$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 7,8$, $\text{SiO}_2 - 9,6$, $\text{TiO}_2 - 5,6$, $\text{ZrO}_2 - 29,9$, $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 1,0$; сумма 101,0%. Отношение $\text{Zr}^{4+} : \text{Ti}^{3+} \approx 1:0,3$; $\text{Al} : \text{Fe}^{3+} : \text{Si} = 1,28 : 1 : 0,96$. Кроме того, обнаружены: $\text{MnO} < 0,1$, $\text{H}_2\text{O} < 0,1$, Na — 0,1—0,5; спектроскопически определены: Sn — 0,07, Sc — 0,06, следы Cu, Ba и Sr; ZrO_2 в количестве 13,11% установлен в андрадите (шорломите) из Вуориярви (Карельская АССР), который можно рассматривать как промежуточный член изоморфного ряда $\text{Ca}_3\text{Zr}_2\text{Al}_2\text{SiO}_{12} - \text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ [4].

Диagni. исп. Нерастворим в горячих кислотах. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. Плавится при 1290° [2].

Нахожд. Обнаружен лишь в карбонатите месторождения Магнет-Ков (шт. Арканзас, США) в ассоциации с кальцитом, апатитом, монтичеллитом, магнетитом и перовскитом [1, 3].

Искусств. Получен прогреванием в течение 48 час. геля соответствующего состава при 680° и давлении 2000 атм.

Отл. От перовскита легко отличим по цвету, облику кристаллов, а также оптически, от магнетита — по цвету, прозрачности и немагнитности.

Межплоскостные расстояния кимцеита из Магнет-Ков *

CuK_α-излучение, D=114,59 мμ

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
220	40	4,42	620	30	1,969	20	1,157
400	60	3,12	640	40	1,728	40	1,137
420	80	2,79	642	100	1,667	10	1,110
332	10	2,656	800	20	1,558	20	1,011
422	90	2,539	660	10	1,469	10	0,930
510; 431	10	2,439	840	40	1,395	20	0,848
521	10	2,273	842	20	1,360	20	0,791
532; 611	20	2,019	664	30	1,328		

* ASTM, 13—130.

Л и т е р а т у р а

1. Milton Ch., Blade L. V. Science, 1958, 127, No. 3310, 1343.
2. Ho J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 5—6, 773.
3. Milton Ch., Ingram B. L., Blade L. V. Am. Min., 1961, 46, Nos. 5—6, 533.
4. Бородин Л. С., Быкова А. В. ДАН СССР, 1961, 141, № 6, 1454.

В а н а д и е в ы е г р а н а т ы

Голдманит Goldmanite



Назван по имени американского петрографа М. Голдмана (Мэвч, Мейровиц, 1964).

Характ. выдел. Мелкие зерна, кристаллы (0,02—0,1 мм).

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $a_0=12,011 \text{ \AA}$ [1]; 12,15 вычисл. для $\text{Ca}_3\text{V}_2(\text{SiO}_4)_3$; $Z=8$. Кристаллы додекаэдрического облика.

Физ. св. Уд. вес 3,74—3,76 [1, 2], вычисл. 3,737 для минерала из Лагуна; 3,89 для $\text{Ca}_3\text{V}_2(\text{SiO}_4)_3$. Хрупок. Микротвердость 1100 кг/мм^2 [2] Цв. темно-зеленый, изумрудно-зеленый до буро-зеленого.

Инфракрасный спектр аналогичен таковому андрадита.

Микр. Слабо анизотропен, $n=1,821$ (Na) [3] или изотропен, $n=1,834$ [2].

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_3\text{V}_2(\text{SiO}_4)_3$: CaO — 33,75, V_2O_5 —30,08, SiO_2 —36,17. Однако в природе минерал, по составу отвечающий приведенной выше формуле, не встречен.

Анализы:

	1	2		1	2
MgO	0,7	0,09	Cr_2O_3	—	0,20
CaO	33,3	30,45	Fe_2O_3	5,4	2,48
MnO	0,3	—	V_2O_5	18,3	21,87
FeO	—	4,00	SiO_2	36,6	37,49
Al_2O_3	4,9	3,98	Сумма	99,5	100,56

1 — Лагуна, анал. Мейровиц [1]; 2 — Мраморное, анал. Иванов; в оригинале сумма 100,47 [2].

Находк. Обнаружен в месторождении метаморфизованных урано-ванадиевых руд в районе Лагуна в шт. Нью-Мексико (США) [1]. Входит в состав буровато-серого песчаника; ассоциируется с кварцем, слюдой, монтмориллонитом и кальцитом. Найден в железорудном скарновом месторождении Мраморное в Горной Шории в прожилке с мухнитом, сфалеритом, пиротином среди мрамора, обогащенного зеленым мусковитом [2]. Гранат с меньшим содержанием ванадия (V_2O_5 —4,52) обнаружен в Узбекистане (ванадиевый гроссуляр).

Искусств. Ванадиевый гранат состава $\text{Ca}_3\text{V}_2(\text{SiO}_4)_3$ синтезирован в гидротермальных условиях при 530° и давлении 3 *кбар* в течение 30 дней [3], а также при температурах между 200 и 800° и давлении от 2700 до 8000 кг/см^2 в течение 20—26 час. [4]. Получен также в растворе, содержащем CaCl_2 , из смеси CaCO_3 , V_2O_5 и SiO_2 (в соответствующих пропорциях) при 460 — 475° и давлении около 1500 *атм.* [5].

Межплоскостные расстояния голдманита из Лагуна *
CuK α -излучение, дифрактометр

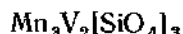
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
220	12	4,255	640	18	1,667	12.2.0	3	0,9883
400	65	3,005	642	49	1,607	12.2.2	9	0,9753
420	100	2,688	800	10	1,502	12.6.0	5	0,8960
332	9	2,565	840	9	1,345	12.6.2	3	0,8863
422	38	2,453	842	10	1,312	14.2.0	1	0,8498
510	16	2,357	664	4	1,282	12.8.0	7	0,8333
521	16	2,194	10.4.0	9	1,117	14.4.0	6	0,8252
611	22	1,951	10.4.2	9	1,098	14.4.2	12	0,8176
620	8	1,901	880	6	1,063			
444	8	1,735	12.0.0	3	1,002			

* ASTM, 16-714.

Л и т е р а т у р а

1. Moench R. H., Meyrowitz R. Am. Min., 1964, 49, Nos. 5-6, 644.
2. Щепель А. Б., Карпенко М. В. ДАН СССР, 1970, 193, № 4, 906.
3. Strens R. G. J. Am. Min., 1965, 50, Nos. 1-2, 260.
4. Ито J. Mineral. J., Яарап, 1965, 4, 259 (по реферату Min. Abstr., 1966, 17, No. 7, 670).
5. Милль Б. В., Калинин Д. В. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 655.

Яматоит Yamatoite



В природе найден минерал только промежуточного состава $(\text{Ca}, \text{Mn})_3(\text{V}, \text{Al})_2(\text{SiO}_4)_3$ (Испичура и Момои, 1964). Название дано по месту находки.

Синон. Марганцовый голдманит — manganese goldmanite (Момои, 1964).
Характ. выдел. Мелкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $a_0 = 11,974 \text{ \AA}$ [1]; 11,85 (вычисл. для крайнего Mn-V члена); $Z=8$.

Физ. св. Уд. вес 3,91 (вычисл. для крайнего Mn-V члена 4,55). Цв. желто-зеленый до темно-зеленого.

Микр. Изотропен. $n=1,855$ (Na).

Хим. Теор. состав для $\text{Mn}_3\text{V}_2(\text{SiO}_4)_3$: MnO—39,19, V_2O_5 —27,61, SiO_2 —33,20. Состав яматоита из рудника Ямато (анал. Момои) [2]: Na_2O —0,25, K_2O —0,04, MgO—0,08, CaO—19,28, MnO—15,92, FeO—сл., Al_2O_3 —1,96, V_2O_5 —24,90, Fe_2O_3 —1,13, SiO_2 —35,76, TiO_2 —0,11, H_2O^+ —0,54, H_2O^- —0,10; сумма 100,07; Ca : Mn \approx 1,5 : 1.

Нахожд. Найден в руднике Ямато, преф. Кагосима (Япония) в ассоциации с родонитом, роскоэлитом, харадаитом, альбитом, родохрозитом и кварцем.

Межплоскостные расстояния яматоита из Ямато [2]

CuK α -излучение

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
400	55	2,9946	611; 532	34	1,9425	840	17	1,3388
420	100	2,6781	620	9	1,8933	843	19	1,3065
332	6	2,5516	444	13	1,7284	664	13	1,2765
422	72	2,4446	640	40	1,6605	941; 853;	6	1,2096
						770		
501; 431	21	2,3492	642	75	1,6002	10.4.0; 864	15	1,1118
521	23	2,1861	800	15	1,4968	10.4.2	15	1,0931

5*

Л и т е р а т у р а

1. *Yoshimura T., Motoi H.* Sci. Rep. Faculty Sci. Kyushu Univ., geol., 1964, 7, 85 (текст японский; по реферату *Am. Min.*, 1965, 50, Nos. 5—6, 810).
2. *Motoi H.* Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D., geol., 1964, 15, No. 1, 73.

Х р о м о в ы е г р а н а т ы

Кноррингит *Knorringite*

Назван по имени минералога О. Кнорринга (Никсон, Хорнунг) [1]. Название предложено для граната, в составе которого преобладает $\text{Mg}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$. Для граната такого состава ранее Фермором [2] было предложено название ханлейт (*hanleite*), однако, согласно Састри [3], минерал оказался уваровитом.

Характ. выдел. Отдельные зерна (50—200 мк).

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^{10} - Ia\bar{3}d$; $a_0 = 11,659 \text{ \AA}$; $Z = 8$.

Физ. св. Уд. вес 3,756 (вычисл. 3,852). Цв. голубовато-зеленый.

Микр. В шлифах голубовато-зеленый. Изотропный. $n = 1,803$.

Хим. Теор. состав для $\text{Mg}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$: MgO — 26,69, Cr_2O_3 — 33,54, SiO_2 — 39,77. Анализ минерала из кимберлитовой трубки Као, выполненный при помощи электронного микрозонда (анал. Хорнунг) [1]: MgO — 16,97, CaO — 8,14, MnO — 0,60, FeO — 6,53, Al_2O_3 — 9,74, Cr_2O_3 — 17,47, Fe_2O_3 — 1,20, SiO_2 — 39,92, TiO_2 — 0,11; сумма 100,68; Mg:Ca = 3:1; Cr:Al:Fe³⁺ = 1,2 : 1 : 0,08.

Нахожд. Обнаружен в кимберлитовой трубке Као (Лесото). Главная масса выполняющей ее породы состоит из серпентина, карбонатов и слюд. Кноррингит ассоциируется с оливином, энстатитом, Cr-диопсидом, ильменитом и алмазом [4]. В пиронах из кимберлитов ряда трубок Якутии, Южной Африки и других отмечается повышенное содержание Cr_2O_3 (кноррингитовая составляющая) [5].

Искусств. Гранат состава $\text{Mg}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ был синтезирован при температуре 800° и давлении 20 000 кг/см² [6].

Межплоскостные расстояния кноррингита из Као [4]

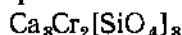
hkl	l	d(Å)	hkl	.	d	hkl	l	d
400	10	2,92	521	3	2,134	642	8	1,560
420	10	2,61	610; 532	6	1,894	800	3	1,453
332	6	2,489	620	4	1,846	840	6	1,305
422	8	2,382	444	3	1,684	842	6	1,273
510; 431	6	2,288	640	6	1,618	664	6	1,244

Интенсивности переведены в 10-балльную шкалу.

Л и т е р а т у р а

1. *Nixon P. H., Hornung G.* Am. Min., 1968, 53, Nos. 11—12, 1833.
2. *Fermor L. L.* Geol. Mag., 1952, 89, No. 2, 145.
3. *Sastri G. G. K.* Min. Mag., 1963, 33, No. 261, 508.
4. *Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M.* Am. Min., 1963, 48, Nos. 9—10, 1090.
5. *Соболев Н. В., Лазаренко Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В.* ДАН СССР, 1969, 189, № 1, 162.
6. *Roy R., Tuttle O. F.* Physics and Chemistry of the Earth, London, 1955, 1, 138.

Уваровит Uvarovite



Назван по имени министра народного просвещения России С. С. Уварова (Хес, 1832).

Синон. Известково-хромистый гранат — calcium-chromium garnet, хромовый гранат, хромгранат — chrome-garnet (Иглстон, 1892), кальциевый хром-гранат — calcio-chrome-garnet (Бетехтин, 1936), ханлеит (ганлеит) — hanleite (Фермор, 1952; отнесен к уваровиту Састри [1]).

Траутвинит — trautwinit (Голдсмит, 1873) — загрязненный примесями уваровит (Дала, 1892).

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и их группы, зерна, зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^{10} - Ia3d$; a_0 от 11,96 до 11,99 Å. $a_0 = 11,974$ Å (для оригинала анализа 1) [2], для искусств. $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ $a_0 = 12,00$ Å [3] или 11,999 Å [4], вычисл. $a_0 = 12,004$ Å [5]; $Z = 8$. Кристаллы чаще всего имеют додекаэдрический облик.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. нст. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,42—3,79 (вычисл. 3,858 для оригинала хим. анализа 1) [2]. Уд. вес возрастает с увеличением содержания Cr_2O_3 . Цв. зеленый различных оттенков, зависит от содержания железа и титана: темным изумрудно-зеленым цветом обладают уваровиты с большим содержанием железа, ржаво-зеленым — с повышенным содержанием титана [6]. Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)1407,2$ ккал/моль; энтропия реакции $\Delta S = 278,33$ кал/град·моль; изобарный потенциал образования (химическое средство) $\Delta Z_{298} = (-)1323,7$ ккал/моль [7].

Микр. В прох. свете зеленый. Изотропный. Иногда наблюдается аномальное двупреломление, в некоторых сечениях — наличие 12 секторов, основанием которых являются грани ромбододекаэдра [8]. n от 1,801 до 1,847 (вычисл. 1,86, Винчел), возрастает с увеличением содержания Cr_2O_3 [3].

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$: CaO — 33,63, Cr_2O_3 — 30,37, SiO_2 — 36,00. Наибольшее содержание Cr_2O_3 — 27,54%; Cr изоморфно замещается Fe^{3+} и Al; Ca замещается Mg и Fe^{2+} .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
MgO	0,50	0,04	4,52	1,10	13,02	0,48	1,86
CaO	32,74	33,31	24,06	30,34	18,82	33,08	32,81
MnO	—	0,03	—	—	0,05	—	0,03
FeO	—	—	16,66	2,44	0,54	—	2,53
Al_2O_3	1,93	1,13	1,63	5,88	8,90	10,77	8,05
Cr_2O_3	27,54	27,04	25,80	22,54	21,96	14,97	14,83
Fe_2O_3	0,41	2,46	—	—	1,33	1,89	3,80
SiO_2	36,79	35,88	27,34	37,11	32,44	38,40	34,52
TiO_2	—	—	—	—	0,07	—	1,68
H_2O^+	}	—	—	1,01	0,16	—	—
H_2O^-		—	—	—	2,75	—	—
П. п.	—	0,18	—	—	—	0,40	—
Сумма	99,91	100,07	100,01	100,42	100,17*	99,99	(100,11)
Уд. в.	3,772	3,75	—	3,4184	—	3,712	3,798
n	1,8554	1,8467	—	—	1,835	1,798—1,804	1,837
a_0	11,971	—	—	—	11,93	11,892	11,975

* В том числе: Na_2O — 0,06, K_2O — 0,01, NiO — 0,06.

1 — Сисма, Финляндия, анал. Боргстрём [2]; 2 — Оутокумпу, Финляндия, анал. Локка [9]; 3 — Рёрус, Норвегия [10]; 4 — Бисерск, Средний Урал [11]; 5 — Калранги, Индия, анал. Гупта [12]; 6 — Финляндия [13]; 7 — Бушвелд, Трансвааль, анал. Хердман и Уэт; в оригинале указана сумма 100,22 [6].

	8	9	10	11	12	13	14
MgO	1,28	0,62	0,78	1,67	2,37	2,39	5,22
CaO	35,12	35,93	33,26	33,70	32,25	31,35	28,47
MnO	0,02	—	—	0,03	—	—	—
FeO	2,51	2,92	1,72	2,73	0,89	1,09	—
Al ₂ O ₃	7,50	8,98	9,44	9,12	3,50	1,02	3,66
Cr ₂ O ₃	11,70	11,54	11,49	11,16	10,13	9,23	8,80
Fe ₂ O ₃	6,26	2,22	6,30	6,13	13,43	17,00	17,21
SiO ₂	33,33	36,86	34,64	33,50	35,61	36,58	33,06
TiO ₂	2,50	0,40	2,24	1,97	0,52	0,45	Сл.
П. п.	—	—	—	—	1,00	1,56	2,86
Сумма	100,22	99,47	99,87	100,01	99,70	100,67	99,28
Уд. в.	3,772	3,740	3,754	3,772	—	3,61	—
n	1,832	1,801	1,830	1,833	—	1,841	—
a ₀	11,989	11,923	11,961	11,973	—	—	—

8—11 — Бушвелд, Трансвааль [6]; 8 и 11 — анал. Шут; 9 и 10 — анал. Хэрдман; 12 — Александровский Лог, Урал, анал. Кинлович [14]; 13 — Крутой Лог, Нижний Тагил, Урал, анал. Морачевский [14]; 14 — Сырлов Лог, Нижний Тагил, анал. Карпов [14]

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится и не изменяется. В буре растворяется медленно, образуется прозрачное зеленое стекло. С флюсами реагирует на хром.

Повед. при нагр. Не изменяется при нагревании до 1100° [6].

Находж. Довольно редок. Генетически связан с хромитовыми телами и серпентинитами, образуется после оливина и хромшпинелей. На Урале в Нижне-Тагильском дунитовом массиве уваровит находится в ассоциации с хромитом, хромовыми хлоритами, хромдиопсидом, хромактинолитом, фукситом, хромвезувианом, кубанитом, пентландитом. Отложение части уваровита носило характер замещения хромита [14]. Тонкие включения уваровита обнаружены в самородной платине из Нижнего Тагила (при ее растворении) [14]. В Сарановском месторождении уваровит заполняет трещинки и слагает друзы кристаллов на плотном хромите (по Вертушкову [15], образовался в сухих трещинах альпийского типа). В месторождении Теплые ключи уваровит ассоциируется с кеммереритом, рутилом, хромовым перовскитом, хромовыми слюдами, турмалином, тремолитом, хромамезитом, фукситом, родохромом [15]. Наблюдался в Бисерске в виде неправильных агрегатов в темно-сером кварците вместе с пирротинном и в пирротиновых рудах с диопсидом [11].

В хромитовом слое норитовой интрузии Бушвелдского комплекса (Трансвааль, ЮАР) уваровит наблюдается на контакте с окружающими породами в виде секущих прожилков и линз; сопровождается хромитом, пироксенном, диопсидом, цоизитом. По Френкелю [6], уваровит здесь образовался при процессах матасоматоза после застывания норитовой интрузии. Вместе с тремолитом, диопсидом и магнетитом уваровит встречен среди хромитов в округе Ред-Лодж (США) [16]. В ассоциации с кеммереритом отмечен среди хромитов Калранги, шт. Орисса (Индия) [12]. В диопсидовых скарнах Сисма (Оутокумпу, Финляндия) уваровит и хромит образуют зональные агрегаты, в центральной и наружной частях которых располагается хромит; промежуточная зона сложена уваровитом; вместе с уваровитом встречаются пикотит, кварц, тремолит [17].

Предполагается, что уваровит мог образоваться при перекристаллизации гроссуляра под влиянием гидротермальных растворов, обогащенных хромом [18].

Изм. Переходит в темно-зеленый хлорит, содержащий хром (по Винчелу, 1958). Наблюдалась псевдоморфозы родохрома и «хромовой охры» по уваровиту [19].

Искусств. Синтезировался [3, 20] при нагревании смеси CaO , Cr_2O_3 и SiO_2 при давлении 1 атм и температуре 855° в течение 150 час., при 1200° — в течение 100 час.; при 1490° распадается на псевдоволластонит и Cr_2O_3 [20]. Оптимальная температура образования уваровита $1365\text{--}1370^\circ$ [21, 22]. Получен из смеси окислов при температуре 660° и давлении 110 атм в течение 525 час. [23]. Также образовался из смеси волластонита, $\text{Cr}(\text{OH})_3$ и CrCl_3 при 900° и давлении 20 000 атм [24]. Синтезирован в растворе, содержащем CaCl_2 , из смеси $\text{Ca}(\text{OH})_2$, Cr_2O_3 и SiO_2 в соответствующих пропорциях при $385\text{--}400^\circ$ и давлении около 1500 атм [25]. В гидротермальных условиях получены твердые растворы $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ с $\text{Ca}_2\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ и $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, в последнем случае всегда вместе с $(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_3$ и $\alpha\text{-CaSiO}_3$ [26]. Получен в силикатных системах с соответствующими компонентами [22, 26].

Практ. знач. Может быть использован как полудрагоценный камень.

Межплоскостные расстояния синтетического уваровита *

CuK_α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
220	15	4,24	640	25	1,664	880	8	1,0607
321	6	3,205	642	60	1,603	12.0.0	15	1,0001
400	70	2,999	800	10	1,500	12.2.0	4	0,9862
420	100	2,684	741	6	1,477	12.2.2	10	0,9734
332	20	2,557	653	8	1,432	11.6.3	2	0,9319
422	55	2,449	822	6	1,414	12.6.0	8	0,8943
431	25	2,352	840	15	1,341	12.6.2	4	0,8846
521	15	2,191	842	15	1,309	888	10	0,8661
611	20	1,946	664	15	1,279	12.8.0	6	0,8320
620	10	1,896	844	8	1,211	14.4.0	4	0,8240
541	8	1,854	10.4.0	15	1,1142	14.4.2	15	0,8164
444	8	1,732	10.4.2	15	1,0955			

* ASTM, 11-696; $a_0 = 11,89\text{\AA}$.

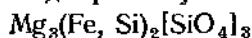
Л и т е р а т у р а

1. Sastri G. G. K. Min. Mag., 1963, 33, No. 261, 508.
2. Menzer G. Zs. Krist., 1929, 69, 351; Stockwell C. H. Am. Min., 1927, 12, No. 9, 327; Fleischer M. Am. Min., 1937, 22, No. 6, 751.
3. Skinner B. J. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5—6, 428; Geller S., Miller S. E. Am. Min., 1959, 44, Nos. 3—4, 445.
4. Swanson H. E., Cook M. I., Evans E. H., Groot J. H. U. S. Nation. Bur. Stand., 1960, circ. 539, 10, 44.
5. Гуллер Я. Л. Рентгенография минерального сырья, 1962, сб. 1, 79.
6. Frankel J. J. Am. Min., 1959, 44, Nos. 5—6, 565.
7. Лемников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 66; Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд-во «Наука», 1968, 58.
8. Mallard E. Ann. Mines, 1876, 10 (по Хинтце, 1897, 2, 80).
9. Eskola P. Bull. Comm. geol. Finl., 1933, 7, N: o 103, 26.
10. Aars-Andersen L. Zbl. Min., 1907, 251.
11. Комонен А. Тр. Мин. об-ва, СПб., 1842, ч. 2, 55.
12. Chakraborty K. L. Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 962.
13. Knorring O. Min. Mag., 1951, 29, No. 213, 594.

14. Бетехтин А. Г. Сб. «Академику Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 68.
15. Вертушков Г. П. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1948, вып. 14, 33.
16. Herdlick J. A. U. S. Bur. Mines Rep. Invest., 1948, No. 4369, 13.
17. Vähätalo V. O. Bull. Comm. geol. Finl., 1953, N : o 164, 42.
18. Курбатов С. М. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1945, сер. геол.-почв., вып. 13, 84.
19. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1881, 16, 315.
20. Hummel F. A. Am. Min., 1950, 35, Nos. 3—4, 324; Geller S., Miller C. E. Am. Min., 1959, 44, Nos. 3—4, 445.
21. Isaacs Th. Min. Mag., 1965, 35, No. 269, 38; Nature, 1963, 198, No. 4887, 1291.
22. Gentile A. L., Roy R. Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 701; Glasser F. P., Osborn E. F. J. Am. ceram. soc., 1958, 41, No. 9, 358.
23. Jagitsch R. Ark. kemi, 1956, 9, N. 4, N : o 25, 319.
24. Coes L. J. Am. ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
25. Милль Б. В., Калинин Д. В. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 655; Милль Б. В. Тезисы докладов 7-го Совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 36.
26. Glasser F. P., Osborn E. F. Am. Min., 1959, 44, Nos. 11—12, 1301.

Железистые гранаты

Меджорит Majorite



Назван по имени А. Меджора, синтезировавшего гранаты (Смит, Мэйсон) [1].

Характ. выдел. Тонкозернистые выделения (несколько мк).

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $a_0=11,524 \text{ \AA}$; $Z=8$. Структура граната.

Физ. св. Цв. буроватый.

Микр. Изотропный. n измерить не удалось.

Хим. Формула минерала, вычисленная из данных анализа: $(\text{Mg}_{2,98}\text{Na}_{0,10})(\text{Fe}_{1,02}\text{Si}_{0,78}\text{Al}_{0,23}\text{Cr}_{0,03})\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$ (все железо принято за двухвалентное) или $(\text{Mg}_{2,86}\text{Na}_{0,10})(\text{Si}_{0,62}\text{Al}_{0,22}\text{Fe}_{0,97}\text{Cr}_{0,03})\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$ (все железо принято за трехвалентное). Анализ при помощи микрозонда (средние данные из пяти анализов): Na—0,5, K—не обн., Mg—16,6, Ca—не обн., Mn—не обн., Fe—13,1, Ni—0,03, Al—1,4, Cr—0,45, Si—24,3, Ti—не обн.

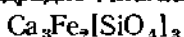
Нахожд. Наблюдался в хондритовом метеорите Курара (Западная Австралия) в сростании с рингвудитом и гётитом. Меджорит и рингвудит образовались по оливину [1, 2], вероятно, при сверхвысоком давлении.

Искусств. Гранат состава $\text{Mg}_3(\text{AlMg}_{0,5}\text{Si}_{0,5})\text{Si}_3\text{O}_{12}$ с Si частью в 6-ной координации получен при нагревании энстатита с Al_2O_3 до 900° при давлении 100 кбар. Переход энстатит — гранат совершается с увеличением уд. веса приблизительно на 10% [3].

Л и т е р а т у р а

1. Smith J. V., Mason B. Science, 1970, 168, No. 3933, 832.
2. Mason B., Nelen J., White J. S. Science, 1968, No. 3823, 66.
3. Ringwood A. E. Earth and planetary sci. letters, 1967, 2, 255.

Андрадит Andradite



Назван по имени португальского минералога д'Андрада (Лана, 1892).

Синон. Обычный гранат — common garnet (частью), черный гранат — black garnet, известково-железистый гранат — calcium-iron garnet, гранат из Лонгбана — Granat v. Langban (Ротхоф, 1810), кальциевый гранат — Kalkgranat (Берцелиус, 1821).

Разнов. по цвету и блеску: демантоид, топазолит, колофонит, желлетит; по составу: аллом, бредбергит, шорломит и мелалит.

Характ. выдел. Хорошо образованные кристаллы, зернистые агрегаты, плотные массы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia3d$; a_0 от 11,87 до 12,09 Å; $a_0 = 12,050$ Å для оригинала анализа I (Менцер) [1]; для искусств. крайнего члена $a_0 = 12,048$ Å [2], вычисл. $a_0 = 12,065$ [3]. a_0 возрастает у Ti-содержащих андрадитов (см. «Шорломит»); $Z = 8$.

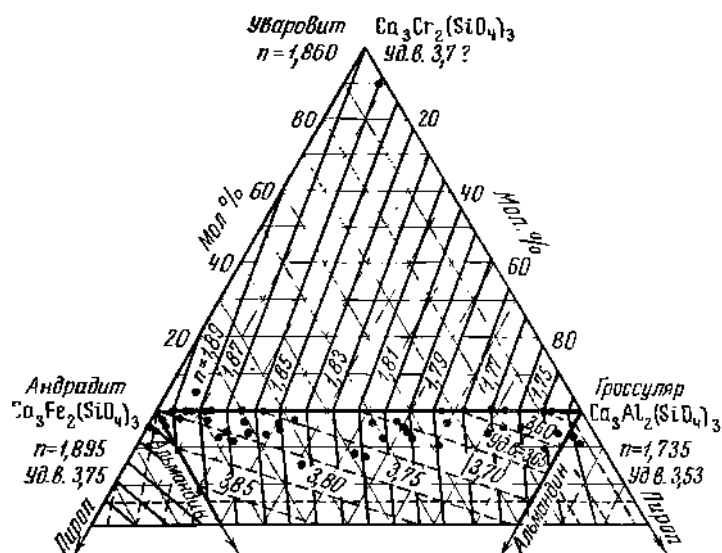
Об облике кристаллов см. во введении к группе гранатов.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. обычно не наблюдается, лишь на кристаллах из Якобсберга (Швеция) установлена сп. по (110) [4]. Отмечена отделимость по (110). Тв. $6\frac{1}{2}$ — $7\frac{1}{2}$. Микротвердость 920—1370 кг/мм² при нагрузке 50 г; неодинакова в различных зонах и направлениях [5]. Уд. вес 3,53—4,08 (вычисл. 3,871 для оригинала анализа I) [1]. Цв. светло-бурый, темно-бурый, коричневый, красный, красно-бурый, красновато-коричневый, медно-коричневый, винно-красный, серовато-зеленый, реже зеленый, желтый, зеленовато-бурый, черный. В зависимости от цвета выделяется ряд разновидностей. Черта белая. Бл. сильный стеклянный, почти алмазный. Прозрачен, полупрозрачен или непрозрачен.

Слабомагнитен. Магнитная восприимчивость $63 - 85,2 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед. [6]. Диэлектрическая постоянная $\epsilon = 8,2$ [7]. Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)1410,2$ ккал/моль; энтропия реакции $\Delta S = 278,33$ ккал/град·моль; изобарный потенциал образования (химическое средство) $\Delta Z_{298} = (-)1326,7$ ккал/моль [8].

Энергия активации 29 200 ккал/град·моль [9]. В отличие от других гранатов флотируется рисайклом — при pH 3,5—4 [10], жирными кислотами — при pH > 3—4 [11].

Микр. В шлифах бесцветный, светло-желтый, палево-желтый, янтарно-желтый, розовато-желтый, буровато-коричневый, красновато-коричневый. Наблюдается зональность, иногда ритмичная; зоны могут отличаться по окраске, показателям преломления [12]. Преимущественно аномально двусосный, реже изотропный. В оптически аномальных гранатах различаются слабо двупреломляющие полосы, параллельные (110). Сечения кристаллов иногда состоят из анизотропных зон, образующих правильные шестиугольники; характерны закономерно гаснущие секторы, сходящиеся в центре кристалла; их основаниями являются грани (110); ядра кристаллов обычно не имеют зонального строения, но им свойственно секториальное погасание; количество секторов, их форма зависят от кристаллографической ориентировки разреза монокристалльных индивидов; иногда направление удлинения полосок образует угол около 60° со следом грани (110) данного сектора и параллельно следу грани (110) одного из смежных секторов [13]. В некоторых индивидах двупреломляющие полосы ориентированы перпендикулярно к следу грани (110) и располагаются ближе к периферии; их пересечение с зонами, параллельными граням, в каждом секторе создает прямоугольную решетку [13], которая по чередованию различных двупреломляющих полос напоминает собой полисинтетические двойники [14]. Мелкие секториальные зерна при скрещенных николях имеют вид сферокристаллов



Фиг. 16. Зависимость оптических свойств от состава гранатов ряда уваровит — гроссуляр—андрадит (альмадин) (по Винчелу)

[13]. Интерференционная окраска в различных зонах — темных и светлых неодинакова; в темных полосках андрадита из Саробы (Урал) параллельно (110) располагается N_p , в светлых — N_g ; опт. (+) или (—), погасание прямое по отношению к направлению удлинения полосок [13]. Пл. опт. осей в андрадите из Пенсильвании ⊥ направлению удлинения полосок [15]. $n = 1,81—1,97$, варьирует в зависимости от состава (фиг. 16). Вычисл. $n = 1,895$ [16]; $n_g - n_p = 0,006—0,011$. Значение n достигает 2,01 у Ti-содержащих гранатов; $2V = 70—75^\circ$, достигает 90° (андрадит из Дзамбо на Аляске) [17]; у демантоида $2V = 55—60^\circ$ [18].

Наблюдаются сростания с пироксеном [119].

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$: CaO — 33,10, Fe_2O_3 —31,43, SiO_2 —35,47. Наиболее близок к теоретическому состав андрадита из Пьемонта (анализ 1); Ca изоморфно замещается Mg Fe^{2+} , Mn (см. разнов. аплом, бредбергит); Fe^{3+} замещается Al, Cr и реже Zr (циркониевый шорломит); Si замещается Ti [20] до 17,3% TiO_2 в шорломите. Указывается также на возможность замещения Fe^{3+} трехвалентным титаном [1, 21, 22]; с этим согласуется пересчет данных анализов. По Кухаренко и др. [23], Ti занимает 1/3 тетраэдрических и 1/4 октаэдрических позиций. Существует непрерывный изоморфный ряд андрадит — гроссуляр и, по-видимому, ряд андрадит — уваровит. В зональных гранатах соседние зоны отличаются по составу [23]. В андрадите из скарнов района Кассиар (Канада) содержится 0,9% SnO_2 [24]. Спектроскопически в андрадите из Арендаля (Норвегия) обнаружено 1,26% V_2O_5 [25]. Содержание гелия позволяет использовать андрадит для определения абсолютного возраста [26]. Иногда содержатся редкие земли: 2,73% (анализ 21) [27], 3,36 (анализ 26)—иттриевый андрадит (см. также «Шорломит»).

Иттрогранат (иттровый гранат) — ytter-garnel (Бергман, 1854). Согласно первоначальному описанию Бергмана, минерал из Норвегии содержит 6% Y_2O_3 ; последующие исследования показали сомнительность этих данных [28].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,50	0,32
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,13	0,09
MgO	0,80	0,21	сл.	—	1,30	0,66	0,12
CaO	32,49	31,06	34,53	34,87	31,45	32,37	28,16
MnO	—	0,78	0,45	—	сл.	0,72	0,27
FeO	—	0,71	0,05	—	0,46	0,42	1,57
Al ₂ O ₃	—	0,97	0,27	—	1,80	0,89	3,65
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,24
Fe ₂ O ₃	31,42	30,99	30,52	30,38	29,10	28,98	28,84
SiO ₂	35,29	35,18	34,11	35,19	35,70	35,25	36,54
TiO ₂	—	0,07	—	—	—	—	0,39
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,04	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,34	0,10
H ₂ O ⁻	—	—	0,55	—	—	—	—
П. п.	—	0,40	—	—	—	0,06	—
Сумма	100,00	100,37	100,48	100,44	99,81	100,36	100,29
Уд. в.	3,871	3,88	3,771	3,78	3,798	3,778	3,76
n	—	1,94	1,8887	1,862	1,8855	1,879	—
a _n	12,050	—	—	12,053	11,97	12,04	—

1 — «стопазолит», Пьемонт, Италия, анал. Пинерс [1]; 2 — Таскинское м-ие, Урал, анал. Панова [29]; 3 — Беица Бихорулуй, Румыния [30]; 4 — Вюрлиц, горы Фихтель, ФРГ [31]; 5 — Восточная Лигурия, Италии [32]; 6 — Китай [33]; 7 — Южная Якутия, анал. Старосельская [14].

	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	—	не обн.	0,01	—	0,63	—	—	—	—
K ₂ O	—	0,09	—	—	0,15	—	—	—	—
MgO	0,60	0,28	1,25	—	0,06	0,52	0,58	0,14	0,17
CaO	32,33	32,90	30,00	33,22	31,30	32,40	32,48	35,36	33,91
MnO	0,11	0,32	—	—	1,36	0,63	0,16	—	0,90
FeO	0,44	—	—	—	1,40	не обн.	0,28	0,11	0,44
Al ₂ O ₃	2,96	1,85	4,6	4,90	2,97	3,31	4,01	3,80	3,13
Fe ₂ O ₃	28,82	28,28	28,0	27,86	26,80	26,56	26,19	25,96	25,74
SiO ₂	35,15	35,42	36,0	33,42	33,79	36,42	35,00	34,34	34,86
TiO ₂	—	—	—	—	0,86	0,01	0,77	сл.	сл.
SnO ₂	—	1,07	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,22	0,03	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,06	—	—	—	0,80	0,95
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,75	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
Сумма	100,41	100,21	99,86	100,21	99,54	99,89	99,57	100,51	100,10
Уд. в.	3,84	3,78	3,80	3,766	3,53	3,63	—	3,9	3,63
n	—	1,879	1,856	—	1,667	—	—	—	—
a _n	—	12,079	12,04	—	12,08	—	11,87	—	—

8 — Санта-Мария, Италия [34]; 9 — Плавно, Чехословакия, анал. Повотный [35]; 10 — Давос, Швейцария, анал. Петерс [36]; 11 — Трешча, Югославия [37]; 12 — Арга-Юрхский массив, Якутская АССР [38]; 13 — Кураминский хр., Узб. ССР, анал. Мохова [39]; 14 — Висльское, Свердловская обл., анал. Метих [40]; 15 и 16 — Дашкесан, Азерб. ССР [41].

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,49	—	—	—	0,16
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—	0,02
MgO	0,50	0,61	0,22	—	0,45	0,24	0,56	0,67	0,1	0,05
CaO	30,00	32,92	31,27	30,86	27,22	32,99	14,60	22,74	22,9	24,79
MnO	0,50	0,03	0,08	0,43	1,77	0,53	22,12	13,29	11,4	5,86
FeO	4,37	0,76	1,29	1,33	4,04	1,23	—	—	0,5	3,32
Al ₂ O ₃	1,33	4,06	5,44	4,95	4,90	3,89	4,72	5,98	8,0	8,43
Fe ₂ O ₃	25,10	25,01	24,90	23,25	23,08	23,02	22,96	22,20	22,0	20,69
TR ₂ O ₃	0,49	—	—	—	2,73	—	—	—	—	3,36*
SiO ₂	36,00	35,27	35,54	36,20	33,52	33,94	34,56	34,26	34,8	33,40
TiO ₂	1,30	1,38	0,88	1,88	0,30	3,88	—	—	0,06	0,10
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,54	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,02	—	1,27	0,11	—	—	—	0,05
H ₂ O ⁻	1,00	—	0,10	0,33	0,12	Не обн.	—	—	0,03	—
Сумма	100,59	100,04	99,74	99,23	99,94	100,53	99,52	99,14	99,79	100,23
Уд. в.	3,83	3,68	3,68	3,76	3,896	—	4,081	3,962	3,98	3,95
n	1,785	1,94	—	—	1,896	—	1,872	1,901	1,893	1,86
α ₀	12,09	—	—	—	—	12,06	—	—	11,99	11,957

* Y₂O₃.

17 — Южное, Тимптонский р-н, анал. Быкова [42]; 18 — Гулинское, Якутская АССР, анал. лабор. АНИИ ГУСМП [43]; 19 — Копь Кабера, Слюдянка, анал. Букасова [44]; 20 — Глен Льюс, Шотландия [45]; 21 — Ганзуриный хр., Западное Забайкалье, анал. Борнеман [27]; 22 — Лох Боролян, Шотландия [46]; 23 и 24 — Отисовду, Юго-Западная Африка, анал. Ру [47]; 25 — Пайсберг, Швеция, анал. Ослунд [48]; 26 — Камп-Фортун, Квебек, Канада, анал. Мерси [49].

	27	28	29	30	31	32	33
Na ₂ O	—	0,49	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	0,17	—	—	—	—	—
MgO	0,00	0,15	0,74	0,23	0,75	0,40	2,21
CaO	33,60	32,51	33,02	31,96	35,20	34,24	28,97
MnO	0,18	0,88	0,36	—	0,40	0,42	0,44
FeO	0,85	0,76	1,87	2,59	0,92	0,42	4,62
Al ₂ O ₃	7,28	11,07	8,65	10,06	8,33	13,00	11,17
Fe ₂ O ₃	21,28	18,67	18,05	17,71	15,97	12,34	12,30
SiO ₂	35,56	33,85	34,56	37,20	36,04	37,84	38,68
TiO ₂	0,34	0,84	2,71	—	2,59	0,54	0,40
SnO ₂	1,44	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	Сл.	Не обн.	—	0,05	—	—
V ₂ O ₅	—	—	0,16	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,35	—	—	—	0,25	0,30
H ₂ O ⁻	—	0,08	—	0,20	—	—	0,48
Сумма	100,53	99,82	100,12	99,95	100,25	99,45	99,57
Уд. в.	3,796	—	—	3,702	3,69	3,706	—
n	—	—	1,97	1,830	1,823— 1,813	1,793	1,823
α ₀	—	12,00	—	—	—	11,92	11,91

27 — Питкяранта, Карельская АССР [50]; 28 — Фукудинсаа, КНДР [51]; 29 — Черная Сопка, Урал, анал. Рудницкая [52]; 30 — р. Майдангал, Кирг. ССР [53]; 31 — демантонд, Франклин, Нью-Джерси [18]; 32 — Тимптонские горы, Южная Якутия [54]; 33 — Уйзюкский р-н, Горная Шория, анал. лабор. Томской комплексной геологической экспедиции [55].

Общее содержание редкоземельных элементов и состав их (TR=100%) в андрадитах (анал. Баринский) [56]:

	1	2	3		1	2	3
ΣTR_2O_3	2,73	0,11	0,49	Tb	0,5	0,5	0,6
La	4,5	3,1	2,5	Dy	5,0	3,6	2,5
Ce	10	16	9,0	Ho	1,1	1,0	0,6
Pr	4,0	5,3	4,0	Er	4,5	3,1	2,7
Nd	7,0	14	13	Tm	0,8	0,7	0,4
Sm	1,9	4,8	5,5	Yb	6,5	4,6	3,5
Eu	0,1	0,7	0,8	Lu	1,2	0,7	0,6
Gd	2,4	3,4	4,1	Y	(50)	(40)	(50)

1 — из скарна, Западное Забайкалье; 2 — из скарна, Дашкесан; 3 — из диопсид-скаполитовой породы, Алдан.

В андрадит-гроссуляре из Дилета (Франция) обнаружено (в ppm): Ga — 22, V — 220, Y — 22 [57].

Диагн. исп. П. п. тр. сравнительно легко сплавляется в магнитный королек (магнитность зависит от содержания железа). После прокаливании легко разлагается в HCl с выделением студневидного кремнезема; демантид растворяется в HCl без предварительного прокаливании.

Повед. при нагр. При нагревании до 750—850° анизотропный андрадит становится изотропным [58]. При 1150° искусств. андрадит распадается на гематит и α -CaSiO₃ (на воздухе при давлении 1 атм.). Плавится при 1180° [59].

Наход. Широко распространен. Наиболее типичен для скарнов. Также встречается в изверженных породах, пегматитах, гидротермальных жилах и регионально-метаморфизованных породах.

Как аксессуарный минерал содержится в сиенитах п-ова Святой Нос (Байкал) в ассоциации с кварцем, кальцитом, пироксеном, скаполитом, плагиоклазом, ортоклазом, иногда с лазуритом и нефелином [60]. Обнаружен в нефелиновых сиенитах Фукушинсан (КНДР) [51].

Установлен в перидотите Симонита, преф. Гумма (Япония) вместе с оливином, роговой обманкой, хлоритом [61]. В Вюрлитце (горы Фихтель, ФРГ) андрадит (топазолит) наблюдался в трещинах серпентинита вместе с сепиолитом, тальком, асбестом, миллеритом, кварцем и кальцитом [31].

Встречается в риолитах и туффитах Подвыгорлатского угольного бассейна (Чехословакия) [62]; наблюдался в вулканических выбросах Монте-Соммы (Италия), в fumarольных отложениях вулкана Фаптале (Эфиопия) [62a].

В приконтактных зонах пегматитов Слюдянки (Прибайкалье) андрадит ассоциируется с кварцем и микроклин-пертитом; в тех же зонах встречаются кальцит, пироксен, титанит [44]. Иттриевый андрадит найден в гранитных пегматитах южнее Гатино Парк, Квебек (Капада) вместе с плагиоклазом, кварцем, цирконом, титанитом и др. [49].

Андрадит, вероятно гидротермальный, в ассоциации с натролитом, ортитом и кварцем встречается в разрушенной части дайки нефелиновых сиенитов во Франклине (шт. Нью-Джерси, США) [18]. В полевошпатовых жилах Глен Льюс (Абердиншир, Шотландия) андрадит встречается с альбитом, эгирин-авгитом, титанитом, турмалином [45]. В золотоносных кварцевых жилах Ольгинского рудника (Алтай) в андрадите наблюдались вроски золота. В кварцевых жилах рудника Коммунар (Алтай) андрадит обнаружен в жеодах кварца [63]. На Белоусовском, Змеиногорском и Крюковском месторождениях Западного Алтая андрадит выделялся в начале отложения сульфидов [64].

На контакте плагиоклазовых порфиров и плагиогранитов в Джетыгаринском районе (Каз. ССР) андрадит сопровождается эпидотом, диопсидом, цоизитом, актинолитом [14].

Андрадит входит в состав скарнов наряду с диопсидом, геденбергитом, эпидотом, везувианом, иногда с волластонитом, актинолитом, хлоритами; такие скарны нередко содержат рудные минералы: магнетит, гематит, сульфиды железа и меди, шеелит и др. [55, 65]. Образование демантоида связано с взаимодействием основной магмы и известняков в глубинных условиях [66]. В скарнах Карамазара и Моголтау (Средняя Азия) наиболее ранними минералами являются андрадит-гроссуляр и диопсид, позже образовались более железистый андрадит и геденбергит, затем выделялись гематит и магнетит; отмечается андрадит второй генерации, который развился по гранатам первой генерации и магнетиту; вместе с ним отлагались родонит, роговая обманка, эпидот, гематит [67]. В скарных бассейнах р. Гехи (Кафанский район, Арм. ССР) андрадит сопровождается пироксеном, эпидотом, кварцем, кальцитом, полевым шпатом [19]. В Турьинских рудниках (Урал) по пироксен-андридитовым скарнам образовался магнетит; последний в свою очередь подвергся замещению андрадитом поздней генерации [68]. В скарнах Южной Якутии андрадит ассоциируется с эпидотом, магнетитом, пироксенами, роговой обманкой, актинолитом, флогопитом, пиритом, хлоритом; местами он является продуктом замещения роговой обманки [14, 65]. В хребте Танну-Ола (Тувинская АО) в гранат-магнетитовом и пироксен-гранат-эпидотовом скарнах андрадит нередко встречается в виде мелких октаэдров, частично он замещен магнетитом; спутниками андрадита являются пироксен, актинолит, эпидот [69]. Для скарнов р. Майдантал (Чаткальский район, Кирг. ССР) характерна ассоциация андрадита с пренитом, геденбергитом, кварцем, апофиллитом [53].

Оловосодержащий андрадит обнаружен на скарновом участке месторождения Плавно (Рудные горы, Чехословакия) в ассоциации с пироксеном, карбонатами, сфалеритом и пиритом (анализ 9) [35] и в Питкьяранте (Карельская АССР) (анализ 27) [50]. В скарнах Центральной Швеции андрадит встречается с актинолитом, диопсидом, иногда с эпидотом, роговой обманкой; по предположению Магнуссона [70], все эти минералы могли образоваться при реакции в твердом состоянии.

Андрадитсодержащие метаморфические породы обнаружены в Алданском и Анабарском массивах [71], в Алдано-Слюдянском метаморфическом комплексе — с салитом, кварцем, скаполитом, кальцитом, титанитом, пирротинном, апатитом [60]. Образование андрадита в метаморфических породах указывает на повышенный потенциал кислорода. Наиболее легко образование андрадита могло происходить в породах, содержащих кварц, кальцит и магнетит. Согласно экспериментальным данным, оптимальные условия замещения андрадитом кальцита — низкое парциальное давление CO_2 и температура около 600° [71a]. При недостатке кальция и большом количестве кремнезема андрадит не возникает, но образуются минералы с низким содержанием кальция (роговая обманка, гиперстен, корднерит, силлиманит, биотит). Андрадит не наблюдается вместе с более железистым пироксеном, так как в этом случае образуются магнетит, кварц, кальцит и пироксен промежуточного состава [60].

Встречен в щелочных метасоматитах Хинганского месторождения (Малый Хинган) в ассоциации с сидерофиллитом, альбитом, адуляром, эпидотом, кальцитом [72]. В Пайсберге (Швеция) ассоциируется с родонитом, клинопироксеном, хлоритом, биотитом, гематитом, баритом и ортитом [48]. Обнаружен в коре выветривания кристаллических пород Украинского кристаллического массива около с. Марьяновки (бассейн р. Соб, Побужье) [73].

Изм. Под действием гидротермальных растворов замещается другими минералами, особенно серпентином, хлоритами, эпидотом, актинолитом, гематитом, иногда пренитом, магнетитом, титанитом, альбитом, роговой обманкой [29, 53, 74]. В скарнах Турьинских рудников (Урал) проявилось изменение андрадита с образованием тонковкрапленного пирита, кварца, кальцита и магнетита [75]. В зоне гипергенеза андрадит может терять часть железа [29]; как продукты его выветривания отмечены нонтропит, бурые гидроокислы железа и опал [76].

Искусств. Синтезирован из смеси волластонита, Fe_2O_3 и $FeCl_3$ при давлении 20 000 атм и 900° [77]. Из смеси порошков соответствующих окислов получен при 1280° и атмосферном давлении (в течение 720 час.), а также при 480° и давлении 150 атм (около 500 час.) [78]. Высокотемпературный гидротермальный синтез из смеси $CaCO_3$, $Fe(OH)_3$, SiO_2 (аморфного) в 5%-ном растворе Na_2CO_3 осуществлен при давлении 400–800 атм и температуре 600–700° [79]. Совместно с волластонитом получен нагреванием смеси состава $3SiO_2 \cdot Fe_2O_3 \cdot 3CaO$ до 500° при давлении водяного пара 500 бар [80]. Из смеси $Ca(OH)_2$, Fe_2O_3 и SiO_2 в хлоридных растворах ($CaCl_2$, NH_4Cl) в присутствии $Na_2B_4O_7$ получен при 255–280° и давлении 1500 атм; при замене $Ca(OH)_2$ на $CaCO_3$ температура образования андрадита повышалась до 460–475° [81, 82].

Изучен в системе $3CaCO_3 - Fe_2O_3 - 3SiO_2$; синтезирован при давлении 500 атм в 5%-ном растворе $NaCl$ и температуре 500° в течение 5–7 час. и 600° в течение 45–50 мин. [9]. Может возникать при кристаллизации стекла соответствующего состава [83], при кристаллизации породы, содержащей 60% щелочных полевых шпатов и 35% хлорита, при давлении водяного пара 1000 бар и температуре 600° [84].

Установлен в составе диасовых кирпичей сталеплавильных печей.

Практ. знач. Служит для изготовления абразивов. Демантоид применяется как полудрагоценный камень [85].

Разнов. По цвету и блеску: демантоид — demantoid. Изумрудно-зеленый до серовато-зеленого. Бл. алмазный. Найден в уральских золотоносных россыпях.

Назван по сильному блеску, напоминающему блеск алмаза (Порденшльд, у Кокшарова, 1878). Синон. Хризолит — chrysolite (частью) — торговое название. В ювелирном деле употребляются названия уральский хризолит, уральский оливин.

Топазолит — topazolite — зеленый, медово-желтый и прозрачный. Встречен в Ларсинасе в Пьемонте (Италия) (анализ 1).

Назван по сходству с топазом (Бонвуазен, 1806).

Колофонит — colophonite — коричневато-желтый до темного красновато-коричневого со смоляным блеском и раковистым изломом. Найден в Арендале, Норвегия.

Назван по смолянному блеску (д'Андрада, Симон, 1807). Синон. Смоляной гранат — Gipsel resinite (Гасон, 1804), Resin-Granat (Карстен, 1808), кальдерит — calderite (частью, Пиддингтон), смоляная вениса.

Желлетит — jelletite — светло-зеленый до темно-зеленого, желтовато-зеленый. Найден в моренных ледниковых отложениях Швейцарии.

Назван по имени Желлега, впервые описавшего минерал (Апджон, 1853). Синон. Джеллитит, желлитит.

Разнов. по составу: аплом — arlope содержит до 16,70% MnO , промежуточный между андрадитом и спессартином.

Назван по форме выделения от греч. аллбес (аллоос) — простой (Аюн, 1801). Синон. Аллохронит — allochroite (д'Андрада, 1800), ротхоффит, ротгоффит — rothoffite (Бердelius, 1819), полиадельфит — polyadelphite (Томсон, 1836), ксантолит — xantholite (Патал, у Иглстона, 1892).

Бредбергит — bredbergite содержит до 12,44% MgO; промежуточный между андрадитом и пиропом.

Назван по имени химика Бредберга (Дана, 1868).

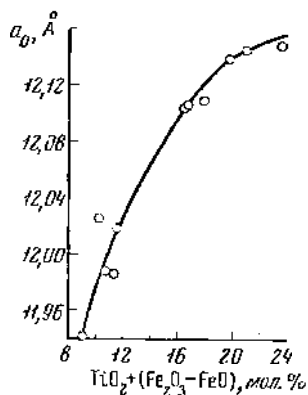
Титансодержащие андрадиты: шорломит — schorlomite и меланит — melanite — $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti})_2[(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_4]_3$.

По Кухаренко [86], андрадиты, содержащие больше 11,5% TiO_2 , относятся к шорломиту, с меньшим содержанием TiO_2 — к меланиту. Нижняя граница содержания TiO_2 для меланита не определена. Ито и Фрондел [21] шорломитом называют гранат состава $\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$. Шорломит и меланит здесь рассмотрены совместно. Гранаты с $\text{TiO}_2 < 5\%$ описаны вместе с собственно андрадитом.

Шорломит назван по сходству с шерлом (Шепард, 1846). Синон. шерломит, ферротитанит — ferrotitanite (Уитни, 1849), титаномеланит, титанмеланит — titanmelanite (Маковский, 1938), титановый гранат — titangarnet, иваарит, ивааринит, ишвааринит — iwaarite (Куторга, 1850).

Меланит назван по цвету от греч. μέλας (мелас) — черный (Вернер, 1800). Синон. пирсепит — pyrselite (Вернер, 1811).

Встречаются в виде отдельных кристаллов и их скопления; $a_0 = 12,043 \text{ \AA}$ (Магнет-Ков) при содержании TiO_2 4,60% [87], $a_0 = 12,167 \text{ \AA}$ (Иваара)



Фиг. 17. Зависимость между составом и параметром элементарной ячейки Тi-содержащих андрадитов (по Кухаренко)

при содержании TiO_2 17,3% (анализ 7) [87]; a_0 увеличивается с возрастанием содержания TiO_2 [22, 23, 87, 88], по данным Скинера [2] — с возрастанием содержания $\text{TiO}_2 + (\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO})$ (фиг. 17). Данные Юсковиака [89] ($a_0 = 12,007 \text{ \AA}$ при $\text{TiO}_2 = 10,98$) не согласуются с указанной зависимостью. Тв. 6—6½ (пониженная вследствие содержания титана) [90]. Уд. вес вычисл. 4,291 — для $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{TiO}_4)_3$ [88]. Уд. вес возрастает с увеличением содержания TiO_2 [22, 23]. Цв. черный, серовато-черный, буровато-черный. Бл. стеклянный до алмазного. Изотропны. $n = 1,895 - 2,01$ (вычисл. 2,357 для крайнего члена, по Маковски [88]; 2,01 (Иваара, Финляндия) по Винчелу, 1953); n возрастает с увеличением содержания TiO_2 [22, 23].

В инфракрасном спектре гранатов с повышенным содержанием TiO_2 наблюдаются изменения в областях 800—1000 и 650 см^{-1} (полосы становятся шире) [23].

Возможна полная изоморфная смешимость $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, $\text{Ca}_3\text{Zr}_2\text{Al}_2\text{SiO}_{12}$ и $\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$ [21]. Циркониевый шорломит — zirconian schorlomite — содержит до 13,11% ZrO_2 [91, 92] (анализ 9).

Анализы шорломитов:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	Не обн.	0,33	—	0,24	—	—	—	0,74
K ₂ O	—	0,38	0,02	—	—	—	—	—	—
MgO	0,51	0,36	1,03	1,18	1,41	1,23	0,05	—	2,00
CaO	32,13	34,30	27,04	32,97	31,47	30,24	32,35	29,78	29,00
MnO	0,43	—	0,35	0,62	0,25	0,19	0,01	—	0,25
FeO	2,39	1,09	7,21	2,57	3,20	4,02	—	—	1,84
Al ₂ O ₃	3,36	0,79	3,26	7,21	2,41	3,79	2,83	—	2,50
V ₂ O ₅	0,39	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₃ O ₃	21,25	23,33	14,86	14,47	17,22	17,59	19,42	21,58	14,49
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	0,24	0,29	—	—	—
SiO ₂	33,40	33,34	35,55	29,65	27,33	27,10	26,88	25,66	22,56
TiO ₂	5,84	6,91	9,97	10,98	15,51	15,76	17,3	22,10	12,36
ZrO ₂	0,73	—	—	—	—	—	—	—	13,11
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	—	—	—	0,05	Сл.	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,18	—	0,48	—	—	—	—	0,32
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—
CO ₂	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	0,64	—	1,25	—	0,84
Сумма	100,89	100,68	99,62	100,25	99,97	100,21	100,09	99,12	100,01
Уд. в.	3,852	3,72	3,828	3,727	3,749	3,89	—	3,807	3,76
n	1,915	1,895— 1,900	1,915	—	1,976	1,99	—	—	1,95

1 — Озерная варака, Кольский п-ов, анал. Мясельцев [23, 86]; 2 — Турья мыс, Кольский п-ов, анал. Кранк [93]; 3 — Чьяская котловина, Тува, анал. Сендерова [94]; 4 — Подзамек, Нижняя Силезия [89]; 5 и 6 — Африканда, Кольский п-ов (5 — анал. Книпович [23, 86]; 6 — анал. Ковязина [23]); 7 и 8 — Магнет-Ков, Арканзас [87]; 9 — циркониевый шорломит из Вуориярви, Карелия, анал. Выкова [91].

Содержание редких земель в шорломите в среднем составляет 0,2—0,3%. Состав группы элементов редких земель ($\Sigma TR=100\%$) [95]:

	1	2	3	4		1	2	3	4
La	2,7	6,8	3,6	4,6	Dy	2,9	1,4	—	—
Ce	11,9	24,0	34,0	24,0	Ho	2,5	—	—	—
Pr	3,8	6,1	5,3	6,3	Er	5,5	—	—	—
Nd	16,4	38,5	40,2	38,7	Tm	0,3	—	—	0,3
Sm	4,0	6,8	5,9	6,5	Yb	1,8	0,4	0,1	—
Eu	1,4	2,3	2,1	5,2	Lu	0,2	—	—	—
Gd	7,7	7,8	5,4	8,4	Y	(36,5)	(6,1)	(3,4)	(6,0)
Tb	2,5	—	—	—					

1 — из мельтейгита, Африканда; 2 — из ийолита, Турья мыс; 3 — из пегматита в ийолитах, Ковдор; 4 — из пегматита, Африканда.

Шорломиты из щелочных пегматитов Африканды содержат 0,006% Sc [96], из щелочных ультраосновных пород Ковдора — от 0,086 до 0,15% Nb₂O₅ [97]. Среднее отношение Nb₂O₅ : Ta₂O₅ в шорломитах Кольского п-ова и Карелии около 14 [96].

Плавятся с трудом. Перл буры в окислительном пламени желтый, при охлаждении бесцветный, в восстановительном пламени зеленый. После прокаливания растворяется в HCl с выделением студневидного кремнезема.

Шорломит редок. Характерен для щелочных пород и связанных с ними жильных образований. Установлен в щелочных ультраосновных породах Тувы, Кольского п-ова и Карелии (Ковдор, Африканда, Озерная варака, Турий мыс [86, 94]); в Ковдоре и на Турьем мысе ассоциируется с андрадитом, монтичеллитом, флогопитом, титанитом; отмечено замещение шорломитом пироксена, титаномагнетита, перовскита [23]. В Магнет-Ков (шт. Арканзас, США) встречается в сиенитах и фонолитах в ассоциации с брукситом (арканзитом), нефелином, томсонитом, бурым гранатом. Содержится в сиенитах Айс Ривер (Британская Колумбия, Канада). Обнаружен в скарнах у Подзамека (Нижняя Силезия, Польша) [89].

Меланит также характерен для щелочных пород, известен в контактах щелочных гранитов с известняками. Встречен в ряде мест Кольского п-ова и Карелии (Озерная варака, Турий мыс).

Межплоскостные расстояния синтетического андрадита*

CuK_α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
220	13	4,263	721	3	1,6412	880	13	1,0659
400	60	3,015	642	60	1,6112	12.0.0	7	1,0049
420	100	2,696	800	13	1,5073	12.2.0	7	0,9912
332	13	2,571	822	3	1,4213	12.2.2	17	0,9781
422	45	2,462	840	13	1,3483	11.6.3	5	0,9359
510	17	2,365	842	20	1,3157	12.6.0	7	0,8988
521	17	2,202	664	13	1,2856	12.6.2	5	0,8889
611	25	1,9564	844	3	1,2309	888	5	0,8703
620	11	1,9068	941	5	1,2182	14.2.0	3	0,8527
444	9	1,7406	10.4.0	25	1,1195	14.4.0	7	0,8282
640	25	1,6728	10.4.2	15	1,1008	14.4.2	15	0,8205

* ASTM, 10-288; $a_0 = 12.059 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. Menzer G. *Zs. Krist.*, 1928, **69**, 300; Stockwell C. H. *Am. Min.*, 1927, **12**, No. 9, 327; Fleischer M. *Am. Min.*, 1937, **22**, No. 6, 751.
2. Skinner B. J. *Am. Min.*, 1956, **41**, Nos. 5-6, 428.
3. Гиллер Я. Л. Рентгенография минерального сырья, 1962, сб. 1, 79.
4. Johansson K. *Zs. Krist.*, 1928, **68**, 87.
5. Кулик Н. А., Сухоруков Ф. В., Щербов Б. Л. Сб. «Геология и геохимия рудных м-ний Сибири». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1965, 246.
6. Вальтер А. А., Еременко Г. К. Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во АН Укр. ССР, 1963, 91; Швецов В. Я., Капкаева Ф. Ш., Малахова Л. Н. Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья. Тр. Ср.-Азиатск. н.-н. ин-та геол. и мин. сырья, 1966, вып. 7, 187.
7. Рожкова Е. А., Проскуровский Л. В. ВИМС, прилож. к бюлл. № 2, 130.
8. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. Изд-во «Педра», 1965; Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд-во «Наука», 1968.
9. Калинин Д. В. ДАН СССР, 1968, **181**, № 4, 964.
10. Бергер Г. С. Флотирование минералов. Госгортехиздат, 1962.
11. Митрофанов С. И. Исследования полезных ископаемых на обогатимость. Госгортехиздат, 1962, 554.
12. Коржинский Д. С. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68, 65.
13. Старков Н. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, **79**, № 4, 283.
14. Сердюченко Д. П. ДАН СССР, 1955, **104**, № 5, 775.
15. Stose W., Glass J. J. *Am. Min.*, 1938, **23**, No. 7, 430.
16. Ford W. E. *Am. J. Sci.*, 1915, **40**, 33.
17. Kennedy G. C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1953, No. 251, 1.
18. Milton Ch., Davidson N. *Am. Min.*, 1950, **35**, Nos. 7-8, 500.
19. Пиджян Г. О. Изв. АИ Арм. ССР, сер. физ., мат., ест. и техн., 1952, **5**, № 4, 37.

20. Kunitz W. N. Jb. Min., 1936, B. -Bd. 70, A, 285.
21. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 5-6, 773.
22. Howie R. A., Woolley L. R. Min. Mag., 1968, 36, No. 282, 775 (хим. анализы).
23. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абахумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 384.
24. Mulligan R., Jambor J. L. Canad. Min., 1968, 9, pt. 3, 358.
25. Isaacs Th. Chem. Geol., 1968, 3, No. 3, 219.
26. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2, 29.
27. Нечаева Е. А., Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 4, 509.
28. Geller S., Miller C. E. Am. Min., 1959, 44, Nos. 11-12, 1115.
29. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 219.
30. Mackowsky M. T. Mitt. Min., Petr. Univ. Bonn, 1939, Nr. 112, 1.
31. Strunz H. Der Aufschluss, 1960, 11, Nr 7, 173.
32. Galli M. Ann. Mus. civico di storia nat. «G. Doria», 1958, 2, No. 95, 1.
33. Chen I-hsien. Dizhi lumping (Geol. review), 1965, 23, No. 4, 263.
34. Rossetti V. Rend. seminar. facolta Sci. Univ. Cagliari, 1946, 16, 29 (по реферату Chem. Abstr., 45, 4180).
35. Dadák V., Novák F. Min. Mag., 1965, 35, No. 270, 379.
36. Peters T. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, II, 2, 563.
37. Pavlović S. Zborn. Radova Srpska Acad. Nauk, 1952, N 23, 1.
38. Некрасов И. Я. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 12, 305.
39. Мотусева М. И. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 10, 93.
40. Латыш И. К. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 50, 58.
41. Каикай М. А., Векилова Ф. И. Изв. Азерб. фил. АН СССР, 1940, № 3, 16.
42. Хоситова В. А. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, 147.
43. Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Тр. п.-ш. ин-та. геологии Арктики, 1966, 140, 139.
44. Калинин П. В. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1955, 23, 39.
45. McLachlan G. R. Min. Mag., 1951, 29, No. 212, 476.
46. Miyashiro A. J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, 392.
47. Vermaas F. H. S. Min. Mag., 1952, 29, No. 218, 946; дополнительно анализы см.: Дунаев В. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1960, вып. 35, 27; 1959, вып. 45, 108; Хетчиков Л. Н. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, сер. геол., 1960, 4, 53; Кантор М. З. Изв. АН Тадж. ССР, отд. ест. наук, 1956, вып. 15, 9; Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского р-на Горной Шории. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1959, 64.
48. Lee D. E. Am. Min., 1958, 43, Nos. 3-4, 208.
49. Kasowski M. A., Hogarth D. D. Canad. Min., 1968, 9, pt. 4, 552.
50. Saksela M. Bull. Comm. Geol. Finl., 1951, N : o 154, 181.
51. Miyashiro A. J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, 171.
52. Овчинников Л. Н., Ярош Н. А., Мельников А. С. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1960, вып. 35, 12.
53. Поваренных А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 81, вып. 1, 55.
54. Галюк В. А. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1959, № 11, 42.
55. Чистяков В. К. Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап. Сибири». Изд-во Томск. ун-та, 1962, 29.
56. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 170.
57. Nockolds S. R., Scoon J. H. Min. Mag., 1965, 34, No. 268, 389.
58. Соловьев С. П., Никогосян Х. С. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 4, 651.
59. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 5-6, 773.
60. Коржневский Д. С. Тр. ИГН АН СССР, 1944, вып. 61, 22.
61. Uchida N. J. Geol. Soc. Japan, 1962, 68, No. 798, 177.
62. Čech T., Matherny M. Geol. Sborn. Slovenska Akad., 1958, 9, s. 2, 241.
- 62a. Varet J. Contrib. min., petrol., 1969, 22, N. 3, 185.
63. Бульбаников Л. Д. Тр. Томск. ун-та, 1948, сер. геол., 102, 38.
64. Пиллипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 531.
65. Сердюченко Д. П., Павлов В. А. Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 394 (анализы).
66. Ферсман Л. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1939, 77.
67. Карпова Е. Д. Зап. Мин. об-ва, 1946, 75, вып. 3, 223.
68. Бетехтин А. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1949, 78, вып. 3, 180.
69. Курочкин Г. Д. ДАН СССР, 1954, 95, № 1, 153.
70. Magnusson N. H. Proc. Intern. Symposium React. of solids, 1952, Pt. 1, 427 (по реферату Chem. Abstr., 48, 11258).

71. Каденская М. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 2, 142.
- 71а. Сыромятников Ф. В., Воробьев И. М. ДАН СССР, 1969, 184, № 3, 690.
72. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г., Козлов В. А., Щербинин И. С., Огнянов Н. В., Феклов Р. П., Шишканова О. Ф., Попкова М. И. Тр. ВСЕГЕИ, новая сер., 1959, 27, 125.
73. Дядченко М. Г. ДАН Укр. ССР, 1956, № 4, 402.
74. Seebach M. Zs. Krist., 1909, 46, 313.
75. Бетехтин А. Г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 3, 10.
76. Гинзбург И. И., Витовская И. В. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, 299.
77. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
78. Jagtisch R. Ark. kemí, 1936, 9, H. 4, nr 25, 319.
79. Коляго С. С., Калинин Д. В. Геология и геофизика, 1967, № 7, 153.
80. Michel-Lévy M. Ch. Bull. Soc. fr. min., 1956, 79, No 1—3, 124.
81. Милль Б. В., Калинин Д. В. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 655.
82. Калинин Д. В. ДАН СССР, 1967, 172, № 5, 1167.
83. Flint F. P., McMurdie H. F., Wets L. S. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1941, 26, No. 1, 13.
84. Euler R., Hettner E. Geoch., cosm. acta, 1958, Nos. 2—3, 221.
85. Феррман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Петроград, 1920, I, 117.
86. Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, сер. геохим., 1962, вып. 13, № 312, 115.
87. Zedlitz O. Zbl. Min., 1935, A, 68.
88. Mackowsky M. T. Zusammenhänge zwischen Optik u. Chemie der Granate. 1938, Inaug. Diss. Univ., Bonn.
89. Juszkowiak O. Kwartalnik geol., Warszawa, 1959, 3, Nr 2, 235.
90. Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949, 136.
91. Бородин Л. С., Быкова Л. В. ДАН СССР, 1961, 141, № 6, 1454.
92. Nickel E. H. Canad. Min., 1960, 6, pt. 4, 549.
93. Гранск Е. Н. Fennia, 1928, 51, No 5, 104, (по реферату N. Jb. Min., 1928, 2, 452).
94. Кононова В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60, 53.
95. Кухаренко А. А., Фафурина Э. Н., Якимова П. П., Яковлева С. С. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. 1, 211.
96. Кухаренко А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 1, 3.
97. Лапин А. В. 4-я Конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ. М., 1962, 44.

Данные анализов некоторых гранатов, обогащенных железом и марганцем, не могут быть пересчитаны на известные молекулы. Поэтому Фермором [1] были предложены указанные выше (см. «Группа гранатов») гипотетические молекулы. Существование гранатов, состав которых отвечал бы этим соединениям, сомнительно. Особенно это касается блитита, так как доказана невозможность присутствия Mn^{3+} в положениях Al на примере соединения $Ca_3Mn_2^{3+}(SiO_4)_3$, не имеющего структуры граната [2].

Б л и т и т — blythite — $Mn_2^{3+}Mn_2^{3+}(SiO_4)_3$. Назван по имени Т. Р. Блита (Фермор, 1926). Блитит, содержащий Mg, — магнезио-блитит — magnesia-blythite (Фермор, 1938).

По расчетным данным содержится в метаморфизованных породах Индии [1] и США [3].
К о х а р и т — kharite — $Mg_3Fe_2(SiO_4)_3$. Назван по месту находки граната, содержащего изоморфную примесь этой гипотетической молекулы (Фермор, 1938). Синон. хогарит. На основании данных анализа сделано допущение, что соединение такого состава также присутствует в гранате из Джагерсфонтейна (Южная Африка) [4].

К а л ь д е р и т — calderite — $Mn_3^{2+}Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$. Назван Фермором в 1909 г. [1]; не идентичен с кальдеритом Пиддингтона, являющимся андрадитом. При повышенном содержании Fe^{2+} — феррокальдерит — ferro-calderite (Фермор, 1926). Отмечен как составная часть гранатов из метаморфизованных пород кодуритовой серни Индии [1, 5, 6], в Отизонду (Юго-Западная Африка) [7].

С к и а г и т — skiaite — $Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$. Назван по месту находки граната, содержащего изоморфную примесь этой гипотетической молекулы (Фермор, 1926). Синон. железистый андрадит — iron-andradite (Фишер, 1926), ферро-ферри-андрадит — ferro-ferrit-andradite (Шубникова, Юферов, 1934), ферро-ферри-силикат — ferro-ferrit-silicate (Зенге, 1945). При повышенном содержании Fe^{2+} , замещающего Fe^{3+} , — ферри-скиагит — ferriskiaite (Сердюченко, 1955) [8]. Указывается в составе гранатов Джагерсфонтейна, ЮАР [4], Приазовья [9], Южной Якутии [8].

Л и т е р а т у р а

1. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1926, 59, 204.
2. Strens R. G. J. Min. Mag., 1965, 35, No, 271, 547.
3. Shannon E. J. Washington Acad. Sci., 1927, 17, 444.

4. *Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1938, 73, pt. 1, 145.*
5. *Krishna Rao J. S. R. Proc. Indian. Acad. Sci., 1953, 38 A, No. 1, 20.*
6. *Sastri G. G. K. Min. Mag., 1963, 33, No. 261, 508.*
7. *Vermaas F. H. S. Min. Mag., 1952, 29, No. 218, 946.*
8. *Сердюченко Д. П. ДАН СССР, 1955, 104, № 5, 775.*
9. *Марченко Е. Я. ДАН Укр. ССР, 1961, № 12, 1626.*

ГРУППА ГИДРОГРАНАТОВ

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Гидрогроссуляры	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4]_3$	Куб.	12,00—	—	3,1—
			12,48	—	3,5
Гибшит	$\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe})_2[(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4]$	Куб.	12,02	—	3—3,5
Гидроуграндит	$(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{Fe}, \text{Al})_2[(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4]_3$	Куб.	12,06	—	3,45
			12,39	11,91	3,40
Авритермьерит	$\text{Ca}_3(\text{Mn}, \text{Al})_2[(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4]$	Тетраг.	12,39	11,91	3,40

В группу гидрогранатов (hydrogarnets) входят минералы со структурой граната, в которых кремнекислородные тетраэдры частично замещены группами $(\text{OH})_4$. В качестве групповых применяются также названия: гранатоид — garnetoid, гроссуляроид — grossularoid.

В природе встречаются чаще всего минералы, в которых группы $(\text{OH})_4$ замещают не более $2/3$ общего количества кремнекислородных тетраэдров. По составу это преимущественно гидрогроссуляры. Лишь в последнее время найден гидроандрадит, названный гидроуграндитом, с $\text{Fe} > \text{Al}$.

К гидрогроссулярам относятся члены изоморфного ряда $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ — $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$.

Гибшитом считается минерал, в котором один из трех кремнекислородных тетраэдров замещен группой $(\text{OH})_4$. При помощи ядерного магнитного резонанса и дифракции нейтронов было подтверждено предположение о замещении группами $(\text{OH})_4$ групп (SiO_4) и определены координаты атомов H в ячейке гидрогроссуляра; расстояние O — H составляет $1,13 \text{ \AA}$ [1].

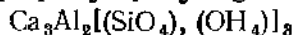
Синтезированы гидрогранаты различного состава, в которых Ca или Sr находятся в восьмерной координации, Zr, Ti, Fe, Sc или In — в шестерной координации [2].

Химические и физические свойства гидрогранатов изучены слабо. По сравнению с гранатами гидрогранаты имеют несколько меньшие значения уд. веса, n и большие значения a_0 .

Л и т е р а т у р а

1. *Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1105.*
2. *Cohen-Addad C., Ducros P., Durif-Varambon A., Bertaut E. F., Delapalme A. Solid State Communications. Pergamon Press, 1963, 1.*

Гидрогроссуляры Hydrogrossulare



Назван по составу (Хатон, 1943) [1].

Южноафриканский жад — south african jade (Инглиш, 1939) — смесь гидрогроссуляра и гроссуляра.

Характ. выдел. Плотные или зернистые агрегаты, редко кристаллы, псевдоморфозы по оливиону, плагиоклазу.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^1 — $Ia\bar{3}d$; $a_0 = 12,03 \text{ \AA}$ (Скот, для оригинала анализа 1) [2]; $a_0 = 12,01 \text{ \AA}$ (Хатон) [1]; $a_0 = 12,44$ — $12,48 \text{ \AA}$ (Тур-

рициани, Скиппа для искусств. $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0,33\text{SiO}_2 \cdot 5,3\text{H}_2\text{O}$ [3]; $a_0 = 12,56$ [4]; 12,585 [5] для искусств. $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$. Параметры элементарной ячейки искусственного гидрогроссуляра уменьшаются при возрастании температуры образования и возрастают при увеличении количества групп $(\text{OH})_4$ [6]; $Z=8$ [7].

Физ. св. Уд. вес 3,13—3,52, уменьшается с увеличением содержания воды [8]. Бесцветный, серый, светло-зеленый, светло-бурый до грязно-бурого. Просвечивает.

Инфракрасный спектр гидрогроссуляра занимает промежуточное положение между спектрами гроссуляра и гибшита. С первым его сближает положение и конфигурация полос поглощения 920, 840 и 860 см^{-1} (валентные колебания связи $\text{Si} - \text{O}$); от спектра гибшита отличается несколько менее четко разрешенными полосами деформационных колебаний — 475 и 545 см^{-1} ; валентным колебаниям связи $\text{O} - \text{H}$ в группировках $(\text{OH})_4$ отвечает четкая полоса поглощения 3640 см^{-1} (данные Власовой).

Микр. В шлифах бесцветный; иногда зерна состоят из различно окрашенных зон. Изотропный. Некоторые гидрогроссуляры аномально двуосны с низким двупреломлением (серая интерференционная окраска). Минерал кажется изотропным в красном свете и анизотропным в синем свете. $n=1,663-1,741$ [1]; вычисл. для $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$ $n=1,603$ [5]. У гидрогроссуляра из Бушвелда в ядрах кристаллов показатель преломления выше, чем в их периферических частях. С увеличением содержания гидроксильных групп показатель преломления уменьшается [8]. Наблюдалась умеренная дисперсия показателей преломления.

Хим. Состав непостоянный; особенно существенно колеблется содержание воды [6, 9]. Содержание H_2O в некоторых гроссулярах объясняется примесями гидрогроссуляра и других минералов, например везувиана. Наличие в гидрогроссуляре групп (OH) [10] подтверждено методом инфракрасной спектроскопии. Са изоморфно замещается Mg, Fe^{2+} ; Al замещается Fe^{3+} , Cr (до 6,04% Cr_2O_3) [10a]; Si — Al, Ti. Высказано предположение о существовании метастабильных твердых растворов гидрогроссуляр — майенит ($12\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3$) [11].

Анализы:

	1	2	3	1	2	3	
Na_2O	—	0,01	0,02	H_2O^+	1,37	4,91	4,65
K_2O	—	не обн.	0,01	H_2O^-	0,44	0,36	0,23
MgO	4,12	1,20	2,07	<hr/>			
CaO	27,44	36,13	37,40	Сумма	99,81	99,49	100,24
MnO	—	0,05	0,02	<hr/>			
FeO	0,73	0,29	0,85	Уд. в.	—	3,30	3,35
Al_2O_3	23,11	20,81	19,87	<hr/>			
Fe_2O_3	5,26	0,99	0,61	n	1,663—1,753	1,683	1,721
SiO_2	37,28	34,59	34,48	<hr/>			
TiO_2	0,06	0,15	0,03	a_0 (А)	12,03	12,08	12,01

1 — о-в Книг, Тасмания, анал. Скот [2]; 2 — г. Бив, Эйршир, Англия [12]; 3 — Чэмпион Крик, Новая Зеландия [3].

Повед. при нагр. На кривых нагревания имеются эндотермические прогибы: глубокий при 380—390°, небольшой при 510—535°; оба они связываются с обезвоживанием минерала [3]. Чем больше содержание воды, тем ниже температура первого эндотермического эффекта (понижается приблизительно на 15° при замещении 0,33 мол. % SiO_2) [3], различие между температурами обоих эффектов несколько увеличивается. Двухступенчатый

характер дегидроксидизации объясняется образованием промежуточных фаз, стабильных в интервале температур между первым и вторым эндотермическими эффектами [13]. Выше 850° искусственный гидрогроссуляр распадается на геленит, волластонит и анортит [14]. У синтезированного гидрогроссуляра дегидроксидизация происходит при 350° . При нагревании до 1100° структура гидрогроссуляра из Буффельсфонтейна не изменилась [15]. Высокая температура, при которой некоторые «гидрогроссуляры» теряют воду, объясняется присутствием везувиана [13].

Наход. Довольно редкий гидротермальный минерал. Частью образуется при гидротермальном изменении вулканических пород [2]. Согласно Мэйсону [16], образованию гидрогроссуляра способствуют низкие температура и давление. Как вторичный минерал обнаружен в кимберлитах Якутии [17]. Описанный Блисковским [18] гидрогроссуляр из Северной Якутии оказался везувианом [19].

Найден в измененном габбро вместе с диаллагом и гроссуляром на г. Дун (Новая Зеландия) [11]. На о-ве Кинг (Тасмания) встречается в основных вулканических породах в полостях и в виде псевдоморфоз по оливиному и плагиоклазу. Обнаружен в дайках, секущих серпентинизированные перидотиты [20] в Эвламина (Западная Австралия); породы даек изменены под действием гидротермальных растворов. В Чэмпинг Крик (р. Родинг, Новая Зеландия) гидрогроссуляр входит в состав родингитов; впервые описанный гидрогроссуляр происходит из этих пород [1].

В Токатока (Новая Зеландия) существенно гидрогроссуляровая порода встречена у контакта известняка с андезитовой дайкой; предполагается, что гидрогроссуляр образовался по ларниту или гелениту [16]. В ксенолите известняка, заключенном в гранодиорите батолита Боулдер (Монтана), гидрогроссуляр обнаружен в ассоциации с шпиделью, везувианом, гроссуляром [21]. В Клир-Крик (Калифорния) он содержится в кальциево-силикатных породах среди серпентина с пектолитом и томсонитом [9].

В Бушвелдском норитовом комплексе образование гидрогроссуляра связано с замещением основного полевого шпата в анортозите, пироксена в пироксените и иногда — хромита [8, 22, 23]. В дайках измененного габбро г. Бин (Эйршир, Англия) гидрогроссуляр ассоциируется с серпентином, хлоритом, пренитом, пектолитом; образует псевдоморфозы по плагиоклазу [12]. Отмечен как один из минералов дайки родингита, секущей серпентинит в Пастоки, около Хиндубага (Пакистан) [24]. В Японии известен в хромитовом руднике Такасе (преф. Окаяма) [25] и является составной частью некоторых метаморфизованных пород [26]. Рентгеновское исследование показало, что гидрогроссуляры из родингитов р. Родинг, Эвламины и Бушвелдского массива содержат рассеянную вкрапленность везувиана, который образовался или в результате распада твердого раствора гидрогроссуляр — везувиан, или в результате разложения гидрогроссуляра [27].

Изм. В скарнах рудника Михара (преф. Окаяма, Япония) гидрогроссуляр частично замещен геленитом, гроссуляром и волластонитом [28].

Искусств. Образуется при нагревании смеси CaO , Al_2O_3 и SiO_2 в присутствии воды при температуре ниже 850° и при давлении ниже 2000 атм [14]. Получен при 50° при реакции между продуктом обезвоживания каолинита и гидратом окиси кальция [3]. Легко получается из анортита или эпидота в концентрированных растворах $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и из эпидотового стекла в нейтральных и щелочных растворах в области температур от 200 до 500° при давлении от 16 до 500 бар. При давлении водяного пара 1 атм гидрогроссуляр образуется при 600° из смеси анортита и CaCl_2 . Избыток кремнекислоты препятствует образованию гидрогроссуляра или задерживает его.

Получен из смеси лейхтенбергита, CaCO_3 и NH_4Cl в отношении 1:5:10 (с небольшим количеством периклаза) при 900° [29]. При гидротермальном

искусственном изменении доизита образовался при температуре выше 300° [30]; получен также при гидротермальной обработке геленита (мелилита) [31].

Параметры элементарной ячейки искусственного гидрогроссуляра зависят от температуры, давления, исходных веществ и продолжительности опыта; более длительные выдержки вызывали увеличение элементарной ячейки [15]. Является одной из главных составных частей искусственного технического камня, получаемого на основе железисто-глинистого, железисто-сланцевого и железисто-шлакового цементов [32]; синтезируется при давлении от 1 атм [4, 33] до 16 атм [34]. Образуется в качестве стабильного продукта при гидротермальной обработке вяжущих веществ, содержащих достаточное количество глинозема; состав меняется в зависимости от температуры и длительности гидратации [35]. Гидрогроссуляр переменного состава образуется в шламах глиноземного производства при взаимодействии алюминатного и силикатного растворов в присутствии $\text{Ca}(\text{OH})_2$ или $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при температурах 90, 170 и 230° [36]. Изучение системы $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ показало, что гидрогроссуляр стабилен ниже 300—400° при различных давлениях [37]; содержание воды в нем с увеличением температуры синтеза падает, a_0 уменьшается [6, 7, 38]. Члены изоморфной серии, содержащие небольшое количество OH, менее стабильны.

Практ. знач. Природный минерал не имеет практического значения. Искусственные гидрогроссуляры придают вяжущим веществам высокую прочность и устойчивость к действию сульфатов и углекислоты [35].

Межплоскостные расстояния синтетического гидрогроссуляра *

$\text{CuK}\alpha$ -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
211	100	5,16	510	40	2,46	640	40	1,74
220	60	4,47	521	100	2,30	721	40	1,71
321	60	3,37	440	20	2,22	642	60	1,68
400	60	3,15	611	80	2,04	732	20	1,60
420	60	2,81	620	20	1,99	800	40	1,57
422	20	2,56	444	20	1,81	840	40	1,41

* ASTM, 3-0125; $a_0 = 12,56 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

- Hutton C. O. Trans., proc. Roy. Soc. New Zealand, 1943, 73, 174 (по реферату Chem. Abstr., 38, 2291).
- Scott B. Geol. Mag., 1951, 88, No. 6, 429.
- Turriani R., Schippa G. Ricerca Scientifica, Roma, 1954, 24, No. 12, 2645 (по реферату Реф. журн. Геология, 1955, реф. 17955).
- Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1941, 26, No 1, 13.
- McConnel D. Canad. Min., 1964, 8, pt. 1, 11.
- Pistorius C. W., Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 4, 247.
- Sudo T., Ueda S., Iwamoto S. Nature, 1960, 188, No. 4746, 223.
- Frankel J. J. Am. Min., 1959, 44, Nos. 5—6, 565.
- Coleman R. G. J. of Petrology, 1961, 2, No. 2, 209.
- Majumdar A. J., Roy R. J. Am. Ceram. Soc., 1956, 39, No. 12, 434.
- 10a. Heftik W., Żabinski W. Min. Mag., 1969, 37, No. 286, 240.
- Roy D. M., Roy R. Chem. Cement Proc. 6-th Intern. Symposium, 1960, 1, 111-S-9, 307.
- Bloxam T. W. Min. Mag., 1964, 33, No. 264, 814.
- Żabinski W. Polska Akad. nauk, Prace min., 1966, No. 3, 7.
- Yoder H. S. J. of Geology, 1950, 58, No. 3, 221.
- Fraser J. A. Doct. diss., Univ. Minnesota (1955), Dissert. Abstr., 1955, 15, No. 9, 1626 (по реферату Реф. журн. Геология, 1956, реф. 11897).

16. Mason B. Am. Min., 1957, 42, Nos. 5—6, 379.
17. Миллашев В. А. Геохимия, 1963, № 6, 557; Бобриневич А. П., Папкратов А. А., Козлов И. Т. Матер. по геол. и пол. ископ. Якутск. АССР, 1960, вып. 3, 54.
18. Блисковский В. Э. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 7, 89; Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 24 (сводка).
19. Жабинский В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, № 1, 110.
20. Miles K. R. Bull. Geol. Surv. W. Australia, 1951, No. 103, 108 (по реферату Chem. Abstr., 47, 4250).
21. Knopf A. Am. Min., 1953, 38, Nos. 11—12, 1113.
22. Tilley C. E. Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa, 1957, 60, 15.
23. Hall A. L. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1925, 27, 39.
24. Bilgrami S. A., Howie R. A. Am. Min., 1960, 45, Nos. 7—8, 791.
25. Китахара Дзюкэити «Тигаку кэнкю», J. Soc. Earth. Sci. а. Amateurs Japan, 1964, 15, No. 8, 248 (по реферату Реф. журн. Геология, 1965, 6В-153).
26. Yōtarō Seki Japanese J. geol., geogr., 1965, 36, No. 1, 1.
27. Żabiński W. Bull. Acad. polon. sci., sér. géol., géogr., 1964, 12, No. 3, 149; Zesz. nauk. Akad. gór.-hutn., 1965, No. 102, 96 (сводка).
28. Miyake H. J. Sci. univ. Hiroshima, ser. C, 1965, 4, No. 4, 395.
29. Shigeki Iwamoto, Toshio Sudo. Am. Min., 1965, 50, Nos. 7—8, 886.
30. Ehlers E. G. J. of Geology, 1953, 61, No. 3, 231.
31. Christie O. H. J. Norsk geol. tidsskr., 1962, 42, H. 1—2, 31.
32. Клименко Э. Г., Тихонов В. А. Эксперимент в технической минералогии и петрографии. Изд-во «Наука», 1966, 64.
33. Торпов Н. А. Тр. 4-го Всесоюзного совещания заводских лабораторий цементной промышленности. Промстройиздат, 1948.
34. Тихонов В. А., Клименко Э. Г. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 220.
35. Бутт Ю. М., Варшал Б. Г., Майер А. А. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 203.
36. Аракелин О. И., Чистякова Л. А., Павлов Ю. И., Подзорова Л. М. Цветные металлы, 1962, № 8, 54.
37. Roy D. M., Roy R. Bull. Geol. soc. Am., 1957, 68, No. 12, 1788.
38. Barrer R. M., Denny P. J. J. Chem. soc. London, 1961, No. 3, 983.

Гибшит Hibschite



Назван по имени проф. И. Е. Гибша (Корню, 1905) [1].
Синон. Плазолит, пладзолит — plazolite (Фешаг, 1920).

Характ. выдел. Кристаллы и каемки вокруг зерен граната.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $a_0=12,02 \text{ \AA}$ (Пабст) [2], $a_0=12,10 \text{ \AA}$ (Жабинский) [3]; вычисл. $a_0=12,164 \text{ \AA}$ [4]; $Z=8$. Параметр ячейки увеличивается с увеличением содержания групп (ОН) [5—7]. Кристаллы в основном в виде очень мелких октаэдров (0,005—0,2 мкм), реже ромбододекаэдрического облика.

Физ. св. Сп. нет. Изл. раковистый. Тв. 6—6½. Уд. вес 3,05—3,55. Цв. серовато-белый, светло-желтый, бледно-розовый. Бл. матовый, стеклянный, алмазный.

В инфракрасном спектре гибшита из Никорцминды имеются две полосы поглощения в области 800 — 1000 см^{-1} , соответствующие колебаниям Si—O, но более слабые, чем у гроссуляра; дополнительной является полоса около 1080 см^{-1} . Полоса поглощения около 618 см^{-1} , характерная для гроссуляра, у гибшита становится значительно слабее и смещена к более низким длинам волн ($\sim 600 \text{ см}^{-1}$). В области колебаний групп (ОН) имеются полосы поглощения около 3660 — 3670 и 3620 — 3630 см^{-1} [3].

Микр. Бесцветный. Характерны зональные обрастания кристаллов андрадита (меланита). Изотропный, иногда слабо анизотропный; $n_g - n_p < 0,003$ [1]; в двупреломляющих кристаллах различимы конусы или зоны. У гибшита из Марианска Гора n_g , а у гибшита из Обена n_p параллельны L_3 .

<i>n</i>	1,67—1,69	1,686 (Na)	1,681 (Na)	1,675
М-ние	Марианска Гора [1, 2]	Лопани [8, 9]	Пикорцинда [9]	Вычисл. [4]

У грузинского гибшита [9]: при $\lambda=500$ мкм $n=1,659$, при 580 мкм — 1,682, при 615 мкм — 1,679.

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$: CaO — 39,46, Al_2O_3 —23,91, SiO_2 —28,18, H_2O —8,45. Является членом изоморфного ряда $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ — $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$. Характерны замещения: Ca — Mg, Al — Fe^{3+} , Si — Ti. Содержание H_2O достигает 14% [10]. Природа CO_2 в «плазолите» из Крестмора не ясна; возможно, углекислота содержится в кальците, образовавшемся путем замещения «плазолита» [2, 5].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	—
K_2O	—	—	—	»	—	—	»	—
MgO	2,64	0,12	—	2,01	сл.	2,13	1,99	1,67
CaO	13,72	40,22	40,13	37,00	40,13	38,39	38,61	37,03
MnO	—	—	—	0,19	—	0,08	0,08	—
FeO	—	—	—	Не обн.	—	0,15	0,14	—
Al_2O_3	32,82	23,66	22,77	23,97	24,63	18,52	17,74	17,69
Fe_2O_3	—	—	—	0,30	—	3,70	4,31	4,29
SiO_2	37,12	24,13	23,85	27,30	25,06	27,57	27,62	29,10
TiO_2	—	—	—	Не обн.	—	0,67	0,65	0,42
H_2O^+	} 13,70	} 12,21	} 9,39	9,20	} 9,04	8,55	7,70	—
H_2O^-				0,20				
CO_2	—	—	3,41	—	1,13	—	1,07	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	9,64
Сумма	100,00	100,34	99,55	100,17	99,99	100,05	100,15	100,32
Уд. в.	3,05	—	3,129	3,08	3,129	3,06	3,06	3,06

1 — Марианска Гора (бывш. Мариенберг) [1], после исключения примеси граната; 2, 3 и 5 — «плазолит», Крестмор. анал. Фощаг [11]; 4 — Побужье, анал. Ковязина [5]; 6—8 — Никорцинда (6 и 7 — анал. Шумило [8], 8 — анал. Молева [7]).

Диагн. исп. Растворим в кислотах и щелочах. П. п. тр. не плавится. В перле фосфорной соли образуется скелет кремневой кислоты. С азотно-кислым кобальтом дает реакцию на алюминий. При нагревании серовато-желтый порошок становится черновато-серым (около 250°), затем при накаливании приобретает красноватый оттенок. При нагревании выделяет воду. Порошок с лакмусовой бумажкой дает кислую, а после прокаливания — щелочную реакции.

Повед. при нагр. Жабинский [3] для гибшита из Никорцинды получил кривую нагревания с тремя эндотермическими понижениями — при 150, 720 и 810° и экзотермическим подъемом при 930° (с небольшим перегибом около 890°) (фиг. 18); эндотермические эффекты при 720 и 810° отражают потерю воды, связанную, по-видимому, с образованием промежуточных фаз. Несколько отличную термограмму, полученную на материале из того же месторождения, приводят Белянкин и Петров [8]; она имеет эндотермическое понижение при 650–690° и два экзотермических повышения при 870 и 940°.

Нахожд. Редок. Встречается на контактах известняков и мергелей с интрузивными породами, а также как продукт гидротермального изменения в

основных изверженных породах. Впервые был встречен в Марианска Гора (Чехословакия) на контакте измененных мергелей с фонолитом; образует каемки вокруг зерен граната, ассоциируется с апофиллитом, кальцитом, натролитом [1, 2].

В Никорциминде (Рача в Западной Грузии) [7—9] встречается на контакте мергелей с тешенитом вместе с гранатом, апофиллитом, томсонитом, ксонотлитом, волластонитом, геденбергитом. В Лопани (Южная Осетия) [7—9] наблюдался в мраморе поблизости от дайки диабазы в ассоциации с гранатом, волластонитом, ксонотлитом, таумаситом, геленитом, кальцитом; местами образовался путем замещения граната (сплошные зернистые массы). На Кавказе также отмечен в скарнах на контакте сиенит-порфира и мергеля [12].

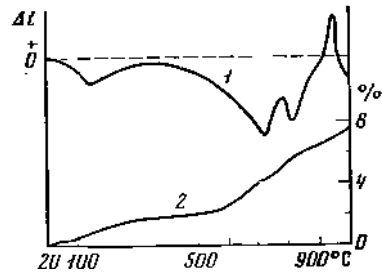
Обнаружен в виде ксеноморфных образований в метасоматических биотит-плагноклазовых породах, залегающих среди гипербазитов в толще архейских гнейсов Украинского кристаллического массива (Побужье); частью вместе с пренимом замещает плагноклаз, реже выполняет трещинки в породах [5]. В скарнах рудника Угольный ручей (Красноярский край) образует псевдоморфозы по плагноклазу [13].

«Плазолит» встречен на контакте мергеля с дайкой гранодиорита в Крестморе (шт. Калифорния, США) [11] в ассоциации с везувианом, гранатом, волластонитом, диопсидом, риверсайдитом, джурупанитом; вместе с другими водными кальциевыми силикатами выполняет трещины в зернистых агрегатах везувиана. В ксенолите контактового известняка в базальте Обена (Южная Франция) гибшит образует каемки у выделений меланита [14]. В контакте верхнетуронских мергелей с фонолитами близ Нешвица (Саксония, ГДР) найден в ассоциации с меланитом и апофиллитом [15].

Обнаружен в тяжелой фракции флювиогляциальных отложений г. Рила в Болгарии [16].

Изм. Известны псевдоморфозы кальцита по гибшиту [14].

Искусств. Члены серии твердых растворов $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$ и $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{OH})_{12}$ были получены обработкой стекла соответствующего состава растворами хлоридов железа и алюминия и кипящим раствором $\text{Ca}(\text{OH})_2$ [6]. Синтезирован при гидротермальной обработке в течение 500—700 час. суспензии каолинита и $\text{Ca}(\text{OH})_2$ при давлении 8—16 атм [17].



Фиг. 18. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) гибшита (по Жабинскому)

Межплоскостные расстояния гибшита из Чехословакии *

MoK α -излучение, D=40,06 мм

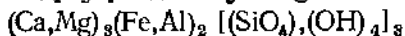
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
211	5	4,89	611	60	1,95	664	20	1,28
400	80	3,00	532			853	5	1,21
420	100	2,68	620	5	1,89	941		
332	20	2,57	444	50	1,73	10.4.0	20	1,09
422	50	2,46	640	60	1,66	864		
431	40	2,36	642	80	1,61	10.4.2	20	0,966
521	50	2,19	800	50	1,50	880		
440	5	2,12	840	50	1,35	10.6.4	20	0,966
			842	50	1,31			

* ASTM, 4-0723.

Л и т е р а т у р а

1. Cornu F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1905, 24, Н. 4, 327.
2. Pabst A. Am. Min., 1942, 27, № 12, 783; Am. Min., 1937, 22, № 7, 861.
3. Żabiński W. Polska Akad. nauk., Prace min., 1966, № 3, 7.
4. McConnell D. Canad. Min., 1964, 8, pt. 1, 11.
5. Налишкина Э. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 6, 714.
6. Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S. U. S. Nation. Bur. Stand. J. Research., 1941, 26, № 1, 13.
7. Белянкин Д. С., Петров В. П. ДАН СССР, 1941, 30, № 5, 418.
8. Белянкин Д. С., Петров В. П. Am. Min., 1941, 26, № 7, 450; ДАН СССР, 1941, 32, № 1, 66.
9. Белянкин Д. С., Петров В. П. ДАН СССР, 1939, 24, № 4, 351.
10. Coleman R. G. J. of Petrology, 1961, 2, № 2, 209.
11. Foshaag W. F. Am. Min., 1920, 5, № 11, 183.
12. Полковой П. А. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1965, № 9, 79.
13. Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудосносных трапловых интрузий. Изд-во «Наука», 1964, 133.
14. Cornu F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1906, 25, Н. 4, 249.
15. Cornu F. Tscherm. min., petr., Mitt., 1907, 26, Н. 5—6, 457.
16. Цветкова-Голева В., Грозданов Л. Списание на Българското геол. дружество, 1964, 25, № 2, 190.
17. Тихонов В. А., Клименко З. Г. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 220.

Гидрограндит Hydrograndite



Назван по составу — от hydrous, grossularite и andradite (промежуточный между grossularom, андрадитом и гидроgrossularом) (Цао Юнг-лунг, 1964) [1].

Синон. Гидрограндит.

Характ. выдел. Ксеноморфные зерна.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^{10} — $Ia\bar{3}d$; $a_0 = 12,063\text{Å}$ для минерала из Хсиасунгшана [1].

Физ. св. Уд. вес 3,45. Цв. зеленый.

Микр. В шлифах бесцветный до светло-зеленого. Изотропный. $n = 1,825$ — $1,830$; вычисл. для $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{OH})_{12}$ $n = 1,724$ [2].

Хим. Член изоморфных рядов $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ и $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$ — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{OH})_{12}$. Анализ гидрограндита из Хсиасунгшана [1]: Na_2O — 0,30, K_2O — 0,10, MgO — 9,96, CaO — 21,47, MnO — 0,12, FeO — 1,72, Al_2O_3 — 8,45, Cr_2O_3 — 0,20, Fe_2O_3 — 18,28, SiO_2 — 34,01, TiO_2 — 0,12, P_2O_5 — 0,17, H_2O^+ — 5,29, H_2O^- — 0,18, Cl — 0,06; сумма 100,43; $\text{Ca} : \text{Mg} = 1,1 : 1$; $\text{Fe}^{3+} : \text{Al} = 1,4 : 1$.

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются эндотермический прогиб около 750° и два экзотермических повышения при 440 и 900° [1].

Находж. Впервые найден в перидотите из Хсиасунгшана (Китай); ассоциируется с оливином, авгитом, плагиоклазом и флогопитом [1]. Под названием гидроандрадита (hydroandradite) без анализа описан минерал, обнаруженный в офикальците Давоса (Швейцария) в ассоциации с кальцитом, хризолитом, лизардитом, магнетитом [3]; гидроандрадит отмечен и в жилах ряда месторождений Группы ди Вольтри в Западных Альпах (Италия) вместе с везувианом, титанитом, хлоритом, диаспором [4].

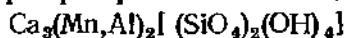
Искусств. Гидрогранат состава $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_{3-x}(\text{OH})_{4x}$ с x от 2 до 2,75 был синтезирован из гелей, осажденных при 85 — 105° и давления 1 атм в растворе NaOH (рН 13,5) [5]; гидрогранат с $x = 1$ получен при взаимодействии CaO , Fe_2O_3 и SiO_2 в щелочном алюминатном растворе, содержащем 150 — 200 г/л Na_2O , при температуре 280° [6].

Межплоскостные расстояния гидрограндата из Хсиаосуншана [1]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
220	2	4,3	620	2	1,853	764	3	1,239
400	8	3,02	631	4	1,78	770	4	1,217
420	10	2,705	444	3	1,743	862	2	1,175
332	2	2,59	640	6	1,677	864	8	1,1195
422	7	2,48	642	10	1,614	10.4.2	8	1,101
431	4	2,37	800	4	1,511	880	7	1,0655
521	4	2,22	822	2	1,42	884	5	1,044
532	5	1,967	840	5	1,349	12.2.0	5	0,99
611	3	1,92	664	5	1,287			

Л и т е р а т у р а

1. Tsao Yung-Lung. Acta geol. sinica, 1964, 44, No. 2, 219.
2. McConnell D. Canad. Min., 1964, 8, pt. 1, 11.
3. Peters T. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 2, 563; Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1482.
4. Bezzi A., Della Giusta A., Piccardo G. Period. min., Roma, 1968, 37, No. 2, 517.
5. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1105.
6. Гольдман М. М., Бунчук Л. В., Кучанская О. Ф., Ни Л. П., Пономарев В. Д. Тр. Ин-та металлургии и обогащения АН Каз. ССР, 1966, 16, 111.

Анритермьерит *Henritermierite*

Назван по имени Анри Термье, проф. геологии в Сорбонне [1].

Характ. выдел. Мелкие зерна (десятые доли мм), редко кристаллы (до 0,5 мм).

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{20} - I4_1/acd$; $a_0 = 12,39$, $c_0 = 11,91 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,9612$; $Z = 8$.

Структура аналогична структуре гидрограната [2]. Тетраэдры (SiO_4) связаны общими атомами О с октаэдрами $\text{MnO}_4(\text{OH})_2$. В октаэдрах четыре атома О общи с тетраэдрами (SiO_4), а две вершины заняты группами (ОН), принадлежащими одновременно тетраэдрам (ОН)₄. Атомы Са занимают искаженные кубические полости. Замещение Мп на Аl, приводящее к искажению октаэдров, а также замещение тетраэдров (SiO_4) на большие тетраэдры (ОН)₄ приводят к изменению кубической симметрии гидрогранатов на тетрагональную. Межатомные расстояния в тетраэдрах SiO_4 : Si — O = 1,616—1,617, O — O = 2,504—2,700, угол O — Si — O = 101—113°; в тетраэдрах (ОН)₄: ОН — ОН = 3,109—3,320; в октаэдрах $\text{MnO}_4(\text{OH})_2$: Мп — O = 1,897—2,126; O — O = 2,679—2,942, угол O — Мп — O = 87—88°.

Кристаллы призматические, дипирамидальные. Обычно сдвойникованы по (101); часто наблюдается секториальное строение.

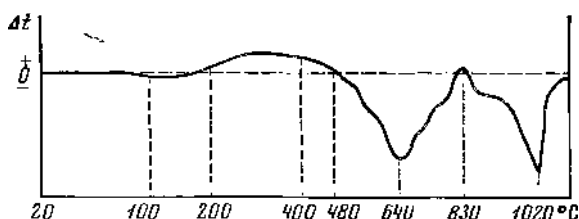
Физ. св. Сп. не обнаружена. Изл. раковистый. Хрупок. Уд. вес 3,34 (вычисл. 3,40). Цв. светло-бурый, гвоздично-бурый, абрикосово-бурый. Бл. стеклянный. Просвечивает.

Микр. Слабо плеохроирует: по *Ne* — лимонно-желтый, по *№o* — очень светлый желтый. Одноосный (+). В некоторых зернах аномально двусен (+) с небольшим 2V. $n_e = 1,800$, $n_o = 1,765$; $n_e - n_o = 0,035$.

Хим. Анализ (анал. Орлиа): СаО — 35,45, МпО — 22,38, Al_2O_3 — 5,95, Fe_2O_3 — 0,95, SiO_2 — 24,65, H_2O^+ — 7,85, H_2O^- — 0,08, актив. О — 2,56; сумма 99,87. Отношение Мп : Аl = 3 : 1, SiO_4 : (ОН)₄ = 2 : 1. По химическому составу является существенно марганцовым аналогом гибшита.

Диагн. исп. Медленно растворяется в холодной HCl, быстро — в теплой HCl с образованием осадка кремнезема.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 19) фиксируются эффекты: эндотермические при 640° (выделение гидроксильной воды) и 1020° (образование гранатовой фазы) и экзотермический при 830°. Вода при нагревании анритермьерита выделяется постепенно (наиболее быстро между 500 и 900°).



Фиг. 19. Кривая нагревания анритермьерита (по Годэфруа)

Наход. Обнаружен в отвалах марганцевого месторождения Ташгагалт в Марокко в ассоциации с марокитом, гаусманнитом, кальцитом, реже с годэфруанитом.

Отл. От других силикатов Ca и Mn (глаукохронита, инезита, юганнсенита, ориентита, пьемонтита, родонита) отличается симметрией, оптическими свойствами и порошкограммой.

Межплоскостные расстояния анритермьерита из Ташгагалта [1]
CuK_α-излучение, D=240 мμ

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
020	3	6,21	251	5	2,254	246	6	1,614
112	3	4,92	125	1	2,188	080	1/2	1,548
220	8	4,37	060	1	2,069	008	1	1,488
132	2	3,28	161	5	2,002	365	1/2	1,459
040	7	3,09	235	1/2	1,958	480	2	1,384
004	7	2,98	116	1/2	1,930	084	1	1,371
042	10	2,75	026	1/2	1,894	482	2	1,346
024	6	2,684	444	1	1,762	176	1	1,313
233	1/2	2,607	345	2	1,717	466	1	1,298
242	9	2,516	064	1/2	1,695	158	1/2	1,264
224	1/2	2,459	046	1	1,669	2.10.2	1/2	1,190
341	1/2	2,428	462	2	1,650	4.10.2	1	1,129
134	1/2	2,370	264	1	1,637	495	1/2	1,112

Л и т е р а т у р а

1. Gaudfroy C., Orliac M., Permingeat F., Parfenoff A. Bull. Soc. fr. min., 1969, 92, № 2, 185 (детальная характеристика).
2. Aubry A., Dusausoy J., Laffaille A., Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1969, 92, № 2, 126 (структура).

А х т а р а г д и т (achtaragdit) — псевдоморфозы по неизвестному минералу. Назван по месту находки (русское название, предложенное неизвестным автором ранее 1847 г.); иначе ахтарандит — achtarandite (Брайтхаупт, 1853), ахтарындит — achtaryndite (Ауэрбах, 1868).

Тетраэдрические кристаллы (до 3—4 см). Гексатетраэдр. кл. T_d-43m ($4L_33L_46P$) или тритетраэдр. кл. $T-23$ ($4L_33L_2$). Преобладают грани (211). Кристаллы образованы комбинацией из двух тригонритетраэдров — положительного и отрицательного. Двой-

ники прорастания. Наблюдаются кристаллы, вытянутые вдоль L_3 . Иногда образует сростания с везувианом или включения в нем. Пепельно-серый до серо-зеленого, внутренние части муцисто-бллые. Непрозрачен. В катодных лучах светится желтовато-розовым светом. Липнет к языку и пахнет глиной.

Представляет смесь гроссуляра, гидрограната, каолинита, клиноклаза, сапонита, пеннина, доломита, нонтонита, гидроксидов Fe и др. Псевдоморфозы обычно покрыты корочками кальцита. Иногда обладают зональным строением.

Обнаружен в устье р. Ахтаранды, притока р. Вилюя (Якутская АССР) среди серпентиновой породы, возникшей при изменении известково-доломитовой породы. Ассоциируется с везувианом и гранатом и, по-видимому, сингенетичен с ними.

Природа первичного минерала не известна. Предполагалось, что ахтарандит образовался по гроссуляру (Розе, 1837, Ауэрбах, 1868), гельвину (Брайтхаупт, 1853, Кокшаров, 1870), сфалериту (Деклуазо, 1862), борациту (Герман, 1867, Прендсль, 1890), гидрогроссуляру (Ляхович, 1952), алюмосиликату Ca и Mg (Бобков, Казицын, 1955), харкериту (Клебер, Паскаль, 1960). Кузнецова и Шафрановский указали на сходство кристаллов минерала, по которому образовался ахтарандит с гранатом; гипоморфия ахтарандита объяснима переходом тетрагон-триоктаэдрической формы граната в тригонритетраэдрическую ахтарандита в связи с развитием скелетных форм гранатовидного минерала.

Л и т е р а т у р а

Ляхович В. В. ДАН СССР, 1952, 82, № 4, 625; Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1954, вып. 7, 85.

Оффман П. Е., Новикова А. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 4, 121.

Бобков Н. А., Казицын Ю. В. Сб. «Кристаллография». Изд-во Ленингр. ун-та, 1955, вып. 4, 126.

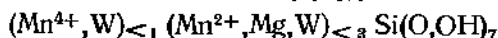
Kleber W., Pascal J. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1266.

Кузнецова В. Г., Шафрановский И. И. Сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». Изд-во «Наука», 1966, 96.

СТРУКТУРА ТИПА ВЕЛИНИТА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Велинит $(Mn^{4+}, W)_{<1} (Mn^{2+}, Mg, W)_{<3} Si(O, OH)_7$	Гексаг. с.	8,155	4,785	4,41

Велинит Welinite



Назван по имени шведского минералога Э. Велина (Мур, 1968) [1].

Характ. выдел. Зерна до 2 см.

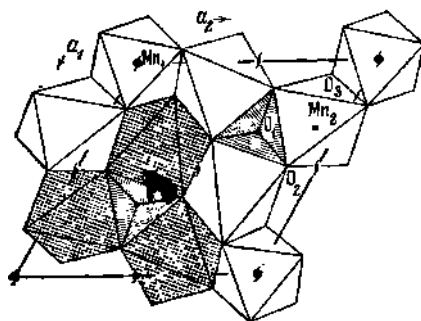
Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$; $a_0 = 8,155$, $c_0 = 4,785$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 0,574$; $Z = 2$ [1, 2]. В структуре велинита [2] октаэдры $(Mn^{2+}, Mg, W) - O$ и $(Mn^{4+}, W) - O$ слагают каркас; $(Mn^{2+}, Mg, W) - O$ октаэдры (Mn_2) образуют прерывистые колонки, окружая непрерывные параллельные оси c колонки $(Mn^4, W) - O$ октаэдров (Mn_1) с общими гранями, так что в каждом последующем слое над тремя заполненными октаэдрами оказываются три пустых. Все октаэдры слегка вытянуты в направлении оси c ; Si — O тетраэдры располагаются между октаэдрическими слоями; их основаниями являются тетраэдрические пустоты в октаэдрических слоях. Тетраэдры значительно искажены.

Средние расстояния в октаэдрах: $(Mn^{2+}, Mg, W) - O = 2,21$ Å, $(Mn^{4+}, W) - O = 1,96$ Å; в тетраэдрах Si — O = 1,61 Å. Расстояния O — O — от 2,54 до 2,89 Å. Углы $O_2 - Si - O_2$ и $O_1 - Si - O_2$ соответственно равны 104,5 и 114,1°; W^{6+} и (OH) являются причиной наличия 1,1 вакансии в элементарной ячейке.

По структуре велинит близок к симпсониту (триг. с. C_3^1-P3) (Минералы, 1967, т. II, вып. III, 298). В проекции вдоль оси c (фиг. 20) структура велинита сходна со структурой пирохронита.

Физ. св. Сп. по (001) несовершенная. Тв. 4. Хрупок. Уд. вес 4,47 (вычисл. 4,41). Цв. кроваво-красный, красно-коричневый до красновато-черного. Бл. смоляной.

Микр. Плеохроизм незаметен. Одноосный (+), $n_e=1,88$, $n_o=1,864$. Частью аномально двуосен (с небольшим $2V$) или изотропен.



Фиг. 20. Проекция структуры велинита на (001)

(по Муру)

Незатрихованные — Mn_2 -О-октаэдры располагаются на уровне 0,00, затрихованные — на уровне 0,50; Mn_1 -О-октаэдры находятся в каждом слое, образуя колонки

Хим. Состав определен с помощью электронного микросонда: Mg — 1,7, Mn — 40,1, Fe — 0,6, Sb — 0,7, W — 17,6, Si — 5,1. По отдельным определениям: H_2O — 3,2, Mn^{4+} — 7,6 [1]. Из этих данных с учетом структуры получена формула: $(Mn_{1,6}^{4+}, W_{0,3})_{1,9} (Mn_{4,0}^{2+}, Mg_{0,5}, W_{0,5})_{5,0} Si_{2,0} (O_{14-x}, OH_x)_{14}$ [2].

Находж. Встречен в Лонгбане (Швеция) в кальцит-баритовых прожилках, секущих сплошные гаусманнитовые руды. Сопровождается саркинитом, аделитом, тефроитом, сонолитом. Зерна велинита рассеяны в массе кальцита и барита. В ассоциации с гаусманнитом и доломитом велинит обнаружен Игельстрёмом в руднике Шё в Швеции (описан под названием «ретиностибиан» — retinostibian) [1].

Межплоскостные расстояния велинита из Лонгбаа [1]

FeK_{α} -излучение, Mn-фильтр, $D=114,6$ мм

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	d	l	d
$10\bar{1}0$	5	7,00	$30\bar{3}1$	2	2,112	2	1,3718
$11\bar{2}0$	6	4,07	$20\bar{2}2$	1	1,980	1	1,3408
$10\bar{1}1$	3	3,945	$22\bar{4}1$	1	1,871	3	1,2991
$20\bar{2}0$	2	3,523	$13\bar{4}1$	2	1,813	2	1,1558
$11\bar{2}1$	8	3,102	$12\bar{3}2$	10	1,782	1	1,1408
$20\bar{2}1$	4	2,840	$30\bar{3}2$	2	1,680	1	1,1321
$1\bar{2}30$	3	2,674	$40\bar{4}1$	1	1,6589	1	1,1249
$1\bar{2}31$	8	2,332	$23\bar{5}1$	1	1,6233	2	1,0948
$10\bar{1}2$	1	2,260	$14\bar{5}0$	6	1,5438	2	1,0553

Л и т е р а т у р а

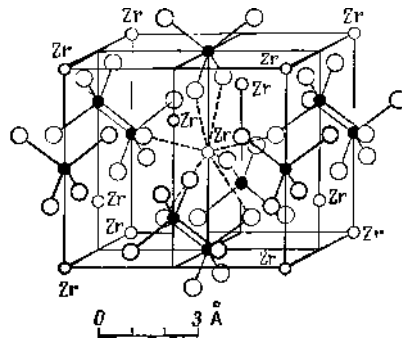
1. Moore P. B. Ark. min., geol., 1968, 4, Н. 5, nr 18, 407.
2. Moore P. B. Ark. min., geol., 1969, 4, Н. 6, nr 24, 459.

СТРУКТУРА ТИПА ЦИРКОНА

ГРУППА ЦИРКОНА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.	
				измер.	вычисл.
Циркон Zr [SiO ₄]	Тетраг.	6,62	6,01	4,7	4,6
Торит Th [SiO ₄]	Тетраг.	7,03	6,25	6,7—4,1	6,67
Коффинит U [(SiO ₄) _{1-x} (OH) _{4x}]	Тетраг.	6,94	6,31	5,1	7,15
[Ненадкевит] (U ⁴⁺ , Y, Ce, Th) U ⁶⁺ (Ca, Mg, Pb) [(SiO ₂) ₂ (OH) ₄]·nH ₂ O?	?	—	—	3,6—4,8	—

К минералам группы циркона относятся силикаты Zr, Th и U со структурой островного типа; изолированные тетраэдры SiO₄ связаны атомами Zr, Th и U. Каждый из этих атомов окружен восьмью атомами O, общими с SiO₄-тетраэдрами (фиг. 21). Изоморфизм между отдельными членами группы является частичным; наибольшая смесимость характерна для ThSiO₄



Фиг. 21. Структура циркона
(по Мамитону)

и USiO₄. Циркон содержит до 1% ThSiO₄ и менее 5% USiO₄, ториты — менее 10% ZrSiO₄ и менее 20% USiO₄ [1].

С минералами группы изоструктурны ксенотим — YPO₄ и искусственные CaSO₄ и KH₂PO₄. Этим объясняется наблюдаемое часто в природе закономерное срастание циркона и его разновидностей с ксенотимом и содержание в цирконах небольших количеств Ca, P и TR; известны также фосфорсодержащие ториты.

Для ThSiO₄ помимо тетрагональной известна моноклинная природная модификация — хаттонит, изоструктурная с монацитом — CePO₄ и чералитом — (Ca, Th, Ce)PO₄. Структура ненадкевита недостаточно изучена (см. статью «Ненадкевит»).

Коффинит, как и ненадкевит (билибинит), в отличие от других силикатов урана, содержит U⁴⁺; оба эти минерала, однако, изучены недостаточно.

Торит, его разновидности (ураноторит, ферриторит и др.) и многие разновидности циркона (циртолит, малакон, наэгит и др.) почти всегда метамиктны [2, 3].

Метамиктные циркон и торит из пегматитов и пневматолито-гидротермальных месторождений, включая метасоматические, содержат переменное, иногда значительное, количество воды. Метамиктные высокотемпературные циркон и торит из магматических пород имеют состав, близкий к теоретическому, и не всегда содержат H₂O.

Инфракрасные спектры поглощения [4] минералов группы циркона характеризуются полосами поглощения: 440, 525, 620, 920 и 1000 см^{-1} . С увеличением содержания в них урана и тория и с усилением метамиктности интенсивность полос поглощения 440 и 620 см^{-1} уменьшается, вместо трех полос в этой области проявляется лишь полоса с максимумом около 500 см^{-1} или поглощение отсутствует; интенсивность полосы поглощения 920 см^{-1} уменьшается, и максимум ее смещается к 1000 см^{-1} .

Метамиктные минералы группы почти изотропны, рентгеноаморфны. В результате их прокаливании обычно восстанавливается структура циркона, однако при далеко зашедшем метамиктном распаде рентгенограммы прокаленных минералов часто несколько отличаются от рентгенограмм кристаллических минералов.

Непостоянство состава минералов группы обусловило появление большого количества особых, часто лишних названий, главным образом для торитов. Отдельные минералы, близкие как к циркону, так и к ториту, не изучены детально современными методами, их соотношение с цирконом и торитом остается не ясным.

В группу циркона условно отнесен ненадкевит, природа которого требует уточнения.

Л и т е р а т у р а

1. Mumpton F. A., Roy R. Geoch., cosm. acta, 1961, 21, Nos. 3-4, 217.
2. Сидоренко Г. А. Рентгенография минерального сырья, 1963, № 3, 55.
3. Костылева Е. Е. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», Изд-во АН СССР, 1946, 27.
4. Ахманова М. В., Леонова Л. А. Геохимия, 1961, № 5, 401.

Циркон Zircon



Название произошло, возможно, от «жаргон» — так назывались желтые с алмазным блеском цирконы с Цейлона, принимавшиеся за низкосортные алмазы. Вернер в 1782 г. поместил «жаргон» в свою систематику под названием циркона. Возможно также происхождение названия от персидского цар — золото и гун — цвет (Бетехтин).

Синон. Линкуруион — lyncurion (Теофраст, 3 в. до н. э.), мелихриз — melichryscos (Плиний, 77 г. н. э.), цирконит — zirconite (Шумахер, 1798), остранит — ostranite (Брайтхаупт, 1830), диохром — Diachrom (Скакки, 1841), азорит — azorite (Тешемахер, 1847; по Дана, 1850, является цирконом). ауэрбахит или ауербахит — auerbachite (Герман, 1858), хельдбургит (гельдбургит) — heldburgite (Людеке, 1879; по Штрунцу, 1957, является цирконом), поликразилит — polykrasilith (Линеман, 1885), деркониер — serkonier (Кёхлин, 1911).

Эрдманнит — erdmannite (Эсмарк, 1853. Брётгер, 1890), михаэлсонит — michaelsonite (Дана, 1868) частично являются измененными цирконами.

Кикиквасеки — kikikwaseki — смесь циркона и ксенотима (по Хью).

Разнов. По цвету и прозрачности: гиацинт, жаргон, энгельгардит; по морфолого-генетическим особенностям: аршиновит; по составу: малакон и циртолит.

Характ. выдел. Одиночные вросшие и наростные кристаллы (от мелких до 10 см и более), сростки кристаллов, реже зерна; агрегаты неправильной формы, иногда лепешковидные, частью радиально-лучистые (малакон, циртолит и другие редкоземельные разновидности); также землистые скопления, натеки (аршиновит); известны псевдоморфозы по каташлеиту (гельдциркон).

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^{19} — I_4/amd .

a_0	c_0	$a_0 : c_0$	М-ние	Характеристика	Автор
6,6164	6,0150	1:0,909	Ильменские горы	Уд. в. 4,67, радиоактивность 72α мг/час	Крестанович 1958 [1]
6,622	6,024	1:0,909	Сербия, из гранитного пегматита	Слабометамиктовый; U — 1,09, Th — 0,09, H ₂ O — 1%	Крестанович 1964 [2]
6,59	5,94	1:0,901	Разные м-ния	—	Всгард 1925; Уайкоф 1928 [3]
6,586—6,595	5,968—5,970		Из кимберлитов Якутии	—	Бобривич и др. [4]
6,615	5,994		Из метеорита Атакамы	—	Марвин, Клайн [5]

Разновидности циркона (малакон, цирголит и др.) обычно в той или иной степени метамиктны.

Описание структуры см. во введении к группе циркона. Решетка ионная, соотношение расстояний Zr — O и Si — O постоянно, эффективный заряд Si между 1⁺—2⁺ [6]. У ильменского циркона с указанными выше параметрами элементарной ячейки [2] межатомные расстояния в SiO₄-тетраэдрах близки к их значениям в других силикатах: O — O = 2,42 (два расстояния), 2,73 (четыре), Si — O = 1,61 Å; из восьми атомов O, окружающих атом Zr, четыре O расположены на расстоянии 2,15 Å и четыре других на расстоянии 2,29 Å, образуя неправильные полиэдры [1]; в слабометамиктном сербском цирконе (см. выше) межатомные расстояния в SiO₄-тетраэдрах O — O = 2,47 (два), O — O = 2,73 (четыре), Si — O = 1,62 Å, Zr — O = 2,13 и Zr — O = 2,33 Å (четыре) [2]. Сравнение электронных плотностей этих двух цирконов указывает на разрыв связи Zr — O при метамиктном распаде со слабым изменением ориентировки SiO₄-тетраэдров [2]. Радиационные искажения структуры метамиктного циркона могут исправляться в процессе температурного воздействия при метаморфизме [7].

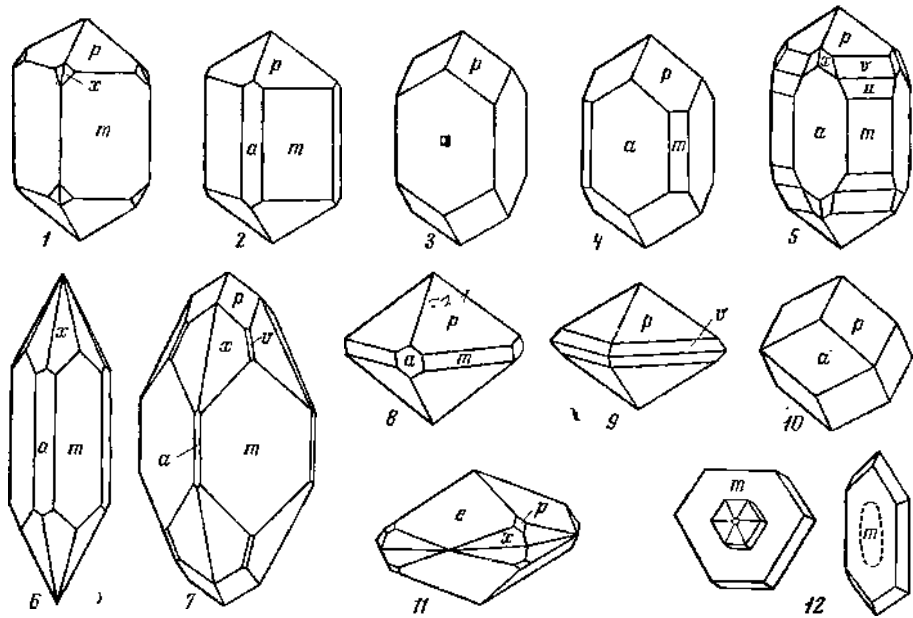
Дитетраг.— дипирамид. кл. $D_{4h}-4/mmm$ (L_44L_25PC); $a : c = 1 : 0,6403$ (Купфер, 1825).

Более обычные формы [8—19]:

	φ	ρ		φ	ρ
✓ a 100	0°00'	90°00'	φ 774	45°00'	57°44'
m 110	45 00	90 00	ψ 221	45 00	61 05
e 101	0 00	32 38	u 331	45 00	69 47
ξ 113	45 00	16 47	q 551	45 00	77 32
β 112	45 00	24 21	π 643	56 18	56 59
ρ 111	45 00	42 09	✓ x 311	71 34	63 43
d 553	45 00	56 28	y 411	75 58	69 15
			z 511	78 42	72 59

pp (111) : (111) = 56°40'	ll (101) : (011) = 44°50'	xt (311) : (110) = 36°41'
vv (221) : (221) = 76 29	pa (111) : (100) = 61 40	xx (311) : (131) = 47 17
uu (331) : (331) = 83 09	xa (311) : (100) = 31 43	xx (311) : (311) = 32 57

Порядок значимости форм по Шафрановскому [11]: p(111), m(110), a(100), x(311), u(331), e(101). Базопинакоид c(001) редок.



Фиг. 22. Кристаллы циркона

1—6 и 8—11 — Урал (по Кокшарову); 7 — Гебридские о-ва (по Хэдлу); 12 — Якутия (по Ипатьевой)

Второстепенные, редкие и вициальные формы:

310	501	14.14.25	11.11.6	552	881	763	544
301	701	776	332	16.16.5	991	655	535
401	559	554	773	661	766	545	533

Морфологическая, общепринятая для цирконов установка отличается от рентгеновской поворотом на 45° около вертикальной оси ($0,6403 \times \sqrt{2} = 0,9055$).

Кристаллы очень разнообразны (фиг. 22), по облику могут быть разделены на следующие группы.

1. Призматические кристаллы [12, 20]: а) цирконовый тип — с преобладающим развитием призмы $m(110)$ и дипирамиды $p(111)$ того же рода (фиг. 22, 1, 2); б) гиацитный тип — с преобладающим развитием призмы $a(100)$ и дипирамиды $p(111)$ другого рода (фиг. 22, 3, 4); в) гиацитово-цирконовый тип — с равным развитием призм $a(100)$ и $m(110)$ с доминирующей дипирамидой $p(111)$ (фиг. 22, 5), в подчиненном развитии обычно грани дипирамид $v(221)$ и $u(331)$ и грани $x(311)$; кристаллы этого типа распространены в гранитоидных породах, гранитных пегматитах, пегматитах сиенитов и пегматитах нефелиновых сиенитов, контактирующих с гранитами и гнейсами. Удлиненно-призматические до игольчатых кристаллы, часто острокопечные вследствие сильного развития граней $x(311)$ (фиг. 22, 6, 7), наблюдаются среди аксессуарных цирконов гранитных пород, особенно в древних гранитах, кристаллизовавшихся в условиях быстрого охлаждения (граниты апикальных и близповерхностных частей интрузивов, гибридные граниты).

Указывалось, что комбинация форм (100) и (111) наблюдается на кристаллах циркона из пегматитов с иттриевыми минералами, а комбинация форм (110) и (111) — на кристаллах из пегматитов с цериевыми минералами [13].

2. Дипирамидальные кристаллы: а) ауэрбахитовый тип — образованы гранями $p(111)$ без граней призм и других дипирамид или при сильно подчиненном их развитии (фиг. 22, 8, 9); наблюдаются у циркона нефелиновых сиенитов, акцессорного циркона гранитов поздних фаз; б) дипирамидальный тип — образованы гранями нескольких дипирамид: $v(221)$, $u(331)$, $p(111)$ при очень слабо развитой призматической зоне — характерны для циркона из карбонатитов, зон альбитизации, альбитовых жил [14]. Дипирамидально-призматические кристаллы встречены в пегматитах Урала [21].

Кроме указанных, встречаются также кристаллы изометрического облика (фиг. 22, 10), сильно укороченные по оси c . В сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитах Урала наблюдаются дипирамидально-призматические кристаллы бочонкообразного облика с $m(110)$, $p(111)$, $v(221)$ и $u(331)$. Кокшаровым описаны дипирамидальные кристаллы из золотоносных россыпей Сибири с преимущественным развитием граней дипирамиды $\epsilon(101)$ — «энгельгардиты» (фиг. 22, 11).

Наиболее богатые комбинации форм отвечают наиболее частому короткопризматическому габитусу; относительно бедны формами тупые дипирамидальные кристаллы циркона [22].

Уплощенные по $m(110)$ до тонкопластинчатых кристаллы, а также их сростки по призме наблюдались в гранит-порфирах и в мелкозернистых биотитовых гранитах эндоконтактовой оторочки Омчикандинского массива в Якутии (фиг. 22, 12) [23].

В пегматитах и гранитах Коростеньского массива на Волыни встречены сростки кристаллов циркона по призме (фиг. 23), многоглавые кристаллы с несколькими головками на общей призме (фиг. 24), скипетровидные кристаллы (фиг. 25), кристаллы с пониженной симметрией, образовавшиеся в стесненных условиях роста [24].



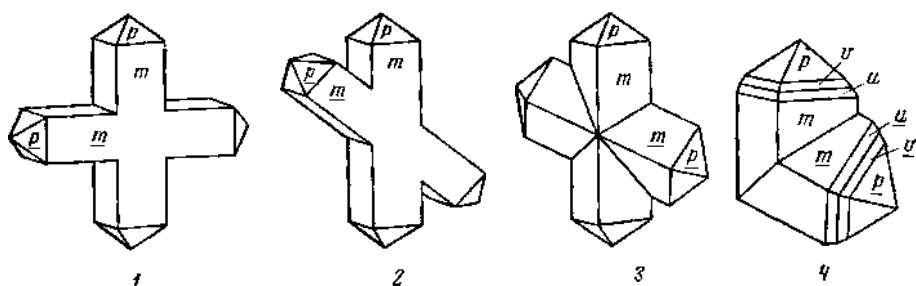
Фиг. 23. Сростки кристаллов циркона по призме (по Агафоновой)



Фиг. 24. Кристалл циркона с несколькими головками (по Агафоновой)



Фиг. 25. Скипетровидный кристалл циркона (по Агафоновой)



Фиг. 26. Двойники циркона

1 — по (111), 2 — по (221), 3 и 4 — по (101); 1—3 — Гендерсон, США (по Хидену и Прату); 4 — Ренфрю, Канада (по Хидену)

Двойники (фиг. 26): по (111) и (221)— крестообразные двойники прораствания, по (101)— коленчатые (как у рутила) и крестообразные. Двойники наиболее характерны для микроскопически мелких кристаллов.

Грани блестящие за исключением (100); последние часто матовые со следами разветвления. На гранях (111) кристаллов дипирамидального облика из пегматитов нефелиновых сиенитов Хибин часто наблюдаются скелетные фигуры роста [15]. Метакристаллы циркона в альбите часто пустотелые и футлярообразные [25] (фиг. 27).

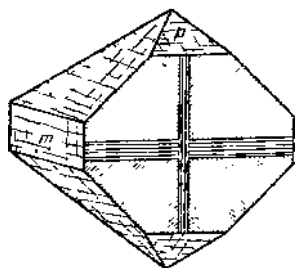
Часто наблюдается зональное строение кристаллов. Первичная зональность образуется в процессе роста, проявляется в чередовании зон, отличающихся по окраске, двупреломлению и степени метамиктности (фиг. 28); обусловлена колебанием состава, например содержания редкоземельных элементов [26, 27]. Вторичная зональность или слоистость обусловлена нарастанием позднего циркона на ядра более раннего; часто отмечается для цирконов из гнейсов и гранитов [28—30]. Отмечено мозаичное строение кристаллов с Урала и из Приазовья, проявляющееся в виде своеобразной штриховки на гранях, а также на сколах по спайности (фиг. 29) [18, 19].



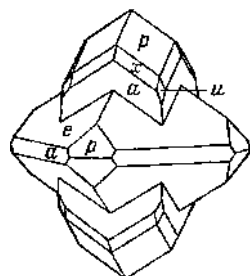
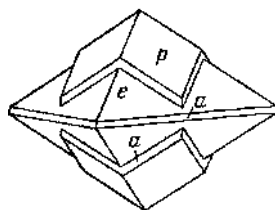
Фиг. 27. Метакристалл циркона среди альбита
Школы скрещены. Увсл. 150
(по Руденко)



Фиг. 28. Зональный кристалл циркона
(по Хоппе)



Фиг. 29. Характер штриховки на гранях и на плоскости спайности циркона (по Еремсеву)



Фиг. 30. Закономерное срастание циркона с ксенотимом, Карелия (по Лабунцову)

Наблюдаются закономерные срастания с ксенотимом, главным образом у кристаллов циркона (циртолита), образованных гранями (100) и (111)—вертикальные оси обоих минералов параллельны (фиг. 30) [17]. Отмечаются закономерно ориентированные вроски кристаллов циркона в мусковите: грань (100) циркона параллельна (001) мусковита [31].

Наиболее разнообразны срастания циркона с пироксеном [32, 33]: 1) грань (111) пироксена \parallel (100) циркона, ребро $[11\bar{2}]$ пироксена \parallel $[010]$ циркона; 2) L_4 пироксена \perp (100) циркона, ребро $[110]$ пироксена \parallel (001) циркона; 3) грань (111) пироксена совпадает с (111) циркона. Кристаллы пироксена, выросшие на кристаллы циркона, ориентированы осью $L_4 \parallel$ или $\perp L_4$ циркона, или при нарастании пироксена на грань (111) циркона ось L_4 пироксена \perp (111) циркона [34].

Обычны различные включения [35, 36], особенно в метасоматических цирконах: а) включения других минералов: апатита, магнетита, ильменита, пироксена, ортита, биотита, рутила, полевого шпата и др. [35]; в цирконах из лемзы отмечены включения чевкинита, ильменита и магнетита [37]; б) газовые и газовой-жидкие включения [35, 38] (фиг. 31); наиболее обычны в цирконах из эффузивных и из щелочных пород (Мегринский плу-



Фиг. 31. Газовые и газовой-жидкие включения в цирконе, Аризона. Увел. 220 (по Силверу)

Фиг. 32. Кристаллы циркона с включением более ранних метамиктных цирконов, Украина (по Марченко)



тон в Армении) [29, 39]; в) овальные включения (ядра) ранее образовавшихся цирконов, иногда метамиктных или содержащих газовой-жидкие включения (фиг. 32) [28—30, 36, 38].

Включения циркона, в том числе мельчайшие, в ряде минералов (биотите, цинивальдите, андалузите, корднерите, хлорите, роговой обманке, турмалине и др.) окружены ореолами, окрашенными более интенсивно, чем вмещающий минерал, и часто плеохроирующими («плеохроичные дворники»). Их образование связано с воздействием радиоактивного излучения циркона.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. у мелких кристаллов не проявляется, у крупных проявляется несовершенная сп. по (110) и (111) (в морфологической установке); отмечалась также сп. по (100) [13, 32]; иногда спайность по $m(110)$ более отчетливая, чем по $p(111)$. Имеется указание на появление спайности при нагревании [40]. Изл. полураковистый и раковистый. Тв. $7\frac{1}{2}$, у метамиктных цирконов 6—7. Микротвердость 1114—1505 кг/мм^2 , по Янгу и Милмэну [41], по Лебедевой — в пределах 841—1461 кг/мм^2 у собственно циркона, 300—841 у цирколита; грани (111) имеют большую твердость, чем грани (110) [42]; на гранях (111) она выше у более ранних цирконов, чем у более поздних [14].

Константы упругости циркона:

	Модули упругости ($\cdot 10^{11}$ дин/см ²)					
	c_{11}	c_{22}	c_{44}	c_{66}	c_{12}	c_{13}
Из неизвестного месторождения [43]	7,35	4,60	1,38	1,60	0,90	-0,54
из Ильменских гор [44]	25,85	38,08	7,33	11,13	17,91	15,42

	Кoeff. упругости ($\cdot 10^{-13}$ см/дин)					
	s_{11}	s_{22}	s_{44}	s_{66}	s_{12}	s_{13}
Из неизвестного месторождения [43]	13,9	22,1	72,0	62,0	-1,6	1,4
из Ильменских гор (Урал) [44]	7,90	3,67	13,64	8,98	-4,71	-1,29

Кoeff. сжимаемости $\beta = 47,6 \cdot 10^{-13}$ см²/дин [43], $48,3 \cdot 10^{-13}$ см²/дин [44].

Уд. вес около 4,7 (вычисл. 4,6), у метамиктных цирконов уд. вес 3,9—4,2 [45]. Цв. — обычно бурый, желто-бурый, желтый, вишне-желтый, реже серый, светло-желтоватый до белого, очень редко красный, голубой (цирконы из лавы Монгка) [46], черный; урансодержащие метамиктные цирконы бывают зеленые, черные (о-в Цейлон, Слюдянка), молочно-белые [10, 14, 45]. Окраска циркона и ее оттенки в одном и том же месторождении могут меняться в зависимости от парагенезиса: в Ильменских горах циркон нефелиновых жил, ассоциирующийся с лепидомеланом и ильменитом, — светло-желтый или бесцветный; циркон, образующий включения в нефелине, имеет розоватый или лиловатый оттенок [14], в лепидомелане — нередко прозрачный, сходный с цейлонским гиацинтом [8]. Разнообразные цвета и их оттенки наблюдаются в цирконах одной и той же жилы и в разных частях одного кристалла [14].

Окраска, особенно красная, голубая, зеленая, черная, изменяется от света, нагревания и действия рентгеновских лучей [47]. Красные и мясо-красные цирконы из района Лаахерского озера на свету становились молочно- и желто-белыми, гиацинтово-красные — буро-красными; при длительном хранении в темноте окраска восстанавливалась; при прокаливании окраска исчезала или переходила в серую и молочно-белую [10]. Черные метамиктные цирконы Цейлона при прокаливании становятся зелеными, зеленые — обесцвечиваются или делают молочно-белыми [45].

Окраска возбуждается F-центрами [47] или смещением электронов с их орбит под влиянием радиоактивного излучения находящихся в решетке U, Th и Ra. Окраске акцессорного циркона пород придается генетическое значение: цирконы наиболее древних пород разных районов Японии характеризуются розовой окраской, вызываемой длительным процессом радиоактивного воздействия [48]. Причиной окраски могут быть также примеси железа и органического вещества; на это указывает изменение цвета некоторых цирконов при нагревании в окислительной и восстановительной атмосфере.

Черта буроватая. Бл. у прозрачных разновидностей сильный, почти алмазный, у малопрозрачных — стеклянный; в изломе блеск жирноватый. Просвечивает, реже прозрачен (драгоценный камень).

Непроводник электричества; диэлектрическая постоянная циркона из мариуполитов Украины 11,55 [49], у циркона с Сейлона 12,6 параллельно оси *c*, 12,81 перпендикулярно оси *c* (диэлектрически слабо отрицателен) [50]. Магнитная восприимчивость $\chi = (-)1,15 \cdot 10^{-6}$ у циркона из неизвестного месторождения [51], у акцессорного циркона мариуполитов $1,040 \cdot 10^{-6}$ в ед. CGSE при напряжении 8800 *эрт*, 0,820 при 13 000 *эрт* и 0,756 при 14 800 *эрт* [49].

Иногда при магнитной сепарации циркон попадает в электромагнитную фракцию, что обусловлено наличием примесей [52].

Термолюминесцирует; интенсивность термолюминесценции зависит от элементов-примесей: Mn и Sr способствуют термолюминесценции, примесь Fe ослабляет ее; темноокрашенные, непрозрачные цирконы с повышенным содержанием радиоактивных элементов обнаруживают незначительную термолюминесценцию [53].

В ультрафиолетовых лучах свечение от малозаметного бледно-желтого до ярко-желтого, оранжевого и оранжево-желтого; наблюдается также темно-бурое и бархатно-черное свечение, иногда зеленовато-желтое, в единичных случаях — лиловое [47]. Полностью метамиктные цирконы обычно не светятся. Установлены два типа центров люминесценции: 1) Eu^{2+} — две группы линий 4800 и 5800 Å, 2) радиоактивный распад U и Th — широкая полоса около 6000 Å. Цирконы с центрами люминесценции второго типа имеют желто-бурю окраску [54]. Интенсивность свечения изменчива. Цирконы из пегматитов щелочной полосы Урала, приуроченных к разным породам, светятся по-разному: цирконы из миаскитов и биститовых сипитов Ильменских и Вишневых гор, по Халезовой, — зеленым цветом, из альбитизированных пегматитов — белым, иногда с сиреневым оттенком, из пегматитов — лиловым или белым [14]. По наблюдениям Пришбрама [47], у ильменских цирконов отмечается желтая, зеленая или красная флуоресценция. У обогащенного гафнием циркона из литиевого пегматита Карибид золотисто-желтая флуоресценция [55].

Наиболее постоянное свечение наблюдается в интервале 240—300 *м.м.к.* Наиболее широкий спектр возбуждения имеют неизмененные прозрачные кристаллы. Увеличение длины волны до 3650 Å иногда уменьшает и даже уничтожает свечение, но нередко усиливает его. Красный цвет свечения связывается с примесью в цирконах Sm и Tl, зеленый — Dy [47]; в видимой области спектр состоит из двух групп линий: 470—490 и 560—610 *м.м.к.*; группа линий различной интенсивности в ультрафиолетовой области принадлежит Gd; линейчатый характер люминесценции циркона в желто-зеленой и синей областях вызван примесью Dy, полоса свечения в желто-оранжевой области — примесью U [56].

Циркон изверженных пород проявляет более или менее одинаковое свечение, у циркона из осадочных пород оно, как правило, меняется от зер-

на к зерну [57]. Способность люминесцировать, прозрачность и окраска ослабевают у цирконов, подвергавшихся действию более поздних растворов [58]. Характер и интенсивность свечения акцессорного циркона пород могут быть использованы для корреляции пород различного возраста и сравнения условий их образования [48, 57]. Инфракрасные спектры показывают наличие в цирконах гидроксильных групп [2].

Флотируется [59] в щелочных пульпах олеиновой кислотой, олеатом натрия, алкилсульфатом; при мыльном собирателе порядок флотиремости: циркон — монацит — рутил — ильменит. Из смеси с рутилом и ильменитом циркон выделяется флотацией раствором мыла после предварительной обработки кислотой. Мыла насыщенных кислот являются более эффективными собирателями, чем мыла ненасыщенных кислот. Минералы железа флотируются вместе с цирконом и отделяются от него магнитной сепарацией. Сернистый натрий (не выше 10 мг/л) активизирует флотацию циркона [60].

Микр. В шлифах прозрачен, бесцветный, желтоватый, оранжевый, розоватый, очень редко бледно-фиолетовый. Характерна шагреньевая поверхность. Часто наблюдаются зоны, отличающиеся по окраске и двупреломлению и параллельные контурам кристаллов. Полосчатость цирконов с Цейлона, которая описана как двойниковая, оказалась результатом различия в характере радиоактивной примеси в зонах кристаллов [61]. Одноосный (+).

Оптические константы, уд. вес и твердость по Вилчелу:

	Нормальный циркон	Чистячо метамиктный циркон	Полностью метамиктный малакон
n_e	1,962—2,02	1,92—1,96	1,76—1,92
n_o	1,92—1,96	1,90—1,92	1,76—1,90
$n_e - n_o$	0,04—0,06	0,02—0,04	0,00—0,02
Уд. в	4,6—4,71	4,2—4,6	3,9—4,2
Тв.	7 $\frac{1}{2}$	7	6—7

Дисперсия показателей преломления и двупреломления циркона из Таиланда с уд. весом 4,632 по Кальбу [62]:

	Li	Na	Tl
n_e	1,9769	1,9847	1,9920
n_o	1,9189	1,9255	1,9226
$n_e - n_o$	0,05889	0,0592	0,0594

У акцессорного циркона гиацинтового типа $n_e = 1,966—1,981$, $n_o = 1,920—1,929$, $n_e - n_o = 0,040—0,054$; интенсивно окрашенный слабо плеохроирует [63]. У циркона из якутских кимберлитов $n_e = 1,923$, $n_o = 1,916$ [4]; из метеорита Атакамы $n_e = 1,962$, $n_o = 1,920$ [5]. Часто двусосный, с 2V до 10°; $n_g = 1,9820$, $n_m = 1,9277$, $n_p = 1,9272$ у «беккарита» с Цейлона; нередко имеет очень низкое двупреломление или изотропен (метамиктные гидратированные цирконы, которые после прокаливании становятся одноосными) [63].

Хим. Теор. состав: $ZrO_2—67,01$, $SiO_2—32,99$. Содержит примеси Hf, Th, U, TR, Ca, Fe, Al, реже Sr, Y, Nb, P [64]. Значительная часть элементов-примесей принадлежит микровключениям апатита, магнетита, пирохлора, полевых шпатов, ториапита и других минералов. На основании изучения с помощью электронного микроскопа сделан вывод о существовании структур распада твердого раствора ксенотима в цирконе [65].

Наиболее достоверны изоморфные замещения: циркония на Hf, Th, U, TR, кремния — на P. Цирконы, не содержащие гафния, большая ред-

кость [66—69]. Содержание HfO_2 в аксессуарных цирконах гранитных пород около 1%, несколько выше оно в цирконах лейкократовых гранитов, аляскитов и конечных продуктов дифференциации отдельных магматических комплексов [66, 68, 71].

В цирконах нефелиновых сиенитов и их пегматитов содержание Hf ниже, чем в цирконах гранитных пород и их пегматитов [70, 72, 73]; в цирконах, образовавшихся в связи с альбитизацией и метаморфизмом пород Криворожья, содержание Hf изменчиво [14, 68, 74]. В цирконах малакитового и циртолитового типа, образовавшихся при альбитизации и грейзенизации, содержится до 7—10% HfO_2 [66, 75]; наиболее высокое содержание HfO_2 (свыше 20%) установлено в цирконе из Ивеланда [76], из Карибуба и из Мгоко (Африка) [55]. Содержание ThO_2 и UO_2 от следов до 1% [77, 78]. Отношение Th/U в аксессуарном цирконе из отдельных гранитных плутонов относительно постоянно и равно 0,2—0,6, в цирконах из пегматитов 0,1—2,2 [77]. Радиоактивный распад изотопов элементов приводит к накоплению в цирконах Ra и изотопов Pb. Содержание Ra в 1 г циркона Среднего Урала $2,75 \cdot 10^{-10}$ — $1,2 \cdot 10^{-11}$ (эманационные измерения) [10]. Радиоактивность циркона колеблется от 10 до 1500 *α/мгчас*, иногда выше. Pb от $2 \cdot 10^{-6}$ до $200 \cdot 10^{-6}$ % и более. Допускается, что весь Pb в цирконах радиогенный. По соотношению изотопов $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}$, $\text{U}^{235}/\text{Pb}^{207}$, $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{206}$ и $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ определяется возраст цирконов [79, 77].

Наиболее достоверный абсолютный возраст докембрийских гранитов Побужья определен по отношению $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ в цирконах; он согласуется с возрастом сингенетичных монацитов. Использование отношений $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}$, $\text{U}^{235}/\text{Pb}^{207}$ и особенно $\text{Th}^{232}/\text{Pb}^{208}$ [77] приводит к заниженным значениям абсолютного возраста. Часто наблюдаемое несоответствие возраста циркона, определенного по свинцовому методу, возрасту других минералов той же породы, определенным по K—Ar методу, может быть объяснено наличием в кристаллах «ядер» древних цирконов; это характерно для цирконов метаморфизованных терригенных осадков и гнейсогранитов. Некоторые цирконы содержат включения других древних минералов со свинцом. Для определения возраста более пригодны мелкие кристаллики аксессуарного циркона из пород, чем крупные кристаллы из жил [79].

Нарушение структуры циркона под действием радиоактивного излучения со смещением дифракционных линий позволяет вычислять абсолютный возраст по величине угла отражения линии (112) и активности циркона с использованием эталонной кривой и уравнения, предложенного Харлем и Фернберном [77].

В обычном цирконе содержание TR_2O_3 составляет до десятых долей %, в малаконе и циртолите — до нескольких процентов, в редкоземельных разновидности (хагаталите, оямалите и др.) — до 17%. Редкоземельные элементы в цирконе из гранитов представлены Y и элементами иттриевой группы — Yb, Er, Dy и др.; для циркона из гранитных пегматитов наиболее типичен Yb, менее — Er и Dy [80—83]. Цирконы из нефелиновых сиенитов обычно обогащены Ce и Nd [81]. С помощью ЭПР в цирконах установлен Er^{3+} [84]. В радиоактивных цирконах присутствует гелий — продукт распада U или Th [85].

Указание Хевеши на прямую зависимость между содержанием в цирконах Y, Hf и Ca не подтверждено более поздними данными [63]. Наличие небольшого количества Ca довольно обычно для цирконов. В отдельных участках выделений циркона (возможно, измененного) из пегматитов Пьеренмаа в Финляндии, по данным рентгеновского микроанализа, содержится 1% MnO , 2—3% CaO и 12% Y_2O_3 [65].

Спектральным и рентгеноспектральным методами обнаруживаются также Sr, реже — Ba [70]. В цирконе из Хибинского массива, содержащем 1,4% Ca, Переверзевой [64] установлена сульфатная сера (предполагается изоморфная примесь CaSO_4).

Содержание (Nb, Ta) $_2\text{O}_5$ обычно не превышает 1% [82, 86]. В наэгите оно достигает 7,69%. Методом ЭПР установлен Nb^{4+} [87] наряду с пресбладающим Nb^{5+} [88]. Содержание фосфора незначительно (изоморфное

замещение $(\text{SiO}_4)^{4-}$ на $(\text{PO}_4)^{3-}$, иногда фосфор входит в состав микровключений апатита. Существует предположение о прямой зависимости между содержанием в цирконах P и Hf [89]. В аксессуарных и жильных цирконах гранитоидов отмечаются примеси Sc, V, Be [90]. В некоторых цирконах содержание Sc достигает 0,05%; Sc^{3+} входит в циркон в виде ScPO_4 , почти целиком переходящего в серпокислую вытяжку, часто вместе с иттрием [75, 91]. Gd^{3+} методом ЭПР установлен в кристаллах циркона многих месторождений Франции, Цейлона, Австрии, Бирмы, Тасмании. ЭПР спектр Gd^{3+} получен для кристалла прозрачного циркона [91]. В аксессуарном цирконе из гранитоидов Приазовья обнаружен Ga — $1,90 \cdot 10^{-4}\%$ [92]; в аксессуарном цирконе из гранитоидов Кавказа содержатся Cu и Sr [93]. В цирконе из гранитоидов Полярного Урала до 0,3% SpO_2 .

Цирконы обычно содержат H_2O — до десятых долей процента, редкоземельные и метамиктные — свыше 1%; вода выделяется при нагревании постепенно в интервале 200—600° [94].

Циркон с повышенным содержанием воды — гидроциркон состава $\text{ZrSiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{Zr}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{2x}$ — получен при изучении системы ZrO_2 — SiO_2 — H_2O ; около 140° получена $\text{Zr}(\text{OH})_4$ [95].

Экспериментально доказано изоморфное замещение группы (SiO_4) группой $(\text{OH})_4$ [8, 95, 96]. Наличие гидроксильных групп подтверждено и данными инфракрасной спектроскопии [2].

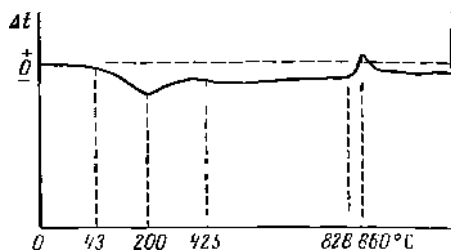
Анализы циркона (хим. анализы разновидностей см. Разнов.):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—
MgO	0,29	0,12	—	—	—	—	—	Не обн.	0,09
CaO	—	—	—	0,19	0,24	0,06	—	—	0,50
MnO	Не обн.	Не обн.	—	—	—	0,08	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
Al_2O_3	0,33	0,50	—	—	—	0,40	—	Не обн.	2,06
Fe_2O_3	0,29	1,55	0,55	0,34	0,13	0,11	0,27	0,83	0,33
TR_2O_3	0,04	0,03	0,44	0,09	0,52	—	—	—	—
$(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$	—	0,02							
ThO_2	0,03	0,02	—	—	—	—	—	—	—
U_3O_8	—	—	—	—	—	—	—	0,86	Не обн.
SiO_2	34,30	32,86	31,70	32,52	32,65	32,34	31,34	31,08	32,34
TiO_2	0,22	0,13	0,09	0,04	Не обн.	—	Сл.	Не обн.	—
ZrO_2	59,94	59,62	66,29	65,90	65,56	65,27	66,57	67,14	56,23
HfO_2	1,06	0,78							
P_2O_5	0,34	0,17	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	0,44	2,33	—	—	—	—	—	Не обн.	—
H_2O^+	1,12	0,69	0,56	0,02	—	0,03	—	—	0,50
H_2O^-	0,10	0,16	0,27	0,20					
П. п.	—	—	—	—	0,30	—	0,20	—	—
Сумма	98,50	98,98	99,90	99,30	99,40	100,16	100,20	100,25	(100,31)
Уд. в.	<4,4	>4,4	4,474	4,710	4,66	4,70	4,66	3,96	4,52

1 и 2 — аксессуарный из рапакивиобразного гранита, р. Жерев, Коростеньский плутоон, УССР (1 — раннемагматический, 2 — позднемагматический [97]); 3 — из мнискита, г. Валежика, Вишневые горы на Урале, анал. Шарлов [12]; 4 — на пегматита, Курочкин Лог, Вишневые горы, анал. Шарлов [12]; 5 — из пегматита, Цирконовый отрог Кукинсумчорра, Хибинские тундры, анал. Быкова [98]; 6 — из кимберлитов, трубка «Мир», Якутия [4]; 7 — из карбонатитов Себьльверского массива, Кольский п-ов, анал. Исаева [99]; 8 — из грания редкометалльных пегматитов района г. Балагнода на Цейлоне, анал. Быкова [100]; 9 — из пегматитов г. Слюдяной на Алдане, анал. Капитанова; в оригинале сумма 100,35 [83].



Фиг. 33. Кривая нагревания метамиктного циркона
(по Костылевой)



Фиг. 34. Кривая нагревания редкоземельной разности циркона
(по Зюзину)

Дополнительно см. анализы в сводках Костылевой и Владимировой (до 1934 г.) [10] и Дира и др., а также анализы циркопов из Украинского кристаллического щита [101, 102], из Вишневых гор [103], из Хакасской АО [104], из Казахстана [105], из кимберлитов Якутии [106], с Мадагаскара [107] (анализы отдельных зон кристалла), с Тайваня [108], из Японии [109] и др.

Диагн. исп. Слабо разлагается (тонко измельченный) концентрированной H_2SO_4 . Травится парами HF [110]. Сплав порошка циркона с содой растворяется в разбавленной HCl , куркумовая бумажка в растворе приобретает оранжевую окраску. В смеси с $CaCO_3$ разлагается между 1000 и 1200° [111]. На метамиктно измененные цирконы действуют HF , H_2SO_4 , HCl и другие кислоты.

Повед. при нагр. При 1540° начинает разлагаться на ZrO_2 и SiO_2 . Степень диссоциации зависит от температуры и времени нагревания, с возрастанием температуры она быстро увеличивается; полная диссоциация происходит при нагревании в течение 6 час. при 1800°. Продукты диссоциации: монокл. ZrO_2 и кристобалит или монокл. ZrO_2 и стекло [112, 113]. По последним данным Буттермана и Фостера, верхний предел устойчивости циркона 1669—1683° [114].

При температуре выше 1800° сначала наблюдалась диссоциация с появлением стекла и мельчайших кристаллов, затем — ликвиация с образованием двух несмешивающихся жидкостей; одна жидкость распределялась в другой в виде шариков или капель, из нее кристаллизовались мельчайшие кристаллики [115]. При 1700° сплавление гранита с 1% кристаллического циркона, выделенного из гранита, ведет к исчезновению в расплаве кристаллов циркона [116].

При температуре около 800—900° безводные метамиктные цирконы переходят в кристаллическое состояние (иногда отмечается явление «вспыхивания»); при этом на кривой нагревания (фиг. 33) фиксируется экзотермический эффект, уд. вес повышается (зеленые цирконы с Цейлона) [45]. На порошкограммах устанавливаются линии псевдокубической ZrO_2 , SiO_2 и линии $ZrSiO_4$. Редкоземельные разновидности, содержащие H_2O (малакон, циртолит), дают кривые нагревания с эндотермическим понижением около 200° (выделение молекулярной воды) и экзотермическим поднятием при 800—860° (переход в кристаллическое состояние) (фиг. 34) [117].

Нахожд. Широко распространен. Обычный аксессуарный минерал гранитов, гранодиоритов, сиенитов и фельдшпатоидных сиенитов и их эффузивных разностей [82, 118—122], установлен в пемзах [35]. Содержание аксессуарного циркона в гранитных породах колеблется от нескольких граммов до сотен граммов на тонну породы, несколько повышено в лейкократовых гранитах [118]. Для некоторых районов отмечается более

высокое содержание циркона в эффузивных породах по сравнению с гранитами (Ляхович, 1963) [120].

В некоторых жильных сиенитах, нефелиновых сиенитах, цирконовых сиенитах и марнуполитах, подвергшихся альбитизации, а также в альбитизированных гранитах циркон играет роль породообразующего минерала [123, 124]. В рибекит-альбитовых измененных гранитах Казахстана содержание акцессорного циркона достигает 9 кг на 1 т и выше [75]. Наиболее распространен он как акцессорный минерал в вулканических породах Закарпатья (облик кристаллов из апдезита — удлиненно-призматический) [125].

Несколько менее распространен в породах основных магм; наблюдается как акцессорный минерал в габбро, реже в перидотитах и базальтах. Отмечается во многих кимберлитовых породах и пикритовых порфиритах Якутии, частью в виде округлых, как бы оплавленных зерен размерами 2—3 мм серого или розоватого цвета [4].

В эффузивных породах акцессорный циркон — один из ранних минералов. В интрузивных гранитных породах циркон начинал выделяться в незначительном количестве раньше главных породообразующих минералов; его максимальное количество выделялось вместе с цветными минералами [126, 127]. Иногда отмечается несколько генераций акцессорного циркона, например в гранитах Коростеньского массива [129] и гранитах Северного Кавказа [128]. Некоторые авторы ограничивают время выделения циркона периодом кристаллизации темноцветных минералов [130].

Морфологические особенности акцессорного циркона используются для уточнения генезиса пород и происхождения циркона россыпей. В качестве таких особенностей могут служить следующие признаки: отношение длины кристаллов к ширине (коэффициент удлинения), величина зерен, комбинации простых форм, наличие редких форм (например, базопинакоида), окатанность кристаллов, их аутигенное дорастание, наросты на кристаллах и формы наростов, наличие в кристаллах «ядер» более древних цирконов, форма и степень окатанности «ядер», характер оболочки, метамиктность ядер и оболочек, содержание в ядрах и оболочках газовой-жидких и твердых включений, цвет, прозрачность, проявление спайности и трещиноватости, особенности поверхности граней и др. [131—149] (см. также в разделе «Типоморфные особенности циркона»).

Широко распространен в жильных образованиях различного генезиса. Особенно распространен и образует наиболее крупные кристаллы в пегматитах сиенитов, щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов миасскитового типа, например в Ильменских и Вишневых горах [8, 10, 14, 21, 103]; ассоциируется с альбитом, биотитом, ильменорутилом, ферсмитом, пирохлором, ортитом; характерны дипирамидальные, часто зональные кристаллы, нередко скелетные (на г. Каравай кристаллы длиной 7—8 см, в Ильменских горах один из кристаллов имел вес 3,5 кг). В гидротермально-кварцево-арфведсонитовых прожилках Вишневых гор наблюдается в тесной ассоциации с арфведсонитом, чевкинитом, реже с торитом.

В нефелиновых сиенитах графитового месторождения Ботогольского гольца в Восточной Сибири, залегающих среди известняков, циркон в виде призматических кристаллов (до 1,5 см) встречается в пегматитовых выделениях с микроклином, биотитом, кальцитом, содалитом и канкринитом; мелкие дипирамидальные кристаллы, бедные формами, характерны для биотитового нефелинового сиенита; в сплошном графите обнаруживаются черные дипирамидальные кристаллы циркона [150].

В пегматитах щелочных сиенитов Красноярского края (Тагашетское месторождение) циркон, частью метамиктный, сопровождается калиевым полевым шпатом, щелочной роговой обманкой, кварцем, альбитом, гема-

титом, апатитом и рядом редкоземельных циркониевых минералов [151].

В пегматитах нефелиновых сиенитов агпайтового типа в Хибинских Тундрах циркон встречается в различных минеральных ассоциациях [98]: в полевошпатово-альбитовых жилах с ильменитом и эгирином в виде дипирамидальных часто крупных (>1 см) кристаллов, заключенных в мелкозернистых агрегатах альбита; с катаплетом, флюоритом и светло-зеленым эгирин-авгитом, является вторичным по эвдиалиту и катаплету, кристаллы дипирамидального облика располагаются на кристаллах катаплетита; также образует псевдоморфозы по катаплету, среди выделений анальцима — с флюоритом и эгирином; в плохо образованных кристаллах среди радиально-лучистого натролита с включениями эгирина третьей генерации. Как аксессуарный минерал в Хибинах отмечается в фенитизированных гнейсах [152]. В альбитовых породах типа мариуполитов циркон сопровождается пирохлором, беккелитом [25].

В Южной Норвегии (в Фредериксверне, Ларвике) циркон в виде призматических кристаллов встречается в полевошпато-нефелиновых жилах с роговой обманкой, магнетитом, пирохлором (вес кристаллов циркона достигает 100 г) [153].

В месторождении криолита Ивигтут в Гренландии спутниками циркона являются пирит, галенит, сфалерит, молибденит и флюорит [154].

В гранитных пегматитах циркон более редок; встречается в периферических зонах многих плагиоклаз-микроклин-биотитовых пегматитов в виде мелких удлиненных кристаллов, заключенных в выделениях биотита или полевого шпата; особенно распространены его редкоземельные разновидности — циртолит, наэтит и др. В жилах гранитных пегматитов, залегающих в известняках, циркон более обилен и нередко образует крупные кристаллы.

На Слюдянке (Забайкалье) очень темный, почти черный циркон в гранитных пегматитах в призматических кристаллах заключен в зернах полевого шпата, сопровождается магнетитом, ортитом, роговой обманкой; в контакте с боковыми породами дипирамидальные кристаллы циркона желтого и коричневого цвета [155]. Во флогопитоносных телах встречаются призматические кристаллы медово-желтого или красновато-коричневого циркона (до 5 см), заключенные в выделениях измененного скаполита, кальцита, реже — флогопита и диопсида [27]. В жилах гранитных пегматитов среди известняков, например на Мадагаскаре, вместе с цирконом наблюдаются кварц, олигоклаз, альбит, микроклин, диопсид, апатит, титанит, ортит, эпидот, цоизит, редко волластонит [156]. На Кольском п-ове и в Северной Карелии в карбонатитах каледонского комплекса циркон образует мелкие неправильные и скелетные выделения между зернами главных минералов и мелкие кристаллы; ассоциируется с титанитом, канкринитом, цеолитами, кальцитом, пирохлором. В апатит-форстерит-магнетитовых породах мелкие кристаллы циркона образуют включения в карбонатах, реже в апатите вместе с пирохлором, титанитом, магнетитом, баделейтом и сульфидами [99].

Содержится в метаморфических кварцитах и известняках, например в кварцитах иенгской серии на Алдане [157], в районе Пенд Орейль, шт. Айдахо (США), где циркон (микроскопически мелкие кристаллы) образовался одновременно с турмалином, биотитом, андалузитом, везувианом, гранатом, диопсидом и апатитом [158].

В пустотах эффузивных пород (базальты, липариты и вулканические туфы) циркон встречается в виде хорошо образованных кристаллов, иногда редкой для цирконов окраски (красные и синие кристаллы в лаве Нидермендиг в области Монгка, (Камбоджа) [159]. В конгломератах м-ция Витватерсранд (ЮАР) встречаются округлые или призматические зерна цир-

копа до 0,1—0,2 мм с угловатыми ядрами реликтового циркона, окруженными радиоактивными ореолами и радиальными трещинами. Как акцессорный минерал встречен в некоторых известняках, ископаемых углях и фосфоритах [160, 161]. В угольных месторождениях различных стран наблюдались корродированные, часто надломанные кристаллы радиоактивного циркона типа малакона и кристаллы циркона с отчетливо зональным строением, не обнаруживающие радиоактивности [161].

Как устойчивый минерал циркон накапливается в морских и континентальных россыпях. Наиболее обогащены цирконом морские россыпи; в прибрежной полосе морей накапливаются циркон, ильменит, касситерит, монацит. Такие россыпи имеют большое промышленное значение (россыпи на Тихоокеанском побережье Америки, Австралии, Цейлона).

В континентальных россыпях циркон накапливается вместе с ильменитом, рутилом, кианитом, ставролитом (Турапская россыпь Западно-Сибирской низменности [162], Самотканское месторождение (Укр.ССР) [163]). В тесном сростании с рутилом и гематитом циркон содержится в аркозовых песчаниках Южного Урала, образовавшихся за счет докембрийских отложений [164]. Отмечен в фосфоритах Каракалпакии [165]. В Тобольском месторождении в Зауралье в отложениях крупных озер в основании песчаной толщи наблюдается повышенное количество многих минералов — циркона, ильменита, рутила, лейкоксена и др. [166]. Небольшое количество циркона содержится в речных золотоносных россыпях.

Установлен в метеорите типа мезосидерита, найденном в пустыне Атакама; в нерастворимом в кислоте остатке метеорита, состоящего из никелистого железа (55%), пироксена (30%), анортита (10%) и акцессорных троилита, шрейберзита, хромита и рутила, циркон составляет 5%; некоторые зерна его прозрачны и бесцветны, с алмазным блеском [5]. В хондрите из Мунзенберга (Южная Африка) обнаружен циркон в кристаллах (величина 0,12 мм) с хорошо развитой призматической зоной.

Типоморфные особенности. А. Облик и тип кристаллов. Призматический облик типичен для раннемагматического циркона кислых пород. При повышенном содержании в породах кварца характерны дитетрагонально-призматические кристаллы с гранями (110), (100), (311); для среднекислых пород типичен тетрагонально-призматический облик кристаллов с гранями (110) и (111) (Полярный Урал, Тиман) [143, 167]. Кристаллы изометрического или близкого к нему облика, кристаллы с дефектами роста, агрегатные сростки кристаллов характерны для постмагматических цирконов (Кокчетавский массив) [168]. Повышение рН среды вызывает укорачивание кристаллов по вертикальной оси. Дипирамидальный облик типичен для цирконов нефелиновых снейитов, акцессорного циркона гранитов поздних фаз [119, 120, 169], щелочных альбитизированных гранитов (Полярный Урал и Тиман) [148].

Удлиненно-призматические до игольчатых и острокопечные кристаллы свойственны акцессорному циркону кислых изверженных пород, застывших в условиях относительно быстрого охлаждения [127, 139, 140, 142, 170].

Б. Окраска и прозрачность цирконов. Светлая окраска и прозрачность — характерные черты акцессорного циркона ранних фаз формирования массивов гранитов; темная, желто-бурая окраска, непрозрачность и трещиноватость характерны для цирконов молодых гранитов, гранитных пегматитов и цирконов щелочных пород [16, 127, 129, 133, 144, 169]. Пурпурная окраска характеризует U- и Th-содержащие акцессорные цирконы лаврентьевской свиты древнего архея Канады и др.; розовые и фиолето-розовые цирконы характерны для гранитов и гнейсов позднего архея Японии [48]. Различные оттенки окраски (красно-бурые и фиолетовые тона) цирконов из архейских пород Восточного Саяна воз-



Фиг. 35. Форма зерен циркона с наростами, г. Бертус, США
(по Поддверварту и Экелмену)

ники, возможно, в результате повторного высокотемпературного метаморфизма [171]. Зеленый и черный цвет цирконов — типоморфная особенность метамиктных цирконов с повышенным содержанием урана и тория [45, 64].

Есть предположение, что цвет акцессорного циркона из ксенолитов гранитоидов среди вулканических пород может служить индикатором возраста вулканических пород (красновато-бурые кристаллы в ксенолитах древних пород, светлые и бесцветные в молодых породах) [172].

В. Содержание примесей. По данным отдельных авторов, относительно высокое содержание гафния характерно для цирконов пегматитовых жил и акцессорных цирконов более молодых фаз формирования гранитных комплексов; относительно бедны гафнием цирконы нефелиновых сиенитов, метасоматических образований в доломитах, известняках и ряда альбитовых жил [66, 68, 74].

Изм. Наиболее раннее изменение, метамиктное, характерно для уран-торийсодержащих цирконов и их редкоземельных разновидностей [45, 100, 173]. В процессе постмагматической переработки пород и в условиях контактного метаморфизма происходили перекристаллизация ранее образовавшегося циркона (с сохранением иногда реликтовых ядер первичного циркона), их растворение или коррозия граней. В мусковит-альбитовых гранитах Казахстана отмечен циркон в виде мелких зерен реликтового характера [75]. Коррозия граней, округление кристаллов, уменьшение их размеров, появление оболочек и наростов описаны для цирконов из сиенитов, гранитов и гнейсов Горной Шории в Западной Сибири, гранитов Казахстана и др. [73, 174—177] (фиг. 35). Показано, что округление кристаллов циркона из гранитных ксенолитов в Японии находится в прямой зависимости от степени разрушения породы и связано с коррозией зерен циркона [178]. В гранитах Приполярного Урала проявились растворение кристаллов циркона ранней генерации и его переотложение одновременно с мусковитизацией биотита [143].

В россыпях циркон подвержен механическому истиранию [179—181]; отмечается коррозия кристаллов циркона в почвах латеритного типа [180]. В песчаниках и россыпях обнаружен аутигенный циркон, образующий оторочки и паросты на зернах кластического циркона [182].

Образование оторочек на ядрах древних цирконов представляет интерес для понимания условий образования породы и истолкования данных определения абсолютного возраста [138, 174].

Искусств. Получен многими способами: при взаимодействии ZrF_4 с SiO_2 или SiF_4 с ZrO_2 при красном калении (Сент-Клер-Девиль, Карон, 1851), из смеси ZrO_2 и SiO_2 выдерживанием при $1538-1720^\circ$ [183] или в присутствии димоллибдата лития при $700-1000^\circ$ (Отфей, Перрэй, 1888); из смеси ZrO_2 и SiO_2 нагреванием до темно-красного каления (мельчайшие кристаллики) [184]; сплавлением эквимолекулярных количеств ZrO_2 и SiO_2 в циркониевом тигле при температуре выше 1500° [185, 186]. При выдерживании цирконового песка с KF при 1526° происходила рекристаллизация циркона [187]. Микроскопически мелкие кристаллики циркона получены из гелеобразных ZrO_2 и SiO_2 при нагревании с водой в стальной бомбе от 150 до 700° ; реакция ускорялась добавлением незначительного количества ZrF_4 . Циркон, содержащий немного U, был синтезирован путем нагревания в стальной бомбе свежесажденных гелей ZrO_2 , UO_2 и SiO_2 . Циркон, содержащий Th, синтезирован из смеси геля SiO_2 и соосажденных гелей ZrO_2 и ThO_2 при нагревании в стальной бомбе [188]. Получен из смеси $6SiO_2$, ZrO_2 и $3NaCl$ или из смеси $6SiO_2$, ZrO_2 , $2Na_2CO_3$, $CaCO_3$ и Na_2SiF_6 при 450° в виде мелких кристаллов вместе с кварцем [189].

Практ. знач. Применяется (без предварительной обработки или после кислотной обработки) в измельченном виде в огнеупорной и керамической промышленности, а также в литейном деле (для обмазки форм). В меньшем количестве идет для получения двуокиси циркония, металлического циркония, содержащих цирконий сплавов, а также для выделения гафния. Из методов переработки циркона наибольшее значение имеет хлорирование и хлорирование с предварительной карбидизацией [180, 190].

Отл. Пеметамиктный циркон отличается от торита большей твердостью и двупреломлением, нерастворимостью в HCl, свечением в ультрафиолетовых лучах; от ксенотима отличается большей твердостью, отсутствием совершенной спайности по призме (для большинства цирконов совершенная спайность не характерна), отрицательной реакцией на P (некоторые цирконы могут давать слабую реакцию на P), более высокими показателями преломления и меньшим двупреломлением. В отличие от монацита и ксенотима в спектре поглощения циркона нет полос поглощения в видимой области (монацит дает четкие полосы в желтой и зеленой областях, ксенотим — в красной) [191]; от рутила циркон отличается большей твердостью и цветом (рутил в проходящем свете часто красный); от касситерита — меньшим уд. весом, блеском (у касситерита сильный блеск, приближающийся к металловидному), меньшими светопреломлением и двупреломлением; от монацита — большей твердостью, обычным отсутствием совершенной спайности, более высоким светопреломлением и прямым погасанием. В мелких кристаллах от домортьерита циркон отличается более высоким двупреломлением и оптическим знаком. От ряда минералов, обнаруживающих сходное свечение в ультрафиолетовом свете (некоторые содалиты и апатиты, кальцит, корунд и кварц), циркон отличается по оптическим свойствам.

Разнов. По цвету и степени прозрачности. Г и а ц и н т — hyacinth — прозрачный, красный, пурпурный, красно-бурый или розовый циркон. Применяется в ювелирном деле (красная окраска иногда получается прокаливанием).

Частично гяцинтом называют также везувин. Старые русские названия гяцинта: вакиф (по Ферману) [192], лерадоль (по Медоэву) [193], также, предположительно, фатис [192].

Торговые названия: гяцинт-топаз — hyacinth-topaz, Матарасский алмаз — Matara-Diamant, также старлит — starlite (по Хинце — Линку — синий гяцинт — после специальной обработки нагреванием).

Розовые до пурпурных гяцинты являются аксессуарными минералами докембрийских грацитов Верхнего Озера, пурпурные обнаружены в Леви-дианских гнейсах Шотландии [63].

Ж а р г о н — jargon — желтый, дымчатый и бесцветный циркон второстепенного ювелирного качества (жаргоном обозначаются также другие драгоценные камни, по блеску напоминающие алмазы, но меньшей твердости).

Э н г е л ь г а р д и т — engelhardtite — молочно-белый циркон в виде мелких дипирамидальных кристаллов; обнаружен в золотоносных россыпях Сибири, изучен Кокшаровым (1858).

Разновидности по морфолого-генетическим особенностям.

А р ш и н о в и т — arshinovite — метаколлоидный циркон.

Назван в память советского геолога В. В. Аршинова (Разумная и др., 1957) [194]. Синон. Гельциркон — gelzircon (Семенов, 1960) [195].

Мелкие, заметные лишь в шлифах, стяжения, сгустки и прожилки в фосфоритах и фосфатсодержащих туфах, а также в лементе фосфатсодержащих песчаников и конгломератов Казахстана; редко образует тонкие прожилки плотных яшмовидных выделений с трещинами, характерными для метаколлоидных минералов [194]. В щелочных пегматитах Татарского массива нефелиновых сменитов в Енисейском кряже [195] представляет мучнистыми выделениями, растирающимися между пальцами и частично прилипающими к языку.

Уд. вес 2,8—3,3. Изотропен [194, 195] или слабоанизотропен [194]. Прозрачный, почти бесцветный ($n=1,650-1,660$), бурый, малопрозрачный ($n=1,664-1,70$) [194] или желтовато-белый ($n=1,655$) [195].

Анализы:

	1	2		1	2
(Na, K) ₂ O	1,08	—	HfO ₂	0,28	1,30
MgO	Не обл.	0,10	Nb ₂ O ₅	—	0,17
CaO	0,71	2,11	Ta ₂ O ₅	—	0,03
Al ₂ O ₃	3,78	5,49	P ₂ O ₅	1,50	—
Fe ₂ O ₃	3,68	1,65	H ₂ O ⁺	4,40	9,67
TR ₂ O ₃	—	0,27	H ₂ O ⁻	1,04	9,60
SiO ₂	27,90	23,96	F	0,33	—
TiO ₂	0,31	—	Сумма	99,01	100,65
ZrO ₂	54,00	46,30			

1 — аршиновит, Казахстан [194]; отмечена примесь железистого хлорита и апатита; 2 — гельциркон, Енисейский кряж нал. Катаева [195].

Легко растворяется в HNO₃ и HCl. Енисейский гельциркон имеет на кри- вой нагревания понижение в пределах 20—300°. На порошкограмме имеются диффузные линии, отвечающие линиям циркона.

Близок к аршиновиту **г и д р о ц и р к о н** — hydrozircon — циркон с повышенным содержанием H₂O [196], прозрачный, изотропный до слабоанизотропного, не растворим в кислотах. Линии порошкограммы диффузные, но по положению очень близки к цирконовым: α_0 больше и ϵ_0 меньше, чем у циркона; после прокаливании в течение 2 час. при 950° дает по-

рошкограмму циркона. Уд. вес 3,0—3,2. $n=1,70—1,72$. По данным полуколичественного рентгеноспектрального анализа содержит Si и Zr > 10, Fe — 1,1, As — 0,68, U — 0,11, H₂O — 16,6%.

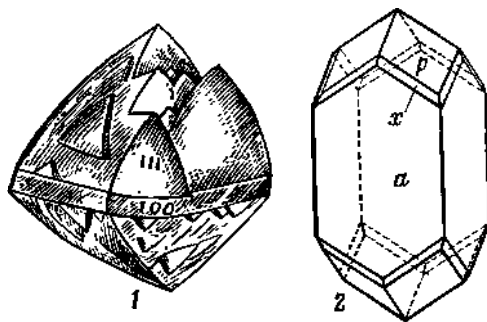
Хим. формула $Zr(SiO_2)_{1-x}(OH)_{4x}$ [196] или $ZrSiO_4 \cdot xH_2O$ [186].

Установлен в урансодержащем аркозовом песчанике Уайнд-Ривер в шт. Вайоминг (США); совместно с ярозитом цементирует зерна кварца.

Разновидности по составу. Малакон — malakon — и циртолит — cyrtolite — с повышенным содержанием U, Th, TR и воды. Метамиктные. Образовались путем преобразования циркона или в результате первичной кристаллизации. Различаются лишь обликом кристаллов.

Название малакона происходит от греч. μαλακός (малакос) — мягкий (Шерер, 1844), название циртолит (иначе киртолит) от греч. κῆρυς (киртос) — кривой (Кук, 1867).

Кристаллы несовершенные с искаженными гранями, у малакона дипирамидальные, у циртолита призматические (фиг. 36). Иногда округлые и лепешковидные выделения со слабо выступающими на их поверхности



Фиг. 36. Форма кристаллов малакона (1) и циртолита (2) (по Костылевой и Лабунцову)

головками кристаллов, также колломорфные выделения [197]; землистые и зернистые агрегаты.

Циртолит часто содержит мелкую вкрапленность уранинита. Отмечались его сростания с тухолитом [198] и закопомерные сростания с ксенохимом [17]. Тв., уд. вес и показатели преломления ниже, чем у циркона: тв. иногда понижается до 4 1/2, уд. вес — до 3,3. Цв. бурый разных оттенков, светло-желтый, близкий к белому. Описан зональный циртолит, в котором центральная часть кристалла неметамиктная, светло окрашенная с уд. весом 4,51, а внешняя бурая, рентгеноаморфная с уд. весом 3,77; по сравнению с внутренней частью внешняя зона кристалла отличается более высоким содержанием Sc, Be и H₂O [199]. Для циртолита указывается светло-зеленая люминесценция [196]. В шлифах малакон и циртолит окрашены неоднородно, пятнисты, трещиноваты. Изотропны, до слабо-двупреломляющих, с пониженными показателями преломления (см. выше).

По сравнению с собственно цирконом, содержат больше TR, U и Th [200]. Содержание U, Th, Zr и Hf в цирконах и малаконах Украины [74]:

	U	Th	ZrO ₂	HfO ₂	$\frac{ZrO_2}{HfO_2}$
Циркон из нефелиновых сиенитов района г. Ждавова	0,04	0,07	61	1,0	61
Малакон из метасоматических тел в эгиринитах	0,76	0,025	44	0,55	80
Малакон из метасоматических залежей в доломитах	1,0	0,075	34	0,40	85

Среди редкоземельных элементов преобладают элементы иттриевой подгруппы, главным образом Dy и Er [69, 197].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	—	—	—	—	0,82	0,59	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,18	0,28	—	—
MgO	—	0,05	0,13	Сл.	0,14	0,17	Сл.	0,18
CaO	—	0,77	0,18	1,07	3,46	4,72	3,00	1,58
MnO	Сл.	Сл.	0,09	Не обн.	0,19	0,11	0,58	0,02
FeO	—	Не обн.	0,34	—	—	—	Не обн.	—
Al ₂ O ₃	—	0,73	2,08	Не обн.	1,22*	0,71	2,73	3,12
Fe ₂ O ₃	3,29	0,72	0,93	2,00	0,92	1,56	1,30	4,16
(Ce) ₂ O ₃	—	0,30	3,04	5,84	1,58	1,42	1,50	0,34
(Y ₂) ₂ O ₃	—	2,66						
SiO ₂	30,64	31,56	33,78	30,37	27,46	28,84	25,04	22,86
TiO ₂	—	0,07	0,22	Сл.	—	0,02	Не обн.	0,06
ZrO ₂	} 65,67	56,85	51,90	49,95	52,39	47,82	46,39	43,03
HfO ₂		1,95	1,90	—	—	1,70	4,31	—
ThO ₂	—	1,29	1,40	0,23	—	—	0,06	0,66
UO ₃	—	0,10	0,17	4,93	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	3,48	1,27	1,29	1,46
Nb ₂ O ₅	—	0,20	0,30	0,53	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,52	0,32	—	0,58	Не обн.	0,52	3,53
H ₂ O ⁺	} 0,95	0,56	1,08	4,90	—	8,52	7,47	10,90
H ₂ O ⁻		0,45	0,45	0,09	—	1,56	4,03	—
П. п.	—	—	—	—	7,28	—	1,70	1,64
Сумма	100,55	98,78	98,31	99,91	99,70	100,01**	99,92	100,30
Уд. в.	4,54	4,3	4,48	—	3,773	3,76	3,273	—

* Включая BaO.

** В том числе 0,72 SO₃.

1—4 — малакон (1 — Ильменские горы, Рожков Ключ, Копь 17, анал. Зильберминд [201]; 2 и 3 — Сибирь, из метасоматических жил [69]; 2 — первая генерация, 3 — вторая генерация; 4 — Средняя Азия, из свинцово-цинкового рудопроявления, анал. Казакова [197]); 5—8 — циртолит (5 — Черная Салма, Северная Карелия, анал. Быкова [17]; 6 — Западная Оленья Варака, анал. Тумелович, материалы Костылевой; 7 — Хета-Ламбно, Северная Карелия, анал. Быкова [199]; 8 — Шари Саунд, Онтарио, Канада, анал. Эльсуорт [190]).

Образование большей части малаконов и циртолитов связано с процессами альбитизации. Малакон в общем характерен для щелочных пород и их пегматитов, обычно сопровождается альбитом, ильменитом, магнетитом, флюоритом, встречается в разнообразных метасоматических образованиях — альбититах, эгириновых породах и др. Циртолит наблюдается в гранитных породах и их пегматитах.

Малакон в пегматитовых жилах Ильменских [8] и Вишневых гор [103] наблюдается в виде кристаллов в полевом шпате вместе с ильменитом и альбитом. В метасоматических альбитовых телах в эгиринитах и около таких тел малакон (с гидрогематитом и апатитом) слагает прожилки. В кварцитах Кривого Рога (УССР) малакон вместе с апатитом образует выделения вокруг крупных зерен диоксида; в метасоматических телах

в доломитах малакон ассоциируется с гидрогематитом и щелочными амфиболами [74].

В метасоматических альбититах Сибири малакон первой генерации отлагался путем замещения рибекита и диопсида, второй генерации образовался позже микроклина. В прожилках, секущих альбититы, в очень небольшом количестве наблюдался малакон третьей генерации с сульфидами (галенит, сфалерит и др.), с ильменитом и астрофиллитом; в альбититах установлено замещение малакона альбитом, фергусонитом, пироксолом, торитом [69]. В Средней Азии в гидротермальных редкометалло-свинцово-цинковых рудах малакон встречается в тесной ассоциации с пиритом, гематитом, магнетитом, галенитом, сфалеритом, флюоритом и карбонатами кальция и магния в виде лепешковидных сферолитов (3—4 см) и лапчато-ветвистых образований (ширина до 15 см); изотропный и слабо анизотропный; $n_e=1,765$, $n_o=1,755$ (анализ 4). Рентгеноаморфный до слабо раскристаллизованного; после прокаливании дает на порошковых линиях циркона, кварца, гематита и магнетита [197].

Циртолит — распространенный минерал гранитных пегматитов [68], особенно архейских и кембрийских; встречается вместе с уранинитом, ксенотимом, тухолитом и др.; частью мелкие кристаллы заключены в выделениях полевого шпата и биотита. В блоковых зонах берилло-мусковитовых пегматитов кристаллы окружают выделения берилла, турмалина или находятся внутри желваков трифилина. В сильно альбитизированных и грейзенизированных пегматитах ассоциируется с колумбитом и бериллом, содержит 5—7% HfO_2 . Наиболее поздний циртолит обнаружен среди мелкочешуйчатого лепидомелана и в трещинах среди альбита, содержит до 14% H_2O [67].

В пегматитах Северной Карелии [17] циртолит представлен несколькими генерациями. Наиболее ранний образует мелкие удлиненные призматические кристаллы и веерообразные сростки в олигоклазе, реже — в кварце, ассоциируется с апатитом, гранатом, карбураном, монацитом, уранинитом. Более поздний — в виде крупных (до 5 см) укороченных бипирамидальных кристаллов и сростков, наблюдается в закономерных сростаниях с ксенотимом, заключен в олигоклазе и мусковите, сопровождается монацитом, ортитом, уранинитом, иногда гранатом; частью слагает лепешковидные образования в мусковите [17, 199]. Для наиболее позднего циртолита характерны почковидные образования, частью радиально-лучистые.

Циртолит — характерный второстепенный минерал пегматитовых тел Алакуртти (Мурманская обл.) и Приладожья [202]. В ассоциации с циртолитом наблюдается пластинчатый «обручевит». В пегматитовом теле Кайта-Тундры циртолит в ассоциации с ортитом, монацитом и уранинитом обычен в участках интенсивной биотитизации с блоковыми обособлениями микроклин-пертита и кварца. Размеры его выделений достигают 5 см. Сростки кристаллов циртолита образуют «веера» или «циртолитовые солнца». Характеризуется повышенным содержанием Gd, Dy, Er, Yb [202].

Циртолит известен и как акцессорный минерал гранитоидов. В гранитах Чаркассарской интрузии он представлен укороченными дипирамидальными и призматическими кристаллами (0,1—1 мм); анизотропный до почти изотропного. Содержит HfO_2 —1—2, Y 0,2—1, Th 1, U до 0,5, Ca 1—3, Fe 2—3% [203].

Имеет локальное распространение в породах габбрового и габбро-диоритового состава на Полярном Урале [204].

По циртолиту определялся возраст пегматитов [205]. Показано, что для определения возраста могут быть использованы лишь циртолиты без вростков уранинита, с равномерным распределением радиоактивного элемента, который захвачен при образовании минерала [17, 198, 200, 206, 207].

Продукт изменения цирколита, известный под названием андербергита — *anderbergite* (Бломстранд, 1886), детально не изучен.

Цирконоиды — *zirconoides* (Костыльва, 1936) [45] — общее название урансодержащих метамиктных цирконов, описанных под разными названиями: эрстедит (иначе эрстедтит, эрстедит, орстедит, орстедит) — *oerstedite* (Форххаммер, 1835; Дана, 1892), адельфолит — *adelpholite* (Гермак, 1851, по Норденшельду, 1864), псевдоциркон — *pseudo-zircon* (Андерсон, Пэйн, 1937), метациркон — *meta-zircon* (Лиц, 1937), рибейрит — *ribeirite* (Флоренсио, 1952), калиптолит — *calyptolite* (Шепард, 1851), орвиллит — *orvillite* (Ли, 1917).

Гафниевый циркон — *hafnium zircon* — в сростаниях с тортвейтитом установлен в гранитном пегматите в области Ивеланд в Норвегии, содержит 22—24% HfO_2 [76]; в цирконе из россыпей Мтоко (Родезия) содержится 21% HfO_2 ; циркон с содержанием 31% HfO_2 встречен вблизи Карибиба в Юго-Западной Африке (SiO_2 —29,20, $\text{ZrO}_2 + \text{HfO}_2$ — 70,20%) [55] в литиевом пегматите с танталитом, марганотанталитом, микролитом, марганцовым апатитом, розовым бериллом, топазом; циркон образует крупные красно-бурые выделения и кристаллы с преобладающими гранями дипирамиды; частично наблюдается в сростаниях с марганотанталитом. Заключен в литиевой слюде, альбите, кварце и каолинизированном полевоом шпате. Обнаруживает золотисто-желтое свечение в ультрафиолетовых лучах. Слабо радиоактивен [55]. У минерала из Родезии уд. вес 4,91, $n_o = 1,972$, $n_e = 1,920$, из Карибиба — уд. вес 5,2, $n_o = 1,97$, $n_e = 1,92$ [55].

Неясно соотношение с цирконом ряда близких к циркону ниобий- и фосфорсодержащих минералов, описанных под особыми названиями.

Наэгит — *naegite* — с 7,69% $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ (анализ 1) и высоким содержанием TR_2O_3 и ThO_2 . Сферические агрегаты в россыпях. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. вес 4,0. Цв. зеленый, черный, коричневый, бурый; $n_o = 1,818$. Обнаружен в оловоносных россыпях Наэги около Такаяма в Японии [208].

Назван по месту находки. Синон. Негит, наегит. Название наэгит некоторыми авторами [129, 136, 209, 210] необоснованно применяется для аксессуарного циркона из пород СССР, содержащего, по данным спектральных анализов, всего доли процента или около 1% Nb и несколько обогащенного Th или TR.

Несколько ниже, чем в наэгите, содержание ниобия в хагаталите — *hagatalite* из пегматита Хагата, пеф. Ийо в Японии (анализ 2) [211].

Оямалит (оямалит) — *oyamalite* [211] и ямагучилит (ямагучилит) — *yamaguchilite* (Харада, 1935) [211, 212] — фосфорсодержащие, очень близки (по предположению Штрунца — идентичны).

Оямалит в очень мелких (0,2 мм) кристаллах и лучистых агрегатах (до 7 мм) похож на наэгит. Цв. темно-зеленый или бурый, на поверхности выделений бледно-бурый. Черта белая или желтоватая. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. вес 4,1 (анализ 3). По спектральным анализам в группу TR входят Y, Nd, Gd, Dy, Er, Yb. Сростания с ксенотимом не наблюдались. Встречен в пегматитах Ояма в преф. Ийо в Японии [211].

Ямагучилит образует радиально-лучистые (до 15 мм) агрегаты в биотите, реже — одиночные тетрагональные кристаллы (до 5 мм) с формами $p(111)$, $a(100)$. Тв. 6. Уд. вес 4,11. Цв. темно-зеленый, бурый и темно-бурый, черта зеленоватая. Сильно радиоактивен (анализ 4). Найден в пегматите Ямагути (преф. Нагано) и в Иисака (преф. Фукусима) в Японии [212].

По-видимому, цирконом является альвит — *alvite* — из Хёттвейта на о-ве Альвё в Норвегии, по Шетелигу [213], содержащий 6 — 7% HfO_2 и до 7% Th. Образует сростания с торогумитом и фергусонитом.

Назван по местности (Фербес, Дал, 1855). Синон. Хёттвейтит (иначе хогвейтит, гогтвейтит) — *högtveitite* (Шетелиг, 1922) [213], идентичен альвиту или, возможно, талениту [214].

Ногизавалит — *nogizawalite* — название предложено для короткопризматических тетрагональных кристаллов из пегматитов района Ногизава-мура в Японии; по Спенсеру, вероятно, это — сростания циркона и кселотима (Kawai J. Chem. Soc. Japan, 1949, 70, 268, рефераты Amer. Min., 1951, 36, 794, Chem. Abstr., 1951, 45, No. 7, 2825; Spencer L. J. Min. Mag., 1952, 75, 318).

Неясно соотношение с цирконом беккарита — *bessarite*, описанного Граттарола в 1879 г. Цв. оливково-зеленый. Уд. вес 6,54—6,74. Двуосный, под микроскопом различимо двойниковое сложение. Анализ: CaO — 3,62, Al₂O₃ — 2,52, SiO₂ — 30,30, ZrO₂ — 62,16, п. л. 0,32; сумма 98,92. Найден на Цейлоне (*Grattarola. Atti Soc. Toscana*, 1879, 4, 177, по Дана, 1892).

Не проверено более поздними анализами высокое содержание тория в цирконе из Фредриксверна в Норвегии — тахифальтите — *tachyphalite*, содержащем, по данным анализа 1853 г., 12, 32% ThO₂ (*Weiby. App. Phys.*, 1853, 88, 160).

Анализы наэгита, хагаталита, оямалита и ямагучилита:

	1	2	3	4
MgO	—	0,2	0,8	0,05
CaO	—	0,3	0,6	2,25
MnO	—	—	—	0,12
Al ₂ O ₃	—	2,8	2,0	3,53
Fe ₂ O ₃	—	2,3	0,6	4,28
(Ce) ₂ O ₃	—	13,1	17,7	10,23
(Y) ₂ O ₃	9,12			
SiO ₂	20,58	29,7	25,7	23,00
TiO ₂	—	—	—	0,90
ZrO ₂	55,30	42,0	40,9	39,65
ThO ₂	5,01	1,5	0,6	0,07
UO ₂	—	Сл.	—	4,93
UO ₃	3,03	—	—	—
(Nb, Ta) ₂ O ₅	7,69	2,7	—	1,03
P ₂ O ₅	—	—	7,6	5,30
H ₂ O+	—	—	—	2,89
П. п.	—	5,5	3,5	—
Сумма	100,73	100,1	100,00	98,93
Уд. в.	4,091	4,41	4,1	4,11

1 — наэгит, Такаяма, анал. Хага [208]; 2 — хагаталит, Хагата [211]; 3 — оямалит из полевого шпата пегматита [211]; 4 — ямагучилит [212].

Межплоскостные расстояния циркона*
Сi-излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
101	45	4,434	420	8	1,477	523; 620	5	1,0442
200	100	3,302	332	10	1,381	325	1	1,0015
271	7	2,650	204	7	1,362	116	5	1,9745
112	45	2,518	431; 501	5	1,290	631	5	0,9713
220	10	2,336	224	8	1,259	415	1	0,9582
202	8	2,217	413	3	1,248	613	1	0,9532
301	20	2,066	512	11	1,188	701	1	0,9321
103	14	1,908	440	2	1,1672	444	2	0,9201
321	11	1,751	404	5	1,1079	543; 640	4	0,9157
312	40	1,712	600	5	1,1006	316	5	0,8994
400	14	1,651	611	1	1,0682	552; 712	5	0,8915
411	4	1,547	532	7	1,0590	604	7	0,8863
004	3	1,495	424	7	1,0506	525; 624	5	0,8561

* ASTM, 6-0266; $a_0 = 6,604$; $c_0 = 5,979 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. *Krstanović I.* Acta cryst., 1958, 11, 896 (уточнение структуры).
2. *Krstanović I.* Am. Min., 1964, 49, Nos. 7—8, 1146 (о положении групп OH).
3. *Vegard L.* Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift, Mat.-nat. Kl., 1925, Nr 11 (Strukturber., 1931, 1, 345, 408); *Wyckoff W. G., Hendricks S. B.* Zs. Krist., 1928, 66, 73; *Holland D., Gottfried D.* Acta cryst., 1955, 8, 291.
4. *Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юрков П. К.* Алмазные месторождения Якутии. Мосгеолтехиздат, 1959, 331; *Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов Л. А., Смирнов Г. И., Харьков И. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964, 135.
5. *Marvin U. V., Klein C.* Science, 1964, 146, No. 3646, 919.
6. *Sahl K., Zemann J.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, 10, H. 1—4, 97.
7. *Юников Б. А., Овчинников Л. Н.* Геохимия, 1964, № 7, 623.
8. *Дашные Рубель Р. Б., Симонова А. И., Костылевой Е. Е.,* 1949.
9. *Агафонова Т. Н.* Зап. Мин. об-ва, 1934, 63, вып. 1, 163.
10. *Костылева Е. Е., Владимирова М. Е.* Минералогия Союза, сер. А, Изд-во АН СССР, 1934, вып. 2, 1.
11. *Шафрановский И. И.* Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1934, 8, вып. 8, 170; Зап. Мин. об-ва, 1937, 66, вып. 1, 3; Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 3, 169; *Донней Д. Г.* Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 1, 47 и др.
12. *Шафрановский И. И.* Зап. Мин. об-ва, 1933, 69, вып. 1, 218.
13. *Brotzen O.* Geol. fög. förhandl., 1952, 74, H. 2, No 469, 173.
14. *Халезова Е. Б.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 182.
15. *Бонштедт Э. М.* Изв. Российской АН, 1922, 16, 341.
16. *Агафонова Т. Н.* Мип. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 75.
17. *Лабунцов А. Н.* Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Изд-во АП СССР, 1939, 2, 102.
18. *Гераничева Г. К.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 222; *Гераничева Г. К., Марин Ю. Б.* Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1968, 54, вып. 2, 56.
19. *Еремеев П. В.* Изв. АП СПб., 1895, 3, № 2, 117.
20. *Завьялова А. Н.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 524.
21. Данные *Бонштедт-Куплетской Э. М.,* 1951.
22. *Костов И.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 75.
23. *Ипатьева И. С.* Научн. сообщ. Якутского фил. АН СССР, 1960, вып. 4, 26.
24. *Агафонова Т. Н.* ДАН СССР, 1961, 140, № 2, 441; Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во АН Укр. ССР, 1963, 42.
25. *Руденко С. А.* Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1958, 33, вып. 2, 183; Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 4, 454.
26. *Larsen E. S., Waring C. I., Berman J.* Am. Min., 1953, Nos. 11—12, 1118 (зональность).
27. *Галюк В. А.* Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1957, 31, 118.
28. *Norre G. N.* Jb. Min., Abhandl., 1962, 98, H. 1, 35; 1965, 102 H. 1, 1 («ядра» цирконов).
29. *Марченко Е. Я.* ДАН СССР, 1965, 180, № 2, 432.
30. *Кашин С. А., Стороженко А. А., Гуреев В. Ф.* Тр. ЦИПИРИ. 1965, вып. 63, 3 («ядра» цирконов в гнейсах Октябрьского массива).
31. *Fronzel C.* Am. Min., 1940, 25, No. 1, 69.
32. *Шафрановский И. И.* Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 2, 229.
33. *Чесноков Б. В.* Тр. Свердл. горн. ин-та, 1960, вып. 35, 153.
34. *Волошин А. В.* Сб. «Морфология, свойства и геликс минералов». Изд-во «Наук. думка», 1965, 32.
35. *Hilton C. O.* Bull. Geol. soc. Am., 1950, 61, No. 7, 687.
36. *Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д.* Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 315 (граниты Украинского докембрия).
37. *Финько В. П.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 11, 90 (в псазах).
38. *Silver L. T., Deutsch S. J.* of Geology, 1963, 71, No. 6, 727.
39. *Меликсетян Б. М.* Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 2, 57.
40. *Hilliard A., Stott V. H.* Trans. British ceram. soc., 1949, 48, No. 9, 133.
41. *Young B. V., Millman A. P.* Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, 73, No. 689 451.
42. *Лебедева С. И.* Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 16 и др.
43. *Bhimasenachar J., Venkataratnam G. J.* Acoustical Soc. Am., 1955, 27, No. 5, 922; *Bhagavantam O., Bhimasenachar J.* Proc. Roy. soc. London, ser. A, 187, 381.
44. *Рыжова Т. В., Александров К. С., Коробкова В. М.* Изв. АП СССР, Физика земли, 1966, № 2, 63; *Рыжова Т. В., Александров К. С., Беликов Б. П.* Зап. Всес. мин.

- об-ва, 1969, 98, вып. 1, 41; *Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. Изд-во «Наука», 1970.
45. *Костылева Е. Е.* Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 206.
 46. *Krause G.* Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphys., 1956, F. 1, 189 (окраска циркона из района Монгка); *Buhs A., Lietz J.* Fortschr. Min., 1953, 31, 69.
 47. *Lietz J.* Zs. Krist., 1937, 97, 337 (центры окраски цирконов); *Пишбрат К.* Окраска и люминесценция минералов. Изд-во иностр. лит-ры, 1959, 331.
 48. *Tomita Toru, Karakida Yoshifumi.* Japanese J. geol., geogr., 1954, 25, Nos. 3—4, 145 (влияние нагревания на цвет и структуру глинцита из Мамуты); *Tomita Toru* Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., 1954, D. 4, No. 2, 135 (по реферату Реф. журн. Геология, 1956, реф. 8621 — Геол. значение окраски цирконов).
 49. *Шумира О. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 234.
 50. *Schmidt W.* Zs. Krist., 1904, 39, 419; *Kleber W.* Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 1, 4 (дielekтрич. постоянная).
 51. *Вальтер А. А., Еремченко Г. К.* Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во АН Укр. ССР, 1963, 9 (магнитная восприимчивость).
 52. *Lewis R. R., Senftle F. E.* Am. Min., 1966, 51, Nos. 9—10, 1467.
 53. *Краснобаев А. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 6, 713.
 54. *Nicholas J. V.* Nature, 1967, 215, No. 5109, 1476.
 55. *Knorring O., Hornung G.* Nature, 1961, 190, No. 4781, 1098.
 56. *Трофимов А. К.* Геохимия, 1962, № 11, 972 (природа линейчатого спектра люминесценции циркона).
 57. *Foster W. R.* Am. Min., 1948, 33, Nos. 11—12, 724; *Полканов Ю. О.* Сб. «Материалы з минералогії України». Изд-во АН Укр. ССР, 1961, вып. 2, 158.
 58. *Чесноков Б. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 583 (о люминесценции кристаллов циркона).
 59. *Плаксин И. Н., Шафеев Р. Ш., Чантурия В. А.* ДАН СССР, сер. хим., 1966, 168, № 4, 864.
 60. *Бергер Г. С.* Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 165; *Плаксин И. Н., Чаплыгина Е. Н.* Флотационное обогащение несulfидных минералов. Изд-во АН СССР, 1962; *Полькин С. И., Илье П., Солнышкин В. И., Захаров А. Е.* Сб. «Флотационные свойства минералов редких металлов». Изд-во «Наука», 1965, 41; *Захаров А. Е., Илье П., Полькин С. И., Солнышкин В. И.* Там же, 62.
 61. *Stackelberg M., Rottenbach E.* Zs. Krist., 1940, 102, 173; *Chudoba K., Stackelberg M.* Zs. Krist., 1936, 95, 230.
 62. *Kalb G.* Zbl. Min., 1924, 65.
 63. *Taylor S. A., Marsden R. W., Grout F. F., Thiel G. A.* Bull. Geol. soc. Am., 1940, 51, No. 10, 1429; *Morgan J. H., Aner M. L.* Am. J. Sci., 1941, 239, No. 4, 305; *Ueda T.* Mem. Coll. sci., Kyoto univ., 1956, Ser. B, 23, No. 2, 297 (двуосность).
 64. *Костылева Е. Е.* ДАН СССР, 1939, 23, № 2, 164.
 65. *Vorma A., Ojanperä P., Hoffren V., Siivola J., Löfgren A.* Bull. Comm. géol. Finl., 1966, N:o 222, C. R., N:o 38, 241.
 66. *Гевини Г., Янцен Ф. Таль.* Основные идеи геохимии. ОНТИ, 1935, вып. 2, 130; *Gottfried D., Waring C. L., Worthing H. W.* Bull. Geol. soc. Am., 1956, 67, No. 12, 1700.
 67. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 340.
 68. *Вайнштейн Э. Е., Гинзбург А. И., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1959, № 2, 124 (Ш и Zr в цирконах гранитных пегматитов); *Калита А. П.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 107.
 69. *Петрова Е. А.* Геология м-ний редких элементов, 1961, вып. 9, 168.
 70. *Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Тугаринев А. И., Тузова А. М., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1958, № 3, 241 (Нf в цирконах из метаморфических и метасоматических пород Криворожья); *Шевалеевский И. Д., Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е.* Геохимия, 1960, № 3, 222; *Меликсетян Б. М.* Изв. АН Арм. ССР, 1960, 13, № 5, 27 (в цирконах щелочных пород Армении); *Ляхович В. В., Нонениникова В. И.* Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 182 (в циркопе гранитных интрузий Зап. Тувы); *Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1962, № 5, 440 (в циркопе гранитов); *Халезова Е. Б., Сосновская Л. И.* Геохимия, 1963, № 1, 67 (в цирконах Вишневых и Ильменских горах).
 71. *Костерин А. В.* Геология и геофизика, 1966, № 8, 120.
 72. *Липова И. М., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1961, № 7, 635.
 73. *Халезова Е. Б., Черницова Н. М.* ДАН СССР, 1969, 180, № 1, 195.
 74. *Тугаринев А. И., Вайнштейн Э. Е., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1956, № 4, 28 (в цирконах изверж. и метасоматич. пород Украины); *Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1957, № 5, 351 (в изверженных и метасоматич. породах Вост. Тувы); *Липова И. М., Шевалеевский И. Д., Тузова А. М.* Геохимия, 1957, № 2, 133 (в цирконах Верх-Исетского округа, Урал); *Костерин А. В., Зуев В. Н., Шевалеевский И. Д.* Геохимия, 1958, № 1, 86.
 75. *Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.* Альбитизированные грейзенизированные граниты. Изд-во АН СССР, 1962, 105.

76. *Levinson A. A., Borup R. A.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 562.
77. *Hurley P. M., Fairbairn H. W.* Bull. Geol. soc. Am., 1953, 64, No. 6, 659; *Holland H. D.* Acta cryst., 1955, 8, 291; *Hurley P. M., Fairbairn H. W.*, Trans. Am. geophys. union, 1957, 38, No. 6, 939; *Heinrich E. W.* Min. a. Geol. of radioactive raw materials. New York, 1958; *Ford I. H., Ollier C. D.* Naturc, 1965, 176, No. 4487, 834; *Sanson G.* Chem. d. Erdc, 1966, 25, H. 1, 1.
78. *Викторов В. В., Елисеєва О. П., Цейтлин С. Г.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 9, 3.
79. *Larsen E. S., Keevil N. B., Harrison H. C.* Bull. Geol. soc. Am., 1952, 63, No. 10, 1045 (по соотношению Pb, определенного спектрографом, к общей радиоактивности, α -счетчиком); *Keevil N. B.* Am. J. Sci., 1959, 257, No. 3, 195 (по «суммарному» свинцу); *Grünenfelder M., Stern T. W.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1960, 40, H. 2, 253 (в гранитах по «суммарному» свинцу); *Жиров В. В., Зыков С. И., Тугаринов Д. И.* Геохимия, 1961, № 12, 1043; *Buchs A., Chessex R., Krummenacher D., Vuagnat M.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1962, 42, H. 2, 295 (по «суммарному» свинцу методом флюоресценции); *Краснобаев А. А.* Тр. 1-го Уральского петрогр. совещания. Свердловск, 1963, 3, 353; *Chessex R.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1964, 44, H. 1, 27 (возраст цирконов в породах Альп и Аппенин по «суммарному» свинцу); *Chessex R., Delage M., Krummenacher D., Vuagnat M.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1964, 44, H. 1, 43 (возраст циркона Альп по «суммарному» свинцу); *Grünenfelder M., Hoffmänner F., Grögler N.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1964, 44, H. 2, 543 (разнородность акцессорных докембрийских цирконов в массиве Готтард и петрографическое значение их возраста по U и Pb изотопам); *Ledend D., Patterson C., Tilton G. R.* J. of Geology, 1964, 72, No. 1, 112 (возраст цирконового и полевшпатового концентратов зап. и вост. побережья Сев. Америки и речных песков Миссисипи).
80. *Dennen W. H., Shields R.* Am. Min., 1956, 41, Nos. 7—8, 655; *Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 134; *Капустин Ю. Л.* Геохимия, 1966, № 11, 1311; *Ляхович В. В.* Геохимия, 1967, № 7, 828.
81. *Нарсеев В. А.* Сб. «Геология, геохимия и минералогия м-ний редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966, 115 (форма нахождения редких земель и скандия в цирконах).
82. *Апельцин Ф. Р., Скоробогатова П. В., Якушин Л. Н.* Тр. ВИМС, 1967, вып. 16, 1.
83. *Лутц Б. Г., Минеев Д. А.* Сб. «Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций». Изд-во «Наука», 1967, 97.
84. *Валищев Р. М., Винокуров В. М., Зарилов М. М., Степанов В. Г.* Геохимия, 1965, № 10, 1265.
85. *Забияка Н. Д., Махлаев Л. В.* Геология и геофизика, 1968, № 12, 123; *Карякин А. В.* Геохимия, 1962, № 8, 660.
86. *Беус А. А., Ситнин А. А.* Геохимия, 1968, № 5, 579; *Марченко Е. Я., Сидоренко Т. Я.* ДАН СССР, 1968, 179, № 3, 694.
87. *Винокуров В. М., Зарилов М. М., Польский Ю. Е., Степанов В. Г., Чиркин Г. К., Шекун Л. Я.* Геохимия, 1963, № 11, 1002.
88. *Самойлович М. И., Новожиллов А. И., Барсанов Г. П.* Геохимия, 1968, № 4, 494.
89. *Prandtl W., Mayer G., Büttner L.* Zs. anorg., allgem. Chem., 1937, 230, H. 4, 419.
90. *Борисенко Л. Ф.* Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 78; *Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта. Изд-во «Дониш», Душанбе, 1966, 221 (редкие и рассеянные элементы); *Горний Г. Я.* Геол. журн. АП Укр. ССР, 1961, 21, вып. 5, 95.
91. *Hutton D. R., Troup G. J.* Brit. J. appl. phys., 1964, 15, No. 4, 404.
92. *Марченко Е. Я., Щербаков В. П.* Геохимия, 1966, № 11, 1373.
93. *Мустафаев Г. В.* ДАН Азерб. ССР, 1964, 20, № 10, 57; 1965, 21, № 6, 26.
94. *Ершова Н. С., Рехарская Е. М.* Минеральное сырье, 1962, вып. 6, 114.
95. *Eberhard E.* Fortschr. Min., 1961, 39, 340.
96. *Frondel C.* Am. Min., 1953, 38, Nos. 11—12, 1007.
97. *Марченко Е. Я., Гуров Е. П.* ДАН СССР, 1966, 169, № 6, 1410.
98. *Костылева Е. Е.* Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 261.
99. *Булах А. Г., Курбатова Г. С.* Матер. ВСЕГЕИ, 1959, сер. мин., вып. 26, 1; *Золотарев Б. П.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 3; *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 381.
100. *Костылева Е. Е.* Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 27.
101. *Марченко Е. Я.* ДАН СССР, 1965, 160, № 2, 432 (четыре анализа циркона Украинского кристаллического щита).
102. *Юрк Ю. Ю.* Редкие минералы Приазовья. Изд-во АН Укр. ССР, 1956, 34 (анализы цирколита и циркона).

103. *Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 168.
104. *Салтыкова В. С.* Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 189 (три анализа циркона).
105. *Путалова Р. В.* Тр. Ин-та геол. АН Каз. ССР, 1963, 7, 301.
106. *Милашев В. А., Крутойрский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н.* Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 171.
107. *Behier J.* Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 75.
108. *Chen P.* Bull. Geol. Surv. Taiwan, 1953, 4, 21.
109. *Hasegawa S.* Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, 1957, 5, 345.
110. *Сергеев В. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, № 1, 71 (травление плавиковой кислотой); *Краснобаев А. А., Слошкова Н. С.* Матер. к 1-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967, 113 (выявление зональности).
111. *Воронков Г. Н., Медведовская Э. И.* Тр. Исслед. электрокерамич. ин-та, 1957, вып. 2, 109 (разложение циркона в присутствии CaCO_3).
112. *Curtis C. E., Sowman H. G. J.* Am. ceram. soc., 1953, 36, No. 6, 190.
113. *Lambert R. C. R.*, Paris, 1937, 204, No 9, 688 (диссоциация); *Stoff V. H., Hilliard A.* Min. Mag., 1946, 27, No. 193, 198.
114. *Butterman W. C., Foster W. R.* Am. Min., 1967, 52, Nos. 5—6, 880.
115. *Торопов Н. А., Гиллахов Ф. Я.* Изв. АН СССР, сер. хим., 1956, № 2, 158 (ликвация в системе $\text{ZrO}_2\text{—SiO}_2$).
116. *Голубкина М. Н.* Геохимия, 1960, № 2, 184.
117. *Эззин Н. И.* ДАН СССР, 1964, 154, № 5, 1094.
118. *Polderwaard A.* Nature, 1950, 165, No. 4197, 574 (циркон как критерий гранитизации); *Iarsen L. H., Polderwaard A.* Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, No. 12, 1588 (в топалятах); *Polderwaard A.* Am. J. Sci., 1956, 254, No. 9, 521 (циркон в изверженных породах); *Larsen L. H., Polderwaard A.* Min. Mag., 1957, 31, No. 238, 545 (распределение циркона в гранитных породах); *Хамидов М. Х.* Тр. АН Тадж. ССР, 1959, 104, Зап. Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 1, 101 (в гранитоидных породах Зап. Памира); *Соболев Р. Н.* Вестн. Моск. ун-та, сер. геол. 4, 1961, № 4, 47 (в Аман-Таушском массиве); *Мицкевич Б. Ф.* Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во АН Укр. ССР, 1963, 117 (в рапакиви); *Дреус Ю. Т., Попов В. С.* Изв. Высш. уч. зав., геол., разв., 1966, № 2, 63; *Лазебник К. А.* Сб. «Геология и петрология докембрийского Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966, 270 (выяснение генезиса докембрийских гранитоидов Алданского щита с использованием особенностей акцессорного циркона).
119. *Штупалин Ф. К.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8, 250.
120. *Ляхович В. В., Нонешникова В. П.* Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 110 (влияние поздних процессов на содержание циркона); *Ляхович В. В., Червинская А. Д.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5, 67 (влияние процессов ассимиляции на содержание циркона); *Ляхович В. В.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 136 (особенности циркона в гранитных породах); *Ляхович В. В., Шевалеевский М. Д.* Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 304 (из докембрийских гранитов Русской платформы и Украинского щита); *Ляхович В. В.* Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 2, 142 (в чарнокитах).
121. *Иванова Т. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 183.
122. *Сліпченко В. А., Цибульский В. И.* Вісник Київськ. ун-та, сер. геол. 1967, № 9, 16.
123. *Масгутов Р. В.* Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1958, вып. 1, 42; *Тихоненков И. П.* Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 221.
124. *Омельяненко Б. И., Сиротинина Н. А.* Сб. «Матер. по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959, 415.
125. *Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Мальгина О. А.* Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963, 264.
126. *Елисеева О. П.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, 92.
127. *Туровский С. Д.* Тр. Ин-та геол. Кирг. ССР, 1956, 7, 70.
128. *Марченко Е. Я., Гуров Е. И.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 593.
129. *Ляхович В. В., Баланова Т. Т.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 559.
130. *Батицева И. Д., Бельков И. В.* Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, 1, 167; *Вахрушев В. А.*, ДАН СССР, 1954, 98, № 4, 641; *Кузнецов Е. А.* Советская геология, 1956, № 51, 239; *Яковлева М. Е.* Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 391; *Агафонова Т. Н.* Сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». Изд-во «Наука», 1966, 274.
131. *Туровский С. Д.* О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд-во АН Кирг. ССР, 1960, 1; *Ермолаев В. А.* Изв. Томск. политехн. ин-та, 1963, 121, 119; *Ляхович В. В.* Сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госколтехиздат, 1963, 141; *Grünenfelder M.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 235.
132. *Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С.* Сб. «Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». Изд-во «Наука», 1965, 1.
133. *Кравченко Е. В.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 589.

134. Руб М. Г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 33, 250 (в гранитоидах Приморья, Ханкайского р-на).
135. Куц В. П., Машкина А. А. Сб. «Морфология, свойства и генезис минералов». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1965, 43 (циркон из гранитов Приазовья).
136. Львов Б. К., Петрова Н. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. I, 62 (в гранитоидах восточного склона Урала).
137. Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Изд-во Ленингр. ун-та, 1965, 94 (удлиненность кристаллов, элементы-примеси, время кристаллизации).
138. Лисицына В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, 66 (в гранитах Кураминского хребта).
139. Гоголь Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966, 154.
140. Рудакова Ж. Н. Геология и геофизика, 1965, № 7, 116 (зависимость облика кристаллов циркона от глубины формирования массива).
141. Браун К. Н., Аишхмина Н. А., Магидович Т. С. Сб. «Акцессорные минералы и элементы как критерий коагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». Изд-во «Наука», 1965, 111.
142. Никитина Е. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. Геология и геофизика, 1963, № 11, 44 (в различных комплексах Курайского хребта).
143. Horpe G. Chem. d. Erde, 1962, 22, 245; Freiburger Forschungshefte, 1962, C-129, 35; Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., Berlin, 1963, Klasse Bergbau, Hüttenwesen, Montangeologie, Nr 1, 1; N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 102, H. 1, 89 (морфологические исследования); Ляхович В. В., Шевалевский И. Д. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 304 (включения в циркон гранитоидов Украинского докембрия); Цветкова-Голева В. Тр. геол. Болгарии, сер. геохим., 1966, 6, 247 (кристаллы с древними ядрами в гранитах).
144. Сморчков И. Е. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, 1, 179.
145. Ляхович В. В., Червинская А. Д. Тр. ИМГРЭ, 1960, № 4, 94 (распределение циркона в гранитных массивах).
146. Ермолаев В. А. Матер. по геол. Зап. Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1964, 167 (возрастные радиоактивности в поздних фазах гранодиоритов Вост. Забайкалья).
147. Завьялова И. В. Геология и геофизика, 1964, № 6, 68 (акцессорный циркон Соктуйского массива); Завьялова И. В., Василенко В. Е., Дорош В. М. Геология и геофизика, 1966, № 10, 112.
148. Фишман М. В., Гольдин Б. А., Юшкин Н. П., Калинин Е. П. Сб. «Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана». Изд-во «Наука», 1966, 25 (акцессорный циркон, облик, типоморфные признаки, морфология, элементы-примеси).
149. Семенова Е. Д. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, вып. 20, 35 (опробывание гранитов и акцессорных минералов Верхне-Исетского массива); Амишинский Н. Н., Мариш И. В., Молчанов В. И., Орлова Л. И., Горб А. Н. Акцессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. Изд-во «Недра», 1964, 18; Давидович С. И., Еременко Г. К. Разведка и охрана недр, 1964, № 9, 47 (выделение циркона жидкостью Клеричи повышенного уд. веса).
150. Костылева Е. Е., Лабунцов А. Н. Матер. КЕПС, 1925, № 55, 93.
151. Розенцвит А. О. Зап. Мин. об-ва, 1937, 66, вып. 4, 695.
152. Тихоненкова Р. П., Скосырева М. В. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермальных месторождений щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 85.
153. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 101.
154. Rauty H. Medd. Grönland, 1956, 137, Nr 6, 10.
155. Калинин П. В. Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, 211.
156. Lacroix A. C. R., Paris, 1898, 127, 570; C. R., Paris, 1912, 155, 672; Minéralogie de Madagascar, 1922, 2, 1.
157. Зедгенцов А. Н. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966, 264.
158. Gillson J. L. Am. Min., 1925, 10, No. 8, 187.
159. Buhs A. Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphys., 1956, 1-te Folge, 57.
160. Polderdaart A. Am. J. Sci., 1955, 253, No. 8, 433 (в осадочных породах).
161. Hoehne R. Chem. d. Erde, 1957, 19, H. 1, 38 (в углях).
162. Наушнов А. Н. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 4, 315; Гурвич С. И., Пятнов В. И., Санданов И. Б., Столяров А. С., Троханов П. А., Янковский В. А. Научн. сессия по изучению закономерностей размещения россыпей. Тезисы докладов. Изд-во АН СССР, 1959, 33.
163. Жердева А. Н., Абулевиц В. К. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 26 (минералогия Самотканского цирконо-ртутно-ильменитового м-ния).
164. Чайка В. М. Научн. сессия по изуч. закономерностей размещения россыпей. Тезисы докладов. Изд-во АН СССР, 1959, 25.
165. Бажалков М. П., Бердымуратов О., Садыков Н. А. ДАН Узб. ССР, 1964, № 10, 43.
166. Нечаев П. В. Матер. по геол. и полезным ископ. Урала, 1958, вып. 6, 129.

167. Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П., Давыдов В. П. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 547; Хоппе Г. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 554; Ляхович В. В., Баланова Т. Т. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 559.
168. Красильникова А. В. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 4, 541.
169. Туровский С. Д. Тр. Ин-та геол. Кирг. ССР, 1955, вып. 6, 59 (зависимость свойств циркона от условий образования).
170. Ляхович В. В., Золотарев Б. П., Родионов Д. А., Соболев С. Ф. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 144 (в ранитондах Горного Алтая).
171. Хильтова В. Я., Шулейко Н. К., Борисова К. Д. Геология и геофизика, 1967, № 9, 128.
172. Karakida Y. J. Geol. soc. Japan, 1967, 73, No. 9, 419.
173. Жиров К. К. ДАН СССР, 1952, 85, № 4, 889; Сидоренко Г. А. Рентгенография минерального сырья, 1963, сб. 3, 55; Левкозская Н. Ю. О метамиктном состоянии. Тезисы докладов Ин-та геол. наук АИ Укр. ССР, 1966, 179.
174. Smithsonian F. Geol. Mag. 1937, 74, No. 876, 281; Bond G. Geol. Mag., 1948, 85, No. 1, 35 (циркон из Южной Родезии); Desrande G. G. J. Univ. geol. soc. Nagpur, 1954—1955, No. 2, 16 (па детритном цирконе из песчаника); Poldervaart A., Eckelmann D. Bull. Geol. soc. Am., 1955, 66, No. 7, 947; Преображенский И. А. ДАН СССР, 1955, 102, № 1, 145 (наросы на цирконе в шлихах из Забайкалья); Берзина А. М., Сотников В. И. ДАН СССР, 1963, 150, № 4, 885.
175. Вахрушев В. И. ДАН СССР, 1956, 109, № 3, 601; Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского р-на Горной Шории (Зап. Сибирь). Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1959, 61; Старков Н. П., Флаас Г. С. Сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». Изд-во «Наука», 1966, 284.
176. Сотников В. И., Никитина Е. И. Геология и геофизика, 1963, № 10, 67; Mano J. C. R., Paris, 1963, 256, № 21, 4475.
177. Schidlowski M. O. Nature, 1963, 197, No. 4862, 68.
178. Karakida Yoshifumi Min. Abstr., 1965, 17, No. 2, 196.
179. Carrol D. J. sedim. petrology, 1953, 23, No. 2, 106.
180. Strock L. W. Am. J. Sci., 1941, 239, No. 12, 857 (растворение в Са-На-щелочных растворах).
181. Maurice O. D. Econ. Geol., 1949, 44, No. 8, 721 (перенос и отложения циркона); Roeside J. D. J. sedim. petrology, 1959, 29, No. 4, 493 (устойчивость циркона в почвах).
182. Valeton I. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1955, 5, H. 1, 100 (изменения циркона из песчаника).
183. Cocco A., Schromeo N. Ceramica, Milan, 1957, 12, No. 8, 45.
184. Chrustershoff K. N. Jb. Min., 1892, 2, 232.
185. Leverenz H. W. An introduction to luminescence of solids. New York, 1950.
186. Mumpton F. A., Roy R. Geoch., cosm. acta, 1961, 21, Nos. 3—4, 217.
187. Stott V. H., Hilliard A. Trans. Brit. Ceram. Soc., 1949, 48, No. 4, 133.
188. Frondel C., Collette R. L. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 759.
189. Michel-Lévy M. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, № 3, 265.
190. Меерсон Г. А., Зеликман А. Н. Металлургия редких металлов. Металлургиздат, 1955, 347; Ластьмен Б., Крез Ф. Металлургия циркония. Перев. с англ., Изд-во ин. лит-ры, 1959, 55; Зверев Л. В., Елфимов Л. Л. Минеральное сырье, 1963, вып. 9, 16.
191. Hering O. H., Zimmerle W. J. sedim. petrology, 1963, 33, No. 2, 472.
192. Ферман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1954, 357.
193. Медоев А. Г. Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1961, 4, 139.
194. Разумная Е. Г., Смелянская Г. А., Королев К. Г., Покульник Г. В. Сб. «Методы исследования минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1957, 45.
195. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 85.
196. Coleman R. G., Erd R. C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, No. 424-b, 297; 424-C, 256.
197. Туровский С. Д., Ким В. Ф., Ильинская Г. Г. Зап. Вост. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 3, 333.
198. Ellsworth H. V. Am. Min., 1928, 13, No. 8, 439.
199. Рудовская Л. Н. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, 212.
200. Norton D. A. Am. Min., 1957, 42, Nos. 7—8, 492.
201. Зильберминц В. А. Тр. СПб. об-ва ест., 1912, 35, 221.
202. Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакүртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961, 64.
203. Лисицина Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 4, 70.
204. Соболев С. Ф. Габбро-топалитовый комплекс Полярного Урала. Изд-во «Наука», 1965, 76.
205. Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохимия, 1956, № 8, 35.
206. Бурксер Е. С., Елисева Г. Д., Щербак Н. П., Лещелёв В. П. Сб. «Методические вопросы изотопной геологии». Изд-во «Наука», 1965, 26.
207. Mietch O. V. Am. J. Sci., 1933, 25, 487.
208. Wada T. Beitr. Min. Japan, 1906, No. 2, 23 (паэнт).

209. Кушев В. Г., Терентьева М. В. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19, 331.
 210. Воловикова И. М. Узб. геол. журн., 1958, вып. 2, 11; Елисева О. П. Там же, 29.
 211. Kimura K. Jap. J. Chem., 1925, 2, No. 3, 81; Zs. phys. Chem. 1927, 118, 394 (по Хиши-Лику, 1938, 202).
 212. Shibata Y., Kimura K. J. Chem. soc. Japan, 1922, 43, 648; Harada Z. J. Fac. sci., Hokkaido univ., Ser. 4, 1935, 3, Nos. 3-4, 298; Kimura K., Hirotsuka J. Chem. soc. Japan, 1936, 57, No. 11, 1195 (ямагутилит); Hata, Shin. Sci. Papers Inst. phys., chem. Res., Tokyo, 1938, 34, 619 (по реферату N. Jb. Min., 1939, 1, 237).
 213. Schetelig J. Skrift. Vidensk. selsk., Mat.-naturw. kl., 1922, 1, 144.
 214. Neumann H., Nilssen B. Lithos, 1963, 1, 113.

Торит Thorite Th[SiO₄]

Найден в 1828 г. Эсмарком, назван Берцелиусом в 1829 г. по элементу торию, установленному в минерале; название элемента — от скандинавского слова Thor (бог войны).

Разнов. По цвету: ораижит; по составу: ураноторит, ферриторит, торогуммит, кальциторит, ауэрлит, фосфоторит.

Характ. выдел. Зернистый, кристаллы и их агрегаты (от микроскопически мелких до нескольких см в длину), частью колломорфные и гелеподобные выделения.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^{19} — I_4/amd ; $Z=4$. Большей частью метамиктен, рентгеноаморфен.

a_0	c_0	$a_0:c_0$	М-ние	Разнов.	№ хим. анализа	Ссылка
7,03	6,25	1:0,889	Италия, Сицилия	Торит	—	Бонатти [1]
7,15*	6,32*	1:0,884	Енисейский край	Ораижит	2	Сведникова и др. [2]
7,12	6,32	1:0,887	Новая Зеландия	Ураноторит	—	Пабст [3]
7,12*	6,32*	1:0,887	СССР	»	—	Некрасова [4]
7,18	6,27	1:0,887	Иаэги, Япония	»	6	Като [5]
7,10	6,31	1:0,889	Средняя Азия	Ферриторит	7	Абакиров и др. [6]
7,05*	6,27*	1:0,889	»	»	»	»
7,11*	6,29*	1:0,885	Енисейский край	»	10	Сведникова и др. [2]
7,16*	6,33*	1:0,884	»	»	11	»
7,08	6,28	1:0,887	Маньчжурия	Торогуммит	—	Хенли [7]
7,068	6,260	1:0,886	Техас	»	—	Фрондел [8]
7,12	6,30	1:0,885	Вишневые горы	»	14	Жабия [9]
7,09*	6,34*	1:0,894	»	»	—	»
7,15	6,34*	1:0,888	Ловозерские тундры	»	20	Семенов [10]
7,117	6,295	1:0,884	ThSiO ₄ — искусств.	—	—	Фрондел [8]
7,142	6,327	1:0,886	ThSiO ₄ — искусств.	—	—	Фукс [11, 12]
7,085	6,327	1:0,893	3ThSiO ₄ · USiO ₄ — искусств.	—	—	Фукс и Геберт [12]

* Прокаленные образцы.

Вхождение урана несколько понижает значения параметров элементарной ячейки искусственного ThSiO₄ [12, 13].

Торит диморфен с моноклинным хаттонитом.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $a:c=1:0,627$ (на основе рентгеновских данных, но в морфологической установке).

Наблюдавшиеся формы [14—16]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^{\circ}00'$	p 111	$45^{\circ}00'$	$41^{\circ}34'$
a 100	$90^{\circ}00'$	90 00	u 331	45 00	69 24
m 110	45 00	90 00	x 311	71 34	63 15

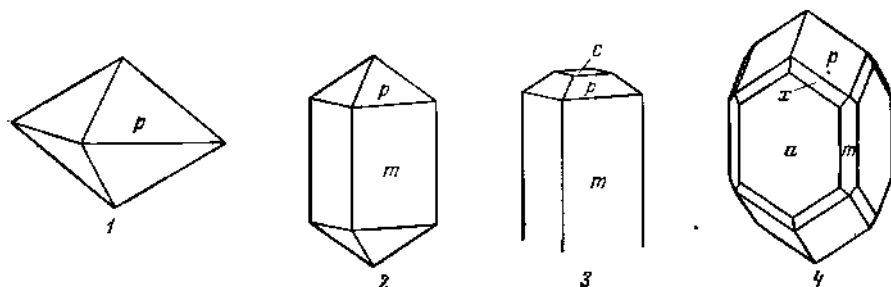
$$mp (110) : (111) = 48^{\circ}28'$$

$$pp (111) : (1\bar{1}\bar{1}) = 55^{\circ}58'$$

Недостовверная форма (120).

Как и у циркона, морфологическая ($a : c = 1 : 0,640$) и рентгеновская установки различаются поворотом около вертикальной оси на 45° ($0,627 \times \sqrt{2} = 0,887$). Формула перехода от символов граней, указанных Фроделем в рентгеновской установке [17], к принятым здесь, отвечающим морфологической установке: $110/\bar{1}\bar{1}0/001$.

Облик кристаллов дипирамидальный, дипирамидально-призматический, столбчатый, близкий к облику кристаллов циркона (фиг. 37). Наиболее крупные кристаллы (до 6 см) обнаружены в Арендале (Норвегия).



Фиг. 37. Кристаллы торита

1 и 2 — Лангсундфиорд (по Врэггеру); 3 — Арендаль (по Хамбергу); 4 — Шотландия (по Хеджу)

Обычны кристаллы несовершенной формы; поверхность граней чаще матовая, шероховатая. Отмечено ориентированное обрастание кристаллов торита цирконом [16, 18]. Известны сростания торита с биотитом и мусковитом [19]. В выделениях торита содержатся включения гематита, гётита, ильменита и флюорита, иногда распределяющиеся зонально [16, 19], а также газовые включения.

Физ. св. Сп. по (110) у неизмененного торита заметная, у метамиктного неясная или отсутствует (наблюдаемая у метамиктного торита и уранжита отдельность имеет вторичное происхождение). Изл. раковистый до неясно-раковистого и занозистого. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5 и ниже (до $2\frac{1}{2}$). Уд. вес от 6,7 до 4,1 и ниже, зависит от состава и степени метамиктности (6,67 — вычисл. для ThSiO_4 при параметрах по Фуксу [11]). Цв. черный, красно-ваго-бурый, желто-бурый, оранжевый (оранжит). Неизмененный ураноторит прозрачен, оливково-зеленый до зеленого; ферриториты бурые, темно-бурые, черные, сургучно-красные и красные. Нередко окрашен неравномерно. Черта оранжевая, желтая, темно-бурая. Бл. на свежем изломе стекляннй до смоляного, частью жирный, у измененного — матовый. В тонком слое прозрачен (свежий оранжит и неизмененный ураноторит) до непрозрачного (бурые и черные гидратированные и метамиктные ториты). Не люминесцирует (лишь для торита из Випшевых гор отмечена люминесценция в ярких светло-зеленых тонах) [20]. Сильно радиоактивен. Непроводник электричества.

Парамагнитен.

Инфракрасный спектр кристаллического торита, характеризуется полосами поглощения 410, 475, 520, 575, 800, 880, 920, 1010 и 1100 см^{-1} . Для метамиктного торита характерны полосы 450, 575, 880, 950 и 1020 см^{-1} [21]; сходные спектры поглощения дают ураноторит и торогуммит [4, 5, 18].

Микр. Неметамиктный или слабо метамиктный торит в шлифах прозрачен, бесцветен, анизотропен. Одноосный (+), изредка аномально двуосный с $2V$ до $5-6^\circ$ [22, 23]. Прозрачный неизменный ураноторит из Новой Зеландии (оригинал хим. анализа 5) отчетливо плеохроирует: по Ne — желто-зеленый, по No — светло-зеленый, $Ne > No$ [24]. Показатели преломления торита существенно варьируют (см. при хим. анализах). Подвергшийся метамиктному распаду и гидратации торит мало прозрачен, неоднороден, изотропен или почти изотропен с отдельными анизотропными участками. Показатели преломления часто различны в одном и том же зерне; так, у метамиктного ферриторита из Казахстана в одних участках $n=1,655-1,656$, в других — $1,635-1,640$ [23].

Хим. Теор. состав: $\text{ThO}_2-81,42$, $\text{SiO}_2-18,58$. Состав варьирует в широких пределах, содержание ThO_2 колеблется от 45 до 75%. Наиболее обычная примесь U (от долей до 10% и более UO_2), обычны также примеси Fe , Ca , P , Al , Ti . Содержание Fe , Ca и P может достигать нескольких процентов соответственно в ферриторите, кальциторите, ауэрлите (фосфоторите). Разграничение разновидностей по химическому составу не четкое.

Отмечалось повышенное содержание Mn : 13% MnO в одном из торитов Казахстана [25] («манганоторит», по Кролю и Чернову [26]) и 11% MnO_2 в ловозерском «гидроторите» с р. Тавайок [10]. В одном из ферриторитов Енисейского края установлены SO_3 и S (см. анализ 11 — «сульфат-ферриторит» по Свешниковой и др.) [2]; предполагается изоморфное замещение SiO_4 на SO_4 (ранее присутствие S указывалось для «хиблита» — продукта замещения торита из Хибла в Онтарио [27, 28]). Известны также ториты, содержащие As_2O_3 : свыше 2% в одном из ураноторитов Казахстана [22] и 3,62% в торите (или торогуммите) из Китая — арсеноторите (arsenothorite) или шентулите (shentulite) по обозначению Пэн Ци-жуй [29].

Количество воды составляет от следов до 15% в торогуммитах, общая формула которых имеет вид $\text{Th}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$, где SiO_4 замещается $(\text{OH})_4$.

Содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ обычно не превышает 1—2%, но в торите с Цейлона [17] установлено 7,18% TR_2O_3 , а в торите (торогуммите) из фенитизированных гранитных пегматитов Вишневых гор (анализ 16) — свыше 10% TR_2O_3 [20].

Редкоземельные элементы в торите из нефелино-сиенитовых пегматитов принадлежат к группе церия. Для торита из гранитов, связанных с ними пегматитов и из гидротермальных месторождений характерны редкоземельные элементы группы иттрия, чаще всего с диспрозиевым максимумом [30]; в гидротермальном ферриторите иногда отгошские $\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3: \Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$ равно 1,5 [31]. В ловозерском «гидроторите» [10] и в торите из Калифорнии [24] установлен Be .

Новых анализов собственно торита и оранжита очень мало, преимущественно анализировались ториты с повышенным содержанием тех или иных примесей, относящиеся к разновидностям.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	0,20	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	0,04	—	—	—	—	—	0,17
MgO	0,30	—	—	0,01	0,3	сл.	—	0,09

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	0,40	Сл.	1,09	—	0,3	1,16	1,5	0,52
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	Сл.	—	1,01
FeO	Не обн.	—	—	0,59	—	—	0,03	3,68
PbO	0,72	0,75	—	0,10	0,47*	0,98	—	0,11
ZnO	—	0,02	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Не обн.	2,08	—	1,29	—	1,84	—	2,00
Fe ₂ O ₃	0,18	0,27	4,96	—	2,3	2,54	8,00	14,21
ΣTR ₂ O ₃	0,96	2,39	1,05	0,54	1,1	1,89	—	6,22
SiO ₂	18,23	16,69	16,40	16,47	19,5	11,89	15,20	15,46
TiO ₂	Сл.	0,17	—	0,10	—	0,02	0,01	0,10
ZrO ₂	—	—	—	0,07	—	—	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	0,26	—	—
ThO ₂	77,29	69,40	71,60	71,61	62,6	58,17	64,9**	49,22
UO ₂	—	—	—	8,36	11,5	9,05	—	—
UO ₃	—	1,32	—	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	Не обн.	—	0,51	—	—	—	0,026	0,27
P ₂ O ₅	—	1,88	—	—	—	0,59	—	0,27
As ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,1	0,16
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	0,18	—	—	—	—	—	—
F	—	1,17	—	—	—	—	—	0,23
H ₂ O ⁺	—	3,60	}	0,86	1,68	7,10	}	6,05
H ₂ O ⁻	1,41	1,12						
П. п.	—	—	4,62	—	—	—	9,5	—
Сумма	99,49	101,28	100,23	100,00	100,00	100,47	(99,26)	99,77
—O=F ₂	—	—0,49	—	—	—	—	—	0,10
		100,79						99,67
Уд. в.	6,28	5,296	5,55	6,36	6,25	4,30	4,75	4,78
n _e		1,777	1,805—	1,86	1,840—	—	—	—
	> 2,10		1,769		1,839			
n _o		1,722	1,762—	1,82	1,825	1,68	1,710	1,698
			1,745					

* Рb.

** ThO₂ + TR₂O₃.

1 — янтарно-желтый из нефелино-полевошпатовых жил Вишневых гор, анал. Казакова [9, 20]; 2 — оранжево-бурый, Енисейский край, анал. Князева [2]; 3 — из зоны альбитизации в нефелино-сисситовом массиве Ходжаачкан, Алтайский хребет, анал. Бурина [32]; 4—6 — ураноторнты (4 — Калифорния, среднее из двух анализов [33]; 5 — Новая Зеландия, анал. Силэй [24]; 6 — красновато-бурый, Наэги, Япония, анал. Като [5]); 7—8 — ферриторнты (7 — сургучно-красный, Средняя Азия, анал. Леонова [6]; в оригинале сумма 99,16; 8 — светло-коричневый, Средняя Азия, данные Рабинoviча [6]).

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	} 0,26	Сл.	0,10	—	0,07	—	—	—
K ₂ O		"	0,14	—	0,06	—	—	—
MgO	0,12	—	—	—	0,41	0,09	0,28	1,36
CaO	1,62	2,30	1,60	2,43	0,17	2,20	2,41	3,39
В ₂ O	—	—	—	—	—	0,77	—	—

	9	10	11	12	13	14	15	16
MnO	1,93	2,07	—	—	0,14	—	—	0,25
FeO	3,55	—	—	—	He обн.	1,46	—	He обн.
PbO	Сл.	0,64	0,91	0,64	1,28	0,54	—	1,92
ZnO	—	0,05	0,01	0,03	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,10	2,29	2,87	2,78	2,83	1,44	1,17	3,55
Fe ₂ O ₃	12,02	9,83	9,33	9,88	12,54	4,55	0,02	4,62
ΣTR ₂ O ₃	5,59	3,07	3,11	1,99	2,35	0,25	He обн.	10,93
SiO ₂	10,22	16,27	14,90	16,40	16,14	16,86	19,53	14,63
TiO ₂	0,13	0,11	0,07	0,07	0,03	Сл.	Сл.	0,10
ZrO ₂	—	—	0,37	0,72	—	—	—	—
SnO ₂	He обн.	—	—	—	—	—	Сл.	—
ThO ₂	51,47	51,86	51,41	52,81	45,79	61,04	65,10	45,32
UO ₂	—	—	—	—	—	0,40	—	—
UO ₃	—	0,42	0,12	0,11	—	—	—	—
U ₃ O ₈	0,41	—	—	—	7,43	—	—	1,89
P ₂ O ₅	0,88	1,35	1,48	1,18	—	—	—	—
As ₂ O ₅	0,51	—	—	—	—	—	—	—
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	0,61	0,04	0,09	0,19	—	—	0,042
SO ₃	—	—	1,35	—	—	—	—	—
F	—	2,01	3,00	2,12	—	0,80	—	0,68
S	—	—	4,19	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	} 5,64	5,88	5,91	5,29	—	2,14	2,41	4,03
H ₂ O ⁻		2,81	2,78	3,30	2,48	8,47	8,19	7,48
П. п.	—	—	—	—	7,95	—	—	—

Сумма 98,88* 101,57 103,69 99,84 99,86 101,01 99,11 100,19

—O=F₂,S 0,84 3,36 0,88 0,34 0,29

Уд. в. 100,73 100,33 98,96 100,67 99,90

n_e — } 1,748 — } 1,688 — 1,786 — 1,715 1,681 —
n_o — } 1,737 } 1,675 1,730 — 1,682 1,678 —

* В том числе SnO — 0,23, Cl — 0,2.
9—13 — ферриториты (9 — черный, Киргизия; следы Ge, V, Sb и Bi — не обн., анал. Красильникова [34]; 10—12 — Енисейский краж. анал. Кязева [2]; 10 и 11 — черный; 12 — кирпично-красный; 13 — красновато-коричневый из пегматита, Слюдянка, анал. Хованский [35]); 14—16 — торогумиты, Вишневые горы, анал. Казакова [9, 20] (14 — темно-коричневый из кварцево-кальцитовых прожилков, 15 — светлый, из нефелино-полевошпатового пегматита Курочкина Лога, 16 — из фенитизированных гранитных пегматитов).

	17	18	19	20	21	22	23	24
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,67	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
BeO	—	—	—	0,83	—	—	—	—
MgO	—	0,16	0,60	—	0,17	0,04	0,29	0,66
CaO	0,41	1,62	1,65	4,33	0,40	6,93	0,49	5,77
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,82
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—

	17	18	19	20	21	22	23	24
PbO	2,16	7,78	1,25	0,88	0,68	—	—	2,21
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,96	—	0,88	He обн.	He обн.	1,02	1,10	—
Mn ₂ O ₃	—	—	—	1,70*	—	0,73	—	—
Fe ₂ O ₃	0,85	—	—	5,23	1,03	—	1,38	9,08**
ΣTR ₂ O ₃	6,69	0,44	0,97	2,50	0,62	0,62**	—	1,85
SiO ₂	13,08	15,30	15,77	16,83	21,62	21,09	7,64	10,78
TiO ₂	—	—	—	1,60	He обн.	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	4,35
ThO ₂	41,44	24,46	57,79	51,66	56,82	59,35	70,13	36,66
UO ₂	—	—	—	He обн.	—	—	—	—
UO ₃	22,43	37,33	2,98	—	He обн.	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	—	—	1,74
P ₂ O ₅	1,19	—	1,33	—	—	—	7,46	13,09
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	0,40	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	1,50	—	—	—	—	—
H ₂ O+	7,88	8,37	6,06	13,20	9,19	—	—	8,54
H ₂ O-	1,23	4,19	9,12	—	9,38	—	—	3,26
П. п.	—	—	—	—	—	9,39	11,21	—
Сумма	98,32	100,05	99,90	98,76	99,91	99,84	99,70	98,81
Уд. в.	4,43— 4,54	4,13	—	3,74	3,20	4,114	4,42— 4,77	—
n	—	—	—	1,72— 1,70	1,58	—	—	—

* MnO₂.** FeO+Fe₂O₃.*** Σ(Ce)₂O₃ — 0,39, ΣY₂O₃ — 0,23.

17 — торогуммит, Барингер Хилл, Техас [36]; 18 — «николайт», Уоджина, Западная Австралия, анал. Симпсон [37]; 19 — «гидроторит», Уоджина, анал. Симпсон [38]; 20 — «гидроторит», бурый, Ловозерские тундры, р. Чивруай, анал. Казакова [10]; 21 — «гельторит», бесцветный, г. Пушкаруайв, Ловозерские тундры, анал. Казакова [10]. 22 — кальциторит, из пегматита о-ва Ловен, Южная Норвегия; анал. Клеве [16]; 23 — ауэрлит, Северная Каролина [36]; 24 — «фосфоторит», Кривой Рог, анал. Иванова [39].

Анализы торитов см. дополнительно в работах [2, 17, 18, 20, 23—25, 40—44].

Диагн. исп. После обработки зерен торита в течение 4—5 час. горячей концентрированной HCl он теряет Fe и Th (до 80%); остается хрупкий белый немагнитный скелет кремнезема.

В запаянной трубке многие ториты выделяют воду; п.п. тр. на угле не плавится, оплавляются только края зерен; черный торит при прокаливании становится бледно-буровато-красным и дает желто-бурый шлак, оранжит делается матово-бурым, по охлаждении снова приобретает оранжевую окраску. Соляной кислотой легко разлагается с выделением студневидного кремнезема; после прокаливания разлагается с трудом. Дает характерные реакции с плавнями на U и Fe.

Повед. при нагр. При нагревании метамиктных разновидностей образуется тонкозернистый агрегат торита и хаттонита, иногда с примесью торанита и аморфной SiO₂ [17]; состав продуктов нагревания торитов зависит от температуры, времени нагревания и степени метамиктности

исходного материала [17]. Нагревание вызывает повышение удельного веса и показателя преломления, потерю в весе, уменьшение объема.

Синтетический торит при нагревании переходит в хаттонит; ориентировочная температура превращения $1225 \pm 10^\circ$ при давлении 1 атм [45]. Температура плавления торита точно не установлена. Диссоциирует до температуры плавления или плавится incongruently (ThO_2 и SiO_2). Устойчивой формой при температуре ликвидуса является моноклинная модификация — хаттонит [3].

Дифференциальный термический анализ указывает на постепенную потерю метамиктным торитом относительно слабо связанной воды (при температуре от 100 до 250°). Имеются экзотермические пики при 480 и 785° и небольшой, но четкий эндотермический прогиб при 830° , приписываемый потере наиболее прочно связанной воды (ураноторит из Наэги, Япония, оригинал анализа 6) [5]. На дифференциальной кривой нагревания ураноторита с Памира [46] наблюдается экзотермический пик в интервале $900\text{—}1000^\circ$, соответствующий диссоциации минерала на окислы ThO_2 и SiO_2 .

Наход. Аксессуарный минерал некоторых гранитоидов и щелочных пород, второстепенный минерал отдельных пегматитов, массивов гранитов, щелочных гранитов и сиенитов, нефелиновых сиенитов, а также гидротермальных жил. Повышенное количество торита содержится в породах, подвергшихся окварцеванию, альбитизации или грейзенизации. Аксессуарный торит и ураноторит обычно ассоциируются с ортитом, монацитом и цирконом; в окварцованных, альбитизированных и грейзенизированных породах наблюдается ассоциация торита с флюоритом, магнетитом, галенитом, гематитом, цирколитом [47—49].

В грейзенизированных гранитах Купердасыя в Северной Киргизии аксессуарный торит находится в ассоциации с ксенотимом [34]. В гранитах Днепровско-Токовского магматического комплекса (УССР) встречаются ферриторит — в породах глубинной фации, фосфоторит — в породах жильной фации, ураноторит — в кварцевых обособлениях пегматитовых жил и в кварцевых линзах (в тесной ассоциации с черным цирконом, магнетитом, халькопиритом и молибденитом) [39]. В метасоматически измененных гранитах Приполярного Урала поздний аксессуарный торит сопровождается цирконом, монацитом, фергусонитом, флюоритом, ильменорутилом; в альбитизированных гранитах Полярного Урала встречены кристаллы с гранями (110) и рядом дипирамид [48].

Является обычным аксессуарным минералом в гранитах Кураминского и Чаткальского хребтов [50], в алмаатинских гранитах [51]. В Кенккольском массиве (западная часть Киргизского хребта) наблюдается в лейкократовых гранитах поздней фазы, ассоциируется с цирконом, апатитом, пиритом; в апикальных и краевых субфациях гранитов образует более крупные (до 3 мм) длиннопризматические кристаллы [52]. Известен в гранитах Западной Тувы (Тонгульский и Крахольский массивы) [53].

В пироксено-роговообманковых сиенитах и пегматитах Памира ураноторит — аксессуарный минерал, наблюдается в виде кристаллов размером 0,1—0,2 мм [46].

Повышенное количество аксессуарного торита отмечено в зонах альбитизации нефелин-сиенитового массива Ходжаачкан на северном склоне Алайского хребта и в альбитизированных сланцах (торит анизотропный, частью метамиктный и изотропный) [32]. В Мегринском плутоне (Армения) торит характерен для пегматитов щелочных сиенитов, ураноторит (призматические кристаллы изумрудно-зеленого цвета) является аксессуарным минералом гранитов [54].

В пегматитах сиенитовой зоны Ильменских гор на Урале торит и оранжит наблюдаются в виде мелких точечных включений и вкрапленности

в полевом шпате; оранжит образует также несовершенные призматические кристаллы; ассоциируется с кварцем, эгирином, цирконом, малаконом, чевкинитом, титанитом, магнетитом, апатитом [55].

В Борсуксайском щелочном массиве в Мугоджарах в дайковых телах нефелиновых сиенитов распространены маложелезистые и безжелезистые разновидности торита; в либнеритовых сиенитах и альбититах встречается оранжит. Торит ассоциируется с цирконом, пироксеном, флюоритом, монацитом, бастнезитом, магнетитом и биотитом; образует сростки призматических кристаллов (1–3 см). Оранжит наблюдается в виде оранжево-красных или красно-бурых зерен (12 мм). Обе разновидности содержат Са, Ва, Ве, Мп, Na, Mg, Al, TR, содержание примесей в прозрачных и опаловидных торитах и в оранжитах различно [56].

В Инаглинском щелочном массиве в Якутии в батисито-натролитовых пегматитах торит в клееподобных зернах содержится в прожилках спутанноволокнистого рамзаита [57]. В нефелин-сиенитовом комплексе Енисейского кряжа акцессорный торит встречается в различных породах: в эндоконтактах нефелин-сиенитовой интрузии наблюдается редкая вкрапленность бурого и желтого торита; в пегматитах встречаются темно-коричневый торит и изотропный метамиктный черный торит (ферриторит); в альбитизированных нефелиновых сиенитах и щелочных пегматитах акцессорный оранжит находится в ассоциации с поздним эгирином и астрофиллитом (анал. 2) [2]. В альбититах Сибири в метасоматическом малаконе наблюдаются точечные и прожилковидные выделения торита и ферриторита; характерны скелетные структуры замещения малакона торитом [58].

В Норвегии в незональных гранитных пегматитах торит и оранжит встречены вместе с ортитом и циртолитом (Ивеланд, Танген, Крагерё, Арендаль) [59]; в пегматитах нефелиновых сиенитов района Лангезунд-фиорда торит и оранжит (кристаллы до 6 см) заключены в полевом шпате, сопровождаются цирконом, иногда образуют с ним закономерные сростания [16].

В Нигерии торит и ураноторит — редкие акцессории гранитов, также встречаются в пегматитах, ассоциирующихся с карбонатитами [60]. В Сан-Бернардино Каунти (Калифорния) торит в карбонатитах ассоциируется с бастнезитом. В девонских песчаниках СССР в виде едипичных точечных включений или неправильной формы скоплений в цементе песчаников установлен колломорфный ураноторит; он отлагался вместе с пиритом в трещине спайности в микроклине; размеры выделений ураноторита 0,0005–0,1 мм, под микроскопом различимы гроздевидные и почковидные агрегаты; находится в тесной ассоциации с новообразованными гидрослюдами, апатитом и пиритом [4].

В кварц-гематит-баритовых жилах встречаются торит, реже — торогуммит в ассоциации с флюоритом, сидеритом, пиритом, халькопиритом, борнитом и галенитом [59]. В некоторых гидротермальных, богатых флюоритом жилах в выделениях пурпурного флюорита встречаются мелкие (до 0,1 мм) зерна торита в ассоциации с карбонатами, пиритом, халькопиритом, борнитом и галенитом [59]. В ЮАР в докембрийских конгломератах серии Доминьон-Риф наблюдается ураноторит, образовавшийся путем замещения богатого торием уранинита [60].

Известен в речных, приморских оловянных россыпях в Нигерии (с монацитом), в золотоносных россыпях Конго (с монацитом, эвксенитом, самарскитом и цирконом); в россыпях Центрального Сулавеси (бывш. Целебес) ураноторит («висаксонит») сопровождается цирконом и касситеритом [61]. Широко распространен в золотоносных россыпях Центральной и Южной Калифорнии [59]. В тяжелом концентрате из аллювиальных отложений, покрывающих мелкозернистые граниты в Наэги (Гифу, Япония),

ураноторит встречается с касситеритом, топазом, магнетитом, вольфрамитом, фергусонитом, монацитом, цирконом и др. [5].

Изм. Наиболее обычное изменение — переход в метамиктное состояние. Ториты из неизмененных магматических пород и россыпей, образовавшихся при их разрушении, подверглись метамиктному распаду и гидратации значительно менее, чем ториты из пегматитов и альбитизированных пород. К продуктам гидротермального изменения торита и ураноторита относятся торогумит и аузрлит, обогащенный торием бастнезит [62]. В россыпях зерна торита претерпевают истирание и окатывание.

Искусств. Впервые в 1887 г. был синтезирован Троостом и Увраром нагреванием до белого каления на воздухе смеси ThO_2 , SiO_2 и CaCl_2 . Как тетрагональная, так и моноклинная модификации ThSiO_4 получены нагреванием смеси ThO_2 и SiO_2 при 900° и выше или нагреванием метамиктного торита на воздухе [13, 63].

Гидротермальным путем (от 150 до 800°) тонкозернистый торит получен [13] нагреванием гелеобразной SiO_2 и ThO_2 с водой в стальных бомбах при различной длительности эксперимента и при разных условиях (температура 150 — 700° , давление $4,8$ — 3100 бар). У торитов, синтезированных при 150 — 400° , параметры элементарной ячейки несколько отличаются ($a_0=7,18$ — $7,12$, $c_0=6,28$ — $6,29$ Å) от параметров торита, синтезированного сплавлением при 700 — 800° и гидротермальным путем ($a_0=7,08$, $c_0=6,31$ Å). После прокаливании синтезированного при более низких температурах торита линии на его порошкограммах более четкие и размеры элементарной ячейки отвечают таковым высокотемпературного торита [13].

Ураноторит получен из гелей SiO_2 , смешанных с соосажденными водными окислами Th и U при соотношении Th:U=1:1; наряду с ураноторитом ($a_0=6,88$, $c_0=6,27$ Å) продукт синтеза содержал кварц [13]. Получены метастабильные твердые растворы USiO_4 в ThSiO_4 с содержанием не более 25 мол. % USiO_4 [64]. Удалось также получить метастабильные твердые растворы ZrSiO_4 в ThSiO_4 (до 25—35 мол. % ZrSiO_4) [13].

Торит в виде прозрачных бесцветных кристаллов (5 мм) получен из гранулированного торита (приготовленного прессованием искусственной смеси порошков ThO_2 и SiO_2 в отношении 1:1) в растворе $\text{Li}_2\text{O} \cdot 2\text{WO}_3$ при 1150° ($n_e=1,885$, $n_o=1,827$); при температуре 1225° и выше получалась моноклинная фаза — хаттонит [45].

Отл. От близкого по облику кристаллов циркона торит отличается более высоким, даже в метамиктном состоянии, удельным весом (у метамиктного циркона 3,9—4,2, у метамиктного торита — до 4,4), меньшей твердостью, цветом черты (светло-оранжевая до темно-бурой). Неметамиктный торит отличается от циркона наличием спайности, отсутствием свечения в ультрафиолетовом свете (ториты с тонкими пленками вторичных продуктов иногда начинают люминесцировать после продолжительной обработки кипящей HCl), более высокими показателями преломления и по порошкограммам. От хаттонита торит отличается прямым погасанием по отношению к призматическим граням и тетрагональным обликом кристаллов.

Специфические реакции диагностики торита в россыпях: смесь NaF и бисульфата натрия сплавляется в никелевом тигле до образования на дне тонкого слоя сплава. После его охлаждения на нем рассеиваются зерна испытуемого минерала, тигель снова нагревается и затем охлаждается. Около заключенных в охлажденном сплаве зерен торита в ультрафиолетовых лучах наблюдаются интенсивно-желтые ореолы (зерла циркона и монацита иногда окружены очень бледно светящимися ореолами, колумбит — бледно-желтым ореолом) [65].

Разнов. По цвету. О р а н ж и т — orangeite — ярко-оранжево-желтый. Впервые установлен в Норвегии в Бревике, назван по цвету (Кранц, 1851). Шеерер (1859) [16] описал выделения торита, ядра которого сложены оранжитом. Переход между ними постепенный.

Разновидности по особенностям состава. Ураноторит — uranophorite — обогащен ураном (8—20% UO_2), изоморфно замещающим торий.

Назван по составу (Коллиер, 1880). Синон. Висаксонит — wisaksonite (Дрюиф, 1948) [66].

По значению параметров элементарной ячейки не отличим от торита, по составу связан с ним переходами. Встречен в зернах и плохо образованных кристаллах. Физические свойства см. при характеристике торита. Анализы 4—6. Наряду с U нередко содержит повышенное количество Fe; связан переходами с ферриторитом. В природе встречается в тех же условиях, что и собственно торит. Имеет практическое значение для получения урана (главным образом из россыпей).

Промежуточный минерал между ураноторитом и ферриторитом назван Жировой и др. [67] «ураноферриторитом», Соболевой и Пудовкиной [40] — «ферриураноторитом».

Ураноторитом или измененным ураноторитом, по-видимому, является эналит — enalite, обнаруженный Кимурой [68] в песке из разрушенного пегматита в районе Эн в Японии; в виде мелких оранжево-желтых зерен тесно ассоциируется с монацитом и касситеритом; анализ чистого вещества отсутствует.

Ферриторит — ferrithorite — торит, обогащенный Fe_2O_3 , содержит примеси TR, Al, Ca, Mn и значительное количество H_2O .

Назван по составу (Старик и др.) [34]. Синон. Ферроторит — ferrothorite (Лакруа, 1923), ферриоранжит — ferriorangite (Калинин, 1945) [35].

Образует несовершенные кристаллы, выделения неправильной формы, сплошные массы. Известны колломорфные и землистые агрегаты. Метамиктный в различной степени.

Параметры элементарной ячейки (см. выше) и физические свойства как у собственно торита. Анализы 7—13. Встречается в гранитах, гранофирах, грейзенизированных гранитах, грейзенах [6].

В Казахстане обнаружен в биотитовых гранитах, контактирующих с породами осадочно-эффузивной толщи девона, в ассоциации с монацитом магнетитом, гематитом [22, 23, 25], а также в кварц-флюорит-баритовых жилах с бастнезитом, ксенотимом, фенацитом, ильменорутилом, сульфидами [6]. В свинцово-цинковых гидротермальных жилах Средней Азии наблюдается в ассоциации с паризитом, малаконом и ферриаттонитом [69]. Распространен в метасоматических породах, связанных с субщелочными гранитоидами. В повышенных количествах обнаруживается в зонах ослюдечения субщелочных гранитоидов Сибири в тесной ассоциации с литиевыми слюдами, малаконом и колумбитом [70]. В массивах щелочных гранитов восточной части Балтийского щита нередок в кварцево-альбито-микроклиновых пегматитах (округлые красновато-бурые выделения величиной 2—5 мм) [41].

В Забайкалье в районе Слюдянки красновато-коричневый ферриторит в виде клеоподобных зерен обнаруживается в полевошпатовой зоне пегматита [35].

В нефелин-сиенитовых пегматитах Енисейского кряжа содержится черный сильно метамиктный ферриторит (анализ 10), а также кирпично-красный ферриторит близкого состава (анализ 12) и черный сульфат-ферриторит, содержащий 4,19% S и 1,35% SO_3 (анализ 11) [2].

Известен в торнево-ниобиево-редкоземельных и торнево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях [71].

Торогуммит — thogummite — гидроксилсодержащая разновидность торита с формулой $Th(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$ [8]. Продукт изменения первичных ториевых минералов.

Назван Хидсном и Макинтошем в 1889 г. Синол. макинтошит — *maskintoshite* (Хиден, Хплебранд, 1893, по Фронделу [8]), хлороторит — *chlorothorite* (Хиден, 1889), николит (николайит) — *nicolayite* (Симпсон, 1912), гидроторит — *hydrothorite* (Симпсон, 1927), хиблит (гиблит) — *hyblite* (Эльсюрт, 1927) [27], майтландит (иначе мейтландит, метландит) — *mailandite* (Симпсон, 1930), геллторит — *gelthorite* (Семенов, 1961).

Пильбарит — *pilbarite* (Симпсон, 1910) — смесь торогуммита и казолита (Хонеа, 1937) [72].

Возможно, торогуммитом является жинингит (йинингит) — *jiningite* (Го Чэн-изн, 1959) [73], требующий дополнительного изучения.

Плотные и порошковатые выделения, частью кристаллические корочки и псевдоморфозы по ториту и другим ториевым минералам, метаколлоидные агрегаты, иногда несовершенные кристаллы, похожие на кристаллы циркона.

Неметамиктный или слабометамиктный. Параметры элементарной ячейки см. на стр. 127. Уд. вес ниже, чем у торита (см. при хим. анализах). Цв. ярко-желтый, темно-желтый, после прокаливания зеленоватый; непрозрачный. Бл. от полустеклянного до смоляного. Хрупок. Хим. состав непостоянный (анализы 14—21); содержание воды 5—15%, отношение SiO_2 : ThO_2 достигает 3 : 4, недостаток SiO_2 компенсируется группами OH [11]. Легко растворим в HNO_3 . Вода, в значительной части адсорбированная или капиллярная, выделяется около 110, 200 и 250°; небольшое количество воды удерживается до высоких температур.

Впервые встречен в танталитовых пегматитах Западной Уоджины в Австралии, образует гнезда и выполняет трещины в альбите в тесной ассоциации с танталитом, касситеритом, ленидомеланом, сподуменом. Установлен в кальцитовых и кварцево-кальцитовых прожилках в массиве нефелиновых сиенитов Вишневых гор на Урале (тетрагональные призматические кристаллы). В пегматитах Ловозерских Тупдр на Кольском п-ове («гидроторит») образует аксессуарные округлые и неправильные включения (до 0,5 см) в полевоом шпате и натролите; оптически изотропный, метамиктный, рентгеноаморфный; цв. вишнево-красный, красный и черный (анализ 20) [10].

К а л ь ц и о т о р и т — *calciothorite* — содержит 7% CaO (анализ 22). Аморфный. Изл. раковинистый. Хрупок. Тв. 4½. Уд. вес 4,114. Цв. винно-красный. Бл. стеклянный. Просвечивает. В шлифс почти бесцветен, однородный. Изотропен. Не плавок. Непрокаленный минерал легко разлагается в кислотах с образованием студневидного кремнезема. После прокалывания нерастворим. Установлен в Норвегии на острове Арё, в виде включений (величиной с орех) в анальциме и разрушенном полевоом шпате, а также на острове Ловен в виде мелких зерен [16].

Назван Брёггером по составу [16].

А у э р л и т (ауерлит) — *auerlite* — разнов. торита (или торогуммита) с частичным замещением SiO_4 на PO_4 (анализ 23).

Назван Хиденом и Макинтошем в 1888 г. по имени химика Ауэра — изобретателя огнеупорных стенок для газовых светильников [36].

Призматические кристаллы (как у циркона) с неровной поверхностью граней. Тв. 2½—3. Уд. вес 4,22—4,76. Цв. с поверхности бледно-лимонно-желтый, в изломе оранжевый, темно-коричневый, красный. Полупрозрачный до непрозрачного. Неплавкий. Легко разлагается HCl с выделением гелеобразной SiO_2 . Образует включения в кристаллах циркона и наросты на них. Кристаллографические оси циркона и торита параллельны. В ассоциации с цирконом обычен в гнейсе и граните района Хендерсон Каунти в шт. Северная Каролина (США); образует закономерные срастания с цирконом.

Неясно соотношение с ауэрлитом фосфоторита — phosphothorite (Филиппов М. С., Комлев Л. В. Тр. Рад. ин-та, 1958, 8, 241) и фосфоторогуммита — phosphothogumite, иначе гидроауэрлита — hydroaerlite (Карпенко и др., 1967) [18].

Фосфоторит, очевидно, представляет обогащенный фосфором ферриторит с повышенным содержанием кальция (анализ 24) [39]. Рентгеноаморфен. Является аксессуарным минералом жильных и порфировидных гранитов и аплит-пегматитов Криворожья. Кристаллы (0,1—0,5 мм) дипирамидально-призматические. Тв. 4—5. Уд. вес 4,628. Бл. жирный. Изл. неровный, раковистый. Окрашен неравномерно. В шлифе в проходящем свете! светло-оранжевый или светло-бурый с зеленоватым оттенком, изотропен, $n = 1,682-1,686$; наружная кайма зерен красно-бурая, анизотропная, $n = 1,712$.

Фосфоторогуммит по составу близок как к ауэрлиту, так и к фосфоториту. Установлен в СССР в виде кристаллов (0,5—2 мм, редко 8—10 мм) и зернистых агрегатов в дайке щелочных пород, залегающей в контакте с массивом серпентинита [18]. Рентгеноаморфен (метамиктен). Окраска неоднородная (в пределах одного зерна от светло-зеленовато-желтой до темно-бурой). Сп. неясная. Тв. около 4. Уд. вес 3,9—4,6. n от 1,628 до 1,688.

Близкие к ториту, недостаточно изученные минералы. Смирновскит — smirnovskite. Установлен в Этыкинском месторождении Восточного Забайкалья в касситерито-кварцево-амазонитовых и касситерито-кварцево-топазовых жилах [74]. Характерны кристаллы длиннопризматического габитуса (до 0,5 см) и неправильные выделения. Метамиктен. Тетраг. с. ? Сп. нет. Тв. близка к 5. Уд. вес 4,68. Бл. жирный. Изл. раковистый. Цв. коричнево-буро-красный, оранжево-желтый, белый и бесцветный. Показатель преломления коричнево-красного — 1,703, буро-красного — 1,702—1,718, бесцветного — 1,685; в анизотропных участках: $n_e = 1,682$, $n_o = 1,678$, $n_c - n_o = 0,002-0,004$ (иногда до 0,011—0,015). Опт. (+). Погасание прямое относительно ребер призмы.

Состав (анал. Покровская): (K, Na)₂O — 1,00, MgO — 0,22, CaO — 3,90, Al₂O₃ — 0,79, Fe₂O₃ — 1,05, ΣTR₂O₃ — 7,90, U₂O₈ — 0,10, SiO₂ — 6,54, ThO₂ — 51,20, P₂O₅ — 17,80, H₂O⁺ — 6,87, F — 5,02; сумма 102,39—2,09 = 100,30. Непрокаленный смирновскит дает на рентгенограмме слабые линии: 3,03 (3), 2,13 (3), 1,857 (3) и 1,676 (1), усиливающиеся после прокаливании минерала.

По данным Кроля и Чернова [26], является смесью нескольких минералов.

Эвкразит (зукразит, эйкразит) — eucrasite, eukrasite. Темно-бурые выделения без кристаллографических ограничений, с буро-желтой охристой коркой. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 4½—5. Уд. вес 4,39. Черта бурая. Бл. жирный. Просвечивает в краях. Состав (анал. Пайкул) [75]: Na₂O — 2,48, K₂O — 0,11, MgO — 0,95, CaO — 4,00, Al₂O₃ — 1,77, Fe₂O₃ — 4,25, Y₂O₃ — 4,33, Ce₂O₃ — 6,13, CeO₂ — 5,48, (La, Di)₂O₃ — 2,42, Er₂O₃ — 1,62, SiO₂ — 16,20, MnO₂ — 2,34, TiO₂ — 1,27, ZrO₂ — 0,60, SnO₂ — 1,15, ThO₂ — 35,96, п. н. — 9,15; сумма 100,21. Встречен в Норвегии в районе Баркевика и в пегматитовых жилах района Лангезунд-фиорда [16,75].

Фрейалит — freyalite. Мелкие почковидные образования. Аморфный. Цв. светло-бурый, блеск восковой. Черта желтовато-серая. Тв. 5. Уд. вес 4,06—4,17. Состав (анал. Дамур) [76]: Na₂O + K₂O — 2,33, MnO₂ + Mn₂O₃ — 1,78, Al₂O₃ + ZrO₂ — 6,31, Fe₂O₃ — 2,47, CeO₂ + Ce₂O₃ — 28,80, (La, Di)₂O₃ — 2,47, SiO₂ — 20,02, ThO₂ — 28,39, H₂O — 7,40, летучие — 0,82; сумма — 100,79.

Легко разлагается кислотами. Найден в Баркевике в Южной Норвегии [16,76].

Неясно соотношение с торитом малонзученного параторита (parathorite), описанного Шелардом в 1857 г. Ромб. с. Мелкие призматические кристаллы с гранями b (010), a (100) и m (110). Для m (110) $\varphi = 64^\circ$. Тв. 5—5½. Цв. гранатово-красный до черного. Бл. полусмоляной. Просвечивает в тонких зернах, до непрозрачного. Качественно с помощью паяльной трубки определены Fe и (предположительно) Ti. Наблюдался совместно с данбурином и ортоклазом в Данбери (шт. Коннектикут, США) (С. U. Shepard. Treatise on Min., 1857, по Дана, 1892, 1041).

Межплоскостные расстояния торита из Нигерии*
CuK_α-излучение, дифрактометр

hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
011	100	4,68	112	60ш	2,65	013	20ш	2,00
200	100	3,55	220	15ш	2,50	321	20ш	1,88
121	20	{2,84 2,82	022	20ш	2,22	312	30ш	1,825

* ASTM, 11-172. Образец частично метамиктный.

Л и т е р а т у р а

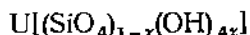
1. Bonatti S., Gallitelli P. Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Pisa, Mem., Ser. A, 1950—51, 57, 182 (по рефератам Chem. Abstr., 46, 3912b и Struct. Rep., 13, 363).

2. Свешникова Е. В., Князева Д. Н., Дмитриева М. Т. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 239.
3. *Pabst A.* Bull. Geol. soc. Am., 1950, 61, No. 12, 1492.
4. Некрасова З. А. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 90 (колломорфный ураноторит).
5. *Kato T.* Mineral. J., Jарап, 1960, 3, No. 2, 90.
6. Абакиров Ш. А., Леонова Л. Л., Федотова К. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 2, 232.
7. *Henmi K.* J. Geol. soc. Japan, 1951, 57, 345.
8. *Fron del C.* Am. Min., 1953, 38, Nos. 11—12, 1007.
9. Жабин А. Г., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1960, 134, № 1, 164.
10. Семенов Е. И., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 123.
11. *Fuchs L. H.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 3—4, 367.
12. *Fuchs L. H., Gebert E.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 3—4, 243.
13. *Fron del C., Colette R. L.* Am. Min., 1957, Nos. 11—12, 759.
14. *Heddle F.* Min. Mag., 1884, 5, No. 24, 149; No. 25, 233.
15. *Hamberg A.* Geol. för. förhandl., 1894, 16, H. 4, No 158, 327.
16. *Brögger W. C.* Zs. Krist., 1890, 16, 116.
17. *Fron del C.* U. S. Geol. Surv., Bull., 1958, No. 1064, 265 и 280.
18. Карпенко В. С., Назаренко Н. Г., Щипанова О. В. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 100.
19. Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1966, 111.
20. Еськова Е. Е., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 180.
21. Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 3.
22. Кроль О. Ф. Тр. Каз. н.-и. ин-та минерального сырья, 1962, вып. 7, 136.
23. Кроль О. Ф. Сб. «Геология, геохимия и минералогия м-ний редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966, 60; Кроль О. Ф. Тр. Каз. н.-и. ин-та минерального сырья, 1961, вып. 5, 138.
24. *Hutton C. O.* Bull. Geol. soc. Am., 1950, 61, No. 7, 677.
25. Кроль О. Ф. Тр. Каз. н.-и. ин-та минерального сырья, 1960, вып. 3, 162.
26. Кроль О. Ф., Чернов В. И. Тр. Каз. н.-и. ин-та минерального сырья, 1960, вып. 2, 81; *Fleischer M.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 3—4, 387.
27. *Ellsworth H. V.* Am. Min., 1927, 12, No. 10, 368.
28. *Robinson S. C., Sydney A.* Canad. Min., 1957, 6, pt. 1, 1 (ураноториты Вост. Онтарио, Канада).
29. Пян Ци-жуй. Zhogguo Dizhi (Ti-chih K'o hsueh), 1959, 10, 289 (китайский текст, см. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 108); Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 755; 1961, 46, Nos. 9—10, 1200.
30. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 133.
31. Туровский С. Д., Усманов У. У., Николаева А. В. ДАН СССР, 1968, 178, № 5, 1179.
32. Омельяненко Б. И., Сиротичина Н. А. Сб. «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959, 414.
33. *George D. R.* Am. Min., 1951, 36, Nos. 1—2, 129.
34. Старик И. Е., Краченко Л. Л., Меликова О. С. ДАН СССР, 1941, 32, № 4, 254.
35. Калинин П. В. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 3, 200.
36. *Hidden W. E., Mackintosh J. B.* Am. J. Sci., 1888, 36, 461; 1891, 41, 438.
37. *Simpson E. S.* J. Roy. soc. Western Australia, 1930, 16, 25 (по реферату N. Jb. Min., 1931, 1, 541).
38. *Simpson E. S.* J. Roy. soc. Western Australia, 1927, 13, 37.
39. Филиппов М. С., Комлев Л. В. Тр. Радиового ин-та АН СССР, 1958, 8, 241.
40. Соболева М. В., Пудюкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 260.
41. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 115.
42. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 119; Сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965, 291.
43. Семенов Е. И., Костюнина Л. П., Кулаков М. П. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 145.
44. Апелъцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Тр. ВИМС, 1967, вып. 16, 134.
45. *Finch C. V., Harris L. A., Clark G. W.* Am. Min., 1964, 49, Nos. 5—6, 782.
46. Розина Б. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 1, 98.
47. Беспалько Н. А. Сб. «Питания геохимии, минералогии, петрографии». Изд-во АН УССР, 1963, 194.
48. Фишман М. В., Голдин Б. А., Юшкин П. П., Калинин Е. П. Сб. «Петрография и минералогия Приполярье Урала и Тимана». Изд-во «Наука», 1966, 35.
49. Беус А. А., Северов Э. А., Ситчин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзитизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962, 103.
50. Лисицина Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 4, 70 (Кураминский хребет); Козлова П. С. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, 106 (Чаткальский хребет); Воловикс-

- ва И. М. Узб. геол. журн., 1958, вып. 2, 19 (торит-оранжит); Елисева О. П. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, 92 (Кураминский и Чаткальский хребты).
51. Мониш В. К., Стиров В. И., Гогель Г. Н. Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1965, 12, 99.
 52. Жильца А. Г., Туровский С. Д. Зап.-Кирг. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 43.
 53. Ляхович В. В., Понешниксва В. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 181.
 54. Меликсетян Б. Н. Изв. АН Арм. ССР, 1960, 13, № 2, 19; Вольфензон Е. Ф. Изв. АН АзербССР, сер. наук о земле, 1966, № 4, 44.
 55. Давные Барсанова Г. П. 1949.
 56. Волошин А. В. Сб. «Химический состав и внутреннее строение минералов». Киев, изд-во «Наукова думка», 1964, 103.
 57. Кравченко С. М., Власова Е. В. ДАН СССР, 1959, 128, № 5, 1064; Ефимов А. Д., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.
 58. Петрова Е. А. Геология м-ний редких элементов, 1961, вып. 9, 168.
 59. Heinrich E. W. Mineralogy and geology of radioactive raw materials. New York, 1958.
 60. Ortlepp R. J. Trans., proc. Geol. soc. South Africa, 1962, 65, 197.
 61. Hutton C. O. Am. Min., 1954, 39, Nos. 9—10, 825.
 62. Павленко А. З., Орлова Л. Р. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 1, 105.
 63. Rabst A. Am. Min., 1952, 37, Nos. 3—4, 137.
 64. Mumpton F. A., Roy R. Geoch., cosm. acta, 1961, 21, Nos. 3—4, 217.
 65. Mackey R. A. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1950, 60, 129.
 66. Druif J. H. по реферату Am Min., 1948, 33, Nos. 11—12, 787.
 67. Жирова В. В., Зыков С. П., Тугаринов А. И. Геохимия, 1957, № 7, 592.
 68. Kitaha K., Miyake Y. J. Chem. soc. Japan, 1932, 53, 93 (текст японский; по реферату Am. Min., 1933, 18, Nos. 5—6, 233).
 69. Костерин А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 9, вып. 1, 99.
 70. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Геология м-ний редких элементов, 1965, вып. 25, 93 (ферриторит и торит Сибири).
 71. Певский В. А., Козлова П. С. Атомная энергия, 1965, 19, вып. 3, 277.
 72. Honea R. M. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 908.
 73. Го Чэн-ци. Scientia, 1959, No. 6, 206 (китайский текст; реферат — Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 108).
 74. Григорьев И. Ф., Долганова Е. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 5, 607.
 75. Raafkuil S. R. Geol. för. förhandl., 1877, 3, N. 12, N:o 40, 350.
 76. Damour A. Bull. Soc. fr. min., 1878, 1, 33.

Ториевый флуоресцирующий минерал (fluorescent thorium mineral) — состав не выяснен. Содержит ThO_2 — 64,54, CO_2 — 0,81; спектроскопически установлены Zr, немного Si, Fe, Mg, Hf и следы P, Ni, Be, Al. Тв. около 5½. Изл. запозистый, раковистый. Уд. вес 4,534. Цв. печеночно-бурый. Бл. стеклянный до смоляного. Черта бледно-рыжеватобурая. Не магнитен. Характерна яркая желто-зеленая люминесценция. Одноосный (+). $n_e = 1,716$, $n_o = 1,690$; $n_e - n_o = 0,026$. Медленно растворяется в кипящей конц. H_2SO_4 или HCl , образуется небольшой белый осадок. Сходен с торитом по порошковому, но отличается от него по оптическим и физическим свойствам. Обнаружен в шт. Монтана (США). (Mintz W. L. Science, 1956, 123, № 3193, 419).

Коффинит Coffinite



Назван по имени американского ученого Коффина (Стиф, Стерн, Шервуд, 1955) [1].

Характ. выдел. Столбчатые или игольчатые кристаллы и их радиально-лучистые, снопообразные или гроздевидные сростки; землистые выделения [1—3], корочки с почковидной поверхностью [4].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. Предположительно $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$ [5].

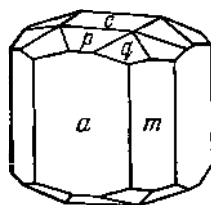
a_0 (Å)	c_0	$a_0:c_0$	
6,94	6,31	1:0,909	Стиф и др. [2]
6,96	6,25	1:0,898	Мелков, Сергеева [4]
7,01	6,26	1:0,893	Филиппенко [6]
6,99	6,26	1:0,895	Синтетический. Фукс и др. [5]

a_0 (Å)	c_0	$a_0:c_0$	
6,98	6,22	1:0,891	Аррибас [7]
6,93	6,21	1:0,896	} Симс и др. [8]
6,97	6,29	1:0,907	

$Z=4$ [2].

Кристаллы призматические или пирамидально-призматические. Грани кристаллов иногда несколько закруглены. По Рамдору [3], основные формы (110) и (111) (при $a:c=1:0,909$ для грани (111) $\rho=52^{\circ}07'$). По Баюшкину и Ильменеву [8a], на кристаллах коффинита наблюдались грани c (001), a (100), t (110), p (103), q (214) (фиг. 38).

Физ. св. В кристаллах и их сростках хрупкий. Изл. агрегатов полурасколотый или землистый. Агрегаты имеют тв. 5—6. Указания на микротвердость и уд. вес. противоречивы: микротвердость 68—131 кг/мм^2 [6], 195—217 кг/мм^2 [9], 291 кг/мм^2 [4], 341—458 кг/мм^2 [10], 400—470 кг/мм^2



Фиг. 38. Кристалл коффинита
(по Баюшкину и Ильменеву)

[11, 12]. Уд. вес 5,1 [3], 4,54 [7], 4,39 [13] (вычисл. 7,15 для USiO_4 [5]). Цв. черный. Бл. тусклый до алмазного.

Инфракрасные спектры синтетического коффинита, высушенного в вакууме при 75° , показывают умеренное поглощение группами OH и характерное для изолированных тетраэдров SiO_4 поглощение при 900 см^{-1} [14].

В инфракрасных спектрах малоизмененного минерала отмечаются полосы поглощения изолированных тетраэдров SiO_4 при 1120—1000, 860 см^{-1} и слабые полосы поглощения молекулярной воды [15]. Инфракрасные спектры сильно измененных коффинитов показали наличие полос поглощения SiO_4 -групп при 860, 950—960, 1000 см^{-1} , слабые полосы поглощения молекулярной воды 1630—1640, 3590 см^{-1} и сильные полосы поглощения стекловатого SiO_2 460—470, 790—810, 1100—1200 см^{-1} [16].

Микр. Неизмененный (молодой) коффинит в прох. свете прозрачный, бурый или зеленовато-бурый, слабо плеохроитует до светло-бурого [13, 15]. Более древний коффинит изотропизирован, непрозрачен, в тонких сколах наблюдается коричневатое [3, 9, 10, 15] или желтовато-бурое [4, 17] просвечивание; $n_g=1,731$, $n_p=1,725$ [13, 15]; $n=1,674$ [7]; $n=1,77$ [8]; $n \approx 1,9$ [3]. Для синтетического $n=1,83$ —1,85 [17, 18]. В полир. шлифах серовато-черный. Отраж. способность ниже, чем у многих жильных минералов [6]: 9—10% по Рамдору [3], 5, 6—7,5 по Филипенко [6], 7,8 по Мелкову и Сергеевой [4], 12,2—13,2% по Эльснеру [19], 11—14% по Махначке [10]. Слабо или отчетливо анизотропен [9, 13, 15] или же изотропен [3, 4, 17]. Внутренние рефлексы красновато-коричневые, коричневые или серые [3, 4, 17].

Хим. Теор. состав: UO_2 —81,81, SiO_2 —18,19. Анализировался лишь в смеси с валадатами, глинистыми минералами и др. [2, 4, 6, 7, 15, 20, 21].

По Стифу, Стерну и Шервуду, коффинит представляет собой силикат U^{4+} , который содержит переменные количества гидроксидов (OH), замещающих (SiO_4). Хим. формула минерала дается на основании его изострук-

турности с цирконом, торитом и торогуммитом и по данным инфракрасной спектроскопии, указывающим на наличие в нем гидроксильных групп.

По Рамдору, ссылающемуся на опыт Фукса и Хоекстра, которые показали, что синтетические водные силикаты U^{4+} получить невозможно, формула минерала $U(SiO_4)$. Мелков [4] предложил для коффинита формулу $(U_{0,37}^{4+} + U_{0,63}^{6+}) [SiO_4]_{0,61} (OH)_{2,80}$ или $(U_{1-y}^{4+} + U_y^{6+}) [SiO_4]_{1+0,5y-x} (OH)_{2x}$. По данным Беловой, Танапаевой, Фроловой [15] и Барсукова [16], вхождение воды в коффиниты связано с их гидратацией в процессе метамиктизации при старении, как это постоянно наблюдается и в других минералах.

Диагн. исп. Разлагается разбавленными HNO_3 и H_2SO_4 [4]. Дает реакции на уран и кремнезем.

Повед. при нагр. Синтетический $USiO_4$ устойчив до 1000° в вакууме и до 500° на воздухе. При 750° на порошкограмме фиксируются линии U_3O_8 [14]. На кривой нагревания отмечаются шесть эндотермических прогибов: интенсивный в области $180-200^\circ$ связан с дегидратацией, эффекты при 605 и $680-700^\circ$ не сопровождаются потерей веса и связаны с диссоциацией коффинита; малоинтенсивные пики при 1080 , $1140-1160$ и 1190° не расшифрованы. Экзотермический подъем при $840-950^\circ$ связан с образованием урапинита; намекающийся интенсивный экзотермический подъем в области 1200° вызван разрушением коффинита и перекристаллизацией кремнезема. На кривой потери веса фиксируется непрерывное выделение воды от 20 до 530° [7].

Находж. Первичный урановый минерал, часто гидротермальный. Некоторыми авторами рассматривается как один из наиболее ранних гидротермальных урановых минералов (более ранний, чем настуран) [11, 12]. По Штрунцу [22] и Криссу [23], образуется при процессах выветривания. По Аррибасу, может быть как гидротермальным, так и гипергенным [7]. Распространен в ванадиево-урановых месторождениях штатов Колорадо, Юта, Нью-Мехико (США); во многих месторождениях является главным минералом черных (неокисленных) урановых руд [24, 25]. Известен в гидротермальных урансодержащих жилах (в основном Co-Ni-Bi-формации) в месторождениях Шнееберг, Нидерфанненштадт, Мариспберг в Саксонии (ГДР) [3, 16], Вельсендорф и Пфальц в Баварии (ФРГ), Хютенберг (Каринтия, Австрия) [3]; в урано-полиметаллическом месторождении Ковар (Польша) [10]; в урано-гематитовом месторождении Сэн-Симфориена (Франция) [20]; в эпитермальных урано-сульфидных жильных месторождениях Испании: Ля-Вирхен, Пералонзо, Траперо, Вальдерраскос; в Алто-до-Корго (Португалия) [7] и Блю-Джэй, Копер-Кинг, Фэйр-Дэй и др. (Передовой хребет, Колорадо, США) [8].

Как продукт окисления встречается в месторождениях Ратонес, Кано, частично Вальдерраскос (Испания) [7]. Коффинит, замещающий колломорфный настуран, отмечен в Корнуэлле (Англия) [26]. Встречается в прожилках пирита с галлуазитом в некоторых интенсивно измененных гранитпорфирах [4, 13], в зоне измененных биотитовых гранитов вместе с арсеинопиритом в месторождении Огамо (преф. Тоттори, Япония) [27], в цементе аркозовых нижнемеловых песчаников в районе Буллер-Джордж (Новая Зеландия) [28], в ассоциации с тонкорассеянными, карбонатизированными углефицированными растительными остатками и пиритом в меловых осадочных толщах СССР [21]. В ассоциации с антраксолитом — в осадочно-метаморфогенных месторождениях [9].

Искусств. Получен в атмосфере азота из раствора эквимольных количеств тетрахлорида урана и Na-метасиликата в дистиллированной воде (осадок програвался в бомбе при 250° в течение 4—5 дней) [14].

Отл. Отличается от сходных черных окислов урана и черного ненадквивита по порошкограмме.

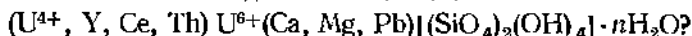
Межплоскостные расстояния коффарита из Сэн-Симфорнена [20]
SiK α излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
101	9	4,61	131; 003	4	2,07	420	3	1,546
200	10	3,45	103	6	1,982	332	3	1,444
201	10	3,00	113	6	1,895	204	3	1,413
121	5	2,76	302	4	1,860	501; 341	3	1,350
112	10	2,62	321	4	1,829	224	2	1,310
220	2	2,44	312	8	1,787	512	3	1,244
300; 202	1	2,31	400	6	1,724	440	2	1,227
221	3	2,26	410	1	1,677	404	3	1,155
031	6	2,16	330; 322	3	1,626			

Л и т е р а т у р а

1. Stieff L. R., Stern T. W., Sherwood A. M. Science, 1955, 121, 608.
2. Stieff L. R., Stern T. W., Sherwood A. M. Am. Min., 1956, 41, Nos. 9—10, 675.
3. Rindohr R. N. Jb. Min., Abhandl., 1961, 95, H. 3, 313.
4. Мелков В. Г., Сергеева А. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 125.
5. Fuchs L. H., Gebert E. Am. Min., 1958, 43, Nos. 3—4, 243.
6. Фидипенко Я. С. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958, Атомиздат, 1959, 187.
7. Arribas A. Estudios geol., 1966, 22, Nos. 1—2, 47.
8. Sims P. K., Young E. J., Sharp W. N. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, No. 424—B, В—3.
- 8а. Бялошкин И. М., Ильменев Е. С. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1969, № 11, 39.
9. Дымков Ю. М., Успенский В. А., Бродин Б. В., Солнцева Л. С. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 122.
10. Machnacka K. Polska Akad. nauk, Prace min., 1966, No 4, 18.
11. Дымков Ю. М., Назаренко Н. Г. Геохимия, 1962, № 4, 304.
12. Дымков Ю. М., Соловьева Ф. И., Назаренко Н. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 2, 129.
13. Тананцева Г. А. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 263.
14. Fuchs L. H., Hoekstra H. R. Am. Min., 1959, 44, Nos. 9—10, 1057.
15. Белова Л. Н., Тананцева Г. А., Фролова К. Е. Атомная энергия, 1969, 27, вып. 1, 61.
16. Барсуков В. Л. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 150.
17. Жукоса В. И. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 40.
18. Hoekstra H. R., Fuchs L. H. Science, 1956, No. 3186, 105.
19. Oelsner O. Geologie, 1961, 10, H. 7, 818.
20. Branche G., Morignat B. C. R., Paris, 1959, 248, No 16, 2358.
21. Алексеева М. А., Полуфанова Л. И. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР, 1959, № 3, 26.
22. Strunz H., Seeliger E. Aufschluss, 1961, 12, H. 12, 353.
23. Kiss J. Ann. Univ. sci., Budapestin, Rol. Sect. geol., 1965, 9, 147.
24. Gruner J. W., Smith D. K. U. S. Atomic energy comm., 1955, RME-3020, 37.
25. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 285.
26. Taylor K., Harrison R. K. Nature, 1958, 181, No. 4605, 363.
27. Hamachi T., Sekine Y., Ishihara S. Bull. Geol. Surv. Japan, 1959, 10, No. 3, 13.
28. Reed J. J., Claridge G. G. Nature, 1957, 179, No 4558, 546.

Ненадкевит Nepadkevite



Назван по имени советского геохимика К. А. Ненадкевича (Поликарпова, 1956) [1—3].

Под названием ненадкевита объединяется ряд сложных силикатов (черная, коричневая, оранжевая и желтая разновидности), в состав которых входят U^{4+} и U^{6+} ; содержание U^{6+} возрастает при окислении U^{4+} . Различию в химическом составе отвечает и различие особенностей структуры

[1, 3]. По Жуковой [4], существуют только две разновидности ненадкевита: желто-зеленая и черная. Все бурые, коричневые и оранжево-коричневые разности представляют собой желто-зеленый ненадкевит, загрязненный гидроокислами железа. Данные о структуре ненадкевита у разных авторов несколько расходятся. По Поликарповой [1, 3], черная разность респтеноаморфна, а коричневая, оранжевая и желтая дают дифракционную картину предположительно тетрагонального минерала. По Сидоренко [5], желтая разность моноклинная, со структурой типа монацита: $a_0=6,78$, $b_0=6,99$, $c_0=6,46$ Å; $\beta=103^\circ 38'$ [5].

Характ. выдел. Квадратные и удлиненно-призматические кристаллики (0,001—0,05 мм, редко 0,1—1 мм) и их сростки, зерна, сплошные массы [1—3]. Размеры кристаллов обычно субмикроскопические. Сечения кристаллов квадратные или прямоугольные, реже ромбовидные [1, 3].

Физ. св. Сп. отсутствует. Наблюдается отдельность по одному направлению. Изл. ялоскораковистый. Очень хрупок. Тв. от $4\frac{1}{2}$ (черного) до 4 (желтого). Уд. вес 4,16—4,81 (темного), 3,80—3,91 (коричневого), 3,56—3,70 (желтого). Цв. черный, зелено-черный, коричневый, красно-бурый, оранжевый, желтый. Черта темных разностей коричневатая, желтых — желтая. Бл. стеклянный до жирного. В ультрафиолетовых лучах не светится. Не притягивается электромагнитом [1, 3].

Микр. В прох. свете темные разности изотропны (метамиктны). Наблюдается бутылочно-зеленое просвечивание. $n=1,716—1,781$; светлые желтые и желто-зеленые разности изотропны или слабо анизотропны, $n=1,618—1,635$ [3]. По Жуковой, $n=1,741$ [4]. Наблюдается агрегационная поляризация с аномальной интерференционной окраской в изумрудно-зеленых или синих тонах [4]. В отраж. свете серый. Отраж. способность меньше, чем у настурана [1—3]; $R=6\%$ [4].

Хим. Состав сильно варьирует.

Анализы:

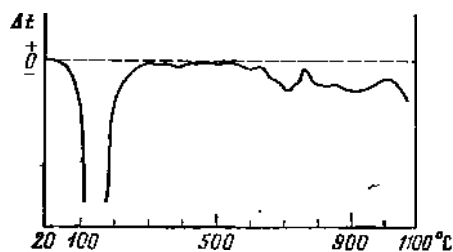
	1	2		1	2		1	2
MgO	7,46	3,77	TR ₂ O ₃	0,66	1,31	TbO ₂	0,03	—
CaO	4,31	4,80	UO ₂	21,72	0,62	H ₂ O+	7,89	7,10
PbO	6,37	9,80	UO ₃	30,91	59,60			
Fe ₂ O ₃	8,61	1,80	SiO ₂	11,97	10,90	Сумма	99,99	99,70

1 — черная разновидность, анал. Кшипович [3]; 2 — желтая разновидность, анал. Фридман [3].

Другие анализы приведены в сборниках Гецевой и Савельевой [6], Соболевой и Пудовкиной [7].

Диagni. исп. Растворяется в слабых кислотах с выделением кремнезема.

Повед. при нагр. Кривые нагревания всех разновидностей ненадкевита идентичны (фиг. 39): на них имеются экзотермический подъем и два эндо-



Фиг. 39. Кривая нагревания ненадкевита (по Амбарцумян)

термических прогиба. Интенсивная эндотермическая реакция при 100—200° связана с выделением слабосвязанной воды; при 600—700° происходит выделение гидроксильной воды. Экзотермический пик при 760—780° отвечает переходу ненадкевита в новую фазу со структурой сложного оксида урана [8].

Наход. Редкий гидротермальный минерал; образуется до выделения настурана. Встречен в альбититах с браннеритом, бесториевым уранинитом, частью в сростках с малаконом и апатитом и как цемент зерен магнетита. Желтая разновидность, по-видимому, образуется за счет черной и темно-окрашенной разновидностей при окислении части U^{4+} .

Практ. знач. Составная часть урановых руд [1, 3].

Л и т е р а т у р а

1. Поликарпова В. А. Атомная энергия, 1956, № 3, 132.
2. Поликарпова В. А. Сб. «Вопросы геологии урана». Атомиздат, 1957, 55.
3. Поликарпова В. А. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женевы, 1958. Атомиздат, 1959, 3, 182.
4. Жукова В. И. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Атомиздат, 1967, вып. 2, 40.
5. Сидоренко Г. А. Рентгенографический определитель урановых и урансодержащих минералов. Госгеолтехиздат, 1960, 49.
6. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956.
7. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 111.
8. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжеская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 93.

Не ясно соотношение с ненадкевитом б и л и б и н и т а (bilibinite) $3(Ca, Pb)O \cdot (U, Th)_2O_7 \cdot 10SiO_2 \cdot 19H_2O$? По своим свойствам билибинит близок к ненадкевиту.

Назван по имени геолога Ю. А. Билибина. Образует цемент песчаника. Рентгеноаморфен. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 3—4. Уд. вес 3,5. Цв. черный. Черта серая. Бл. смоляной. Непрозрачен, в тонких краях зерен просвечивает бутылочно-зеленоватым цветом. В шлифах черный. Изотропен, $1,820 > n_{ср} > 1,782$. В зоне окисления черный билибинит постепенно переходит в зеленовато-бурый, бурый и янтарно-желтый с уменьшением n до 1,638 с сохранением изотропности.

Состав (анал. Исаева): CaO — 1,70, BaO — 0,25, PbO — 3,60, TR_2O_3 — 3,19, SiO_2 — 14,80, ThO_2 — 1,48, UO_2 — 5,07, UO_3 — 45,89, H_2O^+ — 3,23, H_2O^- — 4,90, н. о. — 16,33; сумма — 100,44.

Растворяется в HCl и HNO_3 с образованием студенистого кремнезема. При действии конц. H_2SO_4 медленно растворяется, окрашивая раствор в буроватый цвет. Плавится с трудом. На кривой нагревания — один эндотермический прогиб в интервале 80—160° (выделение воды) и менее четкий — в интервале 550—600°. При нагревании до 980° дает соединение со структурой типа U_2O_8 .

Ассоциируется с вторичными силикатами (казолитом, β -уранотилом, складовскимитом) и фосфатами (отенитом, ураноцирцитом) урана. (Бурьянова Е. З. Зап. Всес. мип. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 667.)

СТРУКТУРА ТИПА ФЕНАКИТА

ГРУППА ФЕНАКИТА

	Симметрия	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Фенакит $Be_2 [SiO_4]$	Триг.	12,45	—	8,23	—	2,98
Виллемит $Zn_2 [SiO_4]$	Триг.	13,96	—	9,34	—	4,19
Эккрилит $LiAl [SiO_4]$	Триг.	13,46	—	8,99	—	2,63
[Либсрит] $Li_2Be [SiO_4]$	Монокл.	4,68	4,95	6,13	90°30'	2,69
[Мервинит] $Ca_2Mg [SiO_4]_2$	Монокл. (?)	—	—	—	—	3,15

Минералы группы фенакита изоструктурны. В основе структуры фенакита лежат бесконечные цепочки, в которых два тетраэдра BeO_4 чередуются с одним тетраэдром SiO_4 ; у виллемита позиции атомов Be заняты атомами Zn, у эвкриптита — атомами Li и Al. Характерно спиральное расположение тетраэдров SiO_4 [1—3]. Виллемит и фенакит дают твердые растворы с содержанием фенакита до 30 мол. % [4]. Для виллемита и эвкриптита, кроме природных α -форм, известны искусственно полученные полиморфные модификации: β - и γ -виллемит и β -эвкриптит. Либерит и мервинит отнесены к группе фенакита условно.

Структурой типа фенакита обладают искусственные соединения Be_2GeO_4 , Zn_2GeO_4 , Li_2BeF_4 , Li_2MoO_4 , Li_2WO_4 , LiAlGeO_4 , LiGaGeO_4 и др. [5].

Л и т е р а т у р а

1. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 26; 1963, № 17, 18; Кристаллография, 1963, 8, вып. 4, 587.
2. Bragg L. W., Zachariasen W. H. Zs. Krist., 1930, 72, 518.
3. Winkler H. G. F. Acta cryst., 1953, 6, 99.
4. Fonda G. R. J. phys. chem., 1941, 45, No. 2, 282.
5. Strunz H., Jacob P. N. Jb. Min., Monatsh., 1960, H. 4, 78; Strunz H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1966, 324.

Фенакит Phenakite



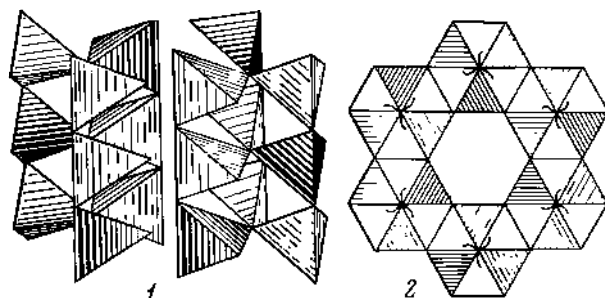
Название от греч. φεναξ (фенакс) — обманщик, так как может быть спутан с кварцем. Открыт Норденшельдом (1833 г.) в образцах из Изумрудных копей на Урале [1].

Синон. Фенацит — rhenacite (Дана, 1911).

Характ. выдел. Кристаллы (до 10—15 см), радиально-лучистые сростки (до 1 см), зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с $C_{3i}^2-R\bar{3}$; $a_h=12,45$; $c_h=8,23 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1:0,662$; $Z=18$; $a_{rh}=7,70 \text{ \AA}$; $\alpha=108^\circ 01'$; $Z=6$ (Брэгг, Захариасен) [2]; $a_h=12,41-12,45$; $c_h=8,22-8,26$; $a_h : c_h=1:0,661$ до $1:0,664$ (Куприянова и др.) [3].

В основе структуры фенакита (фиг. 40) [2, 4] лежат бесконечные цепочки «метагерманатного типа»; в них чередуются два тетраэдра BeO_4 и один тетраэдр SiO_4 . Три такие цепочки сцеплены вершинами тетраэдров в единые тригональные ленты-призмы; группы SiO_4 располагаются по спирали. Каркас структуры образован тригональными лентами-призмами, сцеплен-



Фиг. 40. Структура фенакита
(по Белову)

- 1 — «левая» и «правая» ленты (темные — SiO_4 -тетраэдры);
- 2 — строение цепочки из BeO_4 - и SiO_4 -тетраэдров, вписанных в бесконечные гексагональные призмы

ными в гексагональные призмы. Вследствие спирального расположения тетраэдров SiO_4 в пределах каждой ленты в зависимости от направления закручивания спирали различаются «левые» и «правые» ленты. В гексагональных кольцах (призмах) «левые» и «правые» ленты чередуются, отчего вся структура становится тригональной.

Ромбоэдр. кл. $C_{3i}-\bar{3}$ (L_3C); $a:c=1:0,6611$ (Розе, Кокшаров). Достоверные формы [5]:

	c	φ	ρ		ξ	φ	ρ
	0001	—	0°00'		1341	13°54'	70°02'
	$11\bar{2}0$	30°00'	90 00		$\bar{1}431$	—13 54	70 02
	$10\bar{1}0$	60 00	90 00		x' $12\bar{3}2$	19 07	45 17
	$41\bar{5}0$	49 06	90 00		x' $\bar{1}3\bar{2}2$	—19 07	45 17
	$\bar{4}5\bar{1}0$	—49 06	90 00		y' 2352	23 25	58 59
	$01\bar{1}2$	0 00	20 53		B $32\bar{5}4$	36 35	39 45
	$10\bar{1}2$	60 00	20 53		b $\bar{3}5\bar{2}4$	—36 35	39 45
	$01\bar{1}1$	0 00	37 21		Σ $32\bar{5}1$	36 35	73 16
	$10\bar{1}1$	60 00	37 21		N $21\bar{3}4$	40 53	26 47
	$02\bar{2}1$	0 00	56 46		n $\bar{2}314$	—40 53	26 47
	$11\bar{2}3$	30 00	23 47		S $21\bar{3}1$	40 53	63 39
	$\bar{1}2\bar{1}3$	—30 00	23 47		s $\bar{2}3\bar{1}1$	—40 53	63 39
	$\bar{1}21\bar{2}$	—30 00	33 28		λ $314\bar{2}$	46 06	54 00
	$22\bar{4}3$	30 00	41 23		I $41\bar{5}6$	49 06	30 14
	$24\bar{2}3$	—30 00	41 23		i $\bar{4}51\bar{6}$	—49 06	30 14
	$17\bar{8}5$	6 35	21 01		L $71\bar{8}6$	53 25	43 51
	$\bar{1}875$	—6 35	21 01		l $\bar{7}81\bar{6}$	—53 25	43 51
	1344	13 54	34 32				

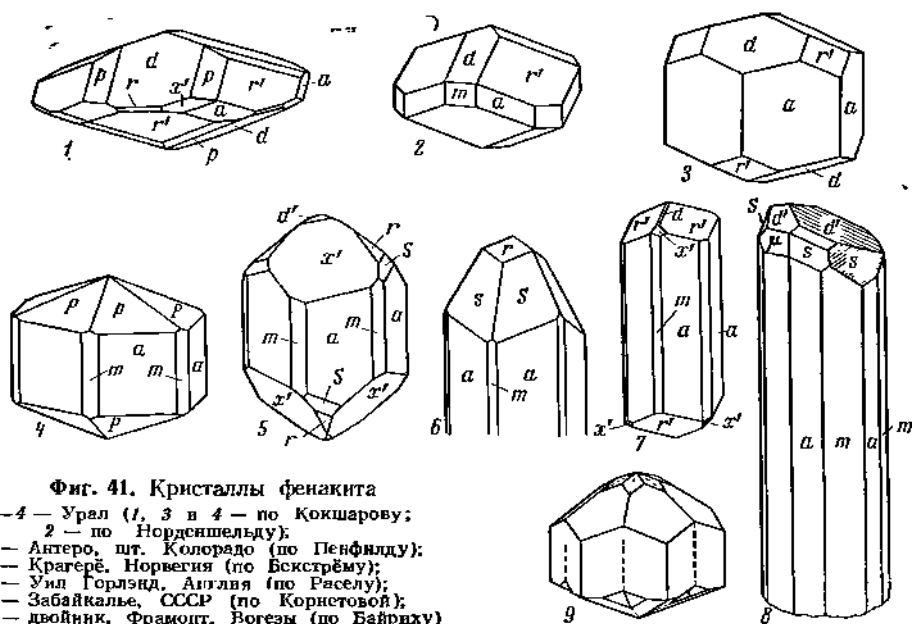
Из них наиболее обычны: a ($11\bar{2}0$), r ($10\bar{1}1$), d' ($01\bar{1}2$); затем следуют m ($10\bar{1}0$), P ($\bar{1}2\bar{1}3$), p ($11\bar{2}3$), r' ($01\bar{1}1$), S ($21\bar{3}1$), X' ($\bar{1}3\bar{2}2$); весьма редкая грань c (0001).

rr ($10\bar{1}1$) : ($\bar{1}101$) = 63°00'	da ($10\bar{1}2$) : ($11\bar{2}0$) = 72°01'	pm ($11\bar{2}3$) : ($10\bar{1}0$) = 69°33'
rr' ($10\bar{1}1$) : ($01\bar{1}1$) = 35 19	dm ($10\bar{1}2$) : ($10\bar{1}0$) = 69 07	sa ($21\bar{3}1$) : ($11\bar{2}0$) = 28 22
dd ($10\bar{1}2$) : ($\bar{1}102$) = 35 58	pa ($11\bar{2}3$) : ($11\bar{2}0$) = 66 13'	sm ($21\bar{3}1$) : ($10\bar{1}0$) = 32 09

Сомнительные формы [5,6]: ($25\bar{7}0$), ($40\bar{4}1$), ($01\bar{1}3$), ($02\bar{2}3$), ($07\bar{7}5$), ($44\bar{8}9$), ($10.18.\bar{2}8.3$), ($43\bar{7}7$), ($8.5.\bar{1}3.9$), ($\bar{1}546$), (1456).

Кристаллы различного облика (фиг. 41) — от чечевицеобразных до призматических, удлиненных вдоль оси c . Грани a ($11\bar{2}0$) и m ($10\bar{1}0$) у некоторых кристаллов покрыты вертикальной или близкой к вертикальной штриховкой; иногда штрихи образуют треугольники, а на гранях возникает система террасовидных уступов. На гранях ромбоэдров p , P , d и некоторых других иногда имеются куполовидные образования (четырёхгранные усеченные пирамиды) [5, 7]. На гранях a , m и c известны фигуры растворения в виде параллелограммов или ямок с треугольными контурами [5].

Двойники прорастания по ($10\bar{1}0$) с дв. осью c (фиг. 41, 9). Образует сростания с флюоритом, в которых предположительно L_3 фенакита параллельна L_4 флюорита, а одна из граней ромбоэдра фенакита параллельна грани куба флюорита [8]. В кристаллах фенакита часто содержатся включения хлорита.



Фиг. 41. Кристаллы фенакита

- 1—4 — Урал (1, 3 и 4 — по Кохшарову;
2 — по Норденшельду);
5 — Антеро, шт. Колорадо (по Пенфилду);
6 — Крагерё, Норвегия (по Бекстрёму);
7 — Уил Горланд, Англия (по Раселу);
8 — Забайкалье, СССР (по Корнетовой);
9 — двойник, Фрамонг, Вогезы (по Байраку)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. несовершенная по $(11\bar{2}0)$ и едва заметная $[9]$ по $(10\bar{1}1)$. Изл. раковистый. Тв. $7\frac{1}{2}$ —8. Микротвердость 1270—1648 кг/мм^2 при нагрузке 100—200 г $[10]$. Уд. вес 2,966—3,001 (вычисл. 2,98). Цв. бесцветный, желтоватый, винно-желтый, розовый, коричневый. Под действием дневного света некоторые фенакиты обесцвечиваются $[11]$. Бл. стеклянный. Прозрачный или просвечивающий.

Диэлектрическая проницаемость 4,14 $[12]$. Слабо флуоресцирует голубым и желтым цветом, реже густо-зеленым цветом $[13]$. Указывается слабое светло-синее свечение с максимумом при 4200 \AA в катодных лучах $[14]$. Кривые термолюминесценции различных фенакитов $[15]$ отличаются по интенсивности максимумов, а также по положению первого максимума: у более высокотемпературных фенакитов (из пегматитов и кварцевых жил) первый максимум находится в интервале 140 — 205° , у фенакитов из метасоматитов — в интервале 75 — 125° .

В инфракрасном спектре фенакита, кроме основных полос в области 1110 — 909 и 500 см^{-1} , соответствующих колебаниям SiO_4 -тетраэдров, имеется серия интенсивных полос в области 833 — 622 см^{-1} , появление которых вызвано колебаниями BeO_4 -тетраэдров $[16$ — $18]$; в интервале 1110 — 830 см^{-1} совмещаются полосы, соответствующие колебаниям тетраэдров SiO_4 и BeO_4 .

Флорируется анионными и катионными собирателями (олеиновая кислота, талловое масло) в нейтральной или слабокислой среде $[19]$.

Энтропия $S_{298}^0 = 15,37 \pm 0,08 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$ $[19a]$.

Микр. Окрашенные разности слабо плеохроируют. Одноосный (+). $n_e = 1,670$ — $1,676$, $n_o = 1,667$ — $1,656$ (см. при хим. анализах). Дисперсия в свете Na: $n_e = 1,670$, $n_o = 1,654$; в свете Li: $n_e = 1,667$, $n_o = 1,651$.

В инфракрасных лучах ($\lambda = 4,3 \text{ мк}$) двупреломление варьирует от 0,0157 до 0,0125 $[20]$.

Хим. Теор. состав: BeO —45,53, SiO_2 —54,47. В фенакитах из бертрандито-фенакитовых месторождений постоянно присутствует Ge; отмечаются примеси TR и B (0,06—0,015%) $[3]$; в фенаките из Сибири B—0,015% $[20a]$;

в фенаките из месторождения Маунт-Уилер (США, шт. Невада) содержится до 0,019% CeO_2 , 0,097% B_2O_3 [21]; в фенаките из пегматитов района Каркаралинска (Казахстан) — 0,0 п% иттриевых редких земель [22].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	—	—	0,07	0,63	—	—	0,16
K_2O	—	—	0,09	0,26	—	—	0,17
BeO	43,82	43,73	44,00	45,82	44,00	41,90	44,92
MgO	0,70	—	Сл.	0,13	—	Не обн.	0,52
CaO	1,00	—	Не обн.	0,20	—	>	0,69
FeO	—	—	—	—	—	—	Не обн.
Al_2O_3	Сл.	1,53	0,97	Сл.	—	—	0,45
Fe_2O_3	0,30		0,39	—	0,59	0,30	0,53
SiO_2	54,40	54,30	54,27	52,92	54,84	57,89	52,44
TiO_2	—	—	0,08	—	—	Не обн.	Сл.
H_2O^+	0,16	—	Не обн.	}	—	—	0,08
H_2O^-	0,16	—	0,25		—	—	—
П. п.	—	—	0,60	0,21	—	0,10	0,42
Сумма	100,54	99,56	100,72	100,17	99,43	100,19	100,38
Уд. в.	2,965	—	—	2,978	—	2,62—3,00	2,96
n_e	1,672	1,668	1,670	—	—	1,672	1,670
n_o	1,656	1,651	1,654	—	—	1,656	1,654

1 — бесцветный из кварцево-полевошпатовых жил Батыстау (Центральный Казахстан), анал. Молева [23]; 2 — радиально-лучистые агрегаты тонкошестоватых кристаллов из метасоматических слюдисто-флюоритовых руд (Дальний Восток), анал. Виноградова [24]; 3 — из альбито-бавенито-фенакитового месторождения, анал. Сипошина [12]; 4 — бесцветный из флогопитовой зоны Изумрудных Копей (Урал), анал. Казакова [13]; 5 — из альпийских жил Рекингена (Швейцария), анал. Хаг [25]; 6 — из кварцево-альбитовых метасоматитов (СССР); анал. Лаговская [26, 27]; 7 — из пегматитов Приазовья (СССР), анал. Корниенко [28].

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится. Кислотами не травится.

Повед. при нагр. Коэффициент расширения при нагревании от 20 до $1000^\circ - 64 \cdot 10^{-7}$ [29].

Наход. Минерал сравнительно редкий. В пегматитовых жилах образуется в поздние стадии пневматолито-гидротермальной деятельности. Известен в месторождениях контактового типа (десилифицированные слюдисто-флюоритовые грейзены, пироксен-альбит-микроклиновые метасоматиты и метасоматиты по гранитам), в гидротермальных флюоритовых, полевошпат-флюоритовых, альбит-бавенитовых и кварцевых жилах, а также в жилах альпийского типа.

В нормальных гранитных пегматитах встречается обычно в полостях в виде кристаллов двух типов: а) ранние — чечевицеобразные, ромбоэдрические или толстопризматические кристаллы с едва развитыми гранями призмы, б) поздние — призматические кристаллы, укороченные или сильно вытянутые; наблюдаются в пустотках выщелачивания других минералов.

Фенакит, представленный в пегматитах УССР ранними кристаллами, ассоциируется с морионом, альбитом, топазом, бериллом, различными литиевыми слюдами [30] или с морионом, топазом, полевыми шпатами (альбит, калиевый полевой шпат), флогопитом [31, 32]. В Ильменских горах

на Урале сопровождается шерлом, гранатом, альбитом, топазом, ильменорутилом, аквамаринном [33] или амазонитом и гидрослюдами (копи Лобачевского). В Крагерё (Норвегия) — с клеветландитом [34].

Фенакит, для которого характерны кристаллы второго типа (более поздние), встречается в пегматитах в ассоциации с мусковитом, кварцем, микроклином (Монгольский Алтай) [35], с кварцем и альбитом в пустотах выщелачивания сподумепа (Восточное Забайкалье) [36], а также в ассоциации с черным игольчатым турмалином, десмином и дымчатым кварцем (пегматиты Адун-Чилопа в Восточном Забайкалье) [6]. В Средней Азии [37] образование фенакита связано с процессом альбитизации гранитных пегматитов.

Очень часто фенакит в пегматитах представляет продукт замещения берилла и сопровождается хлоритоподобным слюдястым минералом (Восточное Забайкалье, Казахстан) или ортоклазом и бертрандитом [38, 39]. В некоторых пегматитах фенакит (ромбоэдрические кристаллы) образовался по даналиту; ассоциируется со сфалеритом, сидеритом, пиритом (месторождение Кейп-Анн в США) [5], с лимонитом (Восточное Забайкалье) [40]. В десилифицированных пегматитах, клиногумитовых и доломитовых прожилках, секущих серпентиниты, фенакит обычно приурочен к хлоритовой и флогопитовой реакционным зонам или располагается между ними; иногда он образует гнезда кристаллов; ассоциируется с флюоритом, апатитом, хризобериллом (александритом), турмалином, бериллийсодержащим маргаритом, флогопитом и хлоритом. В доломитовых прожилках наблюдается в ассоциации с шеелитом, флюоритом, пиритом [13].

В месторождениях контактового типа фенакит встречается в мусковито-флюоритовых рудах (своеобразные десилифицированные грейзены) в ассоциации с флюоритом, мусковитом, турмалином, апатитом, касситеритом; слагает поздние прожилки; представлен удлиненными зернами, которые группируются в шестоватые агрегаты; вместе с турмалином образует радиально-лучистые сферолиты (Дальний Восток) [41, 42].

В некоторых карбонатных и скарновых породах фенакит находится в прожилках в ассоциации с гельвином, ортоклазом, флюоритом, сульфидами меди, свинца, цинка, железа, иногда вместе с более ранним бериллом [43], а также с селлаитом, флюоритом, турмалином, мусковитом, полевым шпатами [44]. В метасоматических пироксен-альбит-микроклиновых образованиях на контакте известняков и гранитов обнаружен в ассоциации с эгирин-авгитом, бритолитом, алюмобритолитом, ортитом, торитом, хризобериллом [45]. В метасоматитах по гранитам встречается в альбито-гематитовых агрегатах (Казахстан) [46].

В гидротермальных бериллиевых месторождениях фенакит встречается в ассоциации с бертрандитом или бавенитом, флюоритом, альбитом, микроклином, эфеситом. В этой группе выделяются месторождения: 1) флюорит-фенакитовые (фенакит образует зернистые массы или радиально-лучистые агрегаты); 2) флюорит-фенакит-бертрандитовые (см. статью «Бертрандит») и 3) альбит-бавенит-фенакитовые. В последних помимо альбита и бавенита, вместе с фенакитом иногда наблюдаются также сульфиды мышьяка и свинца, эпидот, кальцит, турмалин; для фенакита характерны ромбоэдрические чечевицеобразные кристаллы, радиально-лучистые агрегаты, сферолиты, иногда — ситовидные зерна, переполненные включениями сопутствующих минералов [12].

В гранитах Корнуэлла (Англия) известны полые трещины с кристаллами фенакита, который сопровождается кварцем, флюоритом и хлоритом [47, 48]. В древних метасоматически измененных гранитах (СССР) фенакит встречается в кварцевых прожилках и в участках окварцевания [49]. В полевошпатовых метасоматитах Казахстана ассоциируется с цирконом,

гематитом, флюоритом [50]; в метасоматитах Тимана — с альбитом и брिटтолитом [51]; в некоторых магнетит-(гематит)-полевошпатовых метасоматитах — с берtrandитом [26, 27] и в тальк-хлоритовых метасоматитах — с бериллом [51a].

Во флюоритовых жилах, залегающих на контакте щелочных гранитов с мраморами, фенакит встречается как продукт замещения флюорита или выполняет трещины спайности в его выделениях; известен также как продукт замещения микроклина (Юго-Восточная Тува) [52]. Наблюдается в берилло-кварцевых жилах и в бериллосодержащих грейзенах (в последних совместно с берtrandитом) в участках замещения берилла микроклином (поздний калиевый метасоматоз) [53], а также в берилло-кварцевых жилах в ассоциации с триплитом и апатитом (иногда является более ранним, чем берилл) [54].

В гидротермальных жилах Корнуэлла (Англия) встречается в ассоциации с кварцем, касситеритом, шерлом [47]. В жилах с различными сульфидами сурьмы, свинца, цинка и меди, гематитом, анатазом, гранатом, топазом известен в Эльзасе (Франция) и Дюранго (Мексика); в последнем также с апатитом и маршитом [5]. В альпийских жилах Швейцарии фенакит ассоциируется с пластинчатым гематитом, кварцем, адуляром, хлоритом, апатитом, более поздним титанитом, иногда — с пирротинном; кристаллы изометричные, реже столбчатые до игольчатых [55—57].

Изм. Отмечены случаи неполного замещения фенакита ортоклазом [38], микроклином [53], берtrandитом и бавенитом [3,44], бериллом, триплитом [54]. По Новиковой [58], в метасоматических гидротермальных месторождениях проявилось замещение фенакита эвклазом, хризобериллом, бериллом и берtrandитом, а в зоне выветривания — гердеритом.

Искусств. Синтезирован из смеси BeO , SiO_2 , BeF_2 (очень чистых), NaF и фторбериллатов Li , Na , Cs [59]. Величина полученных кристаллов — до нескольких миллиметров, облик их ромбоэдрический или призматический. С добавкой BeF_2 (в отсутствии другого минерализатора) фенакит образуется при температуре около 1200° , без BeF_2 — выше 1300° , а при добавлении MnO_2 и BeF_2 — при 700° . Гидротермальный синтез фенакита осуществлен при использовании растворов $\text{Be}(\text{OH})_2$, $\text{Be}(\text{NO}_3)_2$, BeCl_2 , NaCl , NaOH , HCl и аморфного SiO_2 (температуры 300, 400 и 500° ; pH 4,8—8,3); образуется вместе с берtrandитом и эпидидимитом [60].

Будников и Черепанов [61] получили фенакит в смеси с другими соединениями из BeO и SiO_2 с минерализатором MnO_2 при температуре выше 1300° [62].

¶ **Практ. знач.** При нахождении в больших количествах — руда на Be. Прозрачные кристаллы имеют ювелирное значение.

Отл. От кварца, на который очень похож, отличается большим удельным весом и большими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния фенакита из Минас Жераис, Бразилия*
CuK α -излучение, дифрактометр

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
110	40	6,24	330	50	2,079	161	3	1,6154
021	3	4,52	104	3	2,026	324	1	1,5850
012	25	3,86	241	9	1,982	612	7	1,5297
211	80	3,66	502	9	1,914	603	25	1,5062
300	30	3,601	214	3	1,842	054	1	1,4916
202	3	3,279	422	3	1,829	621	7	1,4732

* ASTM, 9 — 431.

Индексирование проведено на основе гексагональной ячейки.

220	100	3,119	600	5	1,798	315; 072	1	1,4458
122	17	2,903	413	15	1,790	710	25	1,4306
131	13	2,817	152	3	1,755	514	1	1,4129
113	75	2,518	431	7	1,735	045; 262	1	1,4080
410	70	2,358	520	11	1,730	006	9	1,3755
042	5	2,262	333	17	1,6581	235	6	1,3737
303	60	2,187	404	3	1,6391	630	5	1,3608

Л и т е р а т у р а

1. Nordenskiöld N. *Ann. Phys.*, 1834, 28, 420.
2. Bragg W., Zachariasen W. *Zs. Krist.*, 1930, 72, 518.
3. Курянинова И. И., Назарова А. С., Поникова М. И. Геология м-ний редких элементов. 1965, вып. 27, 121.
4. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 26; 1963, № 17, 18; Кристаллография, 1963, 8, вып. 4, 587.
5. Rough F. N. *Jb. Min.*, 1936, B.-Bd. 71, A, 291.
6. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7, 157.
7. Rough F. *Ann. Min.*, 1935, 20, No. 12, 863.
8. Кудрявцев В. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 685.
9. Поваренных А. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 153.
10. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 107.
11. Кокширов И. Зап. Мин. об-ва, 1869, 4, 322.
12. Курянинова И. И., Александрова И. Г., Шibaева В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 603.
13. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 124.
14. Митрофанов С. И. Исследование полезных ископаемых на обогатимость. Госгортехиздат, 1962, 553.
15. Карачковская А. Н. Геохимия, 1968, № 4, 500.
16. Deloury C. *Advances Molec. Spectrosc.*, 1962, 2, 717.
17. Launer P. J. *Ann. Min.*, 1952, 37, Nos. 9—10, 774.
18. Плюснина И. И. Геохимия, 1963, № 2, 158; Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. Изд. Моск. ун-та, 1967, 1.
19. Ямпольская М. Я. Химические исследования природных ресурсов Дальнего Востока. Владивосток, 1965, 24.
- 19a. Robie R. A., Waldbaum D. R. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1968, No. 1259, 23.
20. Vergnon A., Bourguet J., Taguey J. C. R., Paris, 1960, 251, No 5, 689.
- 20a. Назарова А. С., Хитров В. Г., Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 192.
21. Lee D., Erd R. *Ann. Min.*, 1963, 48, Nos. 1—2, 189.
22. Семенов Е. И., Костюнина Л. П., Кулаков М. П. *Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов*. Изд-во «Наука», 1967, 137.
23. Смолянинова Н. Н., Молева В. А. ДАН СССР, 1957, 112, № 4, 749.
24. Говоров И. Н. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1, 62.
25. Niggli P., Koeningberger J., Parker R. L. *Die Mineralien der Schweiz* (Zentralp. Basel, 1940, 2, 562).
26. Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г., Демченко В. С., Залищак Б. Л. Геология и геофизика, 1966, № 7, 33.
27. Егоров И. Н. Советская геология, 1967, № 7, 133.
28. Байриков В. В., Лавриненко Л. Ф. ДАН Укр. ССР, 1967, № 12, 1055.
29. Himmelf F. A. J. *Ann. Chem. Soc.*, 1950, 33, No. 3, 102.
30. Гаурусевич Б. А., Баженова Л. Н., Агафонова Т. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 346.
31. Калюженая К. М., Калужный В. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 136.
32. Хатуничева А. Я., Безтальяко Н. А. ДАН Укр. ССР, 1960, № 6, 825.
33. Синегуб Е. С. Сб. «Минералы Ильменского заповедника». Изд-во АН СССР, 1949, 295.
34. Bäckström H. *Zs. Krist.*, 1898, 30, H. 4, 352.
35. Залашкова Н. Е., Яковлевская Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 172.
36. Тарновский Г. Н. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 127.
37. Кромская К. М. Научн. тр. Ташкентск. ун-та, 1964, вып. 234, кн. 20, 114.
38. Тимченко Т. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 143.
39. Яковлева М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 143.
40. Орлов Ю. Л., Гинзбург А. И., Пиневиц Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 104.
41. Говоров И. Н. ДАН СССР, 1958, 119, № 3, 556.

42. Гозоров И. Н., Благодарова Н. С. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1959, вып. 10, 95.
 43. Яковлев П. Д., Ай-Юнь-фу. Геология рудных м-ний, 1964, 6, № 5, 62.
 44. Комарова Г. Н. Геология рудных м-ний, 1965, 7, № 1, 188.
 45. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Столярова Т. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 573.
 46. Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. Тр. ИГи АН Каз. ССР, 1964, 10, 64.
 47. Russell A. Min. Mag., 1911, 16, No. 73, 55.
 48. Russell A. Min. Mag., 1920, 19, No. 88, 19.
 49. Зубков Л. Б. Науч. тр. ГИРЕДМЕТ, 1966, 16, 61.
 50. Андриусин В. В., Дмитриев М. В., Кроль О. Ф., Федорова О. В. Сб. «Геология, геохимия и минералогия м-ний редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966, 56.
 51. Кочетков О. С. ДАН СССР, 1968, 179, № 3, 672.
 51а. Дистлер В. В., Овчарова З. Ф. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 153.
 52. Кудряцев В. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 685.
 53. Павлова И. Г. ДАН СССР, 1965, 162, № 3, 654.
 54. Новикова М. Н. Геология м-ний редких элементов, 1961, вып. 9, 89.
 55. Parker R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1950, 30, H. 1, 192.
 56. Kontfus K. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 1, 18.
 57. Weibel M. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1241.
 58. Новикова М. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 4, 418.
 59. Соболев Б. П., Пювселова А. В. Геохимия, 1959, № 1, 20.
 60. Букин Г. В. ДАН СССР, 1967, 176, № 3, 664; Букин Г. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 131.
 61. Будников П. П., Черепанов А. М. ДАН СССР, 1950, 74, № 5, 1011.
 62. Morgan R., Hummel F. J. Am. Ceram. Soc., 1949, 32, No. 8, 32.

Виллемит Willemite



Назван по имени короля Нидерландов Вилля (Лсви, 1830).

Синон. Вильгельмит — wilhelmite, гебетин — hebetine (Брайтхаупт, 1832), бельгит — belgite (Панбианко, 1916). Вильямсит (вильямсонит) — williamsite (williamsonite) — частью виллемит, частично антитигрит.

Разнов. Троостит.

Характ. выдел. Щетки игольчатых кристаллов или радиальнолучистые агрегаты, также зерна, сплошные массы, иногда натечные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$; $a_h = 13,96$, $c_h = 9,34 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1:0,669$; $Z=18$; $a_{rh} = 8,64$; $\alpha = 107^\circ 46'$; $Z=6$ (Брэгг, Захариасен, 1930) [1]; у троостита: $a_h = 14,24$, $c_h = 9,64 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1:0,677$ (Готфрид, 1927) [2]. Искусственно получены три полиморфные модификации $\text{Zn}_2\text{SiO}_4 - \alpha, \beta$ и γ [3, 4]. Природный виллемит отвечает искусственной α -модификации. Структура аналогична структуре фенакита (места атомов Ве заняты атомами Zn) [1].

Ромбоэдрич. кл. $C_{3i} - \bar{3} (L_3C)$; $a : c = 1:0,6679$ [5].

Главные формы [6]:

	$\Xi\Phi$	ρ		φ	ρ		
c	0001	—	0°00'	s	11 $\bar{2}$ 3	30°00'	24°00'
a	11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	u	1 $\bar{2}$ 13	—30 00	24 00
m	10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	k	14 $\bar{3}$ 2	—13 54	54 19
e	01 $\bar{1}$ 2	0 00	21 05	d	12 $\bar{3}$ 2	19 06	45 34
n	02 $\bar{2}$ 1	0 00	57 03	D	13 $\bar{2}$ 2	—19 06	45 34
p	30 $\bar{3}$ 4	60 00	30 03	y	21 $\bar{3}$ 1	40 53	63 53
r	10 $\bar{1}$ 1	60 00	37 38	x	23 $\bar{1}$ 1	—40 53	63 53

$$ae(11\bar{2}0):(10\bar{1}1) = 58^\circ 05'$$

$$ae(11\bar{2}0):(01\bar{1}2) = 71^\circ 51'$$

$$m(1011):(\bar{1}101) = 64^\circ 06'$$

$$ee(01\bar{1}2):(\bar{1}012) = 36^\circ 18'$$

Редкие формы [6]:

h (2130)	z (1015)	l (1561)	i (4371)	t (8.5.13.3)	C (5231)
f (5270)	(3032)	H (1344)	G (7612)	f (4223)	A (5234)
g (0115)	b (2243)	q (1341)	v (3215)	j (7341)	B (8261)
					o (5143)

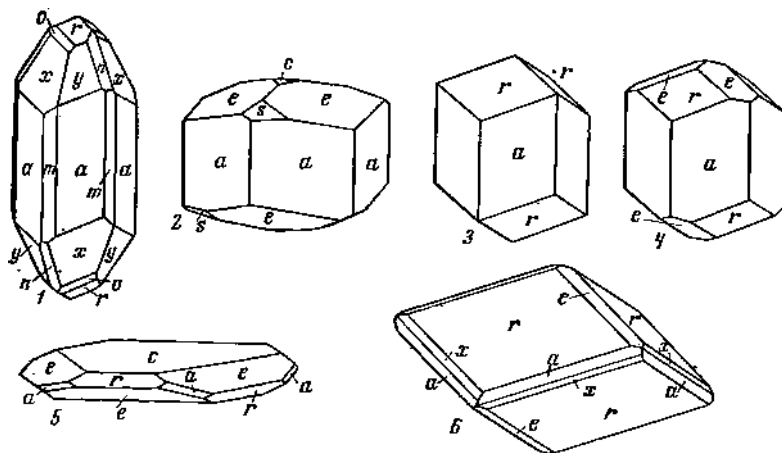
Кристаллы мелкие удлиненнопризматические, короткостолбчатые, пластинчатые по c (0001), ромбоэдрические [6, 7] (фиг. 42). На гранях их, особенно на c (0001), сильный блеск. Характерна вертикальная штриховка [6]; грани e (0112) иногда слегка выпуклые [8]. На некоторых гранях наблюдаются асимметричные фигуры растворения; в результате частичного растворения часто образуются зерна округлой формы. Наблюдаются параллельно сросшиеся кристаллы [9], а также двойники прорастания по (3.3.6.10). Отмечались ориентированные срастания виллемита с тефроитом (оси c обоих минералов параллельны) [9a]. В месторождении Франклин в шт. Нью-Джерси (США) округлые зерна виллемита наблюдаются в тесном срастании с франклинитом, кальцитом и цинкитом, а кристаллы «черного» виллемита переполнены мелкими включениями франклинита [10]. В месторождении Вранчиц (Чехословакия) кристаллы виллемита содержат включения гематита, гётита, кальцита и галенита [8].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (1120) совершенная, по (0001) несовершенная [9]. Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,89—4,18 (вычисл. 4,198), для троостита 4,0—4,1. Цв. бесцветный, белый, серовато-белый, желтый, желтовато-бурый, коричневый, мясо-красный, темно-бурый, иногда синеватый [8]. Черта белая. Бл. жирный до стекляного. Прозрачный до непрозрачного.

Диэлектрическая постоянная 5,55 [11].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 391,14 \pm 0,59$ ккал/моль; энтропия $S_{298}^0 = 31,40 \pm 0,20$ ккал/град·моль [12].

Различно окрашенные виллемиты люминесцируют в катодных и ультрафиолетовых лучах даже при небольшом количестве марганца [12—18]. Сила свечения зависит от длительности и интенсивности облучения [16]. Цвет свечения ярко-зеленый, иногда желтый [8] (максимум свечения чис-



Фиг. 42. Кристаллы виллемита
(по Пэлэчу)

1, 2, 5 и 6 — Франклин; 3 и 4 — Стерлинг Хил

того Zn_2SiO_4 при 5250Å) [19]. Свечение искусственно полученных $\beta-Zn_2SiO_4$ — желтое, $\gamma-Zn_2SiO_4$ — красноватое [3, 20]. При нагревании способность минерала люминесцировать в катодных лучах утрачивается, при остывании — восстанавливается; около 160° наблюдается ясное ослабление люминесценции, при 480° она едва заметна [14]. После вспышки лампы Mg близ образца наблюдается его фосфоресценция [21].

Инфракрасные спектры поглощения виллемита характеризуются максимумами при 975 и 931 см^{-1} , а также дополнительными максимумами при 901 и 869 см^{-1} [21, 22].

Микр. В шлифах обычно бесцветный. Окрашенный виллемит плеохромует: по *Ne* — синевато-фиолетовый, по *No* — красновато-фиолетовый [23]. Одноосный (+).

n_e	1,723	1,719—1,720	1,721	1,715	1,726	1,732
n_o	1,693	1,691—1,692	1,695	1,695	1,701	1,714
$n_e - n_o$	0,030	0,028	0,026	0,020	0,025	0,018
М-ние	Мусартут	Франклин	Нагольный кряж	Искусств.	Из шлака	Франклин

№ хим. анализа	3	1 и 2	—	—	—	5—8
Ссылка	[24]	[7, 8]	[25]	[4]	[23]	[26]

По Отто [26], показатели преломления увеличиваются с увеличением содержания $FeO + MnO$: $n_e = 1,714$, $n_o = 1,691$ при $FeO + MnO = 0,41$; $n_e = 1,732$, $n_o = 1,714$ при $FeO + MnO = 7,01$. По Малахову и Коуржимскому [9], на величину показателей преломления влияет только содержание MnO . Кристаллы виллемита в поперечных разрезах иногда зональны [8].

Хим. Теор. состав: ZnO —72,96, SiO_2 —27,04. Содержание ZnO 57,83—72,11%, SiO_2 26,55—27,97%; Zn замещается Mn , Fe^{2+} , Ca , Mg [6, 8]. Содержание MnO в собственно виллемите от следов до долей процента, в трюостите больше 3% (до 12,59%); содержание FeO 0,07—5,35%, CaO до 2,2%, MgO до 2,91%. Кроме того, в некоторых виллемитах обнаружен Be (0,5—1,87% BeO) [27, 28]. Согласно экспериментальным исследованиям, виллемит и фенакит, благодаря их изоструктурности, образуют твердые растворы с наибольшим содержанием Be_2SiO_4 —30 мол. % [29—31].

По данным спектральных анализов, виллемит иногда содержит германий [32]; экспериментально установлено, что Zn_2SiO_4 и Zn_2GeO_4 образуют серию смешанных кристаллов [33—35].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	0,13	2,32	—	—	1,66	—	2,91	1,14
CaO	—	2,20	—	—	1,60	—	—	—
ZnO	72,11	65,65	71,51	68,83	59,93	65,82	60,07	57,83
MnO	0,12	сл.	—	2,90	3,73	6,97	9,22	12,59
FeO	0,07	—	0,37	0,87	5,35	0,23	сл.	0,62
Al_2O_3	1,00	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	—	1,71	—	—	—	—	—	—
SiO_2	26,55	27,97	27,86	27,40	27,91	27,20	26,80	27,92
H_2O	—	—	—	—	—	—	1,00	0,28
Сумма	99,98 (99,85)	99,74	100,00	100,18	100,22	100,00	100,38	

1—4 — виллемит (1 — бесцветный, Франклин, анал. Бауэр [7]; 2 — Вранчид, Чехословакия, анал. Патцелл, в оригинале сумма 99,82 [9]; 3 — Мусартут, Грениландия, анал. Дамур. 1862 [24]; 4 — Стерлинг Хил, анал. Делесс [36]); 5—8 — трюостит (5 — темно-коричневый, Стерлинг Хил, анал. Вурц [37]; 6 — белый, Франклин, анал. Стоун [38]; 7 — красный, Стерлинг Хил, анал. Герман [39]; 8 — желтый, Стерлинг Хил, анал. Миксер [40]).

См. также химические анализы виллемита и троостита у Пэлэча [16], Готфрида [21], Отто [26] и неполный хим. анализ Ве-содержащего виллемита (из кварц-сидерофиллитовых грейзенов СССР) у Гурвича, Зубкова и Галецкого [41].

Диагн. исп. Разлагается в HCl с выделением студенистого кремнезема; растворим в растворе едкого кали.

П. п. тр. светится, сплавляется с трудом в белую эмаль [42]. В восстановительном пламени на угле дает налет ZnO , который после смачивания раствором $Co(NO_3)_2$ при прокаливании в окисл. пламени приобретает зеленый цвет.

Повед. при нагр. Плавится при 1465° [15]. Искусственные модификации — β - и γ - Zn_2SiO_4 при нагревании переходят в α - Zn_2SiO_4 (виллемит): β — около 900° , γ — в интервале 300 — 400° [20, 43]. Коэффициент термического расширения виллемита $32 \cdot 10^{-7}$ [44].

Нахожд. Редок, но иногда дает промышленные скопления. Встречен в контактово-метасоматических породах и в гидротермальных рудах, известен как минерал зоны гипергенеза.

Примером контактово-метасоматических месторождений виллемита являются известные цинковые месторождения Франклин и Стерлинг Хил в шт. Нью-Джерси (США), где виллемит, иногда содержащий бериллий [45], находится в ассоциации с франклинитом, цинкитом, манганозитом, гематитом, насонитом, глаукохроитом, лейкофеницитом, датолитом, годжкинсонитом, баритом и др. [16].

Бериллийсодержащий виллемит найден в метасоматитах и грейзенах кристаллического докембрийского фундамента Европейской части СССР в ассоциации с кварцем, сидерофиллитом, гентгельвином, ганитом, цирколитом, цирконом, фенакитом [46, 47]. Предположительно гидротермальным является виллемит Нагольного Кряжа (УССР), выделившийся на агрегатах сфалерита [23]. За рубежом виллемит известен в следующих гидротермальных месторождениях: Вранциц (Чехословакия) — в сульфидных жилах различаются три генерации виллемита, который ассоциируется с кальцитом, гётитом, гематитом, халькозином, иногда с самородным серебром [8]; Бухбахерберг и Брокенберг (ФРГ) — виллемит образует срастания с галенитом; Седалиа и Ангурта в шт. Колорадо (США) — виллемит в кварцево-флюоритовой жиле, секущей породы докембрия [48].

Наиболее многочисленны находки виллемита в зоне гипергенеза свинцово-цинковых месторождений. В Кадаинском месторождении (Восточное Забайкалье) виллемит обнаруживается в пустотах марганцовых лимонитов [49], иногда со смитсонитом и церусситом [50]. Очень богата виллемитом и смитсонитом зона окисления свинцово-цинкового месторождения Акташ в Средней Азии [51—55]. В месторождении «Верхнее» в Тетюхе (Приморский край) виллемит наблюдается иногда совместно с церусситом, малахитом, аурихальцитом, гипсом [55—57].

За рубежом виллемит известен в железной шляпе свинцово-цинкового месторождения Брокен-Хил в Замбии (Африка) совместно с церусситом, гемиморфитом, пироморфитом, деклуазитом и др. [58]. В зоне окисления месторождения Берг Аукас в Намибии (Африка) виллемит и смитсонит замещают сфалерит, с ними ассоциируются церуссит, галенит и деклуазит [58а]; найден в Моренси (шт. Аризона) [59, 60], в Трес Германас (шт. Новая Мексика) [61, 62]. В месторождении Балмат (шт. Нью-Йорк, США) виллемит был отложен из рудничных вод [63]. В качестве новообразования он известен также в зоне подземных пожаров в месторождении Текели, Казахстан [64].

Изм. Отмечено замещение виллемита гемиморфитом [16].

Искусств. Виллемит без примесей марганца и бериллия впервые синтезирован Добре в 1854 г. при пропускании паров SiCl_4 над ZnO [65]. Позднее был получен многими исследователями: в результате взаимодействия SiF_4 — ZnO и SiO_2 — ZnF_2 [66, 67]; сплавлением SiO_2 , Na_2SO_4 и Zn_2SO_4 [67]; нагреванием SiO_2 , NaCl и ZnCl_2 в атмосфере водяного пара при 500—1250° [68, 69]; из раствора ацетата цинка, нагретого до кипения при медленном добавлении к нему слабого раствора силиката Na и соды при pH 7—8,5 [70]; при кристаллизации в системе Na_2CO_3 — ZnO — SiO_2 — H_2O [71], а также другими способами [72, 73]. Отмечается [74] инкогруэнтное плавление ларсенита с образованием виллемита и Pb-содержащей силикатной жидкости около 900°.

Виллемит, содержащий марганец, количество которого не определено, получен Ингерсоном и Татлом [75]; виллемит с 1% марганца синтезирован [19] при прокаливании (1350°, 12—15 час.) ZnO и SiO_2 (в стехиометрических отношениях) с добавкой нитрата марганца. Соболев и Княгина [29] получили виллемит из безводной газовой фазы при изучении системы ZnO — BeO — SiO_2 с минерализатором; наиболее низкая температура образования виллемита (620°) установлена при добавке к окислам NaF и BeF_2 . При 1200° и соотношении $\text{ZnO} : \text{BeO} = 3:1$ с добавкой минерализатора Na_2BeF_4 получен твердый раствор $(\text{Zn,Be})_2\text{SiO}_4$ [30]. Новоселова, Бабин и Соболев [76] синтезировали силикат состава $(\text{Zn,Be})_2\text{SiO}_4$, активированный марганцем. Получены также кристаллы состава $(\text{Zn,Mg})_2\text{SiO}_4$ [77], Zn_2GeO_4 [4] и $(\text{Zn,Mn})_2\text{GeO}_4$ [78].

Виллемит известен как составная часть силикатного шлака черпковой меди [79]. Модификации α - Zn_2SiO_4 , β - Zn_2SiO_4 , γ - Zn_2SiO_4 получены [3] при остывании расплава Zn_2SiO_4 . При наиболее медленном остывании образуется α - Zn_2SiO_4 . β -форма превращается в α - Zn_2SiO_4 при нагревании до 900°; менее стабильная γ -форма превращается в α -форму при 300—400°. На эти превращения влияет не только температура опыта, но и время. При небольших изменениях условий опыта γ - Zn_2SiO_4 может превращаться в α - Zn_2SiO_4 непосредственно или через промежуточную β -форму [20]. При искусственном получении виллемита в качестве промежуточного продукта часто образуется β -форма, которая полностью превращается в α - Zn_2SiO_4 при 900° [20, 80, 81]. В системе ZnO — SiO_2 — H_2O виллемит (α - Zn_2SiO_4) образуется при разложении гемиморфита в интервале от 240° и 10 000 psi до 260° и 40 000 psi, а также кристаллизуется из гелей; в условиях опыта устойчив выше 750° [82].

Практ. знач. При значительных концентрациях может быть рудой на цинк. Искусственный виллемит, активированный марганцем, и твердые растворы состава $(\text{Zn,Be})_2\text{SiO}_4$ —Mn широко используются как люминофоры [83—85]. Прозрачные желтые кристаллы относятся к драгоценным камням [6].

Разнов. Троостит (трусит) — troostite — $(\text{Zn,Mn})_2(\text{SiO}_4)$ — отличается повышенным содержанием марганца (см. хим. анализы 5—8). Назван по имени профессора Трооста (Шепард, 1832).

Синон. Тетровиллемит — tetrowillemite (Кени, 1889).

Цв. красный, коричневый, зеленый, желтый, серый, белый. Бл. стеклянный.

Сп. по (1120) совершенная, по (0001) и (1011) несовершенная.

Известен только в месторождениях Франклин и Стерлинг Хил в шт. Нью-Джерси (США) [6]; наблюдается в сплошных зернистых массах, иногда в виде крупных призматических кристаллов (до 15 см) в мраморизованном известняке наряду с собственно виллемитом.

Межплоскостные расстояния синтетического виллемита *
CuK α -излучение, дифрактометр

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
110	22	6,98	104	2	2,287	125	3	1,7235
012	4	4,35	241	1	2,215	603	7	1,6882
211	17	4,10	502	4	2,144	054	1	1,6752
300	33	4,026	214	1	2,074	621	2	1,6491
220	81	3,486	422	5	2,049	523	7	1,6404
122	4	3,264	600	7	2,013	315	10	1,6273
131	7	3,153	413	9	2,0111	710	10	1,5986
113	97	2,834	152	2	1,9656	514	<1	1,5863
312	3	2,720	250	9	1,9332	006	11	1,5516
140	100	2,634	333	36	1,8592	630	9	1,5203
042	2	2,533	342	<1	1,8260	271	<1	1,4570
232	1	2,381	161	1	1,8074	306	<1	1,4475
223	47	2,318	324	1	1,7817	713	30	1,4205

Кроме того, 20 дополнительных линий до 1,0056.

* ASTM, 8-492; $a_0 = 13,94$. $c_0 = 9,309$ Å.

Л и т е р а т у р а

1. Bragg W. L., Zachariasen W. H. Zs. Krist., 1930, 72, 518.
2. Goffried C. N. Jb. Min., 1927, B.-Bd. 55, A, 393.
3. Schleede A., Gruhl A. Zs. Elektrochem., 1923, 29, 411.
4. Ingerson E., Morey G., Tuttle O. Am. J. Sci., 1948, 246, No. 1, 31.
5. Palache C., Graham R. P. D. Am. J. Sci., 1913, 36, 639.
6. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 83.
7. Palache C., Berman H. Am. Min., 1927, 12, No. 4, 180.
8. Buttgenbach H. Mém. Soc. Roy. Sci., Liège, 1927, 14, ser. 3, 1.
9. Malachov A. A., Kourimsky J. Rozpr. Českoslov. Akad. věd., Mat.-přirod., 1956, 66 No. 8, 1.
- 9a. Hurlbut C. S., Am. Min., 1961, 46, Nos. 5—6, 549.
10. Palache C. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 330.
11. Kleber W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 1, 4.
12. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23.
13. Spenser L. Y. Min. Mag., 1927, 21, No. 119, 394.
14. Kreutz S. Bull. intern. Acad. Polonaise Sci. et des lettres, ser. A, 1936, № 8, 501.
15. Servigne M. Bull. Soc. fr. min., 1943, 66, No 1—6, 452.
16. Georgely G. J. Opt. Soc. Am., 1950, 40, No. 6, 356.
17. Deriberé M. Ann. Soc. géol. Belg., 1938, 61, Bull. No 5, 175.
18. Грум-Гржимайло С. В., Толстихина К. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 449.
19. Осико В. В. Изв. АН СССР, сер. физ., 1959, 23, № 11, 1314.
20. Leverenz H. W., Seitz F. J. appl. phys., 1939, 10, No. 7, 479.
21. Launer P. J. Am. Min., 1952, 37, Nos. 9—10, 764.
22. Keller W. D., Spotts J., Biggs D. L. Am. J. Sci., 1952, 250, No. 6, 453.
23. Faber W. Chem. d. Erde, 1935, 10, H. 1, 67.
24. Vøggild O. B. The Mineralogy of Greenland. 1953.
25. Яковин А. А. Тр. ИГи АН СССР, 1952, вып. 65, 1.
26. Otto H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1936, 47, H. 2, 89.
27. Гурвич С. И., Брусницына Н. В., Дулицкий В. А., Лукьяко В. Ф. Разведка и охрана недр, 1962, № 8, 1.
28. Гаврусевич Б. А., Галецкий Л. С. Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964, 156.
29. Соболев Б. П., Княгина И. П. Журн. неорг. химии, 1960, 5, вып. 10, 2294.
30. Соболев Б. П. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 79.
31. Fonda G. R. J. phys. chem., 1941, 45, No. 2, 282.
32. Боровик С. А., Прокопенко Н. М. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 2, 344.

33. *Goldschmidt V. W.* Norsk Vidensk. Akad. Skrift., Oslo, Mat.-nat. Kl., 1926, 7, No. 2, 014.
34. *Hahn T., Bielen H., Easel W., Weber F.* Chem. d. Erde, 1962, 22, 178.
35. *Tarte P.* Mém. Acad. Roy. Belg., cl. sci., 1965, 35, F. 4-a, 33.
36. *Delesse A., Des Cloizeaux A.* Ann. Mines, 1946, ser. 4, 10, 211.
37. *Wurtz H.* Proc. Am. Assoc. Adv. Sci., 1850, 4, 146.
38. *Stone G. C.* School of Mines Quarterly, 1887, 8, 148.
39. *Hermann R. J.* prakt. Chem., 1849, 47, 9.
40. *Mixter W. G.* Am. J. Sci., 1868, 46, No. 137, 230.
41. *Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий Л. С.* Советская геология, 1965, № 2, 29.
42. *Митрофанов С. И.* Исследование полезных ископаемых на обогатимость. Госгортехиздат, 1962, 548.
43. *Ланин В. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 38.
44. *Hummel A. J.* Am. Ceram. Soc., 1950, 33, No. 3, 102.
45. *Palache C., Bauer L.* Am. Min., 1930, 15, No. 1, 30.
46. *Гурвич С. И.* ДАН СССР, 1963, 153, № 3, 681.
47. *Зубков Л. Б.* Науч. тр. ГИРЕДМЕТ, 1966, 16, 62.
48. *Heyl A. V. U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1964, No. 1135-C, pC-12.
49. *Смирнов С. С.* Полиметаллические м-ния Восточного Забайкалья. Тр. Всес. геол. разв.-обедин. НКТП СССР, Горнонефтеиздат, 1933, вып. 327, 270.
50. *Горжовская С. А.* Тр. ВИМС, нов. сер., 1949, вып. 2, 63.
51. *Висньевский Я. С.* Матер. по геол. Средней Азии, 1937, вып. 7, 31.
52. *Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных м-ний. Изд-во АН СССР, 1955, 194.
53. *Смирнов В. И.* Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1939, 16, 65.
54. *Крейтер В. М., Смирнов В. И.* Тр. Тадж.-Памир. экспед. Изд-во АН СССР, 1935, 415.
55. *Ивксон Ю. П.* Полиметаллы Средней Азии и Южного Казахстана. ОНТИ НКТП СССР, 1937, 175.
56. *Смирнов В. И.* Проблемы Советской геологии, 1935, 5, № 2, 182.
57. *Томсон И. Н., Мозгова Н. Н.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34, 54.
58. *Schneiderhöhn H.* Mineralische Bodenschätze im Südlichen Afrika. Berlin, 1931.
- 58a. *Markham N. L.* Econ. Geol., 1960., 55, No. 4, 844.
59. *Lindgren W. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1905, No. 43.
60. *Darton N. H., Blackwelder E., Siebenthal C. E.* U. S. Geol. Surv. Geol. Atlas, Laramie-Sherman Folio, No. 173, 15.
61. *Lindgren W., Gratton L. C., Gordon C. H.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1910, No. 68.
62. *Keyes C. R.* Missouri Geol. Surv. Rep., 1895, 9, No. 4, 82.
63. *Brown J. S.* Econ. Geol., 1936, 31, No. 4, 331.
64. *Башкиров В. Г., Вейц Б. И., Гехт И. И., Зайцева Р. И.* Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1963, 7, 171.
65. *Daubrée G. A. C. R.*, Paris, 1854, 39, 135.
66. *Deville H. St.-Cl. C. R.*, Paris, 1861, 52, 1304.
67. *Gorgeu A.* Bull. Soc. chim., France, 1887, 47, 146; Bull. Soc. fr. min., 1887, 10, 36; C. R., Paris, 1887, 104, 120.
68. *Adrien K. C. R.*, Paris, 1932, 194, 1743.
69. *Jander W., Riehl H.* Zs. anorg., allgem. Chem., 1941, 246, H. 1, 81.
70. *Esquevin J. C. R.*, Paris, 1956, 243, No 18, 1334.
71. *Литвин Б. Н., Мельников О. К.* Геохимия, 1964, № 3, 202.
72. *Jaeger F. M., van Klooster H. S.* Verlag Kon. Akad. Wet., 1915, 24, 921 (по реферату N. Jb. Min., 1917, 1, 18).
73. *Neihsenburg van C. J., Blumental H. B.* Recueil trav. chim. Pays-Bas, 1934, 53, 476.
74. *Ito J.* Am. Min., 1968, 53, Nos. 1-2, 233.
75. *Ingerson E., Tuttle O. F.* Am. J. Sci., 1947, 245, No. 5, 313.
76. *Новоселова А. В., Бабин В. Н., Соболев Б. П.* Журн. неорг. химии, 1961, 6, вып. 1, 227.
77. *Segnit E. R., Holland A. E. J.* Am. Ceram. Soc., Ceram. Abstr., 1965, 48, No. 8, 410.
78. *Литвин Б. Н., Мельников О. К.* Сб. «Рост кристаллов». Изд-во «Наука», 1964, 4, 168.
79. *Строитель И. А.* Сб. трудов Всес. н.-и. горно-металлург. ин-та цветн. металлов, 1962, № 7, 36.
80. *Меркулов А. Г., Христофоров Б. С.* Рентгенография минерального сырья, 1964, сб. 4, 125.
81. *Христофоров Б. С., Астапович З. И., Христофорова А. М.* Исследования природного и технического минералообразования. Изд-во «Наука», 1966, 237.
82. *Roy D. M., Murrpton F.* Econ. Geol., 1956, 51, No. 5, 432.
83. *Гуель Б. М., Векслер И. С.* Изв. АН СССР, сер. физ., 1957, 21, № 5, 704.
84. *Гуель Б. М., Шапоchnik М. М.* Изв. АН СССР, сер. физ., 1957, 21, № 5, 705.
85. *Nottingham W. B.* Phys. Rev., 1937, 51, ser. 2, 1008 A.

Эвкрипитт Eucryptite LiAlSiO₄]

Название от греч. εἶς (эй) и κρυπτός (криптос) — хорошо скрытый (Браш, Дана, 1880) [1], так как встречается в тесном сростании с альбитом и маскируется последним.

Синон. Эйкрипитт, эукрипитт, литионнефелин — Lithionperthelin (по Дана, 1892).

Характ. выдел. Плотные халцедоноподобные массы, зернистые, волокнистые и шестоватые агрегаты; кристаллы редки (в Родезии — до 3×2×2 см).

Структ. и морф. крист. Триг. с. C_{3i}^2 — $R\bar{3}$. Отвечает искусственной тригональной модификации α -LiAlSiO₄ [2].

a_h	c_h	$a_h:c_h$	a_{rh}	α	М-ние	Ссылка
13,464	8,999	1:0,668	8,114	107°47'	Молефонтейн	[3]
13,48	9,01	1:0,668	8,342	107 48	Бикета	[4]
13,490	9,016	1:0,668	8,348	107 48	Кингс Маунтин	[5]
13,53	9,04	1:0,668	8,37	107 52	Искусств.	[6]

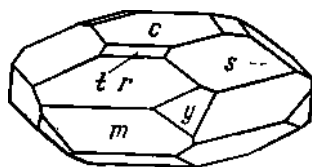
$Z = 18$ для гексаг. ячейки ($Z = 6$ для тригональной ячейки). Известно несколько искусственных модификаций LiAl[SiO₄]: три гексагональные, моноклинная и триклинная [7—10].

Структура аналогична структурам фенакита и виллемита; Li¹⁺ и Al³⁺ занимают места Be²⁺ или Zn²⁺ [11].

Ромбоэдр. кл. C_{3i}^2 — $\bar{3}$ (L_3C); $a : c = 1:0,6681$ [4]. Наиболее распространенные формы [4, 5]:

	σ	ρ	—	φ	ρ
c 0001	—	0°00'	t 10 $\bar{1}4$	60°00'	10°45'
m 10 $\bar{1}0$	60°00	90 00	r 10 $\bar{1}1$	60 00	37 39
a 11 $\bar{2}0$	30 00	90 00	y 12 $\bar{3}2$	10 00	45 35
S 01 $\bar{1}2$	0 00	21 06			

На кристаллах из Кингс Маунтин, шт. Северная Каролина (США) [5] наблюдались, кроме того: (10 $\bar{1}2$) (12 $\bar{3}1$), (21 $\bar{3}4$), (21 $\bar{3}1$), (13 $\bar{2}1$) и (31 $\bar{2}1$).



Фиг. 43. Кристалл эвкрипитта, Кингс Маунтин (по Ливенсу и Хёрлбату)

Наиболее развиты формы: c (0001), m (10 $\bar{1}0$) и a (11 $\bar{2}0$); на искусственных кристаллах установлены f (02 $\bar{2}1$) и v (21 $\bar{3}1$) [12, 13]. Кристаллы несколько вытянуты по оси b (фиг. 43).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (0001) ясная [1] (но наблюдается не всегда), по (10 $\bar{1}1$) несовершенная [4]. Тв. 5 $\frac{1}{2}$ —6 $\frac{1}{2}$. Микротвердость 542—748 кг/мм² (нагрузка 100 г) [14]. Уд. вес 2,64—2,66 (вычисл. 2,63). Цв. белый, светло-кремовый, зеленовато-белый, бесцветный. Бл. восковой. Изл. раковистый. Просвечивающий до прозрачного.

Люминесценция в ультрафиолетовых лучах ($\lambda=2700-2800\text{Å}$) интенсивная гвоздично-красная и розовая [4, 9]. В рентгеновских лучах эвкрипит характеризуется светло-розовым свечением, а искусственный $\alpha\text{-LiAlSiO}_4$ ярко-розовым. После рентгеновского облучения минерал становится светло-дымчатым [12, 13]. Спектр термосвечения состоит из широкой полосы в области 370—480 мкм и полосы около 700 мкм; центры свечения соответствуют дырочным центрам ЭПР [15]. Инфракрасные спектры поглощения эвкрипитита характеризуются рядом полос в области 1053—480 см^{-1} [16—18]; инфракрасные спектры синтезированного α -эвкрипитита — максимумом в области 692 см^{-1} , искусственного β -эвкрипитита — 741 см^{-1} [18a].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)505,13 \pm 0,55$ ккал/моль [19].

Мкр. В шлифах бесцветен. Одноосный (+). Удлинение (+).

n_e	1,583	1,587	1,585	1,586	1,586	1,587	1,587
n_o	1,573	1,572	1,570	1,572	1,572	1,572	1,572
$n_e - n_o$	0,010	0,015	0,015	0,014	0,014	0,015	0,015
М-ние	Хардинг Мэйи	Хардинг Мэйи	Кольский п-ов	Молефон- тейн	Бикита	Кингс Маунтин	Искусст- венный
Ссылка	[12, 13]	[6]	[20]	[3]	[4]	[5]	[2]
№ хим. анализа	1	—	—	—	2	—	—

В шлифах обычны параллельно ориентированные волокна и удлинённые зерна; характерны тесные сростания с альбитом.

Хим. Теор. состав: $\text{Li}_2\text{O} - 11,8$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 40,5$, $\text{SiO}_2 - 47,7$.

Анализы:

	Li_2O	Na_2O	K_2O	CaO	Al_2O_3	SiO_2	Сумма	Уд. в.
1.	8,36	0,62	0,38	0,19	35,76	54,64	99,95	2,64
2.	9,72	0,24	0,01	—	40,43	49,32	99,72	2,657
3.	11,45	0,26	—	—	40,28	47,97	99,96	2,666

1 — Хардинг Мэйи, шт. Нью-Мексико, анал. Гонсер [13]; 2 — Бикита Родезия, анал. Ито [4]; 3 — Кингс Маунтин, шт. Северная Каролина [5]

Диагн. исп. Растворяется в HCl с образованием студенистой массы. В HCl (0,5 N) при 80° полностью растворяется в течение 30 мин. [21].

Повед. при нагр. При нагревании до $848 \pm 5^\circ$ переходит в высокотемпературную гексагональную модификацию $\beta\text{-LiAlSiO}_4$ (псевдоэвкрипит, $a_0=5,24$, $c_0=11,20\text{Å}$) [9, 21]; последний при 1400° плавится инконгруэнтно [22]. В присутствии H_2O $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращение при $845 \pm 5^\circ$ является обратимым, при сухом нагревании происходит необратимое превращение α -модификации в β -модификацию, начинающееся при 950° и завершающееся до 980° [9, 16]; с ним связано значительное уменьшение объема [23, 24]. Время, необходимое для этого превращения, зависит от величины зерен. На кривой нагревания эвкрипитита имеется один экзотермический подъем с максимумом около 940° [16]. При 1000° и давлении 30—35 бар эвкрипит превращается в сподумен и алюминат лития [25].

Наход. Редок. Встречается только в богатых литием пегматитах; всегда находится в прорастании с альбитом. В СССР в небольшом количестве встречен на Кольском полуострове и в Калбинском районе [26]; в США — в Бранчвиле (шт. Коннектикут) [11], в Страфорде и в Хардинг Мэйи (шт. Нью-Мексико) [13]; установлен также в Молефонтейне в ЮАР [3]. Единственное крупное промышленное месторождение эвкрипитита — Би-

кита в Родезии; эвкрипитт образует крупнозернистые агрегаты, ассоциируется с петалитом, кварцем и бикитаитом [4, 27]. Частью образовался по сподумену.

Изм. Поздние метасоматические процессы приводят к замещению эвкрипитта слюдой (мусковит, жильбертит). В пегматитах Бикита подвергся замещению бикитаитом [27].

Искусств. Отфей и Перри впервые синтезировали эвкрипитт в 1890 г. [22]. По данным многих авторов [9, 15, 28—31], кристаллы (до 5—8 мм) образуются в присутствии воды при температурах от 150 до 1000° и давлений до 4000 атм из смесей LiOH, Al(OH)₃ и SiO₂ или Al₂O₃, Li₂CO₃ и SiO₂, из гелей Li₂O·Al₂O₃·2SiO₂ и Li₂O·Al₂O₃·4SiO₂, а также из стекла состава 25 мол. % Li₂O, 25 мол. % Al₂O₃ и 50 мол. % SiO₂. Оптимальные условия искусственного получения эвкрипитта из геля Li₂O·Al₂O₃·2SiO₂—температура 400°, pH > 10 [30], из стекла—350° и давление 130 кг/см² [16].

Отл. В халцедоноподобных и зернистых агрегатах напоминает кварц. Отличается от последнего несколько меньшей твердостью, растворимостью в HCl и розовой люминесценцией в ультрафиолетовых и рентгеновских лучах [4]; в шлифах от кварца отличается по показателям преломления.

Межплоскостные расстояния эвкрипитта из Бикита, Южная Родезия *
CuKα-излучение, D=114,6 мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
101	<1	7,13	042	2	2,447	431	6	1,877
110	55	6,74	303	25	2,376	520	10	1,869
021	<1	4,897	232	<1	2,301	134	<1	1,848
012	30	4,199	330	14	2,247	333	25	1,797
211	100	3,961	223	2	2,242	404	2	1,782
300	35	3,890	104	<1	2,208	342	<1	1,765
202	6	3,566	241	2	2,143	161	<1	1,745
220	95	3,369	024	<1	2,100	324; 205	<1	1,722
122	14	3,151	502	2	2,072	125	4	1,667
131	10	3,046	214	<1	2,004	701; 351	2	1,639
401	<1	2,776	422	<1	1,980	603	8	1,632
113	80	2,740	600; 413	10	1,943	054	2	1,620
410	60	2,546	152	<1	1,900	621	2	1,593

* ASTM, 14-667.

Л и т е р а т у р а

1. Brush G. J., Dana E. S. Am. J. Sci., 1880, ser. 3, 20, 257.
2. Roy R., Roy D. M., Osborn E. F. J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, No. 5, 152.
3. Schröder A., Hoffman W. N. Jb. Min., Monatsh., 1957, H. 4, 73.
4. Hurlbut C. S. Am. Min., 1962, 47, Nos. 5—6, 557.
5. Leavens P. B., Hurlbut C. S. Nelen J. A. Am. Min., 1968, 53, Nos. 7—8, 1202.
6. Winkler H. G. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1954, 4, H. 1—2, 233.
7. Jaeger F. M., Simek A. Verlag Kon. Akad. Wet., 1914, 23, 119 (по реферату N. Jb. Min., 1915, 2, 146).
8. Winkler H. G. Acta cryst., 1948, 1, 27.
9. Isaacs T., Roy R. Geoch., cosm. acta, 1958, 15, No. 3, 213.
10. Behruzi M., Hahn Th. Naturwissenschaften, 1967, 54, H. 24, 643.
11. Winkler H. G. Acta cryst., 1953, 6, 99.
12. Mrose M. E. Bull. Geol. Soc. Am., 1952, 63, No. 12, pt. 2, 1283.
13. Mrose M. E. Am. Min., 1953, 38, Nos. 3—4, 353.
14. Young B. B., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No. 689, Trans., 1963—1964, 73, pt. 7, 437.

15. Иоффе В. А., Янчевская И. С. Физика твердого тела, 1968, 10, вып. 2, 472.
16. Колесова В. А. Изв. АН СССР, сер. хим., 1963, № 1, 187.
17. Milkey G. Am. Min., 1960, 45, Nos. 9—10, 990.
18. Плюскина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. Изд. МГУ, 1967, 119.
- 18а. Билинов В. А., Рой Р. Изв. АН СССР, сер. неорганич. матер., 1969, 5, № 4, 811.
19. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 24.
20. Соседко А. Ф., Гордиенко В. В. ДАН СССР, 1957, 116, № 1, 135.
21. Маслова Е. И., Лилев И. С. Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 1, 63.
22. Hatch R. A. Am. Min., 1943, 28, Nos. 9—10, 471.
23. Hummel F. A. J. Am. Ceram. Soc., 1951, 34, No. 8, 235.
24. Hummel F. A. J. Am. Ceram. Soc., 1952, 35, No. 3, 64.
25. Neuhaus A., Meyer H. J. Naturwissenschaften, 1965, 52, H. 23, 639.
26. Гинзбург А. И. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 4, 184.
27. Huribut C. S. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 792.
28. Roy R., Osborn E. R., J. Am. Chem. Soc., 1949, 71, No. 6, 2086.
29. Kennedy G. C. Am. Min., 1954, 39, Nos. 7—8, 654.
30. Баррер Р., Уайт Е. Сб. «Физическая химия силикатов». Перевод с англ. Изд-во иностр. лит-ры, 1956, 122—155.
31. Stewart D. B. Rep. 21 session Intern. geol. congress Norden. Copenhagen, 1960, Pt. 17, 15.

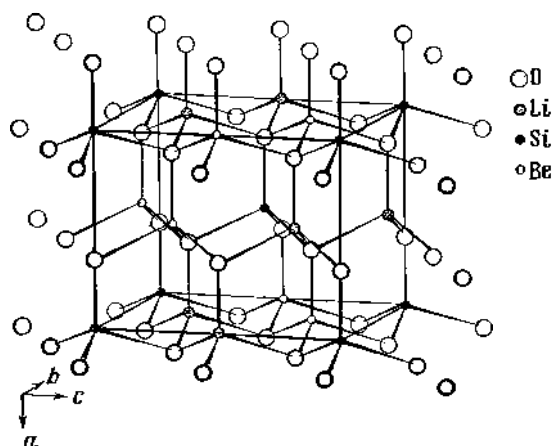
Либерит Liberite



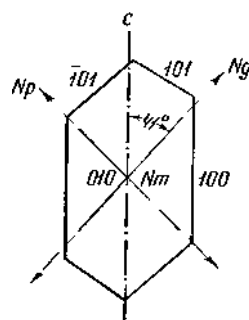
Назван по главным катионам (литий и бериллий) (Чжао Чунь-лин, 1964) [1].

Характ. выдел. Мелкозернистые агрегаты и мелкие несовершенные кристаллики.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_s^2-Pn [2]; $a_0=4,68$, $b_0=4,95$, $c_0=6,13$ Å; $\beta=90^\circ 30'$; $a_0:b_0:c_0=0,945:1:1,238$; $Z=2$ [2]. Структура [2]



Фиг. 44. Структура либерита
(по Чанг Ханг-чунгу)



Фиг. 45. Оптическая ориентировка либерита
(по Чжао Чунь-лину)

(фиг. 44) имеет сходство со структурой фенакита. Данных по морфологии кристаллов нет.

Физ. св. [1]. Сп. по (010) совершенная, по (100) и (001) отчетливая. Хрупок. Уд. вес 2,688 (вычисл. 2,689). Цв. агрегатов бледно-желтый до бурого, отдельные зерна бесцветны. Бл. на плоскостях спайности стеклянный, на изломе слегка жирный. Просвечивает.

Микр. [1]. Пл. опт. осей (010); $Nm=b$, $cNg=41^\circ$ (фиг. 45). Двуосный (—). $n_g=1,638$, $n_m=1,633$, $n_p=1,622$; $2V=66^\circ 18'$ (Na).

Хим. Теор. состав: Li_2O —25,99, BeO —21,75, SiO_2 —52,26.
Анализы [1, 2]:

	1	2		1	2		1	2
Li_2O	22,80	23,43	MgO	0,47	0,49	SiO_2	48,09	48,39
Na_2O	0,25	0,25	CaO	0,27	0,29	H_2O	0,62	0,65
K_2O	0,10	0,10	Al_2O_3	1,26	0,26			
BeO	24,47	25,47	Fe_2O_3	0,11	0,11	Сумма	98,44	99,44

Спектроскопически установлены: Ti, Cr, Ni, Mn, V и W.

Нахожд. Обнаружен в Китае на контакте гранитов и доломитизированных известняков в прожилках, секущих лепидолито-флюорито-магнетитовую породу; ассоциируется с лепидолитом, натролитом, сянухалитом, касситеритом и шеелитом [1].

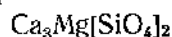
Межплоскостные расстояния либерита [1]
 $\text{FeK}\alpha$ -излучение, $D=57,3$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	4,9098	7	2,1808	3	1,4883	4	1,3159
10	3,7991	5	2,0496	10	1,4473	4	1,1235
10	3,7090	4	2,0102	9	1,3415	4	1,1089
6	3,3889	4	1,9129	5	1,3248	4	1,0760
3	3,0295	6	1,8603	4	1,2956	7	1,0657
6	2,9570	3	1,7772	6	1,2792	8	1,0567
3	2,8444	8	1,7392	4	1,2502	7	1,0458
3	2,7266	5	1,6996	10	1,2331	6	1,0111
10	2,5813	4	1,6432	3	1,2102	9	0,9999
9	2,4568	4	1,5854	3	1,1944	7	0,9974
9	2,3383	4	1,5680	5	1,1828	8	0,9919
9	2,2616	7	1,5253	3	1,1730	8	0,9759

Л и т е р а т у р а

1. *Chao Chuen-lin*. Acta geol. sinica, 1964, 44, No. 3, 334 (китайский текст, английское резюме).
2. *Chang Han-ching*. Acta geol. sinica, 1966, 46, No. 1, 76 (китайский текст).

Мервинит Merwinite



Назван по имени американского минералога и петрографа Э. Мервина (Ларсен, Фоса, 1921); вначале принимался за монтицеллит.

Характ. выдел. Зернистые выделения, редко кристаллы (до 3 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. (?) [1]. По Соболеву, предположительно, трикл. с. [2]. Искусственный мервинит и его марганцовый аналог имеют структуру типа перовскита с псевдокубической элементарной ячейкой, $a_0=3,76\text{Å}$ (Гольдшмидт, Райт, 1943) [3]. Бредиг [4] рассматривает мервинит как твердый раствор Mg_2SiO_4 в среднетемпературной модификации α' - Ca_2SiO_4 . По его данным, искусственный мервинит ромб. с.,

$a_o=5,20$, $b_o=9,20$, $c_o=6,78\text{Å}$, $a_o:b_o:c_o=0,565:1:0,737$; $Z=4$. Структура типа K_2SO_4 ; уд. вес 3,34.

По характеру инфракрасных спектров мервинит относится к ортосиликатам [5].

Кристаллы таблитчатые по (010) [6]. Двойники по (110), дв. ось совпадает с осью c ; реже двойники по (100); известны сложные полисинтетические двойники [1, 2].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (010) совершенная. Тв. 6. Уд. вес 3,15. Бесцветный до бледно-желтого. Бл. стеклянный [11].

Инфракрасный спектр характеризуется широкой полосой в области $1050-850\text{ см}^{-1}$ с семью максимумами: около 1025, 1000, 980, 945, 905, 887, 870 см^{-1} . Максимум у 945 см^{-1} наиболее интенсивен и симметрично расположен по отношению к остальным [5].

Теплота образования мервинита из Калифорнии соответствует теоретическому значению: $\Delta H_{298}^0 = (-)57,020 \pm 3,80\text{ ккал/моль}$ [7]. По Роби [7a], $\Delta H_{298}^0 = (-)1091,49 \pm 1,27\text{ ккал/моль}$; энтропия образования $S_{298}^0 = 60,5 \pm 0,5\text{ кал/град. моль}$.

Микр. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010), $Ng=b$, $cNp=36^\circ$. Дисперсия заметная, $r > v$.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение
1,718	1,711	1,708	0,010	66°	Крестмор, Калифорния [1]
1,723	1,710	1,702	0,021	76	Крестмор, Калифорния [7]
1,725	1,712	1,707	0,018	67	Крестмор, Калифорния [8]
1,718	1,712	1,710	0,008	70	Моптана [9]
1,724	1,712	1,706	0,018	—	Скаут Хил, Ирландия [8]
—	—	—	0,016	72	р. Нижняя Тунгуска [2]
1,722	—	1,705	0,017	73	Анакитский массив [10]
1,728	1,714	1,708	0,020	69	Из доменных шлаков [8]
1,724	1,711	1,705	0,019	75	Из мартеновских шлаков [11]
1,726	1,718	1,703	0,023	52	Из синтетических магниевых масс [12]

Под микроскопом обычно пересечение двух или нескольких систем двойников (решетчатая структура).

Хим. Теор. состав: $MgO-12,19$, $CaO-51,22$, $SiO_2-36,59$.

Анализы мервинита из Крестмора:

	1	2	1	2	1	2		
MgO	11,62	12,34	Al_2O_3	0,66	0,35	H_2O^+	0,94	не обн.
CaO	49,96	50,69	Fe_2O_3	—	0,07	H_2O^-	1,22	0,44
MnO	—	0,02	SiO_2	35,50	35,58			
FeO	1,22	0,36	TiO_2	—	0,03	Сумма	101,12	99,88

1 — анал. Фосаг [1]; 2 — анал. Уилк [7].

Диагн. исп. Легко растворим в HCl.

Повед. при нагр. Плавится incongruently при 1575°, давая MgO, Ca₂SiO₄ и жидкость [13, 14]; по другим данным, плавится incongruently при 1590° с образованием Ca₂SiO₄ и жидкости [15, 16]. Коэффициент расширения от 100 до 200° — 9,7·10⁻⁶, от 100 до 800° — 12,6·10⁻⁶, от 100 до 1000° — 13,3·10⁻⁶ [17].

Нахожд. Характерный минерал специфической ларнит-мервинитовой фации глубинности [10]; наблюдается в контактовых зонах изверженных пород (габбро, трашлов, мондонитов) и карбонатных пород (доломитов, доломитизированных известняков, известняков), а также в метаморфических известняках в удалении от контакта. Иногда образует большие скопления. Тесно ассоциируется с меллилитом, геленитом, спёрритом, тилленитом, монтичеллитом, ларнитом, волластонитом, шпинелью, иногда с везувианом, гроссуляром, куспидином. Известные места нахождения: в СССР — р. Нижняя Тунгуска (Сибирь), где мервинит ассоциируется с волластонитом, спёрритом, меллилитом, тридимитом, тилленитом, куспидином и андрадитом [2, 10]; в США — Крестмор (шт. Калифорния) скопления мервинита измеряются тоннами [1, 7, 8] и Литл Белт (шт. Монтана) [9]; в Ирландии — Скаут Хил [6]; в Финляндии — Камас Мор [18]; в Мексике — Велардена [19].

Изм. [1] Продуктами изменения мервинитсодержащей породы в Крестморе являются таумасит и волокнистый минерал, напоминающий серпентин.

Искусств. Образуется как устойчивая фаза в системах CaO—MgO—SiO₂ [20], CaO—MgO—SiO₂—CO₂ [21]. Является существенной составной частью доменных шлаков, огнеупоров, цемента [15, 16, 22—27]. В шлаках наблюдается вместе с периклазом, меллилитом, шпинелью, монтичеллитом, куспидином в виде неправильных зерен, табличчатых или идиоморфных кристаллов, игольчатых, дендритовидных и каплевидных выделений [11, 23—28]. Образуется вместе с периклазом при обжиге смеси доломита и серпентина или доломита и песка при 1500—1600° [8], при обжиге смеси извести, окиси магния (или доломита) и кремнезема [22]. В синтетических магниезальных массах, полученных при обжиге (до 2000°) чистого гидрата окиси магния из рапы с введением добавки Al₂O₃, Fe₂O₃, Cr₂O₃, мервинит является главной силикатной составной частью (дендритовидные и пластинчато-призматические образования, цементирующие периклаз) [12, 17]. Образуется при раскristаллизации стекла окерманитового состава (2CaO·MgO·2SiO₂) при температуре около 830° [29].

Практ. знач. Мервинитовые огнеупоры противостоят высоким температурам, имеют низкую теплопроводность, обладают слабыми гидравлическими свойствами.

Отл. От сопутствующих меллилита и спёррита в шлифах отличается рельефом, от ларнита — сложным двойникованием; по характеру двойников напоминает полевые шпаты, но четко отличим по рельефу.

Межплоскостные расстояния мервинита
из Анакитского массива (Сибирь) [10]
CuK_α-излучение, D=57,3 мμ

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6	2,94	2	2,296	8	1,856	3	1,430
6	2,832	2	2,200	4	1,753	3	1,378
4	2,730	4	2,145	3	1,694	2	1,332
10	2,650	3	2,008	1	1,624	2	1,320
2	2,442	8	1,889	1	1,561	1	1,224
				7	1,530	1	1,195

Л и т е р а т у р а

1. *Larsen E. S., Foshag W. F.* Am. Min., 1921, 6, No 10, 143.
2. *Соболев В.* Зап. Мин. об-ва, 1935, 64, вып. 1, 162.
3. *Goldschmidt H. J., Rait J. R.* Nature, 1943, 152, No. 3856, 356.
4. *Bredig M. A. J.* phys. Chem., 1945, 49, No. 6, 537 (порошкограмма искусственного).
5. *Roy Della M.* Min. Mag., 1956, 31, No. 233, 187.
6. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1929, 22, No. 125, 77.
7. *Neuvonen K. J.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., Pt. 2, 373.
- 7a. *Robie R. A., Waldbaum D. R.* U. S. Geol. Surv., Bull., 1968, No. 1259, 23.
8. *Phemister J., Nurse R. W., Bannister F. A.* Min. Mag., 1942, 26, No. 117, 225 (порошкограмма искусственного).
9. *Taylor J. H.* Am. Min., 1935, 20, No. 2, 120.
10. *Реввердатто В. В.* ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 689.
11. *Белянкин Д. С., Корчемкин Л. И.* Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12, 203.
12. *Алентьев А. А., Короновичко Т. М.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9, 260.
13. *Osborn E. F. J.* Am. Ceram. Soc., 1943, 26, No. 10, 321; *Guff W.* Nature, 1965, 207, No. 4993, 184.
14. *Jahn W.* Zs. anorg., allgem. Chem., 1954, 277, H. 5, 274.
15. *Parker T. W., Nurse R. W. J.* Iron a. steel. inst., 1943, 148, No. 11, 475.
16. *Rait J. R., Goldschmidt H. J. J.* Iron a. steel inst., 1945, 151, No. 1, 391.
17. *Strassen H.* Zement., 1936, 25, No. 14, 218; *Schwiete H., Strassen H.* Zement, 1936, 25, No. 49, 843.
18. *Tilley C. E.* Bull. Comm. géol. Finl., N:o. 140, 97.
19. *Tilley C. E.* Geol. Mag., 1928, 65, No. 8, 371.
20. *Евстропьев К. С., Торопов Н. А.* Химия кремния и физическая химия силикатов. Промстройиздат, 1956, 282.
21. *Шмидович К. И.* ДАН СССР, 1969, 184, № 5, 1177.
22. *Reinhardt.* Tonindustrie Zeitung, 1939, 63, 29; *Lee H. C.* Ceram. Abstr., 1940, 19, No. 11, 290; *Rigby C. R., Green A. T.* Trans. British Ceram. Soc., 1942, 41, No. 5, 123.
23. *Лапин В. В.* Тр. ИГиН АН СССР, 1939, вып. 20, 1; *Белянкин Д. С., Лапин В. В.* ДАН СССР, 1948, 60, № 5, 857; *Phemister J.* Summary progr. Geol. Surv. Britain for 1937, Petr. Departm., 1938, 86.
24. *Кайбичева М. Н., Пивник Л. Я.* Тезисы докладов. Седьмое совещание по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 82.
25. *Лапин В. В.* Зап. Мин. об-ва, 1942, 71, вып. 1—2, 59.
26. *Лапин В. В.* Тр. ИГиН АН СССР, 1945, вып. 77, 34.
27. *Кайбичева М. Н., Пивник Л. Я.* Сб. «Эксперимент в технической минералогии и петрографии». Изд-во «Наука», 1966, 230; *Торопов Н. А.* Химия цементов. Промстройиздат, 1956, 132.
28. *Steyn J. G. D.* Min. Mag., 1966, 35, No. 269, 113.
29. *Basson G. R.* Min. Mag., 1966, 35, No. 274, 873.

СТРУКТУРА ТИПА ОЛИВИНА

ГРУППА ОЛИВИНА

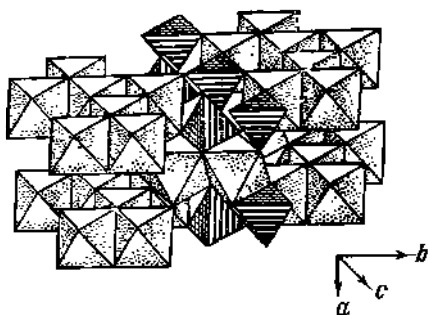
	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Форстерит $Mg_2[SiO_4]$	Ромб.	4,76	10,20	6,00	3,22
Оливин $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$	Ромб.	4,77—4,80	10,24—10,33	6,0	3,3—4,0
Фаялит $Fe_2[SiO_4]$	Ромб.	4,82	10,48	6,11	4,39
Кнебелит $(Mn, Fe)_2[SiO_4]$	Ромб.	4,84	10,55	6,12	~4,2
Тейфрит $Mn_2[SiO_4]$	Ромб.	4,87	10,64	6,23	4,15
Кальцисиливин $Ca_2[SiO_4]$	Ромб.	5,09	11,37	6,78	3,0

К группе оливина относятся минералы ромбической сингонии с одинаковой структурой и с общей формулой Me_2SiO_4 , где Me преимущественно Mg, Fe и Mn, в меньшей степени Ca, Zn, Ni и др.

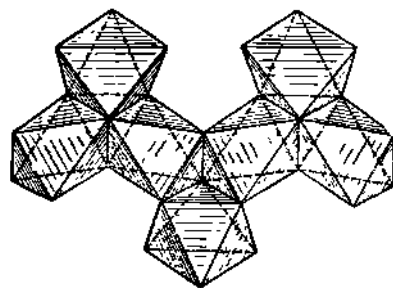
Структура твердые была определена для форстерита Брэггом и Броуном [1], затем была уточнена Беловым с сотрудниками [2], а также Ханке и Цеманом [3]. Ханке [4, 5] уточнил структуру на примере фаялита и оливина (10 мол. % Fe); Гибс и др. [6], Борп [7] и Бёрл и др. [8] снова изу-

чали структуру форстерита, а Бёрл и др. сопоставили структуры форстерита (Fo), фаялита (Fa) и промежуточных минералов ряда Fo—Fa.

Для структуры оливина (фиг. 46) [1—8] характерна близкая к гексагональной двуслойная плотнейшая упаковка из атомов O, расположенных параллельно (100); половина октаэдрических пустот занята атомами металла, одна восьмая тетраэдрических полостей — атомами Si; MeO_6 -октаэдры слагают зигзагообразные цепи, параллельные оси *c* (фиг. 47); эти цепи соединены SiO_4 -тетраэдрами, имеющими по три общих ребра с тремя октаэдрами одной цепи и общие вершины с октаэдрами другой цепи, несколько смещенной по отношению к первой [8]. Наличие общих ребер у октаэдров



Фиг. 46. Идеализированная структура оливина (SiO_4 -тетраэдры и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}_6$ -октаэдры) (по Белову)



Фиг. 47. Зигзагообразные цепи MeO_6 -октаэдров в структуре оливина (по Белову)

и тетраэдров вызывает искажение структуры — сокращение общих ребер и удлинение тетраэдров в направлении оси *a*. Каждый атом O связан с одним Si и тремя Me; MeO_6 -октаэдры искажены: часть октаэдров, содержащих Me_I , центросимметричны, атомы Me_I имеют ближайшими два атома O двух соседних тетраэдров; другие атомы металла Me_{II} расположены в плоскостях отражения и связаны с двумя ближайшими O одного SiO_4 -тетраэдра.

Сопоставление структур форстерита, фаялита, гортонолита и гиалосидерита показало [8], что гортонолит и гиалосидерит по структуре занимают промежуточное положение между форстеритом и фаялитом; с возрастанием содержания Fe размеры октаэдров и их искаженность увеличиваются, и в фаялите плотнейшая упаковка более значительно отклоняется от правильной, чем в форстерите. Предположение Гоца [9] о том, что в минералах промежуточного состава Fe^{2+} преимущественно занимает положение Me_{II} , отвергается Бёрлом и др. [8].

Межатомные расстояния (в Å), по Бёрлу и др.: в структуре форстерита в SiO_4 -тетраэдрах расстояния Si—O равны 1,614, 1,654 и 1,635 (два расстояния); у фаялита соответственно 1,619, 1,657 и 1,637. У форстерита по два расстояния Mg_I —O равны 2,091, 2,075 и 2,142, Mg_{II} —O = 2,177 и 2,059 (по одному расстоянию) и 2,217 и 2,070 (по два расстояния); расстояния O—O, общие для тетраэдров с Mg_I -октаэдрами, равны 2,556, а с Mg_{II} -октаэдрами 2,586; общие ребра октаэдров O—O = 2,857. У фаялита Fe_I —O = 2,125, 2,123 и 2,228; Fe_{II} —O = 2,232, 2,110, 2,291 и 2,072; O—O, общие с Fe_I -октаэдрами, равны 2,575, с Fe_{II} -октаэдрами 2,605; общие ребра октаэдров 2,906.

Структуру, весьма близкую к структуре оливина, имеют монтчеллит (CaMgSiO_4), киршштайнит (CaFeSiO_4), глаукохроит (CaMnSiO_4). Эти минералы, нередко относимые к группе оливина, здесь выделены в группу

монтichelлита; в них положения атомов Mg_{II} форстерита (соответственно Fe_{II} фаялита и Mn_{II} тефроита) занимают атомы Ca.

Минералы ряда форстерит — фаялит полиморфны с искусственными шпиделями того же состава [10—14 и др.] и с рингвудитом — $(Mg, Fe)_2SiO_4$; установлена также вторая ромбическая модификация оливина (см. оливин). Кальциооливин — одна из трех известных модификаций Ca_2SiO_4 , полиморфен с ларнитом и бредигитом.

С оливином изоструктурны: хризоберилл (Al_2BeO_4) [15] и ряд искусственных соединений: Co_2SiO_4 [16], Ni_2SiO_4 [17, 18], Cr_2SiO_4 [19], Cd_2SiO_4 и Sr_2SiO_4 [18], Ca_2GeO_4 [20, 21], Sr_2GeO_4 , Ba_2GeO_4 и Cd_2GeO_4 [20], Mn_2GeO_4 [21], Mg_2GeO_4 [22], Cr_2BeO_4 [23], $\gamma-Na_2BeF_4$ [4, 5, 24, 25], Mg_2SiS_4 , Ca_2SiS_4 и Ca_2SiSe_4 [26].

Со структурой оливина сходна структура минералов группы гюмита, также характеризующаяся наличием зигзагообразных цепей из MgO_6 -октаэдров; четыре атома O октаэдров форстерита в минералах группы гюмита заменены четырьмя (F, OH), соответственно плотнейшая гексагональная упаковка более искажена [27].

Экспериментально доказано существование непрерывных изоморфных рядов $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ [28—30], $Mg_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ [31], $Mg_2SiO_4-Ni_2SiO_4$ [32—34], $Mg_2SiO_4-Zn_2SiO_4$ [35], $Fe_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ [36—38]. Смешимость в ряду $Ca_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ ограничена [39, 40]; также, по-видимому, она ограничена в ряду $Ca_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ [41—46].

В природе широко представлены минералы ряда форстерит — фаялит ($Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$), менее распространены минералы ряда фаялит — тефроит ($Fe_2SiO_4-Mn_2SiO_4$). Кальциооливин, отвечающий одной из полиморфных модификаций Ca_2SiO_4 и часто наблюдаемый среди синтетических продуктов, лишь недавно обнаружен в природе [47].

Минералы изоморфного ряда форстерит (Fo) — фаялит (Fa) обычно описываются под общим названием — оливин; для промежуточных членов ряда предложены особые названия, которые разными авторами, однако, трактуются по-разному. Введены также названия для промежуточных членов ряда фаялит — тефроит. В обоих рядах значения параметров элементарных ячеек и их объем, а также физические свойства несколько изменяются в зависимости от содержания Fe. Особенно много опубликовано работ, трактующих эти соотношения для минералов ряда форстерит — фаялит. Параметры элементарной ячейки в ряду форстерит — фаялит возрастают с увеличением содержания Fe^{2+} , в ряду фаялит — тефроит — с возрастанием Mn (с уменьшением Fe^{2+}).

Уравнения регрессии (зависимость параметров элементарной ячейки от содержания Fe, Mg и Mn) выведены Хенрикуссом [48], Васильевым [49]; на основе большего фактического материала, с учетом также Са, Луиснатхан и Смит [50] предложили следующие уравнения:

$$\begin{aligned} a_0 &= 4,7556 - 0,0621 Fe + 0,11 Ca - 0,067 Mn \pm 0,0014 \\ a_b &= 4,8177 - 0,0621 Mg + 0,05 Ca - 0,005 Mn \pm 0,0014 \\ b_0 &= 10,1946 - 0,2759 Fe + 1,87 Ca + 0,423 Mn \pm 0,0043 \\ b_a &= 10,4705 - 0,2759 Mg + 1,59 Ca - 0,047 Mn \pm 0,0043 \\ c_0 &= 5,9823 + 0,1274 Fe - 0,64 Ca + 0,013 Mn \pm 0,0030 \\ c_a &= 6,1096 - 0,1274 Mg - 0,77 Ca - 0,114 Mn \pm 0,0030 \end{aligned}$$

Более простые уравнения, пригодные при небольшом содержании Са и Mn [50]:

$$\begin{aligned} a_0 &= 4,8157 - 0,05995 Mg \pm 0,0015 \\ b_0 &= 10,4721 - 0,2774 Mg \pm 0,0042 \\ c_0 &= 6,09811 - 0,1171 Mg \pm 0,0028 \end{aligned}$$

Обратные уравнения [50]:

$$\begin{aligned} Mg &= 83,09 - 18,304 a_0 + 0,532 b_0 - 0,078 c_0 \pm 0,03 \\ Fe &= 130,28 - 78,694 a_0 + 11,790 b_0 + 20,687 c_0 \pm 0,13 \\ Mn &= -242,59 + 110,36 a_0 - 14,369 b_0 - 22,690 c_0 \pm 0,17 \\ Ca &= 30,21 - 13,359 a_0 + 2,047 b_0 + 2,080 c_0 \pm 0,02 \end{aligned}$$

Как и данные рентгенометрического изучения оливинов, данные их гониометрических исследований несколько варьируют. Приводимые в литературе весьма многочисленные значения морфологического отношения осей близки. Сопоставить их с составом минерала не удастся, так как редко измерения кристаллов сопровождались химическими анализами. Специальное сравнительное изучение не проводилось, а качество измерений разных авторов различно.

Полярные координаты главных форм для крайних членов изоморфных рядов, на основе рентгеновских отношений осей, следующие:

	$a_0 : b_0 : c_0$	φ_{110}	φ_{120}	ρ_{021}	ρ_{011}	ρ_{101}	ρ_{111}
форстерит	0,466:1:0,586	65°01'	47°01'	49°32'	30°22'	51°31'	54°13'
фаялит	0,4597:1:0,583	65 18	47 23	49 23	30 15	51 44	54 22
тефрит	0,462:1:0,590	65 12	47 16	49 43	30 32	51 56	54 35

Расхождения в углах весьма незначительны. Ниже принято отношение осей и значения углов по Гольдшмидту: $a : b : c = 0,4658:1:0,5865$.

Более обычные формы (по Гольдшмидту и [51—66]):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>z</i> 140	28 13	90 00	0 00	61 47	90 00	28 13
<i>r</i> 130	35 35	90 00	0 00	54 25	90 00	35 35
<i>s</i> 120	47 01	90 00	0 00	42 59	90 00	47 01
<i>m</i> 110	65 01	90 00	0 00	24 59	90 00	65 01
<i>n</i> 210	76 53	90 00	0 00	13 07	90 00	76 53
<i>w</i> 012	0 00	16 20	73 40	90 00	0 00	73 40
<i>h</i> 011	0 00	30 23	59 37	90 00	0 00	59 37
<i>k</i> 021	0 00	49 33	40 27	90 00	0 00	40 27
<i>d</i> 101	90 00	51 32	90 00	38 28	51 32	90 00
<i>o</i> 112	65 01	34 47	73 40	58 52	32 11	76 04
<i>e</i> 111	65 01	54 15	59 37	42 38	51 32	69 58
<i>l</i> 131	35 35	65 12	29 37	58 07	51 32	42 16
<i>f</i> 121	47 01	59 50	40 27	50 46	51 32	53 54

$$mm(110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 49^\circ 58' \quad kk(021) : (02\bar{1}) = 80^\circ 54' \quad dd(101) : (10\bar{1}) = 76^\circ 57'$$

$$ss(120) : (\bar{1}\bar{2}0) = 85^\circ 58' \quad hh(011) : (0\bar{1}1) = 60^\circ 46'$$

Редкие формы по Гольдшмидту и [51, 64] (звездочкой отмечены формы, наблюдавшиеся только у тефрита):

180	580*	ρ 310*	β 106	δ 201	η 141	532
ψ 160	<i>t</i> 230	032	ω 103*	<i>q</i> 116	ϕ 371	α 213
<i>y</i> 150	χ 10,9,0	<i>u</i> 031	<i>v</i> 102	φ 221	λ 241	<i>g</i> 212
<i>j</i> 270*	<i>v</i> 540	<i>p</i> 041	γ 203	552	ξ 353	ϵ 211
						312

Наиболее обычны грани: $a(100)$, $b(010)$, $s(120)$, $h(011)$, $k(021)$, $d(101)$ и $e(111)$.

Штрунц [67], а также Хенрикуес [37] принимают псевдогексагональную ось за ось b ; оси a , b , c принятой здесь распространенной установки отвечают b , c , a установки Штрунца ($a : b : c = 1,257 : 1 : 2,155$). Формула перехода от установки Штрунца к принятой здесь установке $010'001/100$

Физические свойства (уд. вес), оптические свойства минералов группы оливина варьируют в соответствии с составом (см. при характеристике рядов форстерит — фаялит и фаялит — тефроит).

Инфракрасные спектры поглощения оливинов, по Плюсиной [68], характеризуются двумя интенсивными полосами в области $1000-800\text{ см}^{-1}$ и одной, значительно более слабой, между 845 и 815 см^{-1} ; в области $650-450\text{ см}^{-1}$ всегда имеются полосы средней интенсивности с максимумами поглощения у $615-565\text{ см}^{-1}$ и полоса в области $550-450\text{ см}^{-1}$, положение которой несколько варьирует в зависимости от состава. Ламан и др. [69], Дьюк и Стефенс [70] указывают четыре полосы в области $1000-800\text{ см}^{-1}$ спектра.

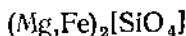
Частоты и интенсивности полос поглощения минералов ряда форстерит — фаялит уменьшаются по мере увеличения содержания Fe^{2+} , в ряду фаялит — тефроит — с возрастанием содержания Mn^{2+} .

Л и т е р а т у р а

1. Bragg W. L., Brown G. B. Zs. Krist., 1926, 63, 538.
2. Белов Н. В., Белова Е. П., Андрианова Н. Н., Смирнова Р. Ф. ДАН СССР, 1951, 81.
3. Hanke K., Zemann J. Naturwissenschaften, 1963, 50, H. 3, 91.
4. Hanke K. N. Jb. Min., Monatsh., 1963, H. 8, 192.
5. Hanke K. Beitr. min., petr., 1965, 11, H. 6, 535.
6. Gibbs G. V., Knowles C. R., Perrota A. J., Smith J. V. Acta cryst., 1963, 16, pt. 13, 13 (авторепечат).
7. Born L. N. Jb. Min., Monatsh., 1964, H. 3, 81.
8. Birle J. D., Gibbs G. V., Moore P. B., Smith J. V. Am. Min., 1968, 53, Nos. 5—6, 807.
9. Ghose S. Am. Min., 1962, 47, Nos. 3—4, 388.
10. Ringwood A. E. Bull. Geol. soc. Am., 1958, 69, No. 1, 129; Geoch., cosm. acta, 1958, 15, Nos. 1—2, 18.
11. Dacheille F., Roy R. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 4, 225.
12. Ahimoto S., Komada E., Kushio I. J. geophys. res., 1967, 72, No. 2, 679.
13. Ringwood A. E., Major A. Earth a. planetary sci. letters, 1966, 1, 241.
14. Moore P. B., Smith J. V. Nature, 1969, 221, No. 2, 653.
15. Bragg W. L., Brown G. B. Zs. Krist., 1926, 63, 122; см. «Минераль», 1967, 2, вып. 3, 118.
16. Gallitelli P., Cola M. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Roma, 1954, 17, 172.
17. Taylor N. W. Zs. phys. Chem., 1930 B., 9, 241.
18. Hayashi H. Reports Industr. Res. Inst., Nagoya, 1964, 13, 285, 291 и 318 (японский текст, английское резюме, по реферату Min. Abstr., 1966, 17, No. 7, 670).
19. Цветков А. И., Ершова З. П., Мамеева Н. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 29, 2.
20. Strunz H., Jacob P. N. Jb. Min., Monatsh., 1960, H. 4, 78.
21. Durif-Varambon A. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, Nos. 7—9, 285.
22. Goldschmidt V. M. Zur Kristallchemie des Germaniums. Nachrichten Ges. Wiss., Göttingen, Math.-phys. Kl., 1931, 184.
23. Weir C. E., v. Valkenburg A. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1960, A 64, 103 (по Hanke).
24. O'Daniel H., Tscheischwilli L. Zs. Krist., 1941, 103, 178.
25. Weber F. N. Jb. Min., Monatsh., 1968, H. 11, 404.
26. Weiss A., Rochtäschel G. Zs. anorg. Chem., 1960, 307, 1.
27. Ribbe P. H., Gibbs G. V., Jones N. W. Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 955.
28. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. J. Sci., 1935, 29, 151.
29. Sahama Th. G., Torgeson D. R. J. of Geology, 1949, 57, No. 3, 255.
30. Nafriger R., Muan A. Am. Min., 1967, 52, Nos. 9—10, 1364.
31. Glasser F. P., Osborn E. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, No. 3, 132.
32. Григорьев Д. П. Бюлл. Моск. об-ва естествоисп., 1937, 45, сер. геол., вып. 15, 149.
33. Ringwood A. E. Am. J. Sci., 1956, 254, No. 11, 707.
34. Campbell F., Roeder P. Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 257.
35. Segnit E. R., Holland A. E. J. Am. Ceram. Soc., 1965, 48, No. 8, 409.
36. Yosimura T. J. Fac. sci. Hokkaidō univ., ser 4, geol., min., 1939, 4, Nos. 3—4, 396.
37. Henriques A. Ark. min., geol., 1957, 2, H. 3, 255.
38. Schwerdtfeger K., Muan A. Trans. Metall. Soc. AIME, 1966, 236, 201 (по [21]).
39. Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E. Am. J. Sci., 1933, 25, 273; 26, 193.
40. Wyderko M., Mazanek E. Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 955.
41. Kallenberg St. Zs. anorg., allgem. Chem., 1914, 88, 355.

42. Tokody L. Zs. anorg., allgem. Chem., 1928, 169, 51.
43. Greer W. L. C. Am. Min., 1932, 17, No. 4, 135.
44. O'Daniel H., Tschewitsch L. Zs. Krist., 1944, 105, H. 4, 273.
45. Glasser F. P. Am. J. Sci., 1961, 259, No. 1, 46.
46. Abraham K. P. Indian J. Chem., 1963, 1, No. 6, 245.
47. Bridge T. E. Am. Min., 1966, 51, Nos. 11—12, 1766.
48. Henriques A. Ark. min., geol., 1958, 2, H. 4, nr. 17, 305.
49. Vascones E. K. Применение корреляционного анализа при изучении изоморфизма в оливинах и графатах. Изд-во «Наука», 1969.
50. Louisnathan S. J., Smith J. V. Min. Mag., 1968, 36, No. 284, 1123.
51. Hella Starrabba F. R. Accad. Zelanoe, Mem., Cl. Sci., 1916—1917, 9, 41 (по реферату P. Niggli. Zs. Krist., 1921—22, 56, 436).
52. Flink G. Ark. kemi, min, geol., 1916—17, 6, No. 21, 1.
53. Ernst E. N. Jb. Min., 1925, B.-Bd. 52, A, 113 (сопоставление отношения осей, оптич. свойства, уд. веса в зависимости от состава).
54. Gordon S. Acad. natur. sci. Philadelphia, 1927, 59, 207 (по реферату N. Jb. Min, 1929, 1, 274).
55. Carobbi G. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Roma, 1928, 7, 8 (по реферату N. Jb. Min, 1929, 1, 273).
56. Kalb G., Koch L. Zbl. Min., 1929, A, 169.
57. Kozchlin R. Zbl. Min., 1930, A, 375.
58. Carobbi G., Alfani M. Period. min., Roma, 1932, 3, 211.
59. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 266.
60. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1937, No. 180, 75.
61. Eppler W. F. Zbl. Min., 1939, A, H. 4, 102.
62. Murdoch J., Webb R. W. Am. Min., 1940, 25, No. 8, 549.
63. Palache C. Am. Min., 1950, 35, Nos. 9—10, 877.
64. Русская-Корсакова О. М. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Кировск, 1959, 77.
65. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 375.
66. Maccaroni E. Period. min., Roma, 1965, 34, 95.
67. Strunz H. Aufschluss, 1962, 13, 101 и 175.
68. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. Изд-во МГУ, 1967, 32.
69. Lehman H., Dutz H., Koltermann M. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1961, 38, H. 11, 512.
70. Duke D. A., Stephens J. D. Am. Min., 1964, 49, Nos. 9—10, 1388.

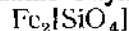
Оливин Olivine



Форстерит Forsterite



Фаялит Fayalite



Минералы непрерывного изоморфного ряда форстерит (Fo) — фаялит (Fa) обычно описываются под общим названием оливин; для промежуточных членов ряда, однако, нередко применяются специальные названия. Наиболее широко в настоящее время используется подразделение ряда, предложенное Диром и Уэдджером [1]:

	Fa, мол. %		Fa, мол. %
Форстерит — forsterite	0—10	Гортонолит — hortopolite	50—70
Собственно оливин (хризолит) — olivine (chrysolite)	10—30	Феррогортонолит — ferrohortopolite	70—90
Гиалосидерит — hyalocsidelite	30—50	Фаялит — fayalite	90—100

Форстерит назван по имени Дж. Форстера (Леви, 1824), фаялит — по месту первой находки на о-ве Фаяль в группе Азорских о-вов (Гмелин, 1810), однако Гмелиным, по-видимому, наблюдался не минерал, а кусок плака (Хинце, 1897). Название оливин (Вернер, 1790) отражает оливково-зеленый цвет минерала. Название гиалосидерит происходит от греч. *υαλος* (ялос) — стекло и *σιδηρος* (сидерос) — железо (Валхнер, 1822). Гортонолит назван по имени Гортола, открывшего минерал (Бруш, 1869).

Синон. форстерита: болтонит — *boltonite* (Шеллард, 1835), белый оливин — *white olivine* (Скакки, 1842). Описанный Лабунцовым белый клиногумит или ламирит оказался форстеритом [2].

Синон. фаялита: фаялит, фаялит, железистый хризолит — *iron-chrysolite*, железное стекло — *Eisenglas*, неохризолит — *neochrysolite* (Скакки, 1876).

Синон. оливина: перидот — *peridot* (Аржепвиль, 1755). Название хризолит — *chrysolite* Плиния частью относится к оливину, частью к топазу ювелирного качества, применяется и как синоним собственно оливина (10—30% Fe) и для обозначения прозрачной его разновидности.

Измененные, лимонитизированные оливины описаны под названиями: сидероклепт — *sideroclepte* (Сосюр, 1794), флюзит — *chusite* (Сосюр, 1794), лимбилит — *limbilite* (Сосюр, 1794); серпентинированные: стеатонд — *steatoid* (Глокер, 1839), вилларсит — *villarsite* (Дюфренуа, 1842), матрицит — *matricite* (Холст, 1875). Измененным оливином также являются глинкаит — *glinkite* (Романовский, 1847) и феррит — *ferrite* (Янг, 1882). Феррифаялит — *ferrifayalite* (Гизбург и др., 1962) [3] — измененный фаялит.

Разнов. Хризолит.

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, зерна, реже кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$. Значения параметров элементарной ячейки искусственных крайних членов ряда, по Йодеру и Сахама [4]: у Mg_2SiO_4 $a_0=4,756$, $b_0=10,195$, $c_0=5,981$ Å, $a_0:b_0:c_0=0,466:1:0,587$; у Fe_2SiO_4 $a_0=4,817$, $b_0=10,477$, $c_0=6,105$ Å; $a_0:b_0:c_0=0,460:1:0,583$; $Z=4$. Данные для минералов многочисленны, большей частью, однако, состав их определен по оптическим константам. Параметры элементарных ячеек некоторых химически проанализированных оливинов ряда форстерит—фаялит (в Å) следующие:

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Fe, мол. %	№ хим. анализа	Автор
4,775	10,214	5,937	0,467:1:0,581	1,4	2	Перцев [5]
4,755	10,197	5,977	0,466:1:0,586	8,1	—	Бобринев и др. [6]
4,758	10,202	5,980	0,466:1:0,586	8,8	8	»
4,780	10,210	5,992	0,468:1:0,587	9,6	11	Гордеева [7]
4,700	10,219	5,994	0,460:1:0,586	10,5	—	Хекродт [8]
4,773	10,271	6,010	0,465:1:0,585	12,6	—	Елисеев [9]
4,760	10,236	6,003	0,465:1:0,586	18,9	—	Хекродт [8]
4,768	10,242	6,004	0,465:1:0,586	20,1	—	»
4,797	10,431	6,024	0,460:1:0,577	35,7	18	Елисеев [9]
4,789	10,330	6,014	0,464:1:0,582	45,8	19	Хекродт [8]
4,815	10,496	6,068	0,459:1:0,578	77,2	—	Елисеев [9]

Параметры элементарной ячейки возрастают с увеличением содержания фаялитовой молекулы [4, 8—13].

Соотношение параметров ячейки и состава минералов ряда форстерит — фаялит впервые сформулировали Михеев с сотрудниками [14]. Затем оно уточнялось неоднократно и были выведены различные уравнения регрессии [13, 15—19]. Джехенбеглу предложил следующие уравнения [19]:

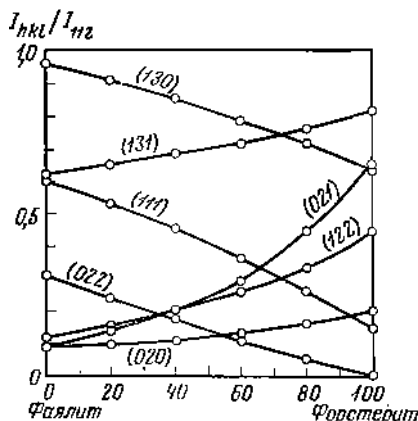
$$Fo \text{ (мол. \%)} = 7288,27 - 1511,77a_0 (\pm 5,8 \%)$$

$$Fo \text{ (мол. \%)} = 3417,44 - 325,53b_0 (\pm 3,8 \%)$$

$$Fo \text{ (мол. \%)} = 4977,01 - 815,40c_0 (\pm 3,6 \%)$$

Йодер и Сахама [4] впервые предложили определять состав минералов ряда форстерит — фаялит по порошкограммам с использованием значений отражения d_{130} (с применением SiO_2 как стандарта): $Fo \text{ (мол. \%)} = 4233,91 - 1494,59 d_{130}$. Построенная ими диаграмма широко используется в петрографической практике (точность ± 4 мол. %). Применение этого метода,

однако, ограничено при содержании в оливинах Са, отчасти и Мп (см. «Тефроит»). Хекродт [8] считал более точным определение состава на основе измерений $d_{0.10.0}$ и d_{226} . Джексон [20] — по расстояниям d_{002} оливина и d_{220} LiF_2 , значение которых он выразил уравнением: $\Delta = 4,4587 - 0,017855 \text{Fo}$. Джембор и Смит [21] вывели уравнение регрессии: $\text{Fo (мол. \%)} = -4151,46 - 3976,45d_{173}$. Значения d_{112} с $I=100$, по Дженхенбеглу [19] для $\text{Fo}_{100} = 2,457$, $\text{Fo}_{80} = 2,466$, $\text{Fo}_{60} = 2,476$, $\text{Fo}_{40} = 2,485$, $\text{Fo}_{20} = 2,494$, $\text{Fa}_{100} = 2,504$. Изменение других межплоскостных расстояний в зависимости от состава оливинов и интенсивности линий см. на фиг. 48.



Фиг. 48. Зависимость значений межплоскостных расстояний оливина от состава (по Дженхенбеглу)

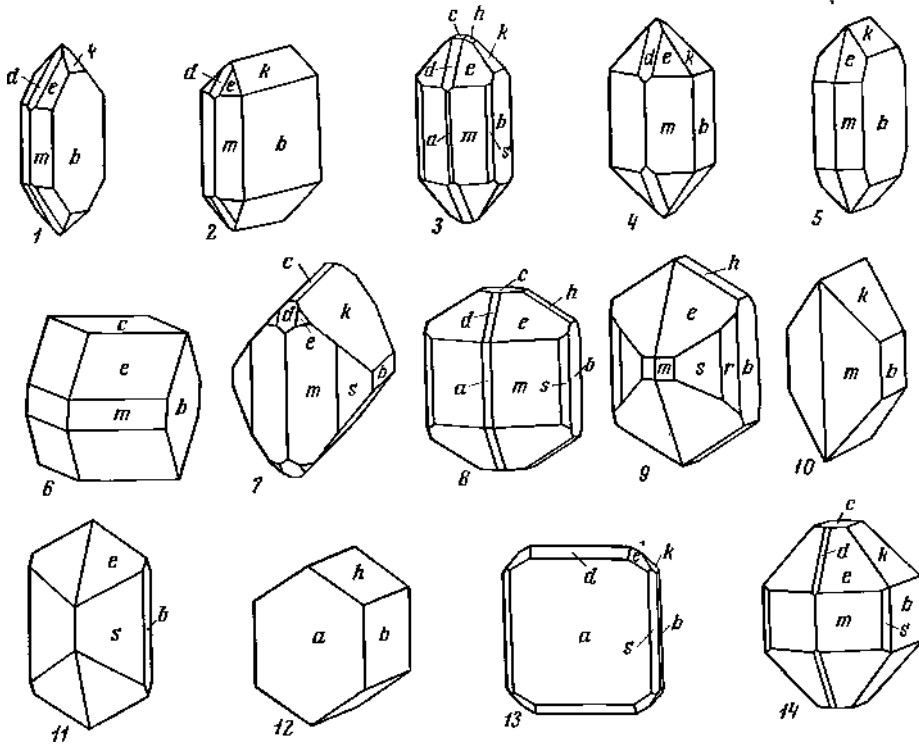
Описание структуры см. во введении к группе оливина.

Оливин диморфен с кубическим рингвудитом и с искусственными шпинелями соответствующего состава, получаемыми под высоким давлением при повышенных температурах [22—27]. Для оливина (фазы I) состава Fa_{15} помимо шпинелевой фазы (фазы III) установлена ромбическая фаза (фаза II) с $a_0 = 8,248$, $b_0 = 11,444$, $c_0 = 5,696 \text{ \AA}$ [27].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$. Приводимые разными авторами морфологические отношения осей близки. Наблюдавшиеся формы и значения полярных и межгранных углов см. на стр. 170.

Кристаллы различного облика (фиг. 49), большей частью короткопризматические, удлиненные по оси c , часто таблитчатые по $b(010)$, редко по $a(100)$. Иногда кристаллы удлинены вдоль оси a ; необычное удлинение по $[101]$ отмечено для кристаллов оливина, образующих включения в алмазе (соответственно они имеют косое погасание) [28, 29]. Наблюдаются кристаллы псевдогексагонального развития. Кальб и Кох [30] выделили три типа кристаллов: 1) «тип Засбах» (фиг. 49, 10), характерны для вкрапленников в основных породах; 2) «тип Монцони» (фиг. 49, 11) — в контактово-метаморфических образованиях; 3) «тип Триблиц» (фиг. 49, 12) — наиболее поздние кристаллы пневматолитического происхождения (преимущественно фаялит); указанные типы, однако, не исчерпывают разнообразия встречающихся в природе кристаллов оливина. В метеоритах — палласитах кристаллы оливина округлые (фиг. 50) [31].

Довольно часты скелетные кристаллы. На концах таких кристаллов, удлиненных по оси a , наблюдаются воронковидные углубления (фиг. 51) [32—37]. Скелетное развитие характерно и для кристаллов оливина в шлаках [38]. На гранях $a(100)$ часто наблюдается вертикальная штриховка. На поверхности кристаллов оливина из якутских кимберлитов отмечались своеобразные пирамидки, конусовидные холмики и ребристые поверхности, трактуемые как фигуры частичного растворения [37]. На



Фиг. 49. Кристаллы оливинов

1-7 — форстерит:

1-4 — Ковдорский массив (по Римской-Корсаковой),
5 и 6 — Везувий (5 — по Замбонни, 6 — по Бауэру),
7 — Этна (по Лазо);

8-11 — оливин:

8 — Ахметовская копь (по Кокшарову),
9 — Назымские горы (по Еремесву),
10 — Кайзерштуль (по Эрсту),
11 — Монцони (по Эрсту);

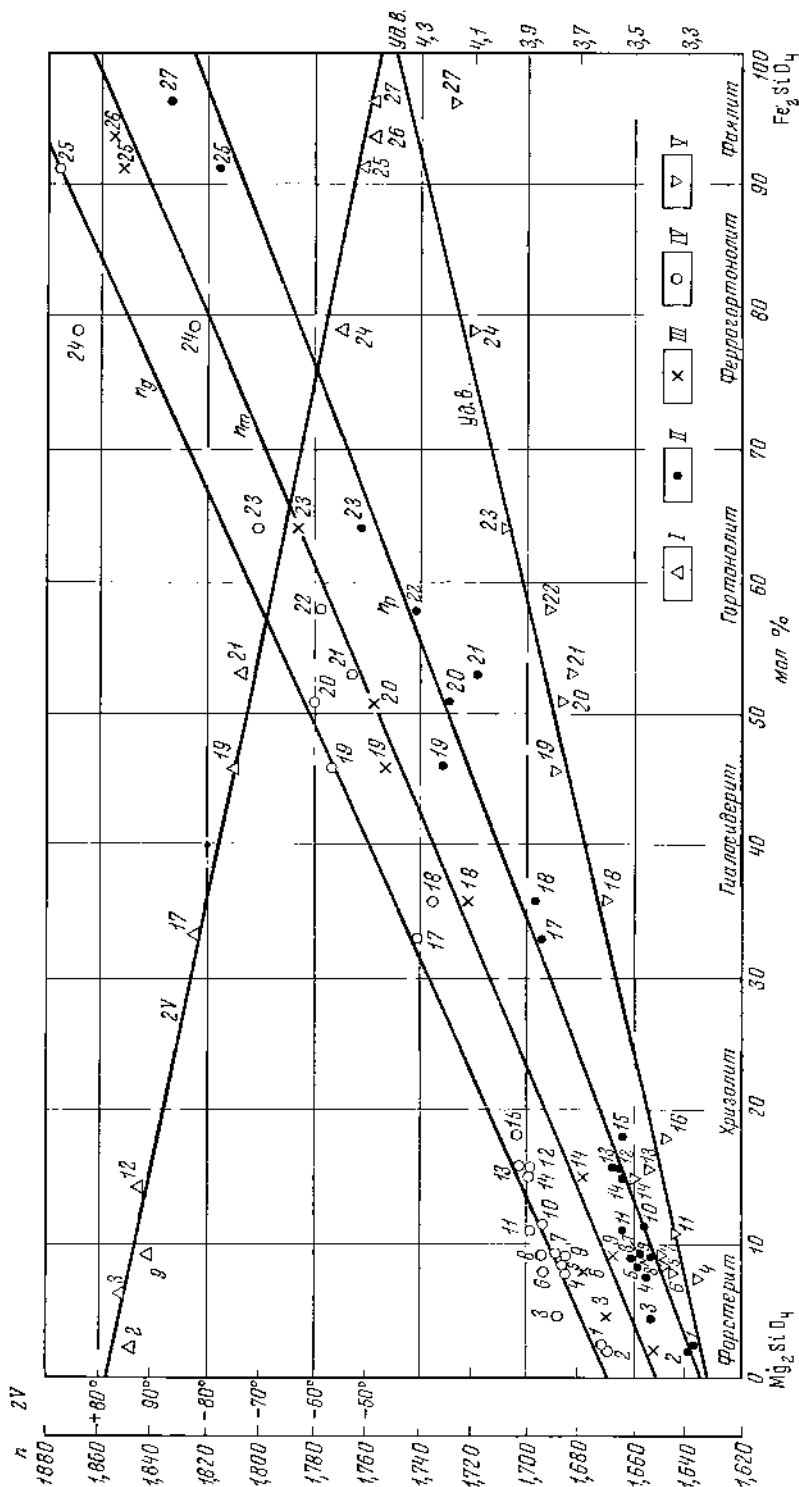
12-14 — фаялит:

12 — Тряблия (по Эрсту);
13 — Иеллоустонский парк (по Пекфильцу),
14 — Пантеллерия (по Зёльверу)

гранях $m(110)$, $s(120)$ и $k(021)$ кристаллов из Онундар-фиорда (Исландия) наблюдались плоские, удлиненные или округлые возвышения [38].

При воздействии разбавленных HF и H_2PO_4 на кристаллы оливина на гранях (100) получались фигуры травления, удлиненные вдоль оси b , при высокой концентрации этих кислот — удлиненные по оси c ; HCl , HJ , HBr , HNO_3 , H_2SO_4 , HClO_4 вызывали образование фигур, удлиненных по оси c [39].

Двойники по (011) и по (031) — двойники прорастания, относительно мало распространены [40-42]; еще реже — тройники; отмечались также двойники по (012), по (120) [32] и по (110) [43]. Согласно Бурри [40, 41], двойники преимущественно наблюдаются у кристаллов оливина из пород, обогащенных кальцием (анкаратритов, мелилитовых базальтов и др.). Относительно чаще двойники встречаются у оливина шлаков: у синтетического фаялита наблюдались только двойники по (011) [44]. Нередко под микроскопом наблюдается полосчатое строение кристаллов; границы полос параллельны (100) или незначительно отклоняются от взаимной параллельности [45-49 и др.]; полосчатость объясняется по-разному — проявлением стресса или тектонического воздействия, признается признаком перекристаллизации. Плоскости скольжения (100), (001) [46-48]; искусственно было вызвано также скольжение в плоскости (110) [50-51].



Фиг. 52. Зависимость оптических свойств и удельного веса оливины от состава
 Цифры на графике — номера анализов; I — 2V, II — 11, III — 111, IV — 111, V — уд. вес.

35 кбар, ниже, чем у образующейся из него при 510—520° шпинели [85]. Теплота образования [86] форстерита из элементов $\Delta H_{298} = (-)520,3$, фаялита $(-)353,5$ ккал/моль, по Андерсону; форстерита, по Кингу, $(-)346,0$ ккал/моль из элементов, $(-)8,2$ из окислов; согласно Торгесону и Сахама, вычисленная на основе растворения в воде соответственно $(-)496,9$ и $15,1$ ккал/моль [86]. По Роби и Валдбауму [86], энтропия образования форстерита из элементов $S_{298}^0 = 22,75$, фаялита $35,45$ ккал/град·моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298} = (-)491,6$ и, соответственно, $329,6$ ккал/моль. Теплота растворения (кал/моль) в 20% HF при 73,7° форстерита (Fa₈) из Эйфеля (ФРГ) равна $(-)94,25$, гортонолита из Тунаберга (Швеция) $(-)82,08$, искусств. фаялита $(-)81,330$, по Сахама и Торгесону [86].

Микр. В шлифах в прох. свете форстерит и оливин бесцветны, редко оливин желтоватый, зеленоватый; фаялит и железистые члены ряда желтоватые, лимонно- или янтарно-желтые, иногда красноватые (содержат включения окислов железа). Плеохроизм наблюдается редко. Оливин с Этны (Fa₂₈) по Ng — оливково-зеленый, по Nm — буровато-зеленый, по Np — зеленовато-бурый [87]. Трёгер отмечает появление плеохроизма при окислении минерала: по Ng и Np — зеленовато-желтый, по Nm — оранжево-желтый; $Nm > Np > Ng$. Погасание прямое. Пл. опт. осей (001); $Ng = a$, $Np = b$, $Nm = c$. Двуосный (\pm). Оптические свойства зависят от состава: у форстерита $(+)2V = 82-90^\circ$, собственно оливин и более железистые члены ряда, а также фаялит оптически отрицательны, у фаялита $2V$ около 46° . Изменение оптического знака минерала отвечает содержанию 12—14 мол. % фаялитовой молекулы. Угол $2V$, нередко различен в пределах одного плифа, а также в разных участках одного кристалла [33, 88, 89] (отмечена трудность определения $2V$ магнезиальных членов ряда) [90].

Показатели преломления возрастают от форстерита к фаялиту, дву-преломление увеличивается незначительно; у искусственных крайних членов (по Йодеру и Сахама) [4]:

	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
Mg ₂ SiO ₄	1,670	1,651	1,635	0,035	+82
Fe ₂ SiO ₄	1,879	1,869	1,827	0,052	-46

Показатели преломления минералов промежуточного состава варьируют в пределах приведенных величин (см. при хим. анализах и на фиг. 52).

Диаграмма зависимости $2V$ от состава впервые была построена Пенфилдом и Форбсом [91], дополнена Старком [92]; зависимость показателей преломления от состава впервые изучена Баклундом [93], затем Эрнстом [38] и др. В 1935 году Боуэн и Шайрер [94] при изучении системы MgO — FeO — SiO₂ установили прямую зависимость показателей преломления от состава синтетических членов изоморфного ряда; для определения состава по показателям преломления они построили диаграмму, которая была использована в справочнике Винчелов, повторена Кеннеди [95] и Полдерваартом [76], считавшими, однако, что прямая зависимость показателей преломления от состава для железистых членов ряда несколько нарушена. Но Вайскирхнер [96], изучив ряд природных и искусственных оливинов и рассмотрев многочисленные данные по оптике и химизму природных оливинов, установил, что диаграмма Боуэна и Шайрера пригодна; даже при наличии примесей Mn₂SiO₄ и Ca₂SiO₄ ошибка определения состава по этой диаграмме не превышает ± 5 мол. % Fa.

Сальдау [97] выведена формула зависимости значений показателей преломления и c_0 (в $\mu\mu$): $c_0 = 5,207 + 0,463 n_m$ и $c_0 = 5,172 + 0,49 n_p$.

В оптически отрицательных оливинах $r > v$, в положительных $r < v$, что позволяет определять знак минерала по дисперсии осей [96]. Дисперсия показателей преломления и $2V$ оливина разного состава:

λ , мкм	719	656	589	486	438	Fe, мол. %	Автор
n_g	1,7903	1,7956	1,8022	—	—	57,27	Вайскирхнер [96]
n_m	1,7742	1,7798	1,7842	1,8073	—		
n_p	1,7509	1,7558	1,7603	1,7818	1,8011		
$2V$	69,9°	69,7°	69,4°	69,0°	68,7°	34,25	Он же
n_g	1,7370	1,7398	1,7458	1,758	1,772		
n_m	1,7225	1,7254	1,7293	1,7402	1,7532		
n_p	1,6987	1,7018	1,7051	1,7146	1,7261	28,02	Стелла—Старра-ба [87]
$2V$	81,25°	81,14°	80,92°	80,60°	80,4°		
n_g	1,724	1,7266	1,7303	1,740	—		
n_m	1,706	1,7086	1,7125	1,721	—	—	—
n_p	1,683	1,6861	1,6895	1,698	—		

У искусств. Mg_2SiO_4 при $\lambda=431$ мкм: $n_g=1,6829$, $n_m=1,6645$, $n_p=1,6492$; при 688 мкм соответственно 1,665, 1,6470 и 1,6324 [98].

В шлифах наблюдаются зональность, полосчатость, иногда волнистое погасание [99, 100 и др.].

Хим. Mg и Fe неограниченно замещают друг друга. Теор. состав форстерита: MgO—57,31, SiO₂—42,69; оливина: а) при Mg/Fe=2: MgO—37,94, FeO—33,80, SiO₂—28,26; б) при Mg/Fe=1: MgO—23,41, FeO—41,71, SiO₂—34,88; теор. состав фаялита: FeO—70,52, SiO₂—29,48.

В природе магнезиальные оливины — форстерит и собственно оливин наиболее распространены. Значительно реже встречаются оливины промежуточного состава до Fe_{57} , а также железистые — Fe_{100-88} [101] (о природе оливина разных горных пород и разного парагенезиса см. в разделе «Находк.»). Состав минерала нередко несколько варьирует в одной и той же породе [33] и на разных горизонтах интрузий [1, 102—106]. Наблюдаются и вариации состава оливина разных генераций [34, 57, 89, 102, 103, 107, 108] (большее содержание Fe в позднем оливине), а также отмечено возрастание железистости оливина в базальтовых потоках (от ранних к поздним) [109].

Mg и Fe изоморфно замещаются Mn, Ni, Co, Ca. В железистых оливинах содержание Mn больше (до 5% MnO) [110], чем в магнезиальных (см. хим. анализы). Фаялит содержит различное количество MnO, является связующим звеном двух изоморфных рядов: форстерит — фаялит и фаялит — тефроит. Содержание NiO в общем незначительно; никель содержится преимущественно в магнезиальных оливинах [111—118]. Форстерит (Fe_{9-6}) из хромитовых руд Кемпирсайского массива на Южном Урале содержит в среднем 0,62% NiO, тогда как в оливине дунитов и гардбургитов того же массива (Fe_{9-9}) всего 0,30 и 0,26 NiO [119]; в якутских магнезиальных оливинах максимальное содержание NiO 0,05 [6]. Установлено большее количество Ni, а также Cr в оливине меллититовых базальтов, чем в типичных базальтах ФРГ [120]. Отмечено меньшее содержание Ni в оливине, чем в ассоциирующихся с ним сульфидах [114] и большее по сравнению с сопутствующими пироксенами [121—123]. Характерно почти полное отсутствие Ni в оливине метеоритов [124]. Как для Ni, так и для Co устанавливается корреляция с содержанием Mg [6, 96, 116, 117, 121, 125], но количество CoO обычно существенно меньше, чем NiO; оливины якутских кимберлитов содержат не более 0,08% CoO [6]; до 0,032 CoO установлено в оливинах ультраосновных пород Азербайджана [116]. Для магнезиальных оливинов часто отмечается незначительное содержание хрома (в минерале из якутских кимберлитов Cr_2O_3 до 0,48%) [6]. Содержание CaO в оливинах обычно весьма незначительно; оно несколько возрастает с увеличением содержания марганца [96].

Спектральные и отчасти химические анализы показывают нередко присутствие различных элементов, характер вхождения которых, однако, не уточняется авторами. Не во всех случаях есть уверенность в чистоте отобранного для изучения материала. Стремится содержание Sc [126—128]: в форстерите из пироксенитов Тагило-Баранчинского массива Урала 0,0003—0,0009% Sc_2O_3 [127], в оливине щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова и Карелии 0,0003—0,0005% [126].

Ga установлен в оливине из гипербазитов Урала [129], из щелочно-ультраосновных массивов Кольского п-ова [57], из базальтов Силезии [130]; в разных оливинах, по Иванову [131], содержится 1—5 г/т Ga. В оливине с острова Линоса (Пелагские острова), содержащем около 42% MgO и 11—12% FeO, по данным Каробби [132], обнаружен свинец (0,2% PbO).

TR в очень небольшом количестве отмечаются лишь в оливинах из якутских кимберлитов [133]. Пределы содержания других элементов [131] в г/т: In—0,02—0,06, Ge—1,3—2,1, Cd до 0,37, Tl до 0,11. Оливин из Эйфеля (ФРГ) содержит 0,25—0,8 г/т Be [134]. Уран установлен в оливине из эклогитов, образующих включения в кимберлитах Якутии (0,021—0,043 г/т U) [135]; в оливине из долерит-монзонитов трапповой формации Кузбасса ($U—1,0 \cdot 10^{-6}\%$) [136], из меймечита Сибири ($10,2 \cdot 10^{-4}\%$) [137]. Фаялит из Приморья содержит: $Rb_2O—0,09$, $Cs_2O—0,07$, $Li_2O—0,10\%$ [138]; в оливине (Ca_{10}) из гипербазитов Урала Li 0,0002% [129]. Наличие Pb, Cs, Li, Sr, Ba и Cu установлено в оливинах из Скэргаарда [113], Cu— в оливине из базальтов Силезии [130].

В оливине неизвестного состава и парагнесизиса отмечено $1 \cdot 10^{-6}\%$ Ag (указывается, что значения абсолютного возраста по оливину, полученные при использовании K—Ag метода, завышены) [139].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	0,08	—	0,25	—	—	—	0,03	—
K ₂ O	—	0,05	—	0,03	—	—	—	—	—
MgO	55,74	54,35	53,48	51,03	50,26	50,24	50,08	49,82	49,16
CaO	0,20	0,08	Не обн.	Не обн.	0,51	Сл.	0,08	Не обн.	0,18
MnO	0,09	0,48	0,84	0,08	0,07	0,13	0,14	0,07	0,03
FeO	1,99	1,35	3,64	5,75	5,81	7,54	7,27	8,63	7,74
NiO	Не обн.	—	0,06	0,29	0,07	0,18	0,33	0,34	—
CoO	—	—	Сл.	0,01	Сл.	0,006	Сл.	0,076	—
Al ₂ O ₃	Не обн.	0,66	Не обн.	—	0,21	0,58	»	0,14	0,39
Fe ₂ O ₃	—	0,63	0,16	2,03	1,83	0,35	1,63	0,57	0,67
Cr ₂ O ₃	Не обн.	—	—	Сл.	0,005	0,005	0,005	0,005	—
SiO ₂	42,03	40,75	41,72	40,20	40,98	40,76	40,31	40,35	40,46
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Сл.	0,001	Сл.	Сл.	0,06
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
H ₂ O ⁺	—	0,75	—	—	—	—	—	—	0,06
H ₂ O ⁻	0,14	0,10	—	—	0,02	0,02	0,49	—	0,86
П. п.	—	0,44	—	0,08	—	—	—	—	—
Сумма	100,26*	99,72	99,90	99,75	99,77	99,812	100,33	100,031	99,76
Уд. в.	—	3,188	—	3,26	3,37	3,35	3,38	3,48	—
<i>n_g</i>	1,671	1,669	1,688	1,686	1,688	1,694	1,690	1,695	1,686
<i>n_m</i>	—	1,653	1,670	—	—	1,678	—	—	1,668
<i>n_p</i>	1,637	1,639	1,654	1,656	1,658	—	1,657	1,660	1,653
2 <i>V</i>	—	+87°	+84°	—	—	—	—	—	+88°

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mg ₂ SO ₄	97,7	98,0	95,7	92,4	91,7	92,1	90,9	91,1	91,1
Fe ₂ SiO ₄	2,0	1,4	3,5	7,6	7,6	7,8	8,7	8,8	8,6
Mn ₂ SiO ₄	—	0,5	0,8	—	—	0,1	0,2	0,1	—
Ca ₂ SiO ₄	0,3	0,1	—	—	0,7	—	0,1	—	0,3

* В том числе S — 0,07.

1 — из Монте-Соммы, анал. Егорова [112]; 2 — из магнетитовых скарнов Якутии, анал. Алексева [5]; 3 — из форстерито-магнетитовой руды Ковдорского массива, анал. Демидова [57]; 4 — из кимберлитовой трубки «Мир», светло-зеленый [140]; 5 и 7 — из ультраосновных пород, включенных в кимберлиты Якутии, светло-зеленые (5 — из трубки Новинка [140], 7 — [141]); 6 и 8 — из кимберлитов Якутии [6] (8 — из трубки «Муза»); 9 — из оливинита массива Бор-Урх, анал. Гулецкая [104].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	0,27	—	Не обн.	—	Не обн.	0,16	0,13
K ₂ O	—	—	Не обн.	—	0,21	—	»	0,12	—
MgO	48,05	48,04	45,50	45,32	43,86	42,74	42,26	31,48	29,92
CaO	Не обн.	0,93	0,43	0,02	0,85	0,57	0,43	1,40	0,66
MnO	—	0,07	0,26	0,17	Не обн.	0,14	0,25	0,39	0,47
FeO	11,10	9,21	11,73	13,43	10,54	16,03	14,71	25,62	28,38
NiO	Не обн.	—	0,19	0,23	—	0,58	—	—	0,006
CoO	—	—	0,02	0,016	—	—	—	—	Не обн.
Al ₂ O ₃	Не обн.	—	Не обн.	0,19	1,29	—	0,63	1,00	1,29
Fe ₂ O ₃	—	—	1,46	1,12	2,33	—	2,07	1,98	2,21
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,011	—	0,53	—	—	—
SiO ₂	40,43	41,18	39,00	39,30	40,64	38,83	38,87	37,67	35,33
TiO ₂	Не обн.	Сл.	Не обн.	—	0,01	—	0,06	0,19	0,69
P ₂ O ₅	—	—	»	—	—	—	—	0,04	—
H ₂ O ⁺	—	—	1,66	—	0,28	—	0,70	0,16	0,63
H ₂ O ⁻	0,14	—	—	0,54	0,01	0,13	0,12	0,54	0,36
S	—	—	—	—	0,02	0,55	—	—	0,19
Сумма	99,72	99,43	100,52	100,347	100,04	100,10	100,10	100,75	100,266
Уд. в.	—	3,36	—	3,44	3,350	—	3,37	—	3,607
n _g	1,695	1,699	1,700	1,704	1,700	1,705	—	1,741	1,736
n _m	—	—	—	—	1,680	—	—	—	1,722
n _p	1,656	1,665	1,665	1,668	1,664	1,665	—	1,696	1,695
2V	—	—	+88°	—	—	—	—	-82°	—
Mg ₂ SiO ₄	88,5	89,1	84,4	84,5	85,1	81,9	81,2	64,7	62,7
Fe ₂ SiO ₄	11,5	9,6	13,7	15,1	13,7	17,2	18,0	32,7	35,7
Mn ₂ SiO ₄	—	0,1	0,4	—	—	0,1	0,2	0,5	0,6
Ca ₂ SiO ₄	—	1,2	0,7	0,3	1,2	0,8	0,6	2,1	1,0

10 — из метасорита Кемир, светло-бурый [112]; 11 — из ксенодитов в базальтах Бурятии [7]; 12 — из оливинита Лесной Вараки (Кольский п-ов), анал. Лодочникова [57]; 13 — из кимберлита Якутии [140]; 14 — из медно-никелевых руд Монче-тундры, анал. Загинайченко [103, 104]; 15 — из оливинита Монче-тундры [112]; 16 — из оливинита Урала, анал. Архангельская [129]; 17 — из габбро-долеритов Норильского района, анал. Шпиндлер [105, 106]; 18 — из габбро-лабрадорита Цаглинского массива (Кольский п-ов), анал. Смирнова [103, 104].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	—	—	0,18	0,28	0,27	—	0,04	—	—
K ₂ O	—	—	0,11	0,12	0,05	—	Не обн.	—	—
MgO	26,12	22,65	21,63	17,47	13,92	7,28	2,37	2,33	0,42
CaO	0,40	0,30	0,50	0,62	1,17	0,94	0,06	0,10	0,34
MnO	0,50	0,58	0,54	0,62	1,36	1,21	1,21	0,17	1,68
FeO	38,53	37,99	37,27	42,01	46,10	55,36	54,31	62,71	65,24
Al ₂ O ₃	Сл.	0,70	0,44	1,00	0,90	2,73	Не обн.	1,02	0,46
Fe ₂ O ₃	1,70	2,07	3,19	2,96	3,03	2,83	0,44	2,30	0,20
SiO ₂	33,38	34,73	35,53	34,89	32,47	30,16	31,26	30,48	30,52
TiO ₂	Сл.	0,10	0,17	0,22	0,26	—	0,46	—	0,40
P ₂ O ₅	»	—	0,08	0,09	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,28	—	—	—	0,46	—	0,27	0,87	—
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	—	—	0,09	—	0,02	0,02	—
П. п.	—	—	0,38	0,22	—	—	—	—	—
Сумма	100,91	99,12	100,02	100,50	100,08	100,51	(90,44)	100,00	100,26
Уд. в.	3,80	3,774	3,74	3,82	3,976	4,10	—	—	4,16
<i>n_g</i>	1,773	1,770	1,765	1,778	1,8	1,869	1,865	—	1,887
<i>n_m</i>	1,754	1,758	—	—	1,786	—	1,851	1,85	—
<i>n_p</i>	1,731	1,730	1,719	1,741	1,762	1,825	1,815	—	1,833
2 <i>V</i>	-75°	—	-74°	—	—	-54°	-51°	-49°	-49°
Mg ₂ SiO ₄	53,0	48,3	46,2	40,3	32,3	18,3	6,3	6,5	1,0
Fe ₂ SiO ₄	45,8	50,6	52,3	57,8	63,9	78,3	90,9	93,3	95,9
Mn ₂ SiO ₄	0,6	0,7	0,7	0,8	1,8	1,7	1,8	0,2	2,5
Ca ₂ SiO ₄	0,6	0,4	0,8	1,0	2,0	1,7	—	—	0,6

19 — из дупита Онфервах, Трансвааль, анал. Россу [8]; 20 — из рудных оливинитов Цагинского массива, анал. Загнийченко [9]; 21 и 22 — из трапповой интрузии по р. Курейск, анал. Шиндлер [102, 106] (показатели преломления оригинала анализа 21 отклоняются от прямой зависимости, см. фиг. 52); 23 — из рудного перидотита массива Гремья-Вурмес, анал. Смирнова [103, 104]; 24 — из 1-го Северного рудника на Урале, анал. Прахова [142]; 25 — из рапаквив Финляндия, анал. Оянперё; в оригинале указана сумма 100,44 [143]; 26 — из Мысовского железорудного месторождения, оз. Байкал, анал. Кипович [144]; 27 — с хребта Негаях, Колыма [8].

Хим. анализы оливинов разного состава и разного парагенезиса, сопровождающиеся данными оптического, отчасти и рентгеновского изучения, опубликованные за последние десятилетия, см. дополнительно в справочнике Дира и др., в сводке Воробьевой [61], в работах [8, 112]; анализы оливина из кимберлитов Якутии [6, 140, 141], из ультраосновных пород, составляющих включения в якутских кимберлитах [140, 145, 146], из дунитов [147—149], из перидотитов [45, 129, 150—154], из оливиновых габбро [1, 53, 89, 155], из рудоносных оливинитов [9, 66], из хромитовых месторождений [119], из ультраосновных пород щелочно-ультраосновных массивов [57, 156, 157], из рудоносных скарнов [91, 96, 103, 110, 158, 159], из сибирских траппов [102, 106, 160, 161], из базальтов [161—165, 130], из щелочных и меллититовых базальтов [166—170], из выбросов различных вулканов [132, 171—173], анализы железистых членов ряда разного парагенезиса [174—178], анализы оливина из метеоритов [179—181].

Диагн. исп. В 3%-ной HCl и 10%-ной уксусной кислоте оливин не растворяется, в HNO₃ (1:1) разлагается с выделением геля кремнезема [182]. Форстерит сравнительно легко растворим в умеренно крепких кислотах, в разбавленных — растворяется при кипячении под давлением; в растворе MgSO₄(1*N*) растворимость его возрастает с повышением температуры и с уве-

личением концентрации раствора [183]. П. п. тр. форстерит и магнезиальные оливины не плавятся, железистые члены ряда сплавляются в магнитный шарик.

Повед. при нагр. Фаялит плавится инконгруэнтно при $1205 \pm 5^\circ$ [25, 184]. Форстерит начинает плавиться при атмосферном давлении при $1890-1895^\circ$ [185, 186]; температура его плавления возрастает по мере увеличения давления [187]: 1905° при давлении 5,5 кбар, 1950° при 12,5 кбар, 2080° при 39,5 кбар, 2105° при 46,5 кбар.

Средний коэф. расширения искусств. форстерита $11,2 \cdot 10^{-6}$ в пределах $298-1371^\circ \text{K}$ [188]. У фаялита из Японии коэф. объемного расширения $3,1 \cdot 10^{-6}$ [178]. При нагревании оливина значение b_0 возрастает быстрее, чем c_0 [10].

На кривой нагревания чистого фаялита наблюдается экзотермический подъем около 730° (результат окисления), на кривых Fa_{34} и Fa_{53} — при $810-820^\circ$. На порошкограммах минералов, прогретых при температурах 580° и выше, отмечены линии гематита [189].

В результате нагревания оливинов разного состава под высоким давлением образуются шпинелевые фазы соответствующего состава с большей плотностью, чем у оливинов [22—27, 190—195]. Для Mg_2SiO_4 отмечен переход в шпинель с $a_0 = 8,090 \text{ \AA}$ при 900° и давлении 170 кбар, для Fe_2SiO_4 — образование шпинели (a_0 около $8,24 \text{ \AA}$) при 600° и около 39 кбар [22, 24, 192], а также при 400° и 45—46 кбар [22]. Из $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ (при Fa не более 27 мол. %) шпинели образовались при 800° и давлениях от 45 до 92 кбар [192].

В результате выдерживания форстерита (Fa_0) в течение 3—9 мес. при 180° под давлением 10 атм образовался магнезиевый монтмориллонит [196]. Прогревание оливинов разного состава (Fa_{8-26}) при $250-350^\circ$ в разбавленной HCl под давлением 1000 кг/см^2 в течение 30—80 суток привело к образованию хризотила [197]. Установлено явление диффузии Fe при $1000-1200^\circ$ в твердый искусственный форстерит [198]. При нагревании фаялита до $500-700^\circ$ образовался гематит, ось c которого параллельна оси a оливина; $[01\bar{1}0]$ и $[21\bar{3}0]$ гематита близки соответственно к осям b и c оливина [199]. При нагревании магнезиальных членов ряда отмечалась закономерная ориентировка шпинели: $[111]$ шпинели \parallel оси a оливина, $[\bar{1}\bar{1}2]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$ шпинели близки соответственно к осям b и c оливина [200]. Среди продуктов нагревания Fa_{50} до $900-1000^\circ$ отмечен кристобалит (совместно с кварцем и тридимитом) с закономерной ориентировкой: (111) кристобалита $\parallel (100)$ оливина, $[110]$ кристобалита близко к оси b оливина [199].

Угол оптических осей форстерита (Fa_0) в результате нагревания минерала уменьшается незначительно [201].

Наход. Оливин — широко распространенный минерал. Он входит в состав разнообразных горных пород — изверженных (от ультраосновных до кислых и от глубинных до излившихся) и метаморфических, присутствует в метеоритах. Магнезиальные оливины значительно более распространены, чем железистые. Форстерит и маложелезистый оливин входят в состав перидотитов и пироксенитов, типичны для кимберлитов, образуют фенокристаллы в базальтах и лавах разных вулканов. Форстерит — характерный минерал магнезиальных скарнов. Более железистые оливины типичны для габброидных пород, для траппов и многих базальтов.

Фаялит встречается в кислых глубинных и излившихся породах, в железорудных скарнах.

Ильвицкий и Колбанцев [101] различают 13 парагенетических типов оливина магматического происхождения, которые по составу объединяются в три группы:

Парагенетические типы	Содержание Fo (мол.%)	
	от—до	среднее
Г р у п п а I		
1 — из включений в кимберлитах	91,1—92,9	92,0
2 — из кимберлитов	90,8—92,6	91,7
3 — из пород дунит-гардбургитовой формации	90,5—92,5	91,5
4 — из оливиновых включений в базальтах	90,2—90,6	90,4
Г р у п п а II		
5 — из оливинитов ультраосновных щелочных комплексов	87,1—92,5	89,8
6 — из дунитов расслоенных габбро-перидотитовых плутонов	84,5—93,7	89,1
7 — из базальтов (фенокристаллы)	80,9—91,5	86,2
8 — из щелочных базальтов (фенокристаллы)	71,1—87,3	79,2
9 — из оливиновых габброидов расслоенных плутонов	47,2—68,4	57,8
10 — из траппов	43,3—69,5	56,4
Г р у п п а III		
11 — из кислых стекол	11,4—13,8	12,6
12 — из кварцевых ферро-габбро расслоенных плутонов	—	11,5
13 — из гранитов	2,0—6,8	4,4

Оливин — типичный минерал ультраосновных пород. Содержание оливина в них, по Куплетскому [202] (в объемн. %): в дунитах и оливинитах 85—100, в пироксеновых оливинитах 70—85, в перидотитах 30—70, в оливиновых пироксенитах 10—30, в пироксенитах 0—10. В дунитах оливин представлен форстеритом и маложелезистым оливином, сопровождается хромитом и магнетитом, часто в значительной степени серпентинизирован. Форстерит характерен для дунитовых массивов, несущих платиновое оборудование, например для платиноносных массивов Урала [203], ЮАР [204], Эфиопии [205] и др. В составе дунитов оливин распространен в крупных перидотито-пироксенитовых массивах на Среднем и Северном Урале (Кыштымский, Конжаковский, Денежкин Камень и др.) [58, 66, 149, 203, 206], в ЮАР, в штатах Монтана и Миннесота (США), в Родезии, в Новой Зеландии (горы Дун), в Японии [207] и в других странах.

Крупные (до 16 см) зерна форстерита характерны для пегматоидного дунита ряда дунитовых массивов Урала [148].

В породах перидотитовых формаций оливин сопровождается ромбическим пироксеном (гардбургиты, саксониты) или диопсидом (хромдиопсидом) и эгстатитом (лерцолиты), диаллагом (верлиты). Во всех этих породах как характерные акцессорные минералы содержатся хромит и магнетит. В перидотитах и пироксенитах Денежкина Камня на Урале наблюдается оливин (Fe_{19-20}) [58], в лерцолитах штатов Аризона и Нью-Мексико (США) — форстерит (Fe_7) [208]. В перидотитах о-ва Рум (Шотландия) состав оливина варьирует (Fe_{8-31}) [209]. Вайскирхнер [96] на основе рассмотрения состава оливина из 285 образцов ультраосновных пород считает наиболее распространенным в них оливин состава Fe_{10-15} . Для уральских ультрабазитов Малахов [210] отмечает одинаковый состав оливина дунит-

пироксенитовых и дунит-гарцбургитовых массивов перидотитовой формации и большую железистость оливина диаллагитов, верлитов и дунитов габбровой формации. По Фогту [211], чем больше в перидотите оливина, тем он более магнесиальный. Ультраосновные породы Гулинской интрузии (дуниты, перидотиты, меймечиты, анкаратриты) содержат форстерит, близкий к Fa_{10} [157].

В состав ультраосновных пород, образующих включения в базальтах разных районов, обычно входит форстерит или оливин с незначительным содержанием железа [147, 154, 164, 207, 212]. Силлы и дайки пикритов малых интрузий о-ва Скай (Шотландия) содержат от 25 до 60 объемн. % оливина (Fa_{7-17}) [213].

В габбро оливин является обычным акцессорным минералом; значительно его содержание лишь в оливиновых габбро и оливиновых норитах. Из рудных минералов обычный спутник оливина в габбровых породах — титаномагнетит; оливин нередко образует с ним тесные сростания.

В габброидных дифференцированных интрузиях Кольского п-ова оливин имеет изменчивый состав [103, 104]: в интрузии Печенги от Fa_{19} в лежачем боку до Fa_{29} в висячем, в габбро-лабрадоритовой интрузии Гремяха-Вырмес — от Fa_{33} до Fa_{60} ; в Цагинском габбро-анортзитовом массиве в краевом комплексе — от Fa_{49} до Fa_{62} , в центральном — от Fa_{23} до Fa_{45} .

В расслоенной интрузии Норильск II в Северо-Западной Сибири в нижних слоях (в пикритовых габбро-долеритах) и в переходном оливино-биотитовом слое содержится оливин (около Fa_{30}), выше в оливиновых габбро-долеритах — гилосидерит (Fa_{35-40}), в такситовых габбро-долеритах вблизи контакта с базальтами — гортонолит [105, 106]. В габбровой интрузии Скэргаард (Гренландия) в нижних горизонтах содержится гилосидерит, в верхних — гортонолит, реже фаялит [1].

Более устойчив состав оливина в габбро-норитах крупных плутонов, например в норитах Бушвелдского массива, где средний состав минерала Fa_{48} [204]. В Баранчинском габбро-перидотитовом массиве на Урале средний состав оливина [214] в перидотитах Fa_{8-28} , в габбро Fa_{5-54} ; оливиновые габбро дунито-перидотитового массива Дснежкин Камень на Урале содержат Fa_{20-28} [58].

Гортонолит содержится в основных породах Украины: в оливиновом норите Городищенского массива [89], в оливиновых габбро-норитах Коростеньского плутона (около 52% Fa) [215]; фаялит — в пегматоидных шпихрах Коростеньского массива совместно с апатитом и титаномагнетитом [174, 215]. Гилосидерит (Fa_{40}) характерен для габбро штата Нью-Гэмпшир (США) [155].

Совместно с лабрадором оливин слагает форелленштейны (округлые темные пятна на фоне плагиоклазовой основной массы). Обычно в форелленштейнах он значительно серпентинизирован.

Характерен для пород щелочно-ультраосновных массивов. В массивах Кольского п-ова и Карелии [57] оливин (Fa_{10-15}) составляет до 87—95% оливинитов; в рудных оливинитах он сопровождается магнетитом, перовскитом или титаномагнетитом (Лесная Варака, Салмагорский массив). Форстерит (Fa_{5-10}) входит в состав оливинитов, апатито-форстеритовых и флогопито-apatито-форстеритовых пород, а также апатито-форстерит-магнетитовых руд, в которых сопровождается флогопитом и кальцитом.

В кислых изверженных породах наблюдаются лишь железистые оливины. Гортонолит и фаялит — акцессорные минералы некоторых гранитов и сиенитов [175]. В СССР в гранитах рапакиви Каневского и Черкасского массивов фаялит образует микропиклитовые сростания с кварцем [62]. С каймами грюнгерита или амфибола Fa_{92} наблюдается также в рапакиви Коростеньского плутона [215]. Фаялит (Fa_{92-98}) как акцессорный минерал

распространен в рапакиви Финляндии (в роговообманковом рапакиви встречен шпир, обогащенный фаялитом, анализ 25) [143]. Сиениты Сурметашского массива в Алайском хребте содержат 4—6%, сиениты Казырского массива в Восточном Саяне около 15% феррогортонолита [175]; железистый оливин такого же состава содержится в сиенитах Южно-Кальчинского, Кальмуского и других субщелочных массивов УССР [175]. Фаялит наблюдается в сиенитах Уайт Маунтин в шт. Нью-Гэмпшир (США) [155]. Фаялит (Fe_{94}) является породообразующим минералом (49,9 объемн. %) своеобразного адамеллита Ньюфаундленда (Лабрадор, Канада), в котором образуется миркеитовые сростания с ромбическим пироксеном [177]. Отмечается в розовом граните Бавсно (Италия) [216].

Железистые оливины встречаются в гранитных пегматитах. Крупные (до 20 см длиной) кристаллы почти черного фаялита (анализ 27) присутствуют, по данным Устиева [3], в пегматите гранитов хребта Негаях в бассейне Колымы. В зональном пегматите Барнет Каунти в шт. Техас (США) неправильные выделения (до 15 см) и таблитчатые кристаллы фаялита приурочены к внутренней кварцевой зоне [217]. Фаялит содержится в пегматитах гранитного массива Брессаноне в Северной Италии [218], присутствует в гранитных пегматитах многих других стран.

В траппах Сибири [102, 106, 108, 219—223] оливин широко распространен, сопровождается плагиоклаз и моноклинный пироксен, составляет обычно 5—10%, редко 15% от массы траппа недифференцированных интрузий, представлен скоплениями идиоморфных кристаллов собственно оливина и несколькими оплавленными кристаллами, зернами и скоплениями зерен гиалосидерита и гортонолита (Fe_{40-55}). В дифференцированных трапповых интрузиях отмечается изменение состава минерала по разрезу: в Горбачинской и Куломбинской интрузиях, например, в нижних горизонтах содержится Fe_{40-47} ; в верхних горизонтах содержание железа повышается (до Fe_{60}) [102]. В траппах Вилюя, по Лобедеву [108, 220], оливин выделялся продолжительное время; две генерации его различны по составу: Fe_{50-55} и Fe_{70-75} . В среднем оливин тунгусских траппов имеет состав Fe_{50-54} . В сибирских траппах нередко совместно наблюдаются оливин и кварц [219, 224].

Оливин — главный породообразующий минерал кимберлитов, в которых вкрапленники его (до 60 объемн.%) заключены в серпентинизированную основную массу и сопровождаются флогопитом, пиропом, пикотитом, апатитом и др. В кимберлитах Якутии оливин широко распространен; частью он содержится во включениях ультраосновных пород [6, 140, 141, 210, 225—228]. В основном это форстерит с содержанием до 10 мол. % Fe , иногда до 14%. Существенная разница в составе оливина самих кимберлитов и включений не отмечается. В кимберлитах различимы три генерации его: оливин I образует порфирировидные вкрапленники — обломки кристаллов (2—6 мм, иногда до 1—2 см), оливин II — вкрапленники овальной формы (до 1—4 мм), оливин III — идиоморфные короткопризматические кристаллы (до 1 мм). Кроме того, оливин образует включения в алмазе и пиропе. Наблюдаются сростки его с пиропом, хромдиопсидом и ильменитом. Оливин I в значительной степени серпентинизирован.

В базальтах оливин обычно образует порфирировидные вкрапленники, реже входит в состав основной массы. Он содержится также в ультраосновных породах, образующих нередко включения в базальтах. Количество и состав его варьируют. В оливиновых базальтах оливин ассоциируется с авгитом, иногда образует сплошные скопления зерен. Базальты Ферганы [229], Приамурья [61], андезито-базальты Армении [61], базальты Грузии [230] содержат магнезиальный оливин. В небольшом количестве в виде фенокристаллов форстерит состава с ~10 мол. % Fe содержится в базаль-

товых лавах вулканов Камчатки [231]; Хангар [232], Голгат [233], Ключевского (до 5,3 объемн. %) [234—236]. К форстериту относятся также фенокристаллы пикритовых базальтов о-ва Мисима в Японии [163], ряда молодых изверженных пород Испании [41], базальтов Сардинии [162]. Форстерит в базальтах и андезитах района вулкана Хаконе в Японии образует фенокристаллы, частью входит в состав основной массы [33], отмечен в туфах вулкана в области Лацио (Италия) [171]. В выбросах лав Всувия [172] форстерит наблюдается в тесной ассоциации и в прорастании с клиногумитом, содержит включения магнетита; в ксенолитах мраморизованных известняков ассоциируется со шпинелью, пироксеном и сарколитом. В базальтах Гавайских островов наблюдается оливин разного состава [98, 153]. Барт подчеркивает широкую изменчивость состава оливина базальтов области Тихого океана, большее богатство магнисиом вкрапленников по сравнению с оливином основной массы, отмечает повышение железистости минерала при уменьшении его содержания в породе [237].

Наряду с базальтами, содержащими форстерит, широко распространены породы более кислого и щелочного состава с собственно оливином и более железистыми минералами ряда гиалосидерит — гортонолит вплоть до фаялита. Собственно оливин содержится в базальтах Святой Анны в Силезии (Польша) [130], трахибазальтах вулкана Сьерре на Шпицбергене [151], пикритовых базальтах Исландии [161, 238] и др. Более железистые оливины (Fe_{36-48}) характеризуют базальты Закарпатья [239], гиалосидерит и гортонолит (Fe_{42-80}) в виде фенокристаллов содержатся в базальтах Саяно-Байкальской провинции [240]. Каймы гортонолита вокруг корродированных фенокристаллов оливина наблюдаются в оливиновом базальте района Боржоми на Кавказе [61].

Многие щелочные базальты содержат оливин в виде аксессуарного минерала (обычно железистый оливин). В меллитовых базальтах он сопровождается меллитом, перовскитом, магнетитом, нередко также нефелином. В меллитовых базальтах ЮАР величина фенокристаллов оливина достигает 6—10 мм [167].

Аксессуарный оливин содержится в мончикитах (в ассоциации с титанавгитом, частью с меллитом и др.), в альпизитах (с меллитом, биотитом, авгитом, апатитом и рудными минералами), в некоторых тералитах (с лабрадором, титанавгитом и нефелином), в нефелиновых и лейцитовых базальтах; в нефелиновом базальте о-ва Новый в Северном Ледовитом океане встречается зональный гиалосидерит в сростании с нефелином [241]. В анкаратритах и пикритах эруптивной брекчии около Лесозаводска (Южное Приморье) фаялит, близкий к Fe_{90} , наблюдается совместно с лейцитом, образует вкрапленники [166, 242]. С меллитом и калсилитом фаялит в виде вкрапленников встречен в своеобразной меллитовой породе (катунгите) вулкана Катунга в Уганде; составляет до 16 объемн. % породы [168]. Входит в состав тералитов — в Новом Южном Уэльсе в Австралии, анальцим-оливиновый тералит содержит Fe_{30} [169]. В жиле тешенита в районе Блек-Джск в Новом Южном Уэльсе образует мелкие округлые зерна и идиоморфные кристаллы зонального строения, содержит включения плагиоклаза; в разных частях жилы, а также в разных зонах кристаллов состав оливина варьирует от Fe_{21} до Fe_{60} ; в оливине фенокристаллов больше магния, чем в оливине основной массы [243].

Фаялит установлен в оливин-кварцевом диабазе р. Тюнг в Восточной Сибири [244]. Фаялит и феррогортонолит образуют мелкие фенокристаллы в трегичных дацитах Исландии [245]. Фаялит наблюдался совместно с кристаллами паргасита в полостях дацитов вулкана Хаконе в Японии, где иногда заполняет промежутки между кристаллами тридимита [33], характерен для лав вулкана Тхингмули в Исландии [246]. В некоторых лазах

Везувия фаялит образует кристаллы, ассоциируется с содалитом и ортоклазом [172]. В парагенезисе с кварцем фаялит (кристаллы) наблюдался в литофизах кислых туфов на о-ве Липари (Италия) [247], с кварцем и тридимитом — в литофизах риолитов и обсидианов Исллоустонского парка (США) [248]. Фаялит содержится в обсидиане Липарских о-вов [247], в лаве вулкана Куддиа-Мида на о-ве Пантелерия (Италия) [249], в трахитах Мон-Дора во Франции [250].

Оливин разного состава — характерный минерал многих метаморфических пород. В магнезиальных скарнах он представлен форстеритом и оливином, содержащим до 20 мол. % Fa . Совместно со шпинелью слагает шпинель-форстеритовые зоны скарнов, сопровождается магнезио-людвицитом, часто ассоциируется с диопсидом и людвицитом. Форстерит (анализ 2) образует почти мономинеральную зону в несколько сантиметров толщиной в магнезиальном скарне Полярной Якутии [5], встречен в рудоносных кальцифирах Таежного месторождения в Якутии со шпинелью, диопсидом, флогопитом, магнетитом и др. [159]. Описаны кристаллы форстерита (первоначально принятого за апатит) из метаморфизованных известняков и скарнов района Николае-Максимильяновской копи на Урале (Челябинская обл.) [61]. В парагенезисе со шпинелью, диопсидом, хондритом и другими минералами форстерит содержится в кальцифирах Белой выемки (побережье Байкала); образовался в результате перекристаллизации магнезиальных кремнистых доломитов [251]. В сходной обстановке известен форстерит в составе мраморов и кальцифиров Восточного Забайкалья [252]. В кальцифирах района Тессина (Швейцария) он сопровождается флогопитом и кальцитом, частично также шпинелью, доломитом и кварцем [158], в доломитизированных породах Лепонтинских Альп (Швейцария) наблюдается совместно с клинохлором [253].

В контактовом ореоле габброидной интрузии Мосиан (Северная Норвегия) форстерит присутствует в мраморизованных известняках, находясь в необычном парагенезисе с чисто кальциевым карбонатом [254].

В железорудных скарновых месторождениях встречаются фаялит и железистые члены изоморфного ряда. В Мысовском железорудном месторождении на Байкале фаялит (см. хим. анализ 26) содержится в большом количестве, сопровождается магнетитом, грюнеритом, а также гранатом, кварцем, апатитом и др. [144]. Феррогортонолит (анализ 24) совместно с роговой обманкой слагает участки скарнов на Первом Северном руднике Ивдельского района (Свердловская обл.), местами образует мономинеральные скопления [142]. Фаялит известен в железорудных месторождениях Швеции [255], США (Рокпорт в шт. Массачусетс, Монро в шт. Нью-Йорк и др.) [96].

В Верхне-Колымском оловорудном районе широко распространены фаялитовые грейзены, образовавшиеся в результате высокотемпературного изменения гранитов. Фаялит, замещая биотит и полевые шпаты, нередко наследует их форму или же образует отдельные зерна и скопления; обычно он составляет 30—40 объемн. % этих грейзенов, реже слагает почти мономинеральные породы [256].

Своеобразная метаморфическая порода из Коллобриера (Франция) — коллобриерит наполовину состоит из фаялита и содержит гранат и магнетит [257].

Оливин — существенный компонент многих метеоритов [31, 124, 179, 180, 258—270], составляет основную часть почти всех хондритов, немногих ахондритов, характерен для палласитов. Это не содержащий или почти не содержащий никеля оливин разного состава. По Мэйсону [264, 265], в оливин-бронзито-хондритах содержится Fa_{15-20} , в оливин-гиперстеновых — Fa_{22-31} , в оливин-пижонитовых — Fa_{50-60} ; более богатый

железом (Fe_{88}) встречен лишь в ахондрите Нахла; чистый форстерит (до Fe_{11}) содержится в энстатитовых ахондритах [264, 269].

В железных метеоритах (по Мэйсону) присутствует оливин состава Fa_{3-6} [266].

Палласиты, по Чирвинскому, содержат Fa_{13-30} (в среднем Fa_{16}) [258]. Для палласитов характерны относительно крупные каплевидные зерна, иногда с намечающимися гранями кристаллов [31], реже угловатые осколки (в Брагинском метеорите) [124]. Состав оливина некоторых метеоритов, упавших на территории СССР, по данным последних лет, следующий (в мол. % Fa): в полевошпатовом ахондрите Юртук — 10 [260], в каменных метеоритах: Княгиня — около 20 [261], Перфт — 23 [263], Каргополье — 22—26 [262], Хмелевка — 45 [259].

В метеоритах, подвергшихся очень резкому удару, оливин имеет пониженное двупреломление [267].

Изм. Оливин легко изменяется и в горных породах редко наблюдается в неизменном состоянии. Наиболее распространена серпентинизация, захватывающая нередко большие массивы основных оливинсодержащих пород. Иногда при замещении оливина серпентином наблюдается образование в породах микрокаверн [270]. Помимо разных серпентиновых минералов обычно образуются мелкораспыленные гематит и карбонат [271]. Нередко устанавливается замещение магнезиальных оливинов тальком, клиногумитом, флогопитом; описаны полные псевдоморфозы по оливину клиногумита [272]; по нему образуются также хлорит, диопсид, тремолит, антофилитовая роговая обманка и др. [61]. Оливин метеорита Тенэм замещен рингвидитом [24], метеорита Курара — гранатом [267] и меджоритом [273].

В Меймеча-Котуйской флогопитовой провинции Сибири проявилось замещение оливина мелилитом и монтичеллитом [274]. Левинсон-Лессинг описал псевдоморфозу кварца с примесью хлорита по оливину из оливинитового диабаз олонецкой формации [61]. В породах Новой Зеландии Коленко обнаружил псевдоморфозу опала по оливину [61]. Очень характерно, особенно для оливинов эффузивных пород, замещение микроскопически-тонкоагрегатным слюдоподобным веществом — так называемым идингситом (iddingsite), представляющим собой тонкие смеси гётита с различными хлоритовыми минералами, монтмориллонитом, иллитом, аморфным веществом, кварцем или другими вторичными минералами [275—279 и др.]. Отмечалось также замещение оливина нонтронитом [239, 280].

Искусств. Форстерит синтезируется разными путями [61]: из гелей SiO_2 и MgO при 500 и 675° [281] получен в виде булск (до 3—4 см), содержащих немного периклаза и тридимита, сплавлением MgO и SiO_2 в печи Вернейля [282] или сплавлением аналогичным методом при 1400° смесей SiO_2 с $\text{Mg}(\text{NH}_4)(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ [283]; булски Mg_2SiO_4 получались также путем прокаливания при 2000° спрессованных под давлением смесей порошков MgO и SiO_2 , взятых в стехиометрических соотношениях [284] в присутствии стеариновой кислоты, растворенной в хлористом углеводе. Форстерит с различным содержанием никеля синтезировался сплавлением MgO и SiO_2 в присутствии борной кислоты с добавлением разного количества NiO [285]. Сплавлением MgO , NiO , SiO_2 и CaCO_3 получен минерал со структурой оливина, содержащий 30 мол. % Mg_2SiO_4 и 70 мол. % NiSiO_4 [286].

Форстерит образуется по серпентиновым минералам [287—291] при температурах порядка 600—900° и атмосферном давлении, при 550° и давлении 500 кг/см^2 [290]. Для форстерита, образовавшегося в результате нагревания серпентина, характерна закономерная ориентировка: [010] или [013] форстерита параллельны оси a серпентина [288, 289]. Оливин

образуется при нагревании хлоритов при температурах около 800° [292]; у форстерита, образовавшегося при нагревании клинохлора, ось c или [031] параллельна оси b клинохлора, ось a || оси c клинохлора, ось b или [011] форстерита || оси a клинохлора [288]. Магнезиальный оливин кристаллизуется из расплавленных базальтовых стекол в температурной области от 1200 до 1145° [293].

Фаялит получен сплавлением FeO и SiO_2 [184], из смеси $\text{FeC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и SiO_2 , взятых в стехиометрических количествах, после 24-часового выдерживания при 800° и давлении 1000 бар или через 5—6 час. при 700 — 800° и давлении 2000 бар [85].

Пределы смесимости и устойчивости Mg_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 изучены в очень многих системах. Данные о системе $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$, впервые изученной Боуеном и Шайрером [294], уточнялись неоднократно [295—298 и др.]; изучена система $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ [299]. Для форстерита помимо системы $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ [300, 301] известно образование в системах $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Ca}_2\text{SiO}_4$ [302], $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [303, 304], $\text{Ni} - \text{Mg} - \text{Si} - \text{O}$ [305], $\text{MgO} - \text{MnO} - \text{SiO}_2$ [306], $\text{MgO} - \text{ZnO} - \text{SiO}_2$ [307], $\text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ [308, 309], $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [310, 311]. Изучены системы форстерит — альбит [312], форстерит — диопсид — анортит [313] и др.

Образование фаялита исследовано также в ряде систем: $\text{FeO} - \text{SiO}_2$ [184], $\text{Fe} - \text{Mn} - \text{SiO}_2$ [314], $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{Ca}_2\text{SiO}_4$ [315], $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ [316], $\text{NaAlSiO}_4 - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ [317], фаялит — магнетит [318] и др.

Оливин разного состава содержится в технических продуктах [61] — в огнеупорных и керамических материалах [36, 319] и в шлаках [320, 321].

Отл. От внешне сходного (иногда) апатита отличим по двусности и значительно бóльшим показателям преломления; от моноклинных пироксенов — по отсутствию в шлифах характерных для пироксенов перекрещивающихся трещинок спайности и по прямому погасанию; от ромбических пироксенов, в частности от гиперстена, иногда в шлифах трудно отличим (двупреломление оливина несколько выше). Отсутствие характерных для эпидота аномальной интерференционной окраски и трещинок спайности служит отличием оливина от эпидота. Форстерит отличается от гумита бóльшим $2V$ и иной оптической ориентировкой, от клиногумита — прямым погасанием.

Практ. знач. Породы, состоящие в основном из магнезиального оливина, используются для получения силикатного технического стекла.

Хризолит является драгоценным и поделочным камнем.

Разнов. Х р и з о л и т — chrysolite — прозрачный, зеленовато-желтый и зеленый оливин.

Синон. Гавайт (гавайит) — hawaiiite (Элинер, 1906); хризолитом предположительно является достокан — драгоценный камень зеленого цвета [322]. В ювелирном деле применяется также название перидот [323].

Наиболее известны хризолиты из Зебергета у Красного моря (ОАР), где встречаются крупные кристаллы; длина самого крупного более $4,5$ см при весе свыше 69 г [324]. Используется также хризолит из некоторых месторождений США (Вебстер и Белзем в шт. Северная Каролина) [325]. Хорошие кристаллы, по огранке напоминающие уральский демантоид, известны в Монгольской Народной Республике [326]. Оливин ювелирного качества встречается в некоторых кимберлитовых трубках Якутии; в трубке «Удачная» содержание хризолита составляет 19 г/м³ [225].

Межплоскостные расстояния форстерита из Ояма *
FeK α -излучение, дифрактометр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	50	5,10	041	20	2,347	241	10	1,671
110	10	4,30	210	10	2,316	061	10	1,636
021	70	3,883	122	40	2,269	232	10	1,634
101	10	3,723	140	30	2,250	133	20	1,619
111	10	3,496	220; 211	10	2,161	152	5	1,590
120	20	3,478	132	5	2,032	004	20	1,497
121	10	3,007	150	20	1,876	062	20	1,479
002	10	2,992	151	5	1,785	170; 233	10	1,397
130	60	2,768	222	40	1,750	312	5	1,388
131	70	2,512	240	10	1,740	322	20	1,351
112	100	2,458	123	10	1,731	134	10	1,316
200	5	2,383						

* ASTM, 7-74; Mg $_2$ SiO $_4$ - 96, Fe $_2$ SiO $_4$ - 4%.

Межплоскостные расстояния фаялита из Тунаберга *
FeK α -излучение, дифрактометр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	20	5,25	210	5	2,350	152	10	1,626
021	20	3,972	122	20	2,313	043	10	1,606
101	10	3,784	140	30	2,303	213	5	1,539
111	30	3,558	220; 211	10	2,194	242	5	1,533
121	5	3,075	132	5	2,071	004	20	1,523
002	10	3,047	113	5	1,842	062	20	1,516
130	100	2,831	151	10	1,834	170	5	1,430
022	20	2,634	222	30	1,778	233	5	1,420
040	20	2,621	240	10	1,770	312	5	1,412
131	50	2,566	241	10	1,703	322	5	1,371
112	70	2,501	061	10	1,679	134	10	1,341
200	5	2,416	133	10	1,650	262	5	1,283
041	20	2,408						

* ASTM, 7-164; Fe $_2$ SiO $_4$ - 94,1; Mg $_2$ SiO $_4$ - 5,9%.

Л и т е р а т у р а

1. Deer W. A., Wager L. R. Am. Min., 1939, 24, No. 1, 18.
2. Лабунцов А. Н. Тр. Памярск. экспед. АН СССР, 1930, вып. 4; Воробьев Ю. К. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 3, 333.
3. Гинзбург И. В., Лисицина Г. А., Садикова А. Т., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 16.
4. Yoder H. S., Sahama T. G. Am. Min., 1957, 42, Nos. 7-8, 475.
5. Перцев Н. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 259.
6. Бобриевич А. П., Лупин И. П., Козлов Н. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964, 103.
7. Гордеева В. С. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 96.
8. Heckrodt R. O. Trans., Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1958, 61, 377.
9. Елисеев Э. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 6, 657.
10. Елисеев Э. Н. Кристаллография, 1958, 3, вып. 2, 167.
11. Smith J. V., Stenstrom R. C. Min. Mag., 1965, 34 (Tilley vol.), No. 268, 436.
12. Fisher G. W. Carnegie Inst., Washington, Year book, 1965/66, No. 65, 209; Fisher G. W., Medaris G. Am. Min., 1969, 54, Nos. 5-6, 741.
13. Васильев Е. К. Применение корреляционного анализа при изучении изоморфизма в оливинах и гранатах. Изд-во «Наука», 1969, 13.

14. *Михеев В. И., Стулов И. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, **84**, вып. 1, 3; *Михеев В. И., Калинин А. И.* Метеоритика, 1958, вып. 15, 156.
15. *Henriques A.* Ark. min., geol., 1958, 2, H. 4, p. 17, 305.
16. *Сальдай Э. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, **88**, вып. 3, 234.
17. *Agterberg F. P.* Min. Mag., 1964, 33, No. 264, 742.
18. *Louisenathan S. J., Smith J. V.* Min. Mag., 1968, **36**, No. 284, 1123; *Fisher G. W., Medaris G.* Am. Min., 1969, **54**, Nos. 5—6, 741.
19. *Jahanbagloo I. C.* Am. Min., 1969, **54**, Nos. 1—2, 246; *Fisher G. W., Medaris L. G.* Am. Min., 1969, **54**, Nos. 5—6, 741.
20. *Jackson E. D.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No. 400-B, 432.
21. *Jambor J. L., Smith Ch.* Min. Mag., 1964, **33**, No. 264, 730 (9 хим. анализов).
22. *Ringwood A. E.* Bull. Geol. Soc. Am., 1958, **69**, No. 1, 129; *Geoch., cosm. акта*, 1958, 15, Nos. 1—2, 18.
23. *Dachille F., Roy R.* Am. J. Sci., 1960, **258**, No. 4, 225.
24. *Ringwood A. E., Major A.* Earth a. planetary sci. letters, 1966, **1**, 241.
25. *Akimoto S., Komada E., Kushiro I.* J. geophys. res., 1967, **72**, No. 2, 679.
26. *Kamb B.* Am. Min., 1968, **53**, Nos. 9—10, 1439.
27. *Moore P. B., Smith J. V.* Nature, 1969, **221**, No. 2, 653.
28. *Mitchell R. C., Giardene A. A.* Am. Min., 1953, **38**, Nos. 1—2, 136.
29. *Орлов Ю. Л.* Тр. Мвн. музея АИ СССР, 1959, вып. 10, 103.
30. *Kalb G., Koch L.* Zbl. Min., 1929, A, 119.
31. *Кокшаров Н. И.* Изв. СПб АН, 1870, сер. 7, 15, № 6, 3.
32. *Rinne F. N.* Jb. Min., 1891, 2, 272.
33. *Kuno H.* Bull. Geol. Soc. Am., 1950, **61**, No. 9, 957.
34. *Johnston R.* Geol. Mag., 1953, **90**, No. 3, 161.
35. *Drever H. I., Johnston R.* Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1957, **63**, 289.
36. *Батанова А. М., Орлов И. Н.* Вестн. Моск. ун-та, 1964, сер. 4, геол., № 5, 70.
37. *Францесон Е. В.* Вестн. Моск. ун-та, 1964, сер. 4, геол., № 5, 55.
38. *Ernst E. N.* Jb. Min., 1925, B.-Bd. 52, A, 113.
39. *Horn P., Maurette M. N.* Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 6, 170.
40. *Burri C.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1935, 15, H. 1, 160.
41. *Burri C., Parga-Pondal J.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1935, 15, H. 2, 266.
42. *Brothers R. N.* Am. Min., 1959, **44**, Nos. 9—10, 1086.
43. *Doss B.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1886, 7, H. 6, 491.
44. *Curien H., Ruaux R., Rimsky A.* Bull. Soc. fr. min., 1963, **86**, No 1, 3.
45. *Чхотца Г.* Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 1938, 3, вып. 1, 36.
46. *Chudoba K. F., Frechen J. N.* Jb. Min., Abhandl., 1950, **81**, H. 2, 183.
47. *Hamilton J.* Geol. Mag., 1957, **94**, No. 2, 135.
48. *Challis G. A.* Min. Mag., 1967, **36**, No. 278, 195.
49. *Ragan D. M.* Min. Mag., 1969, **37**, No. 286, 238.
50. *Raleigh C. B.* Science, 1965, **150**, No. 3697, 73.
51. *Gibbs F. G. F.* Min. Mag., 1968, **36**, No. 283, 988.
52. *Tomkeieff S. I.* Min. Mag., 1939, **25**, No. 164, 229.
53. *Muir J. D., Tilley C. E., Scoon J. H.* Am. J. Sci., 1957, 255, No. 4, 241.
54. *Громов А. В., Крестин Е. М.* ДАН СССР, 1967, **175**, № 2, 441.
55. *Соболев В. С., Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Базаров Л. Ш.* ДАН СССР, 1967, **173**, № 2, 432.
56. *Roedder E.* Am. Min., 1965, **50**, No. 10, 1746.
57. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. Л., Римская-Корсакова О. М., Ифедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 375.
58. *Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешишкова Е. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65, 29.
59. *Vultée J.* Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 338.
60. *Фиттергендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, **90**, вып. 2, 230; Рентгенография минерального сырья, 1964, сб. 4, 97.
61. *Воробьева О. А.* Петрография СССР. Сер. 3, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1938 (сводная работа).
62. *Лушицкий В. И.* Рапакиви Кисвской губернии и породы, его сопровождающие. Варшава, 1912.
63. *Shand S. J.* Bull. Geol. Soc. Am., 1945, **56**, No. 3, 247.
64. *Ellis J.* Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1946, **48**, 103.
65. *Murthy M. V. N.* Bull. Geol. Soc. Am., 1958, **69**, No. 1, 23.
66. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Матер. по геологии и полезным ископ. Урала, 1967, вып. 13, 25 (оливины из дупита Кыльдымского платиноносного массива).
- 66a. *Prodosen S.* Norsk geol. tidsskr., 1968, **48**, H. 3, 201.
67. *Hawkes H. E.* Am. Min., 1946, **31**, Nos. 5—6, 276.
68. *Hanke K.* Beitr. Min., Petr., 1965, **11**, H. 6, 535.

69. *Kuroda Y., Shimoda S.* J. Geol. Soc. Japan, 1937, 73, No 8, 377.
70. *Велинский В. В., Пинус Г. В.* ДАН СССР, 1969, 185, № 4, 890; Геология и геофизика, 1969, № 5, 46.
71. *Рыжова Т. В., Александров К. С., Беликов Б. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 1, 41.
72. *Александров К. С., Беликов Б. П., Рыжова Т. В.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 2, 8.
73. *Adams L. H.* Geophys. Labor. Carnegie Inst., Washington, Pap., 1931, No. 770, 315.
74. *Riecker R. E., Seifert K. E.* Bull. Geol. Soc. Am., 1964, 75, No. 6, 571.
75. *Thaddéeff C.* Zs. Krist., 1896, 26, 28 (зависимость уд. веса от состава).
76. *Polderwaard A.* Am. Min., 1950, 35, Nos. 11—12, 1067 (диаграммы взаимозависимости физ. свойств и состава).
77. *Bloss F. D.* Am. Min., 1952, 37, Nos. 11—12, 966 (диаграмма зависимости уд. веса от состава).
78. *Clark S. P.* Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 732.
79. *Lehmann H., Dutz H., Koltermann M.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1961, 38, H. 11, 512; *Duke D. A., Stephens J. D.* Am. Min., 1964, 49, Nos. 9—10, 1388.
80. *Плюснина И. И.* Инфракрасные спектры силикатов. Изд-во МГУ, 1967, 36.
81. *Sprengel-Segel E. L., Hanna S. S.* Geoch., cosm. acta, 1964, 28, No. 12, 1913; *Марфунич А. С., Минеева Р. М., Мкртчян А. Р., Плюссик Я. М., Федоров В. Е.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10, 86; *Мальшичева Т. В., Курани В. В., Ермаков А. Н.* Геохимия, 1969, № 11, 1405.
82. *Santoro R. P., Neenham R. E., Nomura S. J.* phys., chem. solids, 1966, 27, No. 4, 655.
83. *Kleber W.* Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 1, 1.
84. *Bradley R. S., Jamil A. K., Munro D. C.* Geoch., cosm. acta, 1964, 28, No. 11, 1669.
85. *Bradley R. S., Jamil A. K., Munro D. C.* Nature, 1962, 193, No. 4819, 965.
86. *Torgeson D. R., Sahama Th. G.* J. Am. Chem. Soc., 1948, 70, 2156; *Sahama Th. G., Torgeson D. R.* J. of Geology, 1949, 57, No. 3, 255; *King E. G. J.* Am. Chem. Soc., 1952, 74, No. 17, 4446; *Anderson D. L.* Science, 1967, 157, No. 3793, 1165; *Robie R. A., Waldbaum D. R.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 203.
87. *Stella Starrabba F.* Rend. Accad. Zelanti, Mem. class di Sci., 1916—1917, 9, 14 (по реферату P. Niggli, Zs. Krist., 1921/22, 56, 436).
88. *Hamilton W. B., Neuerburg G. J.* Am. Min., 1956, 41, Nos. 11—12, 851.
89. *Кононов Ю. В., Габбров* массивы Украинского щита. Изд-во «Наукова думка», 1966, 30 и 69.
90. *Wyllie P. J.* Am. Min., 1959, 44, Nos. 1—2, 49.
91. *Penfield S. L., Forbes E. H.* Zs. Krist., 1896, 26, 143.
92. *Stark M.* Tschermin., petr. Mitt., 1904, 23, 451.
93. *Backlund H.* Тр. Геол. музея СПб. АН, 1909, 3, вып. 3, 77.
94. *Bowen N. L., Schairer J. F.* Am. J. Sci., 1935, 29, ser. 5, 151 (система MgO—FeO—SiO₂).
95. *Kennedy G. C.* Am. Min., 1947, 32, Nos. 9—10, 561.
96. *Weiskirchner W.* Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 3, 169; Rend. Soc. min. Ital., 1959, 15, 323.
97. *Сальдау Э. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 234.
98. *Aurousseau M., Merwin H. E.* Am. Min., 1928, 13, No. 11, 559.
99. *Казаков А. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 976.
100. *White R.* Contrib. min., petrol., 1966, 12, No. 3, 245.
101. *Ильвицкий М. М., Колбанцев Р. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 6, 657; ДАН СССР, 1968, 179, № 6, 1428.
102. *Виленский А. М., Кавардин Г. И., Крайцова Л. И., Старицина Г. Н.* Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во «Наука», 1964, 173.
103. *Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И., Юдин Б. А.* Вестн. Ленингр. ун-та, сер. геол., геогр., 1960, вып. 2, 5.
104. *Кавардин Г. И.* Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, вып. 2, 16.
105. *Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.* Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967, 30.
106. *Крайцова Л. И.* Тр. Н.-н. ин-та геологии Арктики, 1963, 136, 175.
107. *Barth F. W.* Am. J. Sci., 1931, 21, 380; *Walker* Bull. Geol. Soc. Am., 1940, 51, No. 7, 1059; *Herz N.* Bull. Geol. Soc. Am., 1951, 62, No. 9, 986.
108. *Лебедев А. П.* Тр. ИГН АН СССР, 1955, вып. 161, 155.
109. *Рашии Г. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 2, 164.
110. *Frondel C.* Am. Min., 1965, 50, Nos. 5—6, 780.
111. *Vogt J. H. L.* Escop. Geol., 1923, 18, No. 4, 308
112. *Егорова Е. Н.* Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 2, 262 (12 хим. анализов; о содержании Ni).
113. *Wager L. R., Mitchell R. L.* Geoch., cosm. acta, 1951, 1, No. 3, 129.
114. *Häkkl A.* Geologinen Tutkimuslaitos, Helsinki, 1963, No 209, 29.

115. *Forbes R., Vanno S.* Am. Min., 1966, 51, Nos. 1—2, 130.
116. *Абдуллаев З. Б., Щербина В. В., Эфендиев Г. Х.* Геохимия, 1967, № 4, 425.
117. *Смирнова Н. П., Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия, 1968, № 4, 411.
118. *Уханов А. В.* Геохимия, 1968, № 12, 1473.
119. *Павлов Н. В., Чурпынина И. И., Острогорская О. П.* Геология рудных месторождений, 1969, № 2, 17.
120. *Wedepohl K. H.* N. Jb. Min., Monatsh., 1963, H. 9—10, 237.
121. *Баби-Заде В. М., Абдуллаев З. Б.* Уч. зап. Азэрб. ун-та, сер. геол., геогр., 1967, № 2, 76.
122. *Schwab R. N.* Jb. Min., Monatsh., 1968, H. 10, 337.
123. *Nickenholz H.* Beitr. Min., Petr., 1965, 11, H. 5, 415.
124. *Заварицкий А. И., Кваша Л. Г.* Метасориты СССР. Изд-во АН СССР, 1952, 9.
125. *Фомин А. Б., Козик С. А.* Сб. «Полезные ископаемые Украины». (Тезисы докладов). Изд-во «Наукова думка», 1966, 220.
126. *Кухаренко А. А., Клер М. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 520.
127. *Борисенко Л. Ф., Делицин Л. М.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 48.
128. *Эфендиев Г. Х., Абдуллаев З. Б., Бабаева З. Э.* Геохимия, 1966, № 12, 1457.
129. *Борисенко Л. Ф.* Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. Изд-во «Наука», 1966, 63.
130. *Chodunicka L.* Polska Akad. nauk, Prace min., 1967, No. 8, 20.
131. *Иванов В. В.* Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. Изд-во «Недра», 1966, 63.
132. *Carobbi G. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Roma.* 1928, 7, 8 (по реферату N. Jb. Min., 1929, 1, 273).
133. *Некрасова Р. А., Голямина В. В.* ДАН СССР, 1968, 182, № 2, 449.
134. *Höftmann P. K.* Contrib. min., petrol., 1966, 13, H. 4, 374.
135. *Акимов А. П., Берзина И. Г., Гурвич М. Ю., Лутц Б. Г.* ДАН СССР, 1968, 181, № 5, 1245.
136. *Осипов Д. К., Журавлев Р. С.* Геология и геофизика, 1965, № 9, 146.
137. *Гоньшакова В. И., Цейтлин С. Г., Викторов В. В.* Изв. АН СССР, сер. геол. 1966, № 1, 17.
138. *Зимин С. С., Путинцев В. В., Шикифорова И. К., Залицак Б. Л., Ким Чан Су, Хан Бен Сук, Ли Ун Рен, Хан Уен Се Вар Сен, Пак Ин Кю.* Сб. «Магматизм и полезные ископаемые С. В. Корси и Юга Приморья». Изд-во «Наука», 1966, 111.
139. *Герлинг Э. К., Пушкарев Ю. Д., Котов Н. В.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 11, 3.
140. *Панкратов А. А.* Матер. по геол. и пол. ископ. Якутск. АССР, 1961, вып. 7, 3 (18 хим. анализов оливина из кимберлитов Якутии).
141. *Панкратов А. А., Смирнов Г. И.* Матер. по геол. и пол. ископ. Якутск. АССР, 1960, вып. 1, 39 (9 хим. анализов, сопоставление состава и оптич. свойств).
142. *Овчинников Л. И.* ДАН СССР, 1949, 67, № 6, 1085.
143. *Simonen A.* Bull. Comm. géol. Finl., 1961, 33, No. 196, 371.
144. *Смирнов С. С.* Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 2, 90.
145. *Лутц Б. Г.* Геология рудных месторождений, 1965, 7, № 5, 18.
146. *Сарсадских Н. Н., Ровина В. С., Близулькина В. А.* Матер. ВСЕГЕИ, 1960, нов. сер., вып. 40, 39.
147. *Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T.* Am. Min., 1954, 39, Nos. 9—10, 693 (15 хим. анализов).
148. *Виноградская Г. М.* ДАН СССР, 1954, 97, № 5, 899.
149. *Рудник Г. Б.* Сб. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965, 75.
150. *Белянкин Д. С., Петров В. П.* Петрография Грузии. Петрография СССР, сер. 1, 1945, вып. 11, 172.
151. *Буров Ю. П.* Сб. «Материалы по геологии Шинибергска». (Ротапринт.) Л., И.-в. ин-т геологии Арктики, 1965, 260.
152. *Павлов Н. В., Краченко Г. Г., Чурпынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968, 32.
153. *Сахно В. Г., Щека С. А., Куренцова Н. А., Макарова Ж. А.* ДАН СССР, 1968, 180, № 1, 199.
154. *Aoki K.* Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 248.
155. *Sharp R. W., Williams C. R.* Am. Min., 1935, 20, No. 7, 502.
156. *Соболев Н. Д.* ДАН СССР, 1947, нов. сер., 57, № 6, 603.
157. *Егорев Л. С., Гольдбург Т. Я., Шихорина К. М.* Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 36.
158. *Querfain F., Jakob J.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1950, 30, H. 1, 198.
159. *Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И., Леонова Е. П., Каденский А. А., Павлов В. А.* Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960, 305.
160. *Дилакторский Н. Л.* Тр. СОПС АН СССР, 1932, сер. сибирск., вып. 1, 30.
161. *Noe-Nygaard A.* Medd. Dansk geol., for., 1941, 10, H. 1, 22.

162. *Deriu M.* Period. min., Roma, 1959, 28, №. 2—3, 259.
 163. *Oji Y. J.* Japan. Assoc. min., petr. econ. geol., 1961, 45, No. 4, 133 (текст японский).
 164. *Крюков А. В.* Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минерального сырья, 1964, вып. 35, 16.
 165. *Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S.* Am. Min., 1936, 21, No. 11, 679.
 166. *Ганеева Г. М.* Геология и геофизика, 1960, № 10, 46.
 167. *Mathias M.* Min. Mag., 1949, 28, No. 204, 486.
 168. *Neuvonen K. J.* Bull. Comm. géol. Finl., 1956, 29, No. 172, 1.
 169. *Wilkinson J.* Min. Mag., 1966, 35, No. 276, 1061.
 170. *Schütz D. N.* Jb. Min., Abhandl., 1967, 106, H. 2, 158.
 171. *Fornaseri M.* Period. min., Roma, 1955, 20, 225.
 172. *Zambonini F.* Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 266.
 173. *Carobbi G., Alfani M.* Period. min., Roma, 1932, 3, 211.
 174. *Лебедев П. И.* Сб. «Акад. В. И. Вернадскому». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 999.
 175. *Шинкарев Н. Ф.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19, 359.
 176. *Palmgren J.* Bull. Geol. inst. Upsala, 1917, 14, 116.
 177. *Wheeler E. P.* Canad. Min., 1965, 8, pt. 3, 339.
 178. *Suwa K. J.* Earth sci., Nagoya univ., 1964, 12, 129 (по Mineral. J., Japan, 1968, 5, No. 4, 296).
 179. *Spencer L. J.* Min. Mag., 1932, 23, No. 136, 38.
 180. *Madigan C. T.* Min. Mag., 1939, 25, No. 165, 353.
 181. *Чирвинский П. П.* Метеоритика, 1949, вып. 6, 55.
 182. *Дорфман М. Д., Буссен И. В., Дудкин О. Б.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 167.
 183. *Dittman J.* Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphys. u. Petrogenese, 1959, 2, 86.
 184. *Bowen N. L., Schairer J. F.* Am. J. Sci., 1932, ser. 5, 24, 177.
 185. *Bowen N. L., Anderson O.* Am. J. Sci., 1914, 37, 487.
 186. *Ringwood A. E.* Am. J. Sci., 1956, 254, No. 11, 707.
 187. *Davis B. T. C., England J. L. J.* geophys. res., 1964, 69, No. 6, 1113.
 188. *Soda N., Anderson O. L. J.* Am. Ceram. Soc., 1967, 50, No. 5, 239.
 189. *Koltermann M., Müller K. H.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, H. 1, 20.
 190. *Ringwood A. E.* Am. Min., 1959, 44, Nos. 5—6, 659.
 191. *Boyd F. R., England J. L.* Carnegie Inst. Washington, Year book, 1960, No. 59, 48.
 192. *Akimoto S., Fujisawa H.* Earth a. Planetary sci. letters, 1966, 1, 237.
 193. *Akimoto S., Ida Y.* Earth a. planetary sci. letters, 1966, 1, 358.
 194. *Sclar C., Carrison L.* Trans. Am. Geophys. Union, 1966, 47, 207; Geol. Soc. Am., Spec paper, 1966, No. 101, 195.
 195. *Ringwood A. E.* Trans. Am. Geophys. Union, 1968, 49, 355.
 196. *Heritsch H.* Anzeig. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 1966, 103, Nr. 8, 131.
 197. *Kikuchi T. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1967, 57, No. 5, 200.
 198. *Noughton J. J., Fujikawa Y.* Nature, 1959, 184, No. 4688, 96.
 199. *Champruss P. E., Gay P.* Nature, 1968, 218, No. 5137, 157.
 200. *Kôzu S., Ueda J., Tsurumi S.* Proc. Imp. Acad., Tokyo, 1934, 10, 83 (по реферату Min. Mag., 1934, 23, No. 146, Min. Abstr., 5, No. 11, 510).
 201. *Weiskirchner W.* Rend. Soc. min. Ital., 1958, 14, 355.
 202. *Купаевский Б. М.* Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1936, вып. 9, 53.
 203. *Заварицкий А. Н.* Коренные м-ния платины на Урале. Матер. по общей и прикл. геол., 1928 вып. 108, 1.
 204. *Wagner P. A.* The platinum deposits and mines of South Africa. Edinburgh — London, 1929, 50.
 205. *Augustithis S. S.* Chem. d. Erde, 1965, 24, H. 2, 159.
 206. *Заварицкий А. Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд-во Гос. н.-т. геол., разв., 1932.
 207. *Onuki H.* Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, 1965, 9, No. 2, 217.
 208. *O'Hara M. J., Mercy E. L. P.* Am. Min., 1966, 51, Nos. 3—4, 336.
 209. *Dunham A.* Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1410.
 210. *Малахов И. А.* Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, сб. 6, 27.
 211. *Vogt J. H. L.* Vidensk. Geselskr. Skrift., 1924, 1, No. 15, 1.
 212. *Денисов Е. П.* Геология и геофизика, 1965, № 4, 168.
 213. *Drever H. I., Johnston R.* Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1957, pt. 2, 63, 289.
 214. *Кузнецов Е. А.* Тр. ИГи АН СССР, 1950, вып. 116, 14.
 215. *Соболев В. С.* Уч. зап. Львовск. ун-та, 1947, 6, сер. геол., вып. 5, 1.
 216. *Griff E.* Period. min., Roma, 1935, 6, 129.
 217. *King E. A.* Am. Min., 1961, 46, Nos. 5—6, 747.
 218. *Favretto L.* Studi Trentini Sci. natur., Ser. A, Abiol., 1966, 43, 106 (по реферату Chem. Abstr., 1967, 66, No. 6, 2021).
 219. *Соболев В. С.* Тр. Арктич. н.-и. ин-та, 1936, 43, 1.
 220. *Лебедев А. П.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 29, 4.
 221. *Годлевский М. Н., Баталиев А. Д.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 196.

222. Никишов К. П., Никишова Л. В. Сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966, 170.
223. Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967, 62.
224. Соболев В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1933, 62, вып. 2, 493.
225. Ильин И. В., Курылева Н. А., Попугаева Л. А., Сигал Я. Б. Разведка и охрана недр, 1958, № 2, 8.
226. Благулькина В. А., Ровша В. С., Сарсадских Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 236.
227. Милашеев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Изд-во «Недра», 1965, 1.
228. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. Изд-во «Недра», 1968, 99.
229. Николаев В. А. Тр. Госл. ком-та, 1928, вып. 169.
230. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, 1958/59, 1.
231. Заварицкий А. П. Зап. Мин. об-ва, 1931, 60, вып. 2, 153.
232. Мареница Т. Ю. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 17, 3.
233. Заварицкий А. Н. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1953, вып. 7, 43.
234. Иабоко С. И. Сб. «Академику Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 391.
235. Попков В. Ф. Тр. Камчатск. вулкан. станции АН СССР, 1948, вып. 2, 72.
236. Эрлих Э. Н. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1960, вып. 18, 62.
237. Barth T. F. W. Am. J. Sci., 1931, 21, No. 125, 377.
238. Muir I. D. Min. Mag., 1954, 30, No. 225, 376.
239. Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8, 221.
240. Белов И. В. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., 1958, вып. 8, 146.
241. Бакунд О. О. Изв. СПб. АН, 1915, сер. 6, № 2, 113.
242. Гапеева Г. М. Матер. ВСЕГЕИ, 1957, вып. 21, петр. сб. № 2, 5.
243. Wilkinson J. F. G. Geol. Mag., 1956, 93, No. 6, 441.
244. Белянкин Д. С. Матер. Комиссии по изучению Якутской АССР, 1927, вып. 23, 1.
245. Hawkes L. Quart. J. Geol. Soc. London, 1924, 80, 549.
246. Carmichael I. S. E. Am. Min., 1967, 52, Nos. 11—12, 1832.
247. Murdoch J., Webb R. W. Am. Min., 1940, 25, No. 8, 549.
248. Iddings J. P., Penfield S. L. Am. J. Sci., 1885, 30, 58; 1891, 40, 75.
249. Soellner J. Zs. Krist., 1911, 49, 150.
250. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1962, 1, 170; 1962, 4, 717; 1963, 5, 53.
251. Коленко Б. З. Тр. Ин-та мин. петр., крист., 1929, вып. 8, 65.
252. Смирнов С. С. Тр. Геол.-разв. упр., 1933, вып. 327, 290.
253. Trommsdorff V. Schweiz. min., petr. Mitt., 1966, 46, H. 2, 421.
254. Oftedal I. Norsk geol. tidsskr., 1949, 28, H. 1, 46.
255. Flink G. Ark. kemi, min., geol., 1916—17, 6, H. 5, No. 21, 1.
256. Гроцева О. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 5, 583.
257. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1917, 40, 62.
258. Чираинский П. Н. Изв. Донск. политехн. ин-та, Новочеркасск, 1918, 6, отд. 2, 1.
259. Чираинский П. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1939, 68, вып. 4, 580.
260. Коломенский В. Д., Михеева И. В. Метеоритика, 1963, вып. 23, 62.
261. Ясинская А. А. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 172.
262. Овчинников Л. Н., Юдин И. А. Метеоритика, 1966, вып. 27, 76.
263. Юдин И. А. Метеоритика, 1968, вып. 28, 66.
264. Mason B. Geoch., cosm. acta, 1963, 27, No. 10, 1011; там же, 1967, 31, 1100.
265. Майсон Б. Метеориты. Изд-во «Мир», 1965 (перевод с англ.).
266. Mason B. Min. Mag., 1967, 36, No. 277, 123.
267. Mason B., Nelen J., White J. B. Science, 1968, 160, No. 3823, 66.
268. Mueller R., Olsen E. J. Min. Mag., 1967, 36, No. 279, 311.
269. Binns R. A. Am. Min., 1967, 52, Nos. 9—10, 1549.
270. Kerridge J. F. Nature, 1968, 217, No. 5130, 729.
- 270а. Предовский А. А., Жануrows А. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1968, вып. 6, 39.
271. Лебедев А. А., Смирнов Г. И. Сб. «Геология алмазных м-ний». Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1963, сб. 9, 103.
272. Struve H. Leidse Geol. Meded., 1959, 22, 232.
273. Smith J. V., Mason B. Новые данные.
274. Прохорова С. М., Евзикова И. З., Михайлова А. Ф. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1966, 140, 153.
275. Sun M. S. Am. Min., 1957, 42, Nos. 7—8, 525.
276. Smith W. W. Min. Mag., 1959, 32, No. 247, 324.
277. Brousse R. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, No. 2, 153.
278. Lemaitre O., Brousse R., Goni J., Remond G. Bull. Soc. fr. min., 1966, 89, No. 4, 477.

279. *Fawcett J. J.* Min. Mag., 1965, 35, No. 269, 55.
 280. *Pridler R. T., Cole W. F.* Am. Min., 1942, 27, No. 5, 373.
 281. *Sabatier G. C. R.*, Paris, 1950, 230, No. 22, 1962.
 282. *Shankland T. J., Hemmenway K.* Am. Min., 1963, 48, Nos. 1—2, 200.
 283. *Shankland T. J.* Bull. Am. Ceram. Soc., 1967, 46, No. 12, 1160.
 284. *Jordan W., Naughton J. J.* Am. Min., 1964, 49, Nos. 5—6, 806.
 285. *Григорьев Д. П.* Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 1, 63.
 286. *Дилакторский Н. Я.* Тр. 3-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1940, 79.
 287. *Hey M. H., Bannister F. A.* Min. Mag., 1948, 28, No. 201, 333.
 288. *Bradley W. F., Grim R. E.* Am. Min., 1951, 36, Nos. 3—4, 182.
 289. *Brindley G. W., Zussman J.* Am. Min., 1957, 42, Nos. 7—8, 461.
 290. *Ball M. C., Taylor H. F. W.* Min. Mag., 1963, 33, No. 261, 467.
 291. *Johns W. D.* Bull. Am. Ceram. Soc., 1965, 44, No. 9, 682.
 292. *Brindley G. W., Sultana Z. A.* Acta cryst., 1950, 3, pt. 1, 25.
 293. *Леонтьева А. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1947, 76, вып. 3, 202.
 294. *Bowen N. L., Schairer J. F.* Am. J. Sci., 1935, 29, 294.
 295. *Sahama T. G., Torgeson D. R.* J. of Geology, 1949, 57, No. 3, 255.
 296. *Carapezza M.* Rend. Soc. min. Ital., 1965, 21, 340.
 297. *Andersen D. L.* Science, 1967, 157, No. 3793, 1165.
 298. *Naftiger R., Muan A.* Am. Min., 1967, 52, Nos. 9—10, 1364.
 299. *Schairer J. F., Osborn E. F.* J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, No. 5, 160.
 300. *Greig J. W.* Am. J. Sci., 1927, 13, 15.
 301. *Ralston R. R., Faust G. T. J.* Am. Ceram. Soc., 1942, 25, No. 11, 294.
 302. *Ricker R. W., Osborn E. F.* J. Am. Ceram. Soc., 1954, 37, No. 3, 133.
 303. *Bowen N. L., Riddle O. F.* Bull. Geol. Soc. Am., 1948, 60, 439.
 304. *Bennington K. O. J.* of Geology, 1956, 64, No. 6, 558.
 305. *Campbell F., Roeder P.* Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 257.
 306. *Glasser F. P., Osborn E. J.* Am. Ceram. Soc., 1960, 43, No. 3, 132; *Glasser F. P.* Am. J. Sci., 1961, 259, No. 1, 46.
 307. *Segnit E. R., Holland A. E.* J. Am. Ceram. Soc., 1965, 48, No. 8, 409.
 308. *Roedder E.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2, 435.
 309. *Luth W. C.* J. Am. Ceram. Soc., 1967, 50, No. 4, 174.
 310. *Yoder H. S.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2, 569.
 311. *Roy D. M., Roy R.* Am. Min., 1955, 40, Nos. 3—4, 147.
 312. *Curien H., Ruaux R., Rimsky A.* Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No. 1, 3.
 313. *Osborn E. F., Tait D. B.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2, 413.
 314. *Schwoertfeger H. F.* Trans. Metall. Soc., 1966, 236, 201.
 315. *Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E.* Am. J. Sci., 1933, 25, 273, 26, 693.
 316. *Schairer J. F., Yagi K.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2, 471.
 317. *Bowen N. L., Schairer J. F.* J. of Geology, 1938, 46, No. 3, 397.
 318. *Островский И. А., Ольшанский Я. О.* ДАН СССР, 1956, 107, № 6, 881.
 319. *Стрелов К. К., Малыгин П. С.* Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1953, вып. 2, 237.
 320. *Ламин В. В.* Тр. ИГи АН СССР, 1945, вып. 77, петрогр. сер., № 25, 48 (образование в плаках; обзор систем с оливином).
 321. *Митюнин Ю. К., Колесникова В. В., Новикова Ю. И.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1968, вып. 6, 292.
 322. *Медведев А. Г.* Тр. ИГи АН КазССР, 1961, 4, 140.
 323. *Webster R.* Gemmologist, London, 1938, 7, No. 81, 99.
 324. *Eppler W. F.* Zbl. Min., 1939, 4, H. 4, 102.
 325. *Pratt J. H.* Am. Min., 1933, 18, No. 4, 148.
 326. *Ферсман А. Е.* Драгоценные и цветные камни. Изд-во Росс. АИ, 1923, 1, 145.

Т а л а с с к и т (иначе талласкит) — talasskite (Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+})₆(SiO₄)₃. Соотношение с оливином, в частности с фаялитом, не ясно. Порошкограмма отсутствует. Назван по месту находки [1].

Кристаллы (до 4—5 см). Сп. весьма совершенная по одному направлению, менее совершенная — по двум направлениям. Тв. 5¹/₂—6. Уд. вес 4,1. Цв. светло-буровато-коричневый. Черта светло-желтоватая. Бл. алмазовидный на плоскости спайности, смоляной в изломе. Просвечивает. Слабый плеохроизм: по Ng — светло-желтовато-бурый, по Nm и Np — бесцветный. Двусный (—); Ng и Np параллельны плоскости совершенной спайности, Nm — плоскости менее совершенной спайности; $n_g = 1,906—1,908$, $n_p = 1,870$ (Na); $2V = 49^\circ$, дисперсия $r > v$, слабая.

Анализ: Na_2O — 0,71, K_2O — 0,08, MgO — 2,54, CaO — 0,20, MnO — 0,02, FeO — 54,88, Fe_2O_3 — 12,07, SiO_2 — 29,87, TiO_2 — 0,08; сумма 100,45. Плавится при 1250° .

Встречен в Таласской долине в Кирг. ССР в приконтактовой зоне пегматитовой жилы, сложенной в основном микроклин-пертитом, альбитом, кварцем и содержащей немного торита, циркона и алмандина.

По Никитину, от фаялита таласскит отличается по совершенной спайности и прозрачности [1].

Л и т е р а т у р а

1. Никитин В. Д. Зап. Мин. об-ва, 1936, 65, вып. 2, 281.

Кнебелит Knebelite
($\text{Mn,Fe})_2[\text{SiO}_4]$

Тефроит Tephroite
 $\text{Mn}_2[\text{SiO}_4]$

Кнебелит и тефроит — члены второго отчетливо проявившегося в группе оливина непрерывного изоморфного ряда: фаялит (Fa — крайний железистый член) — кнебелит — тефроит (крайний марганцовый член). Минералы этого ряда обычно содержат также некоторое количество магния (молекулу форстерита); для искусственных соединений установлен непрерывный изоморфный ряд Mn_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 . Для минералов ряда фаялит (Fa) — тефроит предложено и более детальное подразделение [1]:

		Fa, мол. %
фаялит	fayalite	100—95
манганфаялит	mangan-fayalite	95—80
железистый кнебелит (феррокнебелит)	iron knebelite	80—60
кнебелит	knebelite	60—40
манганкнебелит	mangan-knebelite	40—20
железистый тефроит (ферротефроит)	iron tephroite	20—5
тефроит	tephroite	5—0

Кнебелит назван по имени открывшего минерал майора Кнебеля (Дёбсрайнер, 1817): первое описание минерала, приведенное Дёбсрайнером, однако, не соответствует характеристике минерала, теперь называемого кнебелитом. Тефроит назван по окраске от греч. *tephros* (тефрос) — пепельно-серый (Брайтхаупт, 1823).

Синон. Игелстрёмит — igelströmite (Вайбел, 1883) — идентичен железистому кнебелиту или манганфаялиту. Феррогумит — ferrohumite (Скаковский, 1929) из Садонского рудника является кнебелитом (Вардьянц [2], Радкевич, Тобелко [3]).

Измененными тефроитами признаются эпигенит — epigenite и неотезит — neotesite (Игельстрём, 1890). Висльаурит (виллаурит) — viellaurite (Линау, 1899), по данным Лакруа (1922) — смесь тефроита и родохрозита. Гидроитефроит — hydrotephroite (Игельстрём, 1865) частью измененный тефроит (Дана, 1892), частью лейкофеницит (Мур, 1967).

Разнов. Пикротефроит, микрокнебелит, рёшперит.

Характ. выдел. Сплошные выделения, зерна, радиально-лучистые агрегаты; кристаллы редки (у тефроита из Франклина до 2,5 см [4], у кнебелита из пегматитов Средней Азии — 10 см и более [5, 6]).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pbnm*; $Z=4$.

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Fe, мол. %	№ хим. анализа	М-ние
4,871	10,636	6,232	0,458:1:0,586	—	—	Фрачклин [7]
4,862	10,62	6,221	0,458:1:0,586	—	—	» [8]
4,854	10,602	6,162	0,458:1:0,581	46	10	Данемора [9]
4,851	10,595	6,154	0,461:1:0,583	54	9	»
4,847	10,569	6,141	0,459:1:0,581	54	8	Тунаберг [9]
4,843	10,556	6,133	0,459:1:0,581	57	7	Халланд [9]
4,82	10,56	6,12	0,456:1:0,580	~67	—	Садон [3]
4,837	10,541	6,122	0,459:1:0,581	58	6	Сальберг [9]
4,836	10,533	6,121	0,459:1:0,581	62	5	Скиннрангсруван [9]
4,842	10,561	6,127	0,458:1:0,580	69	—	Ивате [10]
4,824	10,454	6,091	0,461:1:0,583	58	16	Хагруван [9]
4,839	10,48	5,95	0,462:1:0,568	85	3	Средняя Азия [6]
4,834	10,518	6,111	0,460:1:0,581	85	2	Басткерк [9]

Здесь данные Хенрикуеса [9], а также Радкевича и Тобелко [3] приведены в установке, принятой для всех минералов группы оливина. Оси a , b , c установки Хенрикуеса, которой придерживаются Иосимура [11], Штрунц, Радкевич и Тобелко, отвечают осям c , a , b принятой здесь установки.

Параметры элементарной ячейки несколько возрастают с увеличением содержания марганца (с уменьшением содержания фаялитовой молекулы).

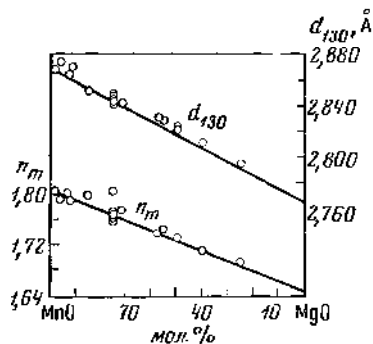
Уравнения регрессии, связывающие параметры элементарной ячейки и состав (без учета Ca), по Хенрикусу [11] (оси указаны в принятой здесь установке):

$$a_0 = (4,826 \pm 0,001) x_1 + (4,884 \pm 0,002) x_2 + (4,778 \pm 0,004) x_3,$$

$$b_0 = (10,495 \pm 0,004) x_1 + (10,729 \pm 0,007) x_2 + (10,206 \pm 0,016) x_3,$$

$$c_0 = (6,094 \pm 0,002) x_1 + (6,231 \pm 0,004) x_2 + (5,989 \pm 0,008) x_3,$$

где x — мол. % Fe_2SiO_4 , x_2 — мол. % Mn_2SiO_4 , x_3 — мол. % Mg_2SiO_4 .



Фиг. 53. Зависимость межплоскостных расстояний (d_{130}) и показателя преломления (n_m) от состава в изоморфном ряду тефрит — форстерит (по Хёрлбату)

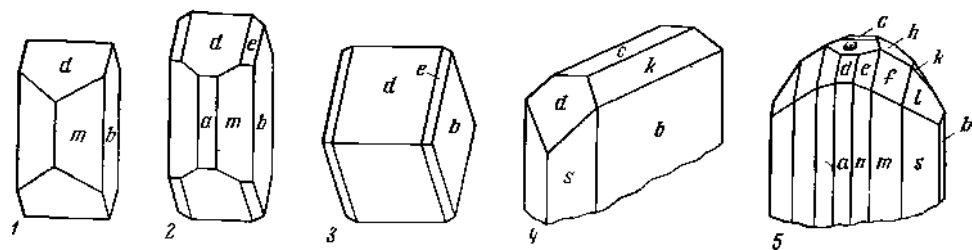
Уравнения регрессии с учетом содержания кальция см. на стр. 169. Хёрлбат [7] указал на возможность использования значений d_{130} для определения отношения $MnO : MgO$ в тефритах (фиг. 53): при использовании $CuK\alpha$ -излучения d_{130} прямолинейно изменяется от 2,766 Å у Mg_2SiO_4 до 2,867 Å у Mn_2SiO_4 ; вхождение Fe^{2+} и Zn в минералы несколько уменьшает, присутствие Ca — увеличивает значение d_{130} .

Структура как у оливина.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} — mmm (3L_23PC)$; $a:b:c=0,461:1:0,589$ (по Пэлэчу) [4].

Наблюдавшиеся формы [4, 12, 13]:

c	001	y	150	r	130	m	110	h	011	ω	103	l	131
b	010	z	140	s	120	n	210	k	021	d	101	q	122
a	100	j	270		580	p	310	u	031	e	111	f	121



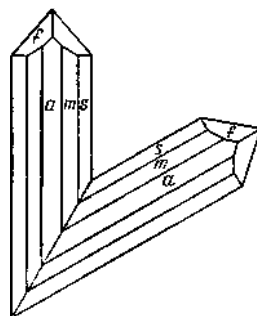
Фиг. 54. Кристаллы тефроита
(по Пэлэчу)

1—3 — Стерлинг Хил; 4—5 — Франклин

Более обычные формы: a (100), b (010), m (110), d (101), k (021) и e (111). Значения угловых координат и межгранных углов близки к таковым у оливина (см. выше).

Кристаллы (фиг. 54) призматические, удлиненные по оси c , редко по оси a [12], в большей или меньшей степени уплощены по b (010), иногда псевдокубические. Двойники по (011) (фиг. 55); в шлифах нередки полисинтетические двойники [14, 15], иногда — тройники. Отмечались ориентированные сростания тефроита с виллемитом (оси c обоих параллельны)

Фиг. 55. Двойник тефроита,
Франклин
(по Пэлэчу)

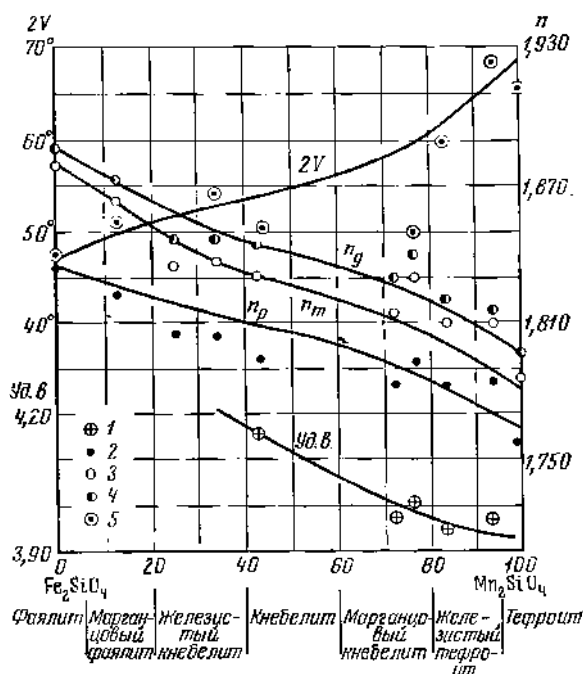


[7], с аллеганитом (см. «Аллеганит») [16]. На Садонском месторождении установлены субграфические сростания кнебелита с пирротином, реже с халькопиритом [3].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (010) и по (001) совершенная [3—4], по (110) несовершенная; у минералов ряда кнебелит — тефроит из Швеции сп. плохо выражена. Изл. раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6 у тефроита, до $6\frac{1}{2}$ у кнебелита. Уд. вес. 3,8 до 4,33 (вычисл. для Mn_2SiO_4 — 4,15) [7]. Цв. серый, бурый, красноватый, оливково- и черно-зеленый до черно-бурого и черного; во Франклине встречается тефроит сине-зеленый при дневном и розовый при искусственном свете [4]. У агрегатов цв. пепельно-серый, бурый, у измененных зелено-черный и черный. Черта серая. Бл. стеклянный до жирного и смоляного. Просвечивают или прозрачны.

Тефроит из Франклина слабо магнитен [7]; Mn_2SiO_4 при температурах ниже $50^\circ K$ становится антиферромагнитным [17].

Частота и интенсивность полос инфракрасного спектра уменьшаются с увеличением содержания Mn: у кнебелита полосы (в cm^{-1}) 953, 940, 913, 870, 823 и 560, у тефроита 943, 908, 855, 813 и 554 [18]. Теплота образования тефроита из элементов $\Delta H_{298}^0 = (-) 413,5$ ккал/моль; энтропия $S_{298}^0 = 39,00$ ккал/град·моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298}^0 = (-) 390,0$ ккал/моль [19].



Фиг. 56. Зависимость оптических свойств и удельного веса от состава в ряду $Fe_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ (по Винчелу)

1 — уд. вес. 2 — n_p , 3 — n_m , 4 — n_g , 5 — $2V$

Микр. В шлифах почти бесцветные, бледно-желтоватые, буроватые. Иногда слабо плоскохроируют: по Ng — зеленовато-голубым, по Nm — красноватым, по Np — буроватым ($Np < Ng < Nm$) или по Ng — голубоватым, по Np — бледно-желтым (по Диру и др.). Двуосные (—). Пл. опт. осей (001), $Ng=a$, $Np=b$. Показатели преломления в ряду $Fe_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ понижаются (фиг. 56), в ряду $Mg_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ возрастают по мере увеличения содержания марганца. У искусственных соединений [20]:

	n_g	n_m	n_p	$2V$
Fe_2SiO_4	1,875	1,864	1,824	47°
Mn_2SiO_4	1,82	1,805	1,78	~50
Mg_2SiO_4	1,670	1,651	1,635	81

n_g минералов варьирует в пределах 1,87—1,78, $n_m=1,86-1,76$, $n_p=1,83-1,75$; $2V=47-65^\circ$ (см. при хим. анализах). Вхождение Mg [9], а также Ca [21] понижает показатели преломления минералов, влияние Zn не выяснено. Наличие Mg вызывает увеличение $2V$. В изоморфных рядах искусственных $Mg_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ и $Fe_2SiO_4-Mn_2SiO_4$ значение $2V$ линейно возрастает с увеличением содержания тефроитовой молекулы [22].

Дисперсия показателей преломления и $2V$ у тефроита из Пайсберга (Швеция) [22]:

λ , мкм	n_g	n_m	n_p	$2V$
670	1,791	1,780	1,754	66°16'
650	1,795	1,784	1,759	65 57
600	1,797	1,786	1,759	65 22
589	1,797	1,786	1,759	65 18
550	1,804	1,793	1,765	64 26
535	1,805	1,794	1,766	64 12

Хим. Теор. состав тефроита: MnO — 70,25, SiO_2 — 29,75, клебелита (при $Mn : Fe = 1 : 1$): MnO — 34,96, FeO — 35,42, SiO_2 — 29,62, фаялита: FeO — 70,52, SiO_2 — 29,48. Минералы ряда характеризуются различным соотношением Mn и Fe (смесимость в ряду Mn_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 неограниченная); Mn и Fe частично замещаются Mg , Zn и Ca ; остальные элементы, устанавливаемые хим. анализами, очевидно входят в состав примесей других минералов. Содержание Mg повышено в пикроклебелите (до 12,46 MgO) и в пикротефроите; содержание CaO обычно незначительно; ZnO в небольшом количестве отмечается нередко, для тефроита из Франклина и Стерлинг-Хила его содержание характерно и достигает 18,9% ZnO (около 22 мол. % Zn_2SiO_4) [4], однако окончательно не установлено, какая доля цинка связана с включениями франклинита и виллемита (растворимость Zn_2SiO_4 в Mn_2SiO_4 ограничена) [7]. Повышенное количество Fe_2O_3 в некоторых минералах ряда, возможно, связано с их изменением.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,24	—	—	—	} 0,04	—	—	—	—
K_2O	0,12	—	—	—		—	—	—	—
MgO	0,70	2,32	1,05	0,37	3,89	4,51	2,68	2,14	0,97
CaO	0,34	0,29	0,10	0,47	0,07	0,02	0,80	0,26	0,09
MnO	5,14	5,75	7,77	12,55	19,59	21,40	23,53	27,88	29,85
FeO	55,66	60,65	57,17	52,04	44,92	41,45	39,49	38,28	36,90
Al_2O_3	0,75	0,92	Не обн.	0,19	0,58	0,58	0,86	0,78	0,48
Fe_2O_3	7,42	0,87	4,41	5,18	0,72	0,66	1,73	0,67	2,02
SiO_2	27,26	28,24	28,98	26,94	29,40	30,80	30,07	29,28	28,70
TiO_2	0,62	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	0,16	—	0,15	—	0,08
H_2O^+	0,58	—	—	} 0,05	0,59	—	0,58	—	0,80
H_2O^-	—	—	—		0,06	—	0,07	—	0,05
Сумма	99,83*	99,04	99,48	100,71**	100,02	99,42	99,96	99,29	99,94
Уд. в.	—	4,245	4,30	—	4,166	4,159	—	4,180	4,219
n_g	1,872	1,853	1,851	1,882	1,834	1,828	1,831	1,830	1,830
n_m	1,861	1,843	—	—	1,824	1,818	1,822	1,822	1,823
n_p	1,822	—	1,813	1,835	—	—	—	—	—
(—) $2V$	—	50,7°	48°	48°	51,5°	52,5°	49,6°	47,6°	45,6°
Mn_2SiO_4	7,7	8,2	11,0	18,0	27,6	30,5	34,5	39,9	43,9
Fe_2SiO_4	89,8	85,5	86,1	80,2	62,6	58,2	57,1	54,2	53,6
Mg_2SiO_4	1,8	5,8	2,6	1,0	9,7	11,3	6,9	5,4	2,2
Ca_2SiO_4	0,6	0,5	0,2	0,8	0,1	—	1,5	0,5	0,2

* В том числе около 1% ZnO .

** В том числе кварца 2,82%.

1 — мас Орлова, Приморье, анал. Погорелова и Конькова [23]; 2 — Басткери, Швеция, анал. Ааремее [8]; 3 — Чаркасарский массив, Средняя Азия, анал. Садикова [6]; 4 — Гиссарский хребет, Средняя Азия, анал. Степан [5, 24]; 5—9 — Швеция, анал. Ааремее [9] (5 — Скьярангсруван, 6 — Сильберг, 7 — Хилланд, 8 — Тунаберг, 9 — Дамсмор).

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	} 0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O		—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,42	2,10	2,53	—	9,64	4,92	12,46	6,0	6,58
CaO	0,18	2,08	1,27	—	—	0,05	0,24	2,7	Не обн.
MnO	34,63	62,12	65,12	67,62	43,64	49,57	14,62	41,5	60,66
FeO	31,87	4,57	0,85	—	4,41	3,94	38,58	18,6	0,17
ZnO	—	—	—	0,16	12,15	10,22	—	—	—
Mn ₂ O ₃	—	—	—	3,14	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,28	0,10	Не обн.	} 0,25	—	—	0,97	—	Сл.
Fe ₂ O ₃	1,73	—	—		—	—	0,69	—	0,23
SiO ₂	28,90	28,78	30,27	28,61	29,53	30,17	31,58	31,2	31,48
TiO ₂	—	—	0,03	—	—	—	—	—	Не обн.
CO ₂	0,05	0,50	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,83	—	0,10	—	—	—	—	—	0,38
H ₂ O ⁻	0,07	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
П. п.	—	—	—	—	—	1,00	—	—	—
Сумма	99,98	100,25	100,17	99,86*	99,37	99,87	99,14	100,0	99,57
Уд. в.	4,183	3,98	4,03	3,94	4,10	—	—	3,98	3,87
n _g	1,828	1,817	1,812	1,797	—	—	1,796	1,830	1,779
n _m	1,820	1,810	1,802	—	—	—	1,784	1,815	1,766
n _p	1,788	1,782	1,759	—	—	—	—	1,787	1,750
(—) 2V	47,4°	68°	65°	Большой	—	—	61,2°	56°	66°
Mп ₂ SiO ₄	50,2	85,1	90,4	100	—	—	7,5	56,2	83,8
Fe ₂ SiO ₄	45,8	6,2	1,2	—	—	—	58,4	24,9	0,2
Mg ₂ SiO ₄	3,6	5,1	6,2	—	—	—	33,6	14,3	16,0
Ca ₂ SiO ₄	0,3	3,6	2,2	—	—	—	0,5	4,6	—

* В том числе 0,08% As₂O₃ (примесь саркинита); Mп₂O₃ и Zn — за счет примеси франклинита.

10 — Далемора, Швеция [9]; 11 — рудник Касо, Япония, анал. Иосимура [1]; 12 — Химегамори, Япония, анал. Хасегава [25]; 13 — Джумарт, Каз. ССР [26]; 14 и 15 — Франклин, США (14 — анал. Бауер [4], 15 — анал. Ито [7]); 16 — Хаграван, Швеция анал. Ларемее [9]; 17 — рудник Касо, Япония, анал. Иосимура [1]; 18 — рудник Но, да-Тамагава, Япония [27].

Анализы минералов ряда фаялит — тефроит см. также в работах [1, 4, 6, 9, 10, 22, 25, 28—32], в справочнике Дира, Хауи и Зусмана, более старые — у Дёльтера.

Диagn. исп. Растворяются в HCl с выделением студенистого кремнезема. П. п. тр. плавятся с трудом, образуя магнитный шарик. Дают реакцию на марганец.

Повед. при нагр. Тефроит плавится при 1345° [33].

Нахожд. Минералы ряда фаялит — тефроит за исключением чистого фаялита встречаются главным образом в железо-марганцевых месторождениях и связанных с ними скарнах, реже — в метаморфических породах, образовавшихся из обогащенных марганцем осадков; кнебелит установлен в некоторых пегматитах и кислых породах.

В Советском Союзе тефроит обнаружен в железо-марганцевых месторождениях Джумарт и Камыс (Центральный Казахстан) [26, 34]; в месторождении Джумарт наблюдаются две генерации минерала: тефроит I — ассоциируется с франклинитом, саркинитом и марганецсодержащими хлоритом и кальцитом; тефроит II — с саркинитом II. В Казахской ССР тефро-

ит известен также в рудах Караджальского месторождения, сопровождается родонитом, фриделитом, куммингтонитом и родохрозитом [35, 36]; установлен в Южно-Хинганском марганцевом месторождении [37].

На Мадагаскаре около Фотадрево тефроит наряду с кальцитом, родонитом, спессартином и вадом наблюдается в серии жил среди амфиболитов [38]. Кирпично-красные скопления тефроита, спессартина, родонита и родохрозита встречены в карьерах Моозербодена около Зальцбурга (Австрия) [39], скопления тефроита в ассоциации со спессартином, родонитом и бустамитом — в Мелдоне (Девоншир, Англия) [31]. Жила тефроита с подчиненным количеством спессартина, барита и родонита сечет гнейсы по-ова Кларк в Антарктике [30]. В марганцевом месторождении Химегамори в префектуре Ивате (Япония) тефроит сопровождается гаусманнитом, родонитом и гранатом [25]. В марганцево-цинковых рудах Франклина и Стерлинг-Хила в шт. Нью-Джерси (США), в основном сложенных франклинитом, виллемитом и кальцитом, тефроит содержится в различных количествах; местами он является главным минералом руд; сопровождается также цинкитом. Кроме тефроита — первичного минерала, в этих рудах, по Пэлэчу [4], встречается тефроит, образовавшийся при переотложении марганцевых минералов. В рудах Франклина и Стерлинг-Хила наряду с тефроитом, для которого характерно обогащение цинком, встречались и реперит — разновидность, богатая цинком и железом (см. Разнов.)

В Швеции кнебелит был найден впервые в магнетитовом скарпово-метасоматическом месторождении Дансмора в виде почкообразных выделений, а затем в больших количествах в богатых марганцево-железных месторождениях Пайсберг, Басткерн, Хагруван, Скинарангсгруван, Сильберг и др. [9, 12, 22].

На руднике Курасава (Япония) кнебелит вместе с пиросмалитом, спессартином и сульфидами образует пласты довольно богатой марганцевой руды. Образование марганцевых минералов связывается с метасоматозом в зоне контакта гранодиоритовой интрузии [40].

В месторождении Триберленд в Корнуэлле (Англия), для которого характерны минеральные ассоциации тефроит — бустамит — родонит и тефроит — бустамит — манганокальцит, тефроит является преобладающим минералом [29]. В контактово-метасоматическом месторождении Касо в Японии [1] установлено несколько разновидностей кнебелита: железистый кнебелит встречен в первичных карбонатных рудах и в гранато-родонитовых жилах; пикрокнебелит — в линзах и обломках жил в сильно раздробленных породах (длина кристаллов до 5 см, содержит включения кальцита и целезиана); марганцевый кнебелит и тефроит наблюдались в ассоциации с кальцитом на контакте с родонитовой жилой, тефроит — также в качестве жильного минерала в ассоциации с небольшим количеством железистого сфалерита. Тефроит является составной частью марганцевых руд [41] рудника Факумаки (Япония). В ассоциации с банальситом и аллеганитом тефроит известен на руднике Бинелт (Девоншир, Англия) [16], совместно с сонолитом, аллеганитом и др. — в ряде марганцевых месторождений Японии [42], вместе со спессартином, родонитом, пьмонитом, аллеганитом и пирофанитом — в калифорнийских (США) марганцевых месторождениях [15, 43].

В Садонском мезотермальном серебро-свинцово-цинковом жильном месторождении (Северный Кавказ, СССР) среди гранитов и кератофиров в рудной зоне сложного характера кнебелитом сложены практически мономинеральные дорудные жилы и мощные линзы на нижних и средних горизонтах месторождения [3]. В метасоматическом свинцово-цинковом месторождении около Ванкувера (Канада) кнебелит наблюдается среди известняков, сопровождается гранатом, диопсидом, актинолитом, эпидо-

том и др., в свинцово-цинковом месторождении Блюбел (Канада) — сульфидами, кварцем, хлоритом, карбонатами [28], в мезотермальном свинцово-цинковом месторождении Санта Эулалия в Мексике — сульфидами, кварцем, ильванитом, марганцовым геденбергитом [28].

Более редки находки кнебелита в пегматитах. В Советском Союзе в пегматитах Гиссарского хребта по р. Харангон (Тадж. ССР) величина отдельных кристаллов кнебелита достигает 10 см; он сопровождается магнетитом, приурочен к крупнозернистой зоне пегматита. Обычно выделения кнебелита окаймлены хлоритизированным биотитом, содержат включения магнетита (до 4,2%) в виде более или менее идиоморфных кристаллов, часто с оторочками кварца [5]. В пегматитах Чаркасарского массива на южном склоне Кураминского хребта (Тадж. ССР) значительно измененный кнебелит (кристаллы до 80 см) встречен вместе с биотитом, ортитом, ильменитом, магнетитом, флюоритом, фергусонитом, циртолитом, торитом [6].

Изм. Довольно легко изменяются при воздействии гидротермальных растворов. На Садонском месторождении кнебелит оказался замещенным агрегатом хлорита, грипалита, кальцита и кварца [3], в Чаркасарском массиве — магнетитом, кварцем, пироксеном и др. [6]. В начальную стадию выветривания покрывается буроватыми (бронзовыми) корочками [36].

Искусств. Тефроит получен в виде ромбических кристаллов путем сплавления MnO_2 и SiO_2 в отношении 2 : 1; при других отношениях совместно с тефроитом возникают гаусманнит и родонит (Бертье, 1823; Буржуа, 1883). Тефроит образуется также при продолжительном воздействии насыщенной водяными парами водорода или углекислого газа на доведенную до красного каления смесь 10 частей $MnCl_2$ и одной части SiO_2 ; при непродолжительном воздействии из такой смеси кристаллизуется родонит (Горжэ, 1883). Тефроит синтезирован также путем выдерживания смеси $Mn_2O_4 \cdot 2H_2O$ и аморфного кремнезема при 800° и давлении около 1000 атм в течение суток [44] или смеси SiO_2 и карбонатов при 950° в течение 90 мин. в струе азота с последующим медленным охлаждением и при 1250° , той же длительности прогрева, но при быстром охлаждении [7]. Тефроит образует эвтектику с родонитом при 1251° , с манганитом — при 1317° [33].

Тефроит, кнебелит, а также рёпперит нередко отмечаются в шлаках [45—47]. Установлены непрерывные изоморфные ряды Mn_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 [48, 49], Mn_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 [1, 8], а также, по-видимому, Mn_2SiO_4 — Ca_2SiO_4 [8, 50, 51].

Практ. знач. Входят в состав некоторых марганцовых руд.

Отл. От богатых магнием оливинов тефроит и кнебелит отличаются меньшими значениями $2V$ и большими показателями преломления, от фаялита — меньшими показателями преломления.

Разнов. П и к р о т е ф р о и т — *picrotephroite* (Дана, 1868) и п и к р о к н е б е л и т — *picroknebelite* (Иосимура, 1939) — тефроит и кнебелит с повышенным содержанием Mg; четко не отграничены от собственно тефроита и кнебелита (анализы 16—18). Пикротефроит из Пайсберга содержит MgO — 18,11, MnO — 46,99 при Fe_3O_4 0,27% (анал. Маузелиус); $n_g=1,740$, $n_m=1,727$, $n_p=1,711$; $2V=85^\circ 20'$ (Na) [22].

Синон. пикрокнебелита: талькинебелит — *Talkknebelit* (Игелстрём, 1890) [52].

Пикротефроит впервые обнаружен в Швеции (в Пайсберге и Лонгбане) [52, 53]; позже встречен в осадочном марганцовом месторождении Нода-Тамагава в Японии (анализ 18) в ассоциации с баритом, гаусманнитом, несокитом и пиритом; образует сростания с гаусманнитом [27]. Пикрокнебелит наблюдался в руднике Касо в Японии [1]. Пикрокнебелитом является и шведский кнебелит из Хагрувана (хим. анализ 16).

Р ё п п е р и т — *ropperite* — $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2[SiO_4]$ — обогащенный цинком и магнием кнебелит.

Назван по имени В. Рёппера (W. T. Roesper), впервые в 1870 г. описавшего минерал (Бруш, 1872). Синон. Роуперит, стирлингит (штирлингит) — stirlingite (Кенгот, 1872).

Образует кристаллы (до 13 см), толстотаблитчатые по *b* (010). Наблюдавшиеся формы [4]: *c* (001), *b* (010), *a* (100), *m* (110), *k* (021), *d* (101), *f* (121), *e* (111), *e* (211). На гранях отмечаются следы растворения.

Сп. по (001) и (010) совершенная, по (100) неясная. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. вес 3,95—4,08. Цв. черный, темно-зеленый с желтоватым оттенком. Черта желтая до красновато-серой. Бл. на плоскостях спайности стеклянный. Просвечивает. Слабо магнитен.

Двуосный (—). Пл. опт. осей (001), $N_g=b$; $n_g=1,804$, $n_m=1,786$, $n_p=1,758$, $n_g-n_p=0,046$; $2V=77\pm 5^\circ$; дисперсия $r>v$ ясная.

Анализы рёпперита из Стерлинг-Хила (анал. Рёппер) [4]:

	MgO	MnO	FeO	ZnO	SiO ₂	Н. о. (шпинель)	Сумма
1.	7,60	16,25	33,78	10,96	30,76	—	99,35
2.	5,63	16,91	35,52	10,68	30,23	1,04	100,01
3.	6,09	17,74	34,78	9,48	30,54	2,02	100,65

Легко разлагается кислотами. П. п. тр. в осколках с трудом плавится.

Очень редок. Встречен в марганцовых месторождениях Франклин и Стерлинг-Хил в шт. Нью-Джерси (США); в Стерлинг-Хиле ассоциируется с виллемитом, франклинитом, джефферсонитом и шпинелью, во Франклине — с ганитом [4]. Известны находки рёпперита в железомарганцовых рудах Скандинавии и Японии [1].

Межплоскостные расстояния тефрита из Франклина *

СтК_α-излучение, дифрактометр

hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
020	10	5,29	040	5	2,65	222	70	1,81
110	10	4,44	131	70	2,60	240	20	1,80
		4,25	112	100	2,56		10	1,73
021	10	4,03	200	15	2,44		20	1,70
111	85	3,61	210; 041	5	2,39		20	1,69
121; 002	15	3,14	122	15	2,36		10	1,65
130	85	2,86	140	10	2,33			
	10	2,81	220; 211	10	2,23			

* ASTM, 9-485.

Межплоскостные расстояния кнебелита из Курасава *

FeK_α-излучение, дифрактометр

hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
020	30	5,31	002	10	2,66	132	10	2,09
021	20	4,02	131	30	2,59	150	10	1,945
111	30	3,58	112	80	2,53	222	30	1,792
002	20	3,08	200	20	2,44	141	10	1,719
130	100	2,86	122	20	2,34	133	20	1,667

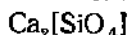
* ASTM, 12-220.

Л и т е р а т у р а

1. Yosimura T. J. Fac. sci. Hokkaido univ., ser. 4, geol., min., 1939, 4, Nos. 3—4, 396.
2. Скаковский Н. К. Минеральное сырье, 1929, № 8, 889; Варданянц Л. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1934, 63, вып. 2, 481.
3. Радкевич Р. О., Тобелко К. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 3, 287.
4. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1937, No. 180, 75.

5. Смольянинов Н. А., Баскин Б. Л., Михайлов К. Я., Мясников В. С., Флоренский В. П. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1936, вып. 34, 49.
6. Гунзбург И. В., Лисицина Г. А., Садикова А. Т., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 16.
7. Hurlbut C. S. Am. Min., 1961, 46, Nos. 5—6, 549.
8. O'Daniel H., Tscheischwilli L. Zs. Krist., 1944, 105, H. 4, 273.
9. Henriques A. Ark. min. geol., 1957, 2, H. 3, nr. 11, 255.
10. Nambu M., Tanida K., Kitamura T. Bull. Res. Inst. mineral res. a. metallurgy Tohoku univ., 1966, 22, 63 (no referary Mineral. J. Japan, 1968, 5, No. 4, 295).
11. Henriques A. Ark. min., geol., 1958, 2, H. 4, nr. 16, 305.
12. Flinck G. Ark. kemi, min., geol., 1916—17, 6, No. 8, 923.
13. Gordon S. G. Acad. natur. sci., Philadelphia, Proc., 1923, 74, 105.
14. Palmgren J. Bull. Geol. inst. Univ. Upsala, 1917, 14, 116.
15. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1919, 78, 443.
16. Smith W. C., Bannister F. A., Hey M. H. Min. Mag., 1944, 27, No. 186, 33.
17. Santoro R. P., Neenham R. E., Nomura S. J. phys., chem. solids, 1966, 27, No. 4, 655.
18. Duke D. A., Strepheps J. D. Am. Min., 1964, 49, Nos. 9—10, 1388.
19. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259 216.
20. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. Перев. с англ. Изд-во «Мир», 1967, 364.
21. Greer W. L. C. Am. Min., 1932, 17, No. 4, 135.
22. Magnusson N. H. Geol. för. förhandl., 1918, 40, H. 5, 601.
23. Зилин С. С., Путинцев В. К., Никифорова И. К., Залищак Б. Л., Ким Чан Сун, Хан Бен Сук, Ли Ун Рен, Хан Уен Се Вар Сен, Пак Ин Кю. Сб. «Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья». Изд-во «Наука», 1966, 111.
24. Флоренский В. Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 315.
25. Otori K., Hasegawa S., Ootomo J. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1952, 4, No. 2, 96.
26. Каюпова М. М. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1963, вып. 6, 57.
27. Lee D. E. Stanford. univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 1.
28. Gunning H. C. Trans. Roy. Soc. Canada, 1936, 30, ser. 3, sect. 4, 19.
29. Russell A. Min. Mag., 1946, 27, No. 194, 221.
30. Mason B. Am. Min., 1959, 44, Nos. 3—4, 428.
31. Howie R. A. Min. Mag., 1965, 34, No. 268, 249.
32. Albanese J. S. Mineralogist, 1964, 32, No. 4, 20.
33. Glasser F. P. Am. J. Sci., 1958, 256, No. 6, 398.
34. Каюпова М. М. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1961, вып. 2, 43.
35. Сапожников Д. Г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 89, 3.
36. Калинин В. В. Железо-марганцовые руды месторождения Караджал. Изд-во «Наука», 1965, 53.
37. Чеботарев М. В. Советская геология, 1958, вып. 8, 114.
38. Behier J. Annal. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 64.
39. Horninger G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1954, 5, H. 1—2, 48.
40. Watanabe T., Kato A. Min. J. Japan, 1957, 2, No. 3, 180.
41. Hirowatari Fumitoshе. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No. 8, 1.
42. Yoshinaga M. Mem. Fac. Sci. Kyushi univ., ser. D, geol., 1963, 14, No. 1, 1.
43. Hewett D. F., Chesterman C. W., Troxel B. W. Econ. Geol., 1961, 56, No. 1, 39.
44. Robin J. Bull. Soc. chim. France, Mém., 1953, 2, Nos. 11—12, 1078.
45. Angel F. Zs. Krist. 1928, 68, 157.
46. Carstens C. W., Kristoffersen Kr. N. Jb. Min., 1931, B.-Bd. 62, A, 163.
47. Ланин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 77, 48.
48. Glasser F. P., Osborn E. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, No. 3, 132.
49. Glasser F. P. Am. J. Sci., 1961, 259, No. 1, 46.
50. Glasser F. P. J. Am. Chem. Soc., 1962, 45, No. 6, 242.
51. Abraham K. C. Indian J. Chem., 1963, 1, No. 6, 245.
52. Igelström L. J. N. Jb. Min., 1890, 1, 248.
53. Patjkull S. R. Geol. för. förhandl., 1877, 3, H. 12, No. 40, 351.

Кальциооливин *Calcio-olivine*



Название кальциооливин применено О'Даниэлем и Чейшвили (1942) [1] для искусственной гамма-модификации Ca_2SiO_4 со структурой оливина и принято для этой модификации в указателе Хейя и в справочнике Штрунца. Здесь это название использовано и для природной $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, описанной Бриджем [2] без названия как γ -дикальцевый силикат — γ -dicalcium silicate.

В тексте книги Шубниковой и Юферова (1934) название кальциооливин (иначе — известковый оливин) — *Kalkolivin* (*lime olivine*) применено для кальцийсодержащего оливина. Под названием кальциоортосиликат — *calcio-orthosilicate* Паудем в 1906 г. был описан минерал из Тасмании [3]; Боуен [4] предположил, что этот минерал отвечает $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, соответственно Гилли [5] ввел для него название шаппонит — *shapponite*, но в дальнейшем признал, что это — монтицеллит [6].

Характ. выдел. Мельчайшие кристаллики — волокна, округлые выделения [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$. У искусств. $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ $a_0=5,091$, $b_0=11,371$, $c_0=6,782$ Å; $a_0 : b_0 : c_0=0,448 : 1 : 0,596$; $Z=4$ (Смит и др. [7]).

Структура типа оливина [1, 7]. Отвечает искусств. $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, полиморфен с ларнитом ($\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$) и бредигитом ($\alpha'\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$) [8,9].

Образует ориентированные срастания с бредигитом: плоскости опт. осей минералов взаимно перпендикулярны [2].

Физ. св. Сп. неясная перпендикулярно удлинению (замтна под микроскопом). Тв. 5—6. Уд. вес около 3,0 (вычисл. 2,97). Бл. матовый до стекляного.

Микр. Двусный (—). Пл. опт. осей \perp к удлинению волокон; погасание прямое; $n_g=1,645$, $n_m=1,640$, $n_p=1,633$, $2V=57^\circ$ [2]. У искусств. [8]: $n_g=1,654$, $n_m=1,645$, $n_p=1,640$, $2V=60^\circ$.

Хим. Теор. состав: CaO — 65,11, SiO₂ — 34,89. Минерал не анализирован.

Повед. при нагр. Устойчив до температуры 675°, выше 675° переходит в ларнит.

Нахожд. Исключительно редок, установлен лишь в тесной ассоциации с бредигитом и ларнитом. Наблюдался местами на контакте ультраосновного массива с доломитизированными известняками и в известняках на некотором расстоянии от контакта в Марбл Кантоне на плато Диабло (шт. Техас, США), где является продуктом изменения мервицита, ранкинита и мелилита. Отмечен в контактно-метаморфизованных известняках в Скаут Хиле (Ирландия) [10].

Искусств. См. «Группа ларнита».

Практ. знач. Искусственное соединение имеет весьма важное значение в производстве портланд-цемента и высокоогнеупорного кирпича.

Межплоскостные расстояния синтетического кальциооливина ($\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$) *

СпK α -излучение, $D=60,26$ мм

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
002	40	5,63	200	20	2,54	204	60	1,881
012	60	4,32	122	50	2,51	214	50	1,813
110	40	4,06	201	30	2,47	133	70	1,802
111	60	3,82	104	50	2,46	125	60	1,755
102	40	3,77	211	20	2,32	040	60	1,689
020	50	3,38	123	30	2,25	134	10	1,660
112	10	3,23	212	30	2,19	224	10	1,645
103	70	3,01	024	20	2,16	026	60	1,636
022	50	2,90	105	10	2,05	311	20	1,625
004	20	2,80	220	10	2,03	142	10	1,542
113	60	2,75	115	40	1,963	107	40	1,528
121	100	2,73	132	20	1,933	321	30	1,500
014	40	2,59	222	80	1,909			

* ASTM, 9-369.

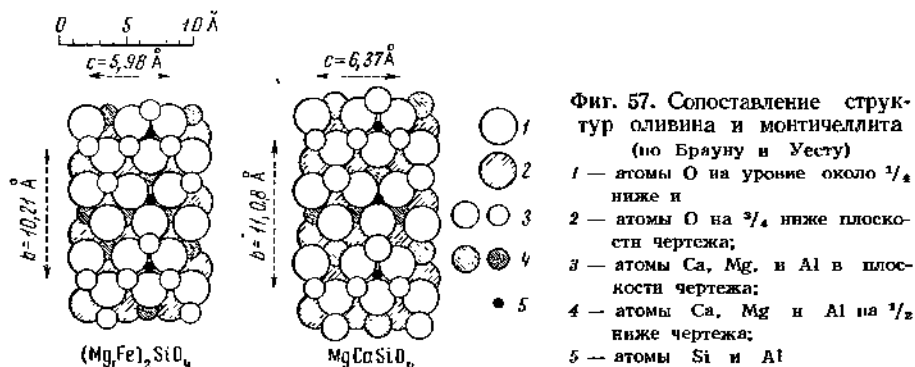
Л и т е р а т у р а

1. O'Daniel H., Tscheischwili L. Zs. Krist., 1942, 104, 124.
2. Bridge T. E. Am. Min., 1966, 51, No. 11—12, 1766.
3. Paul P. Tscherm. min., petr. Mitt., 1906, 25, 309.
4. Bowen N. L. Am. J. Sci., 1922, 3, 30.
5. Tilley C. E. Geol. Mag., 1927, 64, No. 3, 143.
6. Tilley C. E. Geol. Mag., 1928, 65, No. 1, 29.
7. Smith D. K., Majumdar A., Ordway F. Acta cryst., 1965, 18, pt. 4, 787.
8. Bredig M. A. J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, 188.
9. Day A. L., Shepard E. S., Wright F. E. Am. J. Sci., 1906, 22, 265.
10. Tilley C. E., Vincent C. J., Min. Mag., 1948, 28, No. 200, 255.

ГРУППА МОНТИЧЕЛЛИТА

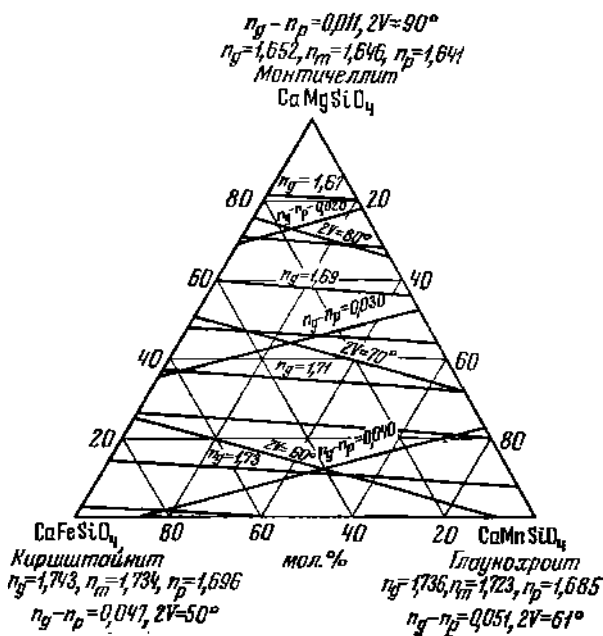
	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Монтichelлит $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$	Ромб.	4,82	11,10	6,38	3,04
Киршштайнит $\text{CaFe}[\text{SiO}_4]$	»	4,86	11,13	6,42	3,54
Глаукохронит $\text{CaMn}[\text{SiO}_4]$	»	4,92	11,19	6,51	3,49
[Ориентит] $\text{Ca}_4\text{Mn}_4[\text{SiO}_4]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$	»	6,08	9,04	19,14	3,05

Монтichelлит имеет структуру, весьма близкую к структуре оливина (фиг. 57): половина атомов Mg оливина (форстерита) — Mg_{II} замещена



атомами Ca [1, 2]. Глаукохронит [3—5] и киршштайнит [6] изоструктурны с монтichelлитом. Такую же структуру имеет ряд минералов: трифилип — $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ [7—9], литиофорит — $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$ [8], сингалит — MgAlVO_4 [10]. Известны следующие искусственные соединения, изоструктурные с монтichelлитом: CaCoSiO_4 [11], CaMgGeO_4 [12], LiMnPO_4 [8], LiMgPO_4 [13, 9], LiNiPO_4 , LiCuPO_4 , LiCoPO_4 и LiCdPO_4 [13], LiNaBcF_4 [14], LiMgVO_4 [15], AlGaBcO_4 , AlFeBeO_4 и AlCrBeO_4 [16].

Искусственные соединения — CaMgSiO_4 и CaFeSiO_4 , отвечающие по составу монтichelлиту и киршштайниту, образуют между собой неограниченные твердые растворы [17]. Монтichelлит и киршштайнит признаются особыми фазами в системах $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ [18], $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ [19—21], $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{CaMgSiO}_4 - \text{CaFeSiO}_4$ [22]. По поводу глаукохронита высказывалось мнение, что это член непрерывного изоморфного ряда $\text{Mn}_2\text{SiO}_4 - \text{Ca}_2\text{SiO}_4$, а не двойная соль [23, 24], однако параметры элементарной ячейки минерала не соответствуют средним данным для промежу-



Фиг. 58. Оптические свойства CaMgSiO_4 , CaFeSiO_4 , CaMnSiO_4 и промежуточных соединений (по Винчеллу)

точного соединения; изоструктурность трех минералов этой группы доказана [3, 25—27].

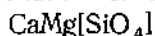
Лишь монтичеллит относительно распространен в природе, глаукохроит и кириштайнит встречаются каждый всего в одном месторождении; кириштайнит с формулой CaFeSiO_4 в природе вообще неизвестен, установлен лишь минерал промежуточного между CaMgSiO_4 и CaFeSiO_4 состава (при $\text{Fe} \gg \text{Mg}$). Состав монтичеллита несколько варьирует: магний частично замещается железом, в меньшей степени — марганцем. Показатели преломления монтичеллита увеличиваются по мере увеличения содержания в нем Fe и Mn; глаукохроит и кириштайнит как марганцовый и железистый минералы группы монтичеллита имеют существенно большие показатели преломления (фиг. 58), параметры и объем элементарных ячеек, чем монтичеллит. Ориентит включен в данную группу условно.

Л и т е р а т у р а

1. Brown G. B., West J. Zs. Krist., 1928, 66, 154.
2. Onken H. Naturwissenschaften, 1964, 51, H. 14, 334; Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, 10 (Machatschky Band), H. 1—4, 34.
3. O'Daniel H., Tscherschwili L. Zs. Krist., 1944, 105, H. 4, 273.
4. O'Mara J. H. Am. Min., 1951, 36, Nos. 11—12, 918.
5. Caron L. G., Santoro R. P., Newham R. E. J. phys., chem. solids, 1965, 26, No. 5, 927.
6. Sahama Th. G., Hytönen K. Min. Mag., 1957, 31, No. 239, 698.
7. Destenay D. Mém. Soc. Roy. sci. Liège, 1950, 10, F. 3, 28.
8. Geller S., Durand J. L. Acta cryst., 1960, 13, 325.
9. Bradley R. S., Engel P., Munro D. C. Min. Mag., 1966, 35, No. 273 (Tilley volume), 742.
10. Claringbull G. F., Hey M. H. Am. Min., 1952, 37, Nos. 7—8, 700, Nos. 11—12, 1072.
11. Cola M. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1954, 17, 258.
12. Strunz H., Jacob P. N. Jb. Min., Monatsh., 1960, H. 4, 78.
13. Thielo E. Naturwissenschaften, 1941, 29, H. 17, 239.

14. Jahn W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1954, 276, Н. 3—4, 113.
15. Blasse G. J. inorg., nucl. Chem., 1963, 25, 230.
16. Gjessing L., Larsson T., Major H. Norsk geol. tidsskr., 1942, 22, 92.
17. Белянкин Д. С., Иванов Б. В. Изв. Ленингр. политехн. ин-та, 1931, 33, 173; Beljan-kin D. S., Feodorjev K. M., Nikogosjan Ch. T. N. Jb. Min., 1934, В.—Bd. 68, А, 337; Schairer J. F., Osborn E. F. J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, No. 5, 160.
18. Richer R. W., Osborn E. F. J. Am. Ceram. Soc., 1954, 37, No. 3, 133.
19. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. J. Sci., 1932, 24, 177.
20. Bowen N. L., Posnjak E. Am. J. Sci., 1933, 25, 273; 26, 193.
21. Wyderko M., Mazanek E. Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 955.
22. Басьян И. П. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 359.
23. Kallenberg S. Zs. anorg., allgem. Chem., 1928, 169, 51.
24. Greer W. L. C. Am. Min., 1932, 17, No. 4, 135.
25. Glasser F. P. Am. J. Sci., 1961, 259, 46.
26. Glasser F. P. J. Am. Chem. Soc., 1962, 45, No. 6, 242.
27. Abraham K. P. Indian J. Chem., 1963, 1, No. 6, 245.

Монтичеллит Monticellite



Описан впервые Бруком в 1831 г., назван по имени итальянского минералога Т. Монтичелли.

Синон. Батрахит — batrachite (Брайтхаупт, 1832), скаккит — scacchite (Норденшльд, 1848). Кальциоортосиликат — calcio-orthosilicate, описанный Паулем в 1906 г. [1] и названный Тилли по месту находки шеннонитом (шаннонитом) — shannoinite, является монтичеллитом [2].

Характ. выдел. Кристаллы, зерна неправильной формы и зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pmcs*. $Z=4$.

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	М-ние	Авторы
4,82	11,10	6,38	0,434:1:0,575	Креститор	Браун и Уест [3]
4,822	11,108	6,382	0,434:1:0,575	»	Онкен [4]
4,80	11,02	6,37	0,435:1:0,578	Сибирь	Мылашев и др. [5]
4,82	11,10	6,36	0,434:1:0,573	Якутия	Никишов [6]
4,827	11,084	6,376	0,435:1:0,575	Девей	ASTM

Штрунц (1966), как и для оливина, принял для минералов группы монтичеллита иную установку: a , b и c его установки отвечают c , a и b других авторов.

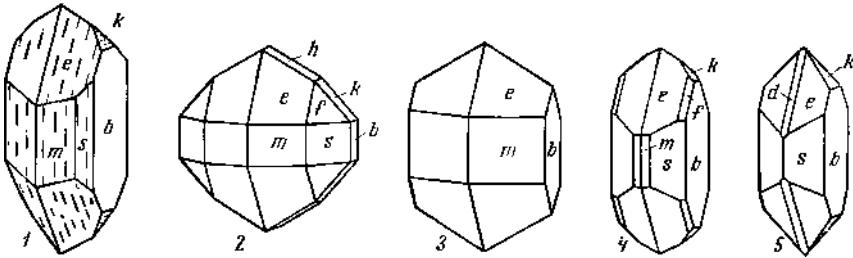
Структура близка к структуре оливина. Межатомные расстояния: Mg—O равны 2,191, 2,086 и 2,117 (по два расстояния); CaO-октаэдры более искажены: Ca—O—2,480, 2,318 (по одному расстоянию), 2,411 и 2,300 (по два расстояния); в тетраэдрах расстояния Si—O равны 1,615, 1,645 и 1,621 (два расстояния) [4].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} \rightarrow mmm$ ($3L_2 3PC$); $a:b:c=0,4337:1:0,5757$ (Рат, 1871; Дана, 1892).

Наблюдавшиеся формы [7—9]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b 010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
s 120	49 03	90 00	0 00	40 57	90°00'	49 03
m 110	66 33	90 00	0 00	23 27	90 00	66 33
h 011	0 00	29 56	60 04	90 00	0 00	60 04
k 021	0 00	49 01	40 59	90 00	0 00	40 59
d 101	90 00	53 00	90 00	37 00	53 00	90 00
e 111	66 33	55 21	60 04	41 00	53 00	70 54
l 131	37 33	65 21	30 04	53 26	53 00	43 54
j 121	49 03	60 21	40 59	48 58	53 00	55 17

mm (110):(110)=56°54'	eb (111):(010)=70°54'	ee (111):(111)=97°59'
ss (120):(120)=81 54	em (111):(110)=34 39	ee (111):(111)=38 13
dd (101):(101)=106 00	es (111):(120)=38 19	fb (121):(010)=55 17
kk (021):(021)=98 02		



Фиг. 59. Кристаллы монтичеллита

1 — Ахматовская копь (по Синякову); 2 — Везувий (по Рату); 3 — Везувий (по Замбонини); 4 — Мюндона (по Рату); 5 — Магнет-Ков (по Пенфелду)

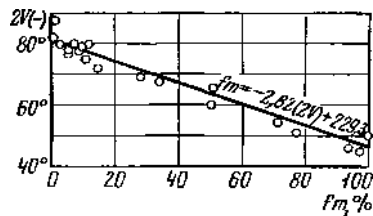
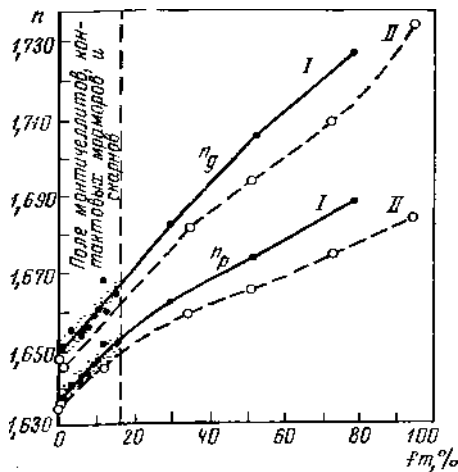
Кристаллы короткопризматические, столбчатые по оси c (фиг. 59). Двойники по (031) [110].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. несовершенная по (010). Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. вес 3,06—3,3, возрастает с увеличением содержания Fe (для $CaMgSiO_4$ вычисл. 3,04) (см. хим. анализы). Бесцветный, серый, желто-бурый до зеленовато-желтого. Черта белая. Бл. стеклянный.

Обладает способностью к термолюминисценции. Монтичеллиты из скарных месторождений дают один максимум низкой интенсивности при 312—348°, монтичеллиты из щелочных ультраосновных пород — два максимума более высокой интенсивности — при 302—337 и при 233—248° [11].

ИК спектры характеризуются полосами поглощения при 823, 882, 890, 597, 517, 382, и 311 cm^{-1} [12].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 540,8$ ккал/моль, по Роби и Валдбауму [13], $\Delta H_{298} = (-) 528,7$ ккал/моль по Карапстыянцам [13]; энтропия образования $S_{298}^0 = 24,5$ кал/град·моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298} = (-) 512,2$ ккал/моль, по Роби и Валдбауму [13].

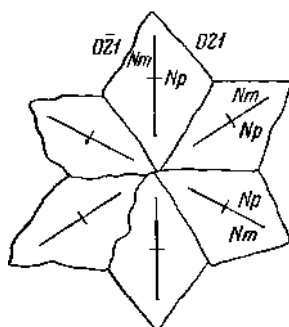


← Фиг. 60. Зависимость показателей преломления монтичеллитов от их железистости (f_m)

(по Синякову)
Сплошные линии (I) и черные кружки — для природных, пунктирные линии (II) и полые кружки — для синтетических (по данным Белякина и др.). Вертикальной пунктирной линией разграничены поля монтичеллитов скарных и контактовых мраморов

Фиг. 61. Зависимость $2V$ монтичеллитов от их железистости (f_m) (по Никишовой и Никишово)

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный. Двуосный (—). Пл. опт. осей параллельна (001), $N_p=b$, $N_m=c$, $N_g=a$. Показатели преломления возрастают с увеличением содержания Fe и Mn [14—18] (см. хим. анализы и фиг. 60). Зависимость между n_g и общей железистостью минералов (fm) выражена Синяковым [17] уравнением $fm=1000n_g-1651$. Угол $2V$ при возрастании железистости уменьшается (фиг. 61); по Никишову и Никишовой [18] $2V$ и железистость связаны следующей зависимостью: $fm=-2,82(2V)+229,3$. У синтетического $CaMgSiO_4$: $n_g=1,652$, $n_m=1,646$, $n_p=1,641$, $2V$ около 90° , по Шэлеру [19]; $n_g=1,645$; $n_m=1,640$, $n_p=1,636$, $2V=80^\circ$, по Белянкину и др. [15]; дисперсия $r > v$. Значения n_m для образца из Магнет-Ков, содержащего MgO — 21,44, CaO — 34,22, MnO — 1,58, FeO — 4,61%: в свете Li — 1,6594, Na — 1,6616, Ti — 1,6653 [20]. В шлифах характерны двойники (фиг. 62).



Фиг. 62. Оптическая ориентировка в двойниках монтичеллита (по Ларсену и др.)

Хим. Теор. состав: MgO — 25,63; CaO — 35,88; SiO_2 — 38,49; Mg изоморфно замещается Fe, в меньшей степени — Mn. Характерно незначительное содержание молекулы $CaFeSiO_4$ (киршштайнит) в монтичеллите скарнов и мраморов и более высокое — в монтичеллите изверженных пород. Ориентировочное содержание киршштайнитовой молекулы предложено определять по оптическим свойствам минерала (см. фиг. 60 и 61). В Крест-море наряду с типичным монтичеллитом встречается разновидность этого минерала с содержанием до 4,5% SO_3 , а также с более высоким содержанием CaO (анализ 9); роль SO_3 и избытка CaO осталась невыясненной [21]; по оптическим свойствам и порошкограмме эта разновидность не отличается от обычного монтичеллита.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,14	—	—	0,23
K ₂ O	—	—	—	—	—	Не обн.	—	0,99	Сл.
MgO	25,34	22,78	24,47	22,11	21,36	23,04	17,64	11,07	19,26
CaO	34,94	35,20	33,89	35,21	34,31	30,96	33,21	30,40	39,37
MnO	0,15	0,52	0,47	—	1,17	0,04	0,66	1,06	0,19
FeO	0,50	3,98	3,05	4,71	4,92	7,28	12,04	19,34	1,26
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,18	Не обн.	0,74	2,15	1,95	0,36
Fe ₂ O ₃	—	—	0,48	0,59	1,70	0,79	0,37	1,40	0,80
SiO ₂	37,72	37,46	37,59	36,55	35,96	36,72	34,52	33,57	33,34
TiO ₂	—	—	—	Не обн.	Не обн.	0,04	—	0,05	Не обн.
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	4,57
H ₂ O ⁺	1,21	0,15	—	0,84	0,68	—	—	0,18	0,30
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,56	Не обн.	—	—	—	0,03
Сумма	99,89	100,09	100,00*	100,75	100,10	99,75	100,59	100,01	99,71

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Уд. в.	3,063	3,083	3,17	3,09	3,269	3,063	3,35	3,313	3,062
n_g	1,651	1,661	1,656	1,660	1,664	1,670	1,682	1,706	1,655
n_m	—	1,654	1,650	1,654	1,657	—	1,674	1,694	1,649
n_p	1,638	1,646	1,643	1,645	1,651	1,653	1,662	1,674	1,641
$2V$	88°	78°	80°	80°	72°	75°	78—80°	65°	78°
CaMgSiO_4	98	90	88	88	86	74	69	48	80
CaFeSiO_4	1	9	7	11	11	16	28	50	3
CaMnSiO_4	—	1	1	—	3	10	1	2	—
Mg_2SiO_4	1	—	4	—	—	—	2	—	—
Ca_2SiO_4	—	—	—	1	—	—	—	—	17

* В том числе ZnO — 0,05.

1 — из скарна, Ахматовская копь, анал. Равковская [22]; 2 — из монтичеллитового мрамора, Крестмор, Калифорния, анал. Гоннер [23]; 3 — из скарна, «Леспромхознос», Горная Шория, анал. Сивякова [24]; 4 — из монтичеллитового мрамора, о. Ский, Шотландия [25]; 5 — из скарна, Магнет-Ков, анал. Нейвонен [26]; 6 — из монтичеллитовой породы Ковдорского массива, анал. Тумелович [27]; 7 — из карбонатитов Гулинской нитрузии, анал. Зеленская [28]; 8 — из нефелинита вулкана Шахеру [29]; 9 — SO_2 -содержащий, из скарна, Крестмор, анал. Коуво [21].

См. также хим. анализы монтичеллита с Урала [14], из скарнов Алмалыка Узб. ССР [30], Угловского месторождения в Приморье [31], Магнет-Кова, шт. Арканзас [20], из рудника Деви, шт. Калифорния [19], в сводке Сипякова [17] и др.

Диагн. исп. Желатинирует с HCl . В полир. шлифах слегка травится 10%-ной HCl (10 сек.), от 5%-ной HF (3 сек.) — буреет, 5%-ный NH_4Cl на минерал действия не оказывает [32].

Повед. при нагр. Температура плавления изменяется в зависимости от относительного содержания Fe и Mg : по мере увеличения количества Mg температура плавления возрастает: для искусств. соединений [15] при Mg 100 (ат. %) — 1498°, при Mg 67 и Fe 33—1494°, Mg 51 и Fe 49—1458°.

Наход. Типичный метасоматический минерал. Чаще всего встречается на контакте карбонатных и изверженных пород.

По Д. С. Коржинскому [33], монтичеллит характерен для пород геленит-монтичеллитовой фации глубинности (гипабиссальные условия). Образуется при замещении магнезиальных скарнов известковыми в постмагматическую стадию (наблюдается между диопсидовой и форстеритовой зонами). Реже слагает мономинеральные породы в щелочных ультраосновных массивах. Обнаружен в некоторых эффузивных породах и в кимберлитах. Характерно развитие монтичеллита за счет оливина и пироксенов.

Большинство находок монтичеллита в Советском Союзе относится к контактовым зонам карбонатных и изверженных пород (основных и кислых). В кристаллических известняках вблизи контакта с траппами по реке Нижняя Тунгуска в Восточной Сибири наблюдается вместе со спёрритом, мервинитом, мелилитом [34]. На Сибирской платформе [30] известен на контакте мраморов с габбро-долеритами, сопровождается карбонатом, шпинелью, магнетитом и глинистым веществом; характерно замещение монтичеллита серпентином [35]. Гранато-монтичеллитовые скарны известны в Южном Приморье [31]. Монтичеллитовые скарны, состоящие из монтичеллита, спёррита и мелилита, установлены в Средней Азии — в Гавасае [36], Алмалыке (Узб. ССР) [30, 37] и в Кансае (Тадж. ССР) [30]. Скарны железорудного Леспромхозного месторождения в Горной Шории содержат 80—88% монтичеллита наряду с кальцитом и шпинелью [24, 38].

На Южном Урале монтицеллитовые породы обнаружены в Ахматовской копи в контакте габбро-амфиболитов кусинской габбровой интрузии с доломитовыми мраморами; помимо преобладающего монтицеллита, контактовая порода содержит желто-бурый гранат, везувиан, хлорит, брусит, форстерит, перовскит, диопсид, антигорит, кальцит [22].

Монтицеллит является одним из характерных минералов рудоносных скарнов и мраморов о-ва Скай (Шотландия) [25]. В Сан-Бернардино [19] и Крестморе [21, 23] (шт. Калифорния, США) монтицеллит входит в состав кальцит-форстерит-монтицеллитовых и монтицеллит-спёрритовых пород, залегающих на контакте кварцевых монзонитов с мраморами [39]. На контакте габбро с известняками в Инвернесе (Шотландия) развиты монтицеллито-кальцитовые породы с геленитом, шпинелью, мервинитом и др. [40].

Монтицеллитовые породы характерны для многих щелочных и ультраосновных массивов. На Кольском п-ве и в Карелии монтицеллит — один из главных минералов метасоматических гранат-амфибол-монтицеллитовых пород Ковдорского массива; в небольшом количестве он содержится и в турьяитах Турьего мыса, в мелилитовых оливинитах массива Африканды [27, 41]. В Кузнецком Алатау (массив Пагыт) нефелин-мелилит-монтицеллитовые породы распространены в виде жил, секущих известняки и габбро, и в виде брекчии на контакте габбро с известняками [42]; в Кургу-сульском массиве монтицеллит тесно ассоциируется с магнезиальной шпинелью [43]. Мелилит-монтицеллитовые породы и монтицеллитизированные перидотиты развиты вблизи контакта ийолит-мельтейгитовой Гулинской интрузии в Сибири [28].

За рубежом встречен в перидотитах шт. Монтана [44]. Интересна разновидность альенита с острова Кадье в Квебеке (Канада), содержащая монтицеллит в виде зерен с реликтами оливина и авгита. По мнению Боуена [45], монтицеллит образовался из оливина путем реакции с магматическим остаточным раствором.

Монтицеллитовые порфиры, содержащие от 35 до 50 объемн. % монтицеллита, встречены у восточной границы Анабарского щита в Сибири. Монтицеллит образует вкрапленники и содержится в основной массе; частью он слагает каймы вокруг зерен оливина, за счет которого образовался [5]. В Мачитлинском массиве (Узб. ССР) входит в состав габбро-монзонитов [46], в Везск-Светле (Чехословакия) — в состав лампрофиров (везециты) [47].

В небольшом количестве монтицеллит обычен в якутских кимберлитах, образует каймы вокруг фенокристаллов оливина или входит в состав основной массы пород; в основной массе более железистый ($2V=74-76^\circ$), чем в каймах ($2V=84^\circ$) [6]. В монтицеллите наблюдаются многочисленные ультрамикроскопические включения периклаза [18]. Некоторые кимберлиты содержат 20—30% монтицеллита.

В Вильянуэва-дель-Фресно в провинции Бадахос (Испания) в шпихрах своеобразной вулканической породы монтицеллит сопровождается оливином и ромбическим пироксеном [48]. В Тасмании известны монтицеллит-нефелиновые базальты, содержащие (в объемн. %): нефелина 27, авгита 27, монтицеллита 27, хризолита 14. Монтицеллит образует неправильные зерна, каймы около выделений оливина, содержит многочисленные включения идиоморфных кристаллов нефелина и магнетита [49].

На Монте-Сомме (Везувий, Италия) встречен в небольшом количестве в виде кристаллов (до 3 мм) в блоках известняка совместно со слюдой, авгитом, везувианом, измененным куспидином и др. [9]. Железистый монтицеллит, промежуточного между монтицеллитом и киришштайнитом состава, входит в состав нефелинитов вулкана Шахеру в Конго [29].

Изм. Обычно замещается серпентином (каймы вокруг кристаллов

монтичеллита и псевдоморфозы). Отмечено замещение пироксеном, спёрритом [36].

Искусств. Характерно образование монтичеллита в металлургических печах и в основной массе динасовых кирпичей [14, 50—53]. В противоположность природным, искусственные монтичеллиты являются преимущественно железистыми и железомарганцовыми. В шлаках монтичеллит наблюдается в виде кристаллов с доминирующими гранями (110), (010) и (021), как и на природных кристаллах; также образует таблитчатые, игольчатые и скелестообразные кристаллы [32, 51].

Изучен ряд систем, в которых образуется монтичеллит [39, 54, 55 и др.]. Монтичеллит получен из смеси кальцита, форстерита и диопсида [56].

Отл. От оливинов, обогащенных Са и Mg, отличается меньшим дву-преломлением, от диопсида — большим углом $2V$ и значительно менее совершенной спайностью.

Межплоскостные расстояния монтичеллита из Лувей,
шт. Калифорния *

СоK α -излучение, дифрактометр								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
020	15	5,56	112	40	2,586	061	10	1,777
021	35	4,19	041	30	2,543	241	7	1,751
101	10	3,845	140; 122	25ш	2,401	133	15	1,721
111	40	3,637	210	7	2,355	152	5	1,704
002	15	3,188	211	5	2,209	043	5	1,687
130	35	2,935	113	15ш	1,916	062	15ш	1,600
131	100	2,666	222	30	1,818			

* ASTM, 11—353.

Л и т е р а т у р а

1. Paul F. P. Tscherm. min., petr. Mitt., 1906, 25, 309.
2. Tilley C. E. Geol. Mag., 1927, 64, No. 3, 143; 1928, 65, No. 1, 29.
3. Brown G. B., West J. Zs. Krist., 1928, 66, 154.
4. Onken H. Naturwissenschaften, 1964, 51, H. 14, 334; Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, Machatschky Festband, H. 1—4, 34.
5. Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. И. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 133.
6. Никшинов К. Н. Геология и геофизика, 1966, № 6, 42.
7. Rath G. Ann. Phys., 1871, Erg.-Bd. 5, 434.
8. Penfield S. L., Pirsson L. V. Am. J. Sci., 1891, 41, 398.
9. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 2 ediz., 265.
10. Larsen E. S., Hurlbut C. S., Buie B. F., Burgess C. H. Bull. Geol. Soc. Am., 1941, 52, No. 12, pt. 1, 1841.
11. Сняжков В. И., Василенко В. Б., Лысаков В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 4, 412.
12. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. Изд-во МГУ, 1967, 36.
13. Карапетьянц М. Х., Карапетьянц М. Л. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ. Изд-во «Химия», 1968; Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23.
14. Белякин Д. С., Иванов Б. В. Изв. Ленингр. политехн. ин-та, 1931, 33, 173; Am. J. Sci., 1931, 22, 72.
15. Beljankin D. S., Feodotjev K. M., Nikogosjan Ch. S. N. Jb. Min., 1934, B.-Bd. 68, A, 337.
16. Winchell A. N. Am. Min., 1933, 18, No. 3, 81.
17. Сняжков В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 3, 357 (сводка хим. анализов и оптических констант).
18. Никшинов К. Н., Никшинова Л. В. Сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966, 170.
19. Schaller W. Am. Min., 1935, 20, No. 12, 815.
20. Penfield S. L., Forbes E. H. Zs. Krist., 1896, 26, 143.

21. *Koivu O.* Bull. Comm. géol. Finl., 1952, No. 157, 7.
22. *Варлаков А. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 594.
23. *Moehlman R. S., Gonyer F. A.* Am. Min., 1934, 19, No. 10, 474.
24. *Сияжков В. И., Сияжкова Н. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 720.
25. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1951, 29, No. 214, 621.
26. *Neijonen K. J.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2, 373.
27. *Соболев Н. Д.* ДАН СССР, 1947, 57, № 6, 603.
28. *Эшштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф.* Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 160.
29. *Sahata G., Nyföner K.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 9—10, 862.
30. *Бадалов С. Т., Голованов И. М., Хожателев Б. Л.* ДАН СССР, 1958, № 5, 897.
31. *Лобанова Г. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 523.
32. *Steyn J. G. D.* Min. Mag., 1965, 35, No. 269, 108.
33. *Коржисинский Д. С.* Тр. ИГиН АН СССР, 1940, вып. 12, 47.
34. *Соболев В. С.* Зап. Мин. об-ва, 1935, 64, № 1, 162.
35. *Олейников Б. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 359.
36. *Хожателев Б. Л.* ДАН Узб. ССР, 1964, № 3, 42.
37. *Бадалов С. Т.* Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Изд-во «Наука» Узб. ССР, 1965, 51.
38. *Сияжков В. И.* Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Изд-во «Наука», СО, 1967, 46.
39. *Walter L. S.* Am. J. Sci., 1965, 263, No. 1, 64.
40. *Tilley C. E.* Bull. Comm. géol. Finl., 1947, No 140, 97.
41. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 380.
42. *Саранина Г. М.* Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1936, № 9, сер. геол.-почв., вып. 2, 56.
43. *Бозин А. В.* ДАН СССР, 1961, 139, № 3, 699.
44. *Viie B. F.* Bull. Geol. Soc. Am., 1941, 52, No. 12, 1754.
45. *Bowen N. L.* Am. J. Sci., 1922, 3, 1.
46. *Султанов М. С.* Некоторые вопросы петрографии Мачитлинского интрузива. Изд-во СамГУ, Ташкент, 1962, 9.
47. *Scheinmann K. H.* Zbl. Min., 1922, 3.
48. *Recarte A. B.* Notas y comunis inst. geol. y minero, Espana, 1952, No. 28, 1.
49. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1929, 22, No. 125, 77.
50. *Gömbel W.* Zs. Krist., 1894, 22, 269.
51. *Hallimond A. F.* Min. Mag., 1921, 19, No. 94, 193.
52. *Каржин Л. И.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 359.
53. *Ланин В. В.* Тр. ИГиН АН СССР, 1945, вып. 77, 48.
54. *Ferguson J. B., Merwin H. E.* Am. J. Sci., 1919, 48, 92; *Schairer J. F., Osborn E. F.* J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, No. 5, 160; *Roy D. M.* Min. Mag., 1956, 31, No. 233, 187; *Cristophe-Michel-Lévy M.* Bull. Soc. fr. min., 1964, 87, No. 1, 28; и др.
55. *El-Shahat R. M., White J.* Trans. British Ceram. Soc., 1964, 63, No. 6, 313; 1966, 65, No. 6, 309 (система монтichelлит — шпинель).
56. *Walter L. S.* Am. J. Sci., 1963, 261, No. 5, 488.

Кириштайнит Kirschsteinite



Назван по имени немецкого геолога Э. Кириштайна, изучавшего вулканическую область Киву (Сахама, Хюгёнен, 1957) [1].

Синон. Кириштейнит, в технике известен как ферромонтichelлит — ferromonticellite.

Характ. выдел. Мелкие зерна, редко кристаллы (до 1 мм) [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — Pmcn; $a_0=4,859$, $b_0=11,132$, $c_0=6,420$ Å, $a_0 : b_0 : c_0=0,436 : 1 : 0,577$ для магнезиального кириштайнита, оригинала анализа № 1 [1]; $a_0=4,910$, $b_0=11,126$, $c_0=6,457$ для искусств. CaFeSiO_4 [2]; $a_0=4,86$, $b_0=11,11$, $c_0=6,41$ Å для магнезиального кириштайнита из Тажерана [3]; $Z=4$.

Изоструктурен с монтichelлитом и с глаукохронитом. На кристаллах из пустот лав вулкана Пиарагонго [4] наблюдались грани: $b(010)$, $s(120)$, $t(110)$ и $k(021)$ (фиг. 63).

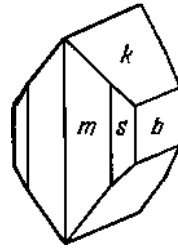
Физ. св. Уд. вес. 3,434 у оригинала хим. анализа № 1, у искусств. 3,64 [2] (вычисл. 3,54). Цв. зеленоватый, желтоватый.

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двусный (—); $Ng=a$, $Np=b$, $Nm=c$ [1].

n_g	n_m	n_p	$2V$	№ хим. анализа	М-вне
1,728	1,720	1,689	51	1	Шахеру [1]
1,697	—	1,665	59	—	Тажеран [3]
1,735	1,728	1,693	61	2	Ниарагонго [4]
1,743	1,734	1,696	$50 \pm 2^\circ$	—	Искусств. CaFeSiO ₄ [1]

Показатели преломления понижаются с возрастанием содержания монтичеллитовой молекулы.

Фиг. 63. Кристалл киршштайнита из пустот лавы вулкана Ниарагонго (по Сахама и Хютёнену)



Хим. Теор. состав: CaO — 29,83, FeO — 38,21, SiO₂ — 31,96. В природе киршштайнит, отвечающий по составу формуле CaFeSiO₄, не обнаружен, известны лишь минералы промежуточного состава изоморфного ряда CaFeSiO₄ — CaMgSiO₄: магнезиальный киршштайнит и железистый монтичеллит.

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,34	0,38	Al ₂ O ₃	0,26	0,71	H ₂ O ⁺	0,25	0,46
K ₂ O	0,36	0,32	Fe ₂ O ₃	0,66	1,87	H ₂ O ⁻	0,06	0,03
MgO	4,95	7,33	SiO ₂	32,71	31,93	Сумма	100,18	99,90
CaO	29,30	26,15	TiO ₂	0,23	0,28	Уд. в.	3,434	—
MnO	1,65	1,50	P ₂ O ₅	0,07	—			
FeO	29,34	28,94						

1 — магнезиальный киршштайнит. Шахеру [1]; 2 — «субкальцевый оливин» (по обозначению Сахама и Хютёнена). Ниарагонго [4].

Диагн. исп. Растворим в кислотах.

Нахожд. Очень редок. Впервые встречен в мелилитовых нефелинитах вулканов района Ниарагонго в Северном Киву (Конго) [1, 4]. В лаве вулкана Шахеру магнезиальный киршштайнит наблюдается совместно с пироксеном, мелилитом, нефелином, содалитом, калсилитом, комбитом, перовскитом, слюдой, магнетитом, апатитом [1].

В Тажеранском массиве в Прибайкалье [3] магнезиальный киршштайнит обнаружен в известковых скарнах, образующих ксенолиты среди щелочных сиенитов; составляет около 1% (иногда до 5%) скарнов; сопровождается волластонитом, мслилитом, мславитом, куспидином, калсилитом и др.; в виде тонких кайм окружает гранат, диопсид и кальцит.

Искусств. Получен сплавлением CaO, FeO и SiO₂ [1, 2, 5, 6].

Межплоскостные расстояния киршштайнита из Шахеру * [1]

CoK α -излучение, дифрактометр

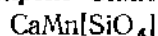
hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
020	35	5,569	040	25	2,7830	211	10	2,2251
021	25	4,205	131	85	2,6798	132	10	2,1721
101	10	3,878	112	80	2,6040	240	60	1,8304
111	70	3,658	041	15	2,5549	160; 133	10	1,7326
002	10	3,211	140; 122	40	2,4143	152	10	1,7132
130	100	2,9492	210	15	2,3744	062	30	1,6068

* Оригинал хим. анализа 1.

Л и т е р а т у р а

1. *Sahama T. G., Hytönen K.* Min. Mag., 1957, 31, No. 239, 698.
2. *Wyderko M., Mazanek E.* Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 955.
3. *Ковес А. А., Ущоловская Э. Ф., Лебедева В. С.* ДАН СССР, 1970, 190, N 4, 932.
4. *Sahama T. G., Hytönen K.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 9—10, 862.
5. *Bowen N. L., Schairer J. F.* Am. J. Sci., 1932, 24, 177.
6. *Bowen N. L., Posnjak E.* Am. J. Sci., 1933, 25, 273; 26, 193.

Глаукохронит Glaucocroite



Назван по характерному сине-зеленому цвету от греч. γλαυκός (глаукос) — сине-зеленый и χροιά (хрона) — цвет (Пенфилд, Уорен, 1900).

Калькотерфрит — calcotephröite (Пенфилд, Уорен, 1899) [1] — загрязненный глаукохронит (Пэлэч, 1935) [2].

Характ. выдел. Зернистые массы, очень редко кристаллы и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pmca*. $Z=4$.

Параметры элементарной ячейки минерала из Франклина:

<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	<i>a</i> ₀ : <i>b</i> ₀ : <i>c</i> ₀	Автор
4,92	11,14	6,50	0,4416:1:0,5836	О'Дениель [3]
4,92	11,19	6,51	0,440:1:0,582	О'Мара [4]

Изоструктурен с монтichelлитом и киршштайнитом [3]. Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h}^{16} — *mmm* ($3L_2$ $3PC$). $a:b:c=0,4409:1:0,5808$ (Пэлэч) [2].

Формы [1, 2]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'
<i>s</i>	120	48 36	90 00	0 00	41 24	90 00
<i>m</i>	110	66 12	90 00	0 00	23 48	90 00
<i>h</i>	021	0 00	49 16	40 44	90 00	0 00
<i>x</i>	103	90 00	23 42	90 00	66 18	23 42
<i>f</i>	121	48 36	60 21	40 44	49 19	52 48
<i>e</i>	111	66 12	55 13	59 51	41 17	52 48

$$mm(110):(1\bar{1}0)=47^\circ36'$$

$$ss(120):(1\bar{2}0)=82^\circ48'$$

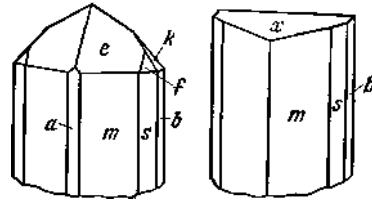
$$cb(111):(010)=70^\circ39'$$

Кристаллы длиннопризматические, удлинены по оси *c*; головки кристаллов очень редки (фиг. 64). Встречаются двойники срастания и прорастания по (011) (вертикальные оси неделимых образуют угол около 59°) [2].

Кристаллы «глаукохронита» из Франклина, описанные Гордоном (1922), оказались кристаллами тефронита [5].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) несовершенная. Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. 6. Уд. вес 3,487 [3] (вычисл. 3,49 для CaMnSiO_4). Цв. светло-синеваато-зеленый, в мелких кристаллах белый или розоватый. Черта белая. Бл. стеклянный. Ниже температуры 9°K антиферромагнитен [6].

Фиг. 64. Кристаллы глаукохронита, Франклин (по Пэлэчу)



Микр. В шлифах бесцветен. Двусный (—). Пл. опт. осей (001). Оптические константы (Na):

n_g	n_m	n_p	$2V$	№ хим. анали-за	Ссылка
1,735	1,722	1,686	61°	1	[1]
1,725	1,71	1,68	Умеренный	3	[7]
1,729	1,716	1,679	»	—	по Ларсену

Дисперсия $r > v$, заметная. Показатели преломления зависят от состава (фиг. 58). У искусств. CaMnSiO_4 $n_g=1,736$, $n_m=1,723$, $n_p=1,685$, $2V=61^\circ$ (Na) [8].

Хим. Теор. состав: CaO — 29,95, MnO — 37,97, SiO_2 — 32,08. Обычно содержит немного Mg и Fe.

Анализы глаукохронита из Франклина:

	1	2	3		1	2	3
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	—	0,39	—	PbO	1,74	—	0,31
MgO	—	3,17	2,23	Al_2O_3	—	} 1,25	0,95
CaO	28,95	23,25	29,04	Fe_2O_3	—		—
MnO	38,00	34,46	33,13	SiO_2	31,48	31,23	31,72
FeO	сл.	—	0,11	H_2O	—	3,18	—
ZnO	—	3,28	2,40	Сумма	100,17	100,21	99,89

1 — кристаллы; анал. Уорен [1]; 2 — сплошные выделения, с примесью виллемита (около 3%), анал. Гэдж [7]; 3 — анал. Бауер [7].

Диagn. исп. Порошок минерала легко растворяется в HCl с образованием при выпаривании раствора студенистого кремнезема. П. п. тр. сплавляется в буровато-черный шарик.

Нахожд. Очень редкий минерал, найден только в цинковом месторождении Франклин в шт. Нью-Джерси (США). Тесно ассоциируется с гранатом и аксинитом. Зерна глаукохронита обычно заключены в выделениях виллемита. На глубоких горизонтах месторождения глаукохроит представлен грубозернистыми выделениями синеваатого цвета, сопровождается виллемитом, тефронитом и франклинитом.

Искусств. Получен сплавлением CaCO_3 , MnCO_3 и SiO_2 в вакууме при $800-1000^\circ$ [9, 10], в атмосфере азота — при 1050° [6]. О системе $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{Mn}_2\text{SiO}_4$ см. во введении к гр. монтичеллита.

Межплоскостные расстояния глаукохронита из Франклина *
FeK α -излучение, D=90 мм

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d	I	d
020	30	5,54	112	80	2,63	20	1,79	30	1,52
021	40	4,23	041	20	2,56	20	1,77	20	1,43
101	10	3,91	122	30	2,44	20	1,75	30	1,42
111; 120	60	3,69	211; 220	20	2,25	20	1,72	20	1,23
002	20	3,25	132	20	2,19	20	1,71	20	1,19
130	60	2,96	150	20	2,03	40	1,62	50	1,13
022	20	2,81	113; 231	20	1,95	40	1,61	50	1,11
131	80	2,69	222; 240	100	1,85	20	1,58	40	1,06

* ASTM, 1376.

Л и т е р а т у р а

1. Penfield S. L., Warren C. H. Am. J. Sci., 1899, 8, 343.
2. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 79.
3. O'Daniel H., Tscheischwill L. Zs. Krist., 1944, 105, H. 4, 273.
4. O'Mara J. H. Am. Min., 1951, 36, No. 11—12, 918.
5. Gordon S. G. Acad. natur. sci., Philadelphia, Proc., 1922, 74, 105; Am. Min., 1923, 8, No. 2, 33.
6. Caron L. G., Santoro R. P., Newham R. E. J. phys., chem. solids, 1965, 26, No. 5, 927.
7. Palache C. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 307.
8. Schaller W. T. Am. Min., 1935, 20, No. 12, 815.
9. Day A. L., Shepard E. S. Am. J. Sci., 1906, 22, 265.
10. Greer W. L. C. Am. Min., 1932, 17, No. 4, 135.

Ориентит Orientite



Назван по месту находки в пров. Ориенте на Кубе (Хьюэт, Шенон, 1921) [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, мелкие кристаллы (до 1 мм), образующие радиальные группы и друзы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} — *Cmcm*. $a_0=6,08$, $b_0=9,04$, $c_0=19,14$ Å; $a_0 : b_0 : c_0=0,672 : 1 : 2,117$; $Z=2$ [2].Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_2PC$). $a : b : c=0,6720 : 1 : 0,3958$.

Наблюдавшиеся формы [3]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c	001	—	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'
b	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
m	110	56 06	90 00	0 00	33 54	90 00
y	021	0 00	38 22	51 38	90 00	0 00
e	101	90 00	30 30	90 00	59 30	30 30
z	111	56 06	35 22	68 24	61 17	30 30

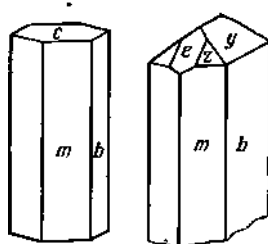
$$mm(110):(1\bar{1}0)=-67^\circ48' \quad zz(111):(1\bar{1}1)=-37^\circ40'$$

Отношение осей Склара отличается от рентгеновского отношения осей в 5 раз меньшим значением c . Хьюэт принимал $a : b : c = 0,672 : 1 : 0,792$, его символы (011), (102) и (112) отвечают соответственно (021), (101) и (111) символам по Склару.

Кристаллы призматические (псевдогексагональные) (фиг. 65), также таблитчатые по (010). Встречаются параллельные сростки кристаллов.

Физ. св. Сп. несовершенная по (110) и (001). Уд. вес 3,05. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5. Цв. светло-бурый, также красно-бурый и темно-бурый до черного (из-за примесей). Черта светло-бурая. Бл. смоляной, иногда полуметаллический до металлического. Просвечивает.

Фиг. 65. Кристаллы ориентита, Ориенте (по Хьюэту)



Микр. [3]. В шлифах темно-бурый с заметным плеохроизмом: по Ng — красно-коричневый, по Nm — желтовато-коричневый, по Np — желтый; $Ng > Nm > Np$. Двусосный (—). Пл. опт. осей (001), $Ng = a$, $Nm = c$, $Np = b$; $n_g = 1,794$, $n_m = 1,777$, $n_p = 1,756$; $n_g - n_p = 0,038$; $2V = 68-83^\circ$ (преобладают значения $77-83^\circ$); вычисл. $2V = 83^\circ 02'$. Дисперсия оптических осей сильная, $r < v$.

Сklar [3] уточнил оптические константы ориентита и отметил, что ранее опубликованные данные [1], вошедшие во все справочники, неверны (вследствие типографской ошибки в работе Хьюэта и Шенона и ошибочности некоторых их определений).

Хим. Формула недостоверна и окончательно не выяснена.

Приведенная выше формула Хьюэта и Шенона ближе отвечает данным анализов (теор. состав: $\text{CaO} - 24,59$, $\text{Mn}_2\text{O}_3 - 34,60$, $\text{SiO}_2 - 32,92$, $\text{H}_2\text{O} - 7,89$), но вычисленный уд. вес 2,89 (при $Z=2$) значительно отличается от экспериментального (3,05). Сklar (согласно указанию Мура [2]) предложил формулу типа формулы цоизита $X_4^{2+}Y_6^{3+}\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$, где $X - \text{Ca}$, $Y - \text{Mn}_{0,68}^{3+}\text{Mn}_{0,02}^{2+}\text{Al}_{0,04}\text{Fe}_{0,03}^{3+}(\text{H})_{0,23}$; вычисл. уд. вес при этой формуле и $Z=2$ составляет 3,09, однако значительное содержание воды в минерале этой формулой не отражено (исходя из формулы, теор. содержание H_2O всего 1,67%).

Анализы ориентита из пров. Ориенте (анал. Шенон) [1]:

	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	O	SiO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1.	22,04	2,05	1,36	29,93	3,39*	32,97	8,48	0,03	100,25
2.	23,47	0,17	1,70	31,22	3,21*	33,05	7,39	0,04	100,25

* В пересчете: в анализе 1 — $\text{Mn}_2\text{O}_3 - 33,45$, $\text{MnO} - 14,90$; в анализе 2 — $\text{Mn}_2\text{O}_3 - 31,67$, $\text{MnO} - 16,99$. Кроме того, установлены следы Mg, Zn, Cl.

Диагн. исп. Разлагается горячей HCl с выделением Cl и выпадением осадка SiO_2 . Частично разлагается при кипячении с конц. H_2SO_4 , окрашивая раствор в розовато-красный цвет, который переходит при разбавлении в коричневый (вследствие осаждения гидроокислов Mn). В HNO_3 не растворяется. В закр. тр. выделяет воду, при обезвоживании становится коричневато-черным, непрозрачным в шлифе. П. п. тр. легко сплавляется в пористое черное стекло.

Находж. Обнаружен в ряде марганцовых месторождений района Буэйсито и Банес в провинции Ориенте на Кубе, образовавшихся в результате замещения латитовых туфов. Находится в тесной ассоциации с окислами марганца (псиломеланом, вадом, манганитом), баритом, цеолитами, кварцем. Ориентит наблюдается в мелких зернах, образовавшихся путем заме-

нения стекловатых частиц в туфах, в виде друз мелких кристаллов в пустотах псиломелана, также в псевдоморфозах по известковому фораминиферам, встречающимся среди окислов марганца. Образовался, как и окислы марганца, путем отложения из горячих растворов.

Межплоскостные расстояния ориентита из Ориенте *
FeK α -излучение

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
50	9,42	20	2,44	10	1,61	15	1,13
25	5,89	50	2,34	15	1,59	5	1,12
50	5,05	30	2,23	50	1,52	5	1,11
10	4,77	10	2,19	10	1,51	20	1,10
60	4,40	25	2,10	10	1,44	5	1,09
30	4,07	20	2,05	5	1,38	5	1,05
10	3,93	10	1,96	5	1,34	5	1,04
10	3,69	5	1,94	35	1,32	5	1,03
10	3,42	10	1,87	10	1,30	5	1,02
50	3,26	15	1,84	5	1,29	5	1,01
75	3,05	5	1,81	5	1,26	5	1,00
40	2,90	10	1,77	15	1,24	10	0,996
10	2,78	5	1,73	10	1,20	5	0,978
100	2,68	50	1,69	15	1,17	5	0,974
50	2,58 2,54	35	1,64	5	1,15		

* ASTM, 13-219.

Л и т е р а т у р а

1. Hewett D. F., Shannon E. V. Am. J. Sci., 1921, 201, 491.
2. Moore P. B. Canad. Min., 1965, 8, pt. 2, 262.
3. Sclar C. B. Am. Min., 1961, 46, Nos. 1—2, 226.

СТРУКТУРА ТИПА ЛАРСЕНИТА

ГРУППА ЛАРСЕНИТА

	Сигонья	a_0	b_0	c_0	β	Вы- числ. уд. в.	
Ларсенит	Pb [ZnSiO $_4$]	Ромб.	8,24	18,96	5,06	—	6,15
[Эсперит]	(Ca, Pb) Zn[SiO $_4$]	Монокл.	8,81	8,27	15,26	90°	4,25

Ларсенит первоначально [1] считался минералом группы оливина. Однако параметры его элементарной ячейки [2] и структура [3] отличны от таковых оливинов [2]. «Кальциоларсенит», описанный одновременно с ларсенитом [1] и в дальнейшем [4] переименованный в эсперит, сначала трактовался как кальциевая разновидность ларсенита, но рентгеновское изучение его показало существенное отличие от ларсенита, хотя их параметры ячеек сходны (a'_0 , b'_0 , c'_0 субъячейки эсперита близки соответственно к $b_0/2$, a_0 , $3c_0$ ларсенита).

Расшифрована только структура ларсенита [3]. Предполагается различие структур обоих минералов [3, 4].

Л и т е р а т у р а

1. Palache C., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 4, 142.
2. Layman F. G. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 910.
3. Prewelt C. T., Preisinger A. Zs. Krist., 1967, 124, H. 1—2, 115.
4. Moore P. B., Ribbe P. H. Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1170.

Ларсенит Larsenite

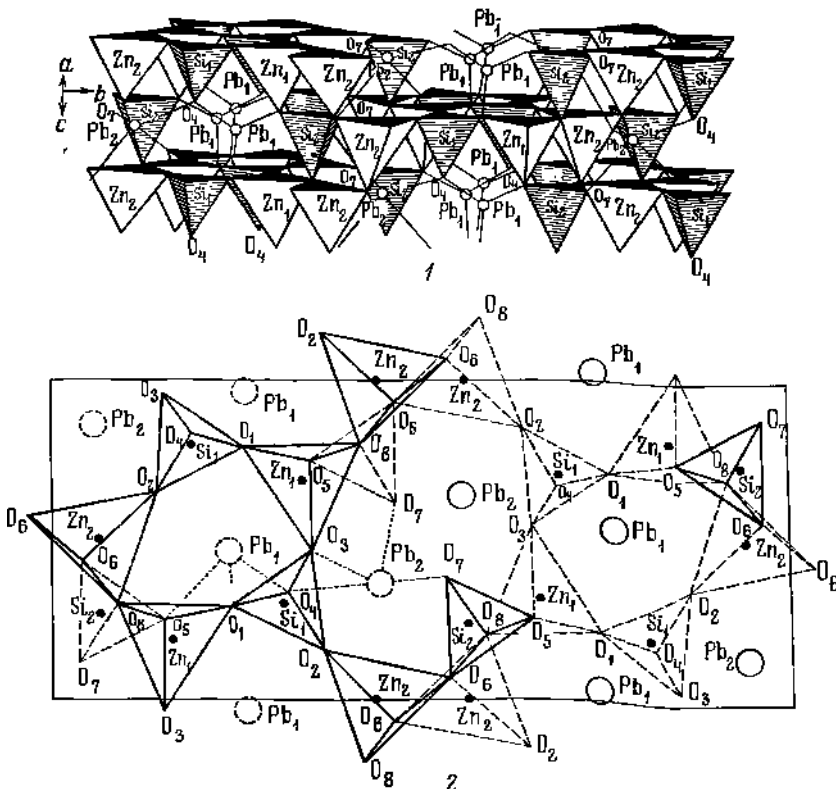


Назван по имени профессора Гарвардского университета Э. Ларсена (Пэлэч и др., 1928) [1].

Характ. выдел. Кристаллы и их группы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^9 - Pna2_1$ [2, 3]; $a_0 = 8,244$, $b_0 = 18,963$, $c_0 = 5,06$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,435 : 1 : 0,267$ (Прюит и др.) [3]; близки данные Лаймепа для минерала [4] и Ито и Фрондела для искусственного PbZnSiO_4 [5]; $Z=8$.

Для структуры [3] характерны ZnO_4 - и SiO_4 -тетраэдры, связанные общими вершинами (фиг. 66) и слагающие двойные цепи из пятичленных колец ($\text{Zn}_1 - \text{Si}_1 - \text{Zn}_1 - \text{Si}_1 - \text{Zn}_2$), параллельных (001). Эти цепи связаны трехчленными кольцами ($\text{Zn}_1 - \text{Zn}_2 - \text{Si}_2 - \text{Zn}_2 - \text{Si}_2$). Атомы Pb расположены в промежутках каркаса: Pb_1 в трехгранных пирамидах при ближайших расстояниях $\text{Pb}_1 - \text{O} = 2,31, 2,26$ и $2,43$, Pb_2 — в искаженных четырехгранных пирамидах при ближайших $\text{Pb}_2 - \text{O} = 2,45, 2,65, 2,35$ и $2,44$; более длинные $\text{Pb}_1 - \text{O} = 2,88 - 3,18$, $\text{Pb}_2 - \text{O} = 2,85$ и $3,15$. Ближайшими к каждому из атомов O, за исключением O_2 , являются три атома: Si, Zn и Pb, Si, Zn и Zn или Si, Pb и Pb; к O_2 приближены лишь два атома — при $\text{Si} - \text{O} = 1,59$ и $\text{Zn} - \text{O} = 1,89$. Расстояния $\text{Si} - \text{O}$ в тетраэдрах равны $1,59 - 1,65$, в среднем $1,63$; $\text{Zn} - \text{O} = 1,89$ и $1,99$, в среднем $1,95$ Å [3].



Фиг. 66. Структура ларсенита
(по Прюиту и др.)

1 — изображение в полнэдрах; 2 — проекция на (001)

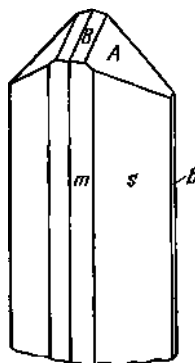
Пирамид. кл. $C_{2v} - mm2 (L_2 2P)$. $a : b : c = 0,4339 : 1 : 0,5324$
(Пэлэч) [6].

Наблюдавшиеся формы [6,7]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i> 010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
<i>y</i> 150	24 45	90 00	0 00	65 15	90 00	24 4 5
<i>s</i> 120	49 03	90 00	0 00	40 57	90 00	49 03
<i>m</i> 110	66 32	90 00	0 00	23 28	90 00	66 32
<i>n</i> 210	77 45	90 00	0 00	12 15	90 00	77 45
<i>w</i> 012	0 00	14 54	75 06	90 00	0 00	75 06
<i>d</i> 101	90 00	50 49	90 00	39 11	50 49	90 00
<i>e</i> 111	66 32	53 13	61 57	42 43	50 49	71 24
<i>A</i> 142	29 57	50 52	43 12	67 13	31 31	47 46
<i>t</i> 132	37 32	45 12	51 23	64 23	31 31	55 45
<i>l</i> 131	37 32	63 36	32 03	56 56	50 49	44 45
<i>C</i> 252	42 40	61 05	36 55	53 37	50 49	49 56
<i>g</i> 122	49 03	39 05	61 58	61 34	31 31	65 36

$$s s (120):(1\bar{2}0) = 81^\circ 54' \quad Ab (142):(010) = 47^\circ 46' \quad As (142):(120) = 42^\circ 52'$$

Кристаллы обычно тонкопризматические, значительно вытянуты вдоль оси *c* (длина их в 10—20 раз больше, чем поперечник) (фиг. 67); лишь грани *b* (010) и *s* (120) являются габитусными, остальные грани вертикальных призм обычно узкие и обуславливают характерную для кристаллов



Фиг. 67. Кристалл ларсенита, Франклин (по Пэлэчу)

вертикальную штриховку. Очень редко кристаллы таблитчатые по (010). Конечные формы редки, из них чаще всего наблюдаются грани *A* (142), а также грани дипирамиды *B* (9. 8. 18) с $\varphi = 68^\circ 54'$ и $\rho = 33^\circ 19'$ (в среднем), возможно являющиеся вичиналями граней (112), для которых $\varphi = 66^\circ 32'$ и $\rho = 33^\circ 46'$.

Физ. св. [7] Сп. по (120) совершенная. Тв. около 3. Уд. вес 5,90 (вычисл. 6,15 [3]). Бесцветный или белый. Черта белая. Бл. алмазный. Прозрачен.

В ультрафиолетовых лучах не флуоресцирует или флуоресцирует в бледно-фиолетовых тонах. Пьезоэлектрик [3].

Микр. [1]. Двуосный (—). Пл. опт. осей (001); $N\rho = a$, $n_g = 1,96$, $n_m = 1,95$, $n_p = 1,92$; $n_g - n_p = 0,04$; $2V$ около 80° ; $r > v$.

Хим. Теор. состав: $ZnO - 22,31$, $PbO - 61,21$, $SiO_2 - 16,48$. Анализ (анал. Бауэр) [1] ларсенита с примесью (около 9% клиноэдрита) (1) и пересчет этого анализа за вычетом примеси (2):

	MgO	CaO	MnO	FeO	ZnO	PbO	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1.	0,20	2,42	0,14	0,10	22,74	56,66	16,87	0,76	99,89
2.	—	—	—	—	21,34	62,82	15,84	—	100,00

Повед. при нагр. При температуре выше 900° плавится incongruently с образованием виллемита и расплава силиката свинца [5, 8].

Наход. Найден только в руднике Франклин в штате Нью-Джерси (США) [1, 7] совместно с эсперитом, ходжкинсопитом, клиноэдритом, беменитом, неотокитом и другими минералами в тонких прожилках, секущих виллемит-франклинитовые руды, и в пустотках на участках, где проявились процессы замещения.

Искусств. Синтезирован при нагревании геля состава PbO·ZnO·SiO₂·nH₂O на воздухе при температурах от 500 до 900°, также в запаянной бомбе при 300—500° и давлении водяных паров около 2—3 кбар [5, 8].

Межплоскостные расстояния ларсенита из Франклина *
FeK_α-излучение, Мп-фильтр, D=90 мк

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	20	7,47	221; 051	60	3,01	351; 181	30	2,03
120	10	6,23	160	10	2,93	420	10	2,00
011	20	4,85	231; 151	50	2,83		20	1,95
040	10	4,72	250	40	2,77		20	1,92
111	20	4,17	310	30	2,70		30	1,88
210	10	4,00	241	10	2,62		50	1,86
121	10	3,90	170; 161	10	2,56		30	1,84
220	10	3,77	330; 260	30	2,51		30	1,82
131	10	3,51	080	20	2,36		40	1,58
230; 150	10	3,41	261	20	2,24		50	1,55
	10	3,31	350?	10	2,21		30	1,51
201; 141	100	3,17		20	2,09		40	1,29
240	30	3,09	400; 271	20	2,06		30	1,26

Далее 7 линий до 0,999

* ASTM, 14—198.

Л и т е р а т у р а

1. Palache C., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 4, 142.
2. Moore P. P., Ribbe P. H. Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1170.
3. Prewitt C. T., Kirchner E., Preisinger A. Zs. Krist., 1967, 124, H. 1—2, 114.
4. Layman F. G. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 910.
5. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1077.
6. Palache C., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 334.
7. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 80.
8. Ito J. Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 231.

Эсперит Esperite (Ca,Pb)Zn [SiO₄]

Назван по имени проф. Эспера Ларсена (Мур, Риббе, 1965) [1], ранее Пэлэчс и др. [2] был описан под названием кальциоларсенита — calcium-larsenite.

Характ. выдел. Сплошные выделения (до 2¹/₂ см в поперечнике) [2—4].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0=8,814$, $b_0=8,270$, $c_0=15,26$ Å; $\beta=90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0=1,066 : 1 : 1,845$ (псевдогексагональный); $Z=3$ [1]. Отмечалось наличие сверхструктурной ячейки с $a_0=8,814 \times 2$ и $c_0=15,26 \times 2$; $Z=12$ [1]. У искусственного эсперита $a_0=8,79$, $b_0=8,29$, $c_0=15,25$ Å.

Структура не изучена; возможно, что она близка к структуре бериллонита и тримерита [1].

Физ. св. Сп. по (010) и (100) заметная, по (101) неясная. Тв. 5—5½ [1]. Уд. вес 4,421 [2] (вычисл. 4,25 при Ca : Pb=3 : 1 [1]). Цв. белый, серовато-белый. Бл. жирный. Мелкие зерна просвечивают. В связи с легкой изменчивостью обычно мало прозрачен, буроватый.

В коротких ультрафиолетовых и в рентгеновских лучах обнаруживает яркое желтое свечение (синтетический не флуоресцирует [5]).

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (—). $n_g=n_m=1,769$, $n_p=1,760$; $2V=5^\circ$ у оригинала хим. апализа; $n_g=1,774$; $n_m=1,774$; $n_p=1,762$; $2V=40^\circ$ — у другого, более свежего образца [2].

Хим. Соотношение Pb и Ca, очевидно, непостоянно; в химически апализованном образце Ca : Pb=2,36 : 1 [2], в анализированном с помощью микронзонда [1] Ca : Pb близко к 3 : 1 и Zn : Si — к 1 : 1 (соответственно теор. состав: CaO — 17,57, PbO — 23,32, ZnO — 34,00, SiO₂ — 25,11).

Анализ (анал. Бауэр) [2]: MgO — 0,23, CaO — 16,36, MnO — 0,57, FeO — 0,48, ZnO — 30,61, PbO — 27,63, SiO₂ — 24,10, H₂O⁺ — 0,12; сумма 100,10.

Повед. при нагр. При нагревании в пределах 700—800° разлагается, образуется смесь гардистонита, ларсенита и цинкита; четырехдневное выдерживание этой смеси при 1050° приводило к образованию гардистонита и виллемита с потерей около 28% веса [1].

Находж. Наблюдался лишь в месторождениях Франклина в штате Нью-Джерси (США) в участках замещения виллемит-франклинитовых руд. Ассоциируется с франклинитом, цинкитом, виллемитом, реже — с самородной медью и глаукохроитом. Совместно с франклинитом замещает гардистонит и глаукохроит. Встречается в больших количествах, чем ларсенит. Очень редко эсперит и ларсенит наблюдаются в одних и тех же образцах.

Изм. Очень легко изменяется (буреет); продукты изменения не изучены.

Искусств. Получен лишь в смеси с другими фазами (силикатами Zn, Pb, Ca) путем многочасового нагревания на воздухе при 550—680° свежесаживаемых гелей состава CaO—ZnO—SiO₂ и PbO—ZnO—SiO₂ [5].

Отл. Характерна флуоресценция, более яркая, чем у виллемита; отличается от последнего по оптическим константам.

Межплоскостные расстояния эсперита из Франклина*

Cu-излучение, Ni-фильтр, стандарт — CaF₂

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
002; 101	45	7,62	221	22	2,958	231	4	2,314
112	10	4,73	105; 204	33	2,884	314	4	2,237
200; 103	15	4,41	222	4	2,805	400	4	2,205
004; 202	15	3,82	124	8	2,675	323	8	2,169
211	7	3,76	312	3	2,597	225	4	2,145
121; 022	15	3,64	006	75	2,543	402	8	2,118
122	23	3,363	132	4	2,490	13		2,051
023	17	3,216	313	8	2,434	10		2,015
220	100	3,017	224	40	2,367	45		1,944

* ASTM, 16—373.

Л и т е р а т у р а

1. Moore P. B., Ribbe P. H. Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1170.
2. Palache C., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 4, 142.
3. Palache C., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 334.
4. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 81.
5. Ito J. Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 231.

СТРУКТУРА ТИПА ЛАРНИТА

ГРУППА ЛАРНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Ларнит	$\text{Ca}_2[\text{SiO}_4]$ Монокл.	5,48	6,76	9,28	$94^\circ 33'$	3,3
Бредигит	$\text{Ca}_2[\text{SiO}_4]$ Ромб.	10,93	18,41	6,75	—	3,4

Ларнит, бредигит и кальцисоливин — три наблюдавшиеся в природе полиморфные модификации Ca_2SiO_4 ; они отвечают соответственно искусственным β -, α' - и γ - Ca_2SiO_4 . В группу ларнита включены две из пяти известных к настоящему времени модификаций; α - Ca_2SiO_4 и β' - Ca_2SiO_4 в природе пока не обнаружены. Кальциооливин как изоструктурный с оливином охарактеризован на стр. 208.

Образование минералов этой группы характеризует наиболее высокотемпературные условия сапидиновой фации метаморфизма; двухкальциевый силикат, обычно в форме бредигита, образуется при контактовом метаморфизме карбонатных и карбонатно-кремнистых пород в условиях относительно малого давления флюида при существенной доле углекислоты в его составе.

Полиморфизм двухкальциевого силиката имеет прикладное значение: метастабильные при нормальных условиях α' - и β -формы (бредигит и ларнит), обладая большой гидравлической активностью, играют важную роль в составе портландцементного клинкера. Инверсия ларнит — γ - Ca_2SiO_4 (фаза, стабильная при нормальных P и T) с дефектом плотности около 12% может привести к разрушению клинкера и потере им гидравлических свойств. Границы полей стабильности полиморфных модификаций двухкальциевого силиката твердо не установлены, несмотря на большое число работ в этой области. Исследования полиморфизма Ca_2SiO_4 позволили Рою [1] построить приближенную диаграмму устойчивости α' -, β - и γ -модификаций и высказать допущение, что ларнит не имеет поля стабильности при атмосферном давлении в широком температурном интервале. Торопов и др. [2] опровергли этот вывод. Согласно работам Смита и др. [3], скорость инверсии и стабилизирующее действие добавок в значительной степени зависят от термической истории минерала: выше $1420 \pm 10^\circ$ происходит быстрая и полная инверсия $\beta \rightarrow \gamma$, а при более низких температурах ларнит обычно сохраняется метастабильно. Инверсия бредигит — ларнит с изменением плотности всего на ~2% происходит легко; получить метастабильный бредигит при низких температурах довольно трудно. Более частое нахождение в породах ларнита объясняется тем, что P — T параметры стабильности двухкальциевого силиката находятся в условиях, близких к природным [4].

Л и т е р а т у р а

1. Roy D. M. J. Am. Ceram. Soc., 1958, 41, No. 8, 293.
2. Торопов Н. А., Волконский Б. В., Садков В. И. ДАН СССР, 1957, 112, № 3, 467.
3. Smith D. K., Majumdar A. I., Ordway F. J. Am. Ceram. Soc., 1961, 44, No. 8, 405.
4. Жариков В. А., Шмулович К. И. Геохимия, 1969, № 9, 1039.

Ларнит Larnite



Назван по первым находкам в районе Ларн в Ирландии [1]. Отвечает искусств. $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$; в цементной промышленности обозначается белит, фелит [2].

Характ. выдел. Топкозернистые агрегаты, несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0=5,48$, $b_0=6,76$, $c_0=9,28$ Å; $\beta=94^\circ 33'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,8106 : 1 : 1,3727$ (для искусств.); $Z=4$ [3]. Для структуры ларнита $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ [3, 4] характерны изолированные Si-тетраэдры и атомы Ca в двух положениях: Ca_I в координации 6 связаны в цепочки, а Ca_{II} в координации 8 расположены в промежутках между Si-тетраэдрами. Расстояния Ca_I—O=2,24—2,69 Å, Ca_{II}—O=2,35—2,69, Si—O=1,51—1,70, в среднем 1,62 Å [4].

Кристаллы призматические, плохо развитые.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Спайность по (100) ясная. Уд. вес 3,28 (вычисл. 3,31). Цв. серый.

Теплота образования $\Delta H_{298}^0 = (-) 30,19 \pm 0,25$ ккал/моль (из окислов); энтропия $S_{298}^0 = 30,5 \pm 0,2$ кал/град·моль [5]. Уравнение теплоемкости $H_T - H_{298,15} = 34,87 T + 4,87 \cdot 10^{-3} T^2 + 6,26 \cdot 10^6 T^{-1} - 12,929$; ошибка 0,4% в интервале температур 298—910° K [6] (имеется предположение [7], что величина S_{298}^0 несколько завышена из-за присутствия примесей).

Микр. В шлифах бесцветный, серый, иногда бледно-фиолетовый (плеохроитует); наблюдаются полисинтетические двойники по (100), изредка — пластинчатое строение. Интерференционная окраска — до голубой второго порядка. Двусный (+). $Ng=b$, $cNp=13-14^\circ$; $n_g=1,730$, $n_m=1,715$, $n_p=1,707$, $n_g - n_p=0,023$ [1]; $2V=63^\circ$ [8].

Хим. Теор. состав: CaO — 65,11, SiO₂ — 34,89. Анализ ларнита из Скаут Хила [1]: MgO — 0,69, CaO — 64,98, FeO — 0,64, Al₂O₃ — 1,12, SiO₂ — 31,00, CO₂ — 0,82, H₂O — 0,61, сумма 99,86 (материал содержал незначительную примесь спёррита).

Диагн. исп. Ларнит легко реагирует с водой, давая гидросиликаты Ca; легко желатинирует со слабыми кислотами.

Повед. при нагр. При нагревании около 675 переходит в $\alpha'\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, выше 1425° — в $\alpha\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ [9].

Нахожд. Очень редок. Обнаруживается на контактах изверженных пород (габбро, долеритов, монзонит-сиенитов и известняков). Совместно с ларнитом наблюдаются другие полиморфные модификации двухкальциевого силиката — бредигит и кальциооливин [8, 10]. Образованию ларнита всегда предшествует возникновение бредигита; последний при охлаждении переходит в ларнит. Ларнит наблюдался в ассоциации с геленитом и ранкинитом в Камас Море, Ивернесс (Шотландия) [11], с кальцитом, спёрритом, мервинитом, геленитом и шпинелью в Скаут Хиле (Ирландия) [1, 12], со спёрритом, геленитом, скоутитом и магнетитом в Токатока (Новая Зеландия) [13].

Изм. В Скаут Хиле наблюдалось замещение ларнита гелеобразным пломбиеритом (кайма вокруг выделения ларнита) [14]. Искусств. соединение легко гидролизует.

Искусств. Ларнит, как и другие полиморфные модификации Ca_2SiO_4 , синтезируется путем сплавления CaO и геля SiO₂ или кварца [9, 15, 16]. Он является неустойчивой высокотемпературной модификацией Ca_2SiO_4 , при охлаждении легко переходящей в $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$. Введение добавок B₂O₃, Cr₂O₃, Mn₂O₃ и других способствует стабилизации ларнита [2, 15]. Синтез ларнита легко осуществляется при обжиге кальцита или известняка с квар-

цевым песком (производство портландцементного клинкера). Тонкозернистые агрегаты полисинтетически двойникованных зерен ларнита получены при нагревании куспидина до 1200° . При обжиге окерманита при 1250° , по данным Фемистера [17], образовались смешанные кристаллы мервинит-ларнит и молпичеллит-ларнит; по мнению Роя [18], на диаграмме твердые растворы на линии мервинит — ларнит отсутствуют. При исследовании системы $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ ларнит был получен [16, 19] совместно со спёрритом и волластонитом под давлением CO_2 в интервале температур $800-1000^{\circ}$. Весьма часто наблюдается в шлаках и футеровочных огнеупорах [15].

Практ. знач. Искусств. ларнит — важнейшая часть цементного клинкера.

Межплоскостные расстояния синтетического ларнита ($\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$) *
 CuK_{α} -излучение, $D=60,26$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
$\bar{1}01$	9	4,902	031	65	2,188	040	3	1,690
002	13	4,645	212	20	2,163	041	3	1,661
$\bar{1}11$	3	3,970	$\bar{1}23$	3	2,157	$\bar{3}03$	13	1,634
012	7	3,827	220	11	2,130	025	7	1,627
111	7	3,783	$\bar{2}21$	3	2,105	$\bar{2}24$	3	1,621
020	11	3,377	$\bar{1}44$	7	2,094	140	11	1,614
$\bar{1}12$	13	3,241	130	7	2,083	$\bar{3}21$	5	1,604
021	11	3,175	221	20	2,048	232	5	1,603
112	13	3,046	$\bar{2}13$	11	2,041	$\bar{1}41$	3	1,596
120	35	2,876	032	20	2,026	042	5	1,587
013	20	2,814	131	20	2,019	$\bar{1}34$	11	1,575
$\bar{1}03$	100	2,795	$\bar{2}22$	35	1,983	215	3	1,556
$\bar{1}21$	90	2,780	042	9	1,913	$\bar{2}33$	9	1,552
200	95	2,744	213	5	1,897	006	3	1,548
022	40	2,731	222	13	1,892	224	7	1,523
121	40	2,716	$\bar{1}24$	5	1,845	142	3	1,513
103	65	2,608	033	5	1,821	016	3	1,509
210	13	2,543	$\bar{2}23$	11	1,808	313; $\bar{1}16$;		
$\bar{2}02$	20	2,451	$\bar{1}05$	7	1,804	233	7	1,485
113	7	2,433	015	11	1,791	215	3	1,449
211	20	2,407	301	5	1,768	$\bar{1}43$; $\bar{2}25$	7	1,445
122	20	2,400	$\bar{1}15$	3	1,743	240	3	1,438
004	5	2,322	$\bar{2}31$	5	1,727	$\bar{2}34$	3	1,428
$\bar{2}12$	5	2,304	105	5	1,718	143; $\bar{3}31$	9	1,417
023	35	2,282	204; 223	13	1,707	206	5	1,397
014	11	2,196	$\bar{3}12$	3	1,695	331; $\bar{2}42$	7	1,391

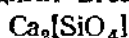
* ASTM, 9—351. Образец получен при 1100° в течение 6 час. на $\text{SiO}_2 + \text{CaCO}_3$.

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E. Min. Mag., 1929, 22, No. 125, 77.
2. Торопов Н. А. Химия цементов. Промстройиздат, 1956, 46 и 82.
3. Midgley C. M. Acta cryst., 1952, 5, 307.
4. Cruickshank D. W. J. Acta cryst., 1964, 17, 623.
5. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23.

6. Coughlin J. P., O'Brien C. J. J. phys., chem., 1957, 61, No. 6, 767.
7. Turner F. J. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 1, 3.
8. Bridge T. E. Am. Min., 1966, 51, Nos. 11—12, 1766.
9. Smith D. K., Majumdar A., Ordway F. Acta cryst., 1965, 18, 787.
10. Tilley C. E., Vincent C. J. Min. Mag., 1948, 28, No. 200, 260.
11. Tilley C. E. Bull. Comm. géol. Finl., 1947, 20, Pentti Eskola vol., No. 140, 97.
12. Tilley C. E. Min. Mag., 1942, 26, No. 176, 190.
13. Mason B. Am. Min., 1957, 42, Nos. 5—6, 379.
14. McConnell J. D. C. Min. Mag., 1955, 30, No. 229, 672.
15. Бестропыев К. С., Торопов Н. А. Химия кремния и физическая химия силикатов. Промстройиздат, 1956, 246.
16. Шмулович К. И. ДАН СССР, 1967, 177, № 4, 905.
17. Pheinstier J., Nurse R. W., Bannister F. A. Min. Mag., 1942, 26, No. 177, 225.
18. Roy D. M. Min. Mag., 1956, 31, No. 233, 187.
19. Жариков В. А., Шмулович К. И. Геохимия, 1969, № 9, 1039.

Бредигит Bredigite



Назван по имени М. А. Бредига, впервые изучившего полиморфизм Ca_2SiO_4 (Тилли, Винсент, 1948) [1].

Характ. выдел. Микроскопически мелкие выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{12} \rightarrow Pmm$; $a_0=10,93$, $b_0=18,41$, $c_0=6,75$ Å, $a_0 : b_0 : c_0=0,5882 : 1 : 0,3666$; $Z=16$ (бредигит из Скаут Хила (Дуглас, 1952) [2]).

В структуре бредигита (α' - Ca_2SiO_4) атомы Ca имеют координацию 8, структура в общем сходна со структурой ларнита (β - Ca_2SiO_4), отличается некоторым поворотом SiO_4 -тетраэдров и разрывом нескольких связей Ca—O₄ [3].

В шлаках образует призматические кристаллы, поперечные сечения которых имеют гексагональные очертания, а также дендритовидные и скелетные выделения [1].

В шлифах отмечены двойники по (130) [1] и ориентированные сростания с ларнитом (Ng общие) и с кальциооливином (плоскости опт. осей параллельны) [1].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) наблюдалась под микроскопом (под углом 60°). Уд. вес 3,42. Инверсия ларнит—бредигит при 970° К имеет $\Delta H=440$ кал/моль и $\Delta S=0,45$ кал/град·моль. Уравнение теплоёмкости: $H_T - H_{298,15} = 32,16 T + 5,51 \cdot 10^{-3} T^2 - 9,814$ (ошибка 0,1% в интервале 970—1710° К) [4].

Микр. [1]. Двусный (+). Плоскость опт. осей (100), $Nm=a$, $Np=b$, $Ng=c$. Окрашенные разности плеохроируют: по Ng и по Nm —бесцветный или светло-зеленый, по Np —бледно-фиолетовый. $n_g=1,725$, $n_m=1,716$, $n_p=1,712$, $n_g - n_p=0,013$; $2V=30^\circ$, непостоянный, иногда 10°. Наблюдается аномальная интерференционная окраска. Дисперсия опт. осей заметная, $r < v$.

Хим. Теор. состав: CaO—65,11, SiO₂—34,89. Минерал не анализирован.

Диagn. исп. Легко растворим в слабых кислотах с образованием скелетного кремнезема; сравнительно легко гидратируется [5].

Находж. Очень редок. Образуется при контактовом метаморфизме известняков [6]. Обычна ассоциация бредигита со спёрритом, ранкинитом, кальцитом, мервинитом и геленитом (Скаут Хил, Ирландия; Камас Мор, Шотландия; Кэнион, шт. Техас, США). Встречается совместно с ларнитом и кальциооливином, образует с ними сростания [1].

Изм. Отмечено замещение бредигита из Скаут Хила пломбиеритом как результат гидратации [7]. Бредигит в составе цементов при механическом или термическом воздействии переходит в ларнит или кальциооливин.

Искусств. Синтезируется из смеси CaO и SiO₂ при 725—860° [3]; устойчив в пределах 725—1420°. Добавка Mg₂SiO₄, Ca₂(PO₄)₂ и В₂O₅ способствует стабилизации бредигита при низких температурах [5, 8]. Наблюдается в портландцементном клинкере и шлаках.

Межплоскостные расстояния бредигита (α-Ca₂SiO₄) из Скаут Хила*.

CuK _{α'} -излучение								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
041	20	3,81	252	80	2,259	0.10.2	20	1,621
231	20	3,48	510	20	2,170	622; 562;	}60	1,574
051; 301	20	3,22	033; 412	20	2,111	453; 392		
122; 321	20	3,03	213; 422	60	2,067	632; 710	60	1,554
032	20	2,947	053	80	1,923	314; 661	20	1,528
202	20	2,889	243; 541	20	1,895		20	1,470
400	100	2,730	0.10.0; 452	40	1,837		40	1,424
260	100	2,663	163	20	1,790		20	1,392
232; 350	20	2,595	611	20	1,751		20	1,380
052; 261	20	2,489	391	20	1,725		60	1,362
351	20	2,413	382	20	1,686		60	1,333
431	20	2,341	292	20	1,665			
332	20	2,291	124; 552	20	1,646			

* ASTM, 14—12.

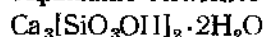
Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E., Vincent C. J. Min. Mag., 1948, 28, No. 200, 255.
2. Douglas A. M. B. Min. Mag., 1952, 29, No. 217, 875.
3. Smith D. K., Majumdar A., Ordsay F. Acta cryst., 1965, 18, 787.
4. Coughlin J. P., O'Brien C. J. J. phys. chem., 1957, 61, No. 6, 767.
5. Торопов Н. А. Химия цементов. Промстройиздат, 1956, 46.
6. Жариков В. А., Шмидович К. И. Геохимия, 1969, № 9, 1039.
7. McConnell J. D. C. Min. Mag., 1955, 30, No. 229, 672.
8. Евстропьев К. С., Торопов Н. А. Химия кремния и физическая химия силикатов. Промстройиздат, 1956, 246.

СТРУКТУРА ТИПА АФВИЛЛИТА

	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	β	Уд. в.
Афвиллит	Ca ₂ [SiO ₃ OH] ₂ ·2H ₂ O Монокл.	16,27	5,63	13,23	134°48'	2,6

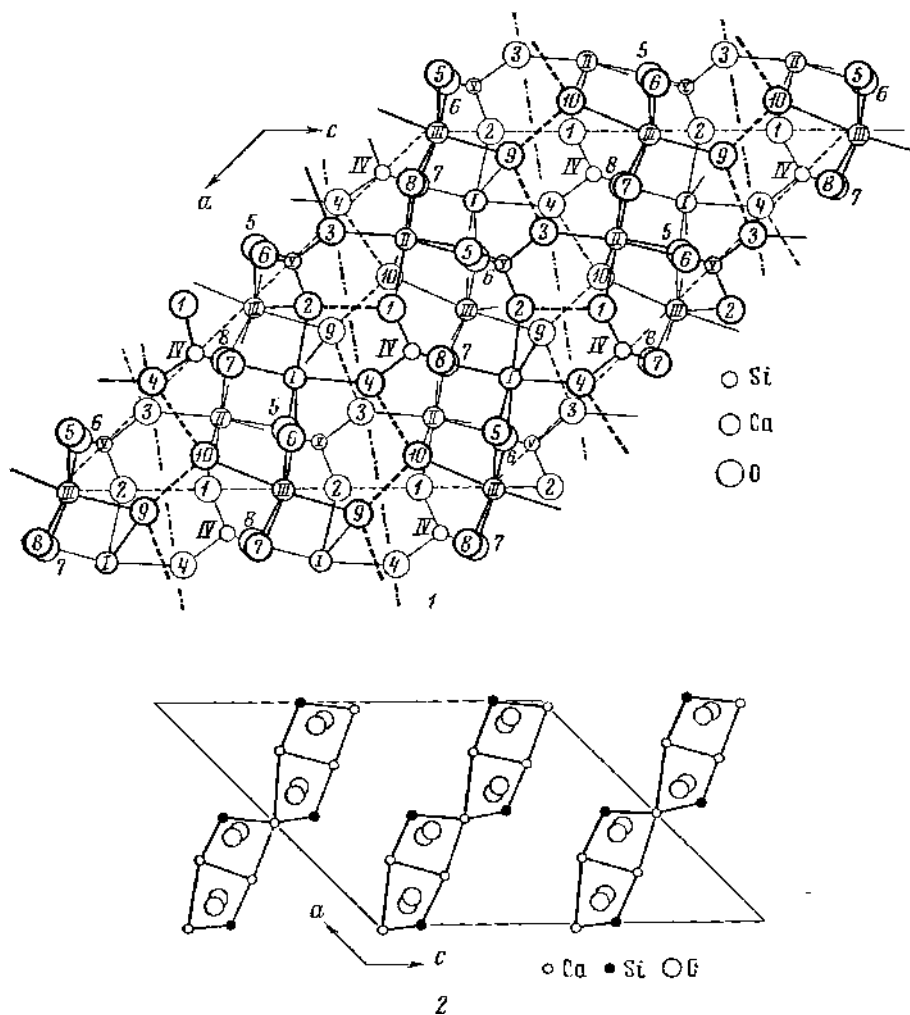
Афвиллит Afwillite



Назван по имени генерального директора Южно-Африканских рудников А. Ф. Уильямса [1].

Характ. выдел. Кристаллы (от 0,5 мм до 3—4 см) и их скопления (до 11 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_s⁴—Cс; a₀ = 16,27, b₀ = 5,63, c₀ = 13,23А, β = 134°48'; a₀ : b₀ : c₀ = 2,889 : 1 : 2,350 [2]; Z = 4.



Фиг. 68. Структура афвиллита

1 — проекция структуры на (010) (по Мегю); 2 — ленты состава $[Ca_3Si_2O_8]^{6+}$ в структуре афвиллита (по Мак-Айверу)

В структуре афвиллита (фиг. 68, 1) [2—4] одна из вершин каждого кремнекислородного тетраэдра занята группой OH. Координация атомов Ca — шестерная и семерная. Ca-полиэдры имеют параллельные оси *b* общие ребра друг с другом и с SiO_4 -тетраэдрами. Структуру можно рассматривать подобно структуре булфонтейнита (см. ниже) как совокупность колонок из атомов Ca и Si вместе с атомами O, образующими общее ребро соответствующих полиэдров [3]. Однако в отличие от булфонтейнита двойные колонки связаны в слои $[Ca_3Si_2O_8]^{6+}$, параллельные (101) (фиг. 68, 2) [5]. Слои удерживаются связями Si — O — Ca с участием водородных связей. Средние межатомные расстояния: Si — O = 1,60, Si — OH = 1,68, Ca — O = 2,38, Ca — OH = 2,44, Ca — H₂O = 2,63 Å [2].

Доматич. кл. $C_s - m (P)$, $a : b : c = 2,097 : 1 : 2,381$, $\beta = 98^\circ 26'$ (Пэри, Райт) [1].

Главные формы [1, 6]:

	Ф	Р	Ф ₂	Р ₂
<i>c</i>	001	90°00'	8°26'	8°26'
<i>a</i>	100	90 00	90 00	90 00
<i>m</i>	110	25 44	90 00	25 44
<i>l</i>	310	55 20	90 00	55 20
<i>o</i>	011	3 34	67 15	8 26
<i>d</i>	101	90 00	52 20	90 00
<i>e</i>	$\bar{1}01$	-90 00	44 58	-44 58

$$ac = (100):(001) = 81^\circ 34'$$

$$al = (100):(310) = 34 40$$

$$am = (100):(110) = 64^\circ 16'$$

$$cd = (001):(101) = 43 54$$

$$ce = (001):(\bar{1}01) = 53^\circ 24'$$

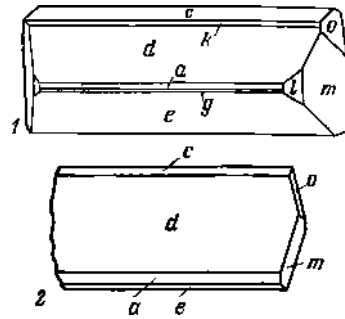
$$co = (001):(011) = 66 59$$

Второстепенные и редкие формы [1, 6]: *k* (102), *f* ($\bar{1}02$), ($\bar{3}02$), *g* ($\bar{2}01$), (013), (045), (121), (211), ($\bar{1}12$), ($\bar{2}13$), ($\bar{3}18$).

Недостовверные формы [1]: (106), (104), (308), (203), (504), (302), (301), ($\bar{3}08$), ($\bar{3}04$), ($\bar{5}04$), ($\bar{3}01$).

Кристаллы призматические, вытянутые по оси *b* (фиг. 69); грани головок развиты плохо. Все грани несут следы растворения. При искусственном травлении HCl образуются фигуры растворения на грани (001) [1]. Двойники не отмечались, обычны параллельные сростания кристаллов.

Фиг. 69. Кристаллы афвиллита
1 — Дютюаспан (по Пэри и Райту);
2 — Крестмор (по Свитцеру и Бейли)



Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) несовершенная (в морфологической установке Пэри). Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 3—4. Уд. вес 2,62—2,63 (вычисл. 2,648) [2]. Бесцветный или белый. Черта светлая. Бл. стеклянный. Прозрачен или полупрозрачен. Пиро-и пьезоэлектрик.

Для инфракрасного спектра поглощения характерны широкие полосы 2400 и 2800 cm^{-1} и менее широкие 3120 и 3340 cm^{-1} [4].

Микр. В прох. свете бесцветный. Двуосный (+). Удлинение (\pm). Пл. опт. осей (010); $Nm = b$; $cNp = 30^\circ 36'$ (Na), в красном свете — $31^\circ 12'$, в синем — $29^\circ 54'$; $n_g = 1,6336$, $n_m = 1,6204$, $n_p = 1,6169$; $n_g - n_p = 0,0167$ (Na), $2V = 54^\circ 40'$ (Na), $r < v$ [1].

Хим. Теор. состав: CaO — 49,12, SiO₂ — 35,09, H₂O — 15,79. Анализы афвиллита из Дютюаспана (ЮАР):

	1	2	3	4		1	2	3	4	
MgO	—	0,02	0,02	0,02	SiO ₂	33,96	35,10	34,97	33,84	
CaO	49,28	49,00	49,13	48,62	H ₂ O ⁺	15,89	15,81	15,81	15,81	
Al ₂ O ₃	}	0,60	0,05*	0,06	2,27	H ₂ O ⁻	0,12	0,01	0,04	0,01
Fe ₂ O ₃						Сумма	99,85	99,99	100,03	100,57

*В основном Fe₂O₃.

1 — анал. Пэри; 2—4 — анал. Уошингтон.

Диагн. исп. Растворяется в HCl и H₂SO₄ с выделением тепла. П. п. тр. не плавится, растрескивается и мутнеет.

Повед. при нагр. Большая часть воды удаляется в интервале 295—300°, а из синтетического при 550—650°. На термической кривой синтетического афвиллита имеются два эндотермических прогиба (500—600 и 700—750°) и экзотермический пик при 850—900° [7].

По расчетам при разложении афвиллита термодинамически устойчивым продуктом до 650° является смесь Ca₂SiO₄ с волластонитом, а выше 650° — смесь Ca₂SiO₄ с кварцем [8]. Согласно экспериментам [9], при 350—450° продуктом разложения афвиллита является Ca₂SiO₄ (по Тэйлору [10], γ-Ca₂SiO₄) с примесью недиагностированной фазы «икс», а при 730—870° — тот же Ca₂SiO₄ (γ-Ca₂SiO₄) с примесью другой, также недиагностированной фазы «игрек».

Находж. Весьма редок. По-видимому, гидротермальный. Встречается в зоне контакта изверженных пород с осадочными или в ксенолитах осадочных пород среди изверженных. Впервые был обнаружен в алмазных коях Дютуаспана (ЮАР) [1] в ксенолитах долерита и сланца в кимберлитах в ассоциации с апофиллитом, кальцитом, натролитом и булффонтейнитом. В карьере Крестмора (шт. Калифорния, США) [6] известен вдоль крупных трещин в контактовых породах, состоящих из мервинита, геленита, кальцита с примесью спёррита, везувиана, монтичеллита, граната и брусита в ассоциации с кварцем, таумаситом, булффонтейнитом и кальцитом. Встречен в жеодах и трещинках в ксенолитах мергелей и аркозовых песчаников, находящихся среди трахибазальтов, в ассоциации с кальцитом, гидрокальцитом и этрингитом в карьере Буасожур (Клерман-Ферран, Франция) [11], в мелких полостях в контактовой зоне долерита — в ассоциации с кальцитом, как продукт гидротермального изменения спёррита в Скаут Хиле (Антрим, Северная Ирландия) [12].

Изм. В гипергенных условиях неустойчив и легко выщелачивается [11, 12].

Искусств. Получен при взаимодействии CaO и SiO₂ в отношении 3 : 2 в атмосфере водяного пара при температуре 140—180° [13]. Является одним из промежуточных продуктов в производстве цемента.

Практ. знач. Служит добавкой к портуландцементу [9, 14].

Межплоскостные расстояния афвиллита из Дютуаспана *

CuK _α -излучение								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
202	80	6,46	114	40	2,44	204; 802	80	1,776
200	80	5,74	004	60	2,35	223; 333	40	1,724
110	50	5,08	422	50	2,31	916	60	1,704
002	80	4,73	221	50	2,21	330; 133	60	1,683
112	50	4,15	406; 424	80	2,145	334; 106	60	1,630
312	50	3,91	510			532; 826	80	1,604
311	50	3,75	224	40	2,064	512	60	1,589
404	50	3,28	420	40	2,017	006; 104	40	1,563
310	100	3,19	222	60	1,989	314; 822	50	1,507
204	50	3,05	806; 623;	80	1,949	828	40	1,413
314	100	2,84	624			40	1,382	
512	100	2,74	402; 600	50	1,924		40	1,380
604	50	2,67	625	60	1,862		40	1,369
311	50	2,59	024	80	1,805			

* ASTM, 9—454.

Кроме того 14 дополнительных линий до 1,017

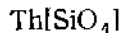
Л и т е р а т у р а

1. Parry J., Wright F. E. Min. Mag., 1925, 20, No. 108, 277.
2. Megaw H. D. Acta cryst., 1952, 5, 477.
3. Megaw H. D., Kelsey C. H. Min. Mag., 1955, 30, No. 228, 569.
4. Petch H. E., Sheppard N., Megaw H. D. Acta cryst., 1956, 9, 29.
5. McIver E. J. Acta cryst., 1963, 16, 551.
6. Switzer G., Bailey E. H. Am. Min., 1953, 38, Nos. 7—8, 629.
7. Горюнов Н. А., Никогосин Х. С., Бойкова А. И. Тр. 5-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии 1956 г. Изд-во АН СССР, 1958, 49.
8. Мичедлов-Петросян О. П., Бабушкин В. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 197.
9. Heller L. Proc. of the Third International Symposium on the Chemistry of Cement. 1952.
10. Taylor H. F. W. Acta cryst., 1955, 8, 440.
11. Grünhagen H., Mergoil J. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No 2, 149.
12. Tilley C. E. Geol. Mag., 1930, 67, No. 790, 168.
13. Heller L., Taylor H. F. W. J. Chem. Soc. London, 1952, 1018 и 2535.
14. Heller L., Taylor H. F. W.. Crystallographic Data for the Calcium Silicates. London, 1956, 50.

СТРУКТУРА ТИПА ХАТТОНИТА

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Хаттонит Th [SiO ₄] Монокл.	6,80	6,96	6,54	104°55'	7,1

Хаттонит — редкий минерал, изоструктурен с монацитом. Наряду с собственно хаттонитом, встреченным в Новой Зеландии, описаны феррихаттонит (из СССР), который, по-видимому, представляет разновидность хаттонита, но несколько отличается от него по своим свойствам, и церфосфорхаттонит — фосфато-силикат ряда хаттонит — монацит.

Хаттонит *Huttonite*

Впервые установлен в 1950 г. О. Хаттоном [1], назван по его имени А. Пабстом [2].

Синон. Хэттонит, хюттонит, хёттонит, гуттонит, гюттонит, клиноторит — clinothorite (Поваренных, 1966).

Ниже приведена характеристика собственно хаттонита из Новой Зеландии.

Характ. выдел. Зерна неправильной формы (до 0,2 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0 = 6,80$; $b_0 = 6,96$; $c_0 = 6,54$; $\beta = 104^\circ 55'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,977 : 1 : 0,940$ (для новозеландского); $Z = 4$ [3]. Изоструктурен с монацитом. Диморфен с торитом.

Некоторые зерна несколько уплощены по (100) [3].

Физ. св. [1, 3]. Неясная сп. или отдельность по (100) и (001). Уд. вес 7,1 (вычисл. 7,18). Изл. слабо раковистый. Цв. бесцветный до бледно-кремового. Бл. на плоскостях отдельности жирный. Немагнитен. В ультрафиолетовых лучах (2540Å) обладает белым с розоватым оттенком свечением.

Микр. [1, 3]. В шлифах в прох. свете бесцветный до бледно-кремового. Двуосный (+). $Nm = b$, Ng близка к c ; $n_g = 1,922$; $n_m = 1,900$ (вычисл.); $n_p = 1,898$ ($\pm 0,003$); $n_g - n_p = 0,024$; $2V = 25^\circ \pm 1$; дисперсия $r < v$, умеренная.

Хим. Теор. состав: SiO₂ — 18,54, ThO₂ — 81,46. В новозеландском минерале Th частично замещен TR и Fe.

Минерал из Киргизии — феррихаттонит, аналогично ферриториту, содержит воду и повышенное количество Fe₂O₃.

Анализы:							
	1	2	3	1	2	3	
MgO	Не обн.	0,7	—	CO ₂	—	1,1	1,59
CaO	»	2,8	0,67	F	—	0,65	0,67
MnO	Сл.	2,0	—	S	—	0,2	—
FeO	—	0,1	—	H ₂ O ⁺	} Не обн.	11,9	4,43
PbO	—	1,72	0,34	H ₂ O ⁻			
Al ₂ O ₃	—	1,45	—	Сумма	100,1	100,06	100,09
Fe ₂ O ₃	1,2	8,4	3,35	—O=(F ₂ +S)		0,28	0,28
ΣTR ₂ O ₃	2,6	5,5	24,66				
SiO ₂	19,7	17,2	10,05				
ThO ₂	76,6	43,2	40,56				
UO ₂	Не обн.	2,44	—			99,78	99,81
U ₃ O ₈	—	—	1,63				
P ₂ O ₅	Сл.	0,7	10,00	Уд. п.	7,1	4,14	5,06
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	—	0,1				

1 — хаттонит, Новая Зеландия, анализ Силей и Хатон [1, 3]; 2 — феррихаттонит, СССР, анализ Макарова [4]; 3 — церфосфорхаттонит, Сибирь [5].

Диагн. исп. Конц. HCl действия не оказывает; измельченный в порошок минерал медленно растворяется в конц. H₂SO₄.

Повед. при нагр. Хаттонит, искусственно полученный при изучении системы ThO₂ — SiO₂, плавится инконгруэнтно при 1975 ± 50° с образованием ThO₂ и жидкости [6].

Наход. Встречен в прибрежных песках Уэстленда на Южном острове Новой Зеландии (в россыпях Гилеспи, Харикари, Окарито). Содержится в основном в тонкой фракции песков. В песках Гилеспи сопровождается шеелитом, касситеритом, ураноторитом, цирконом, ильменитом и золотом [1—3].

Искусств. Получен Пабстом в 1952 г. [7] нагреванием метамиктного торита или смеси ThO₂ и SiO₂ на воздухе при 900—1000° и выше. Каркханава [8] синтезировал хаттонит путем спекания ThO₂ и SiO₂ при 1500°, Фрондел и Колет [9] — спеканием гелей ThO₂ и SiO₂ при 1300—1500°. При изучении равновесия в системе ThO₂ — SiO₂ установлено образование хаттонита при температуре ≥ 1250° [6].

Гидротермальным путем синтезирован [9] нагреванием гелей ThO₂ и SiO₂ в воде или в слабощелочном водном растворе при 300° и давлении 77 бар или при 700° и 1000 бар. При нагревании гелей в разбавленном растворе азотнокислого и хлористого тория или в присутствии урана в тех же условиях получался торит. Межплоскостные расстояния хаттонита, синтезированного гидротермальным путем, значительно меньше, чем синтезированного сплавлением при 1400° [9]. Хаттонит в виде бесцветных прозрачных кристаллов (2×2×2 мм) с развитыми гранями (100), уд. весом 7,20, n_g = 1,930, n_p = 1,900 получен из гранулированного торита в растворах Li₂O·2WO₃, Li₂O·2MoO₃ или Na₂O·2WO₃ при температурах 1225 ± 10° и выше (ниже этой температуры получался торит); это позволяет считать температуру перехода обеих модификаций равной 1225 ± 10° [10].

Отл. От внешне сходного шеелита отличается радиоактивностью, оптическими свойствами [2].

Феррихаттонит (феррихутонит) — ferrihuttonite — обогащен Fe³⁺, водой, Мл и TR [4].

Впервые описан Костерным и Зуевым [4], назван Ложниковой и Яковлевой [11].

Сплошные скопления до 5—6 см в поперечнике, прожилки (мощностью 3—4 см, длиной 10—15 см) и рассеянная вкрапленность в породе. Преиму-

шественно метамиктен, рентгеноаморфен. Тв. 4—5. Изл. раковистый. Уд. вес 4,14. Цв. светло-коричневый до шоколадного. Черта бурая. Бл. смоляной. Под микроскопом прозрачен, характерны веретенообразные или червеобразные кристаллы или удлиненные индивиды. Угол погасания по отношению к удлинению 5—12°, иногда до 30—35°. Удлинение (—). Изотропен до анизотропного со слабым двупреломлением. Показатель преломления от 1,670 до 1,705; $2V$ около 5—10°. Хим. анализ 2. По составу близок к ферриториту. В группе редкоземельных элементов преобладают Y, Dy, Er, Yb. Разлагается H_2SO_4 , несколько хуже — HCl. На кривой нагревания около 200° отмечается эндотермический прогиб (выделение H_2O) и при 800—900° — экзотермический пик (переход в кристаллическое состояние). Рентгенограмма образца, прокаленного при 900°, отвечает рентгенограмме торита.

Установлен в Кирг. ССР в гидротермальных свинцово-цинковых рудопроявлениях, приуроченных к верхневарисским аляскитовым гранитам, в гранофирах — дериватах аляскистов и во вмещающих сланцах. Ассоциируется с ферриторитом, монацитом, малаконом, паризитом; образовался позднее ферриторита [4].

По интенсивным линиям порошкограммы ближе к моноклинной разности $ThSiO_4$ — хаттониту, чем к тетрагональному ферриториту и ториту. В шлифах характерно косое погасание.

Ц е р ф о с ф о р х а т т о н и т — cerphosphorhuttonite — $ThCeSiPO_8?$, минерал промежуточного состава между хаттонитом и монацитом.

Впервые установлен как особый, близкий к монациту минерал в 1956 г. Изучен и описан как новый минерал в 1965 г. Павленко, Орловой и Ахмановой [5], назван по составу. Синон. перхаттонит — cerhuttonite (Семенов, 1963) [12].

Образует копьевидные и клиновидные кристаллы (до 2 см), похожие на кристаллы монацита, и группы кристаллов. На порошкограммах дает отчетливые линии, близкие к линиям монацита и хаттонита. Наиболее интенсивны линии: 3,09 (10), 2,86 (8), 3,28 (6), 1,75 (6).

Сп. не обнаружена. Тв. немного выше 5. Уд. вес 5,06. Цв. светло-желтый до красно-бурого. Бл. смоляной до матового. Под микроскопом в проходящем свете окраска желтоватая; характерны высокий рельеф и грубая неправильная трещиноватость. При скрещенных николях видно сетчатоподобное чередование изотропизированных и анизотропных участков. Для анизотропного $n_g = 1,825$, $n_p = 1,821$; $2V + (20—21^\circ)$; слабая дисперсия, $r < v$; у изотропного n колеблется от 1,820 до 1,823.

В инфракрасном спектре наблюдаются полосы, характерные для спектров монацита и торита; после прокаливания в спектре минерала исчезают полосы воды. Анализ 3. Отношение Th:ΣCe около 0,51 : 0,41; Si : P около 0,55 : 0,46. Состав редкоземельных элементов (анал. Туранская) в % к их сумме: La — 18, Ce — 48, Pr — 6, Nd — 23, Sm — 5.

Встречен в амазонитовом пегматите Юго-Западной Сибири в ассоциации с фергусонитом и цирконом [5].

Межплоскостные расстояния хаттонита из Новой Зеландии *

CuK α -излучение								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
$\bar{1}01$	40	5,29	200	75	3,29	$\bar{2}12$	40	2,48
011	60	4,71	120	100	3,09	112	12	2,44
$\bar{1}11$	75	4,23	210	40	2,98		50	2,19
101	50	4,08	$\bar{1}12$; 012	90	2,89		25	2,16
111	50	3,53	202	40	2,65			

* ASTM, 4—0613.

Л и т е р а т у р а

1. Hutton C. O. Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, No. 7, 678 (описан как не содержащий урана торит).
2. Pabst A. Nature, 1950, 166, No. 4212, 157.
3. Pabst A., Hutton C. O. Am. Min., 1951, 36, Nos. 1—2, 60 и 66.
4. Костерин А. В., Зуев В. Н. Зап. Вест. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 99.
5. Павленко А. С., Орлова Л. П., Ахманова М. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 166.
6. Harris L. A. J. Am. Ceram. Soc., 1959, 42, No. 2, 74.
7. Pabst A. Am. Min., 1952, 37, Nos. 1—2, 137.
8. Karkhanavala M. D. Current Science, 1956, 5, 166.
9. Frondel C., Colette R. L. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 759.
10. Finch C. B., Harris L. A., Clark G. W. Am. Min., 1964, 49, Nos. 5—6, 782.
11. Ложникова О. Н., Яковлева С. Я. Рентгенометрический справочник-определитель минералов, содержащих редкоземельные элементы. Изд. Отд. научно-техн. информации, 1961, 176.
12. Семенов Е. Н. Минералогия редких элементов. Изд-во АН СССР, 1963, 117.

Силькосмирновскит (silicosmirnovskite) — $(Th, TR, Ca)_3 [(P, Si)(O, OH)_4]_4 \cdot 4H_2O$? Назван по составу (Семенов, 1959). Существование минерала недостаточно обосновано. Наблюдался в виде оторочек (до 0,5 см) вокруг выделений обогащенного Th минерала группы апатита и в пустотах среди цеолитов. Уд. вес 3,33. Плотный или охристый. Цв. розовый. Под микроскопом тонкоагрегатный, оптически (+); n около 1,65. Анализ минерала (анал. Казакова): MgO — 0,87, CaO — 2,90, MnO — 2,40, Fe₂O₃ — 1,90, TR₂O₃ — 3,57, SiO₂ — 21,35, TiO₂ — 2,98, ThO₂ — 45,27, P₂O₅ — 3,08, H₂O⁺ — 10,24, H₂O⁻ — 5,50; сумма 100,06. Рентгеноаморфный, после прокаливании при 900° дает порошкограмму, аналогичную порошкограмме торита. На основании четырех линий порошкограммы отнесен к группе рабдофанита, однако эти линии имеются и у хаттонита. Обнаружен в пегматитах Ловозерского массива как продукт изменения апатита (Е. И. Семенов. В сб. «Материалы по минералогии Кольского л-ва». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 91).

СТРУКТУРА ТИПА КЛИНОЭДРИТА

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Клиноэдрит ZnCa [SiO ₄]-H ₂ O Монокл.	5,16	15,94	5,41	103°54'	3,3

Клиноэдрит Clinohedrite



Впервые описан в 1898 г. Пенфилдом и Футом [1], назван по облику кристаллов. Синон. Клиноэдрит (клиноэдрит Брайтхаупта = тетраэдриту).

Характ. выдел. Мелкие призматические кристаллы и их сростки, выстилающие полости [2].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_2^4 — C_2 [3]; $a_0 = 5,16$, $b_0 = 15,94$, $c_0 = 5,41$; $\beta = 103^\circ 54'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,323 : 1 : 0,339$; $Z = 2$ (Никитин, Белов [3],) $a_0 = 5,43$, $b_0 = 15,94$, $c_0 = 5,24$; $\beta = 103^\circ 56'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,341 : 1 : 0,329$ (по Штрунцу).

Характерной чертой структуры клиноэдрита [3] является четверная координация Zn; Zn-тетраэдры образуют бесконечные цепочки $[ZnO_4]_\infty$ вдоль короткой диагонали, лежащей в плоскости (010). Атомы Ca, находясь внутри кислородных октаэдров, образуют зигзагообразные цепочки вдоль оси c . Цепочки Zn-тетраэдров и атомов Ca расположены косо по отношению друг к другу. Кремнекислородные тетраэдры изолированы. Межатомные расстояния Zn — O в тетраэдрах в пределах 1,89—2,04 Å, Ca — O в октаэдрах 2,30—2,57 Å. Отмечается близость структурных мотивов клиноэдрита и эвклаза.

Диэдр. бесосный кл. C_2 — $m(P)$; $a : b : c = 0,6824 : 1 : 0,3226$; $\beta = 103^\circ 56'$ (Пэлэч) [2].

Формы [1, 2]:

	φ	ρ		φ	ρ
b 010	0°00'	90°00'	r $\bar{3}31$	-51°24'	57°12'
a 100	90 00	90 00	s $\bar{5}51$	-53 35	69 48
d 150	16 48	90 00	t $\bar{7}71$	-54 27	75 34
l 130	26 42	90 00	v $\bar{1}71$	-6 02	66 14
n 120	37 02	90 00	w_1 $\bar{1}51$	-8 25	58 29
n_1 $\bar{1}20$	-37 02	90 00	x_1 131	37 13	50 33
m 110	56 29	90 00	x $\bar{1}3\bar{1}$	37 13	50 33
m_1 $\bar{1}10$	-56 29	90 00	o $\bar{1}31$	-13 52	44 54
h 320	66 10	90 00	o_1 $13\bar{1}$	-13 52	44 54
f 210	71 40	90 00	y $\bar{1}2\bar{1}$	48 43	44 22
e 101	90 00	36 19	k $\bar{3}11$	-75 06	51 27
e_1 $\bar{1}0\bar{1}$	90 00	36 19	k_1 $3\bar{1}\bar{1}$	-75 06	51 27
p 111	66 18	38 45	A $\bar{3}\bar{1}\bar{1}$	79 18	60 06
p_1 $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	66 18	38 45	j $2\bar{5}\bar{1}$	-24 13	60 31
q $\bar{1}11$	-36 31	21 52	g $\bar{5}11$	-81 36	65 39
q_1 $11\bar{1}$	-36 31	21 52	u $\bar{5}31$	-66 07	67 18

$$am (100):(110)=33^\circ31'$$

$$pp_1(111):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})=29^\circ08'$$

$$em (101):(110)=60^\circ25'$$

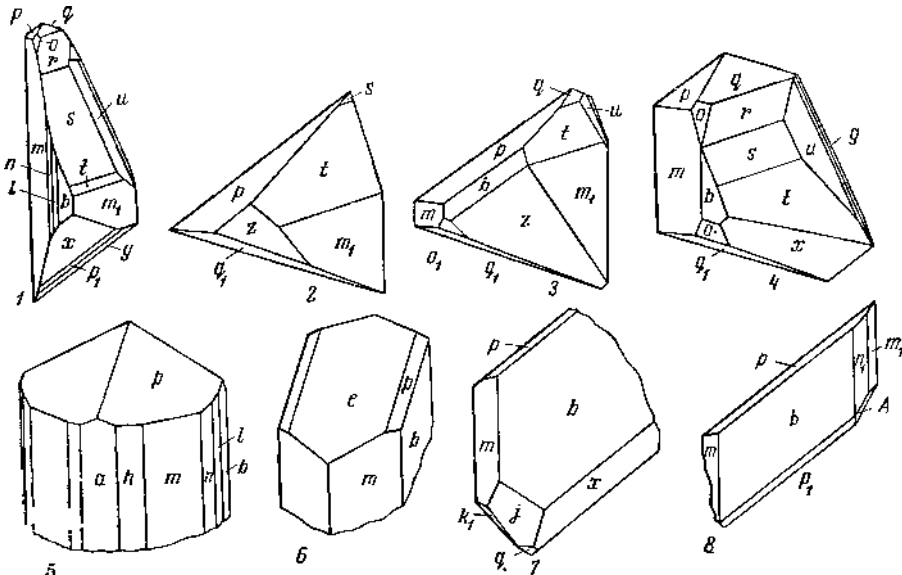
$$mp (110):(111)=51^\circ55'$$

$$bu (010):(\bar{5}31)=68^\circ04'$$

В морфологической установке Пэлэча, как и в установке Штрунца, в отличие от установки Никитина и Белова взаимно перемещены оси a и c . В установке Пэлэча $a : b$ в два раза больше, чем $a_0 : b_0$ по Штрунцу.

Наибольшее развитие имеют грани b , m , p , e , u . Недостоверна грань z ($\bar{1}6\bar{1}$) [1]. Кристаллы нередко клиновидные, разнообразного облика, богатые гранями (фиг. 70).

В клиноэдрите из Франклипа наблюдались включения иголок ларсенита [2].



Фиг. 70. Кристаллы клиноэдрита, Франклип
1-3 — по Пенфилду; 4-8 — по Пэлэчу

Физ. св. Сп. по (010) совершенная. Изл. неровный. Тв. $5\frac{1}{2}$. Хрупок. Уд. вес 3,33 (вычисл. 3,18). Цв. аметистовый, бесцветный, белый, снежно-белый [2]. Бл. стеклянный. В некоторых выделениях прозрачен. Обладает пирозлектрическими свойствами. Клиноэдрит из Франклина слабо флуоресцирует оранжево-желтым цветом. Согласно Пэлэчу [2], по флуоресценции трудно отличим от пектолита.

Микр. В прох. свете бесцветный. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (010); $N_g = b$; $cNm = (-) 28^\circ$; $n_g = 1,669$, $n_m = 1,667$, $n_p = 1,662$; $n_g - n_p = 0,007$; $2V$ большой [4].

Хим. Теор. состав: CaO — 26,04, ZnO — 37,67, SiO₂ — 27,92, H₂O — 8,37 [1].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
MgO	0,07	—	0,36	—	(Fe, Al) ₂ O ₃	0,28	0,37	0,30	—
CaO	26,25	26,25	27,62	27,41	SiO ₂	27,22	26,73	25,71	27,39
ZnO	37,44	37,13	34,55	36,78	CO ₂	—	—	2,48	—
PbO	—	—	1,06	—	H ₂ O	8,56	8,09	7,63	8,42
MnO	0,50	1,11	0,29	—					
FeO	—	—	0,08	—	Сумма	100,32	99,68	100,08	100,00

1 и 2 — Паркер Шафт (1 — анал. Фут [1]; 2 — анал. Бауэр [2]); 3 — Франклин, анал. Бауэр [2]; 4 — анализ 3, пересчитанный на 100% после вычитания примесей (5,42% кальция и 3,74% ларсенита) [2].

Диagn. исп. Легко растворяется в HCl с образованием студня кремнезема. В стеклянной трубке при температуре слабо-красного каления выделяет воду и становится белым. П. п. тр. плавится в желтоватую эмаль; на угле дает налет ZnO.

Находж. Найден только в рудном районе Франклин (шт. Нью-Джерси, США) в рудах контактово-метасоматического типа [2]. Ассоциируется с вилемитом, флогопитом, аксинитом, датолитом, ларсенитом, эсперитом, годж-кинсонитом и рёблингитом.

Л и т е р а т у р а

1. Penfield, S. L., Foote H. W. Am. J. Sci., 1898, 5, 289; Zs. Krist., 1898, 30, 587.
2. Palache, C. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 297.
3. Никитин А. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 148, № 6, 1386.
4. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 106.

СТРУКТУРА ТИПА УРАНОФАНА

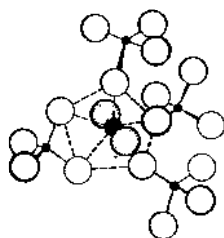
ГРУППА УРАНОФАНА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Купросклововскит CuH ₂ [(UO ₂) SiO ₄] ₂ · 5H ₂ O	Трикл.*	7,04	9,18	6,66	90°00'	3,5
Склововскит Mg (H ₂ O) ₂ [(UO ₂) SiO ₄] ₂ · 3H ₂ O	Монокл.	16,89	7,01	6,60	96 20	3,6
Уранофан Ca (H ₂ O) ₂ [(UO ₂) SiO ₄] ₂ · 3H ₂ O	»	15,97	7,07	6,68	97 17	3,8
[Бета-уранофан] Ca (H ₂ O) ₂ [(UO ₂) SiO ₄] ₂ · 3H ₂ O	»	6,64	15,55	14,01	91	3,9
Болтвудит K (H ₂ O) [(UO ₂) SiO ₄] · nH ₂ O	Монокл.?	—	—	—	—	3,6
Казолит Pb [(UO ₂) SiO ₄] · H ₂ O	Монокл.	13,31	7,02	6,72	104 42	~6
[Соддит] (UO ₂) ₅ (SiO ₄) ₃ (OH) ₂ · 5H ₂ O	Ромб.	8,32	11,21	18,71	—	4,7

* $\alpha = 108^\circ 14'$, $\gamma = 108^\circ 22'$.

Структуры уранофана [1], склововскита [2, 3], купросклововскита [4] и казолита [5, 6] имеют много общих черт. Основу этих структур составляют уранил-силикатные слои $[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4)]_n^{2n-}$, образованные уранильными группами и кремнекислородными тетраэдрами (фиг. 71) [7]. Различия в структурах отдельных минералов группы заключаются в природе связи слоев и в различной координации связывающих катионов. Болтвудит по струк-

Фиг. 71. Фрагмент слоя $[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4)]_n^{2n-}$ в уранофанах и склововските (по Макарову)
Заштрихованы атомы кислорода уранильных групп



турным особенностям может оказаться структурным аналогом склововскита [8] или казолита [9].

Бета-уранофан и соддит к группе уранофана отнесены условно; их структуры еще не расшифрованы, имеется большое сходство их порошковграмм с порошковграммами других минералов группы.

Л и т е р а т у р а

1. Smith D. K., Gruner J. W., Lipscomb W. N. *Am. Min.*, 1957, 42, Nos. 9—10, 594.
2. Мокеева В. И. *ДАН СССР*, 1959, 124, № 3, 578.
3. Huynen A. M., Van Meerssche M. *Bull. Acad. Roy. Belg., cl. sci.*, 1962, 48, № 8, 742.
4. Piret-Meunier J., Van Meerssche M. *Bull. Acad. Roy. Belg., cl. sci.*, 1963, 49, N 2, 181.
5. Huynen A. M., Piret-Meunier J., Van Meerssche M. *Bull. Acad. Roy. Belg., cl. sci.*, 1963, 49, No 2, 192.
6. Мокеева В. И. *Кристаллография*, 1964, 9, вып. 5, 738.
7. Макаров Е. С. *Сб. «Основные черты геохимии урана»*. Изд-во АН СССР, 1963, 27.
8. Frondel C. *Science*, 1956, 124, No. 3228, 931.
9. Honea R. *Am. Min.*, 1961, 46, Nos. 1—2, 12.

Купросклововскит Cuprosklovovskite



Название дано Бутгенбахом в 1933 г.; оно отражает сходство со склововскитом и указывает на содержание меди (Баэс, 1933) [1].

Синон. Медный силикат урана — Kieselkupfer-Uranophyd (Джон, 1845) [2], яхимовит — jachimovite (Новачек, 1935) [3]. Идентичность яхимовита с купросклововскитом установлена Новачеком (1935) [4] и Бийэ (1936) [5], идентичность медно-уранового силиката Джона с купросклововскитом предположительна [4].

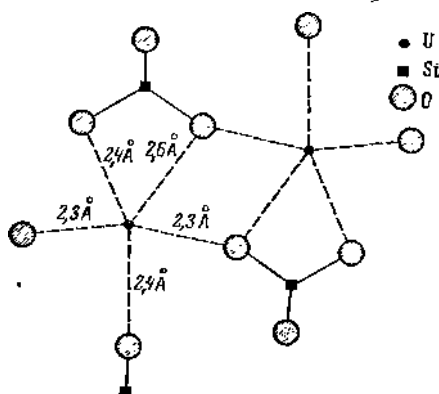
Характ. выдел. Тонкие корочки и пленки, радиально-лучистые и спутанноволокнистые агрегаты, редко — мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$ (Пире-Меньэ, Ван-Меерсше, 1963) [6]; $a_0 = 7,04$, $b_0 = 9,18$, $c_0 = 6,66$ Å; $\alpha = 109^\circ 14'$, $\beta = 90^\circ 00'$, $\gamma = 108^\circ 22'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,766 : 1 : 0,725$ (Мелон и др., 1959) [7]; $Z = 1$ [6].

Купросклововскит имеет слоистую структуру. Бесконечные анионы $[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4)]_n^{2n-}$, параллельные (010), чередуются с катионами Cu^{2+} и молекулами воды. Слой состоит из чередующихся групп UO_2 и SiO_4 (фиг. 72). Координация урана 7, координация Si — классическая тетраэдрическая. Большинство атомов слоя концентрируется в плоскости (010). Из этой плос-

кости выступают кислороды иона уранила и один кислород силикатного иона, которые в свою очередь образуют слои по обе стороны центральной плоскости.

Расстояние Si — O в тетраэдрах SiO₄ составляет 1,6 Å. Атомы меди находятся на равном расстоянии от двух соседних листов и связывают их. Четыре кислорода молекул воды и два кислорода уранила окружают атом Си в виде деформированного октаэдра. Четыре кислорода воды помещаются



Фиг. 72. Проекция слоя структуры купросилодоскита $[(UO_2)(SiO_4)]_n$ -на (010) (по Пире-Меньэ)

в вершинах квадрата, центр которого занимает атом Си. Квадрат параллелен оси [100]; расстояние Си — O в нем равно 2,1 Å. Ось O_(UO₂)—Си—O_(UO₂) образует угол 75° с квадратами кислорода воды. Расстояния Си — O_(UO₂) = 2,34 Å [6].

По Вазу [1], ромбический, с кристаллами, вытянутыми по оси с. По Фронделу [8], моноклинный, кристаллы вытянуты по оси b; наблюдались 8 граней в зоне [010], предположительно: (001), (00 $\bar{1}$), (h0l), (\bar{h} 0l), а также грани (0kl) [8].

Физ. св. Сп. по (010) (в принятой здесь установке Мелона и Дежа). Тв. не определена. Уд. вес 3,5 [9]. Цв. желтовато-зеленый до травяно-зеленого и зеленовато-желтый. Бл. в агрегатах тусклый до шелковистого. Не люминесцирует.

Микр. В прох. свете просвечивает. Кристаллики под микроскопом несколько уплощены по (100). На плоскости (100) удлинение положительное, ясно выражен плеохроизм: по Np — почти бесцветный, по Ng и Nm — желтовато-зеленый; на (010) удлинение отрицательное, плеохроизм отсутствует [3]. Пл. опт. осей \perp (001) и (011) [7]. Двусный (—); $n_g = 1,680$ — 1,664; $n_m = 1,672$ — 1,662; $n_p = 1,659$ — 1,653 [1, 3, 4, 7]; 2V по Вазу [1] очень малый, по Мелону и Дежа [7] около 63° в красном свете, 38° в зеленом; дисперсия $r > v$.

Хим. Теор. состав: СиО — 9,04, UO₃ — 65,02, SiO₂ — 13,65, H₂O — 12,29 для приведенной выше формулы Пире-Меньэ и Ван-Меерше.

Анализы:

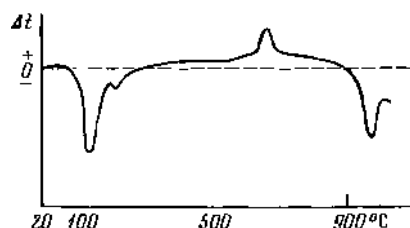
	СиО	PbO	Fe ₂ O ₃	UO ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1.	8,99	Сл.	Сл.	64,96	13,40	11,72	99,07
2.	9,07	0,18	—	64,65	13,90	11,88	99,68
3.	9,0	—	Сл.	64,7	14,4	12,1	100,2
4.	10,05	—	1,10	62,40	14,05	12,10	99,70

1 и 2 — Яхимов [3], в анализе 1 — следы СиО; 3 — Катанга [3]; 4 — месторождение неизвестно, анал. Ходжаева [10].

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 73) имеются резко выраженные эндотермические прогибы при 140° (удаление слабосвязанной воды) и при 960° (плавление); экзотермический пик при 650° соответствует образованию новых фаз. После нагревания до 800° на порошкограмме наряду с линиями U_3O_8 фиксируются линии CuO [10].

Находж. Довольно редкий минерал зоны окисления урановых месторождений. Впервые установлен в Калонгве (Катанга, Конго) вместе с ванденбрандеитом, хризоколлой, малахитом и гуммитом [11, 12], образовался при воздействии медьсодержащих растворов на казолит. Найден также

Фиг. 73. Кривая нагревания купросклововскита (по Амбарцумян и др.)



в Камбове (Катанга) [8]. В Яхимове (Чехословакия) купросклововскит установлен в ассоциации с либигитом, уранофаном и бета-уранофаном. Отмечен в Иоганнгеоргенштадте (Саксония, ГДР) [3, 4]. В руднике Николсон на северном берегу оз. Атабаска (Канада) встречен в ассоциации с уранофаном, казолитом и другими вторичными минералами в выходах рудных жил на поверхность [13]. В США найден в зоне окисления уранового месторождения Пози Майн, шт. Юта, в ассоциации с беккерелитом и брошантитом [14], в руднике № 4 Фрей Каньона (шт. Юта) [15], в известняках Тодильто в районе Санкти (шт. Нью-Мехико) [16].

Межплоскостные расстояния купросклововскита из Яхимова *

CuK_{α} -излучение, $D=114,6$ мм

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	8,18	10	2,87	50ш	1,906	10	1,503
60	6,10	50	2,72	40ш	1,860	20	1,472
70	4,82	50	2,64	30	1,805	20	1,436
20	4,29	10	2,36	30	1,766	10	1,397
90	4,09	20	2,29	20	1,736	10	1,362
60	3,52	60	2,21	10	1,703	10	оч. ш. 1,332
20	3,30	30	2,17	30	1,643	20	1,301
20	3,20	20	2,12	10	1,614	20	оч. ш. 1,279
10	3,10	20	2,07	10	1,587	10	1,227
80	2,97	40	2,04	10	1,564		

* ASTM, 8-290.

Л и т е р а т у р а

1. Vaes J. F. Ann. Soc. géol. Belg., 1933, 56, B 331.
2. John J. F. N. Jb. Min., 1845, 299.
3. Nováček R. Časop. Národn. mus., odd. přírodověd., 1933, ročn. 19, 100.
4. Nováček R. Věstník Král. České Společnost Nauk, 1933, no. 7, cl. 2, 36.
5. Billiet V. Natuurk. Tijdschr., Ned.-Indië, 1936, 18, 284.
6. Piret-Meunier J., Van Meerssche M. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1963, 49, No. 2, 181.
7. Melon J., Dejas J. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1959, 45, 507.
8. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 304.

9. D'Arcy G. U. S. Atomic energy comm., 1949, RMO-563, 198.
10. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжеская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 90.
11. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1936, 46, F. 2, 298.
12. Vandendriessche A. Ann. Service de mines, Comité spéc. Katanga, 1936, 6, 70.
13. Hogarth D. D. Am. Min., 1951, 36, Nos. 5—6, 411.
14. Weeks A. D., Thompson M. E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, No. 1009-B, 13.
15. Gruner J. W., Rosenzweig A., Smith D. K. U. S. Atomic energy comm., 1954, RME-3094, 15.
16. Gruner J. W., Smith D. K. U. S. Atomic energy comm., 1955, RME-3020, 37.

Склововскит Sklodowskite
 $Mg(H_2O)_2[(UO_2)SiO_4]_2 \cdot 3H_2O$

Назван по имени Марии Скловдовской-Кюри (Скуп, 1924) [1].

Синон. Шинколовбит — шинколовбит (Скуп, 1923, 1926) [2—4], клинскловдовскит — Klin-Sklodowskit (Штруц, 1957).

Характ. выдел. Тонкие удлиненные кристаллы, их сферолитовые и радиально-лучистые агрегаты, плотные землистые выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$ [5], C_{2h}^3 — $I2/m$ [6]; $a_0 = 16,89$, $b_0 = 7,01$, $c_0 = 6,60$ Å; $\beta = 96^\circ 20'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,409 : 1 : 0,942$; $Z = 2$ (Можева, 1964) [7]. По данным Можевой (1959) [6]: $a_0 = 16,74$, $b_0 = 7,01$, $c_0 = 6,59$ Å; $\beta = 96^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,388 : 1 : 0,940$. Горман [5] определил гранецентрированную моноклинную ячейку с $a_0 = 17,28$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 6,56$ Å, $\beta = 105^\circ 53'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,548 : 1 : 0,933$, что соответствует объемпоцентрированной ячейке с $a_0 = 16,71$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 6,56$ Å, $\beta = 96^\circ 10'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,377 : 1 : 0,933$. Основой структуры склововскита [6—9] являются слои $[(UO_2)_2(SiO_4)_2]^{4-}$, аналогичные слоям в структуре уранофана [8], но сдвинутые относительно друг друга на половину периода вдоль оси c . Слои связаны атомами Mg. Для равновесия зарядов один атом O (по-видимому, один из атомов O уранил-группы) должен быть замещен гидроксидом (OH), хотя не исключено вхождение в минерал гидроксония [8, 10, 11]. Межатомные расстояния [6] в тетраэдрах: Si — O = 1,61—1,64 Å, O — O = 2,62—2,66; в Mg-октаэдрах: Mg — O = 2,15 Å, Mg — H₂O = 2,04 Å, H₂O — O = 2,92—3,02 Å [7], в группах уранила U — O = 1,75 и 1,67 Å.

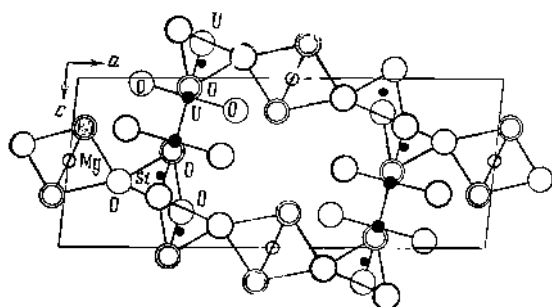
По данным ядерного магнитного резонанса четыре молекулы воды в структуре склововскита располагаются по углам квадрата, в центре которого находится Mg. Этот квадрат ориентирован почти перпендикулярно к [100] и вместе с двумя кислородами из двух тетраэдров SiO₄ (фиг. 74) образует почти правильный октаэдр. Расстояние Mg — O составляет 2,1 Å. Октаэдр может быть повернут вокруг псевдочетверной оси || (100) и занимать одно из следующих двух положений: 1) стороны квадрата ⊥ к оси вращения, т. е. находятся в плоскости (010); 2) позиция октаэдра получается путем поворота на 45° по отношению к предыдущей.

Кристаллы призматические до игольчатых.

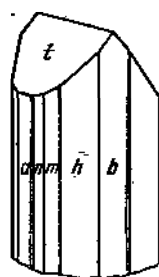
Скуп [12, 13] и Бийэ [14] дали описание кристаллов склововскита в ромбической установке (удлинение по оси c) (фиг. 75). Скупом при $a : b : c = 0,3114 : 1 : 0,0554$ отмечается наличие семи форм [13] (в его статье для $d(101)$ значение ρ дано неверно), колебания данных измерений не указаны. Ориентировочное соотношение форм в ромбической установке Скупа (C) и в моноклинной (рентгеновской) принятой здесь установке Можевой (M):

С	$b(010)$	$a(100)$	$h(149)$	$m(110)$	$n(210)$	$l(103)$
М	$a(100)$	$f(10\bar{3})$	$h(301)$	(102) и (101)	$c(001)$	$t(011)$

Физ. св. Сп. совершенная по двум плоскостям зоны [010] [113]. Очень хрупок. Уд. вес 3,54 и 3,74 по Скупу [1, 4], 3,776 по Бийэ [14], 3,64 по Горману [5], 3,62 по Мокеевой [6] (вычисл. 3,638 [5], 3,59 [7]). Цв. яркий лимонно-желтый, у землистых разностей более бледный. Бл. в чешуйчатых агрегатах шелковистый, у плотных разностей стекловатый. Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.



Фиг. 74. Структура складовскита в проекции на (010) (по Мокеевой)



Фиг. 75. Кристалл складовскита (в ромбической установке) (по Скупу)

Микр. [1, 5]. В шлифах в прох. свете плеохроирует: по Ng — бледно-желтый, по Nm — желтый, по Np — бесцветный; $Nm \parallel b$ (удлинению). Двусосный (—); $n_g = 1,657$; $n_m = 1,635-1,642$; $n_p = 1,613$; $2V$ очень большой; дисперсия сильная, $r > v$.

Хим. Теор. состав: MgO — 4,80, UO_3 — 68,05, SiO_2 — 14,29, H_2O — 12,86.

Анализы складовскита из Шинколобве (анал. Скуп) [1]:

	1	2	3		1	2	3
$Na_2O + K_2O$	1,97	—	—	Fe_2O_3	1,08	—	2,64
MgO	3,74	1,91	3,96	UO_3	64,72	67,25	66,33
CaO	—	2,57	—	SiO_2	14,28	13,49	12,53
CoO	—	1,27	—	H_2O	13,41	13,33	14,27
NiO	0,20	—	Сл.	Сумма	99,40	99,82	100,90
PbO	—	—	1,17				

1 — кристаллы, 2 — волокнистые сферолиты, 3 — зернистые выделения.

См. также анализы не вполне чистого складовскита из Шинколобве [1] и из Казоло [4].

Диagn. исп. Растворяется в кислотах с образованием геля кремнезема. При нагревании в колбочке выделяет воду и становится черно-бурым с бронзовым отливом.

Повед. при нагр. При нагревании до 110° теряет половину воды, в интервале $250-300^\circ$ выделяется большая часть оставшейся воды, при 500° полностью обезвоживается, становится зеленовато-желтым; образцы, нагретые до 150° , после выдерживания на воздухе в течение 12 час. поглощают до 1,8% H_2O ; нагретые до $250-260^\circ$ в тот же промежуток времени поглощают до 4,1% H_2O [1].

Находж. Характерен для зоны окисления некоторых урановых месторождений. Впервые обнаружен в районе Катанги (Конго) в рудных телах и в окварцеванных вмещающих породах. В Казоло (Конго) наблюдается в виде псевдоморфоз по ураниниту вместе с кюритом и казолитом [15], также ассоциируется с содиитом, уранофаном, торбернитом. Найден в США в районе Гранта (шт. Нью-Мехико) [16], в Ойлер Тансл [17] и Хони-камб Хил (шт. Юта) [18], в Нью-Хавен (шт. Вайоминг) [19].

Межплоскостные расстояния складовскита из Казоло [5]

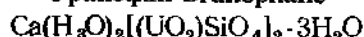
CuK α -излучение

hkl	l	d (Å)	l	d	l	d	l	d	l	d
200	10	8,04	4	2,33	2	1,403	1/2	1,051	2	0,841
001	2	6,27	5	2,24	5	1,357	1/2	1,036	1/2	0,836
$\bar{2}00$	5	5,78	5	2,10	1	1,311	1/2	1,025	1/2	0,830
$\bar{1}11$	4	4,79	4	1,971	3	1,292	1	1,011	2	0,824
111	5	4,25	5	1,913	1	1,272	1/2	1,990	1	0,816
400	10	4,08	3	1,764	1	1,234	1	0,971	3	0,809
$\bar{4}01$	2	3,95	1	1,732	3	1,224	1/2	0,957	2	0,801
020	8	3,51	2	1,693	2	1,195	1	0,940	1	0,795
220; 311; } 202	9	3,23	3	1,640	2	1,174	3	0,928	1	0,792
			5	1,609	3	1,158	1	0,911	1	0,788
	9	2,96	1/2	1,589	1/2	1,136	2	0,898	1	0,787
	2	2,87	3	1,540	1/2	1,115	1/2	0,875	2	0,783
	4	2,72	4	1,491	1/2	1,091	1/2	0,871	1	0,781
	3	2,50	3	1,442	2	1,082	1/2	0,861	1/2	0,779

Л и т е р а т у р а

1. Schoep A. Bull. Soc. fr. min., 1924, 47, 162; C. R., Paris, 1924, 179, 413.
2. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, F. 2, 169.
3. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, F. 1, 87.
4. Schoep A. Ann. Soc. géol. Belg., 1926, 48, B-303.
5. Gorman D. H. Canad. Min., 1957, 6, pt. 1, 52.
6. Можева В. И. ДАН СССР, 1959, 124, № 3, 578.
7. Можева В. И. Кристаллография, 1964, 9, выл. 2, 217.
8. Smith D. K., Gruner J. W., Lipscomb W. N. Ann. Min., 1957, 42, Nos. 9-10, 594.
9. Липилкина И. И. Ураны и его соединения. Изд-во АН СССР, 1959.
10. Макаров Е. С. Сб. «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, 1963, 27.
11. Huynen A. M., Van Meerssche M. Bull. Acad. Roy. Belg., cl. sci., 1962, 48, No. 8, 742.
12. Schoep A. Natuurk. Tijdschr. Ned.-Indië, 1927, 9, 30.
13. Schoep A. Ann. Mus. Congo Belge, ser. 1, 1930, 1, F. 2, 29.
14. Billiet V. Natuurk. Tijdschr. Ned.-Indië, 1936, 18, 284.
15. Hacquaert A. L. Natuurk. Tijdschr. Ned.-Indië, 1927, 9, 34.
16. Rapaport I. U. S. Atomic energy comm., 1952, RMO-1031, 19.
17. Gruner J. W., Rosenzweig A., Smith D. K. U. S. Atomic energy comm., 1954, RME-3094, 15.
18. Wilmarth V. R., Johnson D. H. U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, No. 1009-A, 1.
19. Frondel C. Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 300.

Уранофан Uranophane



Название происходит от слов «уран» и греч. *φαινεβαι* (файнетан) — казаться (Вебский, 1853, 1859) [1, 2].

Синон. Уранотил—uranotile (Бориски, 1870, 1878) [3,4], уранотит, ламбертит — Lambertite (Линд, Дэвис, 1919) [5].



Фиг. 76. Форма выделения уранофана
Под электронным микроскопом; увел. 1100

Характ. выдел. Скрытокристаллические выделения (псевдоморфозы по кристаллам уранинита, корочки), иногда порошковатый, также сферолиты, радиально-лучистые агрегаты (фиг. 76).

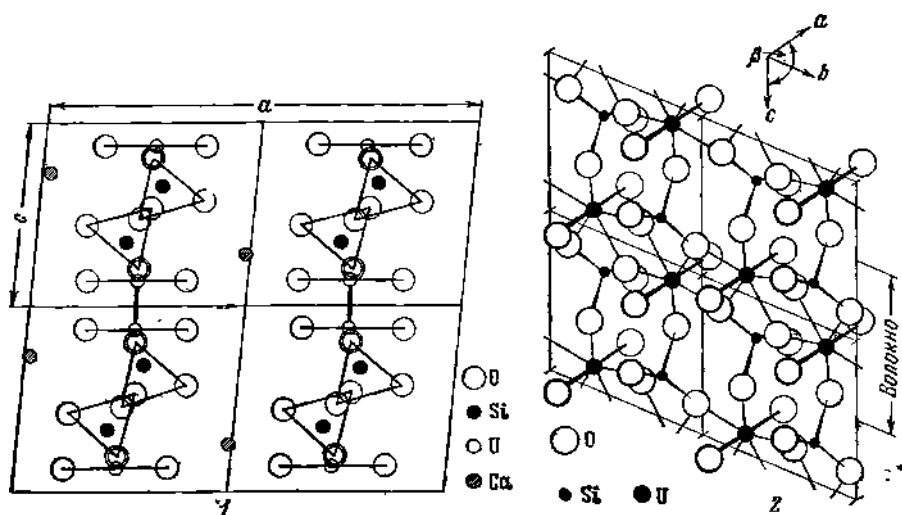
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$; $a_0 = 15,97$, $b_0 = 7,07$, $c_0 = 6,68$ Å; $\beta = 97^\circ 17'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,259 : 1 : 0,945$; $Z = 2$ [6].

В структуре уранофана (фиг. 77) слои $[(UO_2)_2(SiO_4)_2]^{4-}$, параллельные (100), связаны атомами Са и молекулами воды. Уран окружен семью кислородами, два из которых образуют линейный уранил-ион с расстоянием $U-O = 1,91$ Å. Остальные пять кислорода, входящие в тетраэдры SiO_4 , располагаются в плоскости \perp к оси уранил-иона. Пять молекул воды или ионы гидроксония и три кислорода в слоях окружают ион кальция, обуславливая его восьмерную координацию [6, 7].

Наиболее распространенные формы (100), (010), (110), значительно более редки (001) [8].

Кристаллы призматические или игольчатые, вытянуты по оси b [9].

Физ. св. Сп. по (100) совершенная; в направлении удлинения — следы спайности. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,7—3,9 (сплошные массы), 3,809 (кристаллы) по Бийэ [8], 3,83 по Горману и Нафилду [9] (вычисл. 3,85 [9]). Колебания уд. веса, весьма возможно, обусловлены примесями. Цв. лимонно-желтый до бледного соломенно-желтого. Бл. стеклянный, на плоскостях

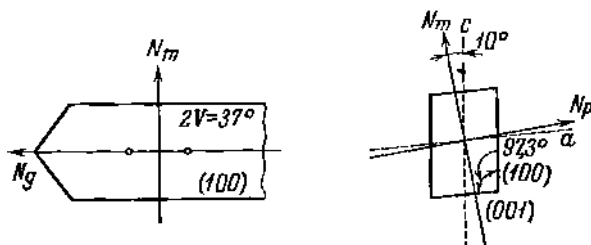


Фиг. 77. Структура уранофана

1 — проекция на (010) (по Макарову); 2 — уранил-силикатный слой (по Смиту)

спайности перламутровый, у плотных скрытокристаллических агрегатов тусклый, восковой. Люминесценция слабая, зеленовато-желтая (в плотных выделениях чаще не люминесцирует).

В инфракрасном спектре имеются четкие полосы поглощения: 3333, 1620, 1526, 1000, 937, 869 и 854 см^{-1} . Первые три полосы вызваны присутствием молекул H_2O , полосы в интервале 1000 и 937 см^{-1} связаны с колебаниями связей в тетраэдре (SiO_4) [10].



Фиг. 78. Оптическая ориентировка уранофана (по Смиту)

Микр. [6, 9, 11—14]. Сильный плеохроизм: по N_g — ярко-желтый, по N_m — бледный канареечно-желтый, по N_p — почти бесцветный. Двуосный (—); $N_p \perp$ спайности, $N_g = b$, $aN_p = 2^\circ$, $cNm = 10^\circ$; $n_g = 1,667$ — $1,675$, $n_m = 1,661$ — $1,667$, $n_p = 1,642$ — $1,649$, $n_g - n_p = 0,026$; $2V = 32$ — 45° (Na); дисперсия сильная, $r < v$ (фиг. 78).

Иногда наблюдается аномальная синяя интерференционная окраска.

Хим. Теор. состав: CaO — 6,55, UO_3 — 66,80, SiO_2 — 14,03, H_2O — 12,62.

Анализы:

	1	2	3	4	5
CaO	5,27	6,67	7,05	5,77	8,53
StrO	—	0,13	—	—	—
BaO	—	0,28	—	—	—
PbO	—	0,60	—	—	—
Al ₂ O ₃	} 0,51	сл.	} 0,14	—	—
Fe ₂ O ₃		сл.		—	—
UO ₃	66,75	66,67	65,87	66,40	65,24
P ₂ O ₅	0,45	0,29	—	—	—
SiO ₂	13,78	13,72	13,24	13,40	12,66
H ₂ O	12,67	12,02	13,11	11,71	13,02
H.o.	—	—	—	2,60	—
Сумма	99,43	100,38	99,41	99,88	99,45

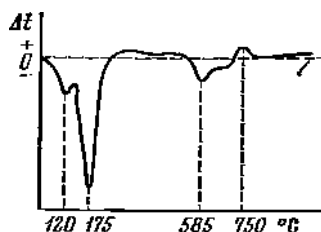
1 — «уранотил», Вэльсендорф [3]; 2 — Митчел Каунти, среднее из двух анализов Гейта (1879) [15]; 3 — Митчел Каунти, среднее из двух анализов Фулона (1883) [16]; 4 — Митчел Каунти, анал. Гоплер в работе Фрондела [14]; 5 — Ласк, шт. Вайоминг, анал. Шервуд, в работе Вилмарта и Джонсона [17].

Кроме того, см. хим. анализы у Шубниковой [18], Гормана и Нафилда [9], Соболевой и Пудовкиной [19].

Диagni. исп. Растворяется в теплой HCl с выделением хлопьев кремнезема. П. п. тр. темнеет и выделяет воду.

Повед. при нагр. [10, 20—22]. На кривой нагревания (фиг. 79) имеются небольшие прогибы при 100—120° и при 450—600°, а также интенсивный

Фиг. 79. Кривая нагревания уранофана (по Амбарцумян и др.)



прогиб при 160—190°. До 300—400° удаляется более слабо связанная вода. При 400—600° выделяется вода, входящая в состав минерала в виде (OH)⁻ или (H₂O)⁺; ее выделение приводит к разрушению минерала. Экзотермический пик при 720—750° отвечает перекристаллизации с образованием нового вещества. По Амбарцумян [21], при этом образуется U₃O₈, а по Коррейя Невс [10, 22] — кубическая фаза с $a_0 = 5,88 \text{ \AA}$.

Находж. Уранофан — один из наиболее распространенных гипергенных минералов урана. Встречается в ассоциации с гидроокислами урана, бета-уранотилом, казолитом, метаотенитом, фосфуранилитом. Впервые был найден в Медзянке (Польша) в виде псевдоморфоз по ураниниту и пучкообразных скоплений игольчатых кристаллов [2]. В Вэльсендорфе (Бавария, ФРГ) уранофан встречается в виде корочек игольчатых кристаллов и волокнистых агрегатов в пустотках среди фиолетового флюорита [3, 23]. Известны также находки уранофана в Яхимове (Чехословакия) [13], в рудниках Вайсер Хирш [24], Шимберг (Саксония, ГДР) [13], в Казоло (Каганга, Конго) [13, 25]. Распространен в США [17, 20, 26]. Фрондел [14] обнаружил уранофан во внешней части гуммитовых оторочек уранинитов

во многих месторождениях, особенно в пегматитовых; примеры: в США — пегматиты районов Спрус-Пайн, шт. Северная Каролина; пегматиты Северного Уилтона, Палермо, Берилл-Маунтина и Рагс в шт. Нью-Гэмпшир; в Танзании—Уругуру Маунтинз; в Индии — Раджпутана; в СССР—Карелия; в Аргентине — Каламучита в Кордобе [14] и др. В Канаде уранофан найден у Большого Медвежьего озера, в районе оз. Атабаска (Саскачеван), в Вилев (Квебек), в Хенвей Таунинг (Онтарио), у Верхнего озера [27]. Во Франции уранофан обнаружен во многих месторождениях района Пюи-де-Дом [28].

Межплоскостные расстояния уранофана из пегматита Рагс [26]
СпК α -излучение, $D=114,6$ мк

hkl*	l	d	hkl	l	d	l	d	l	d
200	10	7,88	121	1	3,09	2	2,06	2	1,579
110	4	6,61	012	8	2,99	7	1,969	2	1,537
201	4	5,42	411; 202	8	2,91	2	1,906	2	1,496
111	5	4,76	402	4	2,69	1	1,889	2	1,461
211	2	4,29	600; 420	5	2,63	3	1,867	2	1,442
400	9	3,94	601	2	2,57	1	1,827	1	1,382
401	4	3,60	421	2	2,52	3	1,769	1	1,372
020	4	3,51		1	2,40	3	1,747	1	1,345
311	1	3,41		2	2,26	1	1,717	1	1,325
002	1	3,35		4	2,20	2	1,659	1	1,262
202; 411	5	3,20		5	2,10	1	1,601	2	1,239

* ASTM, 8-442.

Л и т е р а т у р а

1. Websky M. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1853, 5, 427.
2. Websky M. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1859, 11, 384.
3. Borický E. Sitzungsber. K. böhm. Ges. Wiss., 1870, 35.
4. Borický E. Verhandl. K.-K. Geol. Reichsanstalt, 1878, 353.
5. Lind S. C., Davis C. W. Science, 1919, 49, 443.
6. Smith D. K., Gruner J. W., Lipscomb W. N. Am. Min., 1957, 42, Nos. 9—10, 594.
7. Макаров Е. С. Сб. «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, 1963, 27.
8. Billiet V. Natuurk. Tijdschr. Ned.-Indië, 1936, 18, 79 и 284.
9. Gorman D. H., Nuffield E. W. Am. Min., 1955, 40, Nos. 7—8, 634.
10. Correia Neves J. M., Lopes Nunes J. E. Mem. e Not. Univ. Coimbra, 1962, No 53, 37.
11. Larsen E. S., Hess F. L., Schaller W. T. Am. Min., 1926, 11, Nos. 11, 155.
12. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No. 679, 294.
13. Nováček R. Věstník Král. České Společnost. Nauk, 1935, no. 7, Cl. 2, 36.
14. Frondel C. Am. Min., 1956, 41, Nos. 7—8, 539.
15. Genth F. A. J. Am. Chem. Soc., 1879, 1, 89.
16. Foulton H. B. J. K.-K. Geol. Reichsanstalt, 1883, 33, 1.
17. Wilmarth V. R., Johnson D. H. U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, No. 1009-A, 1.
18. Шубникова О. М. Минералы редких элементов и их диагностика. Изд-во АН СССР, 1952, 94.
19. Соболева М. В., Пудожкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 114.
20. Hamilton P. K., Kerr P. F. U. S. Atomic energy comm., 1954, RME-3096, 38 по Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 374.
21. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 86.
22. Correia Neves J. M., Lopes Nunes J. E. Mem. e Not. Univ. Coimbra, 1961, No 51, 43.
23. Strunz H. Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Regensburg, 1953.
24. Weisbach A. N. Jb. Min., 1873, 296.
25. Thoreau J. Ann. Soc. géol. Belg., 1930, Bull. No. 4, 60.
26. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 294.
27. Hogarth D. D. Am. Min., 1951, 36, Nos. 5—6, 411.
28. Branche G., Chervet J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, № 7—12, 457.

Бариевый уранофан — *barium uranophane*. Кристаллы, радиально-лучистые и волокнистые агрегаты. Кристаллы призматические (с пирамидальными головками). Цв. желтый. Бл. шелковистый. Просвечивает. В ультрафиолетовых лучах люминесцирует зеленовато-желтым цветом (значительно ярче, чем уранофан). В шлифах плеохроирует: по N_g — ярко-желтый, по N_p — бледно-желтый, почти бесцветный. Двусный (+). $n_g = 10-14^\circ$, $n_g = 1,820$; $n_m = 1,818$, $n_p = 1,797$, $n_g - n_p = 0,023$. Полуколичественным спектральным анализом в бариевом уранофане установлены: Ba, U, Si — $n\%$; Mo, Al, Ca — $0,1\%$; Mg, Zr — $0,0n\%$; Ti — $0,00n\%$.

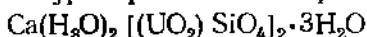
Встречен в зоне окисления как продукт изменения руд урано-молибденового месторождения в ассоциации с настураном, соддитом, уранофаном, метацейперитом и метаксиприхитом.

Сходен с желтыми силикатами урана, отличается по показателям преломления (Белова Л. Н. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 3, 173).

Межплоскостные расстояния бариевого уранофана
CuK α -излучение, $D=57,3$ м.м

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	7,93	4	2,88	4	2,23	2	1,848
6	3,99	1	2,70	5	2,14	3	1,810
4	3,58	1	2,69	1	2,05	1	1,660
4	3,38	1	2,34	5	1,997	2	1,610

Бета-уранофан *Beta-uranophane*



Впервые установлен Новачеком в 1935 г. [1] и описан им под названием β -урантил — β -uranite по сходству с уранофаном (уранотилом).

Характ. выдел. Тонкоигольчатые, тонковолокнистые и скрытокристаллические выделения, иногда радиально-лучистые или сноповидные агрегаты, кристаллы [1, 2].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 6,64$, $b_0 = 15,55$, $c_0 = 14,01$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,427 : 1 : 0,901$, $\beta = 91^\circ$; $Z = 4$. Установлена псевдоячейка $c'_0 = c_0/2$ (Горман, Нафилд, 1955) [3]. По данным Мокеевой, бета-уранофан — триклинный [4].

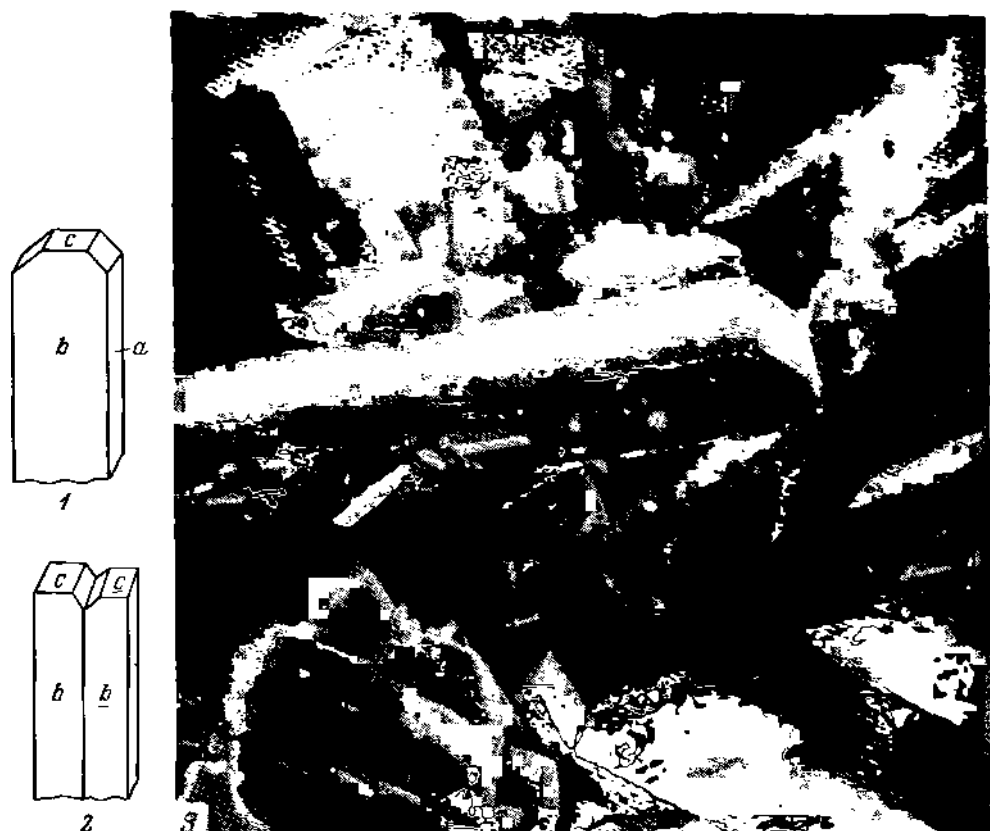
Наблюдавшиеся формы (углы вычислены на основе рентгеновского отношения осей) [1—3]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	—	1°00'	<i>d</i> 102	90°00'	47°01'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	<i>D</i> $\bar{1}02$	—90 00	46 04
<i>a</i> 100	90 00	90 00			

Кристаллы несовершенные, призматические, удлиненные по оси *c* с квадратным или прямоугольным сечением — в зависимости от развития граней (010) и (100); иногда несколько уплощенные по (010); обычны двойники по (100) (фиг. 80).

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) менее совершенная. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 2—3. Уд. вес 3,85—4,08 (вычисл. 3,93). Цв. от зеленовато-желтого до оранжево-желтого. Бл. в игольчатых выделениях стеклянный, в тонковолокнистых шелковистый, в плотных жирный или восковой [3].

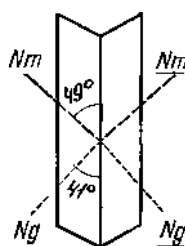
Люминесценция слабая зеленая или зеленовато-желтая (как в коротковолновых, так и в длинноволновых ультрафиолетовых лучах) [3, 5, 6], у минерала из Онтарио — ярко-зеленая [3].



Фиг. 80. Кристаллы бета-уранофана

1 и 2 — по Новачеку (1 — монокристалл, 2 — двойник); 3 — под электронным микроскопом; увел. 330

Микр. [2]. Плеохроизм: по Np — бесцветный, по Nm и Ng — лимонно-желтый. Двусный (—); $cNg = 36-62^\circ$ (фиг. 81); $n_g = 1,689-1,702$; $n_m = 1,682-1,695$; $n_p = 1,661-1,668$ (Na); $2V$ от малого до 66° ; дисперсия



Фиг. 81. Оптическая ориентировка бета-уранофана (по Новачеку)

сильная, $r > v$. Нередко зональный (показатели преломления уменьшаются от центра к периферии монокристаллических индивидов).

Хим. Теор. состав: CaO — 6,55, UO_3 — 66,80, SiO_2 — 14,03, H_2O — 12,62.

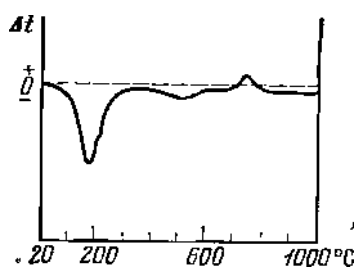
Анализы:

	1	2	3	4	5	6
MgO	—	—	0,48	—	0,52	—
CaO	7,32	7,1	7,11	6,1	7,34	9,98
PbO	—	—	0,45	—	0,53	—
SiO ₂	13,11	12,9	13,88	13,1	13,34	13,34
UO ₃	66,29	66,9	66,59	66,5	64,84	64,51
P ₂ O ₅	—	—	0,29	—	0,55	—
H ₂ O ⁺	} 12,87	12,6	12,02	14,3	11,17	8,41
H ₂ O ⁻						
Сумма	99,59	99,5	100,82	100,0	99,08*	99,44**
Уд. в.	3,953	3,85	—	4,0	4,08	—

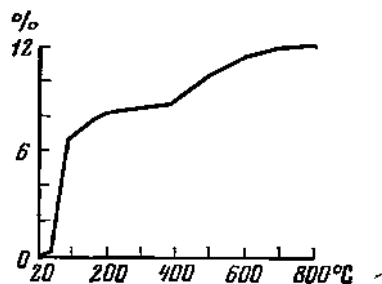
* В том числе: Al₂O₃ — 0,16, Fe₂O₃ — 0,16, As₂O₃ — 0,47.
 ** В том числе R₂O_n — 0,58.

1 — Яхимов, анал. Новачек [1]; 2 — Вельсендорф, Бавария, анал. Новачек [2]; 3 — Флэт-Рок-Майн, окр. Митчел (шт. Северная Каролина), анал. Гент (1879, по Хинце-Худоба); 4 — БигаЙ, Пюн-де-Дом, Франция [7]; 5 и 6 — СССР, анал. Кузнецова [6]; у оригинала 5-го анализа 5,48% H₂O выделилось при 110°, 1,87 — при 200°, 2,47 — при 300°, 1,35 — при 1000°.

Повед. при нагр. На кривых нагревания (фиг. 82) имеется эндотермический прогиб при 150—180° и экзотермический подъем при 720—750°; кроме того, может проявиться эндотермический эффект при 500—595°. При 20—50° удаляется 0,5 молекулы воды, при 50—80° — две молекулы, при 80—100° и 100—400° — по одной; полная дегидратация происходит в интервале



Фиг. 82. Кривая нагревания бета-уранофана (по Амбарцумян и др.)



Фиг. 83. Кривая обезвоживания бета-уранофана (по Амбарцумян и др.)

400—600° (фиг. 83). Нагревание до 800—1000° приводит к образованию новой фазы — U₃O₈ [8].

Наход. Очень распространенный минерал зоны окисления урановых месторождений. Впервые найден в Яхимове (Чехословакия) в виде корочек или тонких игольчатых кристаллов на измененном уранините в ассоциации с ливгитом и кальцитом [1]. Впоследствии обнаружен в Вельсендорфе (Бавария, ФРГ) [2]. Встречен в ряде мест США: в пегматитах Бедфорда (шт. Нью-Йорк), Ньюри (шт. Мэн) и района Спрус Пайн (шт. Северная Каролина) [9], в карнотитовых месторождениях Моч Чанк (шт. Пенсильвания) и Хенри Маунтин (шт. Юта), в виде тонких игольчаток на измененном урановом торрианите — в серпентинитах Истона (шт. Пенсильвания), а также в рудниках Раглс и Палермо (шт. Нью-Гэмпшир), в Франкфорде (шт. Филадельфия) и в других местах. Обнаружен [10] в руднике Уржерика в Португалии, в Канаде — в Теано Пойнт у Верхнего озера, Фарадэй

и Кенора (Онтарио), Ходерсфилд (Квебек) [3] в плотных золотисто-желтых корках на уранините, в Раджпутане (Индия) («гуммитовые» псевдоморфозы по ураниниту), в Санкара (Индия) [11] с самарскитом в пегматите [10], в Бигай Ля Крузиль и других местах Пюи-де-Дома (Франция) [7], в пегматитах Перус, Сан Пауло (Бразилия) в ассоциации с отенитом, фосфуранилитом, торбернитом [12].

Отл. От уранофана под микроскопом отличается по значительно более высоким показателям преломления и косому погасанию.

Межплоскостные расстояния бета-уранофана из Яхимова [3]

CuK α -излучение							
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	7,49	2	2,07	1/2	1,442	1	0,990
2	6,50	4	2,00	1/2	1,411	1	0,976
5	5,98	2	1,971	4	1,347	2	0,967
8	5,04	5	1,924	2	1,298 диф	1	0,957
8	4,53	4	1,872	4	1,263 диф	3	0,947
3	4,11	2	1,823	1	1,240	1	0,934
9	3,83	2	1,783	2	1,183	3	0,920
8	3,51	3	1,727	4	1,158	3	0,908
7	3,17	2	1,690	2	1,138	1	0,896
8	3,02	1	1,651	2	1,115	1	0,884
9	2,80	5	1,614	3	1,085	3	0,873
6	2,58	1/2	1,579	2	1,064	1	0,864
4	2,36	2	1,540	1	1,045 диф	1	0,850
1/2	2,27	2	1,518	1	1,032 диф	2	0,841
4	2,19	1	1,478	1	1,013 диф	1	0,831
2	2,13	1/2	1,458	2	1,000 диф	2	0,825

Л и т е р а т у р а

1. *Nováček R.* Věstník Král. České Společnosti Nauk, 1935, no. 7, cl. 2, 1.
2. *Steinöcher V., Nováček R.* Am. Min., 1939, 24, No. 5, 324.
3. *Gorman D. H., Nuffield E. W.* Am. Min., 1955, 40, Nos. 7—8, 634.
4. *Можева В. И.* Кристаллография, 1964, 9, вып. 9, 275.
5. *Haberlandt H., Herwegger F., Scheminsky F.* Acta spectrochim., 1950, 4, 21.
6. *Соболева М. В., Пудовкина И. А.* Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 119.
7. *Branche G., Chercet J., Guillemin C.* Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, № 7—12, 457.
8. *Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горюевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П.* Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 86.
9. *George D.* U. S. Atomic energy comm., 1949, RMO-563, 186.
10. *Fronde! C.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064-G.
11. *Meixner H.* Zbl. Min., 1940, A, 145.
12. *De Camargo W. G. R., Coutinho J. M. V.* Bol. Soc. brasil. geol., 1960, 9, No. 2, 5.

Болтвудит Boltwoodite
 $K(H_2O)[(UO_2)SiO_4] \cdot nH_2O$

Назван по имени радиохимика Б. Болтвуда (1870—1927) (Фрондел, Ито, 1956) [1].

Характ. выдел. Радиально-лучистые, волокнистые и скрытокристаллические агрегаты [1, 2], характерны бородавчатые выделения.

Структ. и морф. крист. По сходству порошкограммы с порошкограммой склодовскита предположительно моноклинный (удлинение кристаллов по оси *b*). Инфракрасные спектры указывают на наличие изолированных SiO₄-тетраэдров [2, 3].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (001) — несовершенная. Тв. $3\frac{1}{2}$ —4 [2]. Уд. вес 3,6. Цв. желтый. Бл. перламутровый, стеклянный или шелковистый в яснокристаллических и тусклый — в скрытокристаллических агрегатах [2].

В ультрафиолетовых лучах тусклая люминесценция в зеленоватых тонах [1].

Микр. [2]. Слабо плеохроирует: по *Ng* и *Nm* — бледно-желтый, по *Np* — бесцветный; погасание прямое; *Ng* параллельна удлинению. Двуосный (—); $n_g = 1,703$ — $1,698$, $n_m = 1,695$, $n_p = 1,670$ — $1,668$.

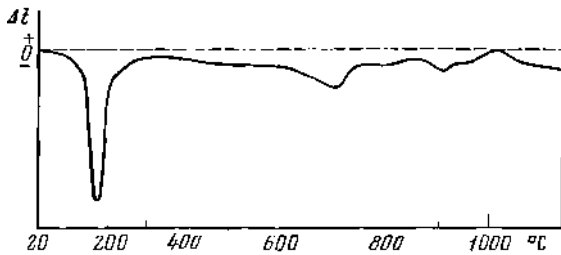
Хим. В приведенной выше формуле, по Хонеа, n от 0 до 1. Теор. состав при $n = 0$: K_2O — 11,21, UO_3 — 68,07, SiO_2 — 14,29, H_2O — 6,43; теор. состав для формулы $K_2(UO_2)_2(SiO_3)_3(OH)_2 \cdot 5H_2O$, предложенной Фронделем и Ито: K_2O — 10,52, UO_3 — 63,96, SiO_2 — 13,44, H_2O — 12,08.

Анализы болтвудита из рудника Дельта в шт. Юта (анал. Ито) [1]:

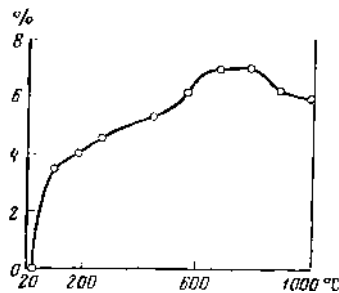
	1	2		1	2		1	2
K_2O	8,03	9,4	CuO	9,61	—	Прочие	0,34	—
Na_2O	0,33	0,4	SO_3	2,12	—	Сумма	99,37	100,00
UO_3	58,68	68,5	H_2O	7,33	6,9			
SiO_2	12,74	14,8	Н.о.	0,19	—			

1 — данные анализа минерала с примесью брошагита и др.; прочие — Al_2O_3 , CaO , MgO , PbO , V_2O_5 ; 2 — пересчет на 100% после исключения примесей.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 84) имеются три эндотермических прогиба (при 170° — удаление части воды, при 708° — полная дегидратация, при 906° — природа неясна) и экзотермический пик при



Фиг. 84. Кривая нагревания болтвудита из рудника Чикита, Аргентина (по Хонеа)



Фиг. 85. Кривая изменения веса болтвудита из рудника Чикита, Аргентина (по Хонеа)

1010° (образование новой фазы). При потере воды до 100° показатели преломления и межплоскостные расстояния не изменяются; после нагревания до 200° показатели преломления возрастают, слегка изменяются интенсивности линий на порошкограмме, но после выдерживания в воде в течение 48 час. свойства исходного минерала восстанавливаются; нагревание в интервале 200 — 750° вызывает появление на порошкограммах линий уранинита и U_3O_8 ; выше 800° вследствие окисления U происходит увеличение веса (фиг. 85); в интервале 875 — 1100° существует фаза со структурой кларкеита, выше 1000° к ней добавляется еще одна не определенная фаза (экзотермический пик при 1010°) [2].

Наход. Минерал зоны окисления. Чаще всего он встречается в силикатной зоне «гуммитовых» оторочек около выделений уранинита, а также в трещинах и пустотках среди вмещающих пород неподалеку от рудных тел.

Первая находка болтвудита сделана в Дельта Майн (шт. Юта, США), где он ассоциируется с брошантитом, беккерелитом, гипсом и не определенным силикатом урана [1]. В наружных оторочках «гуммита» по ураниниту болтвудит встречен в пегматитах Ля Чикита (провинция Кордсба, Аргентина) и в Альто-Бокейра (Бразилия) [2]. Псевдоморфозы болтвудита по обогащенному торием ураниниту отмечены в карьере Вильямс (шт. Пенсильвания, США). Болтвудит сопровождается уранофаном и торогуммитом [4]. В виде бородавчатых агрегатов по беккерелиту и в плотных землестых агрегатах по ураниниту болтвудит обнаружен в месторождении Литл Индиэн № 36 (шт. Колорадо, США); спутниками болтвудита являются уранофан, скупит, ятинит, уранинит и гётит; помимо уранинита к первичным минералам месторождения относятся сульфиды [2].

В качестве продукта вторичного изменения Zr-содержащего уранинита болтвудит встречен в руднике Соля (провинция Ла Риоха, Аргентина). Волокнистый болтвудит наблюдается здесь в тесной ассоциации с купроскладовскимитом [2]. В сильно аргиллитизированных гнейсах Минонда (Южная Австралия) болтвудит, являющийся продуктом изменения уранинита, тесно ассоциируется с уранофаном, казолитом и ураноспинитом; на небольшой глубине болтвудит и другие минералы урана сменяются уранинитом и браннеритом [2]. Отмечен в 11 месторождениях Колорадского плато и прилегающих областей [2]. Болтвудитом, предположительно [2], является ближе не определенный минерал из Бад-Гаштейна (Австрия) [5].

Искусств. Синтез болтвудита, его натриевого и аммониевого аналогов легко осуществляется при различных температурах из растворов соответствующих ацетатов (осаждение из 0,01-молярных растворов при добавлении сильных оснований) [2].

Межплоскостные расстояния болтвудита из Дельта-Майн [2]

CuK_α -излучение, $D=114,6$ мк

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	7,53	4	2,21	1	1,566	2ш	1,149
10	6,81	2	2,16	1	1,550	1ш	1,122
5	6,40	3	2,13	2	1,530	2	1,112
5	5,45	2	2,11	3ш	1,515	1ш	1,087
4	4,74	1	2,08	3ш	1,502	1	1,072
4	4,32	3	2,05	1ш	1,487	2	1,053
2	4,11	2	1,994	1	1,455	1	1,041
1	3,91	2	1,983	1	1,438	1ш	1,023
1	3,75	3	1,950	3	1,411	1	1,000
7	3,54	1	1,935	1	1,393	1ш	0,980
9	3,40	6ш	1,900	2	1,378	1	0,971
5	3,13	1	1,874	1ш	1,356	2ш	0,963
1	3,07	2	1,820	2	1,335	1ш	0,928
8	2,95	1	1,780	2	1,311	1ш	0,915
7	2,91	6	1,764	4ш	1,297	1ш	0,884
1ш	2,69	3	1,700	1/2	1,270	1	0,876
3	2,53	3	1,658	2ш	1,242	1 2	0,845
5	2,45	2	1,627	1	1,211		
4	2,34	2ш	1,602	1	1,196		
5	2,26	2	1,580	2	1,174		

Л и т е р а т у р а

1. *Frondel C., Ito J.* Science, 1956, 124, No. 3228, 931.
2. *Honea R.* Am. Min., 1961, 46, Nos. 1—2, 12.
3. *Launer P. J.* Am. Min., 1952, 37, Nos. 9—10, 764.
4. *Montgomery A.* Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 804.
5. *Haberlandt H., Schiener A.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1951, 2, H. 3, 307.

Казолит Kasolite
 $\text{Pb}[(\text{UO}_2)\text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Назван по месту находки (месторождение Казоло в Конго) (Скуп, 1922) [1].

Пильбарит — pilbarite (Самсон, 1910) оказался смесью казолита и торогумита (Хонеа, 1957) [2].

Характ. выдел. Игольчатые кристаллы, радиально-лучистые сростки, розетки, войлокоподобные, плотные и рыхлые землистые агрегаты, реже — клейобразные выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$ [3, 4]; $Z=4$ [4].

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	β	Автор
13,31	7,02	6,72	1,896:1:0,957	104°42'	Бийэ [5]
13,25	7,05	6,82	1,879:1:0,967	102 40	Брасёр [6]
13,24	6,94	6,70	1,907:1:0,965	104 20	Данные Милла, см. Фрондел [3]
13,28	6,96	6,74	1,909:1:0,968	104 15	Мокеева [7]

Расшифровка структуры казолита проводилась Мокеевой [7] и Хийненом [4] (фиг. 86, 87). По Мокеевой, координата y у Pb^{2+} отличается от полученной Хийненом на половину периода, что свидетельствует о другой координации Pb. Основной структуры казолита, так же как уранофана и склодовскита, являются слои $[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4)]_n^{2n-}$, составленные из семивершинников вокруг атомов U и тетраэдров SiO_4 . Слои связаны между собой атомами Pb^{2+} . В отличие от других минералов группы уранофана на каждую группу $[(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2]^{4-}$ в структуре казолита приходится по два Pb^{2+} , т. е. заряд слоя полностью компенсируется. Каждый Pb^{2+} окружен восемью O, образующими координационный полиэдр в виде трехгранной призмы, одна грань и одно основание которой центрированы. Расстояния U—O в уранильной группе составляют 1,7 Å [7].

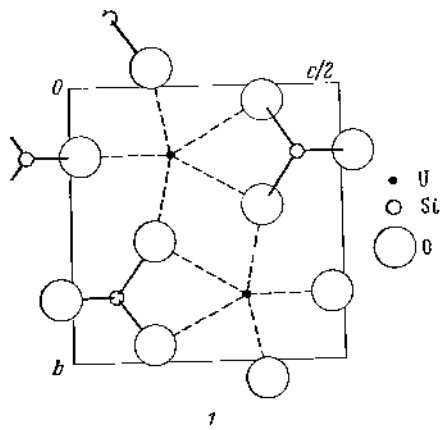
Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,879 : 1 : 0,967$ (Брасёр, 1939) [6].

Наблюдавшиеся формы [6]:

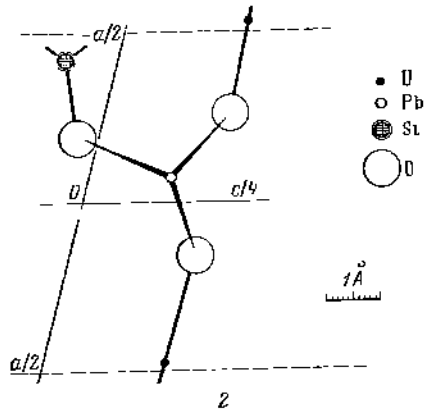
	Φ	ρ		Φ	ρ
c 001	90°00'	13°40'	e $\bar{3}01$	—90°00'	57°47'
a 100	90 00	90 00	f 401	—90 00	64 42
m 110	28 42	90 00	p 111	38 38	51 02
d $\bar{2}01$	—90 00	46 37			

Кристаллы имеют призматический облик, вытянуты по оси b . Наиболее обычные формы: c (001), a (100), m (110). Часто присутствуют также мелкие грани p (111) (фиг. 88). Остальные грани обычно очень малы и встречаются значительно реже [6, 8—13].

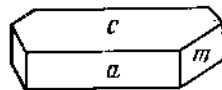
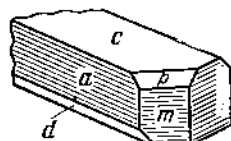
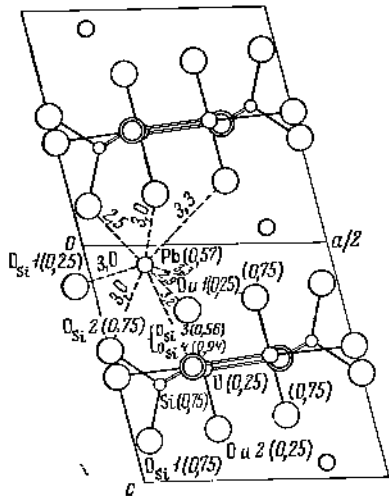
Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) и (010) несовершенная. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. вес казолита из Катанги 5,96 по Скупу [11], 6,5 по Бийэ [5], у минерала из Франции 5,83 [13] (вычисл. 6,256 на основе параметров, определенных Брасёром). Цв. охряно-желтый до коричневатого-желтого



Фиг. 86. Структура казолита
(по Хейнену и др.)
1 — проекция слоя $[(UO_2)(SiO_3)_2]_n^-$ на
(100);
2 — координация атома Pb с кислоро-
дом



Фиг. 87. Проекция структуры казо-
лита на плоскость ac
(по Моксевой)



Фиг. 88. Кристаллы
казолита

1 — под электронным
микроскопом; увел.
1100;

2 — по Скулу

у просвечивающих и непрозрачных образцов, янтарно-желтый у прозрачных; реже — лимонно-желтый, зеленый или красновато-оранжевый. Черта бледная коричнево-желтая. Бл. смоляной до жирного, у плотных масс тусклый. Не люминесцирует.

Микр. Плеохроизм отсутствует или очень слабый: по Np и Nm — бледно-желтый, по Ng — почти бесцветный или слегка сероватый; $Ng > Nm > Np$. Двусный (+); $Np = b$; пл. опт. осей $\parallel (100)$; $cNg = +0,5^\circ$; $n_g = 1,935 - 1,97$; $n_m = 1,880 - 1,910$, $n_p = 1,877 - 1,90$ [9, 13—15].

Хим. Теор. состав: $PbO - 37,54$, $UO_3 - 49,26$, $SiO_2 - 10,17$, $H_2O - 3,03$.

Анализы:

	1	2	3	4	5	7	8
Na_2O	—	—	2,4	—	—	—	—
CaO	0,06	—	—	0,56	сл.	1,34	0,47
MgO	0,03	—	—	0,10	0,50	0,24	0,29
BaO	—	—	1,7	—	—	—	—
PbO	36,20	34,44	32,6	40,50	29,80	34,02	37,55
CuO	—	—	0,9	—	—	—	0,09
Al_2O_3	—	—	—	—	0,90	0,98	0,79
Fe_2O_3	0,41	0,58	2,0	—	3,80	0,22	0,42
UO_3	49,28	49,00	46,8	44,96	43,20	48,46	46,56
SiO_2	9,42	9,14	8,6	9,68	15,60	9,98	11,60
P_2O_5	—	—	—	0,10	—	—	0,32
As_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,38
H_2O^+	3,59	3,77	4,3	1,20	5,20	1,68	3,29
H_2O^-				3,76			
CO_2	0,85	0,53	—	—	—	—	—
Сумма	99,84	97,46	99,3	100,86	99,00	100,01	100,54

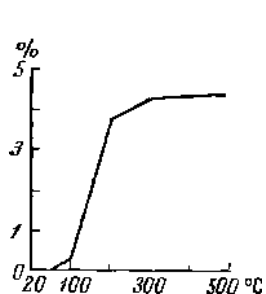
1 и 2 — Казоло, Конго [1] (1 — плотные выделения, неизмененные, 2 — несколько измененные); 3 — Грури, Франция [13]; 4 — анал. Миннекова [16]; 5 — анал. Волков [16]; 6 — анал. Кузнецова [16]; 7 — анал. Панкова [16]; 8 — анал. Кузнецова [16].

Приведенная выше формула, предложенная Бийэ и де Йонг [5], а также Брасёром [6] по расчету состава элементарной ячейки, подтверждается структурными исследованиями [4].

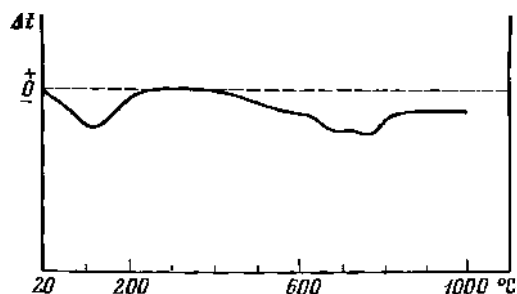
Диagn. исп. Легко растворяется в кислотах с выделением геля кремнезема. При нагревании в запаянной трубке выделяет воду. На угле дает налет свинца. В окисл. пламени сплавляется в черное стекло.

Повед. при нагр. Около 0,59 % H_2O выделяется при 110° , полная дегидратация происходит до 450° (фиг. 89). Температура начала плавления 1100° [1]. На кривой нагревания (фиг. 90) имеются эндотермические понижения в пределах $100 - 200^\circ$ (удаление воды) и между $650 - 800$ (разложение, образование ураната свинца) [17].

Находж. Гипергенный минерал, довольно обычный в зоне окисления урановых месторождений. В Казоло (Катанга, Конго) он ассоциируется с торбернитом, кюритом, девиндитом и другими фосфатами [1]. Известен в руднике Николсон у оз. Атабаска (Саскачеван, Канада) [18], в Вельсендорфе (Бавария, ФРГ), во многих месторождениях Франции: Грури, Рсье, Бигай, Ляшо, Пюи-де-Дом, Боко Сонго [13]. Фрондел [3] установил казолит в гуммитовых оторочках около выделений уранинита во многих пегматитах: Каканас (ЮАР), Бизунди (Индия), Рагс возле Графтон Сентер (шт. Нью-Гэмпшир, США). Казолит в виде корочек на выделениях измененного уранинита встречается также в районе Большого Медвежьего



Фиг. 89. Кривая обезвоживания калозита (по Амбарцумян и др.)



Фиг. 90. Кривая нагревания калозита (по Амбарцумян и др.)

озера (Канада). Отмечен в Джим Торп (шт. Пенсильвания, США) [19], в районах Гудспрингс и Ист Уокер Ривер (шт. Невада, США) [20, 21].

Искусств. Получен при нагревании в стальных бомбах раствора нитрата уранила с боросиликатным стеклом и свинцом до 200° в атмосфере H_2S [22].

Межплоскостные расстояния калозита из Шанколовс, Катанга [3]

hkl*	l	d	l	d	l	d	l	d
001	6	6,61	3ш	2,05	2	1,366	1	0,976
100	2	6,19	5	1,962	2	1,329	1	0,969
$\bar{2}01$	4	5,31	1	1,913	2	1,300	1	0,949
210, $\bar{1}11$	2	4,76	2	1,876	1	1,277	1	0,943
111, $\bar{2}11$	8ш	4,19	1	1,847	1	1,262	1	0,930
211, $\bar{3}11$	7	3,53	1	1,826	1	1,247	1	0,920
	1	3,38	4	1,741	1	1,235	1	0,909
002, $\bar{2}02$	10	3,26	5	1,677	1	1,200	1	0,899
220, $\bar{1}21$	5	3,07	2	1,656	1	1,183	2	0,877
410, $\bar{3}11$	9	2,93	1	1,623	2	1,147	1	0,870
112, $\bar{3}12$	3	2,73	1	1,592	2	1,114	2	0,838
221, $\bar{3}21$	3	2,64	1	1,565	1	1,086	1	0,831
212	3	2,47	1	1,532	1	1,049	2	0,809
	2	2,42	1	1,497	1	1,035	1	0,803
420, $\bar{3}21$	2	2,37	2	1,476	1	1,017		
230, $\bar{1}31$	3	2,18	3	1,456	1	1,004		
	2	2,11	1	1,397	1	0,993		

* ASTM, 12—210.

Л и т е р а т у р а

1. Schoep A. C. R., Paris, 1921, 173, 1476.
2. Honea R. Am. Min., 1957, 42, Nos. 11—12, 908.
3. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 315.
4. Huynen A. M., Piret-Meunier J., Van Meerssche M. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1963, 49, № 2, 192.
5. Billiet V., de Jong W. F. Natuurk. Tijdschr., Ned.-Indië, 1936, 18, 261.
6. Brasseur H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., ser. 5, 1939, 25, 654.
7. Мокеева В. И. Кристаллография, 1964, 9, вып. 5, 738.
8. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, 169.
9. Mélon J. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., ser. 5, 1934, 20, 178.
10. Schoep A. Natuurk. Tijdschr., Ned.-Indië, 1927, 9, 25.
11. Schoep A. Ann. Mus. Congo Belge, sér. 1, 1930, 1, F. 2, 24.
12. Buttgenbach H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., ser. 5, 1922, 8, 573.
13. Branche G., Chervet J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, № 7—12, 457.

14. D'Arcy G. U. S. Atomic energy comm., 1949, RMO-563, 198.
15. Larsen E. S., Berman H. U. S. Geol. Surv. Bull., 1934, No. 848, 266.
16. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 124.
17. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 83.
18. Hogarth D. D. Am. Min., 1951, 36, Nos. 5—6, 411.
19. Klemic H., Baker R. C. U. S. Geol. Surv. Circular, 1954, No. 350, 8.
20. Staatz M. H., Bauer H. L. U. S. Geol. Surv. Bull., 1953, No. 988-C, 29.
21. Lovering T. G. U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, No. 1009-C, 63.
22. Gruner J. W. U. S. Atomic energy comm., 1952, RMO-983, 26.

О р л и т (ortite) — по хим. составу и рентгеновским данным не отличим от казолита. Установлен и изучен Мелковым в 1952 г. Назван по месту находки. Образует прожилки, корочки, радиально-лучистые агрегаты. Кристаллы игольчатые, очень мелкие. Уд. вес 5,307. Цв. светлый кремово-желтый. Бл. восковой. Не люминесцирует. В шлифах кристаллы желтовато-белые со слабым плеохроизмом. Удлинение (—). Двуосный. Знак неизвестен; $n_g = 1,793$, $n_m = 1,788$. Анализ (анал. Кузнецова): CaO — 0,76, MgO — 0,84, BeO — 0,22, PbO — 32,45, Al₂O₃ — 2,54, Fe₂O₃ — 0,80, UO₃ — 43,57, SiO₂ — 12,08, P₂O₅ — 0,65, As₂O₃ — 0,25, H₂O — 5,22, н.о. — 1,44; сумма 100, 82. Хорошо растворяется в HCl и H₂SO₄. Редкий гипергенный минерал. Характерна тесная ассоциация орлита с уранофаном, встречается также с казолитом и другими силикатами урана в зоне окисления. Наблюдаются структуры замещения орлита уранофаном (М. В. Соболева, И. А. Пудовкина. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 129).

М и н е р а л В (Mineral B) — возможно, кальциевый аналог казолита, от которого не отличим по порошкограмме, но отличается по более низким показателям преломления и повышенному содержанию Са. Плотные или землистые микрокристаллические агрегаты, волокнистые скопления. Монокл. с. Цв. соломенно-желтый до бледного желтовато-коричневого, светлее типичных казолитов. Плеохроизм слабый от бесцветного по *Np* до бледно-желтого по *Ng*. Двуосный (+); $n_g = 1,867$, $n_m \sim 1,84$, $n_p = 1,825$ (в очень тонкозернистых агрегатах можно измерить лишь $n_m \sim 1,81-1,84$); $2V$ — средний. Микрохимическим анализом установлены большие количества Са.

Встречен в ряде рудников США: Боб Ингерсол (шт. Южная Дакота), Рагис, Берил Маунтин (шт. Нью-Хэмпшир), Майн Лэйк (шт. Колорадо), в Бизунди, Раджпутана (Индия) и в Карелии (СССР); наблюдался в качестве продукта изменения в оранжево-красной зоне «гумитовых оторочек» по уранинитам пегматитов обычно в тесной ассоциации с уранофаном и, реже, в виде самостоятельных выделений микротрещин (Cf. Frondel. Am. Min. 1956, v. 41, Nos. 7—8, 539).

Соддит Soddyite

$$(UO_2)_6(SiO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$$

Назван Скупом по имени английского радиохимика Ф. Содди [1—3].
Синон. Соддит, соддят.

Характ. выдел. Кристаллы и сростки, иногда пучковидные группы; волокнистые, плотные и рыхлые землистые выделения [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{24} — Fddd$; $a_0 = 8,32$, $b_0 = 11,21$, $c_0 = 18,71$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,742 : 1 : 1,669$; $Z = 3$ (Горман, 1952) [4]. Четко намечается псевдоячейка с $c'_0 = c_0/3$.

Структура не изучена, к группе уранофана отнесен условно.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} — mmm (3L_2 3PC)$. [2].

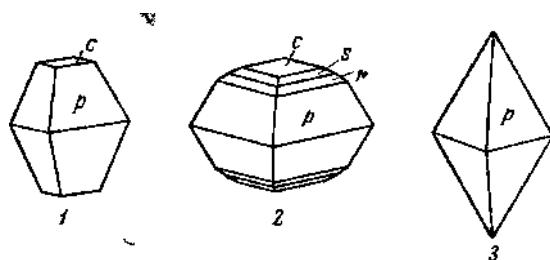
Наблюдавшиеся формы [2, 4, 5] (углы вычислены на основе рентгеновского отношения осей):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
s 114	53°25'	35 00	67 21	62 35	29 21	70 01
r 113	53 25	43 02	60 54	56 46	36 51	66 00
p 111	53 25	70 21	30 56	40 52	66 01	55 51

Нередки также грани дипирамиды (*hhl*) с ρ от 74°25' до 79°04' [4].

Кристаллы дипирамидального облика с преобладанием граней p (111) (фиг. 91). На гранях p (111) обычна горизонтальная штриховка [4].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (111) менее совершенная. Тв. $3\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,70 (вычисл. 4,75). Цв. непрозрачных кристаллов желтый до канареечно-желтого, прозрачных — янтарно-желтый, зеленовато-желтый, в волокнистых и плотных агрегатах — соломенно-желтый. Черта бледно-желтая до соломенно-желтой. Бл. кристаллов стеклянный до почти алмазного,



Фиг. 91. Кристаллы соддиита, Конго

1 и 2 — по Скупу; 3 — по Горману

землистых агрегатов — тусклый. Прозрачный до непрозрачного, в некоторых кристаллах прозрачна только внешняя зона.

В ультрафиолетовых лучах иногда слабо люминесцирует в желто-оранжевых тонах [6].

Микр. В шлифах в прох. свете обычно замутненный, частью прозрачный [4]. Двусный (—); $N_g = a$, $N_m = b$, $N_p = c$. Плеохроизм: по N_g — бледный зеленовато-желтый, по N_m — бледно-желтый, по N_p — есцветный.

n_g	1,715	1,712	1,699
n_m	1,685	1,685	1,685
n_p	1,650	1,650	1,654
$2V$	Большой	84°	70°
М-ние	Казоло [7]	Казоло [4]	Намакваленд [8]

Хим. Теор. состав: UO_3 — 86,24, SiO_2 — 7,24, H_2O — 6,52. Состав соддиита из Казоло (среднее из трех анализов [9]): UO_3 — 85,27, SiO_2 — 7,87, H_2O — 6,26, сумма 99,40.

Диagn. исп. Растворяется в HCl с образованием геля кремнезема. П. п. тр. не плавится. В закр. тр. темнеет, выделяет воду.

Наход. Вторичный минерал урановых месторождений. Впервые найден в Казоло (Катанга, Конго) в смеси с кюритом; помимо кюрита ассоциируется с казолитом, складовскитом, уранофаном, торбернитом [8]. В США известен в пегматитах Раглс (шт. Нью-Гэмпшир) в псевдоморфозах по ураниниту в тесной ассоциации с уранофаном и казолитом [10], в руднике Стил Сити (шт. Аризона) — с казолитом и уранофаном [11], в Хоникомб Хилз (шт. Юта) [12], Джек Пайл (шт. Нью-Мексико) [13]. Встречен в пегматитовой области Нораби в Намакваленде [8].

Искусств. Получен из водного раствора уранил-нитрата в стеклянном сосуде при 200—278°; в щелочных растворах не образуется, устойчив при рН 2,6 [14].

Межплоскостные расстояния соддиита из пегматита Рагс [5]
 SiK_{α} -излучение, $D=114,6 \text{ мк}$

hkl*	l	d	hkl	l	d	l	d	l	d
111	80	6,14	008	20	2,32	30	1,699	1	1,339
022	30	4,71	226	20	2,26	40	1,664	1	1,289
004; 113	90	4,48	311	10	2,18	40	1,641	3	1,268
202	20	3,73	333	40	2,09	20	1,601	2	1,220
131; 220	100	3,32	153	30	2,04	10	1,551	2	1,148
115	20	3,22	119	40	1,975	30	1,523	2	1,082
133	30	2,95	422	40	1,908	10	1,503	1	1,055
040	20	2,78	155; 246	50	1,855	10	1,463	1	1,038
224	70	2,69		10	1,823	30	1,406	1	1,018
206	60	2,47		20	1,772	10	1,374	1	0,996
044	10	2,39		10	1,731	20	1,353	2	0,940

* ASTM, 12—180.

Л и т е р а т у р а

1. Schoep A. C. R., Paris, 1922, 174, 623.
2. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, F. 2, 181.
3. Billiet V. Natuurwet. Tijdschr., 1926 (1925), 7, 112.
4. Gorman D. H. Am. Min., 1952, 37, Nos. 5—6, 386.
5. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, F. 1, 83.
6. Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947.
7. D'Arcy G. U. S. Atomic energy comm., 1949, RMO-563.
8. Gevers T., Patridge F., Joubert G. Mem. Geol. Surv. South Africa, 1937, 31, 172.
9. Schoep A. Ann. Mus. Congo Belge, ser. 1-min., 1932, 1, F. 3, 25.
10. Frondel C. Am. Min., 1956, 41, Nos. 7—8, 539.
11. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No. 1064, 312.
12. Wilmarth V. R., Bauer H. L., Staats M. H., Wyant D. G. U. S. Geol. Surv. Circular, 1952, No. 220, 13.
13. Gruner J. W., Smith D. K. U. S. Atomic energy comm., 1955, RME-3020.
14. Gruner J. W. U. S. Atomic energy comm., 1952, RMO-983.

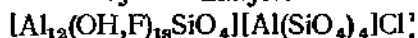
У с а г и т — ushyte — неизученный водный силикат уранила, по-видимому, идентичный с соддиитом или близкий к нему. Образует радиально-лучистые агрегаты. Желтый. Просвечивает. Бл. стеклянный. Не люминесцирует. Растворяется в разбавленной HCl с образованием студия кремнезема (В. Г. Мелков, Л. Ч. Пухальский. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957, 67).

В. С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

СТРУКТУРА ТИПА ЗУНИТА

Зуннит $[\text{Al}_{12}(\text{OH}, \text{F})_{18}\text{SiO}_4][\text{Al}(\text{SiO}_4)_4]\text{Cl}$ Куб. с. $a_0=13,87$. Уд. в. 2,9.

Зуннит Zunyite

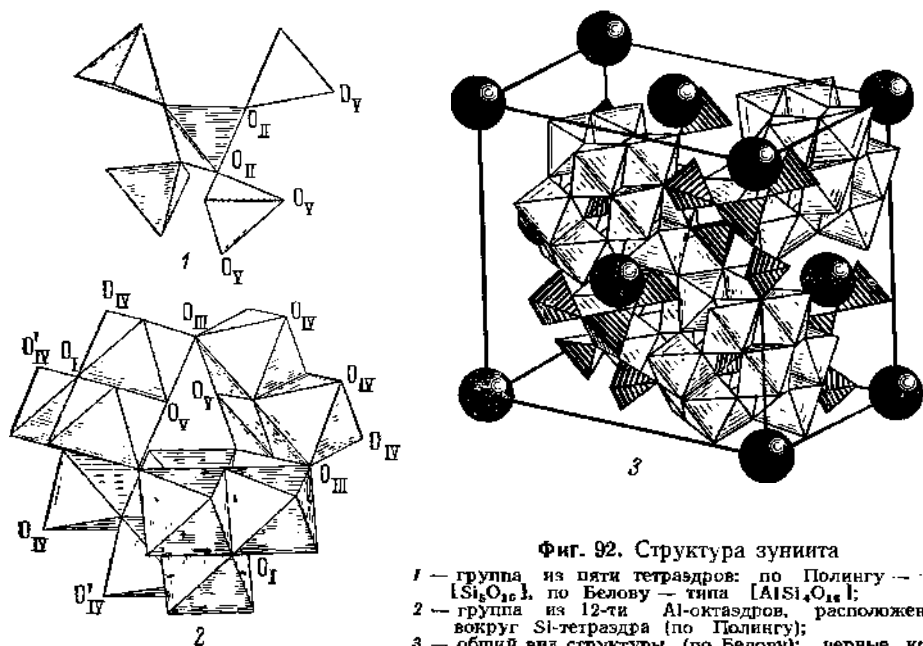


Назван по месторождению Зуни, шт. Колорадо, где впервые был найден (Хилебранд, 1883—1884) [1].

Синон. Цуннит, зуннит; загликит (Меренков Б. Я. Неметаллич. пол. иск. СССР, изд. АН СССР, 1934, т. 1, 141).

Разиов. Дильнит.

Характ. выдел. Единичные кристаллы (от 0,05—0,1 до 3 см, иногда до 5—10 см), выделения неправильной формы, почти мономинеральные породы.



Фиг. 92. Структура зунита

- 1 — группа из пяти тетраэдров: по Полингу — типа $[\text{Si}_5\text{O}_{16}]$, по Белову — типа $[\text{AlSi}_4\text{O}_{16}]$;
 2 — группа из 12-ти Al-октаэдров, расположенных вокруг Si-тетраэдра (по Полингу);
 3 — общий вид структуры (по Белову); черные кружки — атомы Si

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^2 - F\bar{4}3m$. [2]; $a_0 = 13,87 \text{ \AA}$ (уточненные данные Кемба [3] для минерала из Зуни, ранее изучавшегося Госнером [4] и Полингом [2]); $a_0 = 13,93 \text{ \AA}$ у зунита из Алжира [5], $14,034 \text{ \AA}$ — из Постмасбурга [6], $13,94 \text{ \AA}$ — у чирагидзорского зунита [7]; $Z = 4$.

Структура определена Полингом [2] и уточнена Кембом [3]. Для нее характерно наличие двух типов комплексов полиэдров (фиг. 92, 1, 2). В отличие от Полинга и Кемба, считавших, что первый комплекс состоит из пяти Si-тетраэдров — $[\text{Si}_5\text{O}_{16}]$, Белов и Загальская [8, 9] представляют его в виде $[\text{AlSi}_4\text{O}_{16}]$, где Si-тетраэдр занимает центральное положение и все его вершины связаны с тремя тетраэдрами SiO_4 и одним тетраэдром AlO_4 . В комплексе второго типа $[\text{SiO}_4\text{Al}_{12}(\text{OH})_{18}]$ двенадцать Al-октаэдров, связанных по три общими ребрами, расположены вокруг центрального Si-тетраэдра; в результате комплекс приобретает кубооктаэдрическую форму с крупной полостью внутри. Эти два комплекса равного объема чередуются в структуре зунита по тому же закону, по которому в структуре NaCl распределены анионы и катионы. Атомы Si в структуре зунита располагаются в крупных октаэдрических полостях по узлам гранцентрированной решетки (фиг. 92, 3). Наличие подобных комплексов указывает на аналогию между структурой зунита и структурой гетерополикислот [8, 9].

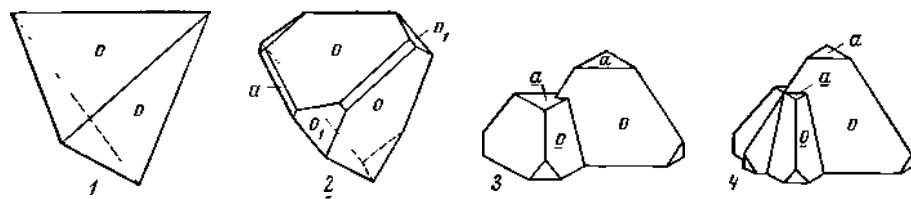
Гексатетраэдр. кл. $T_d - \bar{4}3m (4L_3 3L_4 6P)$. Наблюдавшиеся формы: $a(100)$, $d(110)$, $\alpha(111)$, $\alpha(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$. Кристаллы тетраэдрического облика (фиг. 93) [1, 7, 10—14]. Двойники довольно обычны [5, 7, 11]: дв. ось — ось 3-го порядка, вращение на 60 и 180° ; наблюдаются двойники срастания и прорастания (фиг. 93, 3, 4); встречаются тройники. Грани (111) блестящие, $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ — тусклые $[111]$. Нередко зональное строение кристаллов [7, 14—16].

Отмечались срастания с серицитом, рутилом, пиритом.

Физ. св. Сп. по (111) отчетливая $[111]$. Тв. 7. Уд. вес $2,85$ — $2,90$ (вычисл. $2,869$ при $a_0 = 13,87 \text{ \AA}$). Цв. белый, пепельно-серый, иногда розо-

вый или красный от включений гематита. Бл. стеклянный, почти алмазный. Мелкие кристаллы водянопрозрачны, крупные полупрозрачны за счет включений.

Для инфракрасного спектра поглощения характерны линии (в см^{-1}): 3649, 3331, слабая 2945, 1178, 1140, 1070, сильные 1000, 904, 725, 658, 486, 458 [5].



Фиг. 93. Кристаллы зунита

1 и 2 — монокристаллы, Карабас (по Асташенко); 3 и 4 — двойники, Постмасбург (по Спенсеру)

Микр. В шлифах прозрачен. Изотропен, редко в крупных кристаллах зонально анизотропен (двупреломление 0,002—0,005). Показатель преломления несколько варьирует в кристаллах из одного и того же месторождения.

В зональных кристаллах показатель преломления во внешних зонах обычно ниже, чем во внутренних.

n	Месторождение	Автор	
1,594—1,590	Карабас, Каз. ССР	Асташенко	[13]
1,585	» » »	»	[13]
1,589	Кошан » »	»	[16]
1,583	Таргыл-Ирек » »	»	[16]
1,593	Сымбал » »	»	[16]
1,589	Кызыл-Тас » »	»	[16]
1,590	Секисовское » »	Курек	[17]
1,594—1,616	Кабанское, Урал	Логинов	[15, 18]
1,590	Заглик, Азерб. ССР	Алиев	[7, 14]
1,587	Геташен, » »	»	[7, 14]
1,584—1,589	Галаджик » »	»	[7, 14]
1,612—1,619	Чирагидзор » »	Гоньшакова	[19]
1,595 (Na)	Зунн	Госнер	[20]
1,6022 (Na) *	»	Албис	[21]
1,589 (Na)	»	Ларсен	—
1,5996 (Na) *	Постмасбург	Спенсер	[11]
1,600 (Na)	»	Вермас	[6]
1,594 (Na)	Алжир	Тюрко	[5]
1,563	Банска-Бела	Конта	[22]

* Определение методом призм.

По более низкому показателю преломления резко отличается дилльнит из Банска-Бела. У зунита из Постмасбурга в свете Li $n = 1,5969$, Na — 1,5996, Tl — 1,6026 [11].

В шлифах характерны треугольные, реже — многоугольные разрезы. Наблюдаются пылевидные включения рутила, располагающиеся цепочками параллельно граням минерала.

Хим. Содержание Si в общем постоянное, содержание F варьирует; вероятно изоморфное замещение OH на F. Большинство анализов показы-

ваит 5,2—6% F, в чирагидзорском зунните 7,5% F; значительно больше F (12,5%) и меньше воды в дильните (анализ 13); резко выделяются по очень низкому содержанию F анализы 9—11 минерала из Постмасбурга.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0,17	0,20	—	—	0,24	0,31	0,48
K ₂ O	0,11	0,09	—	—	0,10	0,18	—
MgO	0,03	—	Сл.	Не обн.	—	—	—
CaO	0,10	—	0,14	»	—	—	0,11
Al ₂ O ₃	57,42	57,01	60,02	57,83	57,88	57,68	57,20
Fe ₂ O ₃	0,10	0,16*	0,20	Сл.	0,20	0,18	0,61
SiO ₂	25,53	24,95	24,08	26,05	24,33	24,15	24,11
TiO ₂	0,62	0,02	0,38	0,19	—	—	—
SO ₂	—	0,22	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,56	0,31	—	0,48	0,60	0,52	0,64
F	5,52	5,20	6,00	7,5	5,61	5,19	5,81
Cl	2,56	2,69	2,53	2,01	2,91	2,90	2,62
H ₂ O ⁺	10,03	12,15	10,00	9,94	10,89	11,12	11,12
H ₂ O ⁻	0,12	—	0,10	Не обн.	—	—	—
Сумма	(102,87)	103,00	103,45	104,00	102,76	102,23	102,70
—O=F ₂ +Cl ₂	$\frac{2,90}{99,97}$	$\frac{2,80}{100,20}$	$\frac{3,10}{100,35}$	$\frac{3,60}{100,40}$	$\frac{3,02}{99,74}$	$\frac{2,83}{99,40}$	$\frac{3,02}{99,68}$
Уд. в.	2,898	2,88	$\frac{2,858}{2,906}$	$\frac{2,853}{2,892}$	2,875	2,878	$\frac{2,876}{2,904}$

* FeO.

1 — Карабас, Каз. ССР, анал. Молева; SrO — 0,001, MnO — сл. (в оригинале сумма 102,85) [13]; 2 — Кошан, Каз. ССР, анал. Книпович [16]; 3 — Кабанское м-ние, Свердловская обл. [15]; 4 — Чирагидзор, Азерб. ССР, анал. Сокова [7, 14]; 5 — 6 — Зуни, Колорадо (5 — анал. Хилсбранд [1], 6 — анал. Госнер [20]); 7 — Ред Маунтин, Колорадо, среднее из двух анализов Пенфалда [10].

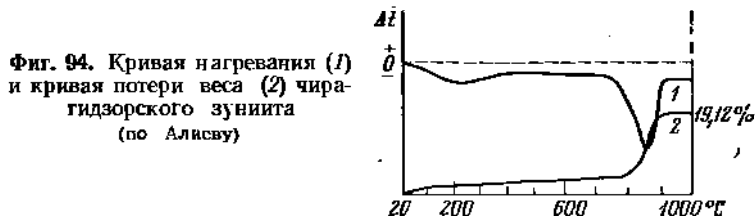
	8	9	10	11	12	13
Na ₂ O	0,18	Сл.	1,65	1,45	0,23	—
K ₂ O	—	»	Сл.	Сл.	0,17	—
MgO	—	»	0,4	0,3	0,23	0,19
CaO	—	»	0,35	0,2	0,45	0,83
MnO	—	—	—	—	—	0,01
Al ₂ O ₃	57,23	54,25	56,75	56,85	56,43	56,17
Fe ₂ O ₃	1,58	0,5	1,3	1,45	0,34	0,06
SiO ₂	25,10	29,1	24,25	24,1	23,94	26,48
TiO ₂	—	—	Сл.	Сл.	0,85	0,78
P ₂ O ₅	0,53	0,15	0,25	0,25	0,72	—
F	5,43	0,8	0,5	0,4	5,81	12,50
Cl	2,75	2,45	3,5	4,8	2,90	2,20
H ₂ O ⁺	10,61	13,45	11,4	11,65	10,94	6,47
H ₂ O ⁻	—	0,9	0,4	0,35	0,12	—
Сумма	103,41	(101,60)	100,75	101,80	(103,13)	105,69
—O=F ₂ +Cl ₂	$\frac{2,90}{100,51}$	$\frac{0,90}{100,70}$	$\frac{1,10}{99,65}$	$\frac{1,30}{100,50}$	$\frac{3,11}{100,02}$	$\frac{5,66}{100,03}$
Уд. в.	—	—	$\frac{2,884}{2,873}$	—	2,87	2,87

8 — Гватемала, анал. Гоннер [12]; 9 — 11 — Постмасбург, ЮАР [11]; 9 — анал. Мак-Крэ; 10 — 11 — анал. Уил; 12 — Бени-Эмбарек, Алжир, анал. Турко [5] (в оригинале сумма 103,14); 13 — дильнит, Банска-Бела, Чехословакия, среднее из трех анализов [22].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется.

П. п. тр. кристаллы растрескиваются, теряют прозрачность и становятся фарфоровидными, но не плавятся. При высоких температурах и при нагревании в течение продолжительного времени выделяет воду, которая имеет кислую реакцию.

Повед. при нагр. На термической кривой (фиг. 94) [7, 14] чирагидзорского зуниита наблюдается пологий эндотермический прогиб в интервале температур 100—300° с максимумом 200° и резкое понижение в интервале 800—900° с максимумом при 860°. Количество выделенных при нагревании



летучих около 19%. Кривая нагревания зуниита Кабанского месторождения [15, 18] фиксирует один эндотермический эффект в пределах 700—810° с максимумом при 760°. На кривой нагревания зуниита из Алжира [23] наряду с резко проявленным эндотермическим прогибом в пределах 800—900° наблюдался экзотермический подъем при 850°, связанный с образованием муллита; отмечалось незначительное уменьшение веса в интервале 550—770°, очень сильное уменьшение веса при 775°. Зуниит, нагретый до 1100—1200°, сохраняет изотропность и зональность, показатель преломления увеличивается [7, 14].

Наход. Гидротермально-метасоматический минерал, характерный для вторичных кварцитов и сланцев [24]. Образуется на малых глубинах при температурах 300—400°, возможно 250° [14].

В СССР впервые обнаружен в Секисовском месторождении огнеупорных глин на Алтае [17] в ассоциации с алунином, кварцем, филлипситом и каолинитом. Встречен во вторичных кварцитах Ивдельского района (Северный Урал) [25], Павдинской дачи (Средний Урал) [26] с кварцем, мусковитом, серицитом, пиритом, рутилом, каолинитом, андалузитом, диаспором, апатитом, турмалином, флюоритом, в кварцитах сопки Вознесенской на Алтае [27].

В зуниитсодержащих серицитовых сланцах, вторичных кварцитах, диаспоровых и андалузитовых породах колчеданного месторождения Кабан (Средний Урал) [15, 18, 28] наблюдается в ассоциации с баритом, алунином, рутилом, диаспором, пирофиллитом, кварцем. В рудном теле оловорудного месторождения на северо-востоке СССР и во вмещающих его песчаниках и сланцах — в виде тонких прожилков с андалузитом и лазулитом [29].

В Азербайджане — во вторичных кварцитах Пантдагского хребта [30], также в колчеданных месторождениях Чирагидзор и Чирагидзор-Тоганалинском, где входит в состав зуниитовых и зуниит-кварцевых пород, слагающих Зуниитовую Горку [13, 14, 19, 31—33]. В Армянской ССР отмечен в молибденовом месторождении Лзорастан во вторичных кварцитах совместно с диаспором, пирофиллитом, диккитом, рутилом, молибденитом [34]. В Казахстане встречается во вторичных кварцитах Кошана [35] в ассоциации с топазом, на Карабасе [13, 16] — в диаспор-серицитовых

вторичных кварцитах, слагает жилки с миметезитом и англезитом; во вторичных кварцитах Прибалхашья ассоциируется с диаспором, серицитом, алунином, рутилом, ярозитом [36].

Встречен на Камчатке в сольфатарно-измененных породах Быстринского района [37] и в бассейне р. Половинной в составе зунитовой породы (содержащей до 60% зунита) [38]. Содержание зунита в породах Приморья достигает 3—7%, в Самаргинском поле вторичных кварцитов он ассоциируется с кварцем, алунином, диаспором, пирофиллитом, измененным пиритом; в Тетюхинском поле вторичных кварцитов — с кварцем, дикситом, пирофиллитом (мусковитом?), самородной серой [38.]

В США наблюдался среди продуктов изменения мышьяково-сульфидных руд месторождения Зуни в шт. Колорадо [1], в измененных порфиридах Ред Маунтин в шт. Колорадо, в виде прожилков в ассоциации с рутилом, алунином и дикситом в туфах района Тинтик, шт. Юта [39]. Известен в глинистых продуктах рудника Уахактун в Гватемале [11], в месторождении Серро-де-Паско в Перу [40], в измененных породах марганцовых месторождений Постмасбурга (ЮАР) [10], в существенно измененном риолите Бени-Эмбарек в Алжире (кристаллы до 10 см) [5, 41], в медном месторождении Монива в Бирме (с алунином и диаспором) [42].

Изм. Замещается флюоритом, каолинитом.

Искусств. Шлепфер и Ниггли [43] получили тетраэдрические кристаллы зунитоподобного минерала из стехиометрической смеси SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O в бомбах при 470° . Позднее [5] синтезирован гидротермальным путем из водных растворов кремнезема (20% H_2O) и глинозема (35% H_2O), $\text{AlF}_3 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$ и $\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при $400\text{--}600^\circ$; давление изменялось в пределах 200—800 бар, увеличение давления способствовало повышению количества зунита в продуктах синтеза. Возрастание содержания фтора также способствовало образованию зунита; в отсутствии фтора синтезировать зунит не удавалось.

Разнов. Д и л л ь н и т — dillnite обогащен фтором (анализ I3). Впервые описан Хуцельманом (1849). Обнаружен в диаспоровых породах Банска-Бела (бывш. Дилн) в Чехословакии. В дальнейшем принимался за смесь каолинита и диаспора; в 1955 г. Конта [44] доказал индивидуальность минерала; состав и свойства уточнены лишь в 1961 г. [22]. Показатель преломления (1,563) ниже, чем у зунита с более низким содержанием фтора.

Межплоскостные расстояния зунита из Бени-Эмбарек*
CuK α -излучение, $D=114,6$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
111	100	8,07	622	30	2,126	842	20	1,524
311	100	4,21	444	50	2,008	931	20	1,457
222	60	4,02	711; 551	20	1,951	844	20	1,420
331	30	3,20	642	20	1,862	933	20	1,397
422	50	2,840	731; 553	20	1,812	666; 10.2.2	10	1,338
333; 511	90	2,679	820	15	1,684	10.4.2	10	1,270
440	20	2,462	660	90	1,640	10.6.2	10	1,176
531	20	2,348	662	15	1,601			

* ASTM, 14 — 698.

Л и т е р а т у р а

1. Hillebrand W. F. Proc. Colorado sci., Soc. 1883—1884, 1, 124.
2. Pauling L. Zs. Krist., 1933, 84, 442.
3. Kamb W. B. Acta crvst., 1960, 13, pt. 1, 15, 24.
4. Gossner B. N. Jb. Min., 1927, В.-Бд. 55, А. 319.
5. Turco G. Bull. Soc. fr. min., 1962, 85, No. 4, 407.
6. Vermaas K. H. S. Am. Min., 1952, 37, Nos. 11—12, 960.
7. Алиев В. И. Околорудные гидротермально-метасоматические изменения в Чирагидзор-Тоганалинском рудном поле. Изд-во АН Азерб. ССР, 1965, 150.
8. Загальская Ю. П., Белов Н. В. Кристаллографии, 1963, 8, вып. 4, 533.
9. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 11.
10. Penfield S. L. Am. J. Sci., 1893, 45, 397; Zs. Krist., 1895, 25, 100.
11. Nel L. T., Spencer L. S. Min. Mag., 1930, 22, No. 128, 207.
12. Palache C. Am. Min., 1932, 17, No. 7, 304.
13. Астащенко К. И., Молева В. А. ДАН СССР, 1939, 22, № 6, 330.
14. Кашкай М. А., Алиев В. И. Тр. Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1960, 20, 5.
15. Логинов В. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6, 99.
16. Астащенко К. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 5, 160.
17. Курек Н. Н. Тр. госл.-разв. упр., 1930, вып. 7, 15.
18. Логинов В. П. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. рудн. м-ний, 1951, № 15, 134.
19. Гончарова В. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 6, 103.
20. Gossner B., Musgnug F. Zbl. Min., 1926, A, 149.
21. Albi M. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1921, 30, No. 5, 472.
22. Konta J., Mrčz L. Am. Min., 1961, 46, Nos. 5—6, 629.
23. Turco G. C. R., Paris, 1961, 253, N 5, 875.
24. Наконник Н. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1, 149.
25. Мельников А. С. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 35, 133.
26. Сергеевский В. М. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, 121.
27. Наконник Н. И. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 1, 50.
28. Логинов В. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, 106.
29. Бабкин Л. В., Рожков Ю. П. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1961, вып. 15, 176.
30. Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В. ДАН Азерб. ССР, 1951, 7, № 5, 219.
31. Кошкай М. А. Тр. Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1956, 17, 10.
32. Эфендиев Г. X. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1957, 100.
33. Алиев В. И. Изв. АН Азерб. ССР, 1957, № 7, 31.
34. Вартопетян Б. С., Казарян А. Г., Шехян Г. Г., Амирбекян Э. Г. ДАН Арм. ССР, 1963, 37, № 1, 25.
35. Марков П. С. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Изд-во АН СССР, 1940, 121.
36. Астащенко К. И. ДАН СССР, 1940, 27, № 2, 141.
37. Василевский М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 281.
38. Романова Р. И., Петраченко Е. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 4, 489.
39. Lovering T. Am. Min., 1945, 30, Nos. 1—2, 76.
40. Graton L. C., Bawditch S. S. Essep. Geol., 1936, 31, No. 7, 651.
41. Turco G. C. R., Paris, 1961, 252, No 26 (252), 4168.
42. Baric L., Zalokar B. Bull. sci. Conscit Acad. R. P. F. Y., 1965, A 10, No. 5, 148.
43. Schläpfer M., Niggli P. Zs. anorg. Chem., 1914, 87, 56.
44. Konta J. Chem. d. Erde, 1955, 17, H. 4, 223.

К о ч и т (кохит) — kochite — $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ [1, 2]. Недостаточно охарактеризован. Близок к зуниту. Зернистые агрегаты и мелкие кристаллики (0,01—0,05 мм в поперечнике). Куб. с. Наблюдались грани $d(110)$ и $a(100)$. Уд. вес 2,929. Цв. белый; $n = 1,590$ (Na). Анализ: MgO — 0,08, CaO — 0,50, Al_2O_3 — 44,13, SiO_2 — 36,94, TiO_2 — 0,05, P_2O_5 — сл., H_2O — 18,94; сумма 100,64 (теор. состав: Al_2O_3 — 43,00, SiO_2 — 38,02, H_2O — 18,98). Встречен в липаритах Кочи-мура, Япония.

Л и т е р а т у р а

1. Kōzu S., Sato K., Kinoshita K. J. Geol. Soc. Japan, 1922, 29, 1, 148; Sci. Rep. Tōhoku univ., ser. 3, 1924, 2, 1.
2. Kōzu S., Saiki S. Sci. Rep. Tōhoku univ., ser. 3, 1924, 2, Nos. 1—2, 9.

СТРУКТУРА ТИПА СТИЛЛУЭЛЛИТА

Сигонья	a_h	c_h	Уд. в.
Стиллуэлит CeB [SiO ₄]O Триг.	6,85	6,70	4,58—4,70

Стиллуэлит Stillwellite



Назван по имени австралийского минералога Стиллуэлла (Эндрыо, 1955) [1].
Синон. Стиллуэлит, стиллвеллит, стилвелит.

Характ. выдел. Кристаллы размером до 2—3 см, мелкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_2^2 - P3_1$ (ясно выражена псевдосимметрия $P3_112$); $a_h = 6,85$, $c_h = 6,70$ Å; $a_h : c_h = 1 : 0,979$; $Z = 3$ (Воронков, Пятенко, 1967) [2].

Кристаллический или в разной степени метамиктный: якутский стиллуэлит дает четкую порошкограмму в естественном состоянии, таджикский — после слабого нагревания, австралийский — наиболее четкую после прокаливании при 900° в течение 2 час., норвежский — при нагревании до 1000° [3, 4].

Основной архитектурный элемент структуры — вытянутые вдоль оси c колонки изолированных и поставленных на ребро SiO₄ — тетраэдров, чередующихся с Се-девятывершинниками. Цериевые полиэдры разных колонок соприкасаются друг с другом по общим ребрам с образованием извилистых каналов, в которых находятся вытянутые цепочки из VO₄-тетраэдров. Каждый из борных тетраэдров имеет две свободные вершины, две общие с двумя SiO₄-тетраэдрами и по два общих ребра с Се-полиэдрами [5].

Межатомные расстояния (средние, в Å): для SiO₄-тетраэдра Si—O = 1,62, O—O = 2,64, для VO₄-тетраэдра V—O = 1,46, O—O = 2,39; для Се-полиэдра Се—O = 2,58, O—O = 3,09.

По структуре стиллуэлит близок к рабдофаниту Се(PO₄)· n H₂O.

Кристаллы таджикского стиллуэллита призматического габитуса с гранями (11 $\bar{2}$ 0) и (10 $\bar{1}$ 1) с $\rho = 56^\circ$ [6, 7].

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Довольно хрупок. Тв. 5 $\frac{1}{2}$ —6 $\frac{1}{2}$. Микротвердость 724—824 кг/мм² [7]. Уд. вес 4,58—4,70. Цв. бледно-розовый (якутского), светло-коричневый с розовым оттенком (таджикского), темно-коричневый (австралийского). Бл. стеклянный, в свежем изломе жирный. Обладает сильным пьезоэффектом [2]. Прозрачен.

Инфракрасный спектр поглощения стиллуэллита характеризуется полосами (в см⁻¹): при 1040, 935, 890, 817, 735, 645, 608, 536, 492 и 456 [9].

Микр. В пл. почти бесцветен. Одноосный (+), реже двуосный (+) с малым $2V \approx 6^\circ$ [1]; $n_e = 1,780$ —1,787, $n_o = 1,760$ —1,778; $n_e - n_o = 0,009$ —0,020 [3, 7, 8]. Удлинение (—).

Хим. Теор. состав: В₂O₃ — 13,5, Се₂O₃ — 63,3, SiO₂ — 23,2. Не исключена возможность изоморфного вхождения в стиллуэлит Са и Р [3, 6].

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	—	—	0,06	—
CaO	—	2,93	2,65	10,90
B ₂ O ₃	13,30	13,00	11,73	10,40
Al ₂ O ₃	—	—	0,40	2,38
TR ₂ O ₃	62,20	60,13	59,38*	45,67

* В том числе Се₂O₃ — 31,87, Σ La₂O₃ — 26,80, Σ Y₂O₃ — 0,71.

	1	2	3	4
Fe ₂ O ₃	—	0,18	0,17	1,61
SiO ₂	22,88	23,02	21,46	19,60
TiO ₂	—	—	—	0,23
ThO ₂	1,80	0,47	0,06	1,26
P ₂ O ₅	—	—	1,93	3,10
U ₃ O ₈	—	—	0,67	1,08
H ₂ O	—	—	0,91	3,71
Сумма	100,18	99,73	99,82**	99,94
Уд. в.	4,60	4,70	4,58	—
n _e	1,787	1,787	1,78	—
n _o	1,778	1,778	1,76	—

** В том числе F — 0,40 (—O=F₂—0,17; сумма 99,66).

1 — из пегматитовой жилы, Алайский хр., Таджикистан, анал. Быкова [3]; 2 — из кварцевого прожилка, Инаглинский щелочной массив, Южная Якутия [3]; 3 и 4 — из гранат-диопсидовых скарнов, Квинсленд, Австралия (3 — анал. Скун [10], 4 — анал. Быкова [3]).

Стиллуэллит характеризуется цериевым составом редких земель. В австралийском образце присутствуют тяжелые лантаноиды (Er, Yb).

Состав группы редкоземельных элементов стиллуэллита [3]:

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
La	28	25	27	Gd	0,1	0,2	0,2
Ce	55	43	48	Dy	0,1	—	0,2
Pr	4,8	4	6,4	Er	1,2	—	0,05
Nd	8,3	27	18	Yb	0,1	—	—
Sm	0,2	0,7	1,7	(Y)	2	—	—

1 — Австралия, 2 — Таджикистан, 3 — Якутия.

Для норвежского образца приводится [4] следующий состав редких земель (в %): La₂O₃ — 25, Ce₂O₃ — 30, Pr₂O₃ — 1, Nd₂O₃ — 2, Sm₂O₃ — 25, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y — все около 1, ThO₂ — около 0,5.

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. При нагревании норвежского стиллуэллита до 1000° наблюдалось уменьшение параметров элементарной ячейки (ненагретый: a₀ = 6,907, c₀ = 6,768 Å; нагретый: a₀ = 6,876, c₀ = 6,744 Å) [4], а также некоторое уменьшение двупреломления при нагревании [8].

При нагревании стиллуэллита на воздухе Ce³⁺ частично окисляется до Ce⁴⁺; при этом образуется дополнительная фаза CeO₂, которая фиксируется и на порошкограммах [4].

Наход. Впервые найден в урановом месторождении Мери Кетлин в Квинсленде (Австралия) [1] с ортитом, гранатом, апатитом, уранинитом в гранат-диопсидовых скарнах. В СССР встречен в пегматитах щелочных сиенитов Алайского хребта (Таджикистан) вместе с кварцем, полевым шпатом, эгирином, астрофиллитом, пирохлором, цирконом, кальцитом, флюоритом и др.; в Инаглинском щелочном массиве (Южная Якутия) акцессорный стиллуэллит обнаружен в кварцевом прожилке, секущем пластовое тело сиенит-порфира, вместе с микроклином, щелочным амфиболом, эвдиалитом, титанитом, вольфрамитом [3, 7]. Известен как минерал пегматитовых даек нефелиновых сиенитов Лангезундфиорда в Норвегии; ассоциируется с полевым шпатом, нефелином, цирконом, флюоритом, эгирином, пирохлором [4].

Искусств. Стиллуэллит и искусственные его аналоги: (LaBSiO_6 , PrBSiO_6 и NdBSiO_6) синтезированы сухим путем [4], а также гидротермальным при 500° и давлении паров воды 1000 атм; гидротермальным путем, кроме того, получен Sp-аналог стиллуэллита (новые данные И. Я. Некрасова и Р. А. Некрасовой).

Отл. От церита отличается более низкими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния стиллуэллита

hkl	1		2		hkl	1		2	
	l	d(Å)	l	d		l	d	l	d
10 $\bar{1}$ 0			1	5,96	20 $\bar{2}$ 3	—	—	2	1,785
10 $\bar{1}$ 1	6	4,43	5	4,44	22 $\bar{4}$ 0; 30 $\bar{3}$ 2	5	1,697	3	1,704
11 $\bar{2}$ 0	9	3,41	8	3,43	22 $\bar{4}$ 1; 31 $\bar{4}$ 0			4	1,646
			3	3,13	10 $\bar{1}$ 4; 31 $\bar{4}$ 1			2	1,612
11 $\bar{2}$ 1			3	3,05				2	1,526
20 $\bar{2}$ 0			8	2,96				1	1,476
1012	10	2,917						1	1,458
2021			4	2,71				1	1,448
11 $\bar{2}$ 2			3	2,40				2	1,357
21 $\bar{3}$ 0			4	2,24				2	1,341
0003; 20 $\bar{2}$ 2	10	2,218	4	2,23				3	1,335
2131	10	2,109	7	2,13				1	1,324
10 $\bar{1}$ 3			1	2,09				2	1,259
30 $\bar{3}$ 0			2	1,979				2	1,205
			3	1,935				1	1,185
30 $\bar{3}$ 1			3	1,896				1	1,118
11 $\bar{2}$ 3; 2132	8	1,851	5	1,864					

1 — ненагретый, из Якутии (условия съемки неизвестны) [3]; 2 — нагретый до 900° из Австралии. CuK_α -излучение [10].

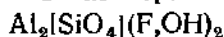
Л и т е р а т у р а

1. McAndrew J., Scott T. R. Nature, 1955, 176, No. 4480, 509.
2. Воронков А. А., Пятенко Ю. А. Кристаллография, 1967, 12, вып. 2, 258.
3. Дусматов В. Д., Ефимов А. Ф., Семенов Е. И. ДАН СССР, 1963, 153, № 4, 913.
4. Neumann H., Bergstöl S., Nilssen B. Norsk geol. tidsskr., 1966, 46, H. 3, 327.
5. Белов Н. В. Мин. сб., Львов., 1967, № 21, вып. 1, 35.
6. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 199.
7. Дусматов В. Д. ДАН Тадж. ССР, 1964, 7, № 2, 33.
8. Srinivasan N. R. Chem. Age, 1956, 74, No. 1920, 947.
9. Поваренных А. С. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 1, 12.
10. Gay P. Min. Mag., 1957, 31, No. 237, 455.

СТРУКТУРА ТИПА ТОПАЗА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Топаз	$\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$	Ромб.	4,65	8,80	8,40	3,4—3,6

Топаз Topaz



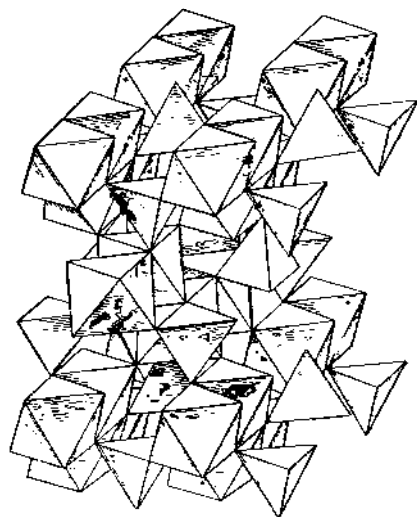
Назван по острову Топазос в Красном море (Бюст, 1636).

В древности топаз назывался хризолитом — chrysolithos, а оливин — топазом (Плиний и др.). Ошибочно топазом или раухтопазом называют дымчатый кварц. Название восточный топаз относится к желтому корунду, богемский, испанский и индийский топаз — к цитрину, топазолит — к желтовато-зеленому андрадиту; топазовый кошачий глаз —

Топаз-Katzenauge (по Хинде) — корунд с астеризмом. Уральское обозначение «тумпаз» относится к дымчатому кварцу [1].

Синон. Саксонский хризолит — *chrysolithus f. Saxony* (Линней, 1768), бразильский и саксонский топаз — *topaze de Bresil*, *topaze de Sahe* (де Лиль, 1772), сибирский алмаз (Аюв, по Ферсману [1]), шорлит — *schorlite* (Клапрот, 1788). Пикнит — *ruscite* (Аюв, 1801) — столбчатый, радиально-лучистый топаз; пирофизалит — *pyrophysalite* (Хизингер, Берцелиус, 1806) или физалит — *physalite* (Вернер, 1817) — непрозрачный топаз, содержащий многочисленные включения жидкости и газов. Тяжеловес — старое уральское название топаза [1]. Прозрачные ювелирного качества топазы: переделль — *peredell* (по Кёхлину, 1928) — желтовато-зеленый, бразильский рубин (по Шубниковой, 1937) — красноватый, бразильский сапфир — голубой (по Шубниковой, частью бразильским сапфиром обозначался также турмалин), пик — красно-оранжевый, иония — красноватый (по Медоу, 1960) [2].

Характ. выдел. Хорошо образованные кристаллы и друзы, радиально-лучистые и сферические агрегаты, зерна неправильной формы, тонкозернистые и плотные агрегаты. Относительно часты крупные кристаллы:



Фиг. 95. Структура топаза
(по Белову)

в месторождениях Норвегии весом до 60—80 кг [3], в Минас-Жераис (Бразилия) — до 238,4 кг [4], в пегматитах Волыни — до 100—150 кг (длина до 82 см) [5].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$; $a_0 = 4,65$, $b_0 = 8,80$, $c_0 = 8,40$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5285 : 1 : 0,9550$; $Z = 4$ (Алстон, Уест, 1928) [6].

Основа структуры топаза [6, 7] — мотив из Al-октаэдров, в которых Al окружен четырьмя атомами O и двумя F или (OH). Октаэдры частью имеют общие вершины (F), частью общие ребра (O — O). Между октаэдрами расположены изолированные тетраэдры SiO_4 (фиг. 95). Атомы O октаэдров одновременно принадлежат кремнекислородным тетраэдрам; F или (OH) связаны только с Al. Инфракрасный спектр поляризованного света для топаза со значительным содержанием (OH) показал, что группа (OH) расположена в плоскости (010), а угол между связью O — H и осью c приблизительно равен 37° [8]. В структуре топаза сочетаются плотнейшая кубическая и гексагональная упаковки кислорода [7].

Данные о размерах элементарной ячейки топазов, для которых производились химические анализы, отсутствуют. Розенберг [9], по косвенным данным, отмечает некоторое увеличение объема элементарной ячейки при уменьшении отношения OH : F (особенно возрастает значение b_0).

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,5285 : 1 : 0,9539$ (Кокшаров) [10].

Главные формы (по Гольдшмидту и [11—19]):

	φ	ρ_1	φ	ρ_1	φ_2	ρ_2	
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0°00	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>g</i>	130	32 14	90 00	0 00	57 46	90 00	32 14
<i>l</i>	120	43 25	90 00	0 00	46 35	90 00	43 25
<i>M</i>	230	51 35	90 00	0 00	38 25	90 00	51 35
<i>m</i>	110	62 08	90 00	0 00	27 52	90 00	62 08
<i>N</i>	210	75 12	90 00	0 00	14 48	90 00	75 12
β	012	0 00	25 30	64 30	90 00	0 00	64 30
<i>f</i>	011	0 00	43 39	46 21	90 00	0 00	46 21
<i>K</i>	032	0 00	55 03	34 57	90 00	0 00	34 57
<i>y</i>	021	0 00	62 20	27 40	90 00	0 00	27 40
<i>h</i>	103	90 00	31 02	90 00	58 58	31 02	90 00
<i>p</i>	102	90 00	42 04	90 00	47 56	42 04	90 00
<i>d</i>	101	90 00	61 00	90 00	29 00	61 00	90 00
<i>i</i>	113	62 08	34 14	72 22	60 11	31 02	74 44
<i>u</i>	112	62 08	45 35	64 30	50 50	42 04	70 30
<i>o</i>	111	62 08	63 54	46 21	37 27	61 00	65 12
<i>x</i>	123	43 25	41 12	57 33	63 05	31 02	61 25
<i>v</i>	122	43 25	52 42	46 21	56 52	42 04	54 42
α	214	75 12	43 01	76 35	48 44	42 04	79 58

mm (110):($\bar{1}\bar{1}0$)=55°44'

ff (011):($\bar{0}\bar{1}\bar{1}$)=87 18

yy (021):($\bar{0}\bar{2}\bar{1}$)=55 20

dd (101):($\bar{1}0\bar{1}$)=122 00

om (111):(110)=26°06'

fm (011):(110)=71 11

fl (011):(120)=59 57

yl (021):(120)=49 57

dm (101):(110)=39°21'

ul (112):(120)=47 26

oo (111):($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$)=49 38

uu (112):($\bar{1}\bar{1}\bar{2}$)=78 20

Более редкие формы:

<i>U</i>	160	<i>R</i>	340	<i>G</i>	054	ρ	201	<i>i</i>	556	<i>E</i>	368	iX	261	<i>k</i>	434
μ	150	<i>Q</i>	450	<i>W</i>	043	Σ	114	<i>e</i>	221	<i>s</i>	136	ψ	124	χ	216
<i>n</i>	140	<i>O</i>	560	ω	041	<i>f</i>	225	<i>Д</i>	152	<i>t</i>	135	m	243	<i>q</i>	213
π	250	<i>H</i>	013	ω	104	<i>S</i>	335	<i>W</i>	146	Φ	134	<i>r</i>	121	<i>Y</i>	212
λ	470	<i>X</i>	023	δ	205	<i>a</i> :	223	<i>f</i> :	144	Ψ	132	η	233	τ	314
<i>T</i>	580	<i>J</i>	056	<i>V</i>	304	<i>Z</i>	334	φ	143	ι	131	Ω	342		

Редкие и недостоверные формы:

1.16.0	6.11.0	750	1.1.13	1.10.4	126	549
2.11.0	25.43.0	610	119	1.9.10	247	547
4.21.0	10.17.0	015	118	199*	5.10.11	545
3.14.0	350	027	117	188*	7.14.8	437
290	25.41.0	025	116	183	241	434
3.11.0	11.18.0	035	115	174	18.33.26	11.8.10
7.25.0	8.13.0	045	3.3.14	166	9.17.1	13.9.26
270	12.19.0	067	3.3.10	4.26.9	477	327
5.17.0	25.36.0	0.19.18	338	155	8.14.11	325'
3.10.0	7.10.0	0.12.11	5.5.14	154	7.12.2	321
4.13.0	8.11.0	0.10.9	7.7.16	153	359	7.4.15
5.16.0	11.15.0	098	9.9.20	2.10.3	354	217

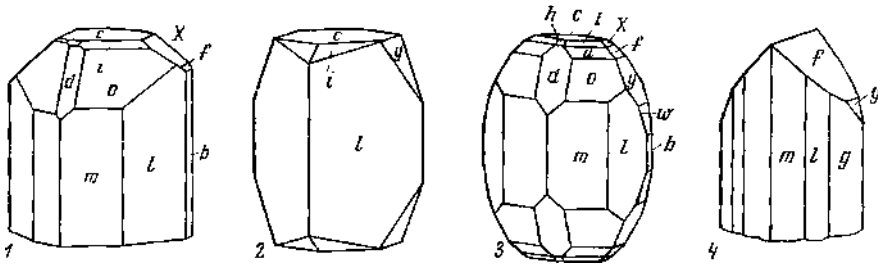
Только на конусах растворения [18].

6.17.0	13.17.0	087	7.7.13	297	352	13.6.19
5.14.0	10.13.0	0.17.14	447	279	235	523
4.11.0	790	0.11.9	15.15.22	4.16.15	465	319
380	17.21.0	053	445	145	40.57.97	313
8.21.0	670	074	889	285	5.7.12	312
5.13.0	780	083	21.21.20	142	577	25.8.35
12.29.0	890	0.15.4	887	141	576	10.3.13
5.12.0	25.28.0	0.17.4	995	3.10.13	11.15.28	729
370	17.19.0	061	441	10.31.41	10.13.23	728
490	10.11.0	0.18.1	771	257	459	415
5.11.0	14.15.0	107	1.32.33	255	455	414
6.13.0	15.16.0	305	1.15.12	4.10.7	20.27.47	413
7.15.0	50.53.0	203	1.14.6	253	5.6.11	516
20.41.0	17.18.0	405	1.13.14	4.10.1	8.7.15	11.2.13
25.49.0	20.21.0	9.0.10	1.12.18	2.6.15	15.13.28	617
8.15.0	28.29.0	702	1.12.12	133	20.17.37	
7.13.0	970	501	1.11.12	40.82.123	13.11.12	

В справочнике Дана (1892) $a : b : c = 0,5285 : 1 : 0,4769$; формула перехода от символов Дана к принятым здесь символам установки Кокшарова — Гольдшмидта: 100/010/002.

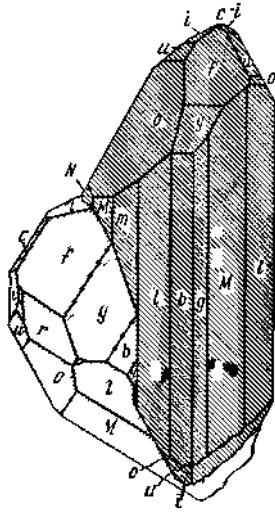
Кристаллы призматические, в большей или меньшей степени вытянутые по оси c (фиг. 96). Встречаются кристаллы с доминирующими гранями l (120), «доматические» с сильно развитыми y (021) или f (011), кристаллы с хорошо развитым базопинакноидом и без него и т. д. Известны двухконечные кристаллы с различными гранями на обоих концах. Двойники по d (101) (фиг. 97) встречаются исключительно редко [11]. В шлифах у топазов Урала наблюдались полисинтетические двойники по m (110) [19].

На гранях призматического пояса $\{001\}$ обычна вертикальная штриховка. Кристаллы часто бывают разрезаны с образованием на их гранях, в зависимости от длительности и интенсивности растворения, разнообразных углублений с прямоугольными или квадратными основаниями, ограниченные гранями (010), (120), (130), (140), (230), (470), (100), (210), (111) и др. (фиг. 98 и 99); на гранях (011) — треугольные и трапециевидные углубле-



Фиг. 96. Кристаллы топаза

- 1 — Волынь (по Леммлейну);
- 2 — Мурзинка (по Кокшарову);
- 3 — Ильменские горы (по Кокшарову);
- 4 — Шерлово гора (по Кокшарову);
- 5 — Мурзинка (по Ферсману);
- 6 — Мексика (по Гольдшмидту)



Фиг. 97. Двойник топаза, Бразилия
(по Гольдшмидту)



Фиг. 98. Кристалл топаза, подвергшийся растворению, Мурзинка
(по Ферсману)

ния с гранями (021), (155), (235) и др. (фиг. 100); на гранях (001) при длительном растворении фигуры растворения приобретают конусовидную форму (фиг. 101).

Известны зональные кристаллы, внутренняя часть которых представляет монокристалл, а внешняя состоит из нескольких рядов наросших друг на друга мельчайших кристалликов топаза [28, 29]. В топазах с Шерловой горы



Фиг. 99. Формы растворения на грани призмы топаза из Урльги
(по Федорову)



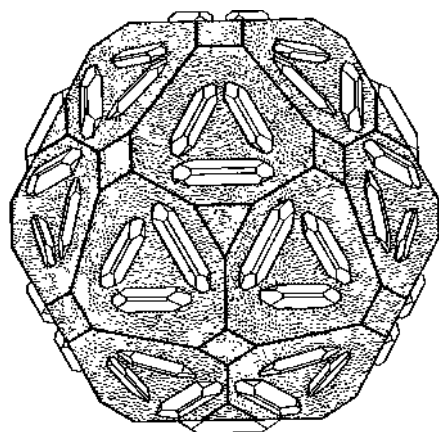
Фиг. 100. Формы растворения на грани (011) топаза из Урумчи
(по Федорову)



Фиг. 101. Конусы растворения на кристалле
топаза из Забайкалья
(по Тучеку)

...ская обл.) наблюдаются непрозрачные зоны, повторяющие внешние очертания кристалла (фантомы); эти зоны сложены топазом с многочисленными, пересекающимися каналами, которые выполнены каолинитом, светлой слюдой, кварцем, сахаровидным топазом и биотитом [30].

Встречаются ориентированные сростания топаза с разными минералами. В кристаллах топаза из Ильменских гор наблюдались включения турмалина, расположенные в плоскости (001) топаза, частью ориентированные осью c || осям a или b топаза, или выросшие перпендикулярно граням m (110), l (120) и d (101) топаза [31]. Известны ориентированные нарастания кристаллов биксбита на грани (110) кристаллов топаза из Томас Рейндж (шт. Юта, США): ось [100] биксбита почти совпадает с осью [100] топаза,



Фиг. 102. Ориентированное нарастание кристаллов топаза на кристалл граната (по Кану)

грани (001) биксбита наклонены вправо или влево под углом $32^{\circ}53'$ (в среднем) к (001) топаза [32]. В месторождении Давей в США обнаружены закономерные нарастания топаза на гранате [33]: грань (010) топаза нарастает на грань (211) граната, ось c топаза || ребру (111); (211) граната (фиг. 102). На разведенной поверхности кристаллов топаза иногда наблюдаются кристаллики кварца, очень редко — гердерита [34].

Кристаллы топаза часто содержат жидкие и газовые включения; иногда их количество так велико, что топаз становится мутным и непрозрачным молочно-белым (пирофизалит). У топаза с Шерловой горы часто молочно-белыми являются головки кристаллов («коневый зуб») с многочисленными твердыми и жидкими включениями [24]. Изучение состава жидких включений показало, что в них содержатся K , Na , Ca , Mg , Fe^{3+} , Si , B , Cl , CO_2 , SO_2 . Твердая фаза этих включений бывает представлена кристалликами галита, сильвина, буры, эльпасолита, хлоридов алюминия и цинка, криолита, кварца, мусковита, флюорита и ряда ближе не определенных минералов [26, 35—40]. Газовые включения в топазе с Волыни содержат: CO_2 73,20—89,35, $H_2S + SO_2 + NH_3 + HCl + Cl_2$ 6,28—19,70, N_2 + редкие газы 4,37—7,10%; CO , O_2 и H_2 не обнаружены [41]. По Ковалишину, в газовой вытяжке из топаза с Волыни содержалось: O_2 —0,76, H_2 — 2,11 и C_nH_{2n+2} —1,92% [42].

Жидкость включений в бразильских топазах Дана (1850) обозначил как бриустерлинит — brewsterlinite, бриустолин — brewstoline и криптолинит — cryptolinite.

В топазе наблюдаются вросстки кристалликов турмалина, гематита, биотита, полевого шпата, кварца, реже рутила, магнетита, ильменита, касситерита, ганита, флюорита, мусковита и фенакита; некоторые вросстки приурочены к зонам роста (арсенипирит в топазе из Ингодинской рудной

зоны в Забайкалье) [28]. В трещинках выделений топазов обнаруживаются каолинит, гидротит, гипс, вивианит, слюда и др.

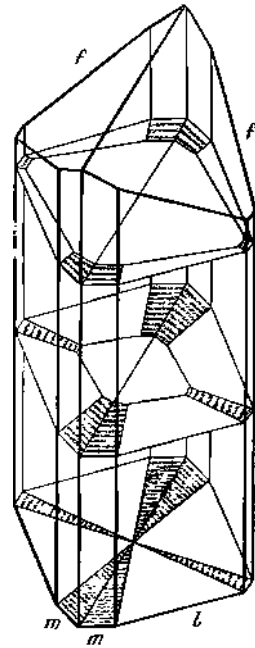
Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) совершенная, по (101) и (011) неясная. Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. 8. Микротвердость 1920 кг/мм² [43]. На плоскости спайности (001) топаза установлена большая микротвердость параллельно [100] и значительно меньшая параллельно [010] [44]. Уд. вес 3,4—3,64. Цв. бесцветный, желтый, винно-желтый, зеленый, голубовато-зеленый, голубой, фиолетово-голубой, розовый, красно-бурый. Встречаются двухцветные зональные топазы (зоны голубые и розовые, винно-красные, ярко-голубые и т. д.). Отмечаются кристаллы, у которых концы имеют разную окраску. В некоторых кристаллах с Волыни розовато-желтая окраска характерна для пирамиды нарастания граней (110), (111) и (021), а пирамиды нарастания граней (120), (011) и (112) окрашены в голубой цвет. (фиг. 103) [45]. Изучение окраски топазов из различных месторождений показало, что ее причиной могут быть хромофоры и дефекты кристаллической решетки.

Розовые топазы с р. Каменки на Урале окрашены Cr^{3+} в шестерной координации (кривая поглощения имеет максимум ~540 и 400 мк) [14, 46—48]; при нагревании до 800° окраска не изменяется. Желтая окраска топазов из этого же месторождения вызвана Cr^{3+} и дефектами кристаллической решетки; при 750° желтая окраска исчезает. На кривой поглощения нагретого топаза имеются максимумы, характерные для хрома [46—48]. Окраска топазов из Оуро Прето в Бразилии вызвана Cr и V: в желтых топазах содержание Cr выше, чем V, в розовых содержится больше V [49, 50]. Окраска голубых топазов с Волыни, по-видимому, обусловлена содержанием Fe^{2+} и дефектами кристаллической решетки [45—48, 51]. В качестве причин розовой и розово-бурой окраски топазов с Волыни указываются дефекты кристаллической решетки, F центры и Fe^{3+} [45—48, 51, 52].

При нагревании топазы обесцвечиваются (розовые и голубые топазы Волыни, желтые топазы с р. Каменки, из Шнекенштейна в Саксонии и с Цейлона) или изменяют окраску (желтые и красновато-бурые топазы Бразилии становятся розовыми с фиолетовым оттенком). Под действием рентгеновских лучей окраска обычно восстанавливается с некоторым изменением оттенка; исключением является голубой топаз с Волыни, окраска которого становится розовой и не восстанавливается. Зональные топазы с Волыни голубой и розовой окраски под действием рентгеновских лучей становятся одноцветными розовыми [45]. Некоторые окрашенные топазы обесцвечиваются на свету. Двухцветный (голубой и розовато-коричневый) кристалл топаза из Каиргормса (Англия) под влиянием длительного (несколько десятилетий) воздействия дневного света стал целиком голубым [53]. Облучение бесцветных топазов γ -лучами и рентгеновскими лучами вызывало появление темно-желтой до красновато-коричневой окраски [54, 55]; предположительно, окраска облученных топазов связана с ионами кислорода, потерявшими при облучении электроны [55а]. Кривые абсорбции у облученных топазов из различных мест аналогичны и различаются только по интенсивности. Окрашенные γ -облучением топазы теряли окраску при нагревании до 250°, а также под действием дневного света, ультрафиолетовых лучей и света вольтовой дуги.

У голубого топаза с Волыни двойная поверхность поглощения света для лучей с колебаниями в вертикальной плоскости имеет форму круга, для колебаний в горизонтальной плоскости — форму овальных кривых; установлена коническая поверхность четвертого порядка, на четырех направлениях которой показатели преломления и показатели поглощения совпадают; оптические плотности этого топаза: $D_g=0,125$, $D_m=0,107$ и $D_p=0,215$ [56].

Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего. Легко электризуется от трения, сжатия и нагревания. Диэлектрическая



Фиг. 103. Распределение голубой и розовой (заштриховано) окраски в пирамиде роста кристалла топаза Волыни (по Леммлейну)

константа 6—7. При 135° и напряжении 73,5 в пьезоэлектрический коэффициент 27,5 [57].

Топаз относится к диамагнитным минералам [58], удельная магнитная восприимчивость его при нормальной температуре в слабых полях равна $0,42 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$.

Некоторые топазы люминесцируют в ультрафиолетовом свете и в катодных лучах [59]: при $\lambda = 3600$ и $3200\text{—}2800 \text{ \AA}$ в ультрафиолетовых лучах наблюдалось красное, желтое и бледно-зеленое свечение, в катодных лучах — красное и голубое. Спектр люминесценции топаза из Индии [60] при 20° содержал 23 линии; наиболее широкие и интенсивные из них — при $\lambda = 6791,7$ и $6832,7 \text{ \AA}$. При температуре -195° обе интенсивные линии сохраняются; предполагается, что они обязаны содержанию в топазе Cr^{3+} .

Топазы обнаруживают термолюминесценцию [51, 54]; ее интенсивность зависит от густоты окраски топазов [32, 51]. Розовые топазы Волыни термолюминесцируют в интервале $100\text{—}350^\circ$ с максимумом около 230° [51]; голубые волынские топазы обнаруживают слабую термолюминесценцию в интервале $150\text{—}350^\circ$ и около 230° ; бесцветные топазы с Волыни дают слабые максимумы термолюминесценции при $345, 280$ и 230° [51].

После радиоактивного облучения топазы при нагревании светятся голубовато-зеленым цветом; интенсивность свечения зависит от интенсивности окраски облученного топаза: чем интенсивнее окрашиваются топазы после облучения, тем сильнее они термолюминесцируют. Свет термолюминесценции частично поляризован: при повороте поляризатора на 90° интенсивность его изменяется примерно на 30% [54]. После облучения рентгеновскими лучами предварительно прокаленные (до 500°) топазы с Волыни дают максимумы термолюминесценции: розовые при 125° , голубые — при $195\text{—}210^\circ$ [51]. При облучении розового топаза рентгеновскими лучами в течение часа с постепенным повышением температуры до 230° розовая окраска исчезает и не восстанавливается при последующем облучении при 230° в течение 3 часов; на кривой термолюминесценции появляются пики при 280 и 340° [51]. При облучении светло-розового топаза Волыни монохроматическим светом с $\lambda_{\text{max}} = 440 \text{ мкм}$ в течение 20 часов, установлено, что центры розовой окраски разрушаются и окраска становится голубой [51].

Инфракрасный спектр топаза характеризуется полосами поглощения (в см^{-1}): 460, 490, 530, 570, 590, 710, 890, 970, 1010, 1100, 1180 [43], а также 3405, 3600, 3650 и 3850 (полосы гидроксидов) [61—63].

Спектр Рамана содержит 32 линии [64]. Наиболее интенсивные из них: 241, 269, 287, 920, 934 и 3649 см^{-1} .

Топаз относится к слабо сжимаемым минералам; его линейная сжимаемость (в $\text{см}^2/\text{кг}$): $0,22 \cdot 10^6$ параллельно оси a , $0,15 \cdot 10^6$ || оси b и $0,24 \cdot 10^6$ || c ; объемная $0,61 \cdot 10^6$ [65]. Коэффициенты упругости топаза (в $\text{см}^2/\text{дин} \cdot 10^{-13}$): $s_{11} = 4,43$, $s_{22} = 3,53$, $s_{33} = 3,84$, $s_{44} = 9,24$, $s_{55} = 7,54$, $s_{66} = 7,64$, $s_{23} = -0,66$, $s_{31} = -0,86$, $s_{12} = -1,37$ [66].

Микр. В шлифах бесцветен. В толстых пластинках окрашенный топаз плеохроирует: по Ng — фиолетово-розовый, по Nm — желтовато-розовый, по Np — буровато-желтый. Двусный (+). Пл. опт. осей (010), $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$. Удлинение (+); $n_g = 1,638\text{—}1,616$, $n_m = 1,631\text{—}1,609$; $n_p = 1,629\text{—}1,606$; $n_g - n_p = 0,009\text{—}0,011$; $2V = 48\text{—}68^\circ$; $r > v$, отчетливая.

Дисперсия показателей преломления и двупреломления топаза с Шерловой горы [15]:

	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$
C	1,61985	1,61296	1,61005	0,00980
D	1,62235	1,61508	1,61229	0,01006
F	1,62759	1,62074	1,61785	0,00974

Значение $2V$ при разных длинах волн [67]:

Li	Na	Ti	М-ние, район
65°52'	65°35'	65°17'	Ильменские горы
64 54	64 45	64 25	Алун-Чилон
63 14	62 59	62 50	Шпекенштейн

Розовые и желтые топазы с р. Каменки и из Бразилии оптически аномальны: в поляризованном свете в разрезах по (001) и (010) наблюдалось распадение зерен на ряд секторов, гаснущих одновременно и имеющих различные $2V$ (указание на неоднородность внутреннего строения индивидов) [68—70].

Хим. Минерал довольно постоянного состава; соотношение F и OH подвержено колебаниям. Наибольшее известное содержание H_2O — 3,25%; Al замещается Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mg, Ti и V; общее количество этих примесей обычно менее 1%; Ca, Na и K, по-видимому, входят в состав включений. Характерно относительно повышенное содержание Ge. По данным спектральных анализов содержание Ge в топазах СССР составляет в пегматитах — от 0,12% (бесцветный топаз Мурзинки на Урале) до 0,003% (голубой топаз Вольны), в грейзенах Шерловой горы в Забайкалье 0,04% [71], в грейзенах Акчатау в Казахстане — от 63 до 320 $г/т$ [72]; в гидротермальном топазе с р. Каменки на Урале Ge не обнаружен [71]. В топазах Норвегии Ge от 300 до 700 $г/т$ [73], в Финбо (Швеция) 400 $г/т$ [74], Ga в топазах 0,005—0,0001% [71, 75]. В топазах гранитов Приазовья содержится $5,4 \cdot 10^{-4} Ga_2O_3$, в топазах некоторых грейзенов — $8,3 \cdot 10^{-4}\%$ [76]. Отмечено [77] меньшее содержание Ge и большее Ga в некоторых поздних генерациях топаза по сравнению с ранними его генерациями. Установлено наличие в топазах Li (0,013—0,038%) и Rb (0,007—0,014%) [78].

Спектральными анализами обнаружены (в $г/м$): Ag — 15, Co — 80—110, Cu — 8—47, Mn — 8—22, Ni — 45—180, Pb — 20, V — 20—100 [79], а также Be, Sn, Sr, W, Zr, Mo, As [14, 49, 80—82].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	—	—	0,16	} 0,42	—	—	—
K_2O	—	—	—	0,02		—	—	—
MgO	0,05	—	—	—	0,24	1,16	—	—
CaO	—	—	—	4,90	0,28	—	—	—
Al_2O_3	54,80	56,26	54,80	54,07	54,92	53,81	54,47	55,41
Fe_2O_3	0,02	—	0,36	0,08	0,63	0,34	0,22	—
FeO	0,07	—	—	0,37	—	0,07	—	—
SiO_2	32,70	31,93	33,26	27,90	32,05	32,40	32,67	32,82
P_2O_5	—	—	—	0,09	—	0,12	—	—
H_2O^+	—	0,19	} 0,47	—	0,04	} —	1,08	0,93
H_2O^-	—	—		—	—			—
F	20,40	20,37	20,18	20,03	19,50	19,20	19,18	18,50
П. п.	0,49	—	—	1,56	—	1,18	—	—
Сумма	108,53	108,75	109,07	109,18	108,08	108,28	107,62	107,66
—O=F ₂	8,57	8,58	8,49	8,41	8,21	8,06	8,07	7,80
	99,96	100,17	100,58	100,77	99,87	100,22	99,55	99,86
Уд.в.	—	3,565	3,513	—	—	—	3,521	—
n_g	1,626	1,6176	—	1,626	1,622	1,625	1,629	1,625
n_m	1,620	1,6104	—	1,619	1,617	1,618	—	1,6181

	1	2	3	4	5	6	7	8
n_D	1,617	1,6072	—	1,616	1,614	1,615	1,621	1,6155
$2V$	$61^{\circ}00'$	$67^{\circ}18'$	—	$60^{\circ}00'$	—	$62^{\circ}00'$	$65^{\circ}00'$	$62^{\circ}33'$

1 — бесцветный с розоватым оттенком из гранита с. Екатеринбург, УССР, анал. Звиряева [76]; 2 — бесцветный из риолитов, Томас Рейндж, США [83]; 3 — бесцветный из грейзенов Шерловой горы, Забайкалье, анал. Алексеенко [30]; 4 — бесцветный из грейзенов, Каменные могилы, УССР, анал. Звиряева [76]; 5 — бесцветный из пегматитов Забайкалья, анал. Воронкова [84]; 6 — бесцветный из гранитов Каменные могилы, УССР, анал. Звиряева [76]; 7 — винно-желтый из слюды, Изумрудные копи, Урал, анал. Казакова [81]; 8 — винно-желтый из пегматитов, Шнекенштейн, ГДР [83].

	9	10	11	12	13	14	15
Na_2O	—	—	—	—	0,29	—	—
K_2O	—	—	—	—	0,34	—	—
MgO	—	0,10	—	0,07	0,28	—	—
CaO	—	1,30	—	0,13	0,36	—	—
Al_2O_3	55,25	53,40	58,70	55,80	52,24	56,67	58,87
Fe_2O_3	—	—	—	0,32	0,23	—	0,1
FeO	—	—	—	0,07	—	—	—
SiO_2	31,99	31,60	31,12	31,94	34,12	32,38	31,01
TiO_2	—	—	—	0,01	0,24	—	—
H_2O^+	1,83	3,00	—	1,57	1,47	1,28	—
H_2O^-	—		—	—	—	—	—
F	18,49	18,10	18,07	17,24	17,00	16,87	16,50
П. п.	—	—	—	—	—	—	0,1
Сумма	107,56	107,50	107,89	107,18	106,57	107,20	106,58
$-O=F_2$	7,78	7,56	7,60	7,27	7,15	7,10	6,90
	99,78	99,94	100,29	99,91	99,42	100,10	99,68
Уд. в.	3,537	—	3,544	3,55	3,50	3,547	3,541
n_g	1,6229	—	—	1,625	—	1,6243	—
n_m	1,6155	—	—	1,618	—	—	—
n_p	1,6123	—	—	1,616	—	1,6147	—
$2V$	$64^{\circ}39'$	—	—	$61^{\circ}00'$	—	$63^{\circ}00'$	—

9 — Япония; анал. Дитрих [85]; 10 — бесцветный из грейзена, Приморье, анал. Молева [86]; 11 — голубой из пегматитов, Вольнь, анал. Романяшина [80]; 12 — бесцветный, из топазо-кварцевой породы, Белоуд-Вэкон, Англия, анал. Хауи (Дир и др., 1965); 13 — бесцветный, из грейзена, Забайкалье, анал. Соколова [82]; 14 — Славков, Чехословакия, анал. Хауш [87]; 15 — розово-бурый, из пегматитов, Вольнь, анал. Романяшина [80].

	16	17	18	19	20	21	22
Na_2O	—	—	—	—	0,51	—	0,01
K_2O	—	—	—	0,02	0,13	—	0,24
MgO	—	—	—	0,09	0,29	—	—
CaO	—	—	0,17	—	2,05	—	2,05
Al_2O_3	59,11	55,67	53,97	57,80	53,88	56,76	53,24
Fe_2O_3	0,29	—	0,03	сл.	1,17	сл.	2,72
FeO	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	31,28	32,53	33,78	33,43	33,10	33,00	30,62
TiO_2	—	—	—	—	—	—	1,52
P_2O_5	—	—	—	сл.	—	—	0,60
H_2O^+	—	2,45	3,25	—	—	2,67	1,39
H_2O^-	—	—	—	—	0,38	0,04	0,08
F	16,46	15,48	15,00	14,78	13,49	13,23	12,40

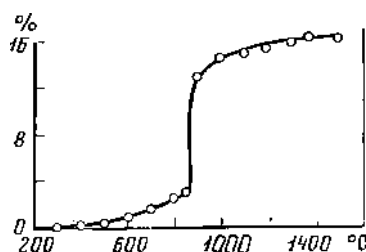
	16	17	18	19	20	21	22
Cl	—	—	—	—	0,06	—	—
П. п.	0,16	—	—	0,27	0,54	—	—
Сумма	107,30	106,13	(106,20)	106,39	105,60	105,70	104,87
—O=F ₂	6,91	6,52	6,70	6,05	5,20	5,57	5,21
	100,39	99,61	99,50	100,34	100,40	100,13	99,66
Уд. в.	3,522	3,532	3,64	—	—	3,499	—
<i>n_g</i>	—	1,6375	—	1,629	—	1,638	1,636
<i>n_m</i>	—	1,6308	—	1,622	—	1,631	—
<i>n_p</i>	—	1,6294	—	1,619	—	1,629	1,629
2 <i>V</i>	—	49°37'	—	60°00'	—	48°00'	—

16 — бесцветный, из пегматитов, Вольфи, анал. Романишина [80]; 17 — желтый, Минас-Жераис, Бразилия [83]; 18 — бесцветный, из касситерито-кварцевых жвл. Забайкалье, анал. Соколова, в оригинале сумма 106,00 [82]; 19 — бесцветный, из пегматитов, р. Камдь, УССР, анал. Гончарова [76]; 20 — бесцветный, из пегматитов, р. Кальчик, Приазовье, анал. Пилипенко [86]; 21 — бесцветный, из кварцево-топазовой породы, Бруэр Майн, шт. Южная Каролина, анал. Стивенс [89]; 22 — белый, из вторичных кварцитов, с. Попница, Болгария, анал. Караджова [90].

Диагн. исп. В HCl не растворяется. В H₂SO₄ при длительном нагревании выделяет немного HF. После сплавления с карбонатом кальция растворяется в HNO₃. П. п. тр. не плавится, но при сильном прокаливании становится мутным. Разлагается фосфорной солью с образованием скелета SiO₂.

Повед. при нагр. При нагревании выделяется SiF₄ [91]. Топаз из шт. Южная Каролина [92] показал значительную потерю веса при 850—900° (фиг. 104); при этом содержание F⁻ уменьшилось с 5,98 до 0,34%,

Фиг. 104. Кривая потери веса топаза из Южной Каролины (по Стакей и Америке)



а уд. вес понизился с 3,36 до 3,08. При нагревании до 1100° образовались муллит и кристобалит с небольшой примесью топаза, при температуре 1500° — практически чистый муллит. Нагревание до 1250° бесцветного топаза из Минас-Жераис (Бразилия) [93] не привело к образованию муллита; около 300° происходило выделение воды, при 827° — выделение SiF₄, при 960° — образование γ-Al₂O₃.

Характер кривых потери веса при нагревании до 800° голубого, розового и бесцветного топазов Вольфи [80] несколько различен, что объясняется неодинаковым количеством жидких и твердых включений. Топаз из Финбо в Швеции (пирофизалит), содержащий многочисленные жидкие и газовые включения, при нагревании вспучивается.

Коэффициент объемного термического расширения $14,8 \cdot 10^{-6}$; коэффициент линейного расширения $4,8 \cdot 10^{-6}$ параллельно оси *a*, $4,1 \cdot 10^{-6}$ || *b*, $5,9 \cdot 10^{-6}$ || *c*. Средняя удельная теплоемкость топаза от 0 до 100° — 0,2097, до 200° — 0,2159, до 300° — 0,2270, до 350° — 0,2295 [93а].

Наход. Генетически связан с гранитоидными породами. В некоторых гранитах является аксессуарным минералом. Обычен в гранитных пегматитах и грейзенах. Встречается также во вторичных кварцитах и в гидротермальных кварцевых жилах.

В гранитах топаз образуется при процессах автотемноморфизма и развивается преимущественно по полевым шпатам (Приазовье [76], Бразилия [94]). Известен в риолитах в виде фенокристаллов, в гнездах и жилоподобных образованиях с кварцем, бериллом, флюоритом, гематитом, псевдобрукитом, биксбитом и кальцитом (Томас Рейндж, шт. Юта, США) [34, 95].

В гранитных пегматитах является одним из пневматолитических минералов. Особенно характерен для миароловых пустот топазо-берилловых пегматитов, в которых образует кристаллы и друзы вместе с дымчатым кварцем, ортоклазом, бериллом, альбитом, турмалином, лепидолитом и др. Таковы замечательные голубые, винно-желтые и бесцветные кристаллы из некоторых пегматитов Мурзинки, Алабашки на Урале [3, 20, 22, 23], Вольни (УССР) [80, 96], Борщовочного кряжа [3] (Читинской обл.) и др. Подобные же пегматиты известны в США — Конвэй (шт. Нью-Гэмпшир) [97], Попехэм и Стоунхэм (шт. Мэн) [34], в Японии — преф. Оми, Отанияма [98] и др. В урано-редкоземельных амазонитовых пегматитах топаз ассоциируется с криолитом, гельвином, фенакитом, ортитом, самарскитом, монацитом, колумбитом и др. (Ильменские горы) [3]. В микроклин-олигоклазовых пегматитах Финбо у Фалуна [99, 74] в Швеции топаз с жидкими и газовыми включениями (пиррофизалит) сопровождается гадолинитом, ортитом, иттроцеритом, флюоцеритом, иттротанталитом и др. В виде мелких выделений топаз известен в гранитных пегматитах других типов — литневых, тантал-бериллиевых и др. (Родезия, Уганда и др.) [100].

При замещении топазом минералов (особенно полевых шпатов) гранитов и других пород образуются существенно топазовые, кварц-топазовые и топаз-цинквальдитовые грейзены, иногда с касситеритом, турмалином и другими минералами. Содержание топаза в грейзенах может достигать 90%. Топазовые грейзены, имеющие крупнозернистое до скрытокристаллического строение (иногда напоминающие роговики), бывают развиты на значительных площадях (Бруэр Майн [92] и Бревик [101] в шт. Южная Каролина, США). В некоторых грейзенах топаз образует радиально-лучистые и шестоватые агрегаты; таков «пикнит» Циновца (Чехословакия) и Альтенберга (ГДР), топаз Изерских гор в Польше [102] и др. В месторождениях Карадубское, Олонойское и др. (Малый Хинган) доля топаза грейзенов характерны сферолитовые и войлокоподобные выделения [103].

В штокверках наблюдаются кварцево-топазовые прожилки, иногда с прекрасными кристаллами топаза в пустотах (Шнекенштейн в Саксонии, ГДР) [104].

В месторождении Ивигтут в Гренландии [105] топаз преимущественно в виде сферолитовых агрегатов наблюдается в выделениях криолита в штоке грейзенизированного гранита; ассоциируется с томсенолитом, флюоритом, сидеритом, баритом и другими минералами.

В высокотемпературных месторождениях топаз встречается с касситеритом, вольфрамитом, флюоритом, сульфидами, цинквальдитом и др. Многие жилы этого типа сопровождаются топазсодержащими грейзенами. Таковы в СССР месторождения Ингодинского рудного узла в Забайкалье [28], в Чехословакии — Славков (быв. Шлаггенвальд) и Циновец (Циндвальд), в ГДР — Эренфридерсдорф, в Японии — Такатори [106], в Тасмании — Маунтин Бишоф, в США — Мэдисон и Эйшштейн (шт. Миссури) [107].

Для топаза вторичных кварцитов характерна ассоциация с рутилом, гематитом, андалузитом, корундом, диаспором, серицитом, алунитом, тур-

малином, лазурином и др. (Жанет в Каз. ССР [108], Уайт Маунтин в шт. Калифорния, США [109]). В околорудных вторичных кварцитах и кварцево-серицитовых сланцах колчеданных залежей Урала (месторождения Кабанское и Левиха) топаз встречается с андалузитом, корундом, диаспором, зуннитом, рутилом, флюоритом [110, 111]. Во вторичных кварцитах у с. Попинци в Болгарии обнаружена топазо-кварцевая порода, в которой топаз, образующий псевдоморфозы по полевому шпату, представлен тонкокристаллическими рыхлыми агрегатами (размер зерен 0,03—0,007 мм) [90]. В Бихаре (Индия) известны топазовые гранулиты (мелкозернистые породы, состоящие из топаза, кварца и слюды), а также топазсодержащие, существенно кианитовые гранулиты [112].

С гидротермальными процессами, по-видимому, связано образование винно-желтых, розовых и розовато-фиолетовых топазов, которые наблюдаются в гнездах сахаровидного кварца среди перекристаллизованных известняков вместе с хромтурмалином и фукситом (рр. Каменка и Санарка, Челябинская обл.) [68]. Вероятна гидротермальная природа темно-вино-желтых, золотисто-желтых, иногда розовых и фиолетовых топазов Оуро-Прето в Бразилии [113]; они встречаются в виде друз и гнезд в глинистых продуктах выветривания наряду с горным хрусталем, дымчатым кварцем, ильменитом, гематитом, рутилом, флюоритом и эвклазом.

А. Е. Ферсман [3, 20] на основании сравнительного изучения кристаллов топазов из месторождений различных генетических типов пришел к выводу, что в пегматитах преобладают топазы «квадратного» облика с сильно развитым базопинакоидом, почти квадратной призмой (120) и узкой полоской призмы (110) (Мурзинка на Урале, фиг. 96, 2). У топазов из пневматолитических и гидротермальных месторождений базопинакоид развит слабо, преобладают дома зоны [100] и отчасти призма (110) (Шерлова гора, фиг. 96, 4).

Известны многочисленные россыпные месторождения топаза: на Урале золотоносные россыпи рр. Санарки и Каменки (Кочкарский район Челябинской области) [68], в УССР — Волянь [80, 96], в США — Томас-Рейндж [34, 95], в Бразилии — Оуро-Прето [113], а также ряд месторождений Цейлона, Индии, Австралии и др. [113].

Изм. Описано замещение топаза (с образованием псевдоморфоз) тонкочешуйчатым мусковитом (серицитом) [28, 82, 84, 110, 114, 115], Li-содержащим мусковитом [82], гидромусковитом [84, 28], мусковитом и слюдой паргонитового типа [100], маргародитом с небольшим количеством маргарита [116], флюоритом, мусковитом и протолинонитом [86], каолинитом и флюоритом [117, 119], каолинитом [82, 118], диккитом и монтмориллонитом [119], опалом [119]. Имеются указания на замещение топаза турмалином, биотитом, корундом и шпинелью [82].

Искусств. Синтезирован разными путями: при нагревании смеси SiO_2 , Al_2O_3 (или силикатов алюминия), HF и H_2O до 500° ; при нагревании в автоклаве смеси Na_2SiF_6 , аморфной Al_2O_3 , SnCl_2 и воды при температуре 500° и давлении 4000 кг/см^2 в течение 9 дней (совместно с криолитом, хиолитом и кварцем) [120], в течение 10 дней при тех же условиях — вместе с каситеритом, криолитом и небольшим количеством альбита [121].

Практ. знач. Прозрачные бесцветные и красиво окрашенные топазы — драгоценные камни. Топазовая порода применяется как хороший огнеупорный материал (при ее обжиге образуется муллит) [122].

Отлич. От андалузита отличается совершенной спайностью по (001) (у андалузита спайность по призме), меньшим углом оптических осей, знаком и оптической ориентировкой; от силлиманита — более слабым двупреломлением и иным направлением спайности; от полевого шпата — большим уд. весом и твердостью, более высоким рельефом, отсутствием

двойников и с прямым погасанием; от кварца — спайностью, твердостью и уд. весом; от апатита — двупреломлением, хорошо выраженной спайностью; от цоизита, мелилита и везувиана — отсутствием аномальной интерференционной окраски.

Межплоскостные расстояния топаза * [123]
CoK α -излучение, $D = 57,3$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	7	4,408	211	13	2,172	105	4	1,579
002	7	4,200	041	5	2,129	115	3	1,555
110	8	4,112	123	68	2,106	152; 214	18	1,535
021	6	3,901	220	29	2,057	233	23	1,528
111	64	3,699	140	9	1,990	044	8	1,519
120	66	3,200	042	3	1,949	125	5	1,487
022	64	3,041	141	7	1,936	320	9	1,463
121	23	2,993	114	38	1,871	061; 144	8	1,445
112	100	2,942	133	33	1,858	312	5	1,436
130	23	2,486	230	17	1,823	153	35	1,420
103	13	2,400	142	7	1,798	250	19	1,404
131	21	2,383	231	6	1,782	006; 160	52	1,399 ₆
023	82	2,364	232	35	1,672	135	15	1,390 ₅
113	14	2,316	223	10	1,657	234	6	1,376
210	6	2,250	143	18	1,622	303	34	1,356
040	10	2,203	240	3	1,599	215	8	1,345

* *d* — среднее из определений, сделанных для образцов из шести месторождений.

Л и т е р а т у р а

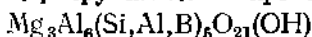
1. Ферман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Изд-во Росс. АН, 1920, I, 91.
2. Медоев А. Г. Вестн. АН Каз. ССР, 1960, № 5, 82.
3. Ферман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 1.
4. Jahns R. H. Am. Min., 1953, 38, Nos. 7—8, 563.
5. Сорокин Ю. Г., Перегуда А. И., Береговенко А. И. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 3, 312.
6. Alston N. A., West J. Zs. Krist., 1928, 69, 149.
7. Leonhardt J. Zs. Krist., 1924, 59, 216; Bragg W. L., West J. Proc. Roy. Soc. London, 1927, ser. A, 114, 450; Pauling L. Proc. Nation. Acad. sci., Washington, 1928, 14, 603; Bragg W. L. Atomic Structure of Minerals. New York, 1937, 172; Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 19 и 100.
8. Gebert W., Zemann J. N. Jb. Min., Monatsh., 1965, H. 12, 380; Isetti G., Penco A. M. Period. min., Roma, 1967, 36, No. 3, 995.
9. Rosenberg P. E. Am. Min., 1967, 52, Nos. 11—12, 1890.
10. Кокиларов Н. И. Матер. для минералогии России, 1856, ч. 2, 113.
11. Goldschmidt V. Zs. Krist., 1910, 47, 639 и 645.
12. Goldschmidt V., Rosický V. Beitr. Krist., Min., Heidelberg., 1914, 1, 71.
13. Billings M. P. Am. Min., 1927, 12, No. 4, 173.
14. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 96.
15. Tzschorn G. Geologie, 1963, 12, H. 3, 283.
16. Баженев И. К., Монич В. К. Тр. Томск. ун-та, 1938, сер. геол., 93, 157.
17. Senn N. N. Jb. Min., 1929, B.-Bd. 59, A, 369.
18. Шафрановский И. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 1, 5.
19. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1890, 26, 410.
20. Ферман А. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1927, вып. 2, 101.
21. Федоров Е. С. Зап. Горн. ин-та, 1908, 1, вып. 3, 186.
22. Костылева Е. Е. Изв. Росс. АН, сер. 6, 1917, 11, № 16, 1415.
23. Костылева Е. Е. Изв. Росс. АН, сер. 6, 1919, 13, 1255.
24. Сицинский П. П. Тр. Ин-та прикл. мин., 1925, вып. 16, 40.
25. Шафрановский И. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 51.
26. Tisek K. Časop. Národn. Musea, odd. přírodověd., 1949—50, 118—119, 6.
27. Лазаренко Е. Е. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 1, 80.

28. Доломанова Е. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23, 3.
29. Eustachio D. Phys. Rev., 1946, 70, Nos. 7—8, 522.
30. Барабанов В. Ф., Ступкина Л. Вестн. Ленингр. ун-та, 1955, № 10, сер. биол., геогр. геол., вып. 4, 97.
31. Толстопятов М. Зап. Мин. об-ва, 1895, 83, 289.
32. Pabst A. Am. Min., 1938, 23, Nos. 5—6, 342.
33. Sahn L. Beitr. Krist., Min., Heidelberg, 1919, 2, H. 1, 7; Goldschmidt V., Schröder R. Там же, 11.
34. Palache Ch. Am. Min., 1934, 19, No. 1, 14.
35. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. ун-та, 1950.
36. Якубова В. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 102.
37. Калужный В. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 116.
38. Леммлейн Г. Г., Клия М. О., Островский Н. А. ДАН СССР, 1962, 142, № 1, 81.
39. Ляхов Ю. В. Сб. «Исследования минералообразующих растворов». Изд-во «Недра», 1966, 9, 92.
40. Бакуленко И. Т. Сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966, 4, 116.
41. Моторина И. В. ДАН СССР, 1967, 175, № 3, 686.
42. Ковальшин З. И. Сб. «Исследование природного и технического минералообразования». Изд-во «Наука», 1966, 49.
43. Бобдырев А. И., Морозова Л. И. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 272.
44. Боярская Н. С., Вальковская М. И., Житару Р. П. Мин. сб., Львов, 1965, 19, вып. 2, 236.
45. Леммлейн Г. Г., Меланхолин Н. М. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1951, вып. 6, 254.
46. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 2, 142.
47. Грум-Гржимайло С. В., Певнева А. А. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1956, вып. 12, 85.
48. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 86, вып. 2, 129; Грум-Гржимайло С. В., Фомищев Н. Н., Федоров Ф. И., Гончаренко А. М. Кристаллография, 1961, 6, вып. 1, 67.
49. Weigel O., Habich G. N. Jb. Min., 1928, V.-Bd. 57, A, 41.
50. Wild G. O., Klett R. Zbl. Min., 1925, A, 321.
51. Платонов А. Н., Беличенко В. П. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 4, 412.
52. Платонов А. Н., Беличенко В. П. Сб. «Морфология, свойства и генезис минералов». Изд-во «Наукова думка», 1965, 69.
53. Sweet J. M. Min. Mag., 1930, 22, No. 129, 257.
54. Андреев В. Н. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1935, вып. 6, 45.
55. Lietz J., Klug H. G. N. Jb. Min., Abhandl., 1956, 89, H. 1, 27.
- 55а. Самойлова М. И., Чеңцова Л. Г. Тр. Всес. н.-и. ин-та синтеза минеральн. сырья, 1969, 10, 129.
56. Грум-Гржимайло С. В., Фомищев Н. Н., Федоров Ф. И., Гончаренко А. М. Кристаллография, 1961, 6, вып. 1, 67.
57. Meissner A., Bechmann R. Zs. Techn. Phys., 1928, 9, Nr. 10, 430.
58. Поваренных А. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 52.
59. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 20.
60. Deutschlein O. Ann. Phys., 1932, 14, H. 7, 729.
61. Malassi F., Bronder O. Zs. Phys., 1938, 111, Nr. 1—2, 1.
62. Saksena B. D. Trans. Faraday Soc., 1961, 54, 242.
63. Lyon W., Kinsey E. L. Phys. Rev., 1942, 61, Nos. 7—8, 482.
64. Krishnon R. S. Proc. Indian Acad. Sci., 1947, 26, A, No. 6, 460.
65. Srinivason R. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 37, A, No. 3, 405.
66. Берн Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Перев. с англ., Изд-во иностр. лит-ры, 1949, 66; Поваренных А. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 85.
67. Thaddeeff K. Zs. Krist., 1894, 23, 536.
68. Смирное С. С. Зап. Мин. об-ва, 1925, 54, сер. 2, 3.
69. Mallard E. Appl. Mines, 1876, 10, 156.
70. Rinne R. Zs. Krist., 1926, 63, 236.
71. Боровик С. А. ДАН СССР, 1941, 31, № 1, 24.
72. Шерба Г. И., Замятин Г. М., Калинин С. К., Мухля К. А. Геохимия, 1966, № 11, 1365.
73. Oftedal I. Norsk geol. tidsskr., 1963, 43, H. 2, 267.
74. Seim R., Schweder P. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 23, 538.
75. Верижковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Переушина А. Е. Галлий. Изд-во АН СССР, 1960.
76. Марченко Е. Я., Зарицкий О. И., Чашка О. И., Гуров Е. П. ДАН Укр. ССР, 1966, № 9, 1211.

77. Лысковской Г. П., Руб А. К. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1968, № 10, 57.
 78. Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 123.
 79. El-Hinnawi E. E., Hofmann R. Chem. d. Erde, 1966, 25, II, 3, 230.
 80. Ивантишин М. М. Геол. журн. АН Укр. ССР, 1955, 15, вып. 4, 58.
 81. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 163.
 82. Григорьев И. Ф., Долманова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1954, вып. 6, 86.
 83. Penfield S. L., Minor J. C. Am. J. Sci., 1894, 147, 387.
 84. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1954, вып. 6, 142.
 85. Rosický V. N. Jb. Min., 1911, 2, 21.
 86. Руб М. Г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 5, 97.
 87. Rosický V. Rozpr. České Akad. věd., 1916, Kl. 2, 25, N 7, 1.
 88. Юрк Ю. Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья. Киев, 1956, 38.
 89. Pardee J. T., Glass J. J., Stevens R. E. Am. Min., 1937, 22, No. 19, 1058.
 90. Радонова Т. Г., Кариджова Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 349.
 91. Burgess V. S. Engin. Mining J., 1944, 142, No. 9, 57.
 92. Stuckey J. L., Atero J. J. J. Am. Ceram. Soc., 1941, 24, No. 3, 89.
 93. Куриленко К. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 395.
 93а. Wooster W. A. A Text - Book on crystal Physics. Cambridge, 1949, 36.
 94. Ljunggren P. Geol. för. förhandl., 1964, 85, H. 4, N:o 515, 431.
 95. Iver R. L. Rocks a. Minerals, 1947, 22, No. 11, 1003.
 96. Иванов Л. Л. Изв. АН СССР, сер. 7, 1933, № 3, 445.
 97. Schaub V. M. Rocks a. Minerals, 1955, 30, Nos. 5—6, 227.
 98. Kuntz S. G. J. Zs. Krist., 1884, 9, 86.
 99. Hisinger W. Vcrsuch. Min. Geogr. Schweden, Leipzig, 1826, 45.
 100. Gallagher M. J. Min. Mag., 1967, 36, No. 277, 50.
 101. Fries C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, No. 936 — C, 1.
 102. Wieser T. Arch. min., Warszawa, 1956, 19, z. 1, 75.
 103. Паллова И. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 2, 187.
 104. Mühlheims D. Zs. Krist., 1888, 14, 225.
 105. Baggild O. B. Medd. Gröland, 1953, 149, Nr. 3, 189.
 106. Wada T. Beitr. Min. Japan, 1912, No. 4, 199.
 107. Ross C. S., Henderson E. P. Am. Min., 1925, 10, No. 12, 441.
 108. Донских В. В., Наковник Н. И., Петрова Е. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 521.
 109. Kerr P. F. Econ. Geol., 1932, 27, No. 7, 614.
 110. Логонов В. П. Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 137, 1.
 111. Ярош П. Я., Еришова В. Г. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала». Свердловск, 1960, 155.
 112. Raja Rao C. S. Indian Minerals, 1960, 14, No. 1, 40.
 113. Bauer M. Edelsteinkunde, 1932.
 114. Ярош П. Я., Соколов Ю. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 35, 309.
 115. Kozłowska M. Arch. min., Warszawa, 1956, 19, z. 1, 59.
 116. Shannon R. V. U. S. Nation. Mus. Proc., 1921, 58, 469.
 117. Поговерных А. С. ДАН СССР, 1950, 75, № 1, 107.
 118. Peacock M. A. Am. Min., 1935, 20, No. 5, 354.
 119. Степанов В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 476.
 120. Michel-Lévy A., Wyart J. C. R., Paris, 1947, 224, No 1, 166.
 121. Michel-Lévy A., Wyart J. Bull. Soc. fr. min., 1947, 70, No 1—6, 164.
 122. Andrews A. I. Dedication of the State-Natural Resources Building, 1944, Bull. No 68, 263.
 123. Fiedler G. Ber. Geol. Ges., 1962, 6, H. 1, 153.

СТРУКТУРА ТИПА КОРНЕРУПИНА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Корнерупин $Mg_3Al_6(Si, Al, B)_5O_{21}(OH)$	Ромб.	16,100	13,767	6,735	3,3

Корнерупин *Kornepurine*

Назван по имени датского геолога Корнерупа (Лоренсен, 1884) [1].

Синон. Призматин — Prismaticin (Зауер, 1886) [2]; на идентичность минералов впервые указал Уссинг [3].

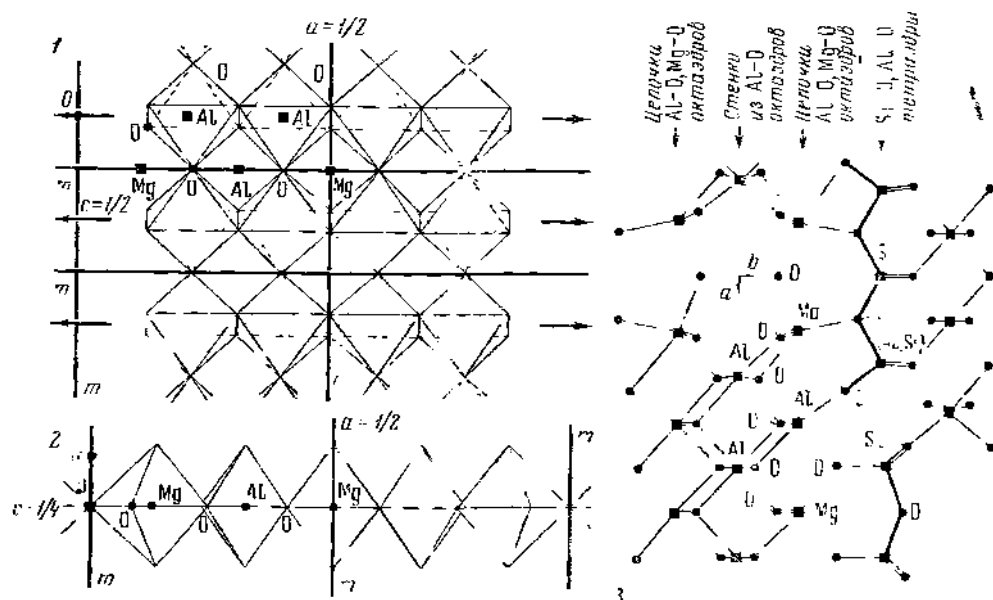
Характ. выдел. Кристаллы, волокнистые и шестоватые, частью радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} — Стст [4, 5].

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Нахожд.	% хим. анализ.	Авторы
16,100	13,767	6,735	1,169:1:0,489	Танзания	—	Мур, Бенет [5]
13,678	15,944	6,694	0,852:1:0,420	Саксония	—	Барта [6]
13,887	16,05	6,79	0,865:1:0,423	»	—	Госнер, Мусгуг [7]
—	—	6,81	—	Гренландия	—	
13,68	15,95	6,68	0,858:1:0,419	Цейлон,	2,3	Хей и др. [8]
				Наталь,	6	
Мадагаскар	1					
13,72	15,96	6,69	0,860:1:0,416	Квебек	4	Жиро [4]
13,68	15,94	6,69	0,858:1:0,420	»	5	
—	—	—	—	—	—	—
16,00	13,767	6,735	1,162:1:0,489	Танзания	8	Мак-Кай [9]

Установка Мура и Бенета, а также Мак-Кай отличается от рентгеновской установки других авторов и от морфологической перестановкой осей a и b .

$Z = 4$. В структуре корнерупина (фиг. 105) можно выделить вытянутые по оси c (в установке Мура и Бенета) ленты Al-октаэдров, соединенные в направлении оси a ребрами (при ширине в четыре октаэдра), а в направлении оси c — вершинами. Сверху и снизу к лентам примыкают вытянутые по оси a цепи из чередующихся Mg и Al-октаэдров попеременно соединенных друг с другом то ребрами, то вершинами. Цепи и ленты октаэдр-



Фиг. 105. Структура корнерупина (по Муру и Бенету)

- 1 — стенки из октаэдров Al—O. (m — зеркальная плоскость, стрелками отмечены оси второго порядка, цифрами обозначены высоты вдоль оси b);
- 2 — цепи из чередующихся октаэдров Mg—O и Al—O;
- 3 — проекция структуры вдоль оси c

ров имеют общие ребра и в итоге образуют своеобразные сложные октаэдрические слои, параллельные плоскости (010). Эти слои соединены между собой диортогруппами Si_2O_7 и триплетами из соединенных вершинами тетраэдров $[(\text{Al}, \text{Si})_2\text{SiO}_{10}]$, причем Al, Si-тетраэдры имеют с октаэдрами общие как ребра, так и вершины, а Si-тетраэдры — только общие вершины. Установленные в структуре корнерупина триплеты тетраэдров ранее были отмечены только в структуре арденнита [10]. Общая кристаллохимическая формула корнерупина имеет вид: $\text{Mg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_2\text{O}_7]_{10}[(\text{Al}, \text{Si})_2(\text{Si}, \text{B})\text{O}_{10}]_4(\text{OH})$. Важнейшие межатомные расстояния: Al — O = 1,91, 1,93, 1,97; Mg — O = 2,09, 2,12; Si — O = 1,62, 1,63; (Al, Si) — O = 1,68 Å.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,8622 : 1 : 0,4345$ (Улиг) [11].

Формы [3, 4, 11]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b 010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
a 100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
m 110	49 14	90 00	0 00	40 46	90 00	49 14
n 310	73 58	90 00	0 00	16 02	90 00	73 58
r 101	90 00	26 45	90 00	63 15	26 45	90 00
s 201	90 00	45 14	90 00	44 46	45 14	90 00
o 111	49 14	33 38	66 31	65 12	25 44	68 48

mm (110):(110)=81°32'

oa (111):(100)=65°12'

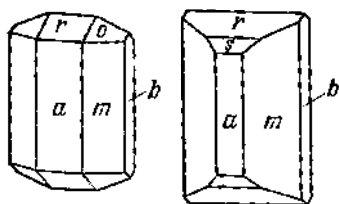
om (111):(110)=56°22'

rr (101):(101)=53 30

ob (111):(010)=68 48

or (111):(101)=21 12

Конечные грани r , o , s , а также грани n установлены только на кристаллах из Саксонии [11] и имеют подчиненное значение. Кристаллы (фиг. 106) призматические, удлиненные по оси c ; часты их параллельные срастания.



Фиг. 106. Кристаллы корнерупина из Саксонии (по Улигу)

Грани (110) и (100) обычно более развиты, чем (010). Кристаллы иногда хорошо образованы (до 7 см в Побужье) [12].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, по (101) — несовершенная (в морфологической установке) [3]. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7. Уд. вес 3,29—3,449 (см. при хим. анализах). Цв. черный, бурый, темно-зеленый, оливково-зеленый, зеленовато-желтый, желтый, белый. Черта белая. Бл. стеклянный. Кристаллы прозрачны (иногда только в тонких осколках).

Характерная линия поглощения видимого света 5030 Å [8]. Полосы поглощения в инфракрасном спектре: 415, 465, 690, 520, 550, 615, 655, 720, 740, 805, 890, 928, 1010, 1105, 1170 см^{-1} [13].

Микр. В прох. свете бесцветен или окрашен. Плеохроизм: по Ng — бурый, красновато-желтый, буровато-зеленый, темно-зеленый, светло-зеленый, зеленоватый до бесцветного; по Nm — бурый, светло-зеленый, желтый, буровато-желтый, темно-зеленый; по Np — бесцветный, бледно-зеленый, бледно-коричневый, красновато-желтый, винно-желтый, [8, 14]. Двуосный (—). Пл. опт. осей (100) (в морфологической установке); $Np = c$, $Nm = a$,

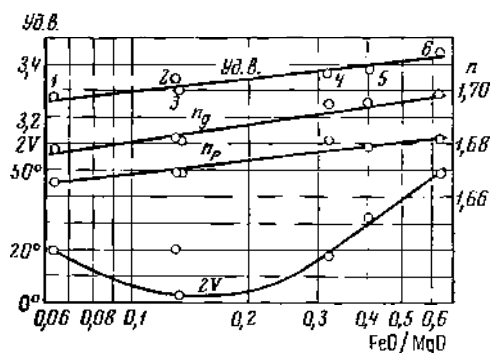
$n_g = b$; удлинение (—); $n_g = 1,699 - 1,677$, $n_m = 1,696 - 1,676$, $n_p = 1,682 - 1,665$; $n_g - n_p = 0,013 - 0,017$; $2V$ от 3 до 50° ; дисперсия слабая, $r < v$ [8]. Для света Li $n_m = 1,6722$, Na — $1,6764$, Tl — $1,6799$, Ca — $1,6914$ [8]. По Жиро [4], уд. вес, показатели преломления и $2V$ закономерно изменяются в зависимости от величины молекулярного отношения FeO : MgO (фиг. 107).

Корнерупин с высоким содержанием алюминия по оптическим свойствам близок к корнерупину, богатому железом [2, 11]. В шлифах часто

Фиг. 107. Зависимость показателя преломления, угла оптических осей и удельного веса корнерупина от молекулярного отношения FeO : MgO

(по Жиро)

Цифры отвечают номерам химических анализов



наблюдаются включения кварца, рутила, биотита, корднерита, пирита, пирротина и очень редко турмалина и корунда [9]. Известны сростания корнерупина с кордиеритом (подобис микропегматитовых структур) [1, 4]. Корнерупин из Индии наблюдался в сростании с зеленой шпинелью и бесцветным корундом; эти сростания окружены пластинками сапфирина [14].

Хим. В первых анализах был пропущен бор; впервые он установлен в 1921 г. [15]. Содержание железа, магния, алюминия, бора и натрия варьирует. Характерны изоморфные замещения в октаэдрической координации $Al \rightarrow Fe^{3+}$ и $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, в тетраэдрической $Si \rightarrow Al$, $Si \rightarrow B$ [2, 14].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	1,36	Сл.	0,1	0,08	0,13	0,70	0,03	0,03	1,22
K ₂ O	0,08	Сл.	0,6	Не обн.	Не обн.	—	—	0,02	0,10
MgO	22,51	20,7	21,0	14,87	12,48	10,90	17,53	19,96	11,82
CaO	0,51	—	—	0,06	0,18	—	—	Не обн.	0,20
B ₂ O ₃	3,59	2,8	2,5	3,50	3,27	3,50	2,40	1,92	2,42
MnO	—	—	—	Сл.	Сл.	0,08	0,09	0,05	0,03
FeO	2,55	4,8	5,0	8,52	9,10	12,22	4,68	Не обн.	2,22
Fe ₂ O ₃	Не обн.	3,3	Не обн.	0,42	0,90	Не обн.	—	3,98	4,78
Al ₂ O ₃	38,17	37,6	40,0	40,86	41,95	40,97	44,09	43,45	46,56
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,06	0,04	—	—	—	0,03
SiO ₂	31,09	30,5	29,3	30,24	30,18	29,53	31,13	29,91	30,31
TiO ₂	—	—	—	0,19	0,51	0,44	0,15	0,16	0,06
ZrO ₂	—	—	—	Не обн.	0,05	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,09	0,08	0,12	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,10	—	—	0,97	1,06	0,67	0,35	0,30	—
H ₂ O ⁻				Не обн.	Не обн.		0,03	0,02	0,08
П. п.	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,96	99,9	98,5	99,86	99,93	99,13	100,48	99,80	99,83

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Уд. в.	3,29	3,335	3,330	3,37	3,39	3,449	—	3,297	3,28
n_g	1,6770	1,682	1,681	1,695	1,696	1,699	1,686	1,710	1,696
n_m	1,6766	1,681	1,681	1,694	1,694	1,696	1,685	1,695	—
n_p	1,6650	1,669	1,669	1,681	1,679	1,682	1,668	1,675	1,682
$2V$	19°	20°	3°	18°	32°	48°	24°	53°	8°

1 — Итронгэй, Мальгашская республика, анал. Раул [16]; данные исправлены Хеем в соответствии с новыми определениями FeO (F не обн.) [8]; 2 и 3 — Цейлон (2 — «нормальный», 3 — «оптически псевдоодноосный», анал. Хей [8]); 4 и 5 — Квебек, Канада, анал. Буало [4] (4 — зеленый, 5 — желтый); 6 — Порт-Шелстон, ЮАР, анал. Ван-дер-Вальт [16], исправлено Хеем в соответствии с новыми определениями FeO и общего содержания Fe (F не обн.) [8]; 7 — Эламанковирати, Индия, анал. Баласубрамания [17]; 8 — Маутия Хил, Танзания, анал. Скун [9]; 9 — Побужье, Украина, анал. Коноплева и Столярова [12].

Диагн. исп. В кислотах нерастворим. Растворяется в холодной HF. П. п. тр. плавится с трудом; кристаллы «призматина» из Саксонии толщиной 2 мм оплаваются на концах (серое несколько пузырчатое стекло) [11].

Повед. при нагр. При давлении водяных паров в 500 и 2000 бар разлагается ниже 900°; при 500° и давлении в 2000 бар не изменяется [9].

Наход. Редкий минерал. Встречается преимущественно в продуктах метаморфизма, богатых глиноземом борсодержащих пород или пегматитов.

В СССР установлен только в Побужье на Украине [12] в зоне контакта биотит-силлиманит-гранатовых сланцев с измененными ультраосновными породами среди гнейсовидных корунд-сапфирин-мусковит-микроклиновых пород. В Вальдхайме (Саксония, ГДР) [15] наблюдается в гранулитах или в пегматитах, превращенных в гранулиты, в ассоциации с гранатом, альбитом, турмалином [18]. В Гренландии (Фискенсе) известен в гнейсах и в прослоях слюдяных сланцев, состоящих из зеленой роговой обманки, сапфирина, жедрита и магнезиальной слюды [1].

В Канаде (Квебек) встречен на контакте известняков с парагнейсами в существенно полевошпатовых гнездах с ортоклазом, кварцем, биотитом и небольшим количеством турмалина (желтый корнерупин) или как породообразующий минерал гнейсов (зеленый) с альмандином, силлиманитом, реже с турмалином [3, 4]. В Танзании (Маутия Хил) обнаружен в зоне контакта доломитизированных известняков с кварц-идодерит-кианит-талъковыми сланцами в ассоциации с хѣлбоцитом и сапфирином [9]. В районе Порт Шелстон (ЮАР) найден в кварц-биотит-гранатовых породах с небольшим количеством турмалина [16], в Ранну (Индия) — в крупнозернистом биотитовом сланце в ассоциации с зеленой шпинелью, сапфирином, жедритом, корундом, силлиманитом и андалузитом [14].

Встречается также в россыпях: на Цейлоне — с цирконом, гранатом и шпинелью [8], на Мадагаскаре (Итронгэй и Всого) — с сапфирином и измененным биотитом (крупные прозрачные кристаллы) [15].

Изм. Установлено замещение корнерупина зеленой волокнистой гидрослюдой — криптотилом — *cryptotile* [11]. Отмечено изменение зерен корнерупина с образованием оторочек дистена, плагиоклаза, реже клиноцизита и эпидота [18].

Отл. От силлиманита оптически отличается слабым двупреломлением и отрицательным удлинением; от андалузита — более высоким светопреломлением и меньшим углом оптических осей; от топаза — слаиностью по призме, более высокому рельефу и отрицательному удлинению.

Искус ств. Не синтезирован.

Практ. знач. Прозрачные буровато-зеленые (Цейлон) и оливково-зеленые (Мальгашская республика) разновидности используются как драгоценные камни.

Межплоскостные расстояния корперупина* из Канады

FeK α -излучение, D=114,6 мк

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d	
110	80	10,4	350	100	2,62	552	40	1,799	
020	40	7,96	402	60	2,39	712; 661;}	80	1,673	
200	70	6,84	531; 600;}	50	2,28	004; 820}			
221	10	4,07	152			203	50	2,12	603; 224
040; 131	60	4,00	460; 512	80	2,10	044; 662	70	1,536	
400; 041	70	3,43	062; 550	60	2,07	882; 590}	90	1,491	
002	90	3,35	313; 551	50	1,980	083}			
202	100	3,01	234; 403;}	40	1,868	1.11.0	60	1,439	
421	40	2,88	172}			2.10.2	80	1,409	
510	50	2,70							

* ASTM, 10-457.

Л и т е р а т у р а

1. Lorenzen J. Medd. Grønland, 1884, 7, 19.
2. Sauer A. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1886, 38, 704.
3. Ussing N. V. Zs. Krist., 1889, 15, 605.
4. Girault J. P. Am. Min., 1952, 37, Nos. 5-6, 531.
5. Moore P. B., Bennett J. M. Science, 1968, 159, No. 3814, 524.
6. Bartl H. N. Jb. Min., Monatsh., 1965, H. 5, 151.
7. Gossner B., Musgrug F. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 58, A, 227.
8. Hey M. H., Anderson B. W., Payne C. J. Min. Mag., 1941, 26, No. 175, 119.
9. McKie D. Min. Mag., 1965, 34 (Tilley vol.), No. 268, 346.
10. Donnay G., Allmann R. Am. Cryst. Assoc. Summer Meeting Progr. Abstracts, 1967, 91.
11. Uhlig J. Zs. Krist., 1910, 47, 215.
12. Купылова П. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 6, 711.
13. Moenke H. Mineralspektren. Akad.-Verlag., Berlin, 1962.
14. Murty M. V. N. Nature, 1954, 174, No. 4440, 1065.
15. Lacroix A., de Gramont A. Bull. Soc. fr. min., 1921, 44, 67; Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922, 1, 396; 1922, 2, 102; 1923, 3, 302.
16. de Villiers J. E. Min. Mag., 1940, 25, No. 169, 550.
17. Balasubrahmanyam M. N. Min. Mag., 1965, 35, No. 272, 662.
18. Scheumann K. H. Abhandl. Sachs. Akad. Wiss., 1960, 47, 2.

СТРУКТУРА ТИПА ГУМИТА

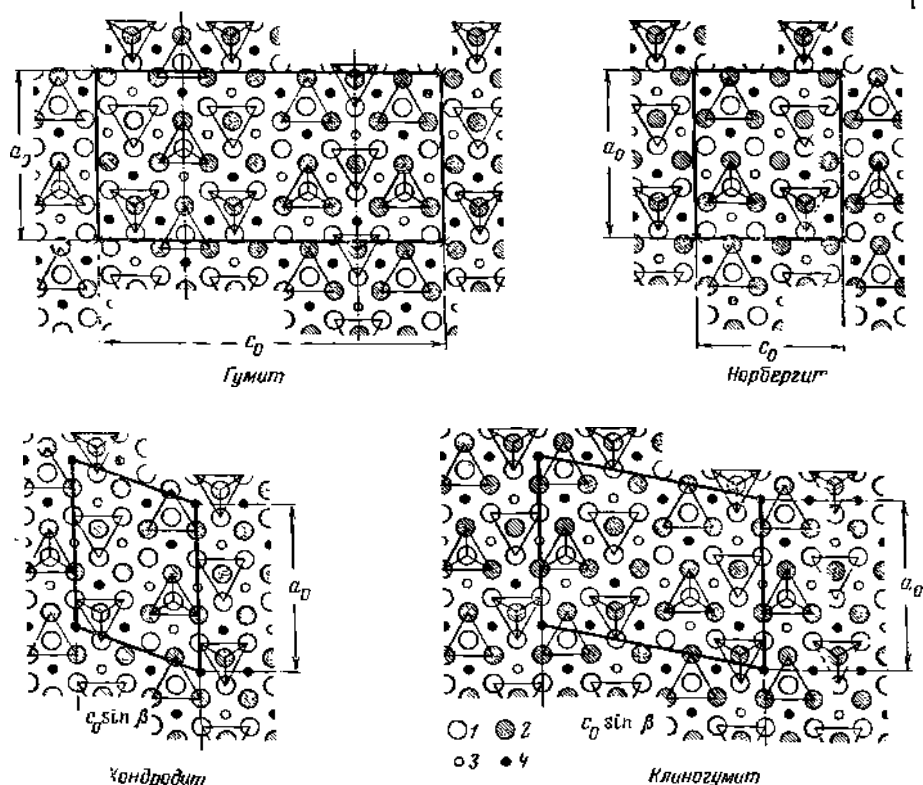
ГРУППА ГУМИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.	
Норбергит	$Mg_2 [SiO_3] \cdot Mg (F, OH)_2$	Ромб.	10,27	4,71	8,75	—	3,13
Хондродит	$2Mg_2 [SiO_4] \cdot Mg (F, OH)_2$	Монокл.	10,29	4,74	7,89	109°02'	3,15
Гумит	$3Mg_2 [SiO_3] \cdot Mg (F, OH)_2$	Ромб.	10,25	4,75	20,99	—	3,16
Клиногумит	$4Mg_2 [SiO_3] \cdot Mg (F, OH)_2$	Монокл.	10,29	4,75	13,71	100 50	3,16
Аллеганит	$2Mn_2 [SiO_4] \cdot Mn (OH, F)_2$	Монокл.	10,77	4,88	8,29	108 33	3,96
Сонолит	$4Mn_2 [SiO_4] \cdot Mn (OH, F)_2$	Монокл.	10,66	4,88	14,33	100 34	~3,9

Первые четыре минерала очень близки между собой и образуют собственную группу гумита. Два последних марганцевых минерала являются аналогами магnezивальных членов группы и встречаются гораздо реже.

Ранее других минералов группы (в 1817 г.) были открыты хондродит и гумит [1]. Название «группа гумита» — humite group — наиболее распространено, так как долгое время все члены группы объединялись названием «гумит». Считалось, что их химический состав одинаков и по кристаллографическим признакам выделялись (Хинце) гумиты трех типов: 1) собственно гумит, 2) хондродит и 3) клиногумит. В иностранной литературе распространено название «humite minerals» — термин, применяемый также к любому члену группы, когда он не определен точно.

Структура четырех магнезиальных минералов изучена Тэйлором и Уестом [2], на примере норбергита уточнена Гибсом и Риббе [3, 4], для хондродита — Гибсом и др. [4а]. Основной структуры является несколько искаженная плотнейшая упаковка анионов O (F, OH), ось L_0 которой совпадает с осью b (фиг. 108). Плотнейшая упаковка расширена в результате внедрения атомов Mg в октаэдрические пустоты (объем на один атом O — в плотнейшей упаковке $13,94 \text{ \AA}^3$, в структуре гумитовых минералов 18 \AA^3) [5]. Половина октаэдрических пустот этой упаковки занята атомами Mg, малая доля тетраэдрических пустот (от $1/12$ в норбергите до $1/8$ в клиногумите) — атомами Si. Структура минералов группы гумита близка к структуре оливина. Изолированные тетраэдры SiO_4 образуют блоки, как в структуре оливина (каждый атом O связан с тремя Mg и одним Si). По Тэйлору и Уесту,

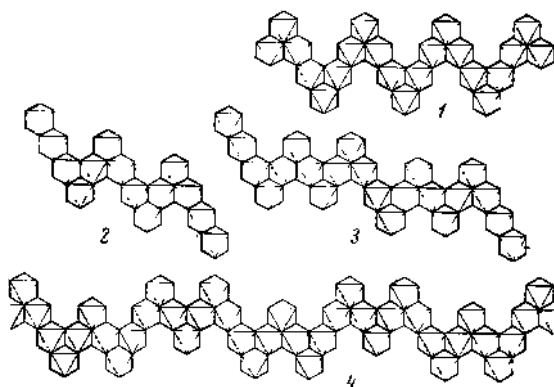


Фиг. 108. Структура минералов группы гумита в проекции на (010) принятой здесь установки

(по Тэйлору и Уесту)

Атомы O в группы OH: 1 — выше плоскости чертежа на $1/4$, 2 — ниже плоскости чертежа на $1/4$. Атомы Mg: 3 — в плоскости чертежа, 4 — ниже плоскости чертежа на $1/4$

Фиг. 109. Мотивы из октаэдров MgO_6 в норбергите (1), хондродите (2), клиногумите (3) и гюмите (4) (по Белову)



F и OH вместе с атомами Mg слагают слои брусито-селлаитового состава; между блоками из тетраэдров SiO_4 и параллельно оси c чередуются n слоев состава Mg_2SiO_4 и один слой $Mg(F, OH)_2$ в соответствии с формулой $nMg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$, где n от 1 до 4. Риббе, Гибс и др. [3, 4] отрицают наличие слоев состава $Mg(F, OH)_2$ и указывают на чередование слоев $Mg(F, OH)O$ и $Mg_2SiO_4(F, OH)$. Соответственно Риббе и др. принимают для минералов группы гюмита общую формулу $Mg_{2x}Si_{x-1}O_{4x-4}(F, OH)_4$, где $x = 3$ — у норбергита, 5 — у хондродита, 7 — у гюмита и 9 — у клиногюмита; атомы F в структуре этих минералов связаны с тремя атомами Mg, атомы O (как в форстерите) — с 3Mg и 1Si.

Среди октаэдров, заселенных Mg, различаются состоящие: 1) из шести атомов O; 2) из пяти атомов O и одного F (OH); 3) из четырех атомов O и двух F (OH) [2]. Часть атомов Mg находится в центрах симметрии элементарных ячеек — у моноклинных членов серии и на плоскостях симметрии — у ромбических. В ромбических минералах группы часть атомов Si находится на тех же плоскостях симметрии.

Структура минералов группы гюмита (фиг. 109) представляется [4, 6] в виде чередования пустых и заселенных зигзагообразных цепочек из связанных общими ребрами октаэдров MgO_6 со звеньями: у норбергита 4 и 4 октаэдра; у хондродита 4, 3 и 4 октаэдра; у гюмита 4, 3, 3 и 4 октаэдра; у клиногюмита 4, 3, 3, 3 и 4 октаэдра.

При нечетном n блоки тетраэдров SiO_4 обладают плоскостью симметрии (100) — элементарная ячейка ромбическая (D_{2h}^{16}); при четном n этой плоскости симметрии нет — ячейка моноклинная (C_{2h}^5). Параметры a_0 и b_0 элементарной ячейки одинаковы у всех минералов группы, значение c_0 зависит от состава — от числа перемежающихся слоев. Число слоев (толщиной около 1,49 Å) в элементарной ячейке норбергита равно 6, у хондродита — 5, гюмита — 14, клиногюмита — 9.

Изоструктурность марганцовых членов группы с магниевыми можно считать доказанной для аллеганита и сонолита. Вследствие различия ионных радиусов Mg^{2+} (0,66 Å) и Mn^{2+} (0,80 Å) параметры элементарной ячейки марганцовых минералов заметно увеличены по сравнению с Mg-аналогами.

По Пенфилду и Хау [7], Тэйлору и Уесту [2], общая формула для минералов группы получила вид $Mg(F, OH)_2 \cdot nMg_2SiO_4$; Mg^{2+} изоморфно замещается Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ti^{4+} ; F замещается OH и O. Джонс и др. [8] предложили общую формулу $n[M_2SiO_4][M_{1-x}Ti_x(OH, F)_{2-2x}O_{2x}]$, где $x < 1$, M — Mg, Fe, Mn, Ca, Zn.

В небольших количествах обнаруживаются BeO [9], Al_2O_3 , Fe_2O_3 и др. [8]. Наличие Al предположительно связано с присутствием посторонних примесей. В минералах группы гумита обычно содержится 3—5%, иногда 14—18% FeO [10]. В норбергите содержание FeO незначительно. В отличие от группы оливина в группе гумита неизвестны минералы с очень высоким содержанием FeO и чисто железистые разновидности. Борнеман-Старынкевич и Мясников [11] считают, что Fe^{2+} может замещать не более $\frac{1}{3}$ атомов Mg^{2+} и лишь в оливиновых блоках структуры; по Сахама [12] и Джонсу и др. [8], атомы Fe^{2+} распределены в структуре статистически. Отмечаемое рядом авторов содержание небольших количеств Fe^{3+} в основном, по-видимому, объясняется окислением Fe^{2+} при измельчении пробы [11]. Сахама [12] считает, что некоторое количество Fe^{3+} занимает определенные положения в структуре минералов группы; Джонс и др. [8] предполагают вхождение Fe^{3+} в слои $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})\text{O}$. На примере структуры хондродита Гибс и др. [4а] показали, что все железо (Fe^{2+}) располагается в октаэдре, содержащем только атомы кислорода, т. е. упорядоченно замещает магний.

Содержание марганца в магnezиальных минералах группы незначительно (от десятых долей до 1% MnO); промежуточные разновидности между магnezиальными и марганцевыми членами группы неизвестны.

Повышенное содержание TiO_2 (до 5—9%) чаще всего отмечается в клиногумите, реже в гумите и хондродите; Ti -содержащий норбергит получен искусственно [13], в природе он не встречен. Установлено [11, 14, 15], что Ti^{4+} замещает в структуре не Si^{4+} , а Mg^{2+} ; при этом F^- замещается на O^{2-} .

Степень изоморфного замещения F^- гидроксидом в минералах группы весьма различна [12, 16]. Полное замещение невозможно: в системе SiO_2 — MgO — H_2O не отмечены гумитовые минералы [17], синтез гидроксидов гумитов без добавки F невозможен [18], тогда как F -гумиты без гидроксидов синтезируются легко. Величина отношения $\text{F} : \text{OH}$ отчетливо уменьшается от норбергита к клиногумиту [7, 13]; по Воробьеву [19], у норбергита $\text{F} : \text{OH}$ около 3 : 1 (среднее 2,97 : 1 по трем анализам), у хондродита около 2 : 1 (среднее 1,90 : 1 по 35 анализам), у гумита около 1,5 : 1 (среднее 1,52 : 1 по 11 анализам), у клиногумита около 1 : 1 (среднее 0,97 : 1 по 13 анализам).

Отклонения отношения $\text{F} : \text{OH}$ в отдельных анализах от приведенных средних значений объясняются изоморфным замещением $\text{F} - \text{OH}$ или погрешностями химических определений.

В анализах природных минералов Ca отмечается только как посторонняя примесь. Искусственный «кальциохондродит» $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_2$ не содержит Mg . В отличие от магниевых минералов группы гумита кальциохондродит синтезирован без участия F [20]. Ван-Валкенбург доказал возможность полного замещения Si^{4+} на Ge^{4+} в синтетических фтористых гумитовых минералах [13].

Физические свойства минералов группы очень близки. Удельные веса возрастают от норбергита к клиногумиту и зависят от содержания суммы $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$, главным образом от содержания FeO [7, 12]. Показатели преломления и $2V$ закономерно увеличиваются в том же направлении. Светопреломление и $2V$ повышаются от норбергита к клиногумиту и сильно колеблются вследствие изоморфных замещений. Удельный вес и светопреломление марганцевых минералов значительно выше, чем магnezиальных.

Показатели преломления и значения $2V$ природных минералов (за исключением норбергита) перекрываются и по ним нельзя судить о химическом составе минерала [12, 21, 22]. Диаграммы Тиле [23] основаны на совершенно недостаточном числе анализов и потому не могут считаться достаточно представительными.

Оптическая ориентировка однотипна — пл. опт. осей \perp (010), $N_g = b$; в ромбических минералах ось N_p совпадает с кристаллографической осью a , а в моноклинных образует с ней некоторый угол (у хондродита $22-30^\circ$, у клиногумита $7-12^\circ$) [12].

В справочнике Дира, Хауи и Зусмана (1962) изображение оптической ориентировки для моноклинных членов группы не отвечает установке, принятой ими в тексте. В справочнике Винчеца для всех минералов взяты различные установки, контуры кристаллов неверны, а потому неверны и оптические ориентировки.

Магнезиальные минералы группы образуются при биметасоматических процессах на контактах карбонатных и силикатных пород, почти исключительно в связи с магнезиальными скарнами. Встречаются: 1) в зоне скарна, с которой обычно связано железное (и часто борное) оруденение; в минеральной ассоциации преобладают магнетит, гипогенные бораты, оливин; 2) в околоскарновой зоне кальцифиров; ассоциируются с различными силикатами Mg, а также F-содержащими минералами; 3) в апопериклазовых бруситовых мраморах. Почти всегда минералы группы образуются за счет форстерита. Характерна ассоциация с реликтовым форстеритом и периклазом, кальцитом и бруситом. Относятся к числу ранних скарновых минералов. Условия образования всех членов группы чрезвычайно сходны; различие имеется лишь в парциальном давлении F (экспериментальные данные) [13]. Под действием поздних низкотемпературных растворов минералы группы замещаются серпентином, бруситом, реже хлоритом (пеннин, клинохлор) или хлоритом и карбонатом [24], очень редко тальком [25].

Марганцовые члены группы связаны с марганцовыми скарнами. Ассоциируются с многочисленными марганцовыми минералами марганцовых скарнов: родохрозитом, тефроитом, гаусманнитом, манганозитом, пирохронитом, спессартином, галакситом, родонитом, а из более поздних минералов — с неотокитом, манганокальцитом, алабандипом, бементитом [26].

На поверхности устойчивы, иногда покрываются бурыми пленками гидроокислов железа [27].

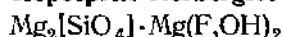
Искусственные минералы группы гумита получаются различными путями. Кристаллизацией из расплавленных смесей соответствующего состава (MgF_2 + форстерит; $MgCO_3 + SiO_2 + MgF_2$ и др.) при температуре 1600° и атмосферном давлении были получены F-аналоги [13, 28, 29]. При реакциях в твердом состоянии Ранкама [28] получил F-норбергит и F-хондродит (при температурах 1290 и 1350° соответственно и атмосферном давлении). Таким же путем Ван-Валкенбург [13] получил все четыре известных магнезиально-фтористых минерала при более низких температурах и давлении 98 кГ/см^2 ; F-хондродит и F-клиногумит оказались ромбическими; попытка получить моноклинный хондродит из смеси MgF_2 и природного $(Mg, Fe)_2SiO_4$, содержащего 15% FeO, не удалась. Инфракрасные спектры искусственных F-соединений отличаются от таковых природных минералов отсутствием полосы поглощения группы OH в области 3500 см^{-1} . Карякин и Гулько [30] получили F-норбергит, F-хондродит и F-гумит при взаимодействии газообразного SiF_4 с периклазом тигля (в котором нагревалась до 1350° смесь CaF_2 и SiO_2). Хондродит и гумит, содержащие OH, были получены в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$ с добавкой HF или MgF_2 при различных температурах ($360-600^\circ$) и давлениях [18]. Ван-Валкенбург [13] синтезировал три гумитовых минерала (кроме клиногумита) при температурах $500-800^\circ$ и давлениях от 560 до 1400 кГ/см^2 и установил возможные пределы замещения фтора гидроксидом; F-норбергит получен при нагревании талка в атмосфере HF до 900° в течение 3 час. [31].

Попытки получить соединения с $n < 1$ или $n > 4$ не удалась [13, 28] (по-видимому, такие минералы, равно как и бесфтористые, в природе не существуют).

Л и т е р а т у р а

1. d'Ohsson C. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1817, 206; *Bournon J. L.* Catal. de la Coll. du Roi, 1817, 52.
2. *Taylor W. H.*, *West J.* Proc. Roy. Soc. London, 1928, ser. A, 117, 517; *Zs. Krist.*, 1929, 70, 461.
3. *Gibbs G. V.*, *Ribbe P. H.* Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 376.
4. *Ribbe P. H.*, *Gibbs G. V.*, *Jones N. W.* Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 966.
- 4a. *Gibbs G. V.*, *Ribbe P. H.*, *Anderson C. P.* Am. Min., 1970, 55, Nos. 7—8, 1182.
5. *Bragg W. L.*, *West J.* Proc. Roy. Soc. London, 1927, ser. A, 114, 456.
6. *Белов Н. В.* Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 73.
7. *Penfield S. L.*, *Hoce W. T. H.* Am. J. Sci., 1894, 47, 188.
8. *Jones N. W.*, *Ribbe P. H.*, *Gibbs G. V.* Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 391.
9. *Jannasch P.*, *Loeke I.* Zs. anorg. Chem., 1894, 7, 92 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1896, 1, 21).
10. *Wingard F. C.*, *Fresenius C. R.* Zs. anal. Chem., 1884, 24, 344.
11. *Борнеман-Старынкевич И. Д.*, *Мясников В. С.* ДАН СССР, 1950, 71, № 1, 137.
12. *Sahama T. G.* Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A, 1953, geol.-geogr., 31, 4.
13. *Van Valkenburg A.* U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, Phys. a. chem., 1961, 65, No. 5, 415.
14. *Zambonini F.* Bull. Soc. fr. min., 1919, 42, 250.
15. *Machatschki F.* Zbl. Min., 1930, A, 194.
16. *Sjögren H.* Bull. Geol. inst. Upsala, 1894, 2, No. 3, 65.
17. *Bowen N. L.*, *Tuttle O. F.* Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, No. 3, 439; *Roy D. M.*, *Roy R.* Am. Min., 1955, 40, Nos. 3—4, 147; *Carlson E. T.*, *Peppler R.*, *Wells L. S.* U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1953, 51, 179.
18. *Jander W.*, *Fett R.* Zs. anorg. Chem., 1939, 242, 155.
19. *Воробьев Ю. К.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 26.
20. *Buckle E. R.*, *Taylor H. F. W.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 9—10, 818; *Haas I. L.*, *Wyllie P. I.* Nature, 1962, 194, No. 4835, 1269.
21. *Larsen E. S.* Am. Min., 1928, 13, No. 7, 354.
22. *Rankama K.* Bull. Comm. géol. Finl., 1938, N:o 123, C. R. N:o 12, 82.
23. *Thiele E.* Chem. d. Erde, 1940, 13, 64.
24. *Struwe H.* Leidse Geol. Meded., 1959, 22, 235.
25. *Гумар Ж.*, *Лафронт П.* Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород в руд». Изд-во АН СССР, 1961, 387.
26. *Watanabe T.* Min. J. Geol. Inst. Univ. Tokyo, 1959, 2, No. 6, 408; *Hirowatari F.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No. 8, 1; *Yoshinaga M.* Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D, geol., 1963, 14, No. 1, 1.
27. *Лебедев Г.* Учебник минералогии. СПб., 1907, 362.
28. *Rankama K.* Am. Min., 1947, 32, Nos. 3—4, 146.
29. *Hinz W.*, *Kunth P. O.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 11—12, 1198.
30. *Карякин Л. И.*, *Гулько Н. В.* ДАН СССР, 1954, 96, № 3, 581.
31. *Koltermann M.* N. Jb. Min., Monatsh., 1965, H. 6, 176.

Норбергит Norbergite



Существование норбергита, как минерала группы гумита, было предсказано Пенфилдом и Хау [1] в 1894 г. Открыт в шведском месторождении Норберг, назван по месту находки (Гейер, 1926) [2].

Характ. выдел. Зерна, зернистые агрегаты; часто каемки вокруг кристаллов хондрита [3]. Описан лишь один относительно хорошо образованный кристалл [3].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pnam*.

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	М-вне	Авторы
10,271 ₈	4,710 ₄	8,747 ₈	2,1807:1:1,857	Фран- клин	Гибс, Риб- бе [4]
10,22	4,71	8,74	2,170:1:1,855	Нор- берг	Тэйлор, Уест [5]

Оси a и b оригиналов здесь переставлены в целях единства установки для минералов группы гумита (при установке Гибса и Риббе [4] и Тэйлора и Уэста [5] $a_0 : b_0 : c_0 = 0,458 : 1 : 0,852$). Принятая здесь установка отличается от установки Сахамы [6] перестановкой осей a и c .

$Z = 4$. Описание структуры см. «Группа гумита».

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_2 3PC$); $a : b : c = 2,1807 : 1 : 1,857$ (по рентгеновским данным).

Формы:

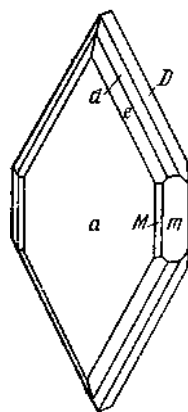
	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
a	100	90°00'	90°00'	—	0°01'	90°00'
m	110	24 38	90 00	0°00'	65 22	90 00
M	210	42 31	90 00	0 00	47 29	90 00
D	011	0 00	61 42	28 18	90 00	0 00
d	111	24 38	63 55	28 18	68 01	40 26
e	211	42 31	68 21	28 18	51 05	59 34

Ларсеном и др. [3] результаты гониометрического изучения несовершенного кристалла приведены в двух разных установках — по Дана ($a : b : c = 1,10 : 1 : 1,897$) и по Гольдшмидту ($1,897 : 1 : 1,10$). Соотношение символов и буквенных обозначений форм при разных морфологических установках:

Новая	a	100	m	110	M	210	D	011	d	111	e	211
Гольд-шмидт	c	001	N	021	M	011	D	110	d	221	e	111
Дана	c	100	N	120	M	110	D	011	d	122	e	111

Единственный измеренный кристалл из месторождения Франклин уплощен по a (100) (фиг. 110). Двойники не наблюдались [3].

Физ. св. Сп. не отмечалась. Изл. неровный, раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,13—3,20 [2, 7] (вычисл. для $Mg_2SiO_4 \cdot Mg (F_{1,5} OH_{0,5})$ — 3,135). Цв. желтый, розовый, желто-коричневый, иногда бесцветен;



Фиг. 110. Кристалл норбергита из Франклина (в принятой установке)

окрашен несколько светлее остальных членов группы. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего.

Инфракрасный спектр норбергита характеризуется полосами поглощения 3500, 1000—900, 760, 625 и 565 cm^{-1} . Четкая полоса 3500 cm^{-1} соответствует связи O—H, раздвоенная полоса в области 1000—900 cm^{-1} — связи Si—O [8].

Микр. В шлифах слабо окрашен или бесцветен. Писохроирует: по Np — бледно-желтый, по Nm — слабо бледно-желтый, по Ng — бесцветный; $Np > Nm \geq Ng$ [3, 9]. Двуосный (+). Пл. опт. осей (001); $Ng = b$, $Np = a$ (в принятой здесь установке) [6]; $n_g = 1,587-1,593$, $n_m = 1,566-1,579$, $n_p = 1,561-1,567$; $n_g - n_p = 0,026-0,027$; $2V = 44-50^\circ$ [3, 6]; $r > v$ [3, 10]. Показатели преломления колеблются в зависимости от степени замещения Mg на Fe и F на OH (см. введение к группе). Более густоокрашенные разновидности обладают большим светопреломлением, чем светлоокрашенные [3].

Характерны структуры замещения хондродита норбергитом [3, 10].

Хим. Теор. состав для $Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F_{1,5}OH_{0,5})$: MgO — 29,72, SiO_2 — 59,87, F — 14,10, H_2O^+ — 2,23. Колебания состава невелики и связаны главным образом с изоморфным замещением Mg^{2+} на Fe^{2+} и Mn^{2+} . В имеющихся анализах норбергита Ti в заметных количествах не отмечается. Отношение F:OH (среднее по первым трем анализам) 2,97 : 1 \approx 3 : 1 (в анализе 4 аномально высоко). Колебания отношения F:OH в отдельных анализах связаны отчасти с трудностью определения F и OH. Содержание Ca незначительно, хотя экспериментально показано, что в $MgF_2 \cdot Mg_2SiO_4$ при 1300° Mg может замещаться Ca в любых отношениях [11].

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	59,35	56,45	58,70	59,42	58,73
CaO	He обн.	1,01	—	—	0,15
MnO	0,12	0,18	0,002	0,04	0,01
FeO	1,91	0,82	0,96	0,73	0,06
ZnO	—	—	—	—	0,05
Al_2O_3	0,11	0,09	0,53	3,12	—
Fe_2O_3	0,28	0,69	0,60	—	—
SiO_2	97,56	28,54	29,60	28,63	29,74
TiO_2	0,01	—	—	—	0,42
H_2O^+	2,68	2,90	1,50	0,32	—
OH	—	—	—	—	1,44
F	13,49	13,70	13,55	12,78	16,77
CO_2	—	1,21	—	—	—
Сумма	105,51	105,59	105,44	105,04	107,37
—O—F ₂	5,68	5,77	5,71	5,38	7,52
	99,83	99,82	99,73	99,66	99,85
F:OH	2,38	2,24	4,28	18,36	—
Уд. в.	3,153	—	3,181	3,20	3,177
n_g	1,593	1,590	1,590	1,591	1,584
n_m	1,570	1,567	1,567	1,570	1,564
n_p	1,567	1,563	1,563	1,565	1,59
2V	50°	49°30'	44°	49°	54°

1—Норберг (Швеция), анал. Уик [6]; 2—Норберг, анал. Бигден [2]; 3—Парайнен (Финляндия), анал. Ернафельт [9]; 4—Франклин (США), анал. Бауэр [3]; 5—Франклин (анализ электронным микросондом), OH—по вычислению [4, 12].

Диagni. исп. Растворяется в теплой HCl с выпадением студенистого кремнезема.

Повед. при нагр. Искусственный F-норбергит плавится incongruently; температура диссоциации $1180 \pm 5^\circ$ [8].

Наход. Очень редок. Встречен в контактово-метасоматических образованиях — магнезиальных скарнах на контакте доломитов с гранитами (иногда в залежах железных и Fe-Zn руд и в околоскарпных зонах кальцифиров). Образуется при наиболее высоком (по сравнению с другими минералами группы) парциальном давлении фтора. В отличие от других минералов группы не встречается в непосредственном контакте с форстеритом — постоянно отделен от него промежуточной тонкой зоной хондродита или клиногумита. Часто замещает хондродит, редко — клиногумит (при повышении химического потенциала фтора). Сопровождается, кроме других минералов группы гумита, различными магневыми силикатами: форстеритом (реликты), диопсидом, флогопитом, а также шпинелью, бруснитом, флюоритом и др.

В СССР норбергит известен в Питкяранте (Карельская АССР) [13] — вместе с хондродитом, гумитом, клиногумитом и в Ляпгаре (Средняя Азия) — в доломитовых кальцифирах с форстеритом, клиногумитом, шпинелью, флогопитом [14]. В Норберге (Швеция) [2] норбергит образует вкрапленность в доломитовом кальцифире вместе с хондродитом и тремолитом; на о-вах Паргас и Парайнен (Финляндия) [9] наблюдается в кальцифирах на контакте гранитов с архейскими карбонатными породами с хондродитом, графитом, зеленой шпинелью. В Бихаре (Индия) [15] в форстеритовых кальцифирах ассоциируется с шпинелью, паргаситом, хондродитом, форстеритом, тремолитом, графитом, флюоритом. Встречен в магнезиально-цинковых скарнах Франклина (шт. Нью-Джерси, США) [3, 7] с хондродитом, флогопитом, шпинелью, флюоритом.

Отл. От других минералов группы гумита и от оливина отличается значительно меньшим углом $2V$; светопреломление норбергита также несколько ниже. От моноклинных членов группы отличается отсутствием двойников.

Межплоскостные расстояния норбергита из Норберга [8]
CuK $_{\alpha}$ -излучение

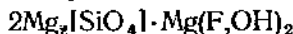
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
200	6	5,13	410	2	2,46	232	8	1,723
020	2	4,38	131	6	2,41	341	6	1,721
101	1	4,27	321	6	2,34	412	1	1,699
011	1	4,14	102	3	2,29	620	1	1,592
220	6	3,32	401	6	2,25	432	3	1,480
211	6	3,22	231	9	2,23	213; 351	6	1,475
121	10	3,06	122	1	2,03	123	2	1,471
301	1	2,76	141	1	1,948	522	2	1,460
221	1	2,72	511	1	1,838	701; 260	1	1,398
311	8	2,63	402	6	1,733			

Л и т е р и т у р а

1. Penfield S. L., Howe W. T. H. Am. J. Sci., 1894, 47, 188.
2. Geijer P. Geol. för. förhandl., 1926, 48, H. 1, N:o 364, 84.
3. Larsen E. S., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 349.
4. Gibbs G. V., Ribbe P. H. Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 376.
5. Taylor W. H., West J. Zs. Krist., 1929, 70, 461.
6. Sahama T. G. Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A., 1953, geol.-geogr., 31, 4.
7. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 1.
8. Van Valkenburg A. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research., phys.-chem., 1961, 65, No. 5, 415.
9. Rankama K. Bull. Comm. géol. Finl., 1938, 12, N:o 123, 82.
10. Struwe H. Leidse Geol. Med., 1959, 22, 235.
11. Christie O. H. J. Norsk geol. tidsskr., 1965, 45, H. 4, 429.

12. Jones N. W., Ribbe P. H., Gibbs G. V. Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 391.
13. Билибина Т. В., Богданов Ю. В. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, 86.
14. Сахарников В. В. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1967, вып. 2, 101.
15. Guha S. Quart. J. geol., mining, metallurg. Soc. India, 1956, 28, No. 2, 33.

Хондродит Chondrodite



Впервые описан и назван д'Оссоном в 1817 г. Название от греч. $\chi\acute{o}\nu\delta\rho\acute{o}\varsigma$ (хондрос) — зерно — по форме выделения в виде вкрапленных зерен.

Синон. Маклюреит — macleureite (Зайберт, 1822; не маклюреит Наттала — синон. ави-та), брусит — brucite (Джибс, 1822; не брусит Бедана — $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и не брусит Дюфренуа — синон. цинкита), броккит — brocchite (Скакки, 1840), лангстаффит — langstaffite (Алгер, 1844), гумит 2-го типа — humite, type II (Скакки, 1850), пролектит — prolectite (Шёрген, 1893) по Гайсеру (1926), является хондродитом. Название бериллюгумит — Berilliumhumit (Розенбуш, 1927) относится к одному из моноклинных членов группы (возможно, к хондродиту).

Разнов. Титанохондродит.

Характ. выдел. Округлые изометрические зерна (от долей мм до 5—7 см, обычно 2—5 мм), зернистые агрегаты, редко — хорошо образованные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$.

a_0^*	b_0^*	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Авторы
10,29	4,74	7,89	109°02'	2,171:1:1,664	Тэйлор и Уэст [1]
10,233 ₉	4,728 ₄	7,840 ₄	109 03	2,169:1:1,656	Джонс и др. [1a]
10,261 ₉	4,719 ₉	7,815 ₁	109 07	2,172:1:1,656	
10,253 ₉	4,728 ₄	7,840 ₄	109 04	2,169:1:1,658	Гибс и др. [1a]

*Оси a и b оригиналов здесь переставлены с учетом, что L_2 должна быть осью b .

$Z = 2$. Описание структуры см. во введении к группе гумита.

Призмат. кл. $C_{2h}^5 - 2/m(L_2PC)$; $a:b:c = 2,171:1:1,664$; $\beta = 109^\circ 02'$ (по рентгеновским данным Тэйлора и Уэста).

Главные формы (по Гольдшмидту; символы Гольдшмидта пересчитаны на принятую здесь установку):

	φ	ρ		φ	ρ
c	001 90°00'	19°01'	P	201 90°00'	63°26'
b	010 0 00	90 00	\bar{U}	101 -90 00	24 59
a	100 90 00	90 00	\bar{S}	201 -90 00	52 39
m	110 25 59	90 00	d	111 34 46	63 44
M	210 44 15	90 00	e	211 49 45	68 47
B	012 22 30	42 00	\bar{i}	111 -15 39	59 57
D	011 11 42	59 32	\bar{h}	211 -37 28	64 30
o	101 90 00	49 07			

mm (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 51°58' db (111) : (010) = 42°27' ib ($\bar{1}\bar{1}1$) : (010) = 33°33'

MM (210) : ($2\bar{1}0$) = 88 30 dc (111) : (001) = 54 12 ic ($\bar{1}\bar{1}1$) : (001) = 67 12

da (111) : (100) = 59 15 ia ($\bar{1}\bar{1}1$) : ($\bar{1}00$) = 76 30

Второстепенные формы:

L 310	T $\bar{3}02$	α 223	841	ε $\bar{1}12$	p $\bar{2}12$	η $\bar{3}12$
E 021	W $\bar{4}01$	γ 885	ω 312	δ $\bar{2}23$	τ $\bar{4}23$	g $\bar{3}11$
Q 601	R $\bar{8}01$	k 221	w 311	t $\bar{2}21$	n $\bar{4}21$	φ $\bar{4}14$
X 401	Δ $\bar{1}6.0.1$	ι 212	ζ 621	μ $\bar{4}41$	β $\bar{2}13$	f $\bar{4}11$

Видициальные формы (по Гольдшмидту; символы Гольдшмидта пересчитаны на принятую здесь установку):

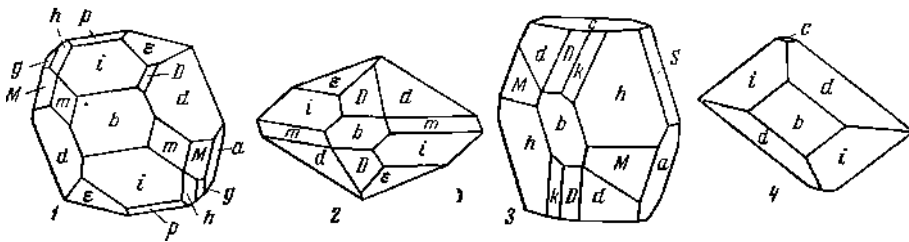
025	894	$\bar{4}.15.7$	$\bar{2}45$	$\bar{8}.15.12$	$\bar{4}.5.10$	$\bar{4}37$	$\bar{1}2.6.5$
047	552	$\bar{1}33$	$\bar{1}2.24.23$	$\bar{2}8.50.25$	$\bar{8}.9.16$	$\bar{2}0.14.23$	$\bar{1}6.8.5$
2.13.4	12.10.7	$\bar{2}56$	$\bar{4}87$	$\bar{8}.13.13$	$\bar{2}0.22.17$	$\bar{4}4.32.23$	$\bar{3}0.15.8$
2.13.3	544	$\bar{1}2.30.29$	$\bar{8}.16.11$	$\bar{8}.13.7$	$\bar{2}0.22.13$	$\bar{3}23$	$\bar{1}0.5.2$
2.11.11	543	$\bar{8}.20.19$	$\bar{3}64$	$\bar{4}69$	$\bar{2}25$	$\bar{2}8.18.17$	$\bar{3}2.15.18$
4.10.13	833	$\bar{8}.17.5$	$\bar{8}.16.9$	$\bar{1}2.17.13$	$\bar{8}.8.11$	$\bar{1}2.7.8$	$\bar{1}6.7.13$
499	20.7.7	$\bar{4}92$	$\bar{2}0.40.17$	$\bar{3}6.48.25$	$\bar{2}8.22.27$	$\bar{1}04.65.46$	$\bar{2}8.12.7$
4.7.10	$\bar{4}.48.29$	$\bar{4}77$	$\bar{2}41$	$\bar{3}6.48.11$	$\bar{1}2.10.17$	$\bar{2}8.15.11$	$\bar{4}0.15.14$
263	$\bar{4}.26.15$	$\bar{4}.8.29$	$\bar{2}0.40.9$	$\bar{1}0.13.17$	$\bar{6}55$	$\bar{3}2.17.17$	$\bar{1}2.4.5$
8.34.5	$\bar{2}77$	$\bar{8}.16.25$	$\bar{8}.15.17$	$\bar{1}6.21.4$	$\bar{1}2.10.3$	$\bar{2}0.10.9$	$\bar{1}6.3.4$

Для кристаллов хондродита принимались разные установки. Тэйлор и Уест, а также Брэгг и Кларингбулл и Джонс и др. приняли ось 2-го порядка за ось a ; это в дальнейшем не было учтено рядом исследователей, что привело к разноречивым (частью ошибочным) указаниям на спайность, законы двойников и оптическую ориентировку, установленные Ратом, Деклуазо и другими. Принятая здесь установка отвечает установке Деклуазо ($a : b : c = 2,1663 : 1 : 1,6624$; $\beta = 109^\circ 01'$), отличается перемещением осей a и c от установки Гольдшмидта ($1,6624 : 1 : 1,083$, $\beta = 109^\circ 01'$), а также от рентгеновской установки Сахары и Штрунца (1966); морфологическая установка Рата ($1,080 : 1 : 3,144$, $\beta = 90^\circ$) была принята Хинце и Дана. Формула пересчета символов по Гольдшмидту (Г.) к символам принятой здесь установки (Дк.): $002/010/100$, от установки Рата — Хинце — Дана (Д.) к новой установке: $400/020/\bar{1}01$.

Соотношение символов и буквенных обозначений главных форм:

Дк.	c	001	b	010	a	100	m	110	D	011	o	101	U	$\bar{1}01$	d	111	i	$\bar{1}11$
Г.	a	100	b	010	c	001	N	021	D	110	o	201	U	$\bar{2}01$	d	221	i	$\bar{2}21$
Д.	c	001	b	010	e_2	101	r_4	121	i_1	012	e_α	105	$\bar{1}03$	r_2	125	r_3	$\bar{1}23$	

Кристаллы (фиг. 111) обычно богаты гранями, чем объясняется характерная округлая форма зерен. Наиболее развиты грани пояса $[010]$ и призмы $d(111)$ и $i(\bar{1}11)$. Часто доминируют грани $b(010)$; двойники иногда уплощены по $c(001)$. Грани $P(201)$ обычно матовые, $U(\bar{1}01)$ — блестящие. Очень



Фиг. 111. Кристаллы хондродита

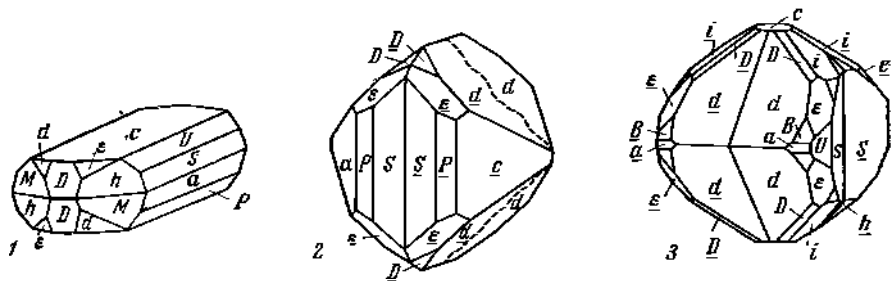
(в установке Рата; буквы соответствуют принятым в тексте)

1, 2 и 4 — Тилли-Фостер (по Дана); 3 — Каффалгортв (по Шёгрену)

характерны простые и полисинтетические двойники по (001) (фиг. 112, 1), реже встречаются двойники, а также коленчатые и звездчатые тройники по (101) в принятой здесь установке, по (105) в установке Рата (фиг. 112, 2, 3); грани $d(111)$ при этом общие; каждый индивид таких сростков обычно

полисинтетически двойникован по (001). Очень редки двойники по (601) (соответственно (305) в установке Рата).

Физ. св. Сп. по (001) несовершенная. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,16—3,32 (вычисл. 3,152 при отношении $F : OH = 2 : 1$); уд. вес возрастает с увеличением содержания Fe [2]. Цв. обычно медовый, желтый, коричневый, реже светло-желтый, зеленовато-желтый, иногда бесцветный. Причины окраски не изучены, бурая окраска характерна для разностей, богатых Fe и Ti. Черта бледно-желтая, белая. Бл. стеклянный, в изломе жирный. Светлоокрашенные разности прозрачны, густоокрашенные просвечивают по краям.



Фиг. 112. Двойники хондродита, Везувий
(по Рату, буквы соответствуют принятым в тексте)

1 — по (001); 2 и 3 — по (101)

В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует [3].

В инфракрасном спектре хондродита имеются полосы поглощения: 3500, 1000—900, 768, 618 и 555 см^{-1} (полоса поглощения 3600 см^{-1} соответствует связи O—H гидроксила, полосы в области $1000\text{—}900\text{ см}^{-1}$ — связи Si—O) [4].

Микр. В шлифах обычно окрашен, плеохроирует: слабоокрашенный по *Np* — бледно-желтый, по *Nm* и *Ng* — бесцветный; густоокрашенный по *Np* — желтый, по *Nm* — бледно-желтый, по *Ng* — очень бледно-желтый; $Np > Nm \geq Ng$ [1, 5]. Двуосный(+). Пл. опт. осей $\perp (010)$, $Ng = b$, $aNp = 22\text{—}31^\circ$. Показатели преломления колеблются в пределах: $n_g = 1,621\text{—}1,670$; $n_m = 1,603\text{—}1,655$; $n_p = 1,592\text{—}1,643$ [1, 2, 5]; светопреломление возрастает с увеличением содержания Fe^{2+} и OH [2, 5, 6]; $n_g - n_p = 0,028\text{—}0,033$; $2V = 70\text{—}90^\circ$ [5, 7], обычно около 75° ; дисперсия опт. осей слабая, $r > v$ [5].

В шлифах обычны неправильные округлые зерна различных размеров, иногда со следами граней [8], простые и сложные двойники.

Хим. Теор. состав для $2Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$ (при $F : OH = 2 : 1$): MgO—58,88, SiO_2 —35,08, F—7,39, H_2O^+ —1,75. Колебания состава значительны и связаны с изоморфными замещениями Mg^{2+} на Fe^{2+} и Mn^{2+} , с вхождением TiO_2 . Содержание FeO доходит до 18% (по Хинце), TiO_2 до 9,57% в титанохондродите; Mn присутствует в небольших количествах — десятые доли процента; промежуточные члены между хондродитом и его марганцовым аналогом — аллеганитом не известны [9, 10].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9*
MgO	53,70	59,30	59,33	58,95	56,34	56,77	53,85	55,20	52,30
CaO	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—
MnO	0,66	0,16	0,03	0,10	0,10	0,16	0,13	0,16	0,16
FeO	4,16	0,86	0,43	1,26	3,17	3,88	5,04	5,47	1,44
Al ₂ O ₃	0,18	0,24	0,38	0,12	0,98	0,10	0,49	0,67	0,40
Fe ₂ O ₃	1,86	0,05	0,46	0,27	0,08	0,50	0,80	0,64	—
SiO ₂	33,60	33,60	33,89	33,56	32,41	32,57	32,20	32,13	34,10
TiO ₂	—	0,06	—	0,04	1,20	—	0,69	0,35	8,46
F	5,99	6,61	6,31	7,14	7,26	7,00	8,51	5,81	—
H ₂ O+	1,86	1,46	1,38	1,23	1,04	1,97	1,56	1,96	2,67
H ₂ O-	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40
Сумма	102,01	102,34	102,29	102,67	102,58	102,95	103,27	102,39	99,93
—O—F ₂	2,52	2,78	2,66	3,00	3,06	2,95	3,58	2,45	—
	99,49	99,56	99,63	99,67	99,52	100,00	99,69	99,94	—
F : OH	1,46	2,1	2,13	2,76	3,31	1,68	2,57	1,40	—
Уд. в.	3,179	3,177	3,161	3,191	3,224	3,217	3,260	3,228	—
n _g	1,623	1,628	1,633	1,630	1,641	1,640	1,639	1,646	—
n _m	1,603	1,609	1,613	1,611	1,619	1,619	1,617	1,627	—
n _p	1,593	1,600	1,604	1,602	1,612	1,608	1,607	1,615	—
2V	71°	72°	72°	72	73°	77°	80°	75°	—
Угол по- гасания	—	26°	22°	26°	26°	27°	28°	24°	—

1 — Лойя, Финляндия, анал. Ернафельт [5]; 2—8 — анал. Улк [2] (2 — зеленоватый; Хангельба, Сиббо, Финляндия; 3 — очень светлый, голубоватый, Кафвельтор Швеция; 4 — желтый, Спарта, шт. Нью-Джерси, США; 5 — коричневый, Эден, шт. Нью-Йорк, США; 6 — желтый, Херманн, Лойя, Финляндия; 7 — коричневый, Франколин, США; 8 — кирпичевато-желтый, Тилли-Фостер, Нью-Йорк, США); 9 — титанохондродит, Шишимские горы, Урал, анал. Молева [11].

См. также три анализа, сделанных с помощью микрозонда [1а].

Диагн. исп. Те же, что для гумита.

Нахожд. Образуется на контактах силикатных и карбонатных пород. Широко распространен в магнезиальных скарпах, но встречается реже, чем клиногумит; наблюдается в зоне собственно скарпа, часто в тесной ассоциации с оливином, диопсидом, шпинелью, флогопитом, магнетитом, людвигитом или образует вкрапленность в околоскарновой зоне кальцифиров; ассоциируется, кроме указанных минералов, с паргаситом и графитом. Часто устанавливается образование хондродита по форстериту [12] и клиногумиту. При повышении парциального давления фтора хондродит замещается норбергитом [13], при понижении — гумитом [14].

В СССР в Южно-Якутских железорудных месторождениях встречается в кальцифирах и рудах с форстеритом, клиногумитом, шпинелью, флогопитом; иногда наблюдаются биминеральные хондродит-магнетитовые участки [15]. В архейских кальцифирах Алданской плиты и Слюдянского района (Иркутская обл.) [16] наблюдается в той же ассоциации. Довольно распространен в Шальымском железорудном месторождении Кондомской группы (Алтай); образовался после граната, магнетита и пироксена, выполняет пустотки в магнетите [17]. В кальцифирах и шпинель-пироксеновых породах Памира часто приурочен к флогопитовым выделениям [18, 19]. Встречен в месторождении Питкяранта (Карельская АССР) в ассоциации с норбергитом, гумитом и клиногумитом [20]. В Восточной Сибири обнаружен

в апатит-магнетитовых агрегатах, подвергшихся замещению карбонатом, и в карбонатитах; характерна ассоциация: магнетит, апатит, оливин, флогопит, хондродит, тремолит, шпинель, брусит, редкометалльные акцессорные минералы [21].

За рубежом встречен во многих местах: в известняковых выбросах Монте-Соммы (Везувий, Италия) с черной шпинелью, зеленой слюдой, гумитом, клиногумитом [22]; в кальцифирах Центральной Европы (Бавария, Саксония, Вогезы, Моравия, Силезия) с форстеритом, диопсидом, паргаситом, гранатом и др. (по Хинце); в кальцифирах о-ва Паргас и юго-западной Финляндии [23]; в хондродит-магнетитовых агрегатах Нордмаркена (Швеция) с тремолитом, кальцитом, доломитом [14]; в кальцифирах окрестностей Кристиансунда и мраморах Сёрфинсета (Норвегия) [24]; в околокарновых зонах чиполинов и доломитовых кальцифигов в районе Пика де Костабон (Франция) в обычной ассоциации [25]; в скалах Бродфорда (о. Скай, Шотландия) с гроссуляром, монтichelлитом, диопсидом, клиногумитом [8]. В докембрийских форстеритовых мраморах Гленеля (о-ва Внешние Гебриды) вместе с гумитом [26]; в кальцифирах железо-цинковых месторождений Франклина (Нью-Джерси, США) с тремолитом, флогопитом (частью замещен норбергитом) [27]; в кальцифирах Брустер (шт. Нью-Йорк, США) с амфиболом, магнетитом, хлоритом [28]. Обилен в Лава-Бэд (Калифорния, США) вблизи контакта карбонатных пород с гранитной интрузией; ассоциируется с гумитом и клиногумитом [29]. В Мраморной Дельте (Наталь, ЮАР) вдоль контакта с гранитом прослеживается прослой хондродитового мрамора; от гранита этот прослой отделен зоной породы, обогащенной диопсидом, скаполитом, форстеритом [30]. Найден в карбонатитах Люликопа (ЮАР) в той же минеральной ассоциации, что и в кальцифирах [31].

Отл. От других минералов группы гумита и от форстерита отличается главным образом по углу погасания; $2V$ и показатели преломления не могут служить надежным диагностическим признаком, так как существенно зависят от содержания изоморфных примесей.

Разнов. Титанохондродит — titanochondrodite — отличается высоким содержанием TiO_2 — от 8,46% (анализ 9) до 9,57% [32].

Межплоскостные расстояния хондродита из Хангельби, Финляндия [2]

CuK_{α} -излучение

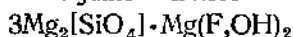
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	4,83	8	3,00	8	2,50	1	2,14	1	1,498
2	3,92	1	2,91	2	2,42	1	2,10	6	1,478
2	3,69	2	2,83	8	2,31	1	1,790	9	1,395
6	3,55	6	2,75	2	2,29	8	1,735	6	1,340
6	3,47	8	2,66	6	2,27	1	1,688		
6	3,37	6	2,61	10	2,25	2	1,611		

Л и т е р а т у р а

1. Taylor W. H., West J. Proc. Roy. Soc. London, 1928, ser. A, 117, 517.
- 1a. Jones N. W., Ribbe P. H., Gibbs G. V. Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 391; Gibbs G. V., Ribbe P. H., Anderson C. P. Am. Min., 1970, 55, Nos. 7—8, 1182.
2. Sahama T. G. Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A, 1953, geol.-geogr., 31, 4.
3. Барсанов Г. П., Швелёва В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
4. Van Valkenburg. U. S. Nation Bur. Stand., J. Research, Phys., chem., 1961, 65, No. 5, 418.
5. Rankama K. Bull. Comm. géol. Finl., 1938, N:o 123, C. R. N:o 12, 82.
6. Larsen E. S. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 354.
7. Barth T. Norsk. geol. tidsskr., 1925, 8, H. 1—2, 94.
8. Tilley C. E. Min. Mag., 1951, 29, No. 214, 621.

9. *Ross C. S., Kerr P. F.* *Am. Min.*, 1932, 17, No. 1, 1.
10. *Rogers A. F.* *Am. Min.*, 1935, 20, No. 1, 25.
11. *Борнеман-Старынкевич И. Д.* Руководство по расчету формул минералов. Изд-во «Наука», 1964, 124.
12. *du Toit A. L.* *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1919, 75, pt. 1, No. 297, 119; *Read H. H., Double I. S.* *Min. Mag.*, 1935, 24, No. 149, 84; *Sadashivaiah M. S., Chosh S. D.* *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1953, 37 A, No. 6, 231.
13. *Larsen E. S., Bauer L. H., Berman H.* *Am. Min.*, 1928, 13, No. 7, 349.
14. *Sjögren H.* *Bull. Geol. inst. Upsala*, 1893, 1, No 1, 17; 1895, 2, No 3, 39.
15. *Сердюченко Д. П.* Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 305.
16. *Коржинский Д. С.* Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71, 24; Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 61, № 21, 1.
17. *Батов Н. А.* Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, 1935, вып. 18, 3.
18. *Гаврусевич Б. А.* Уч. зап. Свердл. ун-та, 1937, вып. 1.
19. *Лицарев М. А.* Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1961 г. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1962, 139.
20. *Былибина Т. В., Богданов Ю. В.* Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, 86.
21. *Глаголев А. А.* ДАН СССР, 1962, 147, № 3, 696.
22. *Zamboni F.* *Mineralogia Vesuviana. Napoli*, 1935, 120.
23. *Суцинский П. П.* Тр. СПб. об-ва ест., 1905, 33, вып. 5, 106; 1912, 36, вып. 5, 30.
24. *Barth T. N.* *Jb. Min.*, 1928, B.-Ed. 57, A, H. 2, 1069.
25. *Bradshaw R., Leake B. E.* *Min. Mag.*, 1964, 33, No. 267, 1066.
26. *Dearnley R.* *Min. Mag.*, 1961, 32, No. 254, 910.
27. *Palache Ch.* *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1935, No. 180, 1.
28. *Gillson J. L.* *Am. Min.*, 1926, 11, No. 10, 284.
29. *Lamey C. A.* *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1961, 72, No. 5, 671.
30. *Simpson E. S., Tregidga J. A.* *Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1956, 59, 237.
31. *Russell H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D.* *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1954, 57, 251.
32. *Борнеман-Старынкевич И. Д., Мясников В. С.* ДАН СССР, 1950, 71, № 1, 140.

Гумит Humite



Назван по имени А. Юма, вице-президента геологического общества в Лондоне (Бурнон, 1817).

Синон. Гумит I-го типа — humite, type I (Скакки, 1850), юмит (Белов, 1947).

Характ. выдел. Округлые зерна и их агрегаты. Хорошо образованные кристаллы редки. Размер отдельных зерен и кристаллов обычно 2—10 мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — Pnam.

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Авторы
10,25	4,75	20,90	2,156:1:4,400	Тэйлор, Уест [1]
10,262 _б	4,738 _б	20,841 _я	2,166:1:4,398	} Джонс и др. [1а]
10,258 _о	4,740 _б	20,852 _б	2,164:1:4,399	

Оси a и b оригиналов здесь переставлены с целью одинаковой установки всех минералов группы гумита. Установка Сахамы и Штрунца ($a_0 : b_0 : c_0 = 0,463 : 1 : 2,039$) отличается от здесь принятой перестановкой осей a и b .

Описание структуры см. «Группа гумита».

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h}^{16} — mmm ($3L_3 3PC$); $a : b : c = 2,1605 : 1 : 4,4013$ (Грот, 1882).

Главные формы (по Гольдшмидту; символы пересчитаны на принятую здесь установку):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
b 010	0°00'	90 06	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
m 110	24 50	90 00	0 00	65 10	90 00	24 50
M 210	42 47	90 00	0 00	47 13	90 00	42 47

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
L 310	54 14	90 00	0 00	35 46	90 00	54 14
B 015	0 00	41 21	48 39	90 00	0 00	48 39
C 013	0 00	55 43	34 17	90 00	0 00	34 17
E 011	0 00	77 12	12 48	90 00	0 00	12 48
O 102	90 00	45 32	90 00	44 28	45 32	90 00
P 101	90 00	63 51	90 00	26 09	63 51	90 00
Q 201	90 00	76 13	90 00	13 47	76 13	90 00
ε 114	24 50	50 29	42 16	71 06	26 59	45 34
α 113	24 50	58 16	34 17	69 04	34 11	39 29
d 112	24 50	67 35	24 27	67 09	45 32	32 58
k 111	24 50	78 21	12 48	65 43	63 51	27 16
e 212	42 47	71 33	24 27	49 53	63 51	45 53
n 211	42 47	80 32	12 48	47 56	76 12	43 37

$$mm(110):(\bar{1}10)=49^\circ 40' \quad PP(101):(10\bar{1})=52^\circ 18' \quad CC(013):(0\bar{1}3)=68^\circ 33'$$

$$MM(210):(\bar{2}10)=85^\circ 35' \quad QQ(201):(20\bar{1})=27^\circ 34' \quad \alpha\alpha(113):(1\bar{1}3)=63^\circ 28'$$

Второстепенные и недостоверные формы:

012	G 103	Y 203	R 401	Φ 115	556
4.0.15	K 205	304	116	223	r 213

Принятая здесь установка Грота отвечает рентгеновским данным, отличается от установки Гольдшмидта ($a : b : c = 2,2007 : 1 : 1,0803$) перемещением осей a и c , от установки Дана ($0,9257 : 1 : 4,07639$) — перемещением осей a и b , от установки Рата, принятой Хинце и Шейерном [2] ($1,0803 : 1 : 4,4013$), — только символами форм. Формула перехода от символов прежних морфологических установок к здесь принятым (Гр.): от установки Гольдшмидта (Г.): 002/010/200, от установки Дана (Д.): 020/100/001, от символов Рата — Хинце (Р.): 200/010.001. Соотношение символов и буквенных обозначений главных форм:

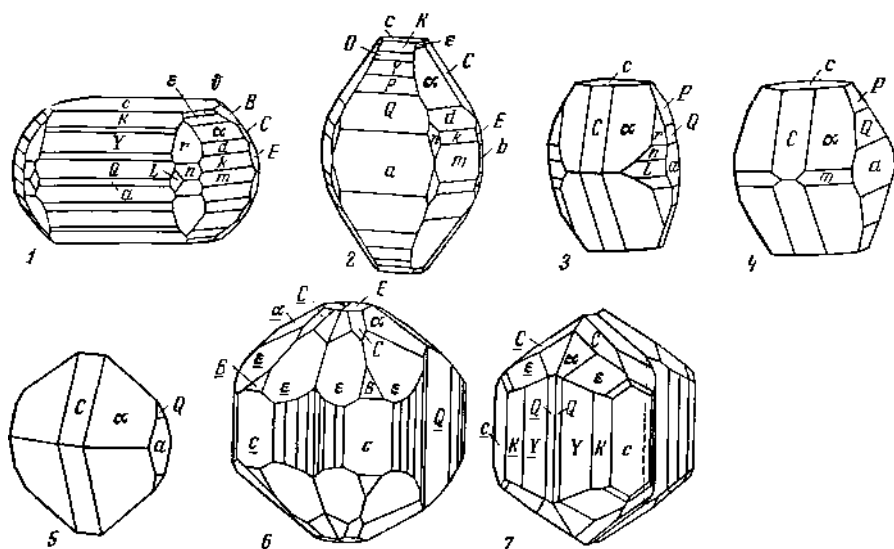
Гр. a	100	b	010	c	001	m	110	P	101	C	013	k	111	α	113
Г. c	001	b	010	a	100	N	021	P	101	C	320	k	121	α	321
Д. b	010	a	100	c	001	c_2	210	e_4	012	i_2	103	r_5	212	r_3	216
Р. B	100	C	010	A	001	o	120	$\frac{1}{2}e$	102	$\frac{1}{3}i$	013	r	122	$\frac{1}{3}r$	126

Кристаллы (фиг. 113) менее богаты гранями, чем кристаллы хондродита и клиногумита. Обычно хорошо развиты грани c (001), α (113), e (114), C (013) и грани пояса [010]. Некоторые кристаллы толстотаблитчатые, уплощенные по (001). Встречаются двойники и тройники по (607) и (207) (в принятой установке) — такие грани на кристаллах не наблюдались; распространены крестообразные прорастания индивидов.

Физ. св. Сп. по (001) несовершенная. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 6—6½. Уд. вес 3,20—3,32 [2, 3] [вычисл. для $3Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F_{1,2}OH_{0,8})$ —3,157]. Уд. вес увеличивается с возрастанием содержания суммы $FeO + MnO + TiO_2$, но главным образом зависит от содержания FeO [4]. Цв. желтый и коричневый различных оттенков; иногда темный красно-коричневый [6]. Бл. стеклянный, на изломе жирный. Прозрачен, темноокрашенные разности просвечивают.

В инфракрасном спектре гумита отмечаются полосы поглощения: 3500, 1000—890, 755 и 615 cm^{-1} ; 540 cm^{-1} (выражена слабо). Полоса 3500 cm^{-1} соответствует связи O—H гидроксила, поглощение в области 1000—890 cm^{-1} — связи Si—O [5].

Микр. В шлифах желтые или бесцветные округлые зерна, обычно без кристаллографических очертаний и спайности. Плеохроирует: по Ng — бесцветный, по Nm — бесцветный, бледно-желтый, по Np — желтый, темно-желтый; $Np > Nm \geq Ng$ [3]. Двусосный (+). Пл. опт. осей (001), $Ng = b$,



Фиг. 113. Кристаллы гумита (в установке Рата; буквы соответствуют принятым в тексте) 1 и 2 — Везувий (по Рату); 3—5 — Ладугруван, Швеция (по Шёгрену); 6 и 7 — двойники, Везувий (по Рату)

$Nm = c$ (в принятой здесь установке) [4]. Показатели преломления зависят от изоморфных замещений Mg на Fe^{2+} и Ti^{4+} , OH на F; $n_g = 1,639$ — $1,675$, $n_m = 1,619$ — $1,653$, $n_p = 1,607$ — $1,643$; $n_g - n_p = 0,029$ — $0,036$; $2V = 65$ — 84° ; дисперсия очень слабая, $r > v$ [3].

Хим. Теор. состав для $3Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F_{1,2}OH_{0,8}) : MgO$ — 58,46, SiO_2 — 37,32, F — 4,72, H_2O — 1,48. Колебания состава зависят от содержания изоморфных примесей Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ti^{4+} (об изоморфизме см. «Группа гумита»). Mn^{2+} входит в состав марганцевого аналога гумита — лейкофеницита $Mn_7[SiO_4]_2[SiO_4(OH)_2]$ [6]; промежуточные члены между ними не найдены. Отношение F : OH среднее по 11-ти известным анализам около 1,5; отклонения от этой величины в большинстве случаев невелики.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	0,34	—	0,29	—	—	—	—
K_2O	—	0,20	—	0,17	—	—	—	—
MgO	48,93	48,33	53,50	47,22	55,89	56,06	55,51	54,51
CaO	—	0,11	—	0,17	0,00	0,00	сл.	0,00
MnO	0,66	1,69	0,29	1,47	0,71	0,71	0,52	0,84
FeO	7,77	7,93	4,29	10,96	2,09	2,10	4,75	3,31
Al_2O_3	1,46	0,07	2,94	0,19	0,25	0,25	0,00	0,79
Fe_2O_3	2,66	1,06	0,63	0,68	1,12	1,12	0,40	0,33
SiO_2	34,56	35,21	33,80	35,44	35,00	35,55	34,73	35,79
TiO_2	—	0,07	—	0,07	0,18	0,18	0,46	2,00
H_2O^+	1,70	} 1,85	1,49	1,28	1,41	1,41	1,25	0,91
H_2O^-	—		—	—	0,07	0,07	0,00	0,00
F	3,68	4,59	4,21	3,79	4,79	4,42	4,37	2,77
Сумма	101,42	101,45	101,15	101,73	101,51	101,87	101,99	101,25
$-O=F_2$	1,55	1,93	1,77	1,0	2,02	1,86	1,84	1,17
	99,87	99,52	99,38	100,73	99,49	100,01	100,15	100,08

	1	2	3	4	5	6	7	8
F:OH	1,03	1,2	1,33	1,35	—	1,48	1,73	1,94
Уд. в.	3,273	3,24	3,202	3,32	3,214	—	3,245	3,243
n_g	1,675	—	1,639	—	1,652	—	1,653	1,672
n_m	1,653	—	1,609	1,643	1,629	—	1,633	1,649
n_p	1,643	—	1,607	1,632	1,621	—	1,624	1,641
$2V$	68°	—	77°	—	65°	—	66°	75°

1 — темный красно-коричневый, Хермала (Финляндия), анал. Ерифельт [3]; 2 — желтовато-серый, Нордмаркен, по Шёгрену [2]; 3 — коричневатого-желтый, Хермала (Финляндия), анал. Ерифельт [3]; 4 — коричневатого-желтый, Нордмаркен, по Шёгрену [2]; 5 — коричневатого-желтый, Монте-Сомма, анал. Уик [4]; 6 — пересчет анализа 5 после исключения примеси хондродита; 7 — желтовато-коричневый, Сильбёле (Финляндия), анал. Уик [4]; 8 — красновато-коричневый, Лойя (Финляндия), анал. Уик [4].

См. также анализы, выполненные электронным микросондом [1a].

Диагн. исп. (по Хинце). В HCl и H₂SO₄ растворяется с выделением студенистого кремнезема; конц. H₂SO₄ выделяет фтор. П. п. тр. белеет, плавится с большим трудом. С фосфорной солью дает реакцию на F. С раствором азотнокислого кобальта приобретает розовый цвет (если не содержит много железа).

Находк. Значительно менее распространен, чем хондродит и клиногумит [7]. Обычно связан с магнезиальными скарнами; наблюдается в собственно скарнах (часто в рудах), а также в околоскарновых зонах кальцифиоров и бруситовых мраморов.

В СССР на Кольском п-ове встречен в Ено-Ковдорском месторождении с магнетитом, оливином, флогопитом и в Лесной Вараке в тремолит-гумитовой породе на контакте доломита и оливинита [8]. В месторождении Питкяранта (Карельская АССР) в докембрийских известняках у контакта с гранитами рапакиви встречен наряду с клиногумитом, хондродитом и норбергитом [9].

За рубежом гумит отмечен: в железных рудах Нордмаркена (Швеция) в ассоциации с магнетитом, хондродитом, клиногумитом; в кальцифиорах Хермалы (Лойя), Сильбёле, Питкяярви (Финляндия) с шпинелью, магнетитом, апатитом, флогопитом и хондродитом [3, 4]; в мраморах северной Норвегии близ Сёрфинсет гумит и хондродит ассоциируются с железистой шпинелью [10], в околоскарновой зоне бруситовых мраморов у Пик де Костабон (Восточные Пиренеи) с форстеритом [11]; в кальцифиорах контактовой зоны Кверигутских гранитов (Французские Пиренеи) — с хондродитом и клиногумитом [12]; в клиногумитовом скарне Килбрида (о. Скай, Шотландия) [13] — с кальцитом, клиногумитом, клинохлором, флюоритом и магнетитом; в докембрийских форстеритовых и диопсидовых мраморах Саут Хариса (Внешние Гебриды, Великобритания) — с кальцитом, доломитом, форстеритом, флогопитом, паргаситом, графитом [14]; многократно отмечался в скарнированных известняках из выбросов Везувия в ассоциации с известковыми и магнезиальными минералами [15].

Достоверные находки в серпентинитах неизвестны; Шефер [16] описал «гумитсодержащие» серпентиниты Валлиса (Швейцария), которые содержат лишь два моноклинных, ближе не определенных члена группы гумита.

Отл. Бесцветный гумит без спайности может быть принят за оливин; но последний имеет обычно несколько больший угол $2V$ (близкий к 90°); пл. опт. осей у гумита параллельна плоскости спайности, у оливина — перпендикулярна. От норбергита легко отличим по значительно большему углу $2V$ и более высокому светопределению. От моноклинных членов группы отличается прямым погасанием относительно трещин спайности или граней (100), при их отсутствии — по рентгеновским данным.

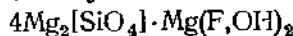
Межплоскостные расстояния гумита из Сяльбёле [4]
CuK α -излучение

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
210	2	4,96	241	1	2,89	432	1	1,685
220	2	4,57	301	2	2,76	640	2	1,621
031	1	3,90	311	6	2,74		1	1,520
131	6	3,65	161	6	2,69		6	1,485
201	1	3,46	171	8	2,44	670	2	1,478
211	2	3,42	430	2	2,40		1	1,396
141	6	3,31	351	1	2,30		1	1,392
051	1	3,12	271	10	2,26		1	1,380
151	1	2,98	272	8	1,740		2	1,344

Л и т е р а т у р а

1. Taylor W. H., West J. Proc. Roy. Soc., 1928, ser. A, 117, 517.
- 1a. Jones N. W., Ribbe P. H., Gibbs G. V. Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 391.
2. Sjögren H. Bull. Geol. inst. Upsala, 1893, 1, No. 1, 17.
3. Rankama K. C. R. Soc. géol. Finlande, 1938, No 12, 82.
4. Sahama T. G. Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A., 1953, geol.-geogr., 31, 4.
5. Van Valkenburg. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, Phys. a, Chem., 1961, 65.. No. 5, 415.
6. Penfield S. L., Warren C. H. Am. J. Sci., 1899, 8, 339.
7. Воробьев Ю. К. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 26.
8. Бахирев И. Т. Производительные силы Кольского п-ова. Изд-во АН СССР, 1940, 137; Чиревский П. Н. Там же, 27.
9. Билибуля Т. В., Богданов Ю. В. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, 86.
10. Bradshaw R., Leake B. E. Min. Mag., 1964, 33, No. 267, 1066.
11. Гумар Ж., Лаффит П. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, 1, 387.
12. Struwe H. Leidse Geol. Medd., 1957—1958, 22, 235.
13. Tilley C. E. Min. Mag., 1951, 29, No. 214, 621.
14. Dearnley R. Min. Mag., 1961, 32, No. 254, 910.
15. Van Rath G. Ann. Phys., 1872, 147, 246 (по реферату N. Jb. Min., 1872, 945); Van Rath G. Zs. Krist., 1884, 8, H. 1, 38 (описан как куспидноподобный минерал); Rammsberg C. Ann. Phys., 1852, 86, 404 (по реферату N. Jb. Min., 1853, 176); Scacchi A. Ann. Phys. Ergänzungs-Bd. 3, 1853, 161.
16. Schäfer R. W. Tscherm. min., petr. Mitt., 1896, 15, H. 1—2, 127.

Клиногумит Clinohumite



Название предложено Деклуазо (1876) для «гумита 3-го типа» Скакки.

Синон. Гумит 3-го типа—humite, type III (Скакки, 1850), клиногумит (Белов, 1947).
Разнов. Титанклиногумит.

Характ. выдел. Зерна и их агрегаты, редко кристаллы. Размер зерен и кристаллов 0,5—15 мм, редко более.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/c$.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Авторы
10,29*	4,75*	13,71	100°50'	2,166:1:2,886	Тэйлор, Уэст [1]
10,2501*	4,7441*	13,6635	100 47	2,161:1:2,880	Джонс и др. [2]
10,288*	4,7451*	13,691	100 39	2,168:1:2,885	
10,12**	4,90	13,63**	101 44	2,108:1:2,840	Хьюэлл для титанклиногумита [3]

* Оси a и b оригиналов здесь переставлены (с учетом, что L_2 равна оси b).

** Оси a и c оригинала перемещены.

$Z = 2$. Описание структуры см. «Группа гумита».

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 2,166 : 1 : 2,886$; $\beta = 100^\circ 50'$ (Тейлор, Уест) [1].

Главные формы (по Гольдшмидту, в принятой здесь установке):

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	90°00'	10°50'	S $\bar{1}01$	-90°00'	49°23'
b 010	0 00	90 00	W $\bar{2}01$	-90 00	68 22
a 100	90 00	90 00	d 112	31 05	59 19
m 110	25 11	90 00	k 111	28 13	73 01
M 210	43 14	90 00	e 212	47 01	64 43
C 013	11 15	44 26	s 211	45 10	76 16
D 012	7 33	56 08	i $\bar{1}12$	-18 39	56 43
E 011	3 48	70 54	l $\bar{1}11$	-21 59	72 11
P 101	90 00	57 08	h $\bar{2}12$	-38 55	61 40
X 201	90 00	71 00	n $\bar{2}11$	-41 10	75 23
U $\bar{1}02$	-90 00	25 58			

mm (110):($\bar{1}10$)=50°22'	dc (112):(001)=54°13'	tb ($\bar{1}11$):(010)=27°26'
MM (210):($\bar{2}10$)=86 28	kb (111):(010)=32 34	lc ($\bar{1}\bar{1}$):(001)=68 26
db (112):(010)=42 34	kc (111):(001)=68 05	

Второстепенные формы:

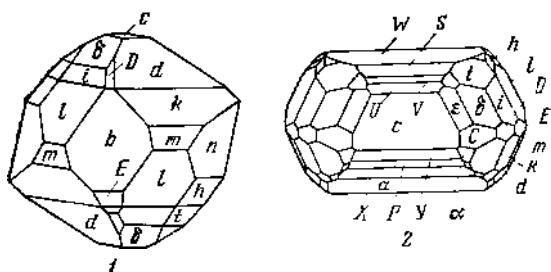
L 310	Y 203	R $\bar{7}01$	σ 432	ϵ $\bar{1}14$	t $\bar{2}13$	ζ 311
F 021	Z $\bar{2}05$	α 113	ν 214	δ $\bar{1}13$	χ $\bar{4}21$	
O 102	V $\bar{2}03$	λ 441	r 213	ρ $\bar{2}14$	q 313	

Для клиногумита принимались разные установки. Тейлор и Уест, а также Брэгг и Кларингбул ось 2-го порядка (4,75 Å) принимали за ось a ($a_0 : b_0 : c_0 = 0,46 : 1 : 1,33$); эту установку предлагают также Джонс и др. [2]. Такое несоответствие обычной установке моноклинных кристаллов не учтено в дальнейшем ряду авторов и привело к разноречивым указаниям на спайность, законы двойников и оптическую ориентировку. Принятая здесь установка отвечает по направлениям осей установке Деклуазо ($a : b : c = 2,1634 : 1 : 1,4422$, $\beta = 100^\circ 48'$) и отличается перемещением осей a и c от морфологической установки Гольдшмидта (1,4387 : 1 : 1,0793; $\beta = 100^\circ 48'$), а также от рентгеновской установки Штрунда и Сахамы. Морфологическая установка Рата (1,080 : 1 : 5,658, $\beta = 90^\circ$), принятая Дана и Хинце, подчеркивала псевдоромбическое расположение граней по отношению к c (001). Формулы пересчета от символов Гольдшмидта (Г.) к новым (Н.): 002/010/200, от символов по Рату, Хинце и Дана (Д.) к новым: 400/020/101. Соотношение символов и буквенных обозначений главных форм:

Н. c 001	b 010	a 100	m 110	E 011	P 101	k 111	l $\bar{1}11$	d 112
Г. a 100	b 010	c 001	N 021	E 120	P 101	k 121	l $\bar{1}21$	d 221
Д. c 001	b 010	e_2 101	r_2 121	i_2 012	e_2 105	r_6 125	r_7 $\bar{1}23$	r_4 129

Кристаллы (фиг. 114) более или менее изометричны, иногда несколько удлиненны по оси b ; двойники распространены. Кроме характерных двойников по (001) (фиг. 115, 1), обычны двойники по ($\bar{1}01$) (фиг. 115, 2), частью полисинтетические (фиг. 115, 3) и реже по (201); наблюдается сложное двойникование: двойники по (001) сдвойникованы в свою очередь по ($\bar{1}01$).

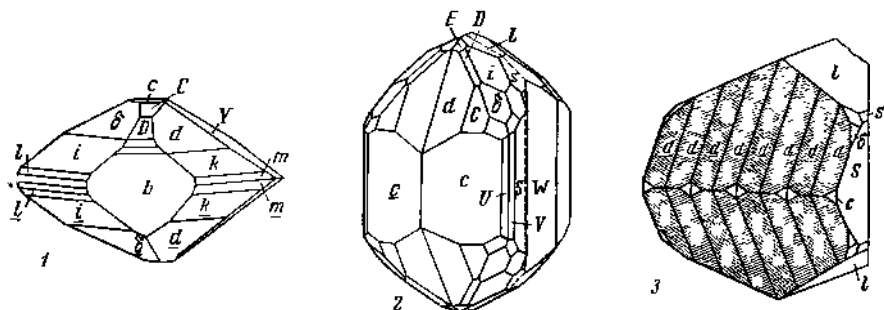
Физ. св. Сп. по (001) несовершенная, обнаруживается не всегда. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 5½—6 [4]. Уд. вес 3,15—3,35 [5, 6] (вычисл. 3,161 при $F : OH = 1 : 1$). Колебания уд. веса связаны с различным содержанием изоморфных примесей, главным образом Fe и Ti [7]. Цв. обычно желтый, желто-серый, при повышенном содержании Fe — оранжевый, красновато-коричневый; титанклиногумиты темные, красно-коричневые [3, 8, 9]. Черта бесцветная, желтоватая, желто-оранжевая. Бл. стеклянный. Прозрачен, иногда просвечивает.



Фиг. 114. Кристаллы клиногумита
1 — Тилли-Фостер (в установке Дана); 2 — Везувий
(в установке Рата, буквы соответствуют принятым в тексте)

Инфракрасные спектры характеризуются полосами поглощения 3500, 1000, 890, 755 и 610 см^{-1} ; небольшой пик 3500 см^{-1} ; соответствует связи О — Н гидроксил, раздвоенная полоса в области 1000—890 см^{-1} — связи Si — O [10].

Микр. В шлифах желтый, бледно-желтый, бесцветный. Плеохроирует: по Ng — бесцветный или бледно-желтый, по Nm — бледно-желтый, по Np — желтый, золотисто-желтый; $Np > Nm > Ng$ [11]. У титанклиногумита та же



Фиг. 115. Двойники клиногумита
1 — Тилли-Фостер (по Дана); 2 и 3 — Везувий (по Рату)
(буквы соответствуют принятым в тексте)

схема абсорбции, но плеохроизм в более густых тонах [8]. Двуосный (+-). Пл. опт. осей $\perp (010)$; $aNp = 7-15^\circ$, обычно $9-12^\circ$ (в тупом углу β); $Ng = b$ [11—13]; у титанклиногумита aNp достигает 20° [4]. Показатели преломления клиногумита колеблются в пределах: $n_g = 1,653-1,700$; $n_m = 1,635-1,678$; $n_p = 1,622-1,655$; $n_g - n_p = 0,028-0,045$; $2V = 73-88^\circ$ [11, 14]. У титанклиногумита показатели преломления значительно выше: $n_g = 1,698-1,728$, $n_m = 1,673-1,709$, $n_p = 1,664-1,702$; $n_g - n_p = 0,026-0,032$; $2V = 52-62^\circ$ [3, 11]; дисперсия осей очень слабая, $r > v$; наблюдается слабая перекрещенная дисперсия биссектрис [15].

В шлифах зерна обычно не имеют правильных очертаний, иногда отмечаются грани; характерны двойники. Очень часто развивается по форстериту, с которым образует гомоосевые сростки [5, 8, 16, 17].

Хим. Теор. состав при (F : OH = 1 : 1): MgO — 58,24, SiO₂ — 38,55, F — 3,05; H₂O — 1,44. Колебания состава зависят от содержания Fe²⁺ и Ti⁴⁺, замещающих Mg²⁺. Содержание FeO + Fe₂O₃ доходит до 14% [6], TiO₂ — до 5,40% (см. анализ 3). Содержание MnO обычно невелико — от десятых долей % до 1—1,5%. Промежуточные члены между клиногумитом

и его марганцовым аналогом — сонолитом не встречены. Среднее соотношение F : OH для клиногумита 0,97 (по 13 анализам), отклонения от этого значения в отдельных анализах, так же как у других членов группы, иногда велики. Чисто фтористые разности в природе не встречены; известны клиногумиты без F или с малым его содержанием; в них обычно много TiO₂ [7, 9, 18].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	0,15	—	—	—	—	—	0,29	—
K ₂ O	—	Сл.	—	—	—	—	—	0,15	—
BeO	—	—	—	—	—	0,0036	—	—	—
MgO	54,10	57,55	51,74	55,09	54,16	50,48	51,44	44,66	56,32
CaO	0,13	0,61	0,10	—	0,00	—	—	Сл.	—
MnO	0,03	0,62	0,50	0,04	0,34	1,06	1,65	1,19	0,10
FeO	2,51	0,77	3,41	2,24	5,04	10,92	6,63	14,25	1,27
Al ₂ O ₃	0,06	0,66	—	—	0,22	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	1,11	—	0,49	0,56	—	—	0,22	0,46
SiO ₂	37,70	35,65	37,65	37,18	36,53	33,41	37,08	35,86	37,42
TiO ₂	2,52	0,03	5,40	2,92	0,26	0,45	0,04	0,06	1,14
H ₂ O ⁺	2,56	2,25	1,57	1,30	1,52	1,50	1,21	1,58	0,56
H ₂ O ⁻	—			0,25	0,04	0,11	—	—	—
F	0,08	1,60	0,06	0,95	2,74	3,77	3,15	4,16	5,04
Cl	0,16	—	0,20	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,85	101,00	100,63	100,46	101,41	101,70	101,20	102,42	102,310
—O=	0,07	0,67	0,08	0,40	1,15	1,59	1,32	1,75	2,12
=(F, Cl) ₂									
	99,78	100,33	100,55	100,06	100,26	100,11	99,88	100,67	100,19
F : OH	0,24	0,34	0,79	0,84	0,89	1,19	1,23	1,24	4,72
Уд. в.	3,181	—	3,253	3,23	3,260	3,148	3,28	3,35	3,17
n _g	—	1,650	—	1,670	1,662	1,650	1,6641	—	—
n _m	—	—	—	1,650	1,641	1,635	1,6430	1,663	1,642
n _p	—	1,623	—	1,638	1,629	1,622	1,6317	1,652	1,628
2V	—	76°	—	76°	73°	88°	74°12'	76°27'	—
cNp	—	8°	—	9°	11°	7—10°	—	12—15	—

1 — Южный Урал, апал. Борнеман-Старынкевич [7]; 2 — хр. Джугджур, анал. Погорелова [19]; 3 — Южный Урал, анал. Борнеман-Старынкевич [7]; 4 — серия Саусар (Индия), анал. Ито [4]; 5 — коричнево-желтый из известняка Хеминкили (Финляндия), анал. Уик [11]; 6 — из прожилка в серпентините, Изумрудные копи, анал. Казькова [5]; 7 — Кафвельторп (Швеция), анал. Йоханссон [20]; 8 — Нордвикси, анал. Шёгрэн [21]; 9 — Медвежье озеро (Канада), анал. Уокер [22].

См. также анализ клиногумита из Лесной Вараки (Кольский п-ов) [23], а также [2] из неизвестного месторождения.

Диagn. исп. Те же, что для гумита.

Нахожд. Более распространен, чем другие минералы группы гумита. Образуется на контактах карбонатных и силикатных пород. Обычный минерал в магнезиальных скарпах, образование которых связано с привнесом F, часто В и Fe [24—26]. В зоне собственно скарна обычна ассоциация: форстерит, диопсид, минералы группы гумита, шпинель, паргасит, флогопит, кальцит. Иногда образует зоны существенно клиногумитового скарна [24, 27]. Тесно связан с рудами: в борно-железных месторождениях наблюдаются сплошные клиногумит-магнетитовые массы; кроме магнетита, ассо-

цируется с людвигитом и флюоборитом [17, 25, 27]. Широко распространен в околоскарновых зонах кальцифиров — в такой же ассоциации. Встречается в бруситовых мраморах вместе с форстеритом [28]. Установлен в аналогичных кальцифирам породах, образовавшихся при региональном метаморфизме [4].

Клиногумит (обычно с высоким содержанием Ti) отмечается в серпентинитах [8, 9, 18]. Очень характерно образование клиногумита по форстериту при действии на него F-содержащих растворов; нередко образуются псевдоморфозы клиногумита по форстериту [16]. Отмечено также замещение клиногумитом монтичеллита [24].

В СССР в обычной ассоциации встречается в архейских кальцифирах Алданской плиты [29, 30], в скарнированных мраморах Центрального Забайкалья — ассоциируется с людвигитом и флюоборитом [31]; в Южно-Якутских железорудных месторождениях встречается в кальцифирах и в рудах в тесной ассоциации с магнетитом и людвигитом; местами развиты биминеральные клиногумит-магнетитовые агрегаты [32]. В ряде рудопроявлений Дальнего Востока клиногумит обнаруживается вместе с минералами известковых скарнов; образовался в постмагматическую стадию по магнезиальным скарнам [19]. В Ахматовской и Шишимской копиях Южного Урала (Челябинская обл.) клиногумит (часто титанклиногумит) найден на контакте известняков и габбро в ассоциации с тремолитом, монтичеллитом, андрадитом, перовскитом, везувианом, ильменитом, хондродитом [7, 33]. В Изумрудных копиях (Свердловская обл.) клиногумит встречен в прожилках, секущих серпентиниты, вместе с антигоритом, тальком, фенакитом, магнетитом [5]. В рудах Ено-Ковдорского месторождения (Кольский п-ов) наблюдается вместе с оливином, магнетитом, флогопитом, хондродитом, гумитом, апатитом, кальцитом. В апатит-кальцит-магнетитовых рудах Вуориярви [34, 36] является продуктом изменения форстерита. Обычен в шпинелевых и флогопитовых месторождениях Памира (Тадж. ССР) в ассоциации с кальцитом, шпинелью, диопсидом, флогопитом [37]. Отмечен в тремолит-доломитовых метасоматических жилах Лесной Вараки и в доломитовых карбонатитах (Кольский п-ов) [23].

За рубежом клиногумит известен во многих местах. В Швеции в Нордмаркене среди магнетитовых руд с кальцитом, доломитом, тремолитом, рипидолитом, серпентином [6], в Кафвельторпе — вместе с магнетитом, флюоритом, хондродитом, шпинелью, диопсидом [20], в Тальгруване, Сёггруване и Стельбо — в магнетитовых рудах с людвигитом, форстеритом, шпинелью [6]. В скарнах Пик де Костабон (Восточные Пиринеи) образует вкрапленность в околоскарновой зоне флогопитового кальцифира [17]. В контактовой зоне Кверигутских гранитов (Франция) наблюдается в доломитовом кальцифире с небольшим количеством хондродита и гипогенных боратов [16]. Давно известен в известковых выбросах Монте-Соммы (Везувий, Италия) [38]. В борно-железных скарновых месторождениях о-ва Скай (Великобритания), кроме обычных ассоциирующихся с клиногумитом минералов, встречаются флюорит, гроссуляр, андрадит, гумит, хондродит; там же клиногумит встречен в кальцифирах и бруситовых мраморах [24]. В США в Тили Фостер (шт. Нью-Йорк) ассоциируется с магнетитом, хондродитом, рипидолитом, бруситом (Дана, 1875), в Дилопе (шт. Монтана) — в энстатитовой породе в обычной ассоциации [14], в Котопакси (шт. Колорадо) [39] в докембрийских скарнах с рудами Pb и Zn в ассоциации с галитом, флогопитом, диопсидом и форстеритом. В Гол-Холс (Корея) содержится в доломитовом кальцифире с флогопитом, шпинелью и редкими магнезиальными боратами (котоит, суанит) [40]. В обычной ассоциации [4] обнаруживается в метаморфических кальцифирах серии Саусар (Индия).

Темный красно-бурый титанклиногумит, описанный Дамуром [41] под названием титаноливина, образует желваки и прожилки в серпентинитах Тироля (Австрия). В серпентинитах Валь Маленсо (Швейцария) встречаются прожилки титанклиногумита с оливином, магнетитом, антигоритом, клинохлором [8]. В серпентинитах Пьемонта (Италия) [9] найден «титангидроклиногумит», слагающий жилки.

Отл. В шлифах от ромбических минералов группы и от оливина легко отличается при наличии спайности или двойников по (001). По величине угла $cNp = 9-12^\circ$ (у титанклиногумита до 20°) отличается от хондродита ($cNp = 22-30^\circ$).

Разнов. Титанклиногумит (титанклиногумит) — titanclinohumite (Замбонини, 1919 [9]; Кервен, 1938 [18]). Отличается от клиногумита повышенным содержанием Ti — до 5,40% TiO_2 (в анализе 3). В слоях $Mg (F, OH)_2$ около 70% положений F (или OH) занято кислородом, компенсирующим замещение $Ti^{4+} \rightarrow Mg^{2+}$. Показатели преломления и уд. вес выше, чем у собственно клиногумита (см. выше). Замбонини [9] в минерале из Пьемонта, содержащем 1,92% TiO_2 , установил присутствие $BeO - 1,30$ и $PbO - 0,14$.

Впервые описан Дамуром (1855, 1879) под названием титаноливин — titanolivine; клиноливин — Klinolivit (Дитлер, 1929). Титангидроклиногумит — titanhydroclinohumite и гидроклиногумит — hydroclinohumite (Замбонини, 1919) — названия, предложенные для титанклиногумита с очень малым содержанием F; так как пониженное содержание F вообще характерно для титанклиногумита, эти названия следует считать излишними.

Межплоскостные расстояния клиногумита из Хеменюля, Финляндия [12]
CuK α -излучение

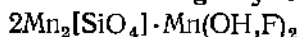
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	5,02	2	3,35	8	2,54	8	2,26	2	1,612
3	4,44	6	3,22	8	2,51	2	2,15	2	1,537
3	3,86	2	2,91	3	2,40	8	1,742	6	1,479
8	3,70	8	2,76	2	2,39	10	1,738	2	1,396
3	3,48	2	2,68	6	2,36	2	1,681	2	1,345
3	3,44	3	2,60	2	2,30	2	1,624		

Л и т е р а т у р а

1. Taylor W. H., West J. Proc. Roy. Soc., London, 1928, ser. A, 117, 517.
2. Jones N. W., Ribbe P. H., Gibbs G. V. Am. Min., 1969, 54, Nos. 3—4, 391; Jones N. W. Am. Min., 1969, 54, Nos. 1—2, 309.
3. Huang W. T. Am. Min., 1957, 42, Nos. 9—10, 686.
4. Muthuswami T. N. Proc. Indian Acad. Sci., 1958, 48, A, No. 1, 9.
5. Власов К. А., Кутыкова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 165.
6. Sjögren H. Bull. Geol. inst. Upsala, 1893, 1, No. 1, 17.
7. Борнemann-Старынкевич И. Д., Мясников В. С. ДАН СССР, 1950, 71, № 1, 137.
8. Brugnatelli L. Zs. Krist., 1904, 39, 210.
9. Zambonini F. Bull. Soc. fr. min., 1919, 42, 250.
10. Van Valkenburg A. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, Phys. a. Chem., 1961, 65, No. 5, 415.
11. Larsen E. S. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 354.
12. Sahama T. G. Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A, 1953, geol.-geogr., 31, 4.
13. Klein C. N. Jb. Min., 1876, 633.
14. Lingberg M. L. Bull. Geol. Soc. Am., 1946, 57, No. 12, 1213.
15. Des-Cloizeaux A. Nouvelles recherches. Inst. impér. France, Mém., 1867, 18, 573.
16. Struve H. Leidse Geol. Meded., 1959, 22, 232.
17. Гитар Ж., Лафит П. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, 387.
18. Quedvain F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1938, 18, H. 2, 391.
19. Граменицкий Е. Н. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, геол., 1966, № 1, 76.
20. Johansson K. Geol. för. förhandl., 1948, 70, H. 3, No 454, 487.

21. *Sjögren H.* Bull. Geol. inst. Upsala, 1894, 2, No. 3, 65.
22. *Walker T. L., Parsons A. L.* Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1927, No. 24, 17.
23. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 393.
24. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1951, 29, No. 214, 621.
25. *Шобынин Л. И.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1, 43.
26. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд-во иностр. лит-ры, 1962.
27. *Сердюченко Д. П.* Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 305.
28. *Синяков В. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 358.
29. *Коржинский Д. С.* Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71, 3.
30. *Шобынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М.* Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, 440.
31. *Каняцков А. Д.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 2, 222.
32. *Едовин Ю. И., Утехин Г. М.* ДАН СССР, 1962, 142, № 3, 674.
33. По данным *Мясникова В. С.*, 1951.
34. *Бахирев И. Т.* Сб. «Производительные силы Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1940, 137.
35. *Барсанов Г. П.* ДАН СССР, 1941, 31, № 3, 248.
36. *Волоотовская Н. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 295.
37. *Лицарев М. А.* Новые данные
38. *Zambonini F.* Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 232.
39. *Salotti C. A.* Am. Min., 1965, 50, No. 9, 1179.
40. *Watanabe T.* Mineral. J., Japan, 1953, 1, No. 1, 24; J. Min. Soc. Japan, 1958, 3, No. 6, 242.
41. *Damour M.* Ann. Mines, Ser. 5, 1855, 8, 90.

Аллеганит Alleghanyite



Назван по месту находки (Рос, Кер, 1932) [1].

Характ. выдел. Округлые зерна, кристаллы (0,3—1 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 10,77_3$, $b_0 = 4,88_{11}$,

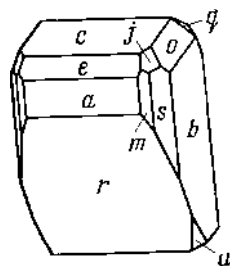
$c_0 = 8,28_7$ Å; $\beta = 108^\circ 33'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,207 : 1 : 1,696$ (для аллеганита из Мукаямы, по Йошинага [2]); $a_0 = 10,55$, $b_0 = 4,94$, $c_0 = 8,24$ Å; $\beta = 108^\circ 40'$ (по ASTM для минерала из Болд Ноба); близкие данные Смита и др. [3] для аллеганита из рудника Бинелт. $Z = 2$. Изоструктурен с хондритом.

Рос и Кер [1] считали аллеганит ромбическим минералом; Роджерс [4] установил моноклинную сингонию (при $\beta = 90^\circ$), приняв установку Рата для хондрита (сопоставление установок — см. «Группа гумита»). У Смита и др. [3] оси a и b перемещены по сравнению с принятой здесь установкой Йошинага.

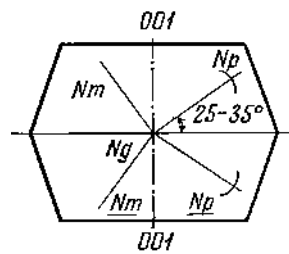
Согласно указанию Кука [4а], среди кристаллов «лейкофеницита» из Франклина, изученных Пэлэчем (см. «Лейкофеницит»), частично были и кристаллы аллеганита. Сопоставить данные измерений Пэлэча с рентгеновскими данными для заведомого аллеганита не удастся (на фиг. 116 сохранены буквенные обозначения Пэлэча).

Кристаллы из Болд Ноба измерялись Роджерсом [4] лишь под микроскопом. Кристаллы уплощены по (001) [2, 4]. Предположительно наблюдались грани (001), (100), (201) и (021) в принятой здесь установке (001, 101 и 011 по Роджерсу). Характерны полисинтетические двойники по (001), реже двойники, аналогичные двойникам хондрита [по Роджерсу, предположительно, по (105) и по (305), что отвечает (101) и (601) в рентгеновской установке]. Наблюдались ориентированные сростки с тефроитом [3]—(001) и Ng минералов общие, (010) аллеганита параллельна (100) тефроита.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Изл. раковистый. Тв. 5—5½. Уд. вес 3,93 [2] — 4,088 [3] (вычисл. 3,962). Цв. розовый до серовато-розового и красновато-бурого. Бл. стеклянный до смоляного.



Фиг. 116. Кристалл аллеганита, Франклин (по Пэлэчу и Куку)



Фиг. 117. Оптическая ориентировка в двойнике аллеганита (по Роджерсу)

Микр. Плеохроирует в слабых розоватых оттенках; в толстых зернах от бесцветного до розового и красновато-желтого, $Nm < Np$. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (010); $Ng = b$, $aNp = 22-35^\circ$ (фиг. 117), $r > v$.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	aNp	М-ние
1,792	1,780	1,756	0,036	72°	22°	Болд Ноб [1]
1,790	1,776	1,756	0,034	75—80	—	Санисайд [5]
1,793	1,782	1,762	0,031	88	25	Мукайяма [2]

Хим. Теор. состав: $MnO - 71,90$, $SiO_2 - 24,45$, $H_2O - 3,65$. Приведенная формула установлена Роджерсом [4]; Рос и Кер считали минерал безводным — $5MnO \cdot 2SiO_2$ [1].

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	2,16	2,34	0,71	0,85
CaO	0,74	0,24	1,34	0,80
BaO	—	—	—	1,12
MnO	70,35	68,67	67,85	66,15
FeO	1,40	1,62	—	0,78
Al_2O_3	Сл.	1,50	0,75	0,51
Fe_2O_3	Не обн.	—	0,73	—
SiO_2	24,90	25,60	22,75	23,48
TiO_2	Не обн.	Сл.	0,15	4,81
F	—	—	0,30	Не обн.
H_2O	—	—	2,56	2,94
CO_2	—	—	1,92	—
S	—	—	0,11	—
Сумма	99,55	99,97	99,17	101,44
$-O = F_2 + S$	—	—	0,35	—
			98,82	
Уд. в.	4,020	—	—	4,088

1—3 — Болд Ноб (1 — анал. Шенон [1]; 2 — с примесью галаксита, анал. Гоннер [1]; 3 — с примесью галаксита, кальцита и алабандина, анал. Элстад [4]); 4 — Биелт, с примесью 1,75% банальсита [3].

Диагн. исп. Быстро растворяется в HCl (1:1) с выделением кремнезема.

Находк. Довольно редок, но встречается чаще других марганцовых членов группы гумита. Один из характерных минералов формации марганцовых скарнов; сопровождается другими минералами марганца: родохрозитом, тефроитом, манганозитом, пирохроитом, спессартином, галакситом, гаусманнитом, родонитом. В ассоциации с аллеганитом постоянно отмечается небольшое количество сонолита. При воздействии более низкотемпературных растворов аллеганит замещается пироксманнитом, часто бементитом [6]. Месторождения этого типа многочисленны в Японии: Иои (преф. Сига), Кинко (преф. Хиого) [2, 7], Нода Тамагава (преф. Иватс) [8], Таканомине (преф. Ибараки), Касо (преф. Тотиги), Тагути (преф. Анти), Соно и Мукайяма (преф. Киото), Кусуги (преф. Ямагути) [2]. На острове Тайвань аллеганит найден в совершенно аналогичном по типу месторождении Суао вместе с сонолитом и родохрозитом. По-видимому, к этому же типу относятся марганцовые месторождения с аллеганитом в Сан-Джозе (шт. Калифорния) [4] и в Беналте, Карнарвоншир (Англия). Там же известны жильные тела с тефроитом, аллеганитом, якобситом, банальситом, баритом [3]. Установлен в месторождениях Франклин и Стерлинг Хил в шт. Нью-Джерси (США) [4а]: во Франклине — в составе франклинит-виллемит-цинкитовых руд и, совместно с лейкофеницитом, в секущих руды прожилках; в Стерлинг Хиле наблюдался с серпентином в прожилках марганцового кальцита.

В Болд Ноб в округе Аллегани (шт. Северная Каролина, США) аллеганит найден в жильных телах, для которых не установлена отчетливая связь с марганцовыми скарнами, но в той же ассоциации, что и в скарнах [1].

В сложных жилах среди третичных вулканических пород в окрестностях Санисайд и Эврика Галч (шт. Колорадо, США) в первую стадию минерализации образовался золотопосный кварц с сульфидами (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит), во вторую — силикаты и другие минералы марганца; аллеганит и тефроит являются продуктами термального разложения фридзелита [5].

Отл. По оптическим и физическим свойствам очень сходен с сонолитом. Отличается от него большим углом погасания и по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния аллеганита из Болд Ноб, Северная Каролина*
FeK α -излучение

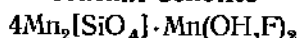
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	l	d
200; $\bar{2}01$	5	5,00	311	30	2,42	1	1,65
110	1	4,37	120; $\bar{1}13$	30	2,39	5	1,64
$\bar{1}11$	1	4,09	212; $\bar{2}13$	30	2,36	5	1,61
002	1	3,90	$\bar{1}21$	30	2,34	5	1,59
201; $\bar{2}02$	1	3,73	113; $\bar{1}22$	1	2,12	20	1,564
111	70	3,61	221; $\bar{2}22$	1	2,04	20	1,557
210; $\bar{2}11$	1	3,50	511; $\bar{3}22$	1	1,93	20	1,547
$\bar{1}12$	80	3,14	213; $\bar{1}14$	1	1,89	1	1,510
$\bar{3}11$	90	2,85	402; $\bar{4}04$	1	1,87	1	1,480
310	40	2,77	222; $\bar{2}23$	100	1,81	15	1,153
112	40	2,74	$\bar{3}23$	10	1,73	1	1,44
$\bar{3}12$	90	2,61	114	5	1,71	15	1,39
400; $\bar{4}02$	<5	2,53	511; 313	15	1,69		

* ASTM, 12—433.

Л и т е р а т у р а

1. Ross C. C., Kerr P. F. Am. Min., 1932, 17, No. 1, 1.
2. Yoshinaga M. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D., geol., 1963, 14, No. 1, 1.
3. Smith W. C., Bannister F. A., Hey M. H. Min. Mag., 1944, 27, No. 186, 33.
4. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1919, 48, 443; Am. Min., 1935, 20, No. 1, 25.
- 4a. Cook D. Am. Min., 1969, 54, Nos. 9—10, 1392.
5. Burbank W. S. Am. Min., 1933, 18, No. 12, 513.
6. Lee D. E. Stanford Univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 12.
7. Hirowatari F. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No. 8, 1.
8. Watanabe T. Min. J. Geol. Inst. Univ. Tokyo, 1959, 2, No. 6, 408.

Сонолит Sonolite



Назвал по месту первой находки — руднику Соно в Японии [1].

Синон. Соноит — *sonoite*.

Характ. выдел. В Японии агрегаты тонких мелких пластинок, во Франклин-ине зерна (до 2,5 см) и стеклоподобные выделения [2].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Параметры элементарной ячейки сонолита из разных месторождений Японии [1]:

a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	М-яче
10,66 ₈	4,88 ₇	14,33 ₃	100°34'	2,183:1:2,933	Соно
10,66 ₄	4,88 ₂	14,29 ₀	100 34	2,184:1:2,929	Ханава
10,66 ₀	4,87 ₈	14,29 ₀	100 34	2,185:1:2,931	Кусуги
10,62	4,87	14,23	100 36	2,181:1:2,924	Тагупи

$Z = 2$. Изоструктурен с клиногумитом. По аналогии с клиногумитом простр. гр. $C_{2h}^5 - P2_1/c$.

Кристаллы обычно мелкие (<0,5 мм) коротко- или длиннопризматические, удлинены || [001]; гониометрически не изучались. Под микроскопом измерен угол (001) : (101) = 77° [1]. Двойники полисинтетические по (001) [1].

Физ. св. Сп. не отмечалась. Тв. 5½. Уд. вес минерала из рудника Ханава 3,82 (вычисл. 3,97), из Кусуги 3,87 (вычисл. 4,03), из Франклина 3,87—4,00; у цинкового из Стерлинг Хила — 3,77 [2]. Цв. яркий красно-оранжевый до красно-коричневого, розово-бурый. В тонких осколках прозрачен.

Микр. В шлифах бесцветен, не плеохроирует. Двусный (—). Угол погасания относительно двойникового шва 9—10° (Np). $N_g = b$. У сонолита из Японии $n_g = 1,792—1,793$, $n_m = 1,779$; $n_p = 1,763$; $2V$ колеблется от 70 до 82°; дисперсия слабая, $r > v$ [1], у сонолита из Франклина $n_g = 1,787$; $n_m = 1,778$; $n_p = 1,765$, у цинксоодержащего $n_g = 1,725$, $n_m = 1,716$, $n_p = 1,695$ [2].

Хим. Теор. состав: $\text{MnO} - 71,19$, $\text{SiO}_2 - 26,80$, $\text{H}_2\text{O} - 2,01$. Как и в аллеганите, характерно почти полное отсутствие F. Японский содержит до 4,68% MgO ; сонолит Стерлинг Хила содержит варьирующее количество цинка — до 17,6% ZnO [2].

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	3,45	4,86	0,95	1,25	2,06
CaO	0,73	1,03	0,70	0,92	1,22
MnO	62,01	63,22	65,93	67,08	65,19
FeO	0,93	1,31	1,39	1,82	0,93
Al_2O_3	2,56	3,60	2,62	3,44	0,78
TiO_2	0,09	0,13	0 11	0,14	—

	1	2	3	4	5
SiO ₂	22,37	23,68	17,23	22,62	26,74
CO ₂	4,53	—	9,20	—	—
F	0,21	0,30	—	—	—
H ₂ O+	3,08	} 2,00	2,08	} 2,73	0,85
H ₂ O-	0,30		0,25		—
Сумма	100,26	100,13	100,46	100,00	99,83*
-O=F ₂	0,09	0,13			
	100,17	100,00			

* В том числе ZnO—1,39, Na₂O—0,53, K₂O—0,14.

1 — рудник Ханава; 2 — то же, после исключения примесей бемента, родохрозита и пирохроита, анал. Йошинага [1]; 3 — рудник Кусуги; 4 — то же, после исключения примеси родохрозита, анал. Йошинага [1]; 5 — Франклин, анал. Дженкинс и Бауэр, опубликован Пэлзчем [3] как анализ лейкофеницита [2].

Диагн. исп. Разлагается HCl с выделением студенистого кремнезема.

Наход. В Японии является одним из типичных минералов марганцовых скарнов, образовавшихся в контактах карбонатных осадочных марганцовых руд с кислыми интрузивными породами. Ассоциируется с родохрозитом, тефроитом, а также манганозитом, пирохроитом, спессартином, галакситом, алабандином, аллеганитом и др.; более поздними минералами являются бементит, родонит, неотоцит, мангаокальцит. Встречен в ряде марганцовых месторождений Японии: Ханава (преф. Ивате), Такапомине (преф. Ибаракки), Касо (преф. Тотиги), Тагути (преф. Айти), Соно (преф. Киото), Ваги, Кусуги и Такамори (преф. Ямагути) и др.; на о. Тайвань — в месторождении Суао. Установлен в месторождениях Франклин и Стерлинг Хил в шт. Нью-Джерси (США), где ошибочно принимался за тефроит и лейкофеницит [2]. Во Франклин входит в состав франклинит-виллемит-цинкитовых руд; обычно сопровождается манганозитом; в виде мелких кристаллов совместно с кристаллами цинкита и кальцита наблюдался в гидротермальных прожилках, секущих рудные залежи. Обогащенный цинком сонолит встречен в Стерлинг Хиле в виде темно-бурых кайм вокруг кристаллов тефрита [3].

Отл. Надежно отличим лишь по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния сонолита из Соно [1]

FeK_α-излучение, дифрактометр

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
200; 20 $\bar{1}$	11	5,243	311; 204	19	2,707	414	19	1,8033
003	5	4,688	20 $\bar{5}$	17	2,700	125	4	1,7794
201; 20 $\bar{2}$;	} 8	4,637	114	33	2,658	405	8	1,7636
011			31 $\bar{3}$	28	2,612	600	14	1,7478
110	4	4,427	312	22	2,512	421; 60 $\bar{3}$	13	1,7460
012	7	4,011	401	12	2,4967	601	8	1,6967
11 $\bar{2}$; 20 $\bar{2}$;	} 15	3,882	11 $\bar{5}$	26	2,4642	026	10	1,6927
20 $\bar{3}$			020; 015	7	2,4440	316	11	1,6889
112	28	3,626	120	7	2,3813	51 $\bar{6}$	3	1,6312
210; 21 $\bar{1}$	9	3,575	12 $\bar{1}$; 21 $\bar{5}$	20	2,3618	406; 31 $\bar{8}$	9	1,6081
004	11	3,519	41 $\bar{1}$	17	2,3436	512; 423;	} 10	1,6057
21 $\bar{2}$; 11 $\bar{3}$	21	3,353	115	4	2,2995	40 $\bar{8}$		
212; 21 $\bar{3}$	3	3,035	313; 12 $\bar{2}$	5	2,2857	13 $\bar{2}$	3	1,5795
31 $\bar{1}$; 11 $\bar{4}$	54	2,871	122; 411	4	2,2253	009	32	1,5655
310	100	2,845*	40 $\bar{5}$	3	2,1234	027	6	1,5541
005	18	2,818	225	42	1,8112	612	10	1,5458

* Возможно, линия родохрозита.

Л и т е р а т у р а

1. *Yoshinaga M.* Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D — geol., 1963, 14, No. 1, 1.
2. *Cook D.* Am. Min., 1969, 54, Nos. 9—10, 1392.
3. *Palache Ch.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 104.

СТРУКТУРА ТИПА ЛЕЙКОФЕНИЦИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Лейкофеницит	Монокл.	10,84	4,83	11,32	103°54'	3,84
	$Mn_7[SiO_4]_2[SiO_4(OH)_2]$					

Структура лейкофеницита особого типа [1], отличается от структуры минералов группы гумита, к которой его относили ранее.

На основе порошкограмм и значений параметров элементарной ячейки Мур [2] установил несколько модификаций: моноклинную — «*m*-лейкофеницит» и ромбические — «*o*-лейкофенициты», среди которых различимы: минерал, очень близкий к гумиту, но с удвоенным значением c_0 и лейкофенициты с еще большими значениями c_0 . В дальнейшем Мур [1] сохранил название лейкофеницит лишь для ниже описываемого моноклинного минерала. Природа ромбических минералов остается не уточненной.

Кристаллы лейкофеницита из Франклина были гониометрически изучены Пэлэчем [3, 4]. Кук [5] указал, что среди кристаллов «лейкофеницита», измеренных и изображенных Пэлэчем, были не только кристаллы самого лейкофеницита, но и аллеганита, ошибочно принятого за лейкофеницит.

Лейкофеницит *Leucophoenicite*

Найден Мак-Говерном в месторождении Франклин в 1897 г., изучен и назван Пенфилдом и Уореном (1899). Название от греч. *λευκος* (лейкос) — бледный, светлый и *φοινικς* (феникс) — пурпурно-красный [3].

Характ. выдел. Отдельные зерна или кристаллические массы; кристаллы редки [4, 6, 7].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$; $a_0 = 10,842$, $b_0 = 4,826$, $c_0 = 11,324 \text{ \AA}$; $\beta = 103^\circ 54'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,2466 : 1 : 2,3465$ (Мур, 1970) [1], $Z = 2$.

В работе 1967 г. [2] Мур принимал иную установку кристаллов, псевдоромбическую ($a_0 = 10,78$, $b_0 = 4,845$, $c_0 = 45,18 \text{ \AA}$; $\beta = 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,2250 : 1 : 9,3250$).

Основа структуры [1] — гексагональная упаковка из атомов кислорода (плоскость упаковки перпендикулярна оси b).

Mn -октаэдр, расположенные в двух этажах структуры, образуют цепочки нового типа вдоль оси c . Октаэдры соприкасаются друг с другом по ребрам и располагаются по зигзагам; каждое звено содержит по два или по одному октаэдру. Принципиальное отличие цепочек лейкофеницита от всех известных структур — наличие в их пределах групп из пяти октаэдров. Специфика строения октаэдрических цепочек определяется необычностью тетраэдров структуры. Кроме одиночных SiO_4 -тетраэдров, аналогичных тетраэдрам в минералах группы гумита, имеются неупорядоченные тетраэдры, наполовину занятые атомами Si и образующие тетраэдрические пары с общим ребром. Средний состав пары — $[(SiO_4)(OH)_2]_1$. Средние расстояния $Mn_{I} - O = 2,20$; $Mn_{II} - O = 2,26$, $Mn_{III} - O = 2,22$ и

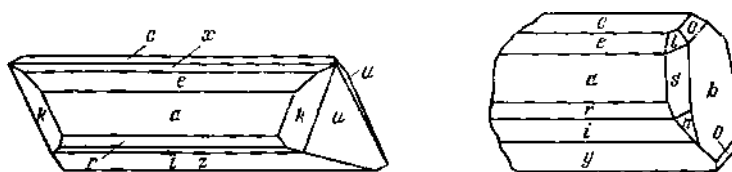
$Mp_{IV} - O = 2,21 \text{ \AA}$ (наибольшее расстояние связано, по-видимому, с вхождением Ca^{2+} как изоморфной примеси). Среднее расстояние $Si_{II} - O$ для обычного тетраэдра $1,632 \text{ \AA}$; наибольшие отклонения от обычных размеров имеет двойной тетраэдр, занятый Si. Среднее расстояние $Si_I - O = 1,712$ при большом разбросе конкретных расстояний (1,52 и 1,77).

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,1045 : 1 : 2,3155$; $\beta = 103^\circ 16'$ (Пэлэч) [6] (в рентгеновском отношении осей Мура [1] значение a приблизительно в 2 раза больше, чем в отношении осей по Пэлэчу).

Наблюдавшиеся формы (по Пэлэчу):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	90°00'	13°16'	13°16'	90°00'
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
b 010	0 00	90 00	—	0 00
s 120	24 57	90 00	90 00	24 57
m 110	42 56	90 00	90 00	42 56
f 012	11 31	49 45	13 16	41 35
o 011	5 49	66 44	13 16	23 57
x 103	90 00	43 39	43 39	90 00
t 102	90 00	52 42	52 42	90 00
e 101	90 00	67 18	67 18	90 00
z $\bar{1}04$	—90 00	16 50	—16 50	90 00
y $\bar{1}03$	—90 00	25 45	—25 45	90 00
i $\bar{1}02$	—90 00	40 04	—40 04	90 00
r $\bar{1}01$	—90 00	62 28	—62 28	90 00
p $\bar{1}11$	—39 38	71 36	—62 27	43 03
k $\bar{2}11$	—60 22	77 57	—76 12	61 07
d 123	31 42	61 08	43 38	41 50
j 122	29 33	69 25	52 43	35 28
l 121	27 18	79 08	67 17	29 14
q $\bar{1}24$	—14 39	50 07	—16 50	42 04
h $\bar{1}23$	—17 21	58 16	—25 45	35 41
u $\bar{1}22$	—19 58	67 54	—40 05	29 27
n $\bar{1}21$	—22 30	78 43	—62 28	25 02

Кристаллы обычно мелкие, удлиненные по оси b , по облику сходные с кристаллами эпидота (фиг. 118).



Фиг. 118. Кристаллы лейкофёнита, Франклин (по Пэлэчу)

Наиболее развиты грани b (010) и a (100). Грани зоны [010] несут штриховку, параллельную ребру зоны. Встречаются двойники сростания и прорастания и полисинтетические двойники по (001) [6].

Физ. св. Сп. по (001) несовершенная [3, 6, 7]. Изл. неровный. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6 [3]. Уд. вес 3,848 [3] (для оригинала анализа 1). Цв. коричневый, светлый, пурпурно-красный, малиновый. Бл. стеклянный. Прозрачен [7].

Микр. В тонких шлифах бесцветен. Сильный плеохроизм: розово-красный для колебаний в плоскости (010) и бесцветный — в перпендикулярном направлении. Двусный (—). Оптическая ориентировка не определялась; $n_g = 1,782-1,790$; $n_m = 1,771-1,778$, $n_p = 1,751-1,760$; $n_g - n_p = 0,031$; $2V = 74 \pm 5^\circ$; дисперсия слабая, $r > v$ (по Ларсену).

Хим. Теор. состав: MnO — 71,48, SiO₂ — 25,94, H₂O — 2,58. Изоморфные примеси: Zn, Ca, Mg, Fe²⁺; замещается около 1/8 всего количества атомов Mn. Отмечаются также примеси Na, K, Al. Не содержит F.

Анализы:

	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	ZnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1	0,39	0,24	0,21	5,67	60,63	Сл.	3,87	—	26,36	2,64	100,01
2	0,90	0,18	0,30	4,26	60,34	*	5,35	1,45	25,28	2,10	100,16

1 и 2 — Франклин: 1 — анал. Уорси (среднее из двух анализов) [3]; 2 — анал. Джекинс и Бауэр [7].

Диagn. исп. Порошок очень легко растворяется в HCl с выделением желатинообразной кремнекислоты. П. п. тр. плавится спокойно и дает коричневаточерные шарики. В закрытой пробирке выделяет немного воды [3].

Находк. Чрезвычайно редок. Найден только во Франклинне (шт. Нью-Джерси, США) в жильных виллемит-франклинитовых рудах и в породах контактовых зон. Образует зернистые скопления, приуроченные к выделению виллемита и кальцита; обычно сопровождается гранатом, франклинитом, везувинаном и родохрозитом [3, 4, 6, 7], а также сонолитом и аллеганитом [7].

Отл. От клиноэдрита отличается менее совершенной спайностью, высокими показателями преломления и большим двупреломлением (у клиноэдрита $n_g - n_p = 0,007$).

Межплоскостные расстояния лейкофёницита из Франклина [1]

FeK_α-излучение, Mn-фильтр, D=114 мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
200*	3	5,23	314*; 402*	3	2,204	331	3	1,4732
110*	5	4,36	313*; 115*	1	2,060	332	2	1,4441
111	3	3,939	512*	1	1,9730	316	2	1,4199
112	5	3,612	115*; 513*	1	1,8908		3	1,3879
112	3	3,266	224; 223; 421	10	1,8063		2	1,3449
113	2	2,967	116	3	1,7494		2	1,3191
311	9	2,877	423	4	1,7079		2	1,3134
204*; 401	3	2,741	512; 316	4	1,7012		1	1,2593
113	8	2,684	601*	1	1,6653		1	1,2258
311	4	2,620	515	2	1,6392		3	1,2121
313	2	2,486	207; 206	2	1,6167		3	1,1866
114	4	2,441	315	2	1,5966		1	1,1435
020	1	2,413	007	4	1,5714		2	1,1173
214; 213; 411	5	2,365	605	4	1,5641		3	1,1072
121	2	2,284						

* Отражения, подлежащие исключению в связи с уточнением ячейки

Л и т е р а т у р а

1. Moore P. B. Am. Min., 1970, 55, Nos. 7—8, 1146.
2. Moore P. B. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1226.
3. Penfield S. L., Warren C. H. Am. J. Sci., 1899, 8, No. 47, 339.

4. Palache Ch. Am. J. Sci., 1910, 29, 177.
 5. Cook D. Am. Min., 1969, 54, Nos. 9—10, 1392.
 6. Palache Ch. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 297.
 7. Palache Ch. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 103.

СТРУКТУРА ТИПА ГАГИТА

Гагит	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
$(Mn^{2+}, Mg, Zn)_7O(OH)_6Si_2O_6$	Ромб.	13,78	13,68	3,279	—

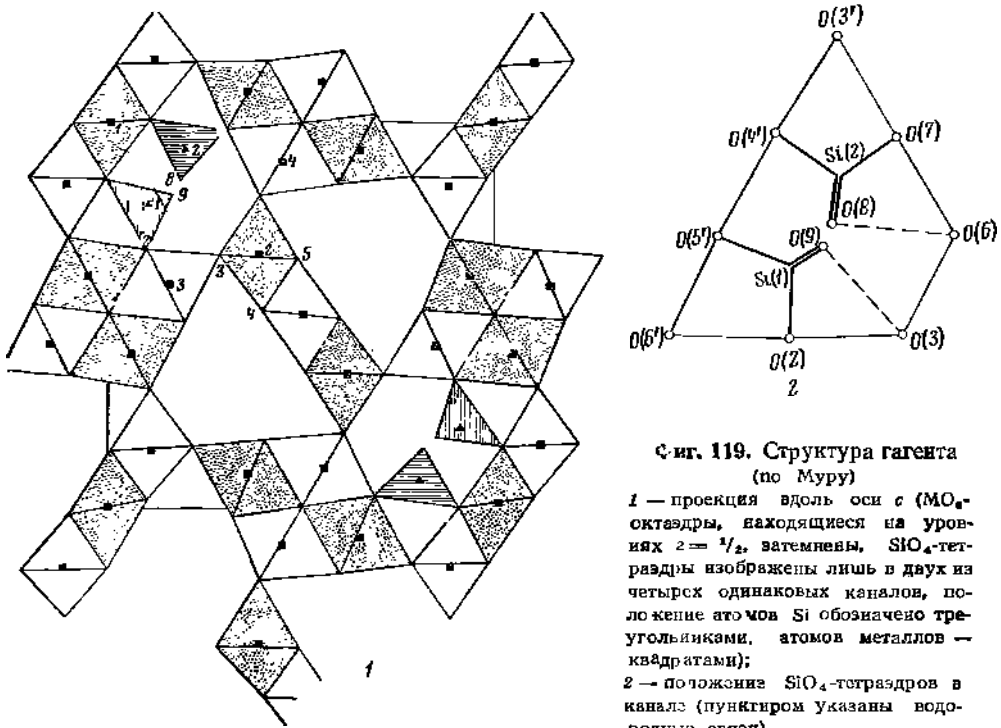
Гагит Gageite
 $(Mn^{2+}, Mg, Zn)_7O(OH)_6Si_2O_6$

Назван по имени американского химика Гэджа [1].
 Синон. Гейгит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и лучистые сростки их.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{12} — $Pnmm$. [2]; $a_0 = 13,78$, $b_0 = 13,68$, $c_0 = 3,279$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,008 : 1 : 0,240$ [3]; $Z = 2$ при формуле $M_7(OH)_6(Si_2O_{10})$ [3].

Основу структуры (фиг. 119) [2] составляют стенки из октаэдров, соединенных общими ребрами шириной в три октаэдра, а также пакеты из октаэдров, составленные двояными стенками шириной в два октаэдра, где октаэдр также имеет общие ребра. Стенки и пакеты вытянуты вдоль оси c и соединяются друг с другом вершинами, образуя асимметричные каналы. В каналах неупорядоченно располагаются изолированные кремнекислородные тетраэдры, ориентированные одним из ребер параллельно оси c . Гидро-



Фиг. 119. Структура гагита (по Муру)

1 — проекция вдоль оси c (MO_6 -октаэдры, находящиеся на уровнях $z = 1/2$, затемнены, SiO_4 -тетраэдры изображены лишь в двух из четырех одинаковых каналов, положение атомов Si обозначено треугольниками, атомов металлов — квадратами);
 2 — положение SiO_4 -тетраэдров в канале (пунктиром указаны водородные связи)

кислые группы находятся в вершинах, общих для стенок и пакетов из октаэдров, а также в тех позициях обеих строительных единиц, где нет общих кислородов с кремнекислородными тетраэдрами. Средние расстояния $M-O$: $M_1-O = 2,10$, $M_2-O = 2,13$, $M_3-O = 2,21$, $M_4-O = 2,22 \text{ \AA}$. Расстояния $O-O$ для октаэдров стенок с общими ребрами составляют от 2,67 до 2,79 \AA и для октаэдров, не имеющих общих ребер, — от 3,11 до 3,28 \AA . В пакетах октаэдров расстояния $M-O$ равны 2,26 (четыре связи) и 2,34 \AA (две связи); расстояния $O-O = 2,91-3,28 \text{ \AA}$.

Кристаллы тонко-игольчатые, удлинены вдоль оси c . Наблюдавшиеся формы [4]: a (100), b (010), c (001) и вертикальная призма r с φ около 36° .

Физ. св. Бесцветен, частью сероватый на солнечном свете и бледно-розовый при искусственном освещении [4].

Микр. Двусный (-); $Ng = c$, $n_g = 1,736$, $n_m = 1,734$, $n_p = 1,723$; $2V$ средний, $r < v$ (по Ларсену).

Хим. Анализы не вполне отвечают приведенной выше формуле. На основе анализа 2 Пэлэч [4] вычислил формулу $8(Mn, Mg, Zn) O \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$, которую Мур [3] изобразил в виде $M_7^{2+}(OH)_8 (Si_3O_{10})$; на основе данных о структуре минерала [2] он предложил формулу $M_7^{2+}O(OH)_8 [Si_2O_6]$, отличающуюся меньшим содержанием Si и большим — OH.

Анализы:

	MgO	MnO	FeO	ZnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1.	11,91	50,19	—	8,76	—	24,71	[4,43]	100,00
2.	9,95	53,74	0,03	3,96	0,15	23,58	8,24	99,65

1 — анализ Гэдж [1]; вода указана по разности; 2 — анализ Бауэр [4].

Диагн. исп. В HCl разлагается. П. п. тр. не плавится.

Наход. Встречен лишь в месторождении Франклин в шт. Нью-Джерси (США), где мало распространен [3, 4]. Является поздним минералом; обычно наблюдается в трещинах и пустотах, сопровождается виллемитом, лейкофеницитом, цинкитом, пирохроитом, хлорофеницитом и др.

Межплоскостные расстояния гагента из Франклина [3]

Fe-излучение, Mn-фильтр, $D = 114,6 \text{ мк}$

hkl	I	d (\AA)	hkl	I	d	I	d
110	3	9,61	520	6	2,556	3	1,952
200	10	6,87	231	2	2,481	2	1,894
210	2	6,14	530	1	2,365	3	1,863
400	6	3,44	600	3	2,307	3	1,802
140	4	3,34	241	3	2,444	6	1,6742
330	6	3,25	620	3	2,176	2	1,6273
420	4	3,08	540	4	2,151	2	1,6172
430	8	2,758	051	3	2,103	4	1,5869
510	8	2,707	511	3	2,081	3	1,5539
301	3	2,659	630	1	2,056	6	1,5182
131	5	2,614	521	3	2,015		

Кроме того,
15 линий с $I < 2$

Л и т е р а т у р а

1. Phillips A. H. Am. J. Sci., 1910, 30, 283.
2. Moore P. B. Am. Min., 1969, 54, Nos. 7—8, 1005.
3. Moore P. B. Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 309.
4. Palache Ch. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 306.

СТРУКТУРА ТИПА ДЮМОРТЬЕРИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Дюмортьерит $(Al, Fe)_7O_3[BO_3][SiO_4]_3$	Ромб.	11,79	20,21	4,70	3,3

Дюмортьерит Dumortierite

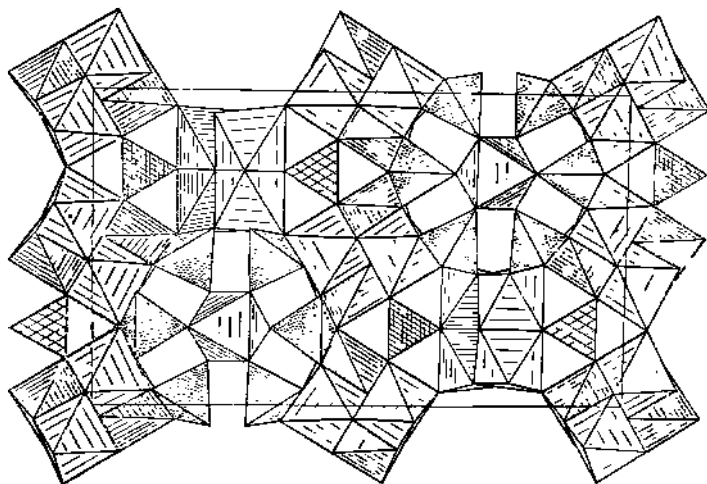


Назван по имени французского палеонтолога М. Дюмортье (Голнар, 1881) [1].

Характ. выдел. Игольчатые до волосовидных кристаллы; веерообразные, радиально-лучистые агрегаты, иногда сферолиты, также спутанноволокнистые войлокоподобные массы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pcmn$; $a_0 = 11,79$, $b_0 = 20,209$, $c_0 = 4,7015$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5834 : 1 : 0,2326$; $Z = 4$ (Кларингбул, Хей, 1958) [2].

В структуре [3] вдоль псевдошестерной оси c тянутся колонки из Al_2O_6 -октаэдров, соединенных между собой общими гранями (фиг. 120). К вершинам AlO_6 октаэдров присоединены одним атомом кислорода тетраэдры SiO_4 . Другие вершины SiO_4 -тетраэдров служат одновременно вершинами AlO_6 -октаэдров, более удаленных от псевдошестерной оси и соединенных общими ребрами в бесконечные зигзагообразные цепочки, которые тянутся вдоль оси c . Псевдогексагональные группы полиэдров связаны таким образом, что в направлении оси a цепочка октаэдров одной группы соединяется с аналогичной цепочкой другой псевдогексагональной группы общими гранями; в направлении диагоналей плоскости ab две такие цепочки сдвинуты одна относительно другой вдоль оси c так, что соединяются общими ребрами. В результате спаривания цепочек создаются два типа своеобразных двухэтажных лент из октаэдров, которые проектируются в направлении оси c в четырехугольники. Ленты связаны общими O -вершинами в шестерки из колонок SiO_4 -тетраэдров вокруг псевдошестерных осей, соединенных одним атомом кислорода с колонками из Al_2O_6 -октаэдров, и в тройки вокруг псевдотройных осей, на которых в треугольниках из атомов O помещаются ато-



Фиг. 120. Структура дюмортьерита в проекции на (001)
(по Головастикову)

мы В. Дюмортьерит является ортосиликатом с островными ортотетраэдрами $[\text{SiO}_4]$ и одновременно ортоборатом с островными ортотреугольниками $[\text{BO}_3]$. Длина ребер SiO_4 -тетраэдров 2,60—2,83 Å, расстояния $\text{Si} - \text{O} = 1,60$ —1,71; стороны BO_3 -треугольников 2,32—2,35, расстояния $\text{B} - \text{O} = 1,35$; ребра AlO_6 -октаэдров, принадлежащие лишь одному октаэдру, равны 2,62—2,94; ребра, общие для Al_{II} - и Al_{III} -октаэдров, и стороны общих граней Al_{IV} -октаэдров равны 2,50—2,58; стороны общих граней Al_1O_6 -октаэдров 2,60, 2,64 и 2,66, расстояния $\text{Al} - \text{O} = 1,81$ —2,00 Å.

Колонки из алюминиевых октаэдров в структуре дюмортьерита сближаются ее со структурой андалузита, силлиманита, иодерита. Участки, сложенные колонками алюминиевых октаэдров, соединенных между собой общими ребрами и уложенных по закону кубической упаковки, повторяют структуру кианита и ставролита. Структурная общность дюмортьерита с андалузитом, силлиманитом и ставролитом выражается и в принадлежности этих минералов к ромбической сингонии, в близких отношениях кристаллографических осей [3].

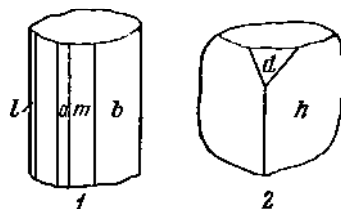
Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,5834 : 1 : 0,2326$ (по рентгеновским данным).

Наблюдавшиеся формы [2, 4] (в рентгеновской установке):

	Φ	ρ	Φ_1	ρ_1	Φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010 0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
<i>a</i>	100 90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
<i>l</i>	130 29 45	90 00	0 00	60 15	90 00	29 45
<i>k</i>	250 34 26	90 00	0 00	55 34	90 00	34 26
<i>h</i>	230 48 49	90 00	0 00	41 11	90 00	48 49
<i>m</i>	110 59 44	90 00	0 00	30 16	90 00	59 44
<i>n</i>	430 66 22	90 00	0 00	23 28	90 00	66 22
<i>d</i>	101 90 00	21 44	90 00	68 16	21 44	90 00
<i>v</i>	403 90 00	28 00	90 00	62 00	28 00	90 00
		$m(110):(110) = 60^\circ 32'$		$l(130):(\bar{1}30) = 59^\circ 30'$		

На основе измерений несовершенных кристаллов из Аризоны Шэлер [4] вычислил отношение осей $a : b : c = 0,8897 : 1 : 0,6871$ ($0,8897 \times \frac{2}{3} = 0,5931$; $0,6871 : 3 = 0,2290$); формула перехода от символов Шэлера к символам по Кларингбулу и Хею [2]: 200/030/001.

Главные формы: *a* (100), *b* (010), *m* (110) и *l* (130). Хорошо образованные кристаллы дюмортьерита встречаются крайне редко (фиг. 121). Они имеют



Фиг. 121. Кристаллы дюмортьерита (по Шэлеру)
1 — штат Нью-Йорк;
2 — штат Аризона

призматический габитус, длина их до 5 см при толщине от 0,1 до 1 см; игольчатые и волокнистые кристаллы обычно имеют толщину не более 25—30 мк, иногда всего 1 мк при длине 1—1,5 мм. Обычны двойники по (110), часто полисинтетические; встречаются тройники, подобные арагонитовым и кордиеритовым [2], коленчатые двойники (под углом около 120°) [5], известны также двойники по (130) (в принятой здесь установке) [6].

Редкость хороших монокристаллов значительных размеров, а также многократное двойникование со взаимным поворотом индивидов на 120° вокруг оси c Гололастиков [3] объясняет тем, что в структуре дюмортьерита AlO_6 -октаэдры соединены через общие грани. Эта связь при двойниковании разрывается и октаэдры соединяются ребрами. По этой же причине дюмортьерит обладает спайностью по (100).

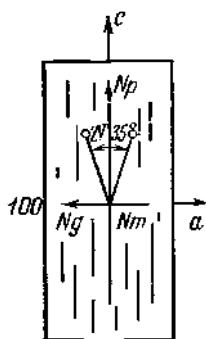
Отмечены сростания дюмортьерита с мусковитом [7], в шлифах — закономерные сростания с турмалином и силлиманитом [5]. В дюмортьерите наблюдались включения газовых пузырьков, жидкости и трубчатые полости, параллельные оси c ; встречаются включения рутила [8]. Дюмортьерит часто образует включения в кварце, кордиерите, полевопшпате, кианите, турмалине, силлиманите, легидомелане и др.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (110) несовершенная; отдельность по (001). Хрупок. Тв. $7-8\frac{1}{2}$. Микротвердость 1071 кг/мм^2 (Малхасян, 1962). Уд. вес $3,27-3,36$ до $3,41$ (для разности, богатой железом). Цв. ярко-синий, зеленовато-голубой, кроваво-красный, розово-фиолетовый, сиреневый, зеленоватый, зеленовато-желтый; в некоторых выделениях ядро зеленовато-синее, а внешняя зона — светло-голубая. Природа окраски не выяснена [2, 4, 7, 9]. Черта белая. Бл. стеклянный, слабый, иногда с шелковистым отливом. Просвечивает до прозрачного.

Люминесцирует не всегда; иногда наблюдается в ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 3600$ и $3200-2800 \text{ \AA}$) голубоватое свечение, а в катодных лучах слабое темно-синее свечение; в рентгеновских лучах дюмортьерит не люминесцирует [10, 11]. Включения дюмортьерита в кордиерите и турмалине из Тведестранда (Южная Норвегия) окружены плеохроичными двориками [12].

Микр. В шлифах исключительно сильный плеохроизм: по Ng и Nm — обычно бесцветный или бледно-желтый, оранжево-желтый, желтовато-зеленый, красновато-коричневый, светло-голубой, светло-фиолетовый; по Np — чаще темно-кобальтово-голубой, темно-голубой, сине-фиолетовый, фиолетовый, цвета индиго, берлинской лазури, а также пурпурно-коричневый,

Фиг. 122. Оптическая ориентировка дюмортьерита (по Винчелу)



различных оттенков зеленый, малиновый или фиолетовый, желтый, коричневатый-черный; иногда наблюдаются светлые тона — розовые, голубовато-фиолетовые, светло-желтые; часто цвет варьирует даже в одном кристалле: синий, пурпурный, красный, бурый, зеленый, розовый; $Ng = Nm < Np$ или $Ng < Nm < Np$. Двуосный (—). Удлинение (—); пл. опт. осей (010); $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$ (фиг. 122). Для минерала из района Кутна Горы (Чехословакия) [13] и из шт. Мадхья-Прадеш (Индия) [14] указывается плоскость опт. осей (100); $Np = c$; $n_g = 1,683-1,723$, $n_m = 1,684-1,722$, $n_p = 1,659-1,686$; $n_g - n_p = 0,010-0,037$; $2V = 13-52^\circ$; дисперсия сильная, $r < v$ [4, 15] или $r > v$ [2, 12, 13].

Хим. Теор. состав: B_2O_3 — 6,09, Al_2O_3 — 62,39, SiO_2 — 31,52. Состав довольно постоянный; Al в незначительной степени замещается Fe; часто содержит немного Ti (присутствием которого в различной степени окисления пытались объяснить цвет минерала). Не выяснена роль щелочей, воды и других элементов.

Спектральным анализом обнаружены: в количестве 0,001% — Ge, Sn, Be, Ga, V, Cr, Ni, Sn [2, 7, 13, 16, 17]; в количестве 0,01—0,03% — Zr, Nb, Sr, Ba, Li; в количестве 0,1—0,3% — Sb [17].

Анализы (см. также анализы в статьях Форда, Боуэна [18], Шэлера [4]):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,20	—	Сл.	—	0,65	—	0,18	—	—
K_2O	0,35	—	»	—	—	—	0,05	—	—
MgO	0,05	0,22	0,63	0,77	0,52	—	0,18	Нс обн.	—
CaO	0,22	—	0,91	—	0,40	—	0,36	»	—
MnO	Сл.	—	0,03	0,11	0,08	—	—	Сл.	—
FeO	»	—	0,71	—	—	—	0,29	»	—
B_2O_3	5,41	5,12	5,18	5,37	1,60	5,37	5,00	5,49	4,9
Al_2O_3	62,01	63,46	60,30	60,80	60,50	63,31	61,24	63,39	55,5
Fe_2O_3	0,52	0,65	1,49	1,08	1,45	0,23	0,71	0,26	4,4
SiO_2	30,11	28,81	30,28	30,46	32,30	28,68	30,34	29,78	32,7
Ti_2O_3	—	—	—	0,08	—	1,45	0,59	0,18	—
TiO_2	0,28	0,20	0,08	—	0,40	—	—	—	—
H_2O^+	1,35	—	—	1,32	0,48	1,52	1,29	0,96	} 0,4
H_2O^-	—	—	1,27	—	0,97	—	—	0,04	
П. п.	—	1,38	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,50	99,84	100,88	99,99	99,35	100,56	100,23	100,10	97,9
Уд. в.	—	3,35	—	3,309	3,33	3,306	3,28	3,27	3,41
n_g	1,705	1,687	1,683	1,686	1,690	1,689	—	1,688	1,7229
n_m	—	1,685	1,677	1,684	—	1,686	—	1,685	1,722
n_p	1,685	1,668	1,660	1,659	1,680	1,678	—	1,678	1,6860
$2V$	31°	—	34°	52°	37°	—	—	—	13°

1 — ярко-синий; гора Лялвар (Армения), из вторичных кварцитов, анал. Петросян [17]; 2 — зеленовато-синий до синева-зеленого, Мисковице в районе Кутна Горы (Чехословакия), анал. Пачал, H_2O — около 0,05% [13]; 3 — зеленовато-желтый; холм Куклик в районе Кутна Горы, анал. Лосерт [7]; 4 — темно-синий, Ашби в графстве Аддингтон (Онтарио, Канада), анал. Тод [6]; 5 — синий, из пегматита Риампотсв (около Танапариве, Мальгашская республика), анал. Сандреа; содержит F_2O_3 — 0,05, F — 0,15, U — 0,04—0,050% [19]; 6 — бледно-лиловый, Дехеза в графстве Сан-Диего (Калифорния, США), анал. Шэлер [4]; 7 — синий, Соавина на Мадагаскаре, анал. Раул [20]; 8 — сиреневый, Могра в р-не Бхандара (Индия), анал. Чэмерджи [21]; 9 — темный красно-коричневый, о. Цейлон, анал. Хей [2].

Диагн. исп. В HF растворяется медленно, в других кислотах нерастворим. П. п. тр. не плавится, но становится белым. При прокаливании с нитратом Со приобретает синюю окраску. В тонкоизмельченном состоянии в смеси с бисульфатом калия и фтористым кальцием сообщает на мгновение зеленую окраску пламени благодаря содержанию бора (реакция происходит с трудом). В перле фосфорной соли медленно растворяется с образованием синева-белого стекла.

Повед. при нагр. [8, 9, 19, 22]. При нагревании до 700° обесцвечивается, но двупреломление сохраняется. У дюмортьерита, нагретого до 800° и выдержанного при этой температуре в течение 30 мин., плеохроизм начинает исчезать во внешних частях зерен, но еще сохраняется во внут-

ренных. При 900 и при 1000° плеохроизм полностью исчезает; обожженный дюмортьерит имеет чисто белый цвет и фарфоровидный блеск. При 1230° происходит образование муллита и небольшого количества (около 3%) кремнеземистого стекла; V_2O_5 и H_2O удаляются при обжиге. Увеличение объема и уменьшение уд. веса при обжиге чрезвычайно незначительны.

Наход. Мало распространен; встречается главным образом во вторичных кварцитах, в метаморфических породах, гранитоидах, пегматитах и кварцевых жилах. Во вторичных кварцитах ассоциируется с андалузитом, корундом, мусковитом, топазом, турмалином, серицитом, диаспором, пирофиллитом, пиритом, альбитом, апатитом, баритом, алунитом. В СССР дюмортьеритсодержащие вторичные кварциты широко развиты на территории Казахской ССР [8, 23–26]: на горе Жанет в Коунрадском районе Северо-Западного Прибалхашья, где дюмортьерит (до 30–40%) содержится в кварц-серицитовых и серицитовых породах, сопутствующими минералами являются турмалин, апатит, андалузит [27]; в месторождении Ак-Шоко к северо-западу от Коунрада развиты андалузит-дюмортьеритовые кварциты с мусковитом и серицитом, содержащие от 50 до 71% дюмортьерита и 5–10% андалузита [28]. В Армянской ССР (хим. анализ 1) [17] дюмортьерит встречен во вторичных кварцитах горы Лалвар в ассоциации с андалузитом, силлиманитом (?), альбитом, апатитом, серицитом. Дюмортьерит входит в состав кварцитов в архейских осадочно-метаморфических толщах Алдана [29]. Как второстепенный минерал отмечен в оловянных алюмосилицитах, близких по минеральным ассоциациям к вторичным кварцитам [30]. Из зарубежных месторождений дюмортьерита, приуроченных к вторичным кварцитам, наибольший интерес представляют месторождения в графстве Рочестер (шт. Невада, США): на горе Линкольна вторичные кварциты, состоящие из кварца, андалузита, дюмортьерита и серицита, пронизаны кварц-дюмортьеритовыми прожилками; около станции Ореана находится единственное разрабатывающееся месторождение богатых дюмортьеритовых руд — линзовидные скопления андалузита и дюмортьерита в кварц-серицитовых сланцах; в рудах наблюдаются кварц, альбит, серицит, изредка титанит, рутил, лейкоксен, циркон, магнетит, пирит, турмалин, биотит, карбонат [8, 31]. В Болгарии [32] дюмортьерит известен в окрестностях медноколчеданного месторождения Елшица, среди кварц-серицитовых пород, образовавшихся по вулканогенным породам дацитового и андезитового состава.

В древних метаморфических толщах дюмортьерит входит в состав кварцитов и ассоциируется с силлиманитом, турмалином, полевым шпатом, слюдами, кианитом, рутилом, апатитом. Примерами могут служить: докембрийские силлиманит-турмалиновые кварциты с дюмортьеритом района Таежного на Алдане в Якутской АССР [5]; в Индии кварциты с дюмортьеритом, силлиманитом, турмалином, рутилом, апатитом встречаются в Гаррах (округ Белагхат) [14] и с мусковитом, турмалином, кианитом, силлиманитом и магнетитом — в Джайпуре (округ Раджастхан) [33]. Кварциты с дюмортьеритом и акцессорными гематитом, рутилом и цирконом встречаются в Соавина на Мадагаскаре; здесь же имеются сланцеватые дюмортьеритовые породы с мусковитом, кианитом и лазулитом [34]. Акцессорный дюмортьерит содержится в кварц-полевошпатовых инъекциях мигматитов в окрестностях Кутна Горы (Чехословакия) совместно с черным турмалином, апатитом, арсенопиритом, мусковитом, гранатом, графитом [7]; в контаминированных гранитах и граодиоритах Дарпирского батолита в Якутской АССР — в ассоциации с кордиеритом, андалузитом и гранатом [35]; в слабо автометаморфизованных гранитах в графствах Абердин и Банф в Шотландии [36]; в гранитах Лэнде Энда на п-ове Корнуэлл (Великобри-

тания) [37]; в гранодиоритах графства Риверсайд (шт. Калифорния, США) [38]; в жильных гранит-аплитах Мальсбургского плутона Юго-Западного Шварцвальда (ФРГ) совместно с кордиеритом, турмалином, апатитом, цирконом, монацитом, пиритом, апатазом, лейкоксеном [39].

В гранитных пегматитах дюмортьерит (хим. анализы 2—5) ассоциируется с турмалином, мусковитом, гранатом, кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, кианитом, корундом, топазом, бериллом, апатитом, монацитом, цирконом, иногда с хризобериллом, ксенотимом, шпинелью, графитом, гематитом, арсенопиритом, ильменитом. В пегматитах в верховьях р. Ляйляка (Узб. ССР) содержатся: андалузит, дюмортьерит, перл, дравит, зеленый турмалин, рубеллит, лепидолит, берилл, мусковит, гранат, пирит [40]; в пегматитах Мурзинки (Свердловская обл., копи Мокруши) дюмортьерит ассоциируется с калиевым полевым шпатом, альбитом, олигоклазом, кварцем, мусковитом, биотитом, лепидолитом, гранатом, топазом, турмалином, бериллом, кордиеритом, касситеритом, колумбитом, гердеритом, апатитом [41]; в районе Кутна Горы (Чехословакия) пегматиты, содержащие дюмортьерит (до 5 см длины) (хим. анализы 2 и 3), состоят из кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза, перла, индиголита, кианита, мусковита, граната, арсенопирита, апатита [7, 13]; около дер. Риампотси на Мадагаскаре в кварце пегматитовой жилы заключены иголки дюмортьерита (хим. анализ 5); сопутствующие минералы представлены полевым шпатом, турмалином, реже бериллом, спессартином, корнерупином, лазулитом и кианитом [19]; вблизи Рио-де-Жанейро в Бразилии дюмортьерит в пегматитах ассоциируется с полевым шпатом, лепидомеланом, топазом, силлиманитом, андалузитом, турмалином, монацитом, цирконом, графитом, бериллом, апатитом, шпинелью, гранатом [42].

Дюмортьерит в пегматитах, по мнению Финлея [43], является первичным минералом. Ферман [41] также считает его продуктом кристаллизации остаточного пегматитового расплава в эпимагматический этап; обогащение глиноземом объясняется ассимиляцией боковых пород или десиликацией пегматитового остатка. Обогащение пегматитов глиноземом вследствие ассимиляции признает и Рима [42]. Лосерт [7] связывает появление дюмортьерита в пегматитах и мигматитах с ассимиляцией вмещающих пород, содержащих кианит. Озеров [8] приписал дюмортьериту в пегматитах метасоматическое происхождение (конец пневматолитового этапа). Фиала [13] отнес дюмортьеритсодержащие пегматиты к основному типу А1-В-пегматитов, приуроченных к кристаллическим сланцам, особенно к мигматизированным парагнейсам. Сердюченко [5] связал присутствие дюмортьерита в пегматитах и аплитах с извлечением Al_2O_3 и B_2O_3 из вмещающих осадочных пород при внедрении в них расплавов.

Дюмортьеритсодержащие кварцевые жилы обычно обладают небольшой мощностью; иногда в них наблюдаются андалузит, силлиманит, кианит, мусковит, пирофиллит, турмалин, топаз и акцессорные магнетит, гематит, титанит, лейкоксен, рутил, апатит, циркон, пирит. Вмещающие породы около жил часто бывают обогащены дюмортьеритом и его спутниками (турмалином, топазом и др.); примеры: в Дехезе в графстве Сан-Диего (шт. Калифорния, США) кварцевая жила, секущая биотитовые граниты, содержит дюмортьерит (хим. анализ 6), силлиманит, мусковит, рутил, апатит [4]; в Соавина (Мадагаскар) (хим. анализ 7) секущие кварциты кварцевые жилы содержат дюмортьерит (иглы до 2 см) в ассоциации с пластинчатым гематитом; во вмещающих кварцитах также присутствует дюмортьерит [18]; в Могра (район Бхандара, Индия) дюмортьерит содержится в кварцевых жилах (хим. анализ 8) и во вмещающих их хлорит-мусковитовых сланцах. Сопровождающими дюмортьерит минералами являются кианит, силлиманит, турмалин, рутил, слюда, гранат, хлорит, корунд, гематит [21]. В руд-

нике Набекура (префектура Ямагути, Япония) дюмортьерит рассеян в пирофиллитовой руде и содержится в кварцевых жилах [44]. В кварцитах Серра-да-Верда в округах Макоба и Бокира (шт. Байя в Бразилии) встречены почти мономинеральные дюмортьеритовые прожилки мощностью 1—4 мм, редко до 10 см; вместе с дюмортьеритом наблюдаются пирит и гранат [45].

Известны псевдоморфозы дюмортьерита по андалузиту.

При разрушении горных пород дюмортьерит накапливается в аллювии и элювии [46, 47].

Изм. Под влиянием гидротермальных растворов с калием дюмортьерит в щелочной среде разлагается и замещается серицитом и мусковитом [5].

Практ. знач. Является важным сырьем для производства изоляторов, запальных свечей и фарфора, лабораторной посуды. Незначительное изменение объема и уд. веса позволяют применять его без предварительного обжига. Низкое содержание кремневой кислоты после обжига, а также незначительное увеличение размеров мельчайших кристаллов муллита при повышении температуры и продолжительности обжига придают изделиям весьма высокую огнеупорность, что делает дюмортьерит ценным материалом для изготовления нейтральных высокоогнеупорных керамических масс [8, 48]. Дюмортьеритовые породы Юго-Западной Африки используются как поделочный камень [8], а красиво окрашенные кристаллы с о. Цейлона употребляются для ювелирных изделий (хим. анализ 9) [2].

Отл. В шлифах от турмалина отличается схемой плеохроизма $Np > Nm = Ng$ (у турмалина $No > Ne$), от грандидьерита — оптической ориентировкой (у грандидьерита пл. опт. осей перпендикулярна удлинению), от рибскита — более высоким двупреломлением; от глаукофана — прямым погасанием и иной схемой плеохроизма.

Межплоскостные расстояния дюмортьерита с Цейлона *
CuK_α-излучение, D = 60 мм.

hkl	l	d	l	d	l	d	l	d
200; 130	100	5,85	40	2,66	5	1,93	5	1,476
220; 040	90	5,06	20	2,54	5	1,871	5	1,463
021?	50	4,26	5	2,48	20	1,831	5	1,449
310; 240	50	3,84	5	2,41	20	1,781	50	1,334
221; 330	60	3,43	20	2,34	5	1,729	40	1,297
141	5	3,33	5	2,24	20	1,656	5	1,267
231	60	3,22	20	2,19	20	1,617	5	1,247
051	40	3,07	80	2,09	20	1,544		
—	60	2,91	5	2,01	5	1,506		

* ASTM, 12—270.

Л и т е р а т у р а

- Gohnard F. Bull. Soc. fr. min., 1881, 4, 2.
- Claringbull G. F., Hey M. H. Min. Mag., 1958, 31, No. 242, 901 (аннотированная библиография).
- Головастикова Н. И. ДАН СССР, сер. мат., физ., 1965, 162, № 6, 1280; Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 4, 415.
- Schaller W. T. Am. J. Sci., 1905, 19, No. 111, 211; Zs. Krist., 1906, 21, 19.
- Сердюченко Д. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 2, 109.
- Walker T. L. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1922, No. 14, 80.
- Losert J. Rozpr. Českoslov. Akad. věd., Mat.-přirod., 1956, 66, S. 1, 1.
- Озеров К. Н. Неметаллические ископаемые СССР. Изд-во АН СССР, 1941, 5, 528.
- Peck A. V. Am. Min., 1926, 11, No. 4, 96.
- Баранов Г. П., Швецова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.

11. Богословский М. Г., Савицкая П. В., Соломкина С. Г. Советская геология, 1938, № 10, 99.
12. Lacroix A., Michel-Lévy A. C. R., Paris, 1888, 106, 1546.
13. Fiala F. Sborn. Národního musea Praze, 1954, 10, B, No. 2, 3.
14. Kilpady S., Dave A. J. Univ. geol. Soc. Nagpur, 1953—1954, 1, No. 1, 17 (по Реф. журн. Геология, 1957, № 1, 456).
15. Bertrand E. Bull. Soc. fr. min., 1880, 3, 171.
16. Graham C. E., Robertson F. Am. Min., 1951, 36, Nos. 11—12, 916.
17. Малхасян Э. Г. ДАН Арм. ССР, 1962, 34, № 1, 31.
18. Ford W. E. Am. J. Sci., 1902, 14, No. 78, 426; Bowen N. L., Wyckoff R. W. G. J. Washington Acad. Sci., 1926, 16, 178 (по реферату N. Jb. Min., 1926, 2, A, 303).
19. Michel-Lévy Ch. M., Emberger A., Sandrea A. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, № 1—3, 77.
20. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, Paris, 1922, 1, 401.
21. Chatterjee S. K. Res. Geol. Surv. India, 1931, 65, pt. 2, 298.
22. Misra M. L., Ansari F. A. Refractories J., 1956, No. 12, 603.
23. Озеров К. Н. Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол., 1945, вып. 6—7, 205.
24. Петров Н. П. Тр. Ср.-Азиатск. индустр. ин-та, 1940 (горн. фак.), вып. 4 (12), 3.
25. Наковник Н. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1, 139.
26. Глинка С. Ф., Топольницкий П. К. Минеральное сырье и цветные металлы, 1929, № 4, 1.
27. Донских В. В., Наковник Н. И., Петрова Е. В. Зап. Восс. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 521.
28. Астащенко К. И. Разведка недр, 1938, № 3, 3.
29. Сердюченко Д. П., Глебов А. В. Сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961, 49.
30. Толоч А. А. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1962, вып. 15, 9.
31. Kerr P. F., Jenney P. Econ. Geol., 1935, 30, No. 3, 287.
32. Радонова Т. Г. Списание на Българского геол. дружество, 1967, 28, кп. 2, 191.
33. Murty T. V. V. G. R. K., Amiland G. R., Saxena G. N. Current Science, 1967, 36, No. 16, 434.
34. Lacroix A. C. R., Paris, 1926, 183, 405.
35. Островская Е. В. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1945, сер. 1, вып. 1, 138.
36. Mackie W. Trans. Edinburgh. Geol. Soc., 1925, 11, p. 3, 352.
37. Grosses A. W. Min. Mag., 1928, 21, No. 121, 489.
38. Mac-Murphy F. Am. Min., 1930, 15, No. 2, 79.
39. Zimmerle W. Jahreshfte geol. Landesamtes Baden-Württemberg, 1965, 7, 25.
40. Гаурусевич Б. А. Тр. Цимлянск. экспед. АН СССР, 1932, вып. 4, 131.
41. Ферман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 1.
42. Ритман Е. Zbl. Min., 1914, Nr 20, 615.
43. Finlay G. F. J. of geology, 1907, 15, No. 5, 479.
44. Киносакэ Я. Geol. Rept. Hiroshima Univ., 1963, No. 12, 37 (по Рефер. журн., Геология, 1965, 6VI55).
45. Cassedanne J., Ribeiro F. R. Ann. Acad. Brasil. ci., 1966, 38, No. 1, 47.
46. Wolff J. E. Am. Min., 1930, 15, No. 5, 188.
47. Дядченко М. Г. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 348.
48. Reck A. V. J. Am. Ceram. Soc., 1933, 10, No. 1, 68.

СТРУКТУРА ТИПА ТИТАНИТА

ГРУППА ТИТАНИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Титанит	$\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$	Монокл.	6,56	8,72	7,45	$119^\circ 43'$	3,5
Малайит	$\text{CaSn}(\text{SiO}_4)\text{O}$	»	6,66	8,89	7,15	$113^\circ 20'$	4,5
[Ферсманит]	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})\text{Si}_2\text{O}_7(\text{O}, \text{F})$	»	10,25	10,30	20,25	$97^\circ 00'$	3,3

Малайит — очень редкий, недавно открытый минерал, изоструктурен с широко распространенным титанитом. Псевдотетрагональный (моноклинный) ферсманит в данную группу включен условно, как относительно сходный по составу; структура его не изучена.

Титанит Titanite



Назван по составу Клапропом в 1795 г. (не титанит Кирвана, являющийся рутилом). Впервые описан Пиктэ в 1787 г. и назван Деламетри (1797) пиктитом — pictite, в 1822 г. Глоккером он отнесен к титаниту.

Синон. Сфен — sphenе, название дано Аюн (1801) от греч. σφην (сфен) — клин, отражает форму кристаллов, менаковая руда — Menaketz (Вернер, 1801), менак — Menac (Эггелстон, 1892).

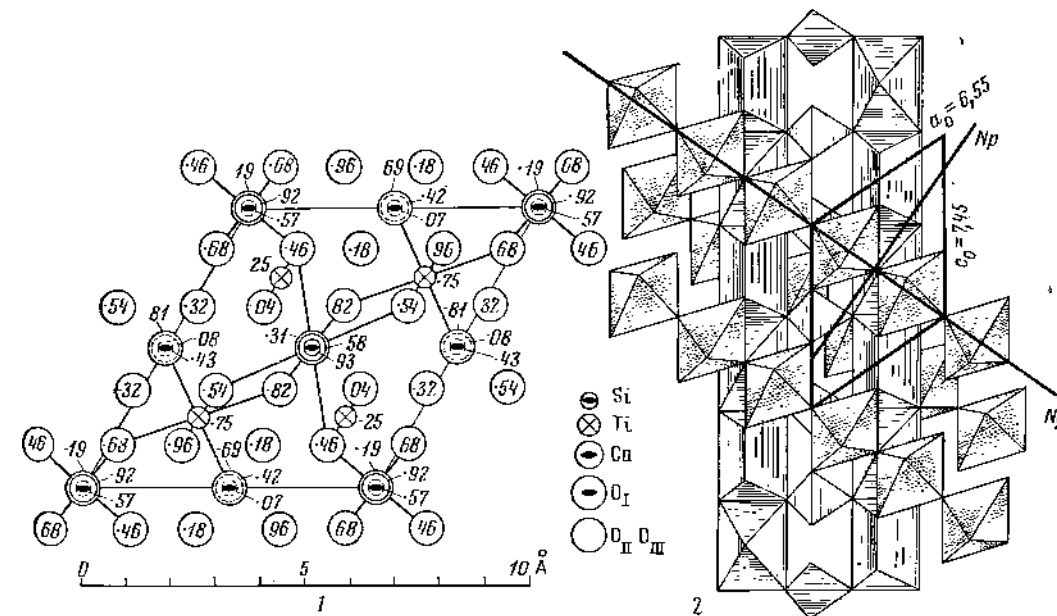
Названия, примененные лишь при первоначальном описании минералов, в дальнейшем оказавшихся титанитом: семелин — séméline (де Бельвю, 1800), спинтер — spinthère (Аюн, 1801), лигурит — ligurite (Вивияни, 1813), ледерит — lederite (Шепард), аспиделит — aspidelite (Вайби, по Деклуазо, 1862), алшедит — alshedit (Бломстранд, 1878), кастеллит — castelite (Брайтхауит, 1866).

Разнов. Кейльгауит, гротит, гриловит, оловянный титанит.

Характ. выдел. Одиночные кристаллы (до 10 см и более), реже — сплошные массы, зернистые агрегаты, игольчатые и волокнистые выделения, сферолиты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$; $a_0 = 6,56$, $b_0 = 8,72$, $c_0 = 7,45$ Å; $\beta = 119^\circ 43'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,752 : 1 : 0,854$; $Z = 4$ (для титанита из Тироля [1]); $a_0 = 6,55$, $b_0 = 8,72$; $c_0 = 7,63$ Å; $\beta = 119^\circ 43'$ (Михеев, для кейльгауита из Южной Африки); $a_0 = 7,073$, $b_0 = 8,718$, $c_0 = 6,555$ Å; $\beta = 113^\circ 57'$ (для титанита из Швейцарии [2]; за ось a принято направление [101], за ось c — ось a прежней установки).

Структура титанита определена Захариасеном [1], уточнена Монджиорджи и Рива ди Сансеверино [2]. Атомы Si расположены в почти правильных тетраэдрах с расстояниями Si—O = 1,627 и 1,639 Å; атомы Ti находятся в октаэдрах из атомов O, два расстояния Ti—O = 1,874, два 1,984 и два



Фиг. 123. Структура титанита

1 — по Захариасену, в проекции на (010) (цифры указывают, насколько атомы приподняты над плоскостью чертежа); 2 — по Белову

2,024. Атомы Са находятся в искаженных тригональных призмах и имеют координацию 7 (Са — О = 2,414, 2,649, 2,405 по два расстояния и 2,277 — одно); SiO₄-тетраэдры не связаны между собой, имеют общее ребро с СаО₇-полиэдрами; TiO₆-октаэдры имеют четыре общих ребра с СаО₇-полиэдрами. Вдоль оси *c* располагаются колонки Са-призм, сочлененных по ребрам [3]. Колонки связаны SiO₄-тетраэдрами. Под углом 60° к оси *c* Са-колонки перекладываются цепочками из TiO₆-октаэдров, соединенных вершинами (фиг. 123, 1, 2). Каждый пятый атом кислорода не входит в SiO₄-тетраэдр и может быть замещен группой ОН или галогеном [1, 4—7].

Структура титанита сходна со структурой амблигонита и кизерита [8].

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,7547 : 1 : 0,8540$; $\beta = 119^\circ 43'$ (Деклуазо, 1862).

Наиболее обычные формы [9—36]:

	ϕ	ρ		ϕ	ρ		
<i>c</i>	001	90°00'	$29^\circ 43'$	η	221	61°44'	74°30'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>D</i>	661	58 35	84 11
<i>a</i>	100	90 00	90 00	<i>l</i>	$\bar{1}12$	-10 42	23 29
τ	130	26 57	90 00	<i>t</i>	$\bar{1}11$	-40 36	48 22
<i>m</i>	110	56 45	90 00	ξ	$\bar{3}32$	-47 12	62 03
<i>o</i>	310	77 40	90 00	<i>w</i>	$\bar{2}21$	-49 59	69 22
<i>e</i>	011	33 45	45 46	<i>N</i>	152	29 47	67 52
<i>s</i>	021	18 28	60 57	<i>d</i>	131	36 11	72 31
ζ	041	9 29	73 53	χ	132	43 39	60 32
<i>S</i>	205	90 00	47 31	δ	524	79 01	65 57
<i>x</i>	102	90 00	50 43	<i>u</i>	212	77 10	62 30
<i>f</i>	101	90 00	61 54	<i>M</i>	$\bar{1}32$	- 3 36	52 05
<i>v</i>	$\bar{1}01$	-90 00	36 13	<i>C</i>	$\bar{2}43$	-14 39	49 39
<i>k</i>	114	76 36	42 40	σ	$\bar{1}21$	-23 12	61 43
<i>v:</i>	113	74 11	46 14	ω	$\bar{2}41$	-30 47	75 53
<i>z</i>	112	70 45	52 19	γ	$\bar{2}11$	-67 14	65 37
<i>n</i>	111	65 30	64 06	<i>i</i>	$\bar{3}12$	-72 51	55 22

$mm(110):(\bar{1}10)=66^\circ 30'$

$nn(111):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})=43\ 48$

$ss(021):(0\bar{2}\bar{1})=67\ 57$

$ca(001):(100)=60\ 17$

$xa(102):(100)=39\ 17$

$xc(102):(001)=21\ 00$

$cm(001):(110)=65^\circ 30'$

$nm(111):(110)=27\ 14$

$nc(111):(001)=38\ 16$

$na(111):(100)=35\ 03$

$nx(111):(102)=24\ 33$

$ns(111):(021)=41\ 31$

$tm(\bar{1}11):(\bar{1}10)=44\ 07'$

$tc(\bar{1}11):(001)=70\ 23$

$ta(\bar{1}11):(\bar{1}00)=60\ 53$

$tt(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})=68\ 57$

$ts(\bar{1}11):(021)=48\ 49$

Более редкие формы:

<i>Ю</i>	320	<i>X</i>	$\bar{3}04$	Λ	$\bar{2}27$	ρ	151	<i>m:</i>	211	<i>f:</i>	$\bar{1}22$
<i>Я</i>	520	<i>e</i>	$\bar{7}05$	<i>Z</i>	$\bar{1}13$	μ	148	Λ	317	λ	$\bar{3}75$
<i>R</i>	014	<i>a:</i>	$\bar{5}01$	Γ	$\bar{3}35$	<i>E</i>	383	<i>L</i>	316	<i>U</i>	$\bar{2}33$
<i>G:</i>	052	<i>w:</i>	116	θ	$\bar{5}58$	<i>Ж</i>	125	<i>I</i>	311	<i>O</i>	$\bar{4}65$
β	083	α	115	Σ	$\bar{2}23$	<i>K</i>	124	<i>W</i>	417	ψ	$\bar{3}55$
<i>g</i>	031	Φ	225	Π	$\bar{3}34$	<i>A</i>	122	<i>g:</i>	511	<i>F</i>	$\bar{3}54$
<i>y:</i>	103	<i>v</i>	331	<i>Q</i>	$\bar{4}45$	<i>B</i>	232	<i>D*</i>	$\bar{2}94$	φ	$\bar{3}44$
π	201	<i>v:</i>	$\bar{1}.1.10$	Θ	174	<i>T</i>	348	<i>K</i>	$\bar{2}85$	<i>H</i>	$\bar{5}34$
<i>Б</i>	$\bar{2}05$	<i>L:</i>	$\bar{1}14$	<i>h</i>	173	ρ	214	<i>G</i>	$\bar{1}31$	<i>H</i>	$\bar{3}13$

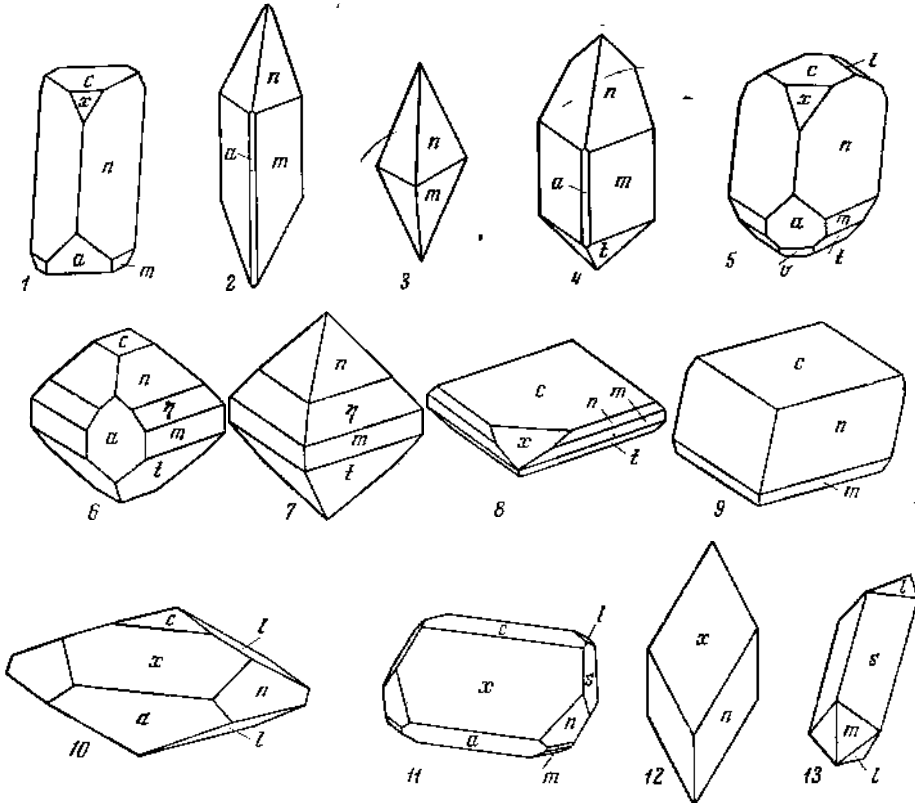
Очень редкие и недостоверные формы:

140	$\bar{1}06$	883	1.17.8	374	7.2.12
380	$\bar{2}.0.11$	$\bar{1}.1.20$	1.10.10	7.15.9	722*
430	$\bar{2}03$	$\bar{3}.3.20$	171	238	414
530	$\bar{2}01$	$\bar{9}.9.16$	2.7.14	766	616
720	$\bar{5}02$	$\bar{9}.9.14$	274	736	182
5.0.12	3.3.10	$\bar{1}1.11.14$	252	6.2.13	$\bar{3}.11.7$
5.0.11	7.7.20	$\bar{5}56$	7.21.6	313	$\bar{1}48^{**}$
6.0.13	994	$\bar{7}72$	7.17.14	312	$\bar{9}43$

* По Штурману [33]. ** По Лашкевичу [36].

В большинстве работ конца XIX в. принималась установка кристаллов по Науману ($a : b : c = 0,427 : 1 : 0,656$; $\beta = 94^\circ 54'$). Грани (001), (101) и (011) Наумана отвечают (100), (001) и (110) принятой здесь установки Деклуазо.

Наиболее распространенные и габитусные формы: n (111), a (100), c (001), x (102), m (110), l ($\bar{1}11$), l ($\bar{1}12$), а также s (021). Кристаллы различного облика. 1) Кристаллы — «конверты» с преимущественным развитием граней n (111), небольшими a (100) и c (001), нередко с m (110) и x (102) (фиг. 124, 1); наиболее распространены, характерны для акцессор-

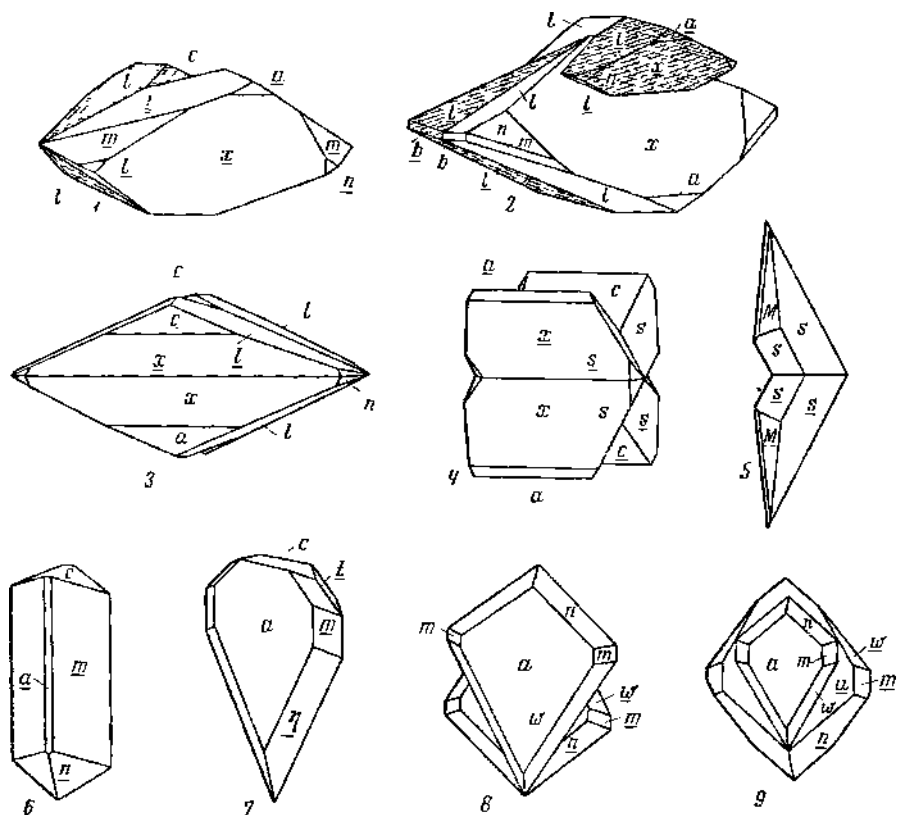


Фиг. 124. Кристаллы титанита

- | | |
|---|--|
| 1 — Карелия (по Лабунцову); | 8 — Баварский лес, ФРГ (по Теиссону); |
| 2 и 4 — Хибинские тундры (по Вонштедт); | 9 — Ренфрю, Канада (по Принсу); |
| 3 — Африканда (по Золотареву); | 10 — Хельштайген, Швейцария (по Бауэру); |
| 5 — Витоша, Болгария (по Кирову); | 11 — Валь Жуф, Швейцария (по Раифальди); |
| 6 — Ильменские горы (по Еремееву); | 12 — Пьемонт, Италия (по Замбонни); |
| 7 — Лангсзундфиорд, Норвегия (по Врэггеру); | 13 — Африканда (по Золотареву) |

ного титанита диоритов, гранитов и других пород, наблюдаются в гранитных пегматитах (о типоморфизме см. на стр. 347); 2) призматические кристаллы с преимущественным развитием граней призмы m (110) и мелкими гранями n (111) (фиг. 124, 2); характерны для акцессорного титанита щелочных пород, редко игольчатые и волокнистые [19, 29]; 3) кристаллы промежуточного типа (между типами 1 и 2); соотношение граней m (110) и n (111) различно (фиг. 124, 3—7), встречаются преимущественно в пегматитах различных типов, частью клиновидные (акцессорный титанит некоторых гранитов, карбонатитов и пегматитов) [35, 37]; 4) кристаллы, уплощенные по c (001) (фиг. 124, 8) и ромбоэдричные (фиг. 124, 9), изредка встречаются в гранитных пегматитах и в мраморах; 5) с преобладающими гранями x (102), обычно богаты формами (фиг. 124, 10—12); очень характерны для жил альпийского типа; 6) с преобладающими гранями s (021), редки (фиг. 124, 13). Очень распространены двойники по (100) (фиг. 125) — двойники срастания и прорастания, иногда уплощенные по a (100). Редки двойники по c (001). Отмечалось также образование под давлением полисинтетических двойников по плоскости, близкой к (221), — результат сдвига параллельно $[1\bar{1}0]$ [38].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (110), менее совершенная по (100) и (112), иногда также по $(\bar{1}11)$ и (111). У хибинского титанита под



Фиг. 125. Двойники титанита по (100)

1 и 2 — Приполярный Урал (по Бонштедт);

3 — Зульцбахтал, Австрия (по Бауэру);

4 — Пфичталь, Австрия (по Бауэру);

5 — Циллерталь, Австрия (по Хесенбергу);

6 — Хибинские тундры (по Бонштедт);

7 — Карелия (по Лабунцову);

8 и 9 — Ахматовская копь, Южный Урал (по Еремееву)

микроскопом наблюдалась неясная спайность по (102) и $\bar{1}01$ [19]. Часто отмечается отдельность по (221). Изл. несовершенно-раковистый. Тв. 5—5½. Микротвердость 740—830 кг/мм² [39]. Уд. вес 3,45—3,60 (среднее из определений для 50 образцов 3,54; вычисл. 3,53); отмечалось различие уд. веса отдельных участков одного и того же кристалла: в центре уд. вес ниже, чем на периферии кристалла; у двойниковых кристаллов наибольший уд. вес в участках около плоскости срастания [17, 40]. Уд. вес увеличивается с возрастанием содержания TR и Nb и уменьшается с возрастанием содержания Al. Цв. желтый, бурый, черный, розовый, зеленый, реже серовато-синий и белый (желто-зеленая и бурая окраски зависят от общего содержания Fe и от соотношения Fe²⁺ и Fe³⁺ [41]). Черта белая, у гриновита розовая. Бл. стеклянный, жирный. Полупрозрачен, иногда непрозрачен.

Диэлектрическая постоянная 5,63 [42].

После нагревания и охлаждения кристаллов появляется положительный заряд на гранях ромбических призм и отрицательный на (001), (102) и (100) (в принятой здесь установке по Деклуазо) [43].

Притягивается лишь сильным электромагнитом.

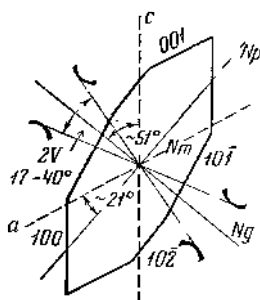
Люминесцирует в ультрафиолетовом свете при длине волн от 3500 до 2100 Å. Яркость свечения различна: у хибинского титанита она в 20 раз сильнее, чем у титанита из Северной Карелии [44]. В катодных лучах некоторые титаниты светятся голубым цветом.

Максимальные полосы поглощения в видимом спектре при 520 мμ [45]; в процессе обесцвечивания нагреванием до 450—500° плотность поглощения уменьшается пропорционально по всей области видимого спектра. Поглощение титанита сходно с поглощением сернокислых растворов Ti³⁺.

Для ИК-спектров характерны полосы 460, 570, 890 и 910 см⁻¹ [46].

Слабая радиоактивность обусловлена присутствием небольших количеств U и Th [26, 47—51].

Микр. В прох. свете бурый, желтый, серый, бесцветный, редко голубой. Плеохроизм слабый, в темноокрашенных разностях по Ng — бурый, оранжевый, по Np — буровато-желтый до почти бесцветного; Ng > Nm ≈ Np. У хромсодержащего из Калифорнии — сильный плеохроизм в зеленых тонах [7].



Фиг. 126. Оптическая ориентировка титанита
(по Диру, Хаун и Зусману)

Двуосный (+) (титанит из пироксенитов Приморья отрицательный [52]). Пл. опт. осей (010); Nm = b, Ng почти ⊥ (102); cNg = 47—51° (фиг. 126), у хибинского 59° (Na) [19], у кейльгауита [14] и у редкоземельного титанита из сиенита Италии 57° [16]; n_g = 2,12—1,94 (среднее из 20 определений — 2,03), n_m = 2,04—1,87 (среднее 1,92); n_p = 1,95—1,84 (среднее 1,90); n_g — n_p = 0,17—0,10; 2V = 15—49 (особенно большой 2V у гритов и кейльгауитов [20, 53]. Дисперсия r ≫ c, очень сильная. У титанита из Соренса в Швейцарии (по Рату) [40]:

λ , мкм	n_g	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
404,7	47°00'	2,1101	1,9411	1,9377	0,1724	17°05'
491,6	47 13	2,0418	1,9071	1,9019	0,1399	23 33
546,1	47 17	2,0188	1,8955	0,8885	0,1303	28 07
589,3	47 23	2,0068	1,8886	1,8801	0,1267	31 20
623,4	47 32	1,9992	1,8842	1,8755	0,1236	32 04
690,7	48 40	1,9877	1,8777	0,8682	0,1196	34 14
708,2	48 52	1,9855	1,8764	1,8666	0,1188	34 49

Отмечено различие в величинах показателей преломления, угла оптических осей и погасания для кристаллов одного месторождения и для разных участков одного и того же кристалла [17, 40]. В шлифах обычны разрезы в виде ромбов. Часты двойники.

В титаните из сибирских графитов [54] и из гранитоидов Приазовья [55] обнаружены микроскопические газовой-жидкие включения.

Хим. Теор. состав: CaO — 28,6, TiO₂ — 40,8, SiO₂ — 30,6. Содержит изоморфные примеси [12, 19, 56], количество которых только в редких случаях значительно: в кейльгауите из Норвегии содержится 12% окислов редких земель и 6% Fe₂O₃, в титаните из Ловозерских тундр [57] 8%, из Вишневых гор [58] 7% Nb₂O₅, в титаните из Онтарио 6% Al₂O₃ [20], в гриновите из Италии до 4% MnO; по Рамдору [59], титанит из оловянного месторождения Арандиз (Юго-Западная Африка) содержит 10% SnO₂. Содержание ZrO₂, FeO, MgO, Na₂O, SrO, F, Cl, H₂O не превышает 1—1,5%; BaO, Cr₂O₃, V₂O₅, Ta₂O₅, K₂O и Th — не более десятых и сотых долей процента. Еще ниже содержание Se, Ge, As, Cu, Ni, Pb и др. (данные спектрального анализа). Отмечалось наличие He [47], Pb [60], Ga [61], Mo [62], Sc [63]. Содержание P обычно обусловлено механической примесью апатита — частого спутника титанита.

Гетеровалентный изоморфизм главных элементов осуществляется по следующим схемам: CaTi → NaNb; CaTi → TR (Al, Fe³⁺); предполагается, что при этом координационное число Ca меняется с 7 на 6 [64]; CaCa → TRNa; CaO → Na (OH, F) [56, 65]; 3Ca → 2TR [66]. Изовалентный изоморфизм: Ca → (Sr, Mn, Ba); Ti → Zr; предполагаются замещения Ca → (Mg, Fe²⁺) [20, 67], Ca → Zr [35]; OH, F и Cl могут замещать кислород, не входящий в кремнекислородные тетраэдры, т. е. один атом из пяти.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0,52	0,38	0,22	0,08	0,14	1,06	0,47
K ₂ O	He обн.	0,14	0,08	0,06	0,07	0,10	0,19
MgO	»	0,03	0,30	He обн.	0,36	—	0,11
CaO	26,66	25,26	25,94	26,44	25,72	24,45	27,92
SrO	0,43	1,34	—	He обн.	—	0,35	0,05
BaO	—	—	—	—	0,04	—	—
MnO	0,05	0,16	0,14	0,13	0,03	—	0,08
FeO	0,69	1,00	0,28	0,05	1,05	2,38	0,15
PbO	0,01	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,86	4,54	4,75	2,30	1,02	2,00	1,74
Fe ₂ O ₃	1,41	2,35	2,86	2,79	1,34	He обн.	1,42
TR ₂ O ₃	1,89	2,42	2,18	1,57	4,51*	4,25	0,50
SiO ₂	30,59	30,07	30,26	30,06	29,32	29,75	30,37
TiO ₂	33,51	29,22	33,00	35,90	35,26	34,46	34,28
ZrO ₂	0,19	0,50	—	0,12	Сл.	—	1,65
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	—	0,63
V ₂ O ₅	—	—	—	0,06	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7
Nb ₂ O ₅	0,93	} 0,55	—	—	—	0,68	0,70
Ta ₂ O ₅	Не обн.		—	—	—	0,04	—
H ₂ O ⁺	0,58	1,16	0,15	} 0,49	0,64	} 0,60	0,22
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	0,06		0,18		0,19
F	0,20	1,75	—	0,48	—	Не обн.	0,25
Сумма	100,52	100,87	100,22	100,53	99,74	100,12	100,92
—O=F ₂	0,08	0,74	—	0,20	—	—	0,10
	100,44	100,13	—	100,33	—	—	100,82
Уд. в.	3,582	3,541	—	—	3,55	—	3,55
n _g	2,003	1,99	2,015	—	2,04	—	—
n _m	1,888	—	1,905	—	—	—	—
n _p	1,875	1,90	1,890	—	1,90	—	—
2V	—	42°	36°	—	70°	—	—

* Cs₂O₂ — 2,98, Y₂O₃ — 1,53.

1 — бурый из гранита, Борщовочный край, анал. Забавникова [56]; 2 — из щелочного гранита, Кольский п-ов, Канозеро, анал. Волкова [52]; 3 — коричнево-бурый из микроклилизированных гнейсов (мигматитов), приток Днестра, анал. Уклонцева [67]; 4 — темно-бурый, красноватый из гранитного пегматита в кварц-диопсидовых породах, Слюдянка, падь Улунтуй (Прибайкалье), анал. Егоров [12]; 5 — черный, просвечивающий по краям ксильгаут из гранитного пегматита, Квосцесцер, Эфиопия [6]; 6 — черно-бурый кейльгаут из неравномерно-слоистых мигматитов, Эмельджак, Южная Якутия, анал. Молера [68]; 7 — из диопсидо-флогопитового пироксенита, Тимптон (Якутия), анал. Острогорская.

	8	9	10	11	12	13	14
Na ₂ O	0,37	1,39	} 2,40	1,75	0,13	0,19	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	0,02		Не обн.	0,24	0,07	»
MgO	»	0,17	0,66	0,12	0,15	0,14	0,15
CaO	27,20	26,17	23,60	23,97	27,93	28,52	28,67
SrO	0,32	0,73	—	1,04	0,05	0,02	—
BaO	0,005	—	—	—	—	—	—
MnO	0,05	0,06	1,20	—	0,02	—	—
FeO	0,14	0,25	—	—	0,02	—	Не обн.
Al ₂ O ₃	Не обн.	0,98	1,20	Не обн.	0,84	0,57	1,34
Fe ₂ O ₃	»	0,95	2,88	0,40	0,72	0,71	1,45
TR ₂ O ₃	0,37	—	2,80	0,74	0,15	Не обн.	Не обн.
SiO ₂	30,44	29,95	24,80	30,46	30,57	30,76	30,73
TiO ₂	39,66	38,02	30,57	38,06	37,84	38,90	37,07
ZrO ₂	0,11	0,18	—	0,20	0,13	Не обн.	Не обн.
V ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	0,34	} 0,64	7,70	2,27	0,30	Не обн.	Не обн.
Ta ₂ O ₅	0,01		0,13	0,23	<0,01	»	»
H ₂ O ⁺	0,56	0,56	} 2,24	0,36	0,66	0,22	0,57
H ₂ O ⁻	0,08	0,22		0,41	Не обн.	0,05	Не обн.
F	0,61	0,36	—	0,33	0,16	0,05	—
Сумма	100,36	100,65	100,18	100,34	99,92	100,20	99,98
—O=F ₂	0,26	0,15	—	0,14	0,05	0,02	—
	100,10	100,50	—	100,20	99,87	100,18	—
Уд. в.	3,54	—	3,505	3,583	—	3,49	3,505
n _g	2,095	2,09	>2,062	>2,062	2,13	2,062	2,062
n _m	—	—	1,880	1,904	1,94	—	—
n _p	1,94	1,92	1,856	1,890	1,925	1,898	1,898
2V	23°	15°30'	—	—	28°	—	—

8 — призматический светло-коричневый из титанитовой породы, Кольский п-ов, анал. Кнорринг [4]; 9 — волокнистый из ийолит-уртитового пегматита, Хибинские тундры, анал. Мокрецова [29]; 10 — синий, сферолиты из щелочного пегматита, Ловозерские тундры, анал. Молева [57]; 11 — белый, сферолиты из щелочного пегматита, Ловозерские тундры, анал. Забавникова [56]; 12 — бурый из ийолит-пегматита, Африканда (Кольский п-ов), анал. Богданова [35]; 13 — бледно-зеленый вторичный в виде землистых масс в амфиболите, Урал, Кусинское м-ние, анал. Забавникова (по неопубликованным данным); 14 — зеленовато-желтый, прозрачный, из горнблендитового пегматита, Баранчинский массив (Урал), анал. Забавникова [56].

	15	16	17	18	19	20	21
Na ₂ O	} 0,06	0,26	—	0,29	0,16	—	—
K ₂ O		0,08	—	0,02	Не обн.	—	—
MgO	Не обн.	0,25	—	0,22	0,16	—	—
CaO	28,43	27,74	17,15	22,36	28,40	27,97	24,30
SrO	Не обн.	0,01	—	0,04	0,005	—	—
BaO	—	—	—	—	0,003	—	—
MnO	Сл.	0,03	—	0,39	0,01	0,03	3,80
FeO	—	0,24	—	1,13	0,20	1,07	Сл.
Al ₂ O ₃	1,23	0,48	6,24	5,83	4,44	6,32	—
Fe ₂ O ₃	0,46	2,15	5,90	3,63	Не обн.	2,73	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,02	—	—
TR ₂ O ₃	Не обн.	0,20	12,08	8,20	0,30	—	—
SiO ₂	30,54	30,88	28,50	29,08	30,32	28,76	30,40
TiO ₂	38,48	37,23	27,04	25,45	33,70	32,76	42,00
ZrO ₂	Не обн.	0,26	—	—	0,06	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,09	—	—
Nb ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	—	0,35	0,69	—	—
Ta ₂ O ₅	»	»	—	0,35	0,03	—	—
H ₂ O ⁺	0,30	0,39	} 3,59	1,15	0,54	—	—
H ₂ O ⁻	0,31	Не обн.		0,47	0,18	—	—
F	0,20	0,35	—	1,66	1,40	—	—
Сумма	100,01	100,55	100,50	101,04*	100,70	99,64	100,50
—O=F ₂	0,09	0,15	—	0,70	0,59	—	—
	99,92	100,40	—	100,34	100,11	—	—
Уд. в.	3,525	3,475	—	3,599	3,52	—	—
n _g	—	2,060	—	—	1,975	—	—
n _m	—	1,909	—	—	—	—	—
n _p	—	1,857	—	—	1,84	—	—
2V	—	31°	—	—	38°	45°	—

*В том числе SnO₂—0,42. %

15 — бледно-зеленый, полупрозрачный, из жилы «альпийского типа» в гранатовых амфиболитах, Челябинская обл. (Урал), анал. Забавникова (по неопубликованным данным); 16 — желтовато-коричневый из траппов, Сибирская платформа, анал. Забавникова [54]; 17 — черный кейльгаунт, Южная Норвегия, анал. Рамельсберг (по Дельтеру); 18 — Западные Кейвы (Кольский п-ов), анал. Мокрецова (по неопубликованным данным); 19 — темно-коричневый гротит из известняка, Парайнен (Финляндия), анал. Кнорринг [4]; 20 — темно-коричневый гротит, Онтарио, анал. Принс [20]; 21 — гриновит, Сен-Марсель, анал. Делес (по Дельтеру).

Состав группы редкоземельных элементов различен [65, 66]. Чаще преобладают элементы Се-группы, реже Y-группы [52, 67, 69]. Относительное содержание редкоземельных элементов в титанитах (в % к сумме TR₂O₃):

	1	2	3	4	5	6	7
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	2,18	5,6	1,89	1,18	0,30	1,56	0,47
La_2O_3	0,7	0,7	4,2	4,7	6,7	9,6	10,6
CeO_2	1,0	4,3	14	19,0	20	26,2	23,4
Pr_6O_{11}	0,1	0,9	6	4,1	3,3	5,1	4,3
Nd_2O_3	5,1	5,0	16	18,0	23,3	18,6	19,2
Sm_2O_3	2,0	5,2	4,7	5,1	6,7	5,1	6,4
Eu_2O_3	} 7,4	0,4	0,5	—	—	—	—
Gd_2O_3		8,8	4,7	5,7	6,7	5,1	6,4
Tb_2O_3	0,4	1,1	0,5	—	—	—	—
Y_2O_3	(54,4)	49,3	(40)	32,4	20,0	25,6	20,3
Dy_2O_3	7,4	8,6	3,6	4,3	6,7	2,6	4,3
Ho_2O_3	4,1	1,6	0,8	0,8	—	—	—
Er_2O_3	8,5	6,1	1,5	2,2	<3,3	1,9	2,1
Tm_2O_3	0,1	0,7	0,2	0,8	<3,3	—	—
Yb_2O_3	8,7	6,4	1,8	2,8	—	—	2,1
Lu_2O_3	0,1	0,9	0,4	0,3	—	—	—
ΣCe	16,7	26,4	50,6	56,6	66,7	69,7	70,3
ΣY	83,3	73,6	48,3	43,6	33,3	30,1	28,8

1 — титанит из микроклинизированных гнейсов (оригинал хим. анализа 3), Приднепровье [67]; 2 — кейльгаунт, Арендаль (Норвегия); 3 — титанит из гранита (анализ 1), Борщовочный край (Забайкалье) [66]; 4 — титанит из гранита, Кураминский хребет (Средняя Азия); 5 — гротит из известняка (анализ 19), Финляндия [4]; 6 — гротит из сиенит-пегматита, Слюдянка (Прибайкалье); 7 — титанит из габбро, Финляндия [4].

	8	9	10	11	12	13
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	4,25	0,20	3,72	0,37	0,50	0,29
La_2O_3	10	9,9	10,3	10,8	10,5	12,8
CeO_2	30	34,4	31,9	32,4	40,5	35,4
Pr_6O_{11}	5	4,8	8,6	5,4	7,6	3,6
Nd_2O_3	20	15,1	22,4	21,6	26,4	37,0
Sm_2O_3	3	4,9	3,5	5,4	5,0	4,4
Eu_2O_3	—	—	0,3	—	—	—
Gd_2O_3	3	6,7	2,2	5,4	5,6	3,5
Tb_2O_3	—	—	0,5	—	—	—
Y_2O_3	(30)	18,9	15,4	13,5	3,7	2,6
Dy_2O_3	0,1	5,3	1,9	2,7	0,7	0,8
Ho_2O_3	—	Сл.	0,5	—	—	—
Er_2O_3	0,05	»	1,1	2,7	0,2	—
Tm_2O_3	—	—	0,3	—	—	—
Yb_2O_3	0,05	Сл.	1,3	—	—	—
Lu_2O_3	—	—	0,3	—	—	—
ΣCe	71	75,8	79,7	81,0	95,6	96,7
ΣY	30,2	24,2	20,8	18,9	4,6	3,4

8 — титанит из микроклин-пертитовых гнейсов (оригинал хим. анализа 6), р. Эмельджак (Якутия) [68]; 9 — титанит из метаморфизованных траппов (анализ 16), Сибирская платформа [54]; 10 — кейльгаунт из гранитного пегматита, р. Эмельджак (Якутия); 11 — титанит из титинитовой породы (анализ 8), Кольский п-ов [4]; 12 — титанит из диопсид-скаполитового пироксенита (анализ 7), р. Тимптон (Якутия); 13 — титанит из габбро-долерита, Норильский р-н.

Диагн. исп. Наиболее легко разлагается HF, H_2SO_4 с $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ при нагревании [70], также 5—10 %-ной HCl с последующей обработкой горячим раствором Na_2CO_3 [71, 72] и NaOH при нагревании до 650—700° [73].

Повед. при нагр. Температура плавления, по данным разных исследователей, колеблется от 1127 до 1386° [74—77].

При длительном прокаливании на воздухе светлые титаниты темнеют, бурые не изменяются, а черные кейльгауиты светлеют (изменение цвета, по-видимому, связано с переходом Fe^{2+} в Fe^{3+} , а в кейльгауите — Ce^{3+} в Ce^{4+}); при повторном прокаливании в атмосфере водорода первоначальный цвет минерала восстанавливается. Предполагается, что при нагревании в отсутствие воздуха происходит лишь частичное окисление Fe^{2+} за счет кислорода H_2O , содержащейся в минерале [78].

При нагревании до 900° показатель преломления не меняется, при дальнейшем повышении температуры немного увеличивается [40].

Находж. Широко распространен. Преимущественно наблюдается в изверженных породах. В сиенитах, нефелиновых сиенитах, гранитах, диоритах встречается в виде призматических, клиповидных и кошвертовидных кристаллов бурого или желто-бурого цвета. В щелочных сиенитах Хибинского массива часто образует крупные скопления, иногда является породообразующим минералом [19]. Спутники: ильменит, роговая обманка, эгирин, циркон, апатит, пироклор, магнетит, диоксид, биотит.

В гранитах и диоритах, как правило, не образует больших скоплений, но в том или ином количестве постоянно присутствует в виде хорошо образованных кристаллов. Отмечается в гранитах Умани на Украине [79], в гранитоидах Приазовья [55], в граносиенитах Лениногорского района в Казахстане [80], причем в контаминированных разностях пород содержание титанита возрастает в 3—4 раза. В гранодиорите Калифорнии на долю скоплений крупных кристаллов титанита падает до 10% от общего объема породы [81].

Богаты титанитом щелочно-ультраосновные породы Карелии [35], Приморья [51], а также Южной Норвегии, Швеции и Финляндии; он является первичным или вторичным (по перовскиту и титаномagnetиту).

В породах основной и ультраосновной магм титанит редок. Известны находки мелких бледно-зеленых кристалликов вторичного титанита в горн-блендите и габбро-амфиболите на Урале, в пироксенитах массива Холодное на Кольском п-ове [82], в габбро Илоярви (Финляндия) [4] и др.

Особенно типичен титанит для пегматитов. Для щелочных пегматитов характерно большое разнообразие формы его выделений, окраски и химического состава. В пегматитах Хибинского и Ловозерского массивов на Кольском п-ове встречаются бурый, желтый, розовый, белый и синий титанит в виде призматических и короткостолбчатых кристаллов, неправильных зерен, игольчатых выделений и радиально-лучистых скоплений. В сиенитовых пегматитах Ильменских и Вишневых гор на Урале [12, 13, 46], Приазовья [39], а также Гренландии и Южной Норвегии [14] титанит сопровождается эгиринном, апатитом, цирконом, амфиболом, биотитом.

В гранитных пегматитах титанит встречается реже. Содержится в кварц-полевошпатовых пегматитах, секущих известняки и диоксидовые породы в Прибайкалье [83], Восточной Сибири [84, 85], в пегматитах, секущих граниты Украинского кристаллического массива [86—89], а также в пегматитах в Японии (Фукусима) [90], Эфиопии (Квосдесцер) [6] и др. Ассоциируется с ортитом, магнетитом, диоксидом, биотитом, иногда с кальцитом и графитом.

Встречается в некоторых эффузивных породах — трахитах, фонолитах, андезитах и др.: в выбросах Везувия, на Лаахерском озере (ФРГ), в нефелинитах вулкана Этинде (Камерун), а также в метасоматически измененных траппах Сибирской платформы [54].

Титанит широко распространен в осадочно-метаморфических гнейсах

и мигматитах Южной Якутии [91], а также в апогнейсовых фенитах Кольского п-ова [92, 93].

Распространен в контактово-метаморфических образованиях Японии [94]. Зеленые, белые и бледно-розовые крупные кристаллы титанита на Урале (Назымские и Шишимские горы, Евгение-Максимилиановская копь) известны в зонах контактов габбро и амфиболитов с известняками.

Встречен в железорудных скарнах Кузнецкого Алатау [95] и Ионского железорудного месторождения [96]. В скарнах Амсрденфиорда в Гренландии [97] и Лангсзундфиорда в Норвегии [98] сопровождается кальцитом, эпидотом, диопсидом, волластонитом, гранатом, везувианом и др.

Является характерным минералом жил альпийского типа, где наблюдается в ассоциации с адуляром, альбитом, хлоритом, эпидотом и др. Такие жилы известны на Урале [99, 100], в Чехословакии (Пекло) [23], в Швейцарии (Сен-Готард, Бинненталь, Церматт) [22]. Иногда образует сагенитоподобные выделения в биотите [101].

В осадочных породах титанит чрезвычайно редок. Отмечен как новообразование в песчано-глинистых породах Южного Тимана и Западного Приуралья [102]. Идломорфные кристаллы новообразованного титанита найдены в карбонатных породах и сланцах Бакальского железорудного месторождения [103]. Отмечены новообразования титанита в боксите [104].

Вторичный титанит описан как продукт изменения ильменита, ильменорутила, перовскита [46, 105, 106], магнетита, рутила [107, 108], граната [109]; в песчаниках Швеции обнаружен титанит, образование которого связывается с переотложением обломочного титанита [110].

Типовыми признаками титанита могут служить некоторые физические свойства (цвет, уд. вес), облик кристаллов и химический состав.

В породах гранитной магмы титанит имеет темную окраску, иногда черную, с жирным блеском. Кристаллы преимущественно конвертовидной формы, частью клиновидные. Характерна примесь TR_2O_3 , сумма которых преобладает над Nb_2O_5 . Редкие земли преимущественно иттриевые [5, 63, 67]. В небольшом количестве содержатся U и Th. Содержание Fe и Al повышено. Для пород щелочных комплексов характерны золотистые и желто-бурые титаниты; кристаллы преимущественно призматического габитуса (до игольчатых), содержат большое количество изоморфных примесей, среди которых преобладает Nb. Содержание Na повышено, TR преимущественно цериевые (анализы 8—12). Светлый зеленоватый прозрачный титанит встречается в основных и ультраосновных породах и жилах альпийского типа. Для его кристаллов характерны развитие граней $x(102)$ и большее богатство форм. Состав близок к теоретическому; содержит небольшие количества Al, Fe и H_2O (анализы 13—15).

Содержание в титаните редких элементов, в частности Nb и TR, может служить индикатором среды, в которой он образовался [54, 66, 82, 111, 112]; по мнению Конты [41], содержание Fe в титаните зависит от температуры его образования.

Изм. При механическом разрушении пород титанит попадает в россыпи. При его химическом изменении чаще образуется анатаз, реже — рутил, брукит или перовскит, а также кварц; известны случаи замещения его ильменитом. Отмечено, что с переходом титанита в брукит [113] может быть связано образование кальцита и ильменита, а с переходом титанита в перовскит — образование кальцита и рутила. В результате выветривания лейкоксенизируется (см. Минералы, т. II, вып. 2, стр. 300); отмечено образование лейкоксена в результате грейзенизации [114]. Описаны псевдоморфозы по титаниту граната [13], ильменита [46], перовскита [115], анатаза и кальцита [89, 116].

Искусств. Получен сплавлением при высоких температурах (1200—1400°) кремнезема (кварца), рутила или ильменита с различными солями Са [77, 117]. Кристаллы искусственного титанита всегда вытянуты по оси *c*, цвет его синий, желтый, при добавлении $MnCl_2$ — розовый.

В системе титанит — анортит — волластонит эвтектика при 1240° отвечает составу: титанит — 25%, анортит — 37,5%, волластонит — 37,5% [118]. В системе анортит — титанит бинарная эвтектика при 1301° имеет состав: анортит — 37%, титанит — 63%. Система альбит — титанит в пределах 1386—1118° содержит от 100 до 7,5% титанита [75]. В системе перовскит — титанит при 1360—1280° выделяется титанитовое стекло [74]. Изучались также системы альбит — анортит — титанит и альбит — анортит — диопсид — титанит при высоких температурах и атмосферном давлении. В системе $BaTiO_3$ — SiO_2 при 1400° был получен бариевый аналог титанита $BaTiSiO_6$ [119]. Выяснено, что температура кристаллизации титанита зависит от состава среды [75].

Практ. знач. Очень редко содержится в количестве, позволяющем использовать его как титановое сырье (от 20 до 50% в апатит-титанитовой породе Хибин) [120, 121]. Чистые прозрачные кристаллы иногда подвергают огранке и используют в ювелирном деле.

Отл. От сходных по внешним признакам минералов отличается характерной формой кристаллов и реакцией на Ti , от граната — меньшей твердостью и более сильным блеском, от бадделейта — меньшим удельным весом. В шлифах очень характерны ромбовидные очертания сечений зерен, часты двойники. Отличается от монацита более высокими показателями преломления и двупреломлением, от касситерита, циркона и кальцита — двуосностью, от бадделейта — более слабо выраженной спайностью и положительным оптическим знаком.

Разнов. К е й л ь г а у и т — keilhauite — редкоземельный титанит из Южной Норвегии, содержащий около 12% TR_2O_3 (анализ 17). Титанит с 8,2% TR_2O_3 встречен на Кольском п-ове (анализ 18), а также в Казахстане [63].

Синон. Иттротитанит — yttrifitanite (Шеерер, 1844), эколит-титанит — eucolite-titanite (Шеерер, 1853), иттросфен — yttrcsphene (Поликарпова, 1956 [122]).

Цв. темно-бурый, черный или красновато-бурый. Тв. 6—7 [66]. Уд. вес 3,55—3,77; $n_g = 2,04$, $n_p = 1,90$; $2V = 70^\circ$. Состав группы TR преимущественно иттриевый (около 50% Y_2O_3 от всей суммы TR_2O_3) (состав TR см. выше). Под названием кейльгауита описаны титаниты и с меньшим содержанием TR_2O_3 , в основном цериевой группы.

Г р о т и т — grothite, назван Дана, впервые найден в сиените из Плауэна в окрестностях Дрездена (ГДР). Содержит повышенное количество Fe^{3+} и Al при сравнительно низком содержании TR (анализы 19, 20).

Г р и н о в и т (грееновит) — greenovite — розовый титанит из Сен-Марселя в Пьемонте (Италия); содержит около 4% MnO ; единственная находка (анализ 21). Синтезирован гриновит с 8,90% MnO (по Дельтеру).

Назван Дюфренуа (1840). Синон. Псевдартмон — pseudartmon (Хей, 1955).

О л о в я н н ы й т и т а н и т — Zinntitanit — с содержанием около 10% SnO_2 (Sn замещает Ti). Найден в Юго-Западной Африке около Арандиза с касситеритом и кварцем. Розово-бурый. Уд. вес 4,0—4,1. Показатели преломления несколько ниже, чем у титанита. Порошкограмма та же, имеется некоторое различие в интенсивностях линий (Рамдор, 1936) [59]. Возможно, является промежуточным минералом между титанитом и малайитом [123].

Межплоскостные расстояния титанита из Тироля*
CuK α -излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
$\bar{1}11$	30	4,93	$\bar{2}04$; 310	5	1,848	20	1,306
111; 002	100	3,233	012; $\bar{2}41$	10	1,802	10	1,275
202	90	2,989	$\bar{3}32$	20	1,741	5	1,227
200	5	2,841	240	10	1,725	10	1,132
$\bar{2}21$; 022	90	2,595	$\bar{2}24$	30	1,703	5	1,117
$\bar{1}13$; 220	5	2,362	$\bar{3}33$	40	1,643	10	1,107
112; $\bar{1}32$	30	2,273	151; 241	20	1,554	5	1,077
131	5	2,225	043; $\bar{1}34$	10	1,527	5	1,042
$\bar{3}12$	20	2,101	133	40	1,494	5	1,030
$\bar{3}11$	40	2,058	400	40	1,418	5	1,015
$\bar{2}21$	10	1,972		20	1,409	5	0,999
$\bar{3}13$	10	1,945		20	1,344		

* ASTM, 11—142.

Л и т е р а т у р а

- Zachariassen W. H. Zs. Krist., 1930, 78, 7.
- Mongiorgi R., Riva di Sanseverino L. Min., petr. acta, Bologna, 1968, 14, 123.
- Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 3.
- Sahama T. G. Bull. Comm. géol. Finl., 1946, No 138, 88 (сводка анализов).
- Hutton C. O. Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, No. 7, 635.
- Morgante S. Period. min., Roma, 1943, 14, 13.
- Jaffe H. W. Am. Min., 1947, 32, Nos. 11—12, 637.
- Baur W. H. Beitr. Min., Petr., 1959, 6, H. 6, 399.
- Oberföll L. N. Jb. Min., 1931, B.-Bd. 62, A, 331 (сводка по морфологии кристаллов; скульптура граней).
- Bauer K. Tscherm. min., petr. Mitt., 1933, 48, H. 4—5, 319 (обсуждение облика кристаллов).
- Oberbauer K., Behmenberg H. Zbl. Min., 1934, A, 47 (статистика значимости форм).
- Бонштедт Э. М. Титанит. Минералогия Союза, сер. А. Изд-во АН СССР, 1934, вып. 3, 62 (сводка).
- Еремеев П. В. Горный журн., 1865, 1, 81; Зап. Мин. об-ва, 1866, 1, прот. 290; там же, прот. 297; там же, 1869, 4, 201; там же, 1881, 16, 254; там же, 1882, 17, прот. 362 и 374; там же, 1891, 27, прот. 421.
- Brogger W. Zs. Krist., 1890, 16, 514.
- Slavik F. Zs. Krist., 1904, 39, 294.
- Zambonini F. Zs. Krist., 1905, 40, 239.
- Hadding A. Geol. för. förhandl., 1914, 36, H. 5, No 299, 319.
- Прянишников М. С. Протоколы Об-ва ест. Казанск. ун-та, 1916, прилож. № 316, 1.
- Бонштедт Э. М. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 49.
- Prince A. T. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1938, No. 41, 59.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, вып. 2, 116.
- Parker R. L. Schweiz. min., petr. Mitt., 1951, 31, H. 1, 306.
- Vtelenský J. Rozpr. Českoslov. Akad. věd., Mat.-přirod., 1954, 64, S. 7, 1.
- Cerný P. Časop. Moravsk. musea, Brně, vědy přírod., 1954, 39, 78.
- Weibel M. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1957, 5, H. 4, 373.
- Rigault G. Rend. Soc. min. Ital., 1959, 15, 239.
- Tennyson C. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94 (Festband Ramdohr), 2-te Hälfte, 1263.
- Киров Г. И. Годичник Софийск. ун-та, биол.-геогр. ф-т, 1960/61, 55, кн. 2, 185.
- Померанцева Н. Г. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Апатиты, 1962, вып. 3, 151.
- Чесноков Б. В. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1963, вып. 42, 143.
- Grubesci O. Period. min., Roma, 1963, 32, 263.
- Золотирев Б. П. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 9.
- Sturman B. Geoloski vjesnik, Zagreb, 1964, 18, 35.
- Dei' Anna L., Pizzirani L. Period. min., Roma, 1964, 33, 181.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Ка-

- ледонский комплекс ультраосновных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 394.
36. *Laszkiewicz A.* *Kwartalnik geol.*, Warszawa, 1960, 4, Nr 4, 819.
 37. *Бергман И. А.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Апатиты, 1962, вып. 3, 20.
 38. *Mügge O. N.* *Jb. Min.*, 1889, 2, 98; *Johnsen A.* *Zbl. Min.*, 1918, 152.
 39. *Марченко Е. Я.* Мин. сб. Львов, 1965, № 19, вып. 3, 379.
 40. *Rath R.* *Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallophys.*, 1956, F. 1, 285.
 41. *Konta J.* *Bull. intern. Akad. tchéque sci. Česká Akad.*, 1949, N 18, 1 (сводка анализов).
 42. *Kisber W.* *Heidelb. Beitr. Min., Petr.*, 1952, 3, H. 1, 1.
 43. *Traube H. N.* *Jb. Min.*, 1897—1898, V.-Bd. 11, A, 209 (данные по пирозлектрическим свойствам; установка кристаллов по Науману).
 44. *Боровик С. А.* Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 653.
 45. *Дудкин О. Б.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 169.
 46. *Ахманова М. В., Леонова Л. Л.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 12.
 47. По данным *Симонова А. И.*, 1949.
 48. *Larsen E. S., Kevil N. V.* *Am. J. Sci.*, 1942, 240, No. 3, 204.
 49. *Coppens R.* *Bull. Soc. fr. min.*, 1952, 75, № 10—12, 584.
 50. *Xavier de Morais M.* *Mem. e Not. Univ. Coimbra*, 1965, No 60, 59.
 51. *Викторов В. В., Елисева О. П., Цейтлин С. Г., Жирова Н. К.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 9, 3.
 52. *Расс И. Т.* *Геохимия*, 1964, № 3, 230.
 53. *Бельков И. В.* Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, 255.
 54. *Надеждина Е. Д., Юдина В. В., Забавникова Ш. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 243.
 55. *Марченко Е. Я.* Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 1, 1373.
 56. *Забавникова Ш. И.* *Геохимия*, 1957, № 3, 226 (сводка анализов).
 57. *Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 342.
 58. *Иванов А. А., Бороцкий И. Б., Ярош Н. А.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1944, вып. 5, 1.
 59. *Ramdohr P. N.* *Jb. Min.*, 1936, V.-Bd. 70, A, 1.
 60. *Чердынцева В. В., Зоерев В. Л., Купцов В. М., Куслицына Г. И.* *Геохимия*, 1968, № 4, 395.
 61. *Марченко Е. Я., Щербаков В. П.* *Геохимия*, 1966, № 11, 1373.
 62. *Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы Южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, 1966, 208.
 63. *Семенов Е. И., Костишина Л. П., Кулаков М. П.* Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 137.
 64. *Усков М. Н.* Сб. «Конституция и свойства минералов». Изд-во «Наукова думка», 1967, сб. 2, 94.
 65. *Sahama Th. G., Vähätalo V.* *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1941, N:o 126, 50.
 66. *Семенов Е. И.* *Минералогия редких земель*. Изд-во АН СССР, 1963, 164.
 67. *Орса В. И., Елисева Г. Д.* Мин. сб. Львов, 1965, № 19, вып. 3, 318.
 68. *Сердюченко Д. П., Молева В. А.* ДАН СССР, 1960, 132, № 1, 181.
 69. *Хомяков А. П.* *Геохимия*, 1968, № 11, 1400.
 70. *Книпович Ю. Н.* Сб. «Анализ минерального сырья». Госхимиздат, 1956, 757.
 71. *Землячченский П. А.* Сб. «К познанию русских глин». КЕПС, 1923, № 18.
 72. *Жирнова Н. А.* Тр. Керамич. ин-та. 1934, вып. 43, 34.
 73. *Брусидовский А. М., Штерн М. А., Панкова И. И.* Тр. Н.-и. ин-та лаков и красок, 1932, вып. 2, 229.
 74. *House H., Fucusima M.* *Bull. Chem. Soc. Japan*, 1932, 7, No. 3, 91 (по реферату Chem. Abstr., 1937, 31, 37726).
 75. *Prince A. T.* *J. of Geology*, 1943, 51, No. 1, 1.
 76. *Smolensky S.* *Zs. anorg. Chem.*, 1912, 73, 293.
 77. *Sustschinsky P.* *Zs. Krist.*, 1903, 38, 264.
 78. *Johnsen A. N.* *Jb. Min.*, 1923, V.-Bd. 48, A, 136.
 79. *Бакало В. В.* Геол. журн. АН УкрССР, 1966, 26, вып. 6, 76.
 80. *Бутина Л. К., Литвинович А. Н.* Тр. ИГН КазССР, 1967, 20, 75.
 81. *Webb R. W.* *Am. Min.*, 1939, 24, No. 5, 344.
 82. *Кирнарский Ю. М.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Апатиты, 1962, вып. 3, 188.
 83. *Еремеев П. В.* Сб. статей Горного ин-та (изд. по случаю юбилея), 1873, 165.
 84. *Шмакин Б. М., Степан М. О.* Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1960, № 10, 59.
 85. *Сердюченко Д. П., Молева В. А.* ДАН СССР, 1960, 132, № 1, 181.
 86. *Абрамович Ю. М.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 337.

87. Латиш В. Т. Вісник Київськ. ун-та, сер. геол., геогр., 1959, вып. 1, № 2, 43.
88. Івантишин М. М. Тр. ИГН АН Укр. ССР, сер. петр., мин., геохим., 1960, вып. 8, 3.
89. Юрк Ю. Ю. Геол. журн. АН Укр. ССР, 1950, 10, вып. 3, 3.
90. Омори, Хасэгава. J. Japan. Assoc. min., petr., esop. geol., 1953, 37, No. 6, 209 по Реф. журн. Геология, 1955, № 2.
91. Сердюченко Д. П. Сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961, 29.
92. Тихоненкова Р. П., Скосырева М. В. Сб. «Минерология пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 92.
93. Сергеев А. С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Изд. Ленингр. ун-та, 1967, 93.
94. Hirshi Haramura. J. Geol. Soc. Japan, 1961, 67, 606.
95. Копылова Л. Т. Тр. Томск. ун-та, сер. геол., 1963, 164, 69.
96. Барсанов Г. П. ДАН СССР, 1941, 31, № 3, 246.
97. Pauly H. Medd. Dansk geol. for., 1948, 11, H. 3, 328.
98. Goldschmidt V. M. N. Jb. Min., 1914, B.-Bd. 39, A, 213.
99. Вертушков Г. Н. Зап. Мин. об-ва, 1942, 21, вып. 1—2, 23.
100. Якшин В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 222.
101. Niggli C. R., Niggli E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1965, 45, H. 2, 807.
102. Сердюченко Д. П., Добротворская Л. В. ДАН СССР, 1949, 89, № 3, 421.
103. Бургеля Н. К. Сб. «Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1958, 61.
104. Бенеславский С. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4, 54.
105. Крыжановский В. И., Гинзбург А. И. Тр. Ильменск. заповедника, 1940, вып. 2, 191.
106. Евзикова Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 3, 321.
107. Cathrein A. Zs. Krist., 1883, 8, 4.
108. Пятнов В. И. Геология рудных м-ний, 1963, № 2, 121.
109. Eskola P. Öfvers. Finska vet. soc. förhandl., 1920—1921, 63, A, No. 1, 37.
110. Gorbatschev R. Geol. för. förhandl., 1962, 84, H. 1, N:o 508, 32.
111. Бородин Л. С. ДАН СССР, 1955, 103, № 5, 865.
112. Бородин Л. С. ДАН СССР, 1955, 103, № 6, 1061.
113. Kontrus K. Tscherh. min., petr. Mitt., 1952, 3, H. 1, F. 3, 84.
114. Никитина Е. И., Сотников В. И., Зюзин Н. И., Архипенко Д. К. Сб. «Рентгенография минерального сырья». Изд-во «Недра», 1967, сб. № 6, 63.
115. Schneider K. N. Jb. Min., 1889, 1, 99.
116. Pough F. H., Am. Min., 1934, 19, No. 12, 599.
117. Michel M. L. Bull. Soc. fr. min., 1892, 15, 254.
118. Iwase H., Nishicka. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 1, 1936, 444 (по реферату Chem. Abstr., 1937, 31, 37724).
119. Rase D. E., Roy R. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No. 11, 389.
120. Лабунцова А. Н. Сб. «Сырьевые и топливные ресурсы Ленинградской области». Ленхимсектор, 1932, 97.
121. Антонов Л. Б. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, № 6, 111.
122. Поликарпова В. А. Атомная энергия, 1956, № 3, 132.
123. Alexander J. B., Flinter B. H. Min. Mag., 1965, 35, No. 272, 622.

Малайит Malayaite



Назван по стране, где впервые был обнаружен (Александр, 1964) [1], предварительно был кратко описан без названия [2].

Характ. выдел. Мелкокристаллические агрегаты (налеты, корки, выделения неправильной формы до 4 мм) [3].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$; $a_0 = 6,66$, $b_0 = 8,89$, $c_0 = 7,15$; $\beta = 113^\circ 20'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,749 : 1 : 0,804$; $Z = 4$ (Штрунц, 1966; по сообщению Флейшера, для минерала из Малайзии). Изоструктурен с титанитом.

Физ. св. Тв. $3\frac{1}{2}$ —4. Уд. вес минерала из Малайзии [2] 4,3, из Таиланда — 4,55 [4] (вычисл. 4,56). Цв. желтый, желто-бурый, бледно-желтый. В коротких ультрафиолетовых лучах — яркая желтовато-зеленая флуоресценция [1, 2]. Прозрачен.

Микр. В шлифах бледно-желтый до бесцветного. Двуосный (—); $n_g = 1,799$, $n_m = 1,784$, $n_p = 1,765$, $2V = 85 \pm 2^\circ$ у минерала из Малайзии [2]; $n_g = 1,802$, $n_m = 1,785$, $n_p = 1,765$, $2V = 84 \pm 2^\circ$ у малайита из Таиланда [4].

Хим. Теор. состав: CaO — 21,01, SnO₂ — 56,47, SiO₂ — 22,52. Малайит из рудника Митате (Япония) содержит 2 — 4,6% Ti, из рудника Кута — всего 0,3%; отмечается варьирующее содержание Sn и Ti даже в пределах отдельных зерен [5].

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	—	—	—	0,13
CaO	19,14	20,55	22,3	19,97
FeO	—	Не обн.	0,7	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	2,70
SiO ₂	21,26	22,83	23,2	18,29
TiO ₂	—	Не обн.	0,2	0,07
SnO ₂	58,48	56,18	53,3	47,10
H ₂ O ⁺	—	—	—	1,35
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,12
П. л.	0,50	—	—	—
Н. о.	—	—	0,9	—
Сумма	99,38	99,56	100,6	89,73

1 — Малайзия [2]; 2 — Малайзия, анал. Чэдунг [4]; 3 — Девоншир, анал. Босуэл, н. о. — лёллинит; 4 — Таиланд, неполный анализ, по-видимому, несколько загрязненного минерала [4].

Диагн. исп. Растворим в HCl [4].

Нахожд. Впервые наблюдался [2] совместно с варламовитом в виде налетов и корок на касситерите в аллювиальных отложениях долины р. Сунгай в шт. Перак (Малайзия). Предположительно является продуктом гидротермального изменения касситерита. Встречен в роговиках среди скарпов, развитых в контакте гранита в Дортмуте (Девоншир, Англия); характерна ассоциация с вольфрамитом, диопсидом, везувианом и лёллинитом, а также с датолитом (по волластониту) и грапатом [3]. Установлен в руднике Пиннок в Таиланде [4]. Обнаружен в ряде метасоматических рудных месторождений Японии на контакте со скариями [5].

Межплоскостные расстояния малайита из Таиланда [4]
CuK_α-излучение, Ni-фильтр

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
111	30	4,93	204; 310	5	1,848	20	1,306
112; 002	100	3,233	042; 241	10	1,802	10	1,275
202	90	2,989	332	20	1,742	5	1,227
200	5	2,841	240	10	1,725	10	1,132
221; 022	90	2,595	224	30	1,703	5	1,117
113; 220	5	2,362	333	40	1,643	10	1,107
112; 132	30	2,273	151; 241	20	1,554	5	1,077
131	5	2,225	043; 134	10	1,527	5	1,042
312	20	2,101	133	40	1,494	5	1,030
311	40	2,058	400	40	1,418	5	1,015
221	10	1,972		20	1,409	5	0,999
313	10	1,945		20	1,344		

Литература

1. Alexander J. B., Flinter B. H. Min., Mag., 1965, 35, No. 272, 622 (краткие сведения).
2. Ingham F. T., Bradford E. F. Mem. Geol. Surv. Malaya, 1960, No. 9, 105 (по реферату Am. Min., 1961, 46, Nos. 5—6, 768).
3. El Sharkawi M. A. H., Dearmon W. E. Econ. Geol., 1966, 61, No. 2, 362
4. John, Yong Won, J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1967, 58, No. 3, 116 (японский текст, аннотация по-английски).
5. Такамото Сукунь, Сёдзи Тэцуя. Mining Geol., Япония, 1969, 19, No. 4, 159 (японский текст, английский реферат).

Ферсманит *Fersmanite*
(Ca,Na)₂(Ti,Nb)SiO₅(O,F)

Назван по имени акад. А. Е. Ферсмана (Лабунцов, 1929) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1,2 см) и их сростки; выделения неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. (псевдотетраг.); C_{2h}^6 — $C2/c$; $a_0 = 10,25$, $b_0 = 10,30$, $c_0 = 20,25 \text{ \AA}$; $\beta = 97^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9952 : 1 : 1,9660$; $Z = 4$ (по новым данным Е. И. Семенова). Четкие линии на порошкограммах получаются после прокаливании ферсманита до 900° . К ферсманиту предположительно [2] близок синтетический тетрагональный титаносиликат $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$ [3].

Призм. кл. C_{2h}^6 — $2/m$ (L_2PC); $a : b : c = 0,9911 : 1 : 0,9961$; $\beta = 97^\circ 16'$ (Лабунцов, 1929) [1].

Наблюдавшиеся формы:

	Ф	Р	Ф ₂	Р ₂	
c	001	90°00'	7°16'	7°16'	90°00'
a	100	90 00	90 00	90 00	90 00
m	110	45 29	90 00	90 00	45 29
n	310	71 51	90 00	90 00	71 51
v	106	90 00	16 31	16 31	90 00
x	506	90 00	44 11	44 11	90 00
z	101	90 00	48 46	48 46	90 00
y	301	—90 00	71 03	—71 03	90 00
f	113	54 29	29 46	24 58	73 14
h	223	50 24	46 11	38 46	62 37
k	111	48 52	56 34	48 46	56 42
l	221	47 14	71 11	65 06	50 00
t	114	—26 48	15 35	—7 10	76 08
s	112	—37 16	32 03	—20 46	65 01
r	223	—39 33	40 45	—28 45	59 47
p	553	—43 14	66 19	—57 22	48 09
o	221	—43 37	70 02	—62 13	47 07
u	441	—44 33	79 52	—75 42	45 27

$$mm(110):(1\bar{1}0)=89^\circ 02' \quad hh(223):(2\bar{2}3)=54^\circ 46' \quad sa(\bar{1}12):(\bar{1}00)=71^\circ 15'$$

$$ch(001):(2\bar{2}3)=40 48 \quad ka(111):(100)=51 03 \quad ss(\bar{1}12):(\bar{1}\bar{1}2)=49 58$$

Морфологическое отношение осей отличается от рентгеновского в 2 раза меньшим значением c .

Кристаллы псевдотетрагонального облика (фиг. 127), иногда сильно уплощены по (001). Наиболее развиты грани c , h и s , а также m , r и p . Остальные грани часто создают лишь штриховатость на главных гранях.

Физ. св. Сп. отсутствует. Слабо выражена отдельность по (001). Изл. неровный. Тв. 5—5½. Микротвердость 614—681 кг/мм² [4]. Уд. вес 3,28—3,46; 3,01 у буровато-красного (хим. анализ 9). Цв. желтовато-коричневый и коричневый разных оттенков до бурого, в одном случае розовый до буровато-красного. Черта белая со слабым коричневым оттенком. Бл. стеклянный. Слабо просвечивает.

Микр. В шлифах прозрачен, светло-желтый или светло-коричневый. Не плеохроирует. Иногда отмечается зональность, которая наблюдается в различно ориентированных сечениях кристаллов при скрещенных николях. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010); N_p почти \perp (001); $n_g = 1,939$, $n_m = 1,930$, $n_p = 1,886$, $n_g - n_p = 0,053$ [5]; $n_g = 1,914$, $n_p = 1,873$ [6]; $2V = 0-7^\circ$.

Хим. И. Д. Старышкевич-Борнемап рассчитывает хим. анализы ферсманиита на молекулы Na_2NbSiO_6F и Ca_2TiSiO_6 [7].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	8,10	9,88	7,62	7,39	7,03	7,50	7,34	7,45	7,81
K_2O	0,37	—	0,62	0,43	0,22	0,65	0,10	0,14	0,96
MgO	—	0,08	0,12	сл.	0,24	0,13	0,95	0,87	не обн.
CaO	25,15	26,16	25,88	26,23	27,56	27,68	26,17	26,68	18,73
SrO	—	—	0,32	—	0,34	—	0,47	0,45	0,30
MnO	—	0,25	0,26	0,13	—	0,17	0,09	0,02	0,70
FeO	1,36	0,30	—	0,88	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	—	—	0,25	0,31	0,63	0,45	3,53
Fe_2O_3	0,34	0,45	0,52	—	0,46	0,20	1,62	3,53	0,43
SiO_2	23,42	22,30	23,36	21,87	22,12	22,82	22,34	23,66	20,36
ZrO_2	—	—	—	—	0,26	—	—	—	—
TiO_2			21,72	21,42	17,52	17,28	19,45	17,45	20,11
Nb_2O_5	} 37,95	} 37,34	15,00	17,95	20,78	19,10	17,39	16,52	17,51
Ta_2O_5			0,36	—	0,34	0,51	0,72	0,82	0,21
F	3,09	3,61	4,56	4,65	4,53	4,70	4,56	2,80	2,53
H_2O^+	} 0,84	} 1,26	1,80	1,38	не обн.	0,50	} 0,44	} 0,47	} 4,75
H_2O^-			—	—	0,14	»			
Сумма	100,62	101,63	102,14	102,47	101,65	101,62	102,27	101,31	101,33
$-O=F_2$	1,30	1,52	1,92	1,95	1,87	1,92	1,91	1,18	1,06
	99,32	100,11	100,22	100,52	99,78	99,70	100,36	100,13	100,27

Уд. в. 3,44—3,46 — 3,28 3,31 3,32 3,01

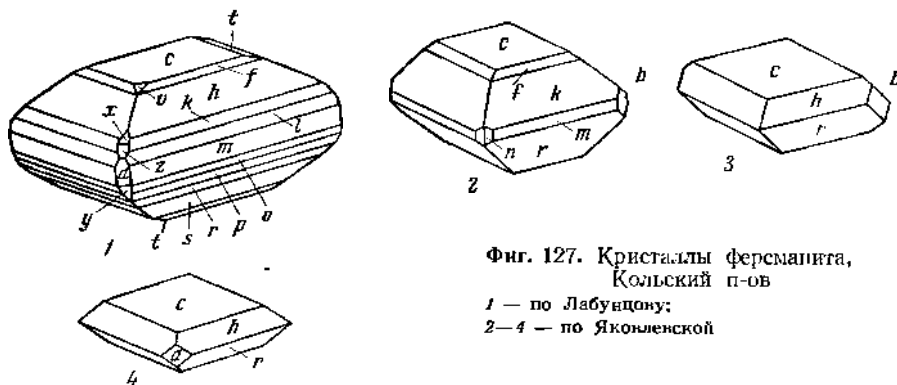
1—3 и 5 — северный приток р. Вуоннемиок (1 — анализ Вревская [1], 2 — анализ Владимирова и Быкова [5], 5 — анализ Бурова, по новым данным Шилина); 4 и 6 — Кукисвумчорр: 4 — анализ Казакова (U определен Даниловой) [6], 6 — анализ Книзева (данные Шилина); 7—9 — Кукисвумчорр, анализ Бурова (новые данные Соколовой): 7 — коричневый, 8 — светлый желтовато-коричневый, 9 — буровато-красный.

Спектроскопически в ферсманиите установлены: Pb и Y (0,0n%), Si (0,00n%) и Ce (следы). Радиометрическим методом: Th — $8,4 \cdot 10^{-3}$, U — $3,42 \cdot 10^{-2}$ и Ra — $1,14 \cdot 10^{-8}$ %; Th : U = 0,24 [5].

Диагн. исп. Растворяется в кислотах. П. п. тр. приобретает голубовато-серую окраску и с трудом сплавляется в эмаль такого же цвета.

Находж. Очень редок. Известен только в Хибинском массиве на Кольском п-ове; в долине р. Вуошмиок [5], на г. Юксфор и г. Кукисвумчорр (на Эвдиалитовой перемычке), на г. Куэлыфор [5, 6], в месторождении апатита Кукисвумчорр [6—9]. Встречается в пегматитах и гидротермальных обра-

зованиях среди рихсдорритов и в контактных зонах всяческого бока апатитового тела. Ассоциируется с ринколитом, ловчорритом, пектолитом, эвдиалитом, лампрофиллитом, сульфидами. В маломощных апофизах полевошпат-содалит-патролитовой жилы, секущей мельтейгиты верхней контактной зоны месторождения Кукисвумчорр, наряду с желтовато-коричневыми и коричневыми кристаллами изредка встречаются ксеноморфные выделения



Фиг. 127. Кристаллы ферсманита, Кольский п-ов

1 — по Лабунцову;

2—4 — по Яковлевской

розового и буровато-красного ферсманита вместе с пектолитом, лампрофиллитом и кальцитом [8]. На горе Кукисвумчорр ферсманит наблюдался также в альбит-эгириповых гнейсовидных породах среди рихсдорритов с ринколитом, ловчорритом, вудъявритом, лампрофиллитом, лепидомеланом, сульфидами (по данным Шилина).

Отл. Макроскопически сходен с ловчорритом, от которого легко отличается по оптическим свойствам (более высокие показатели преломления и двупреломление, меньший угол $2V$).

Межплоскостные расстояния ферсманита*
(оригинал анализа 9)

Fe-излучение, $D = 57,3$ мк

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	3,56	3	1,979	8	1,514	4	1,160
3	3,35	9	1,908	6	1,477	8	1,142
3	3,26	1	1,859	6	1,465	8	1,137
10	3,04	9	1,792	5	1,382	5	1,097
10	2,79	9	1,680	1	1,340	7	1,078
2	2,55	2	1,628	5	1,275	5	1,060
4	2,50	3	1,578	4	1,189	5	1,034
2	2,10	8	1,547	3	1,175	8	1,015
2	2,02						

* Новые данные рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

1. Лабунцов А. Н. ДАН СССР, А, 1929, 297.
2. Никитин А. В., Илюхин В. В., Литвин Б. Н., Мельников О. К., Белов Н. В. ДАН СССР, 1964, 157, № 6, 1355.
3. Белов Н. В. Мин. сб. Львов, 1965, № 19, вып. 3, 271.
4. Халезова Е. Б. Сб. «Геохимия, мипералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 549.

5. Лабунцов А. И. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 402.
6. Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 115.
7. Старинкевич-Борнеман И. Д. Сб. «Акад. В. И. Вернадскому». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 735.
8. Соколова М. Н. ДАН СССР, 1965, 160, № 1, 193.
9. Солодовникова Л. Л. Сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, 7.

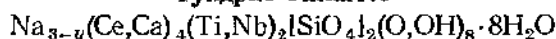
Сфеномит (sphenomite) — внешне сходный с титанитом силикат, встречающийся в метеорите. Состав и свойства неизвестны (Shepard C. U. Am. J. Sci., 1846, 380 по словарю Честера, 1896).

СТРУКТУРА ТИПА ТУНДРИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β°	Уд. в.
Тундрит $\text{Na}_{3-y}(\text{Ce}, \text{Ca})_4(\text{Ti}, \text{Nb})_2$ $[\text{SiO}_4]_{12}(\text{O}, \text{OH})_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Трикл.	7,57	13,98	5,03	$70^\circ 25'$	3,70

$\alpha = 101^\circ 30'$, $\gamma = 101^\circ 30'$.

Тундрит Tundrite

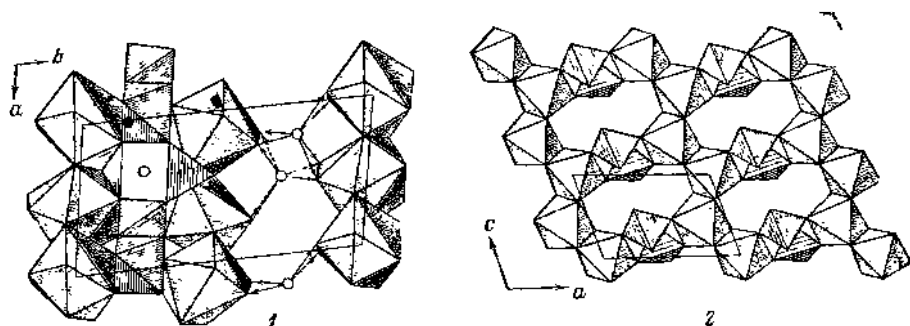


Назван по месту находки в Ловозерских тундрах (Семенов, 1963 [1]).

Синон. Титанорадофанит — titanorhabdophanite (Семенов, 1959) [2].

Характ. выдел. Кристаллы (до 5 мм) и сферолиты (до 15 мм):

Структ. и морф. крист. Трикл. с. C_1^1 — $P1$; $a_0 = 7,57$; $b_0 = 13,98$; $c_0 = 5,03$ Å; $\alpha = 101^\circ 30'$, $\beta = 70^\circ 25'$, $\gamma = 101^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,541 : 1 : 0,359$; $Z = 1$ (Шумяцкая и др., 1969 [3], Воронков, 1967 [4]); $a_0 = 4,94$; $b_0 = 7,57$; $c_0 = 14,05$ Å; $\alpha = 105^\circ 20'$, $\beta = 102^\circ 45'$, $\gamma = 70^\circ 48'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,653 : 1 : 1,856$ (Илохин, 1963) [1]. Тундрит



Фиг. 128. Структура тундрита
(по Шумяцкой, Белову и др.)

1 — общий вид структуры в проекции на ab (TiO_4 -октаэдры и SiO_4 -тетраэдры заштрихованы, Ce-полиэдры отмечены точками, атомы Na — кружками, стрелки обозначают связи Na — H_2O в тригональных призмах);

2 — деталь структуры в проекции на ac

является ортосиликатом слоистой структуры [3, 5] (фиг. 128, 1). Параллельно (010) расположены трехслойные пакеты. Их внешние слои состоят из Ce-полиэдров (девятивершинников), связанных общими ребрами вдоль оси a и общими вершинами вдоль оси c . Расстояния между этими слоями неодинаковы; там, где они наименьшие, находятся бесконечные (параллельно

оси *c*) зигзагообразные колонки TiO_6 -октаэдров брукитового (колумбитового) типа (фиг. 128, 2). Каждая две колонки связаны одиночными SiO_4 -тетраэдрами и дополнительно NaO_6 -октаэдрами. Между пакетами внутри искаженных тригональных призм из шести молекул H_2O размещаются одиночные атомы Na ; призмы сочленены по горизонтальным ребрам и образуют зигзагообразные цепочки, параллельные оси *c*. Характерные для тундрита цепочки TiO_6 -октаэдров, соединенные тетраэдрами SiO_4 и заключенные между слоями Se -полиэдров, имеются также в титаните, в котором внешние слои пакетов образованы Ca -полиэдрами. В отличие от тундрита в титаните TiO_6 -октаэдры имеют лишь по одной вершине, не связанной с SiO_4 -октаэдром. Межатомные расстояния в SiO_4 -тетраэдрах: $Si_1 - O = 1,55-1,78$ при $O-O = 2,57-2,76$, $Si_2 - O = 1,51-1,66$ при $O-O = 2,51-2,78$; в TiO_6 -октаэдрах: $Ti_1 - O = 1,93-2,16$, $Ti_2 - O = 1,87-1,95$; $Na_{1c} - O = 2,47$; $Na_2 - O = 2,52$, $Na_3 - O = 2,39$; $Se - O$ среднее 2, 58 Å.

Кристаллы тонкоигульчатые.

Физ. св. Сп. совершенная по (010) (в установке Шумяцкой и др.). Хрупок. Тв. около 3. Уд. вес 3,70. Цв. коричневатожелтый, зеленоватожелтый. Бл. стеклянный.

Микр. [1]. Плеохроизм: по *Ng* — зеленоватожелтый, по *Np* — светложелтый; $Ng > Np$. Двуосный (+); погасание около 14° (*Ng* к удлинению); $n_g = 1,88$; $n_m = 1,80$, $n_p = 1,743$; $n_g - n_p = 0,14$; $2V = 81^\circ$ (вычисл.).

Хим. Выше приведена структурная формула Шумяцкой и др. с $y = 0,2-0,8$. Семейным [1] была предложена формула $Ce_2TiSiO_7 \cdot 4H_2O$, в более поздней его работе [4] — $Na_2Ce_2TiSiO_8 \cdot 4H_2O$ или $Na_3Ce_3Ti_2Si_2O_{14} \cdot 8H_2O$.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	He опр.	(7,08)	6,25	TiO_2	13,11	11,21	10,14
K_2O	—	—	1,31	ThO_2	0,78	—	0,70
MgO	0,42	—	сл.	Nb_2O_5	2,86	6,09	4,26
CaO	3,07	0,97	0,74	P_2O_5	3,64	—	—
MnO	0,40	—	сл.	H_2O^+	—	13,65	13,37
Al_2O_3	1,37	—	—	H_2O^-	15,09	0,24	1,48
Fe_2O_3	0,45	1,00	0,46	Сумма	98,48	100,00	98,78
TR_2O_8	48,53	48,78	49,92	Уд. в.	3,70	4,09	—
SiO_2	8,76	10,98	10,15				

1 — г. Непха, анал. Казакова [4]; 2 и 3 — Илимусак, анал. Казакова [4]; в анализе 2 количество Na_2O дано по разности. H_2O^+ определялась как п. п.

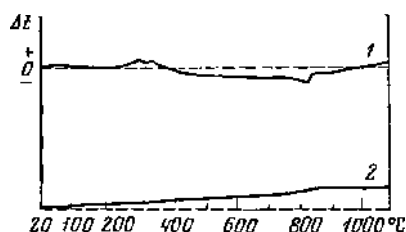
Состав группы редкоземельных элементов в % (анал. Баринский):

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	№ хим. анализа
21	53	6,2	18	1,1	0,1	0,3	—	—	1
24	7,5	12	45	6,6	0,1	4	0,3	0,5	2
24	55	6,5	15	0,3	—	—	—	—	3

Спектральным анализом обнаружены Sr , Zr , Zn [1].

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются слабый двойной экзотермический подъем около 300° и небольшое эндотермическое понижение при 820° (фиг. 129). Продукт прокаливания имеет кубическую ячейку типа CeO_2 .

Находж. Впервые обнаружен в пегматитах, связанных с нефелиновыми сиенитами, на г. Непха в Ловозерском щелочном массиве (Кольский п-ов), в их краевой зоне. Ассоциируется с эгирином, лампрофиллитом, рамзаитом.



Фиг. 129. Кривые нагревания (1) и изменения веса (2) тундрита из Ловозерского массива (по Семенову)

Найден также в Илимаусаке, Южная Гренландия, в пегматитах среди нефелиновых сиенитов (какортokitов); ассоциируется с микроклином или альбитом, эвдиалитом, полилитионитом и пирохлором [4].

Изм. Замещается желтым охристым рабдофанитом.

Межплоскостные расстояния тундрита из Ловозерских тундр [1]*

Си-излучение, $D = 57,3$ мм

l	d (Å)	l	d	l	d	l	d
8	3,06	3	2,50	3	1,927	3	1,709
10	2,78	3	2,37	2	1,881	3	1,602
10	2,72	3	2,02	3	1,794		

* Данные требуют уточнения.

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 209.
2. Семенов Е. И. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 91.
3. Шумляк Н. Г., Илюхин В. В., Воронков А. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1969, 185, № 6, 1289.
4. Semenov E. I., Kozakova M. E., Aleksandrova R. A. Medd. Grönland, 1967, 181, Nr. 5, 8.
5. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 3, 231.

СТРУКТУРА ТИПА СПЁРРИТА

ГРУППА СПЁРРИТА

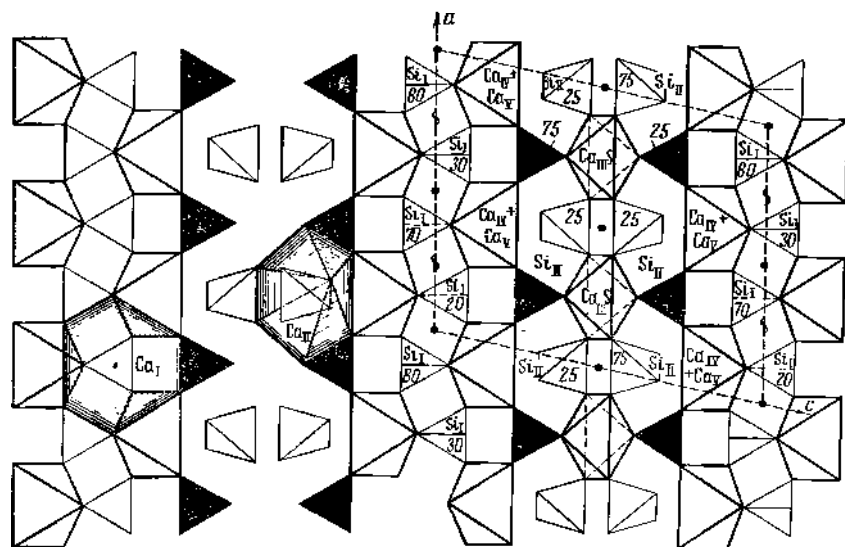
	Сингония	a_0	b_0	c_0	β_0	Уд. в.	
Спёррит	$\text{Ca}_5[\text{SiO}_4]_2\text{CO}_3$	Монокл.	10,49	6,705	14,16	$101^\circ 19'$	3,0
Таумасит	$\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 14 \text{H}_2\text{O}$	Гексаг.	10,92	—	10,31	—	1,9
{Бирунит}	$8,5 \text{CaSiO}_3 \cdot 8,5 \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15 \text{H}_2\text{O}$	Ромб. ?	—	—	—	—	2,3
{Рёблингит}	$\text{Ca}_7\text{H}_{16}(\text{SiO}_4)_6 \cdot 2\text{PbSO}_4$	Монокл.	13,27	8,38	13,09	103 52	3,4

Спёррит Spurrite



Назван по имени геолога, в коллекции которого был открыт минерал (Райт, 1908) [1]. Синон. Спуррит.

Характ. выдел. Мелкозернистые сплошные массы («спёрритовые мраморы»), отдельные идиоморфные зерна, редко лучистые и сферические агрегаты кристаллов (до 15 см в длину) [2].



Фиг. 130. Схема структуры спёррита в проекции на (010)
(по Клевцовой и Бслову)

На фоне ромбического мотива пунктиром выделена истинная моноклиновая ячейка. Для каждого из двух типов SiO_4 -тетраэдров и для CO_3 -треугольников (зачернены) указана высота центрального атома (С или Si); Ca_{III} -октаэдры расположены парами один над другим с координатами y $0 \pm 0,05$ и $0,50 \pm 0,05$; Ca_{IV} - и Ca_{V} -октаэдры также перекрывают друг друга с координатами y , близкими к 0 и 0,50. Полиэдры Ca_{I} и Ca_{II} , располагающиеся над и под тетраэдрами двух типов (Si_{I} , Si_{II}), внутри выделенной моноклиновой ячейки не показаны и изображены в левой части фигуры

Струк. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$; $a_0 = 10,49$, $b_0 = 6,705$, $c_0 = 14,16$ Å; $\beta = 101^\circ 19'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,5645 : 1 : 2,1119$; $Z=4$ (на материале из Скаут-Хила) [3].

В структуре спёррита (фиг. 130), почти одновременно расшифрованной Смитом с сотрудниками [3] и Клевцовой и Беловым [4], вдоль оси c (оси удлинения) чередуются слои, аналогичные слоям в структуре $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ (структура типа оливина), со слоями, характерными для структуры арагонита. В «оливиновых» слоях, вытянутых вдоль оси a , между двумя рядами CaO_6 -октаэдров (Ca_{IV} и Ca_{V}) зажат ряд изолированных SiO_4 -тетраэдров (Si_{I}), ориентированных парами поочередно вверх — вниз в направлении оси b (перпендикулярной рисунку). Под каждым SiO_4 -тетраэдром «оливинового» слоя находится крупный Ca-многогранник (Ca_{I}) с координационным числом 10. В «арAGONитовых» слоях, вытянутых, как и в арагоните, по оси a , на двух различных высотах располагаются ряды из Ca-многогранников (Ca_{II}) с координационным числом 9, а между ними — SiO_4 -тетраэдры (с Si_{II}). Между Ca-девятывершинниками на тех же высотах находятся треугольные плоские группы CO_3 . Кроме того, посередине каждого «арAGONитового» слоя зажаты CaO_6 -октаэдры (Ca_{III}), которые образуют колонки, параллельные оси b и сцепленные общими горизонтальными ребрами. Вследствие наличия псевдоплоскостей скольжения с трансляционными компонентами, параллельными осям a и b , элементарная ячейка спёррита является моноклиной [4].

Рентгеновская установка кристаллов отвечает установке, принятой Райтом при первом описании минерала; более поздняя установка Тили [5] отличается взаимной перестановкой осей a и c . Ниже принята установка Райта и др.

Кристаллы короткостолбчатые, несколько удлинены вдоль оси *a*. Гониометрически не изучены. Обычны полисинтетические двойники по (001); наблюдались [1] простые и полисинтетические двойники по $(\bar{1}01)$ [3, 4, 6], а также двойники по $(\bar{2}05)$ [6].

В агрегатах наиболее обычны срастания отдельных зерен по плоскостям (100), (001), (201), (20 $\bar{1}$) и (20 $\bar{7}$) [6].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) — несовершенная; спайность по (001) объясняется разрывом посередине «арагонитового» слоя или по контакту между «арагонитовым» и «оливиновым» слоями в структуре; в обоих случаях рвутся только наиболее слабые связи (Ca—O) [4]. Изл. неровный до занозистого. Хрупок. Тв. 5. Уд. вес 3,01 (вычисл. 3,02). Цв. светло-серый с голубым или желтоватым оттенком до бесцветного. Черта белая. Бл. стеклянный. Полупрозрачен.

Микр. В шлифах бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (010) и почти совпадает с $(\bar{1}01)$, наклонена по отношению к (001) под углом 58° [3,7]; $Np = b$, $aNm = -32^\circ$; $cNg = 43^\circ$ [5,7]. Ясная перекрещенная дисперсия осей индикатрисы [5]; $n_g = 1,679$, $n_m = 1,674$, $n_p = 1,640 \pm 0,003$; $n_g - n_p = 0,039$; $2V = 39^\circ 30'$ (для оригинала хим. анализа) [1]; данные других авторов [5, 8, 9, 10] отклоняются от приведенных в пределах ошибки определения. Дисперсия оптических осей слабая, $r > v$.

В шлифах сп. по (001) и (100), трещинки спайности перекрещиваются под углом 79° . Характерны полисинтетические двойники по (001); реже наблюдаются две системы двойников под углом 58° [2].

Хим. Теор. состав: CaO — 62,98, SiO₂ — 27,13, CO₂ — 9,89. Анализ спёррита из Велардена, Мексика; анал. Аллен [1]: Na₂O — 0,05, K₂O — 0,1, MgO — 0,23, CaO — 62,34, MnO — 0,03, FeO + Fe₂O₃ — 0,11, Al₂O₃ — 0,39, SiO₂ — 26,96, TiO₂ — 0,01, CO₂ — 9,73; сумма 99,95.

Диагн. исп. В разбавленной HCl вскипает с выделением CO₂ и образованием студенистого осадка кремнезема. П. п. тр. не плавится, становится белым, фарфоровидным.

Повед. при нагр. Синтезированный спёррит разлагается при 956° и атмосферном давлении CO₂ с образованием Ca₂SiO₄ и CaO [10a].

Нахожд. Редок. Характерно образование в условиях резкого недостатка кремнезема при высоких температурах и сравнительно небольшом давлении углекислоты. Наиболее обычен на контакте известняков с гипабиссальными основными интрузиями [9, 11]. В контактово-метасоматических образованиях этого типа спёррит ассоциируется с ларнитом, бредигитом, мервинитом, геленитом, а также с ранкинитом, куспидином, афиллитом и тиллеитом. В СССР наблюдался в ассоциации с монтичеллитом и мелилитом в скарново-магнетитовом месторождении Гавасай, Узб.ССР [12]; в ассоциации с мервинитом, пирротином, мелилитом, тиллситом в контактовой зоне Анакитского траппового интрузива, где образует тонкие касмки вокруг псевдоморфоз волластонита по халцедоно-карбонатным конкрециям [9, 13]; в ассоциации с мелилитом на контакте с долерит-пегматитами по реке Кочумдек — правому притоку Подкаменной Тунгуски [7, 14]; там же, близ дер. Кузьмовка — в ассоциации с мелилитом и тиллситом [7]; в районе Алмалыка (Узб. ССР) — на контакте основных пород с известняками [15].

Совместно с мервинитом, монтичеллитом, шпинелью и флогопитом спёррит встречается в магнезиальных скарнах Елховского района в Болгарии [16]. В ассоциации с ларнитом, геленитом и скоутитом найден в Токатока, в Новой Зеландии [17]; в ассоциации с геленитом, волластонитом и другими высокотемпературными минералами установлен на контакте известняков с габбро в Кристмас Маунтинз в шт. Техас (США) [18]. Известен также в Велардена (Мексика) [1], Скоут Хил (Северная Ирландия) [5, 19, 20],

Барнавав Маунтинз и Кэмпхаус (Ирландия) [8, 21], на о-ве Мак (Шотландия) [22], в Литл Белт, шт. Монтана (США) [23], в кальцифирах шт. Майсур (Индия) [24].

Значительно реже спёррит встречается на контактах известняков с кислыми интрузивами: в Крестморе (шт. Калифорния, США) в тесной ассоциации с мервинитом, монтичеллитом, тиллеитом, окерманитом и таумаситом на контакте известняков с кварцевыми диоритами [10, 25, 26], в Луна Каунти, шт. Нью-Мексико (США) в ассоциации с мервинитом и монтичеллитом на контакте известняков с кварцевыми монзонитами [6, 27]; в районе Энкаптада (пров. Северная Коауила, Мексика) [2] в ассоциации с периклазом, волластонитом, гранатом и ранкинитом (?) на контакте известняков с риолитами.

Своеобразны условия нахождения спёррита в Израиле и сопредельных частях Иордании, где на площади 5×8 км развита толща осадочных пород мощностью до 80 м, состоящих из кальцита и спёррита с примесью гельвина, ларнита, браунмиллсрита, шпинели, апатита и нирита. Геологическое положение этой толщи исключает какое-либо проявление контактового или регионального метаморфизма. Предполагается, что высокая температура, необходимая для образования данного минерального комплекса, явилась результатом окисления органического материала [28].

Изм. Установлено замещение спёррита тиллситом [8, 22], афвиллитом [19], таумаситом [10] и скоутитом [29].

Искусств. Вещество, имеющее состав и показатели преломления спёррита, получено Шенердом в виде ромбических кристаллов после длительного нагревания при $350-400^\circ$ в закрытой бомбе смеси Ca_2SiO_4 и CaCO_3 с добавкой 10% раствора NaCl . Ромбические кристаллы аналогичного состава с $n_g = 1,680$ и $n_p = 1,665$ получены при изучении бинарной системы $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{CaCO}_3$ при давлениях CO_2 около 120 атм. Синтезированное соединение, плавящееся инконгруэнтно при 1380° с образованием $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, отличалось от природного спёррита ромбической симметрией кристаллов и было принято за высокотемпературную модификацию — α -спёррит. Природный спёррит необратимо превращался в α -спёррит при 1200° и давлении CO_2 в 90 атм [30]. Возможно, что ромбическая симметрия α -спёррита является результатом субмикроскопического двойничкования обычного спёррита [3].

Синтез спёррита, диагностика которого основывается на рентгеновских и оптических ($n_g = 1,679$, $n_m = 1,674$, $n_p = 1,640$) данных, произведен из смеси CaCO_3 и SiO_2 (в пропорции 5 : 2) в присутствии углекислоты [31], а также при 880° в атмосфере CO_2 из стехиометрической смеси Ca_2SiO_4 и CaCO_3 с добавкой в качестве минерализатора 0,5% CaF_2 [32] или при 600° в воздушной атмосфере в присутствии 2% LiCl [10а].

Спёррит установлен на внутренних стенках ротационных печей при получении цемента [33].

Условия равновесия спёррита экспериментально исследованы Уолтером [34], Татлом и Харкером [31].

Межплоскостные расстояния спёррита из Луна Каунти *

CuK α -излучение, дифрактометр								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
002	16	6,93	023; 22 $\bar{2}$	100	2,701	51 $\bar{1}$; 51 $\bar{2}$	8	1,990
011	14	6,03	20 $\bar{5}$	50	2,663	007	18	1,982
200; 20 $\bar{1}$	18	5,14	204; 31 $\bar{2}$	70	2,635	510	4	1,960
111	10	5,02	40 $\bar{1}$; 40 $\bar{2}$	30	2,609	133	4	1,944
003	14	4,62	40 $\bar{3}$; 214	6	2,453	1 $\bar{1}$ 7	6	1,933

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
201	6	4,54	401	6	2,431	017; 026	30	1,901
203; 013	30	3,81	321	10	2,411	315; 424	20	1,892
004	25	3,47	315; 323	16	2,253	422	6	1,887
113	8	3,395	031	12	2,207	225	25	1,876
020	10	3,352	016; 130	12	2,183	324	6	1,855
212	2	3,300	322	12	2,179	416	10	1,838
120; 204	16	3,180	131; 414	40	2,170	512; 333	6	1,800
114; 310	14	3,085	412; 131	6	2,142	425; 521	2	1,772
022	65	3,019	314; 405	10	2,109	515; 423	8	1,763
312	8	2,979	403	6	2,089	008	2	1,733
311	6	2,888	116	4	2,059	040	6	1,678
214	4	2,865	230	6	2,049	335; 136	1,2ш	1,623
114; 221	6	2,816	316	10	2,016	227; 009	12	1,543
313	8	2,768						

* ASTM, 13—496.

Кроме того,
слабые линии до 1,412.

Л и т е р а т у р а

1. Wright F. E. Am. J. Sci., 1908, 26, 547; Spurr J. E., Garrey G. H. Econ. Geol., 1908, 3, 688.
2. Temple A. K., Heinrich E. W. Min. Mag., 1964, 33, No. 265, 846.
3. Smith J. V. Acta cryst., 1955, 8, 290; Hauptman H., Karle I. L., Karle J. Acta cryst., 1960, 13, 451; Smith J. V., Karle I. L., Hauptman H., Karle J.; Там же, 454.
4. Клецова Р. Ф., Белос И. В. Кристаллография, 1960, 5, вып. 5, 689.
5. Tilley C. E. Min. Mag., 1929, 22, No. 125, 77.
6. Rosenzweig A. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No. 12, 2073.
7. Реввердатто В. В. ДАН СССР, 1964, 155, № 1, 104.
8. Nockolds S. R., Vincent H. G. C. Min. Mag., 1947, 28, No. 198, 151.
9. Соболев В. Зап. Мин. об-ва, 1935, 64, вып. 1, 162.
10. Foshag W. F. Am. Min., 1920, 5, No. 4, 80.
- 10а. Шлыков А. В. Тезисы докладов 8-го Всес. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968, 136.
11. Tilley C. E. Geol. Mag., 1951, 88, No. 3, 175.
12. Хожателев Б. Л. ДАН Узб. ССР, 1964, № 5, 42.
13. Реввердатто В. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 689.
14. Малич Н. С., Григорьев В. В. Матер. ВСЕГЕИ, пов. сер., 1960, вып. 31, 27 (матер. по геол. и полезным ископ. Сибирской платформы).
15. Бадалов С. Т., Голованов И. М., Хожателев Б. Л. ДАН СССР, 1958, 121, № 5, 897.
16. Иванова-Панайотова В. Списание на Българского геол. дружество, 1962, 23, кн. 1, 63.
17. Mason B. Am. Min., 1957, 42, Nos. 5—6, 379.
18. Clabaugh S. E. Bull. Geol. Soc. Am., 1953, 64, No. 12, 1408.
19. Tilley C. E. Geol. Mag., 1930, 67, No. 790, 168.
20. Tilley C. E., Harwood H. F. Min. Mag., 1931, 22, No. 132, 439.
21. Agrell S. O. Am. Min., 1950, 35, Nos. 11—12, 1080.
22. Tilley C. E. Bull. Comm. géol. Finl., 1947, No. 140, 97.
23. Taylor J. H. Am. Min., 1935, 20, No. 2, 120.
24. Naidu M. G., Govindarajulu B. V. Current Science, 1954, 23, No. 10, 328 (по реферату РЖ Геология, 1955, № 7, 9471).
25. Larsen E. S., Dunham K. C. Am. Min., 1933, 18, No. 11, 469; Larsen E. S., Foshag W. F. Am. Min., 1921, 6, No. 10, 143.
26. Burnham C. W. Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, No. 7, 879.
27. Hompe F. S., Rosenzweig A. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No. 12, pt. 2, 1586.
28. Bentor Y. K., Gross S., Heller L. Nature, 1963, 199, No. 4892, 478; Am. Min., 1963, 48, Nos. 7—8, 927.
29. Tilley C. E. Min. Mag., 1938, 25, No. 160, 38.
30. Eitel W. N. Jb. Min., 1923, B.-Bd. 48, A, 63.
31. Tuttle O. F., Harker R. I. Am. J. Sci., 1957, 255, No. 3, 226.
32. Courtauld V. Bull. Soc. fr. min., 1964, 87, No. 4, 527.
33. Amafuji (Morio) J. Min. Soc. Japan., 1964, 6, 285 (по реферату Min. Abstr., 1966, 17, No. 7, 670).
34. Walter L. S. Am. J. Sci., 1965, 263, No. 1, 64.

Таумасит Thaumasite
 $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$

Впервые описан Гумэлюсом в 1874 г. [1]. Название (1877 г.) от греч. $\theta\alpha\upsilon\mu\alpha\varsigma\iota\tau\eta\varsigma$ (таумасо)— удивительный, в связи с необычным составом (Норденшельд, 1877; Линдстрём, 1877) [2, 3]. Однородность минерала подвергалась Бертраном [4] сомнению, но доказана Норденшельдом [5], Лакруа [6] и дальнейшими исследованиями.

Синон. Таумазит, томазит, томасит.

Характ. выдел. Наиболее обычны мелкозернистые параллельноволокнистые выделения; также образует радиально-лучистые и ватоподобные агрегаты, призматические (до игольчатых) кристаллы (длиной до 5 мм) и их скопления.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$.

a_0	10,92	10,95	10,92	10,92	10,99	11,03
c_0	10,31	10,30	10,31	10,36	10,31	10,40
$a_0:c_0$	1:0,944	1:0,941	1:0,944	1:0,949	1:0,938	1:0,943
М-пие	Лонгбан	Нью-Джерси	Якутия	Виргиния	Ирландия	
Ссылка	[7]	[8]	ASTM	[9]	[10]	[11]

$Z = 2$.

! Схема структуры предложена Велином [8], но достоверность ее неясна [10, 12]. По Велину, вдоль оси c вытянуты цепочки из чередующихся SiO_4 -тетраэдров и искаженных кальциевых октаэдров. Три из шести атомов кислорода Са-октаэдра принадлежат двум соседним группам SiO_4 , а три остальных образуют с водородом молекулы H_2O . Группы SO_4 и CO_3 связаны водородными связями с кальциевыми октаэдрами. Такая структура, по мнению Фонт-Альтаба [10], не объясняет поведения таумасита при нагревании.

На основании инфракрасной спектроскопии Мёнке [12] делает вывод об отсутствии в структуре таумасита как изолированных тетраэдров SiO_4 , так и кольцевых радикалов $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ и предполагает, что Si находится в шестерной координации (подобно тому, как это имеет место в спилювите) и является не анионом, а катионом; следствием этого является вывод, что таумасит, возможно, не относится к силикатам. Киров и Пулиев [13] отрицают наличие в таумасите SiO_6 -октаэдров.

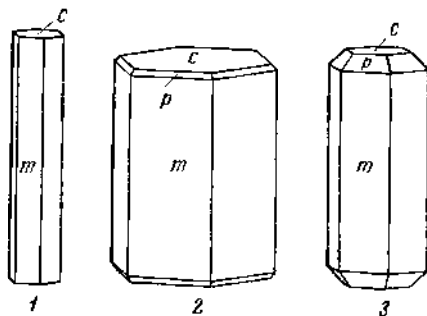
Гексаг.-пирамид. кл. $C_6 - 6 (L_6)$; $a : c = 1 : 0,943$ (среднее из рентгеновских данных; точные гониометрические измерения были невыполнимы). Наблюдавшиеся формы [14—17]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	l 20 $\bar{2}$ 3	60°00'	35°59'
a 11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	p 10 $\bar{1}$ 1	60 00	47 26
m 10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	q 30 $\bar{3}$ 2	60 00	58 31
e 10 $\bar{1}$ 2	60 00	28 34			
	$ee(10\bar{1}2):(01\bar{1}2)=27^\circ40'$			$pp(10\bar{1}1):(01\bar{1}1)=43^\circ13'$	
	$fl(20\bar{2}3):(02\bar{2}3)=34 10$			$qq(30\bar{3}2):(03\bar{3}2)=50 29$	

Кристаллы (фиг. 131) призматические, в разной степени удлиненные по оси c (до игольчатых и волокнистых). Наиболее развиты грани m (10 $\bar{1}$ 0) и c (0001), обычны p (10 $\bar{1}$ 1); остальные формы редки. На гранях призм наблюдается вертикальная штриховка, грани базопинакоида всегда матовые с треугольными углублениями или площадками; на гранях призмы углубления прямоугольные [15].

Физ. св. Сп. по призме [18, 19]. Тв. 3—3½. Уд. вес 1,83—1,90 (см. при хим. анализах и [20—22]); вычисл. уд. вес при $a_0 = 10,95$, $c_0 = 10,30$ Å и 14 H₂O — 1,877, при 15H₂O — 1,933. Цв. снежно-белый, иногда с зеленоватым оттенком [9]; редко бурый [23], черный [24] или красный [25]. Бл. стеклянный, у волокнистых разновидностей шелковистый, у тонкозернистых матовый. Слабо просвечивает, в мелких осколках прозрачен.

Инфракрасный спектр [12, 13] таумасита характеризуется следующими полосами (в см⁻¹): 3560, 3500, 3470 и 3420 (валентные колебания молекулярной воды), 1705 и 1660 (деформационные колебания воды), 1400 см⁻¹ (валентные колебания групп CO₃). Полосы ниже этой частоты (1102, 1075 и 935 см⁻¹),



Фиг. 131. Кристаллы таумасита
1 — Уэст-Петерсон (по Шэзэру);
2 — Уэст-Петерсон (по Уерра);
3 — Лонгбан (по Флинку)

по Кирову и Пулиеву [13], могут принадлежать колебаниям и SO₄- и SiO₄-тетраэдров; полосы около 887 см⁻¹ и в области 765—638 см⁻¹ характеризуют деформационные колебания всех трех групп, входящих в состав таумасита.

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Одноосный (—). Удлинение (—); $n_o = 1,507—1,509$; $n_e = 1,468—1,470$; $n_o - n_e = 0,039$. Весьма небольшие колебания показателей преломления и двупреломления свидетельствуют о постоянстве состава минерала.

Необычно высокие значения показателей преломления таумасита из Уэст-Петерсона, Нью-Джерси [19] ($n_o = 1,519$, $n_e = 1,476$), вероятно, ошибочны.

Хим. Минерал постоянного состава. При сохранении постоянства отношения CaSiO₃ : CaSO₄ : CaCO₃ = 1 : 1 : 1 (CaO : SiO₂ : SO₃ : CO₂ = 3 : 1 : 1 : 1) количество воды в формуле меняется от 14 H₂O до 15 H₂O, что, возможно, объяснимо неточностью ее определения. По Фогту [26], наиболее правильной является формула с 14,5 H₂O. Теор. состав при 14H₂O : CaO — 27,83, SiO₂ — 9,93, CO₂ — 7,28, SO₃ — 13,24, H₂O — 41,72; при 15H₂O: CaO — 27,02, SiO₂ — 9,65, CO₂ — 7,07, SO₃ — 12,86, H₂O — 43,40. Содержащие Al, Fe, Mg, Na, K, Cl (хим. анализы), а также Pb, Cu, Ti, Mn [18], As и Au [25] (спектральные анализы) объясняются примесями других минералов.

Анализы (см. стр. 365).

См. дополнительно хим. анализы таумасита из кимберлитов Якутии [9, 30], из месторождений Средней Азии [22, 24, 25] (по-видимому, анализировался не вполне однородный материал), из Орескутана и Чолланда в Швеции [20], Уэст-Петерсона, шт. Нью-Джерси [19] и Крестмора, шт. Калифорния в США [31].

Диагн. исп. Хорошо растворим в холодной HCl со слабым вскипанием и выделением CO₂ (в осадке — аморфный кремнезем).

Повед. при нагр. При нагревании до 100° таумасит разрушается с выделением воды и CO₂; выделение SO₃ не имеет места. При последующем прока-

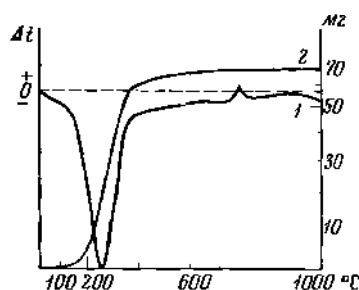
Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,18	0,06	—	—	—	—	—	Сл.
K ₂ O	0,07	—	—	—	—	—	—	Сл.
MgO	—	0,12	—	—	—	0,43	—	0,23
CaO	27,43	27,23	27,38	26,96	27,33	27,00	27,16	26,81
MnO	—	—	—	—	—	0,21	—	—
FeO	—	0,04	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,17	0,29	—	0,06	Не обл.	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,02	—	—	—
SiO ₂	9,62	9,87	9,54	9,76	9,56	9,76	9,68	0,20
CO ₂	6,90	7,12	6,84	7,60	6,78*	7,20	7,01	10,14
SO ₃	13,12	13,01	13,23	12,92	12,89	12,93	12,88	6,98
S	—	0,11	—	—	—	—	—	12,60
Cl	0,13	0,02	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	42,16	42,47	43,32	42,77	42,97	43,00	43,28	—
H. о.	—	—	—	—	0,83	—	—	—
Сумма	99,78	100,34	100,31	100,07	100,38	100,53	100,01	99,93
Уд. в.	1,877	1,882	1,83	—	1,86	1,901	1,875	1,84
n _D	—	1,507	—	—	1,507	1,498	1,505	~1,500
n _e	—	1,468	—	—	1,468	1,460	1,468	~1,464
CaO : SiO ₂	2,99:0,98	2,99:1,01	2,95:0,96	2,98:1,01	3,03:0,99	3,07:1,01	3,01:1,00	3,04:1,07
SO ₃ :CO ₂	1,00:0,96	1,00:1,00	1,00:0,94	1,00:1,07	1,00:0,96	1:1,01	1,00:0,99	1,00:1,01
n (H ₂ O)	14,29	14,50	14,55	14,71	14,82	14,83	14,93	15,16

* Потери при прокаливании.

1 — Орскутан, Швеция, анал. Диндстрём [3]; 2 — Суидельма, Норвегия, анал. Кявер; с наибольшей примесью хлорида, пирита и галита [26]; 3 — Орскутан, Швеция, анал. Хелдстрём [20]; 4 — Акджел, Центральной Казхстан, анал. Тумилович (новые данные Шигаколовой, 1957); 5 — Николас-Максимиллиановская колч. анал. Стенпан [18]; 6 — Кургашинкаш, Узб. ССР, анал. Приходько [27]; 7 — Скотланг, Швеция, анал. Взистрём [28]; 8 — Бивер Каунти шт. Юта, анал. Шэстер [21, 29].

ливании образуются ангидрит и $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ (ларнит). На кривых нагревания таумасита (фиг. 132, 1) наблюдаются глубокий эндотермический прогиб при $100\text{--}300^\circ$, небольшой экзотермический пик в области $640\text{--}750^\circ$ и иногда слабое экзотермическое повышение около 900° [10, 18, 22, 32, 33]. Главный эндотермический эффект вызван выделением основной массы воды и CO_2 , что хорошо фиксируется и на кривой потери веса (фиг. 132, 2); небольшая часть воды выделяется при более высоких температурах (до 500°) [13]; экзотермический эффект обусловлен перекристаллизацией продуктов нагревания таумасита. Отмечен также обратимый эндотермический эффект



Фиг. 132. Кривая нагревания (1) и кривая изменения веса (2) таумасита (по Жабнву)

при $1160\text{--}1220^\circ$, возможно связанный с полиморфным превращением свободной сульфатной составляющей таумасита [32].

При нагревании таумасита выше 150° происходит уменьшение двупреломления и возрастание показателей преломления при сохранении кристаллооптической ориентировки; продукт прокаливания изотропен; $n = 1,614$ [18].

Высокая температура выделения части воды может свидетельствовать о различном положении молекул воды в структуре таумасита. Для допущения [8, 34, 35] существования в структуре таумасита гидроксильных групп нет оснований, так как валентности катионов полностью насыщены валентностями анионных групп; данные инфракрасной спектроскопии также указывают на отсутствие (ОН).

Замбонини [36] показал, что таумасит, подвергшийся нагреванию до 112° , при длительном хранении во влажной атмосфере поглощает до половины всего количества потерянной воды; то же наблюдалось после нагревания таумасита до 250° .

Наход. Относительно редкий низкотемпературный гидротермальный минерал. Возможно, отлагался из нагретых на глубине вадозных растворов [37]. Наблюдается преимущественно среди скарнов, контактово-метаморфизованных пород и приуроченных к ним руд. Особенно характерна ассоциация таумасита с апофиллитом и цеолитами в поздних прожилках. Рядом авторов отмечается приуроченность выделений таумасита к послерудным разломам [22, 24, 38]. Отложение части таумасита носило характер замещения ранее образовавшихся минералов — спёррита [31], мсвиннита [39], ксонотлита [23, 40] и др. Описаны закономерные нарастания короткопризматических кристаллов таумасита на этрингите [41].

В Центральном Казахстане в скарновых свинцово-цинковых месторождениях Акджал, Аксоран и Кызыл-Эспе образует прожилки в скарированных породах, частью ассоциируется с кальцитом, апофиллитом, момонитом, гейландитом и флюоритом [42, 43], в барито-свинцово-цинковом месторождении Карагайлы наблюдается с апофиллитом и десмином в волластонитовом скарне [44]. В железорудном месторождении Лонгбан в Швеции в гранит-пироксеновых скарнах таумасит ассоциируется с апофиллитом,

пектолитом, баритом, кальцитом, маргаросанитом и разнообразными сульфидами и марганцовыми минералами [15, 45, 46], в сходном месторождении Бивер Каунти, шт. Юга (США) — с карбонатами и кварцем [21, 29]. В шахте Изабелла, в районе Дактаун, шт. Теннесси (США) [17], встречается в трещинках, секущих пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит и магнетит. Наблюдается в прожилках среди сульфидных руд и в метаморфических породах в месторождениях Сулительма в Норвегии [26], Орескутан и Чолланд в Швеции [1—3, 20]. Образовался в постнеолитовую стадию, после цеолитов и апофиллита. Установлено замещение таумаситом пироксена, граната [3], ангидрита [47, 48].

В скарпах или контактово-метаморфизованных породах таумасит наблюдался в Лопани (Юго-Осетинская АО) [40], в Кураминских горах (Средняя Азия) [25], в Николас-Максимиллиановской копи на Южном Урале (Челябинская обл.) [18], в вольфрамовом месторождении Акмая (Центральный Казахстан) [37, 49], в Турьинском скарном месторождении меди (Свердловская обл.) [38]; в метаморфизованных доломитах Сан-Бернардино [50] и в Крестморе в Калифорнии (США) [31, 39, 41]; в ксонотлитовых прожилках среди известняков Лисберга, Виргиния (США) [51]; в метаморфизованных известняках Ок Спринг в Нью-Мексико (США) [52]. В виде налетов на скарновой породе в Каньонском месторождении в Северо-Восточной Сибири [53]. В ассоциации с дикиитом, алунином и зунитом известен в Камберленде (Великобритания) [11].

Обнаружен в трещинах и пустотах в кимберлитовых трубках Якутии [9, 30]; среди трапнов базальтового состава в месторождении Уэст-Петерсон (шт. Нью-Джерси, США) [19, 47, 48, 54] наблюдался в пустотах растворения ангидрита, кальцита, бабингтонита и глауберита вместе с пектолитом, хлоритом, апофиллитом и цеолитами. В районе оз. Балатон в Венгрии [55] обнаружены включения метаморфизованного мергеля с прожилками таумасита.

В Израиле и сопредельных частях Иордании [56] в прожилках с байеритом, фатеритом, порландитом, водно-кальциевым силикатом из группы тобсморита, этрингитом, кальцитом, арагонитом, гипсом и гематитом таумасит найден среди пород кальцит-сперритовой формации, генезис которых неясен.

Изм. Отмечено [57] образование гипса и бирунита по таумаситу. Минерал из Крестмора на воздухе быстро изменяется, переходя в белое вещество с более низкими показателями преломления [58].

Отл. От карбонатов отличается более низким удельным весом и показателями преломления.

Межплоскостные расстояния таумасита из Виргинии [10]

Си-излучение, $D = 229,2$ м.м

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	d	hkl	l	d
1000	100	9,66	4042	41	2,1546	5162; 3145	8	1,6254
1011	12	7,075	3251; 2243	18	2,1421	3363; 4154;	11	1,6152
1120	44	5,535	3143; 2134	22	2,1012	2026		
0002	6	5,221	4150	6	2,0665	4263; 6060	3	1,5822
2020; 1121	18	4,889	4151	4	2,0495	6061; 4370;	3	1,5598
1012	65	4,582	3252; 1015	18	2,0110	4045		
2021	10	4,355	3034	9	2,0010	4371; 2136	4	1,5431
1122	75	3,792	4043	3	1,9500	5270	3	1,5384
2130	4	3,623	4152	10	1,9285	5163; 5054	7	1,5338
2022	31	3,529	1125	7	1,9200	4264	4	1,4715
2131	36	3,422	5050	7	1,9070	6170; 5272;	9	1,4580
1013	20	3,263	2025	9	1,8945	2246		

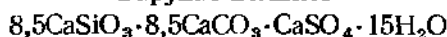
hki	l	d	hki	l	d	hki	l	d
3030	15	3,188	5051; 2244	1	1,8785	4373; 5164;	6	1,4222
2132	4	2,981	3360; 3253;	6	1,8430	4480; 6172	3	1,3914
1123	10	2,935	3144			5273; 4046		
2240	3	2,756	4260; 3361	8	1,7990			
3032	37	2,714	5052; 4153	10	1,7892	7070; 5380	1	1,3757
3140	6	2,6465	2135			4481; 3365	4	1,3655
0004	39	2,5950	4261	8	1,7666	4265	2	1,3550
3141	18	2,5630	4044	4	1,7480	7071; 5381;	3	1,3515
2242; 2133;	66	2,4965	5160; 0006;	45	1,7205	6064; 3256		
1014			3362			6173	1	1,3415
3142	11	2,3571	5161; 4262;	20	1,6920	4374	1	1,3384
2024	10	2,2770	1016			4482	1	1,3303
3250	8	2,1835	1126	11	1,6410	6280; 4176	3	1,3227

Л и т е р а т у р а

1. *Gumaelius O.* Geol. för. förhandl., 1874, 2, H. 4, N:o 18, 127.
2. *Nordenskiöld A. E. C. R.*, Paris, 1878, 87, No 8, 313.
3. *Lindström G.* Ofvers. Vet. Akad. Stockholm, Förhandl., 1878, 35, N:o 9, 43 (реферат N. Jb. Min., 1880, 1, 37).
4. *Bertrand E.* Bull. Soc. fr. min., 1880, 3, 159; 1881, 4, 8.
5. *Nordenskiöld A. E.* Geol. för. förhandl., 1880, 5, H. 6, N:o 62, 270.
6. *Lacroix A.* Geol. för. förhandl., 1887, 9, H. 1, N:o 106, 35.
7. *Aminoff G.* Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1933, 11, Nr. 4, 21.
8. *Welin E.* Ark. min., geol., 1956, 2, H. 1—2, nr. 5, 137.
9. *Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Геология и геофизика, 1960, № 12, 116 (в рентгеновских данных a_0 и c_0 перепутаны местами).
10. *Font-Altaba M.* Min. Mag., 1960, 32, No. 250, 567.
11. *Knill D. C.* Min. Mag., 1960, 32, No. 248, 416.
12. *Moenke H.* Naturwissenschaften, 1964, 51, H. 10, 239.
13. *Kirov G. N., Poulieff C. N.* Min. Mag., 1968, 36, No. 283, 1003.
14. *Schaller W. T.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1916, No. 610, 131.
15. *Flink G.* Geol. för. förhandl., 1917, 39, H. 4, N:o 319, 426.
16. *Wherry E. T.* Am. Min., 1917, 2, No. 7, 89; U. S. Nation. Mus. Proc., 1918, 54, No. 2240, 373.
17. *Schaller W. T.* Am. Min., 1938, 23, No. 12, 876.
18. *Жабин А. Г.* Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1957, 31, 134.
19. *Penfield S. L., Pratt J. H.* Am. J. Sci., 1896, 1, No. 3, 229; Zs. Krist., 1896, 26, 262.
20. *Widman O.* Geol. för. förhandl., 1890, 12, H. 1, N:o 127, 20; Zs. Krist., 1892, 20, 373.
21. *Butler B. S.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1913, No. 80, 1.
22. *Протодьяконова З. М.* ДАН Узб. ССР, 1955, № 2, 17.
23. *Попов В. С.* ДАН Узб. ССР, 1958, № 6, 15.
24. *Бадалов С. Т.* Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1956, вып. 82, геол., кн. 7, 19.
25. *Исмаилов М. И.* Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1956, вып. 82, геол., кн. 7, 33; Узб. геол. журн., 1959, вып. 6, 23.
26. *Vogt Th.* Norsk geol. tidsskr., 1938, 18, H. 3, 291.
27. *Бадалов С. Т.* Минералогия и геохимия эндогенных м-ний Алмалыкского рудного района. Изд-во «Наука», Узб. ССР, 1965, 173.
28. *Bäckström H.* Geol. för. förhandl., 1897, 19, H. 4, N:o 179, 307; Zs. Krist., 1899, 31, 313.
29. *Butler B. S., Schaller W. T.* Am. J. Sci., 1911, 31, No. 182, 131; Zs. Krist., 1911, 49, 236; Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1912, No. 509, 110.
30. *Бобриневич А. П., Лукин И. П., Қазлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964, 146.
31. *Foshag W. F.* Am. Min., 1920, 5, No. 4, 80.
32. *Цветков А. И., Вальяншихина Е. П., Пилоян Г. О.* Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука», 1964, 151.
33. *Иванова В. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 69.
34. *Merwin H. E.* J. Washington Acad. Sci., 1914, 4, 494.
35. *Holden E. F.* Am. Min., 1922, 7, No. 1, 12.
36. *Zambonini F.* Atti Reale Accad. Sci. fis. mat., Napoli, 1908, 16, No 1, 1 (по реферату Zs. Krist., 1911, 49, 73); Atti Reale Accad. Sci. fis. mat., Napoli, (2), 1910, 14, No. 1, 11.
37. *Чухров Ф. В.* Геология рудных м-ний, 1964, 6, № 1, 3.

38. Коржинский Д. С. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68, 66.
 39. Larsen E. S., Foshag W. F. Am. Min., 1921, 6, No. 10, 143; Eakle A. S. Am. Min., 1925, 10, No. 4, 97; Larsen E. S., Dunham K. C. Am. Min., 1933, 18, No. 11, 469; Dunham K. C. Am. Min., 1933, 18, No. 11, 474; Murdoch J. Am. Min., 1961, 46, Nos. 3—4, 245.
 40. Белянкин Д. С., Петров В. П. ДАН СССР, 1941, 32, № 1, 66.
 41. Carpenter A. B. Am. Min., 1963, 48, Nos. 11—12, 1394.
 42. Кулкаилов Н. Т. Вестн. АН Каз. ССР, 1961, № 3, 84.
 43. Кузнецова Е. И. Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1963, 7, 273.
 44. Якулова М. К. Минералогия скарново-барито-полиметаллического месторождения Карагайлы. Алма-Ата, 1962, 209.
 45. Magnusson N. H. Geol. f6r. f6rhandl., 1924, 48, H. 3—4, N:o 357, 284; Sver. geol. unders., Ser. C., 1930, N:o 23, 1.
 46. Aminoff G. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1931, 9, Nr 5, 4.
 47. Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1932, No. 832, 1.
 48. Allen F. I. Am. J. Sci., 1915, 39, No. 229, 134.
 49. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. Международный геологический конгресс, 22-я сессия. Доклады советских геологов. Проблема 5. «Проблема железистых руд». Изд-во «Недра», 1964, 258—272.
 50. Schaller W. T. Am. Min., 1935, 20, No. 12, 815.
 51. Shannon E. V. U. S. Nation. Mus. Proc., 1925, 66, 13.
 52. Loughlin G. F., Koschmann A. H. Неопубликованные данные по Шэлеру [17].
 53. Владимиров Б. Н. Матер. по геол. и полезным ископ. С.-В. СССР, 1958, вып. 13, 120.
 54. Fenner C. N. Ann. New York Acad. sci., 1910, 20, No. 2, 93 (описание таумасита на стр. 177).
 55. Mauritz B. N. Jb. Min., 1931, В.-Bd. 64, A, 477 (таумаситу приписываются следующие показатели преломления: $n_o=1,600$, $n_e=1,560$; $n_o-n_e=0,040$); Tscherm. min., petr. Mitt., 1939, 50, 93.
 56. Bentor Y. K., Gross S., Heller L. Nature, 1963, 199, No. 4892, 478; Bentor Y. K., Gross S., Heller L. Am. Min., 1963, 48, No. 7—8, 924.
 57. Бадалов С. Т., Голованов И. М. ДАН Узб. ССР, 1957, № 12, 17; Голованов И. М. Сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Наука», 1964, 168.
 58. Woodford A. O., Crippen R. A., Garner K. B. Am. Min., 1941, 26, No. 6, 376 (описан как минерал K — mineral K).

Бирунит Birunite



Назван в честь великого ученого средневекового Узбекистана Абу-Рейхана аль-Бируни (Бадалов, Голованов, 1957) [1].

Изучен недостаточно.

Характ. выдел. Волокнистые образования.

Структ. и морф. крист. Ромб. с?

Физ. св. Сп. совершенная. Тв. 2. Уд. вес. 2,36. Цв. белый. Бл. матовый.

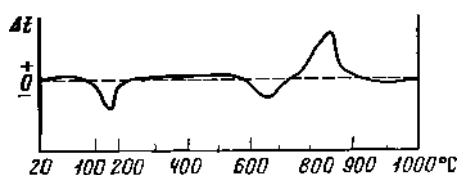
Микр. Двуосный (+). Удлинение (+); $n_g = c$, $n_g = 1,531$; $n_p = 1,527$; $n_g - n_p = 0,004$.

Хим. Состав и формула требуют уточнения. Теор. состав: CaO — 44,97, SiO₂ — 22,75, CO₂ — 16,67, SO₃ — 3,57, H₂O — 12,04. Анализ бирунита, содержавшего примесь опала: MgO — 0,61, CaO — 41,46, SiO₂ — 26,70, CO₂ — 15,51, SO₃ — 3,33, H₂O — 12,17; сумма — 99,78.

Диagn. исп. Хорошо растворим в 10%-ной HCl с выделением геля кремнезема.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 133) имеются эндотермические прогибы с максимумами 150° (выделение воды) и 650° (выделение CO₂), а также экзотермический пик с максимумом при 830° (переход в новое вещество).

Находж. Найден только в месторождениях Алмалыкского рудного поля (Узб. ССР) в зальбандах таумаситовых прожилков как вторичный минерал по таумаситу. Образуется наряду с гипсом и кальцитом при разрушении таумасита. Содержит примесь опала.



Фиг. 133. Кривая нагревания бирунита (по Бадалову и Голованову)

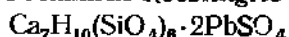
Межплоскостные расстояния бирунита из Алмалыка [1]
CuK_{αβ}-излучение, D = 57,3 мм

<i>l</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	3,528	1	2,037	2	1,582	1	1,224
2	3,174	8	1,939	1	1,438	1	1,192
2	2,983	2	1,841	2	1,385	2	1,159
2	2,871	10	1,781	2	1,350	1	1,099
10	2,595	4	1,712	3	1,292	2	1,048
1	2,147	2	1,655	1	1,246		

Л и т е р а т у р а

1. Бадалов С. Т., Голованов И. М. ДАН Узб. ССР, 1957, № 12, 17; Голованов И. М. Сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Наука», 1964, 168.

Рёблингит Roebingite



Назван по имени инженера В. Рёблинга (Пенфилд, Фут, 1897) [1].

Характ. выдел. Сплошные массы, состоящие из очень мелких призматических кристалликов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Простр. гр. ? [2]; $a_0 = 13,27$; $b_0 = 8,38$, $c_0 = 13,09$ Å; $\beta = 103^\circ 52'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,5835 : 1 : 1,5620$; $Z = 4$ (Фойт) [3]; $a_0 = 13,20$, $b_0 = 8,37$, $c_0 = 13,32$ Å; $\beta = 105^\circ 53'$ (Велин) [2].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) несовершенная. Тв. около 3. Уд. вес 3,433 (у оригинала хим. анализа 1) [1]. Бесцветный до белого.

В ультрафиолетовом свете иногда флуоресцирует слабо-розовым цветом [4].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двусный (+). Погасание прямое, удлинение (-); $n_g = 1,66$, $n_m = 1,64$, $n_p = 1,64$; $n_g - n_p = 0,02$; 2V небольшой (Ларсен).

Хим. Теор. состав для приведенной формулы [5]: CaO — 27,08, PbO — 30,80, SiO₂ — 24,86, SO₃ — 11,04, H₂O — 6,22; Ca замещается Sr и Mn, возможно Na и K.

Анализы рёблингита из Франклина:

	1	2	1	2		1	2
Na ₂ O	0,40	He обн.	PbO	31,03 30,04	H ₂ O+	6,35	6,15
K ₂ O	0,13	—	SiO ₂	23,58 23,57	H ₂ O-		
CaO	25,95	23,12	SO ₂	9,00	—	Сумма	
SrO	1,40	2,79	SO ₃	—	10,81		
MnO	2,48	2,49	CO ₃	—	0,61		

1 — анал. Фут [1], среднее из двух анализов; 2 — анал. Бликс [5]; CaO, SrO, MnO — среднее из двух определений, PbO, SiO₂ и SO₃ — среднее из трех определений; FeO, ZnO, BaO, MgO — не обнаружены.

Диагн. исп. В растертом виде легко растворяется в разбавленных кислотах, при испарении раствора выпадает желатинообразная кремневая кислота. П. п. тр. плавится в серый шарик. Дает микрохимические реакции на Pb, Mn и S.

Повед. при нагр. Вода выделяется при температуре выше 200° [5]; при нагревании в вакууме выделяется непрерывно, начиная от 40 и до 300° [3].

Нахожд. Очень редок. Найден в марганцово-цинковом месторождении Франклин (Нью-Джерси, США), вблизи контакта гранитных пегматитов с белым известняком, наряду с другими силикатами свинца — назонитом, маргаросанитом, ганкокитом, ларсенитом, барисилитом. Ассоциируется также с пектолитом, пренитом, аксинитом, клиноэдритом, флогопитом, титанитом, куспидином, виллсмитом, датолитом, баритом, кальцитом, арсенонитом, сфалеритом, апатитом и другими минералами. Иногда нарастает на клиноэдрит, встречается в пустотах аксинита. Наибольшее из найденных скоплений по форме и величине напоминало кокосовый орех. Имеет, по-видимому, пневматолитическое происхождение [6—8]. Отмечена также находка рёблингита в месторождении Лонгбан (Швеция) [5].

Межплоскостные расстояния рёблингита из Лонгбана *
CuK α -излучение, дифрактометр

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
$\bar{1}11$	20	6,94	$\bar{3}12?$	10	3,63	023	35	2,947	8	2,051
$\bar{2}01$	35	6,47	311	14	3,40	$\bar{2}23$	20	2,906	12	1,936
002	35	6,29	113	10	3,37		10	2,726	8	1,901
201	16	5,16	$\bar{2}04$	30	3,20		30	2,521	12	1,809
003	80	4,20	004	100	3,15		8	2,194	8	1,635
202	8	3,98	$\bar{1}14$	55	3,04		40	2,102		

* ASTM, 16-411; $a_0 = 13,32$, $b_0 = 8,28$, $c_0 = 13,07$ Å; $\beta = 105^\circ 52'$.

Л и т е р а т у р а

1. Penfield S. L., Foote H. W. Am. J. Sci., 1897, 3, 413; Zs. Krist., 1897, 28, 578
2. Welin E. Ark. min., geol., 1969, 4, H. 6, nr. 30, 532.
3. Foit F. F. Am. Min., 1966, 51, Nos. 3-4, 504.
4. Palache C. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 330.
5. Blix R. Am. Min., 1931, 16, No. 10, 455.
6. Palache C., Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 335.
7. Palache C. Am. Min., 1929, 14, No. 1, 1.
8. Foote W. M. Am. J. Sci., 1898, 6, 187.

СТРУКТУРА ТИПА ДАТОЛИТА

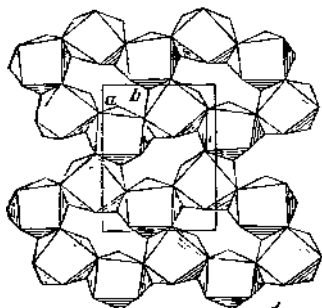
ГРУППА ДАТОЛИТА

	Связовия	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Датолит CaB[SiO $_4$]OH	Монокл.	9,62	7,60	4,84	90°09'	2,9
Бакерит Ca $_2$ B $_4$ (BO $_3$ OH) $_2$ [SiO $_4$] $_6$ (OH) $_8$ ·H $_2$ O	»	9,56	7,52	4,74	90 24	2,8
[Гаррелсит] (Ba, Ca) $_2$ B $_2$ (BO $_3$ OH)(SiO $_4$) (OH) $_2$	»	13,43	8,45	14,61	114 19	3,7
Гомилит Ca $_2$ FeB $_2$ [SiO $_4$] $_2$ O $_2$	»	9,67	7,57	4,74	90 22	3,3
Гадолинит Y $_2$ Fe $^{2+}$ Be $_2$ [SiO $_4$] $_2$ O $_2$	»	9,89	7,52	4,71	90 33	3,4—4,7

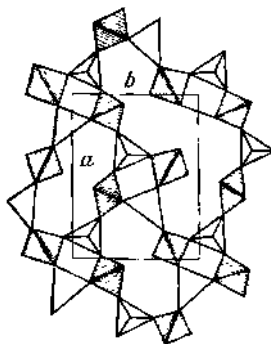
Группа выделена на основании изоструктурности. Химически сходны только некоторые члены группы. Гаррелсит включен в группу условно на основании предполагаемого структурного сходства [1]. Химический анализ гаррелсита не опубликован.

К данной группе отнесены также два недостаточно изученных минерала, встреченные Семеновым и др. [2] в очень небольшом количестве: минерал А, по-видимому, является промежуточным членом ряда $\text{Ca}_2\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$ — $\text{Y}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$, минерал Б — предположительно безжелезистый аналог гадолинита.

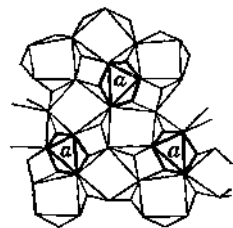
За основную для минералов группы принята структура датолита: в направлении короткого периода бесконечные параллельные (001) плоские



Фиг. 134. Сетка из Са-полиэдров в структуре датолита (по Белову и Павлову)



Фиг. 135. Сетка в структуре датолита из сцепленных общими вершинами SiO_4 -тетраэдров (заштрихованы) и BO_3OH -тетраэдров (треугольники) (по Белову и Павлову)



Фиг. 136. Fe-октаэдры (a) среди Са-полиэдров в структуре гомилита — гадолинита (по Белову и Павлову)

сетки из Са-полиэдров (закрученных кубов) (фиг. 134) чередуются с кремнеboro-кислородными сетками, состоящими из тетраэдров SiO_4 и BO_3OH (фиг. 135) (более подробное описание см. «Датолит»). Структуры бакерита и гаррелсита отличаются лишь тем, что в бакерите $1/4$, а в гаррелситае — $1/2$ тетраэдров SiO_4 заменена тетраэдрами $\text{BO}_3(\text{OH})$. В гомилите и гадолините дополнительно входят два атома Fe^{2+} с одновременной заменой четырех OH на четыре O: каждый атом Fe находится в октаэдрической пустоте в центре шестиугольника из Са-полиэдров (фиг. 136) [3 — 5]. Кроме того, для гадолинита характерна замена CaB на YBe. Из минералов других классов структуру этого типа имеет гердерит — $\text{CaBe}(\text{PO}_3)(\text{F}, \text{OH})$, в котором Be занимает, как и в гадолините, места бора, а группы PO_3 замещают группы SiO_4 . Гердерит принадлежит к той же пространственной группе и имеет сходные параметры элементарной ячейки ($a_0 = 9,82$, $b_0 = 7,70$, $c_0 = 4,81$ Å; $\beta = 90^\circ 06'$) (Штрунц, 1936) [6]. Морфологические отношения осей всех членов группы довольно близки. При описании входящих в нее минералов использовались различные установки. Здесь для единообразия принята везде установка, отвечающая рентгеновской с $c_0 < a_0$.

Из свойств всех членов группы сходны в первую очередь те, которые связаны со структурой. Так, облик кристаллов, несмотря на разнообразие габитусов у отдельных представителей, в основном столбчатый и толстотаблитчатый. Спайность, несовершенная в направлении слоистости структуры, иногда не проявляется совсем. Тв. зависит от состава. Наибольшей твердостью характеризуется гадолинит, в котором сетки из Fe-октаэдров и

У-полиэдров имеют более сильные связи, чем сетки из Са-полиэдров в структуре датолита, места которых они занимают (у датолита большие расстояния катион — анион). Это обуславливает также и оптически положительный характер гадолинита. Химические свойства и условия нахождения разных членов группы очень сильно отличаются и приведены в соответствующих разделах при описании минералов.

Предполагается, что изоморфизм $YBe \rightarrow CaB$ в минералах группы ограниченный. Замещение по данной схеме, а также возрастание содержания железа приводят к увеличению объема элементарной ячейки, удельного веса, показатель преломления и твердости. Возрастание содержания воды приводит к противоположным результатам [2].

Физические свойства минералов группы датолита:

Минералы	Датолит	Бакерит	Гаррелсит	Гомилит	Гадолинит	Минерал А	Минерал В
Спайность	(001) слабая (100) оч. слабая	—	—	нет	(100) слабая (001) у прокаленного	—	—
Твердость	5 - 5½	4½	—	4½ - 5½	6½ - 7	~6	~7
Уд. вес	2,9 - 3	2,73 - 2,89	3,68	3,28 - 3,34	4,02 - 4,55	3,78	3,44
Цвет	Белый с разными оттенками	Белый	Бесцветный	Черный	Черный, оливково-зеленый	Зеленоватосерый до бесцветного	Бледно-розовый
Блеск	Стеглянный	—	Стеглянный	Смоляной, стеглянный	Стеглянный, смоляной	Жирный	Стеглянный до жирного
Прозрачность	Прозрачен	Непрозрачен	Прозрачен	Оч. слабо прозрачен	Слабо прозрачен	Прозрачен (иногда)	—
n_g	1,666 - 1,676	1,654 - 1,656	1,640	1,738	1,83 - 1,78	1,731	1,722
n_m	1,649 - 1,654	1,639 - 1,642	1,633	1,725	—	—	—
n_p	1,621 - 1,630	1,624 - 1,628	1,620	1,715	1,80 - 1,76	1,720	1,708
$2V$	-(72 - 75°)	—	-72°	+80°	+(80 - 85°)	-75°	—
Опт. ориентировка	Пл. опт. осей (010); $cNp = -1^\circ$ до $+9^\circ$; $aNg = -1^\circ$ до $+4^\circ$; $Nm b$	—	—	Пл. опт. осей (010); $aNg = 1^\circ - 4^\circ$ $Np = b$;	Пл. опт. осей (010); $cNp = -3^\circ 30'$ до $+12^\circ 30'$; $aNg = +3^\circ$ до $+12^\circ$; $Nm b$	—	—

Л и т е р а т у р а

1. Christ C. L. Am. Min., 1959, 44, Nos. 1—2, 176.
2. Семенов Е. И., Дусманов В. Д., Самсонова Н. С. Кристаллография, 1963, 8, вып. 4, 677.
3. Павлов П. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1957, 114, № 4, 884.
4. Павлов П. В., Белов Н. В. Кристаллография, 1959, 4, № 3, 324.
5. Christ C. Norsk geol. tidsskr., 1965, 45, Н. 4, 423.
6. Strunz H. Zs. Krist., 1936, 93, 146.

Датолит Datolite



Название — от греч. *δατέωσις* (датеоси) — делить и *λίθος* (литос) — камень — по зернистой структуре некоторых агрегатов минерала (Эсмарк, 1805).

Синон. Натрокальцит — natrocalcite (Утингер, 1809), эсмаркит — esmarkite (Хаусман, 1813), боросиликат кальция — chau boratée silicieuse (Аюи, 1822), дистомовый шпат — Dystom Spath (Моос, 1824).

Первоначально рассматривался как ромбический (Хаусман, 1813), Леви (1823) описал моноклинный датолит и предложил для него название гумбольдтит — humboldtite; идентичность гумбольдтита и датолита установлена Хайдлингером в 1825 г.

Разнов. Ботриолит.

Характ. выдел. Кристаллы (от долей см до нескольких см), агрегаты — зернистые до плотных, реже натечные с радиально-лучистым строением (ботриолит).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/a$; $a_0 = 9,62$; $b_0 = 7,60$
 $c_0 = 4,84$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,265 : 1 : 0,636$; $\beta = 90^\circ 09'$; $Z = 4$ (Павлов, Белов, 1957) [1].

Такие же значения были получены Ито и Мори [2], но ими использовалась установка Дала (см. ниже), в которой оси a и c , по сравнению с принятой здесь установкой, переименованы местами. Впервые размеры элементарной ячейки дадолита были определены Госнером и Муссгунгом (1929) [3] для образца из Серра ди Занкетти (Италия): $a_0 = 9,66$, $b_0 = 7,64$, $c_0 = 4,83$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,265 : 1 : 0,633$; $\beta = 90^\circ 09'$.

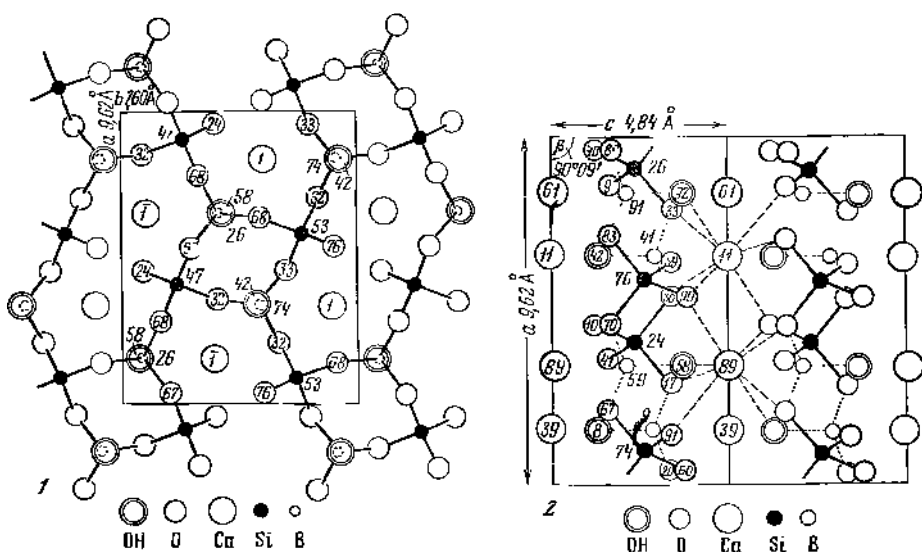
Эти данные приведены в Минералогических таблицах Штрунца (1962), а также в Оптической минералогии А. Н. Винчела и Г. Винчела (1953) (в последней — в кХ).

В структуре дадолита [1, 2, 4] изолированные группы SiO_4 соединяются между собой группами BO_3OH в боро-кремнекислородные сетки — $B_2SiO_7(OH)_2$. При этом у тетраэдров SiO_4 и BO_3OH только три вершины общи, а четвертая (у BO_3OH — это связь OH) остается свободной [5]. В каждой сетке тетраэдры SiO_4 и BO_3OH сочленяются в четырехчленные и восьмичленные (вытянутые) кольца.

Лебедевым [6] было высказано предположение о замещении в дадолите тетраэдров SiO_4 тетраэдрами BO_3OH . Эти тетраэдры занимают разные положения в структуре, поэтому Белов [7] возражает против такого предположения.

Сетки параллельны (001). Между собой они связаны атомами Са, каждый из которых находится в восьмерной координации в окружении шести атомов О и двух групп OH (фиг. 137).

Связь бора с кислородом в тетраэдрах BO_3OH преимущественно ковалентная [6]. На элементарную ячейку приходится два этажа (слоя) структуры:

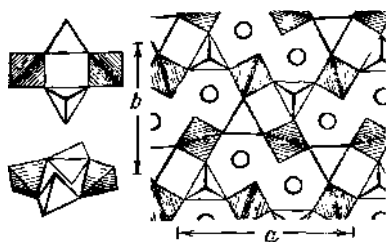


Фиг. 137. Проекция структуры дадолита
 (по Брэггу и Кларингбуллу)
 1 — на (001); 2 — на (010)

1-й слой-этаж представлен вязью слегка искаженных восьмивершинников — скрученных кубов с атомами Ca в центрах (см. фиг. 134); 2-й слой-этаж является сеткой из тетраэдров SiO_4 (проектируются в виде квадратов) и VO_3OH (в проекции — треугольники) (фиг. 138). Межатомные расстояния (в Å): $\text{Si} - \text{O} = 1,57, 1,58, 1,63, 1,63$; все три расстояния $\text{V} - \text{O} = 1,48$, $\text{V} - \text{OH} = 1,54$, $\text{Ca} - \text{O} = 2,35 - 2,66$, два расстояния $\text{O} - \text{OH} = 2,46$ [11].

В последние годы структура уточнена: при средней величине угла $\text{Si} - \text{O} - \text{V} = 125^\circ$ в каждом SiO_4 -тетраэдре имеются три мостиковые связи $\text{Si} - \text{O} = 1,66\text{Å}$ и одна укороченная периферийная связь $\text{Si} - \text{O} = 1,563\text{Å}$

Фиг. 138. Тетраэдрическая сетка датолита (по Ито)
Тетраэдры: незаштрихованные — SiO_4 , заштрихованные — VO_3OH ; кружки — Ca



Валентные углы $\text{O} - \text{Si} - \text{O}$ составляют от $102,58$ до $117,42^\circ$. В тетраэдрах $\text{VO}_3(\text{OH})$ одно расстояние $\text{V} - \text{O}$ ($1,561\text{Å}$) существенно больше трех остальных ($1,466\text{Å}$). Углы $\text{O} - \text{V} - \text{O}$ от $106,32$ до $112,86^\circ$. Среди связей $\text{Ca} - \text{O}$ также различаются более длинные (от $2,386$ до $2,691\text{Å}$) и две более короткие ($2,271$ и $2,291\text{Å}$) [8].

Изучение плеохроизма поляризованного инфракрасного излучения в области 3510 см^{-1} позволило определить расстояния $\text{H} - \text{O}$ ($\sim 1\text{Å}$) и $\text{H} - \text{Ca}$ ($\sim 2\text{Å}$) [9].

Прим. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$; $a : b : c = 0,6329 : 1 : 0,6345$; $\beta = 90^\circ 09'$ [10].

Обнаружено свыше 220 форм (по Гольдшмидту и [11—23]); главные из них:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2		
c	001	90°00'	0°09'	0°09'	90°00'	u	201	90 00	63 31	63 31	90 00
b	010	0 00	90 00	—	0 00	z	101	-90 00	45 00	-45 00	90 00
a	100	90 00	90 00	90 00	90 00	g	112	57 48	30 46	26 44	74 11
m	120	38 18	90 00	90 00	38 18	Δ	111	57 44	49 55	45 09	65 54
g	110	57 40	90 00	90 00	57 40	e	111	-57 36	49 49	-45 00	65 50
t	320	67 07	90 00	90 00	67 07	α	221	-57 38	67 07	-63 27	60 27
σ	210	72 26	90 00	90 00	72 26	β	142	21 39	53 47	26 44	41 26
Ω	410	81 00	90 00	90 00	81 00	n	122	38 27	39 01	26 44	60 28
o	021	0 07	51 45	0 09	38 15	Q	121	38 23	58 17	45 09	48 10
r	032	0 10	43 35	0 09	46 25	U	342	49 53	63 05	56 25	54 56
M	011	0 14	32 24	0 09	57 36	v'	122	-38 10	38 54	-26 30	60 25
e	023	0 21	22 55	0 09	67 05	λ	322	-67 05	58 28	-56 20	70 37
s	103	90 00	18 36	18 36	90 00	μ	211	-72 25	64 32	-63 27	74 10
x	101	90 00	45 09	45 09	90 00	i	342	-49 47	63 02	-56 20	54 53

gg (110):(110) = 64°40'	La (111):(100) = 49°41'	Qa (121):(100) = 58°07'
mm (120):(120) = 76 37	Ac (111):(001) = 49 48	Qc (121):(001) = 58 12
MM (011):(011) = 64 47	Ag (111):(110) = 40 05	na (122):(100) = 66 57
$x\xi$ (101):(101) = 90 09	Am (111):(120) = 43 49	nc (122):(001) = 38 55
Mg (011):(110) = 73 15	va (111):(100) = 49 49	la (322):(100) = 38 17
Mm (011):(120) = 65 04	ec (111):(001) = 49 57	lc (322):(001) = 58 24
xg (101):(110) = 53 12	eg (111):(110) = 40 11	
um (201):(120) = 40 52	em (111):(120) = 43 52	

Второстепенные формы:

S 140	ψ 104	z $\bar{1}04$	φ 113	l 322	B $\bar{1}42$
h 340	ϕ 102	Σ $\bar{1}03$	ι $\bar{1}12$	Γ 213	τ $\bar{1}31$
η 014	f 203	Π $\bar{1}02$	δ 144	W 211	
Δ 012	v 302	g $\bar{2}03$	\mathfrak{D} 124	\mathfrak{B} 524	κ 522
l 031	p 301	a $\bar{2}01$	N 123	Z 311	ω 311

Редкие и вицинальные формы*

180	j 105	$\bar{1}17B$	132	A 984Гв	$\bar{1}41Ш$	$\bar{5}41$
7.13.0Гр.	207Гр.	$\bar{1}16M$	131	766	P $\bar{1}33$	E $\bar{4}31$
7.12.0	305Гр.	$\bar{1}13$	Φ 261	543	X : $\bar{2}61$	$\bar{3}21$
9.13.0	x' 403	$\bar{3}38B$	2.5.11Гр.	9.4.11Гр.	$\bar{1}.2.18$	$\bar{8}58Гр.$
T 250Гв.	503	$\bar{2}25B$	254	326	$\bar{1}.2.16$	$\bar{5}31Гр.$
470Гр.	502	Y : $\bar{2}23$	499Гр.	ϑ 324	$\bar{1}21$	$\bar{7}44$
k 230	801B	$\bar{7}.7.10$	127	ϕ 321	$\bar{2}41$	m $\bar{7}43Ш$
590Гр.	$\bar{1}.0.12Гр.$	$\bar{6}67Гр.$	126	Ψ : $\bar{2}14$	l $\bar{4}73Ш$	$\bar{7}42$
450Гр.	1.0.11	$\bar{5}54$	125Гр.	423K	$\bar{5}88X$	$\bar{7}41$
10.7.0Гр.	τ $\bar{1}07$	$\bar{7}74B$	245	z 522	$\bar{2}34Гр.$	$\bar{2}13Гр.$
850Гр.	$\bar{2}05$	\bar{z} $\bar{3}31$	9.18.20	A : 312	Y $\bar{2}31$	T $\bar{2}12$
520Гр.	119Гр.	$\bar{4}41$	365K	725K	$\bar{4}61B$	$\bar{7}33Гр.$
017Гр.	114	R : $\bar{1}84$	485K	8.2.11Гр.	$\bar{3}45$	$\bar{9}43$
015Гр.	338B	164	5.10.8	816K	b $\bar{3}44$	$\bar{1}3.5.5Ш$
035	225	163	j : $\bar{2}43$	12.1.2	$\bar{9}.12.4$	$\bar{1}5.4.2$
045B	w 223	3.13.2K	5.10.4	J : $\bar{1}.12.4$	$\bar{7}99Гр.$	$\bar{4}11$
0.11.8	b 445	3.11.5Гр.	f : $\bar{2}41$	R : $\bar{1}84Гв.$	F : $\bar{1}2.15.5$	$\bar{5}11$
053Гр	10.10.9	153K	362	V : $\bar{1}82$	K $\bar{4}51$	z $\bar{7}13Ш$
0.11.4B	553B	Π : 3.12.14	599Y	$\bar{1}64$	$\bar{7}88Гр.$	$\bar{1}1.1.2M$
041	γ 221	\mathfrak{B} 148	χ 235	H $\bar{1}62$	$\bar{5}62$	$\bar{2}2.1.5M$
0.16.1Гр.	p 441	146	232Y	7.20.3Гр.	G $\bar{8}91$	
1.0.20Гр.	$\bar{1}.1.30B$	5.20.24	574	$\bar{3}.14.14$	9.10.10	
1.0.12	$\bar{1}.1.10Гр.$	p $\bar{1}41Ш$	344Гв.	ζ $\bar{1}.4.12$	$\bar{9}82$	
107	$\bar{1}19Гр.$	z $\bar{1}39Ш$	677Гр.	A : $\bar{1}43Гв.$	C $\bar{5}42$	

* Новые формы, установленные после сводки Гольдшмидта Кэхлином [14], отмечены буквой К., Мурзаевым [18] — М., Ульбрихом [19] — У., Грлем [13] — Гр., Гвахария [15] — Гв., Шкабара [16] — Ш., Бертоланн [21—23] — Б., Херингом [20] — Х.

Указания на работы по датолиту за период 1810—1910 гг., в основном посвященные его кристаллографии, сведены Гергей и Гольдшмидтом [24].

Существуют три главные установки кристаллов датолита:

1 — установка Даубера (1858 г.) — характеризуется отношением осей $a : b : c = 1,26574 : 1 : 0,63446$; принята при рентгеновских исследованиях Госпером и Мусгнугом (1929) [3] и Павловым и Беловым [1]; этой установки придерживаются Мессипа (1940), Вилчел (1951), Штрунц (1966) и др.

II — установка Раммельсберга [10] — Гольдшмидта, направление осей то же, отношение осей $a : b : c = 0,6329 : 1 : 0,6345$; отличается в 2 раза меньшим значением отношения $a : b$; эту установку принимали Хише (1897), Грот (1898), Ливе (1883) [25], Людеке (1855) [26],

Гвахария (1939) [15], Шкабара и Штурм (1939) [16], Родолико (1933) [17], Бертолапи (1948), Шварцман (1931) и другие. Принята здесь в качестве морфологической.

III — установка Леви — Дана [27]. По сравнению с двумя предыдущими установками оси a и c переменяются местами, $a : b : c = 0,63446 : 1 : 1,26574$. Эту установку принимали Кук, и Краус (1907) [28], Латанова (1951) [29], Улгемах (1911) [30], Козакевич (1966) [31], Штрунд (1936) [32], Харада (1939) [33], Дирман (1966) [34], Пирсон (1893) [35], Ниггли (1922, 1926), Флиик (1916), а также Ито (1953) [2] и др. При рентгеновском изучении датолита эта установка не используется.

Формулы перехода к установке Раммельсберга — Гольдшмидта: а) от установки Даубера: 100/020/002; б) от установки Леви — Дана: 001,020/200. От установки Раммельсберга: а) к установке Даубера: 200,010/001, б) к установке Леви: 001,010,200. От установки Даубера к установке Леви: 001,010/100.

Соотношение между символами некоторых главных форм в трех различных установках:

Установка	Оси			Символы форм								
Раммельсберга —												
Гольдшмидта	a	b	c	120	110	101	122	$\bar{1}11$	$\bar{2}11$	$\bar{3}22$	$\bar{1}22$	
Даубера	a	b	c	110	210	201	111	$\bar{2}11$	$\bar{4}11$	$\bar{3}11$	$\bar{1}11$	
Леви — Дана	c	b	a	011	012	102	111	$\bar{1}12$	$\bar{1}14$	$\bar{1}13$	$\bar{1}11$	

Большинство кристаллов датолита в первых двух установках имеют призматическую вертикальную зону, что облегчает их юстировку. Однако близость угла β к 90° вызывает трудности в определении кристаллографической ориентировки. Углы зон [001] и [100] почти равны (см. граничные углы), в связи с чем нередко смешиваются положительные и отрицательные формы, а также оси a и c . Некоторую помощь могут оказать различия в характере поверхности граней (001) и (100), (hk0) и (0kl) [36]. Часты хорошо образованные кристаллы, богатые гранями. Габитус кристаллов чрезвычайно разнообразен (фиг. 139): наблюдаются призматические кристаллы, удлиненные по оси c (в установках Даубера и Гольдшмидта); тонко- и толсто-таблитчатые или несколько уплощенные по (100) или по (001); почти изометрические; изредка призматические, удлиненные по оси b .

Облик кристаллов меняется в зависимости от типа месторождения и парагенезиса. Так, в Приморье в минерализованных полостях сульфидоносных скарнов наблюдаются таблитчатые кристаллы, тогда как в аналогичных полостях среди расположенных рядом борососных скарнов без сульфидов облик кристаллов почти изометрический [29].

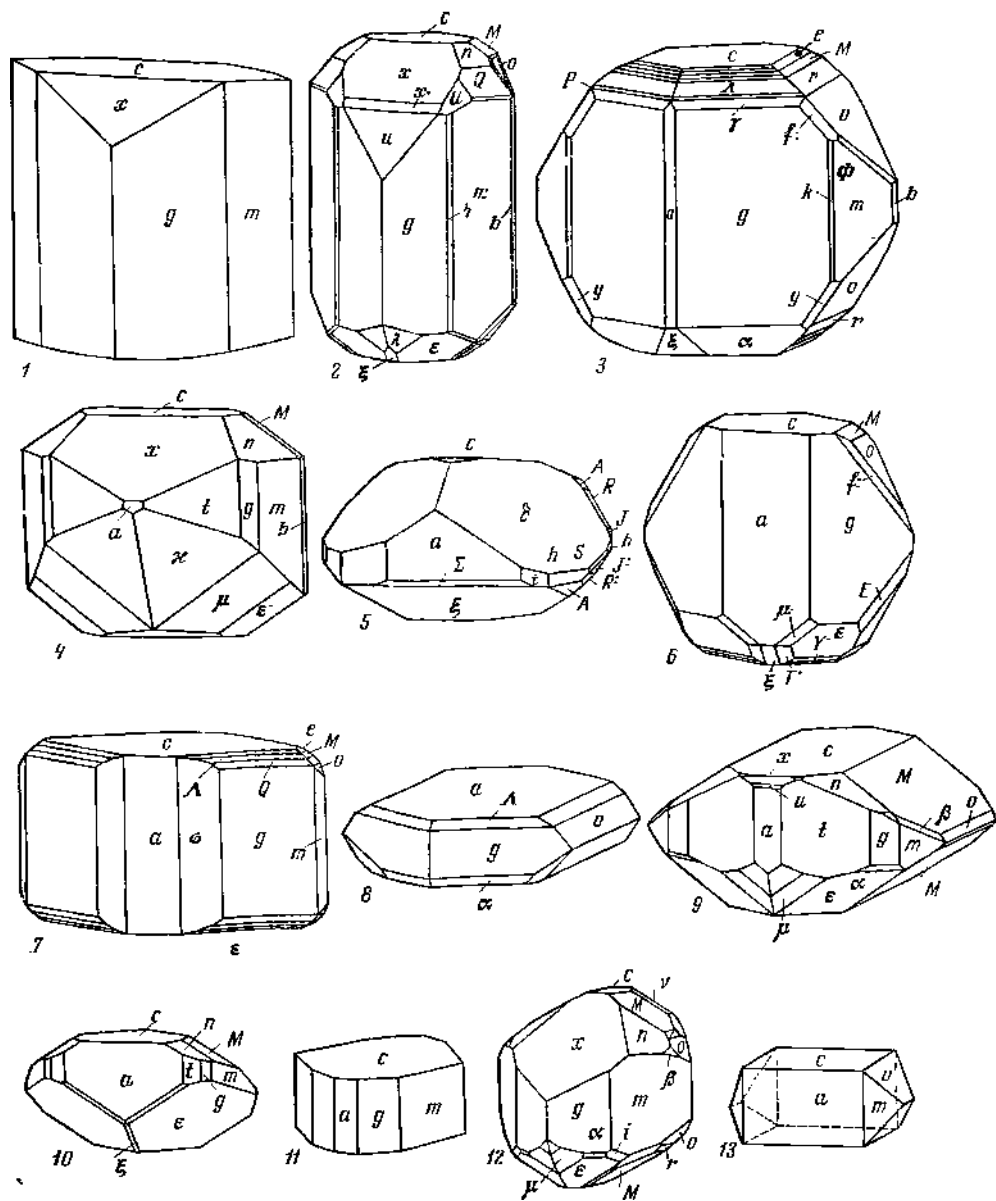
В Грузии в жездах туфов развиваются призматические кристаллы, в андезито-базальтах — топкотаблитчатые, в контактах андезито-базальта с туфом — кристаллы, удлиненные по оси b [15]. Иногда облик кристаллов изменяется в пределах одного и того же месторождения [13, 16, 37].

Наиболее обычные формы для датолита из альпийского месторождения Валь Гууп: (100), (011), (320), (120), ($\bar{5}22$), ($\bar{1}11$), ($\bar{3}22$), (122) [38].

Обычные формы для датолита Крыма, Тироля (Австрия), Берген-Хила и Верхнего озера (в США): (100), (110), (120), (210), (111), (101), (011), (001), ($\bar{1}01$), ($\bar{5}22$), ($\bar{5}22$), (342) [16]; для датолита из месторождения Радотин у Праги — (100), (320) (110), (120), (011), (122), ($\bar{5}22$), ($\bar{1}11$), [19]; для датолита офиолитовой формации Апеннин (провинция Модена, Италия): (110), (011) (001), (111), (012) ($\bar{1}12$), (100), (013), ($\bar{1}15$), ($\bar{1}14$), ($\bar{1}13$) (010), (102), (120), (121), ($\bar{1}02$), ($\bar{1}11$), (312). В разных месторождениях облик кристаллов несколько меняется [22].

У некоторых кристаллов грани искривленные или округлые, постепенно переходящие одна в другую (Берген-Хил, США) [27].

На многих гранях имеются штриховка и видинали. Грани (001) обычно без штриховки, блестящие; грани призмы (120) менее блестящие, чем грани (001), и обычно несут штриховку, параллельную оси c . На грани (100) часто наблюдается штриховка в двух (реже в трех) направлениях, параллельных ребрам граней (hkk) и ($\bar{h}kk$) (при искусственном травлении штрихи углубляются) [39]. Грань (001) иштрихована в связи с повторяемостью ее комбинаций с (122) [16]. Грани x (101) тусклые, с широкими неправиль-



Фиг. 139. Кристаллы датолита

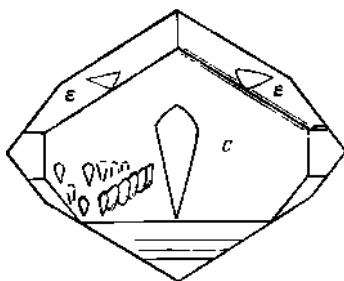
- 1 — хр. Карагач, Крым (по Шкабаре и Штурм);
- 2 — Урейкоф, ГДР (по Шварцману);
- 3 — Серра ди Занкетти, Италия (по Ливе);
- 4 и 5 — Сонгалугская осыпь, Грузинская ССР (по Гвахария);
- 6—8 — Гвардиола ди Россена, Италия (по Бертолини);
- 9 — Тоджяно, Италия (по Гриво);
- 10 — Монте-Лорето, Италия (по Девизо ди Шарвенсоду);
- 11 — Арендаль, Норвегия (по Гольдшмидту);
- 12 — Тироль (по Моосу);
- 13 — рудник Тамарак, район Верхнего озера (по Гольдшмидту)

ными линиями травления [39] или со штриховкой, обусловленной чередованием x (403) и u (201) [40, 13].

Грани положительных пирамид $e(\bar{1}11)$, $\lambda(\bar{3}22)$, $\mu(\bar{2}11)$ иштрихованы параллельно ребру (011) : $(\bar{1}00)$ [41].

Отмечаются фигуры роста — треугольные пирамидки с округлыми ребрами, особенно правильные на грани $(\bar{2}11)$, где они располагаются рядами параллельно ребру $[\bar{1}00]$, и менее правильные — на (100), (001) и (011) [13].

На крупных кристаллах из Уренкофа наблюдались фигуры естественного травления [40]: на грани $c(001)$ — верстенообразные, обращенные



Фиг. 140. Фигуры травления на кристаллах датолита из Уренкофа, ГДР (по Шварцману)

острыми концами вниз (соприкасаясь боковыми ребрами, они образуют борозды); на грани $e(\bar{1}11)$ — треугольные с закругленными ребрами; направления этих ребер: $[2\bar{3}5]$, $[13\bar{2}]$ и $[312]$ (фиг. 140) [40].

Упоминались двойники прорастания по (001) с двойниковой осью a , из Уэстфилда [39]. Сдвойникованные кристаллы обнаружены в датолит-пирит-натролитовых прожилках в сиенит-диоритах Алмалыка (Узб. ССР); закон двойникования не установлен [42]. Отмечались в шлифах датолита из кавказских месторождений [43]. Несоднократно наблюдались параллельные срastания, а также срastания с входящими углами [13, 44], иногда напоминающие по форме «ласточкин хвост» [44].

Отмечалось закономерное нарастание на гранях x , M , λ , t и q тонких корочек дессмина [28].

В кристаллах датолита нередко обнаруживаются газово-жидкие включения.

В датолите из кавказских месторождений первичные включения (от 3 до 12 $\mu\text{к}$), преимущественно газовые, имеют удлиненно-эллиптическую, часто неправильную форму, с неровными зазубренными краями; температура декрепитации этих включений — 400—420° [45]. У зернистого датолита из бороносных скарнов температура гомогенизации газово-жидких включений выше 300°, у датолита, образующего прозрачные таблитчатые кристаллы, — 110° [46]. В кристаллах датолита из трапловых пород штата Массачусетс (США) при комнатной температуре газ занимает 10—15% объема, ниже — 61° все включения становятся непрозрачными, при — 55° они превращаются в прозрачный зернистый агрегат; при — 35° жидкость занимает 50% объема; температура замерзания включений от — 2 до — 11°. Предполагается, что включения содержат значительные количества кальция [47].

Физ. св. Сп. наиболее ясная по $c(001)$ (направление слоистости в структуре) и менее ясная по a (100).

По Гвахария [13] и Яковлевой [48], в шлифах наблюдаются трещинки несовершенной спайности или отдельности, которые пересекаются под углом 35—40°; Чирвинский [49] отмечена спайность в трех направлениях (в одном — совершенная, в двух других — менее совершенная); ряд авторов указывает на совершенную спайность в одном направлении [50, 51].

Изл. неровный до мелкокорякового. Хрупок. Тв. 5—5½. Микротвердость 706—718 кг/мм^2 (нагрузка 50 г) [52]. Уд. вес 2,9—3. Цв. бесцветный и белый, часто с зеленовато-голубоватым, зеленым или желтым оттенком;

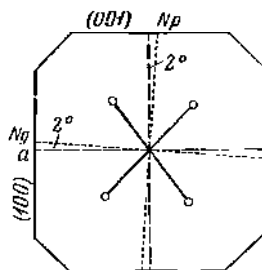
реже красный и фиолетовый; иногда грязно-оливково-зеленый или медово-желтый. Отмечалась красноватая окраска, обусловленная мельчайшими включениями листочков самородной меди (район Верхнего озера, США) [41]. Порошок серовато-белый, после прокаливания — желтовато-белый [49]. Черта белая. Бл. стеклянный, на свежих изломах жирноватый. В кристаллах прозрачен и полупрозрачен, в крупнокристаллических массах непрозрачен, иногда просвечивает в краях.

Для датолита из Андреасберга отмечены пьезоэлектрические свойства, что не соответствует особенностям структуры минерала и требует уточнения. Иногда слабо люминесцирует синим цветом в ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 3600, 3200-2800 \text{ \AA}$) [53]. Наиболее характерна люминесценция для датолита из метасоматических образований [53]. Отмечено голубоватое свечение порошка при слабом накаливании, подобное свечению гадолинита [49].

При плавлении некоторые образцы из основных изверженных пород обнаруживают свечение в голубоватых тонах [54]; предполагается, что причиной свечения является примесь Eu^{2+} ($1 \cdot 10^{-5}$ г на 1 г вещества) [54].

В инфракрасном спектре отражения имеются полосы с максимумами (в см^{-1}): 1152, 1104*, 1060*, 1004*, 931*, 882*, 844, 781, 582, 532*, 518* (звездочками отмечены наиболее интенсивные полосы) [55].

Инфракрасный спектр поглощения характеризуется многочисленными полосами в области 1200—800 см^{-1} , которые обязаны колебаниям групп SiO_4 и VO_3OH [56]. В интервале 1470—1400 см^{-1} имеются полосы, обусловленные наличием групп (OH) [57]. Плеохроизм инфракрасного спектра поглощения



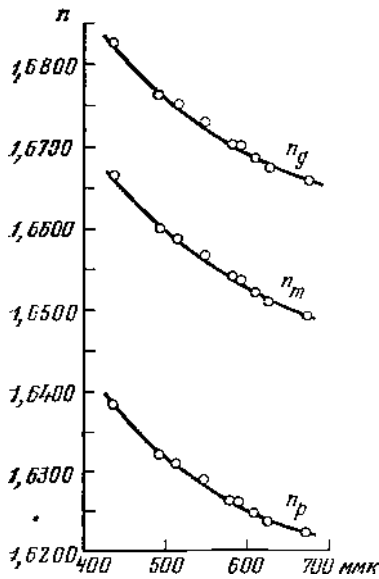
Фиг. 141. Оптическая ориентировка датолита (по Трёгеру)

в области 3510 см^{-1} в кристаллографических зонах датолита (в установке Даубера): $\parallel (010)$ — максимальный, $\parallel (001)$ — слабый, $\parallel (100)$ отсутствует; эти данные позволили определить положение протонов в структуре и расстояния Н — О и Н — Са (см. описание структуры). Методом ЭПР изучено положение в структуре датолита атомов Mn^{2+} [58].

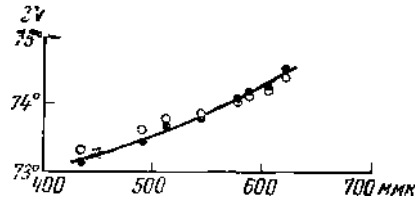
Эффективно флотируется собирателями как анионными (особенно при $\text{pH} > 9$), так и катионными (при $\text{pH} 6-8,5$). Флотация активизируется в присутствии двуххромовокислого калия, а также небольших количеств соединений тяжелых металлов [59, 60]. При обработке олеатом натрия в щелочной среде собиратель закрепляется в ионной форме, в кислой же среде собиратель в основном сорбируется в молекулярной форме [61].

Микр. В шлифах бесцветный. Двуосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (010)$; $cNp = -1^\circ$ до $+9^\circ$ (изменяется с длиной волны); $aNg = -1^\circ$ до $+4^\circ$ (фиг. 141); $Nm \parallel b$. Удлинение (+), значительно реже (—); $n_g = 1,666-1,676$; $n_m = 1,649-1,654$; $n_p = 1,621-1,630$; $n_g - n_p = 0,044-0,050$; $2V = 72-75^\circ$; $r > v$, слабая (по Трёгеру).

Изменение показателей преломления и $2V$ в зависимости от длины волны исследовал на японских и корейских образцах Харада [33] (фиг. 142, 143).



Фиг. 142. Дисперсия светопреломления датолита из Наборио, Япония (по Харада)



Фиг. 143. Дисперсия угла оптических осей датолита из Наборио, Япония (по Харада)

Белые кружки — измеренные значения, черные — вычисленные

Сходные результаты Бертолани получил для датолита из Гвардиола ди Россена [21].

В «Оптической минералогии» Винчела схема оптической ориентировки датолита северна: направление спайности указано в установках Даубера и Гольдшмидта (направления осей в этих установках совпадают), тогда как оптическая ориентировка приведена в установке Дана.

Гвахария [15] для датолита из Сангалугской осыпи указывает (в установке Гольдшмидта) $cNg=1-4^\circ$, что отличается от данных других авторов.

Хим. Теор. состав: CaO — 34,99, B_2O_3 — 21,78; SiO_2 — 37,63, H_2O — 5,60. Данные анализов датолита за редким исключением близки к его теоретическому составу. В незначительных количествах устанавливаются примеси Na , K , Mg , Mn , Al , Fe , иногда Ti и P .

В аксессуарном датолите из флюопитового месторождения Алдана определено 0,09% цериевых редких земель ($La_{20}Ce_{47}Pr_5Nd_{10}Sm_4Eu_{0,5}Gd_4Dy_1$); редкие земли содержатся также в датолите из гидротермальных месторождений Сибири ($La_{0,2}Ce_{0,3}Yb_{2,5}Lu_{0,05}$) [62]. Спектроскопически в датолитах из различных мест устанавливаются Pb , Zn , Bi , Cu , Ti , Sr , Ba , Be , реже Ni , V , Se , Sb , иногда Ge [52, 63, 64]. В датолите из рудника Коппер-Фолз (шт. Мичиган, США) содержится $1,10 \cdot 10^{-13}$ г Ra на 1 г вещества [65].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	0,27	—	—	—	—	—	—	0,13
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	0,12
CaO	35,02	35,34	33,93	35,61	36,51	34,85	34,90	33,44
MgO	—	0,10	—	—	0,07	—	0,60	—
MnO	—	0,11	—	Сл.	—	—	—	0,65
FeO	—	—	—	—	—	0,24	0,22	0,31
Al_2O_3	0,30	0,55	0,50	1,08	0,47	—	0,32	0,38
Fe_2O_3	0,02	0,05	0,32	0,21	0,16	0,54	—	—
B_2O_3	21,79	20,04	21,68	21,46	21,35	21,77	21,31	21,53
SiO_2	37,69	37,59	37,08	37,41	37,31	36,65	37,64	37,52
TiO_2	—	—	—	Сл.	—	—	—	—
H_2O^+	5,51	5,89	6,00	4,08	4,23	5,44	5,66	5,70
H_2O^-	—	0,20	—	0,03		0,11	—	0,20

	1	2	3	4	5	6	7	8
CO ₂	—	—	—	—	—	0,54	—	—
Сумма	100,60	99,87	99,51	99,88	100,10	100,14	100,65	99,98
Уд. в.	—	2,99	—	—	2,80 2,90	—	—	2,996
<i>n_g</i>	1,670	—	1,669	1,671	1,667— 1,674	1,680	1,666	1,670
<i>n_m</i>	1,654	—	1,652	—	1,549	—	1,652— 1,655	1,654
<i>n_p</i>	1,625	—	1,626	1,626	1,653— 1,622	1,631	1,6273	1,626
2 <i>V</i>	—74°	—	—78°	—	—	—74°	—73°	—

1 — зеленчатые кристаллы из полости в геденбергитовом скарне с сульфидами, Дальний Восток, анал. Николаева [66]; 2 — из скарпов, Дальний Восток, анал. Павлович, Корсакова [67]; 3 — из скарново-железорудного месторождения, анал. Маркович [48]; 4 — из гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов Северного Тянь-Шаня, анал. Ильина [68]; 5 — из дацитосодержащих скарнов Чаткало-Курамских гор, Западный Тянь-Шань, анал. Галкина [69]; 6 — мелкозернистый из диопсидовых кальцифиров, р. Кураных, Южная Якутия, анал. Замурсова [51]; 7 — из скарново-свинцово-цинкового месторождения рудника Обира, преф. Онта, Япония, анал. Танака [64]; 8 — из скарнов с сульфидами меди и пирротитом, медный рудник Ивато, преф. Миядзавки, Япония, анал. Исоно [70].

	9	10	11	12	13	14	15
Na ₂ O	0,04	Сл.	Сл.	—	—	—	—
K ₂ O	0,03	»	»	Сл.	—	—	—
CaO	34,80	35,17	35,41	32,16	35,18	35,86	33,68
MgO	0,01	—	0,17	—	—	0,06	0,14
MnO	0,13	0,02	—	0,03	—	Сл.	1,14
FeO	0,10	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,45	0,31	0,29	0,40	—	0,55	0,12
Fe ₂ O ₃	0,22	0,09		0,14	—	0,25	0,17
B ₂ O ₃	21,56	21,15	21,51	22,46	21,84	21,00	21,78
SiO ₂	36,56	36,94	37,08	38,04	37,27	34,67	36,91
TiO ₂	—	—	—	—	—	Сл.	0,49
H ₂ O ⁺	5,99	6,06	6,00	5,99	5,68	3,91	5,98
H ₂ O ⁻	0,05	0,10		0,46		1,49	—
CO ₂	—	—	—	—	—	2,27	—
Сумма	99,94	99,84	(100,46)	99,68	99,97	100,06	100,41
Уд. в.	2,998	—	2,93	2,95	2,90	2,966	—

<i>n_g</i>	1,665	1,666	—	1,672 1,676	1,670	1,670	1,668
<i>n_m</i>	1,656— 1,658	—	—	—	1,653	1,653	—
<i>n_p</i>	1,626	1,626	—	1,633 1,637	1,625	1,625	1,623
2 <i>V</i>	—74°	—72°	—	—73°	—73°	—72—74°	—74°

9 — из прожилков, секунций агрегатов родонита, рудник Ананай, преф. Коши, Япония, анал. Итибаша [71]; 10 — из жемчуга в андезит-базальтах, Сонгалугская осьпь, окрестности Тбилиси, Грузия, анал. Шумило [15]; 11 — водяно-прозрачные кристаллы из жемчуга в андезитах, хр. Карагач, Карадаг, Крым [16]; 12 — из пустот в дворит-порфирите, карьер «Первое мая», деревня Бодрак, Крым, анал. Гейлинг и Лазарева [72]; 13 — из тонких прожилков в микроквасцовых порфиридах с Солнечногорскос, Крым, анал. Романенко [52]; 14 — из прожилков в ксенолите спессартита в серпентинитах, Алайский хребет, анал. Климова [73]; 15 — из жилков с кварцем и кальцитом в известково-кремнистых сланцах, Западный Тянь-Шань, анал. Сяпина [69].

	16	17	18	19	20	21	22
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,06	0,09
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,04	0,02
CaO	35,20	35,92	34,67	35,39	35,27	35,03	34,64
MgO	—	—	—	0,09	—	0,24	0,07
MnO	—	—	—	0,39	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	Сл.
Al ₂ O ₃	0,08	0,31	} 0,57	0,65	—	0,18	0,38
Fe ₂ O ₃	0,07	0,18		0,28	0,20	0,06	0,22
B ₂ O ₃	22,05	20,61	21,87	19,38	21,40	21,82	21,81
SiO ₂	37,20	35,92	37,45	38,00	37,28	37,32	36,98
H ₂ O ⁺	5,68	} 5,38	5,67	} 5,71	} 5,94	} 5,56	} 5,86
H ₂ O ⁻	—		—				
CO ₂	—	1,89	—	—	—	—	—
Сумма	100,28	100,21	100,23	100,15	100,09	100,31	100,07
Уд. в.	2,95	2,993	3,001	—	—	2,997	—
<i>n_g</i>	1,670	1,6699	1,670	1,669	—	—	—
<i>n_m</i>	—	1,6539	1,653	1,652	—	—	1,649
<i>n_p</i>	1,624	1,6260	1,626	1,623	—	—	1,621
<i>n_g—n_p</i>	—	0,0439	—	0,046	—	—	—
2 <i>V</i>	—	—74°	—74°	—	—	—	—

16 — из Датолит-спирит-патролитовых прожилков в роговообмаиловых сленит-дворитах; Алмалык, Узб. ССР, анал. Касьянова [74]; 17 — из жезды в диабазах с анальцимом и кальцитом, м-ние Родоты, Чехословакия [19]; 18 — из жезды и прожилка в роговообмаиловом сланце и серпентинитах, Корнуэлл, Англия, анал. Мак-Линток [75]; 19 — из прожилков в диабазе, м-ние Силвер Харбор, р-н Верхнего озера, Канада, анал. Фарбу [76]; 20 — из гранитоидов Лукманира (восточная часть Готтардского массива, Швейцарские Альпы), анал. Якоб [77]; 21—22 — из пород офиолитовой формации Италии (21 — Монте-Лорето, Лигурия, анал. Соверо [78]; 22 — Рено, провинция Модена, анал. Бертолань [22]).

	23	24	25	26	27	28	29
Na ₂ O	—	Сл.	—	—	—	—	0,07
K ₂ O	—	»	—	—	—	—	0,10
CaO	34,61	35,03	34,40	35,30	35,14	35,76	36,22
MgO	Сл.	Сл.	0,38	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	Сл.
FeO	—	—	—	—	—	—	»
Al ₂ O ₃	0,52	0,52	0,68	0,54	—	0,11	0,48
Fe ₂ O ₃	0,17	0,22	—	Сл.	—	0,08	0,01
B ₂ O ₃	21,90	21,86	21,81	22,60	22,21	21,56	20,24
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	Сл.
SiO ₂	37,08	37,40	37,48	36,16	36,21	37,48	36,56
TiO ₂	—	Сл.	—	—	—	0,05	Сл.
H ₂ O ⁺	} 5,78	} 5,36	} 5,25	} 5,40	} 5,81	} 5,65	} 5,86
H ₂ O ⁻							
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,06	100,39	100,00	100,00	100,10	100,69	99,83
Уд. в.	—	2,976	2,994	2,989	3,02	2,95	—

	23	24	25	26	27	28	29
n_g	1,6690	—	—	1,665	—	1,670	1,667
n_m	1,6525	—	—	1,648	—	—	1,657— 1,659
n_p	1,6241	—	—	1,625	—	1,630	1,630
$n_g - n_p$	—	—	—	—	—	0,040	—
$2V$	-74°	—	—	—	—	-75°	75°

23 — бесцветный и белый из пустот в диабазе, ассоциируется с преинитом, Гвардиола ди Россена, Эмилия, анал. Бертогани [21]; 24 — Импрувета, Тоскана [17]; 25 — из габбро, Тоджвиано [13]; 26—27 — из жезд в гранитах Бавено (26 — анал. Мессив; 27 — анал. Молиарки) [12]; 28 — из кимберлитов Якутии, анал. Шалицкая [79]; 29 — из метаморфизованных вулканических пород Японии [80].

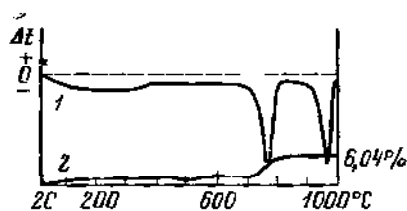
Кроме 32 анализов, сведенных в справочнике Дёльтера (1917), опубликованы также анализы датолита с примесью других минералов [81—84] и данные о составе датолита из скарированных песчаных бассейнов р. Курейки (северо-запад Сибирской платформы) [85] и из скарированной дайки габбро-диабазы Турьинских рудников (Урал) [86].

Диагн. исп. Частично растворяется в H_2SO_4 , HNO_3 , HCl (полностью при нагревании выше 80°) с выделением геля кремнезема при достаточной концентрации кислоты. В щелочах и угольной кислоте почти не растворим даже при кипячении. Разлагается уксусной кислотой; NH_4Cl разлагает датолит при 100° (Химельбауэр; по Дёльтеру).

Окрашивает пламя паяльной трубки в желтовато-зеленый цвет, легко плавится в прозрачное бесцветное стекло с $n = 1,600—1,604$ [48].

Порошок минерала, смоченный H_2O , обнаруживает сильную щелочную реакцию [49]; у прокаленного порошка эта реакция слабее. При действии силиката Na на датолит наблюдалось образование пектолитоподобного минерала (Лимберг, 1885; по Хинце).

Повед. при нагр. Тугоплавкий. Кривая нагревания (фиг. 144) характеризуется двумя резкими эндотермическими эффектами. Из них первый (750°)



Фиг. 144. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) датолита из Теплохе, Дальний Восток (по Мельниковой)

соответствует выделению конституционной воды ($\sim 6\%$), которое заканчивается к 800° при сохранении структуры минерала [48, 81, 87—89]. Вторым эндотермический эффект ($920—950^\circ$) обусловлен образованием $\beta-CaSiO_3$, высокотемпературного кварца, $CaO \cdot V_2O_5$ с $n_m = 1,582—1,585$ и кристобалита; плавление этой смеси происходит при 1100° с образованием прозрачного зеленого стекла с $n_m = 1,606$. Реакция разложения необратима. Тепловой эффект реакции обезвоживания $12,1$ ккал/моль, реакции разложения $6,4$ ккал/моль. Теплоемкость датолита (в ккал/г·град C) при температурах 100, 200, 300, 400, 500 $^\circ$ соответственно 0,19, 0,23, 0,32, 0,41, 0,52 [89].

В перегретых парах воды датолит разлагается с образованием борной кислоты. Разложение начинается при 300° и является полным при $1350—1400^\circ$. Более легко, с образованием раст-

воримых солей бора, датолит разлагается растворами 0,5M NaOH и Na_2SO_4 при температуре 200° и давлении 50 атм в автоклаве [82].

Температура декрепитации первичных включений в датолите из разных месторождений колеблется от 330 до 490°, вторичных — от 40 до 280°; pH включений — от 8,8 до 9,2; чем выше температура декрепитации, тем больше их pH [90].

При нагревании (Бодевиг, по Хицце) угор (001) : (100) изменяется с 89°31'07" при 2 0° до 89°27'36" при 130° и до 89°26'28" при 222°; 2V при возрастании температуры (от 17 до 171°) остается постоянным (Деклуазо, по Хинпе).

Находж. Сравнительно распространенный гидротермальный минерал. Можно различать два основных генетических типа его выделений.

I. Жилы типа альпийских и выделения в полостях изверженных (главным образом основных) пород. Наиболее обычна ассоциация датолита с цеолитами, пренитом, кальцитом, кварцем, хлоритами. Ассоциации минералов указывают на кристаллизацию датолита из относительно низкотемпературных растворов.

II. Гидротермально-метасоматические образования, связанные с контактово-метасоматическими породами (скарны, роговики, и др.), по отношению к которым датолит является более поздним. Некоторые месторождения датолита этого типа представляют промышленный интерес.

В единичных случаях датолит отмечается в метаморфических и осадочных породах, кальцифирах, в эпитермальных жилах и в отложениях современных гидротерм. Предполагается, что источником бора некоторых выделений датолита в метаморфических породах являются первоначально осадочные породы [69].

Бадалов и Туресбеков [74] относят к магматическому типу датолит в гранитах и кимберлитах, что, по-видимому, не правомочно, поскольку и в этом случае образование датолита связано с постмагматическими процессами.

Датолит I генетического типа весьма распространен. В Крыму датолит (частью ботриолит) встречается в андезитах вместе с делесситом и анальцитом или с кальцитом, пиритом и томсонитом [16]; в авгитовом порфирите обнаружен в жилах и жеодах с кальцитом, пренитом, кварцем и десмином [91]; в альбитизированных диабазовых порфиритах встречены прожилки, содержащие помимо датолита кальцит, пренит, хлорит, кварц, алушит и антраксолит [52]; в диорит-порфиритах датолит наблюдался в ассоциации с альбитом, пренитом, актинолитом, хлоритом и кальцитом [72].

На Кавказе встречен в андезито-базальтах и туфах в ассоциации с леонгардитом, мезолитом, томсонитом, делесситом, пренитом, халцедоном, кальцитом, гематитом [15]. Вместе с ломонитом обнаружен в кальцитовых жилах, секущих мергелистые туфогенные образования [92]. Обнаружен также в зоне контакта ультрабазитов с осадочно-вулканогенными породами сантона [84].

В Средней Азии датолитом сложены некоторые прожилки и вкрапленники в габбро, диоритах, сиенито-диоритах и габбро-диоритах; в некоторых из этих прожилков содержатся также альбит, пренит и карбонаты; образование вкрапленников связано с замещением плагиоклаза и биотита [93].

В Западном Тянь-Шане в известково-кремнистых сланцах наблюдается в жилах типа альпийских с кальцитом и кварцем; предполагается, что формирование датолита связано с метаморфизмом известково-глинистых пород, обогащенных бором (0,003—0,01% B) [69].

В некоторых железорудных месторождениях Казахстана датолит изредка встречается совместно с кальцитом, пиритом и хлоритом на стенках полостей в диоритовых порфиритах [94].

В Сибири среди кембрийских порфиритов и их туфов встречены жилки зонального строения с датолитом; их зальбанды сложены мелкозернистым кварцем и эпидотом, призальбандовая зона — вишнево-красным кварцем с тонкорассеянным гематитом, а центральная часть — пренитом, кальци-

том и датолитом; в агрегатах этих минералов заключены обломки вишнево-красного кварца. Кальцит и препит образовались позже датолита [95].

Исключительно редко датолит встречается в траппах Сибири [96].

За рубежом датолит вместе с пренимом и кальцитом наблюдается в жилах и миндалинах в диабазе, габбро, серпентинитах (офиолитовая формация) во многих участках северных Апеннин (Италия) [17, 23]: в габбро в Монтекатини с кальцитом и цеолитами [97]; в Тоджиано с кальцитом, баритом и препитом [13]; в Серра ди Занкетти с препитом [98, 99]. В диабазе Монте-Лорето (район Казарца, Лигурия) встречаются прожилки, содержащие датолит, эпидот, альбит, кварц и таблитчатый кальцит, изредка томсопит, шабазит и другие цеолиты [11, 26, 78]. В диабазе Россены в кальцитовый жиле обнаружены сростания датолита с препитом [100]. В гранитах Бавено в жеодах датолит наблюдается наряду с кварцем, полевым шпатом, слюдами, гематитом, хлоритом, бабингтонитом и ломонтитом, аксинитом и турмалином [12]. В гранитах Предаццо в Северной Италии [101] датолит является одним из аксессуарных минералов. В Швейцарских Альпах в сиенитовом массиве Валь Гнув имеются альпийские жилы с датолитом, адуляром, дымчатым кварцем, апатитом, хлоритом, титанитом, асбестом и эпидотом или с датолитом, кварцем и кальцитом [38, 44].

В Вогезах (Эльзас, Франция) в керсантитах датолит ассоциируется с кварцем, кальцитом и гематитом [37, 99].

В США в траппах в Меридене (шт. Коннектикут) датолит сопровождается кальцитом, кварцем, халцедоном и ангидритом [102]; в Уэст-Патерсоне (шт. Нью-Джерси) датолит ассоциируется с таумаситом [103], в Берген-Хилле — с пектолитом, кальцитом, анальцимом, апофиллитом, натролитом, стильбитом [27]. В базальте Уэстфилда (шт. Массачусетс) датолит выполняет пустоты [39]. В полостях диабазов Гус-Крик (шт. Вирджиния) датолит выделялся как раньше, так и позже пренита [104]. В ряде медных месторождений района Верхнего озера (Северо-Западный Мичиган) датолит цементирует обломки хлоритизированных мелафиров; в ассоциации с ним встречаются кальцит, апофиллит, ортоклаз, ломонтит, анальцим, препит, самородная медь [41]; вблизи рудника Норт-Клиф датолит, ассоциирующийся с адуляром, образует выделения на прените [105]. В друзовых полостях монзонитовой дайки в горах Бирпоу вблизи Гавра (шт. Монтана) датолит наблюдается совместно с кальцитом и пренимом [106]. У Ламбертвилля (шт. Нью-Джерси) датолит обнаружен среди преобладающего аксинита в триасовых диабазовых порфиридах с пегматитовой структурой [107]. Встречается также в базальтах района Сан-Франциско (шт. Калифорния) [108]; в том же районе известны датолитовые и датолит-пектолит-кальцит-каолиновые жилы в серпентинитах [109].

В Канаде встречен в диабазе ряда месторождений района Верхнего озера [76]; сопровождается кальцитом и кварцем, иногда содержит включения халькопирита [35].

В Англии (округ Лизард, Корнуэлл) в жеодах среди серпентинитов и горнблендитовых сланцев датолит (частью ботриолит) наблюдается в ассоциации с кальцитом, натролитом и медистым пиритом [75]. В Шотландии встречается в базальтах Думбартоншира и Эдинбургшира [110].

В Чехословакии, к юго-западу от Праги, известен в диабазе в ассоциации с анальцимом, натролитом, ломонтитом, альбитом и кальцитом [19]. В жилах среди амфиболитов вблизи Мирошова (Западная Моравия) [111] ассоциируется с пиритом, кварцем, адуляром, альбитом, титанитом, аксинитом, эпидотом, хлоритами, пренимом и кальцитом. В ФРГ (Бавария) известен в диабазе Нидеркирхена [20] и в друзовых пустотах амфиболитов Уренкопфа (Кинцигталь) [40]. В ГДР отмечен в миндалинах диабазовых порфиритов Ильмталля (Тюрингия) с кварцем, кальцитом и пиритом [112]. В Алжире

в Бу Серду установлен в андезите с белым пепнином [113]. В КНДР встречается в базальте Хол-Кола в мелких пустотах с хлоритовым минералом [33].

Примеры выделений датолита II генетического типа сравнительно редки; некоторые из них образуют месторождения с высоким содержанием в рудах борного ангидрида. Обогащенные датолитом скарновые тела линзо- или пластообразные, реже имеют неправильную форму. Датолит содержится в основном в экзоскарнах, значительно реже он встречается в эндоскарнах (контакты с известняками или зоны трещиноватости). В магнезиальных скарнах датолит, как правило, наблюдается лишь в случае, когда наряду с ними развиты более поздние известковые скарны. Характерная ассоциация скарновых минералов включает гранат (андрадит-гроссуляр), пироксен (диопсид, салит, геденбергит, особенно манган-геденбергит, авгит), волластонит, иногда ильваит, везувиан, бустамит. В скарнированных мергелях отмечена ассоциация датолита с гибшитом [114]. Обычные минералы датолитовых месторождений: эпидот, пренит, кварц, кальцит, стильпномелан, амфибол (кумингстонит-грюнерит), реже таумасит и апофиллит, иногда пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит, шеелит. Из других борсодержащих минералов часто встречаются данбурит и аксинит, изредка — турмалин. По отношению к скарновым и указанным борным минералам датолит является более поздним; значительная часть его образовалась путем замещения граната, волластонита, пироксена, изредка — известняка. В магнезиальных скарнах датолит частью отлагался путем замещения данбурита.

В ряде месторождений различается датолит, образовавшийся при замещении пород (содержит большое количество реликтовых включений), и датолит, слагающий жилки и гнезда в датолитизированных породах [51, 114, 115].

В месторождениях датолит и данбурит тяготеют к известковым скарнам, аксинит и турмалин — к алюмосиликатным породам или к контакту с ними известковых скарнов.

Промышленные концентрации сульфидных минералов в наиболее крупных месторождениях датолита отсутствуют; в менее значительных количествах он встречается в некоторых железорудных, меднорудных, свинцово-цинковых и оловорудных месторождениях, где чаще всего выделения минерала обособлены от рудных тел.

В структурном отношении месторождения II типа приурочены к крыльям антиклинальных и синклинальных складок, чаще всего к участкам их замыкания, а также к их ядрам и шарнирам. Характерен контроль датолитовой минерализации дизъюнктивными структурами; в некоторых месторождениях к тектоническим нарушениям в высококарбонатных породах приурочено промышленное оруденение, в глинах и глинистых мергелях оно сменяется непромышленным.

Ряд наиболее крупных месторождений не обнаруживает пространственной связи с интрузивами; вблизи менее крупных месторождений имеются интрузивы гранодиоритов, кварцевых диоритов, грапосениитов, иногда гранитов, сениитов, диоритов, трахилипаритов, реже габбро-диоритов. Возраст интрузий — от раннегерцинского до третичного. Образование известных месторождений связано с послеверхнеюрским и третичным вулканизмом [116, 117]. Содержание бора в интрузиях, с которыми связаны месторождения датолита, в 3—5 раз превышает кларковое для названных пород (в породах 0,010—0,015% B_2O_3 , кларк — 0,003—0,004% B_2O_3) [118—120]. Предполагается, что бор датолита и магматических пород происходит из одного и того же очага [121].

Борное оруденение, по-видимому, бывает связано с дайками диоритов, диабазовых порфиритов, диабазов, гранит-порфиритов, гранодиорит-порфи-

ров, сиенит-порфиоров) [116]; глубина формирования месторождений не превышает 1—2 км, что и обусловило возможность образования такого абиссофобного минерала, каким является датолит. Наиболее крупные месторождения располагаются в молодых (мезо-кайнозойских) слабо эродированных складчатых зонах, мелкие известны также в зонах более древней складчатости.

К рассматриваемой группе относятся месторождения Дальнего Востока [66], где датолит в основном образовался по геденбергиту и волластониту (иногда с небольшим количеством ильваита) и частью по гранату. Вблизи алюмосиликатных пород датолит ассоциируется с аксинитом и данбуритом, которые по отношению к нему являются более ранними. Изредка датолит наблюдается в прорастаниях с папиришпатом (минерализованные полости в скарне). В скарных свинцово-цинковых месторождениях того же района датолит редок. Он представлен прекрасно образованными кристаллами в минерализованных полостях на продуктах разложения геденбергита [122]; покрыт корочками кристалликов апофиллита; по отношению к сульфидам является более поздним.

Известны единичные находки датолита в ассоциации с аксинитом и кварцем в гранатовом скарне свинцово-цинкового месторождения Кличкинской группы (Восточное Забайкалье) [123].

В Средней Азии датолит встречен в ряде мест. На Восточном Памире (Северный Таджикистан) он представляет продукт замещения волластонита и пироксена в скарнях [124, 125]. В Северном Тянь-Шане в зоне контакта лейкократовых гранитов с осадочной толщей датолит приурочен преимущественно к гранатовым и пироксен-гранатовым скарнам; его образование связано в основном с замещением скарных минералов; часть датолита слагает прожилки. В полостях среди скарнов с датолитом ассоциируется пренит [68]. В Западном Тянь-Шане (Чаткало-Кураминские горы) датолит установлен во многих скарно-магнетитовых и скарно-галенито-сфалеритовых рудопоявлениях на контакте известняков (девон-карбон) с массивами и дайками гранитоидных пород, а также с эффузивами верхнего палеозоя. Приурочен к гранат-пироксеновым и гранат-везувиановым экзокскарнам; не связан во времени с образованием магнетитовых и сфалерит-галенитовых выделений. Последовательность образования минералов: пироксен—гранат—везувиан, аксинит—эпидот—кварц, датолит I—хлорит—датолит II—кварц—кальцит. Датолит образовался позже магнетита, но ранее сульфидов. Предполагается, что датолит II (прожилки и небольшие гнезда) образовался в результате перестроения датолита I (метасоматические выделения) [69]. В Южном Тянь-Шане встречен в оловяно-рудным месторождении Учкочкон (Восточная Киргизия) в экзоконтакте гранитного массива. Граниты прорывают породы известково-песчаной толщи среднего карбона, которые превращены в полевошпат-скаполит-пироксеновые породы. Датолит менее распространен, чем аксинит, данбурит и турмалин; ассоциируется с флюоритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, касситеритом и редким боратом кальция и олова—норденшельдином. Совместно с касситеритом и кальцитом слагает тонкозернистые агрегаты, образование которых связано с замещением норденшельдина [126].

В Казахстане датолит встречается в ряде скарных свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к герцинским гранитоидам; отлагался из позднегидротермальных растворов. Вместе с апофиллитом, цеолитами, кальцитом и кварцем слагает послерудные прожилки в участках дробления и окварцевания слабоскарнированных (волластонитизированных) глинистых известняков, волластонит-гранатовых скарнов и мергелей [127]. На одном из скарных свинцово-цинковых месторождений Казахстана обнаружен среди скарнированных габбро-диоритов и диорит-порфиритов. Скарны в

основном состоят из диопсида, граната и везувiana. Образование датолита связывается с внедрением лейкократовых граносиенит-порфиров.

В Азербайджане датолит установлен в гранат-волластонитовом скарне с кварцем, кальцитом, анальцимом, халцедоном, иногда с рудными минералами, которые выделились в известняках на контакте с третичными гранитоидами [84].

На Кавказе отмечалась приуроченность датолитовой минерализации [117, 128, 129] к экзоконтактам небольших интрузивных тел (гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров), которые полагаются в местах сочленения крупного меридионального поднятия со структурами альпийской складчатости. Местами датолит наблюдается и в удалении от интрузивов в тектонически ослабленных участках. Образовался по гранат-волластонитовым скарнам, скарнированным породам, а также по мраморизованным известнякам, не затропущим скарнообразованием. В значительно меньших количествах встречается в эндоконтактных зонах интрузивов. Помимо датолита в породах содержатся гранаты, волластонит, кальцит, хлориты и более редкие — апофиллит, пектолит, кварц, цеолиты, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Галенит-сфалеритовые руды в кавказских месторождениях частью встречаются вместо с датолитом; образование последнего предшествовало выделению сульфидов [130].

В Закарпатье датолит известен в салит-гранатовых скарнах района Вышкова, образовавшихся за счет известковых ксенолитов, захваченных диорит-порфировой магмой [131].

На Урале датолит установлен в известково-глиноземистых скарнах, часто [86, 115, 121] с железным и медным оруденением, генетически связанных с интрузиями сиенитов и диоритов, а также в пироксен-гранатовых роговиках по сиенитовым известково-кремнистым сланцам и в эпидозитах [132]. Наиболее благоприятными для концентрации датолита явились места пересечений тектонических нарушений; отложению минерала благоприятствовало наличие тонкой слоистости и трещиноватости в породах. Пространственно борозносные тела обособлены от сульфидных и магнетитовых залежей экзоконтакта; по отношению к магнетиту и сульфидам датолит считается более поздним [121]. Различается более высокотемпературный датолит (продукт замещения салита, волластонита и граната) и низкотемпературный (в прожилках с пренитом, кальцитом и кварцем) [85, 133].

Среди эпидоскарнов датолит встречается только в одном месторождении Урала; вместе с волластонитом и кальцитом он содержится в прожилках, секущих аксинитизированный габбро-диабаз дайки, которая в свою очередь пересекает толщу скарнированных глинистых осадочных пород [85].

На северо-западе Сибирской платформы в бассейне р. Курейки датолит совместно с пренитом и апофиллитом наблюдается в трещинах в скарнированных и ороговикованных верхнепермских песчаниках [81].

На Колыме вблизи интрузива порфировидных биотитовых гранитов на контактах известняков и алюмосиликатных осадочных пород верхнепалеозойского возраста датолит обнаружен в незначительных количествах в существенно андрадит-геденбергитовых скарнах, местами вместе с данбурином, по отношению к которому является более поздним [134].

Известны выделения датолита в скарнированных андезитовых порфиритах в тесной ассоциации с пренитом: датолит образовался после магнетита, граната и эпидота [48].

В Забайкалье изредка датолит встречается в диопсидовых, диопсид-полевошпатовых и полевошпатовых породах, вмещающих магнетит-людовигитовые скарны; цементирует обломки этих пород и образует секущие прожилки в них, иногда вместе с кальцитом и пренитом [50]. Местами в

месторождениях этого типа датолит наблюдается в карбонатных прожилках с пиритом, галенитом, сфалеритом [135].

За рубежом в скарнах датолит известен в ряде месторождений Японии. В Ноборио и Накага он ассоциируется с гранатом, пироксеном, эпидотом, аксинитом, кварцем, кальцитом, галенитом, сфалеритом [136]. В руднике Ананай датолит входит в состав прожилков наряду с кварцем, альбитом, баритом и кальцитом; эти прожилки секут агрегаты родонита [71]. В скарновой зоне Джиньики датолит образовался по геденбергиту и гранату; в его агрегатах различимы идиоморфные кристаллы аксинита и ильванта, волокна грюнерита и сферолиты стильпномелана [64].

В скарнах с сульфидами меди и пирротином датолит наблюдается в ассоциации с везувианом, халькопиритом, кубанитом и пиритом в Ивато (Япония) [70], в скарнированных известняках (близ кварц-долеритовых силлов) с гранатом, пектолитом, тальком и апофиллитом, пиритом, сфалеритом (близ Кирккалди, США) [137]. Во Франклине (шт. Нью-Джерси, США) выделения датолита обнаружены в полостях среди брекчированных агрегатов граната (полиадельфита) и аксинита, цементированных баритом [138].

На руднике Хоурвел (шт. Пенсильвания, США) датолит является минералом магнетит-гранатовых залежей с эпидотом и горнблендитом [139]. В Мексике датолит известен в месторождении Санта-Барбара в геденбергит-сульфидных скарнах в тесной ассоциации с флюоритом [140].

В Англии датолит в значительных количествах встречается в породах контактово-метаморфического ореола вокруг Дартмурского массива гранитов (Девоншир) совместно с волластонитом, аксинитом, актинолитом, кварцем, диопсидом, гроссуляром, кальцитом, сфалеритом, халькопиритом, борнитом, пирротином [141]. В значительной части образовался по волластониту. В железном руднике Гайтор подвергся замещению халцедоном с образованием широко известных псевдоморфов — «гайторита» [34]. На северо-западной окраине Дартмурского массива датолит развит также как продукт замещения черных радиоляриевых кремней [141].

На Гарце (ГДР) в ореоле Брокенского массива датолит встречается совместно с гроссуляром, андрадитом и флюоритом среди ороговикомованных глинистых сланцев, которые могли послужить источником бора [83].

В Чехословакии к юго-западу от Праги в Баррандовском синклинии датолит наблюдается в ороговикомованных сланцах возле их контакта с массивом диабазов [142], у Беруна выделения датолита приурочены к известнякам с роговой обманкой, контактирующим с диабазами [143].

В Швеции датолит известен в ряде месторождений: у Персберга в магнетит-пироксеновых скарнах с эпидотом он сопровождается апофиллитом, в Уте — кальцитом, кварцем, слюдой, магнетитом, гематитом и др., в Буланде — апофиллитом и хлоритом, в Нордмарке — эпидотом и роговой обманкой [144].

Имеются также данные о выделениях датолита иного генезиса. В диопсидовых и флогопит-диопсидовых кальцифирах Южной Якутии (Алданский район, среднее течение р. Куранах) [51] датолит встречен в зоне контакта биотитовых порфиров с архейскими породами; образовался позже, чем кальцифиры.

В кембрийских мраморах Сибири отмечался в виде мелких зерен и скоплений совместно с актинолитом, пиритом, магнетитом, мусковитом и аксинитом [95]. В Якутии установлен в зоне измененных известняков, прованных кимберлитами; сопровождается кальцитом, изредка пиритом [79].

В Японии в формации Самбагава содержится в хлорит-актинолит-эпидот-кварцевых сланцах (в Хоино) и в гранат-кварцевых сланцах (в Сиратаки) [145]; в ассоциации с аксинитом, эпидотом, хлоритом, амфиболом типа

грюнерита обнаружен в миоценовых метаморфизованных риолитах-дацитах [80].

В Англии в округе Лизард (Корнуэлл) известны выделения датолита на контакте серпентинитов и горнблендитовых сланцев [75] в жилках и жеодах совместно с кальцитом, медьсодержащим пиритом и натролитом. В Мексике датолит встречается в серебряном руднике Гуанахуато [146]. В Марокко он отмечен в метаморфизованных известняках Эль-Хамама (область Аш-Меш) в ассоциации с пренитом [31].

В качестве акцессорного минерала встречается в гранитах Эльджуртинского массива; образование его связывается с послемагматическими процессами [147]. На Кавказе в кварц-карбонатных жилах с эпидотом, каолином, гематитом, пиритом и халькопиритом, секущих авгитовые порфириды байоса, датолит ассоциируется с более поздней киноварью [148].

В зонах смятия и в тектонитах гипсо-ангидритовой надсолевой толщи Хатангского залива датолит образовался за счет диагенетического данбурита (неопубликованные данные Черепанова). Указывается в осадочных образованиях КНР [74]. В отложениях современных гидротерм установлен на Камчатке в верхних горизонтах зоны пропилитизации [149].

Изм. В гипогенных условиях при воздействии щелочных растворов датолит замещается кальцитом или мелкокристаллическим агрегатом халцедоновидного кварца и кальцита [150, 68], иногда — кварцем, хлоритом и кальцитом [69]. Известны полые псевдоморфозы кварца по кристаллам датолита; внутри псевдоморфоз наблюдаются тонкие параллельные пластинки кварца [139]. Описаны неполные псевдоморфозы по датолиту хлорита [151]. Псевдоморфозы халцедона по датолиту были названы гайторитом [110]. Установлено замещение датолита под действием поздних гидротерм сибирским (CaHVO₃), который в гипергенных условиях почти полностью выщелачивается; постепенно датолит переходит в рыхлые хлорит-карбонатные или глинисто-карбонатные агрегаты [152, 153]. При выветривании датолита в месторождении Гиндзика в Японии образовался белый глиноподобный минерал состава: SiO₂ — 36,38, Al₂O₃ — 0,50, Fe₂O₃ + FeO — 0,80, CaO — 34,20, MgO — 1,28, B₂O₃ — 19,18, H₂O⁻ — 0,10, H₂O⁺ — 6,82; сумма 99,26 (анал. Танака) [64].

Искусств. Получен в автоклаве при давлении 300—350 атм и температуре 360—400° с использованием известняка и жидкой фазы, содержащей 250 мл H₂O, 10 г буры и 2 г CaCl₂ + HCl. При pH 8,0—8,5 образуется наряду с данбуритом, при pH 6,3—8,0 данбурит преобладает [154]. Из раствора буры и силиката Ca (весовые отношения 5 : 1) получен нагреванием в стальной трубке в течение 36 часов при 400° в виде белой массы наряду с иголочками волластонита или пектолита. При исследовании системы CaO — B₂O₃ — SiO₂ — H₂O синтезировался в запаянных золотых трубках при давлении водяного пара 1000 и 2000 бар из H₃BO₃, CaCO₃ (или CaO) и природного кварца при температуре до 500° (при более высокой температуре образуется данбурит). Обычно вместе с датолитом наблюдается незначительная примесь кварца или волластонита [155].

Практ. знач. Служит для получения бора и его соединений. После предварительной обработки используется как минеральное удобрение.

Отл. От кварца, с которым сходен по твердости и почти полному отсутствию спайности, отличается формой кристаллов, от кальцита и апофиллита — отсутствием спайности, от цеолитов — высокой температурой выделения воды (~750°). Под микроскопом по показателям преломления напоминает топаз, андалузит, монтичеллит, волластонит и пренит, от которых отличается большим двупреломлением.

Разнов. Ботриолит — botryolite — почковидные и гроздевидные агрегаты с радиально-лучистым строением.

Название от греч. βῆτος (ботрис) — гроздь винограда и λίθος (литос) — камень. (Хаусман, 1808). Синон. Волжский датолит — Faserdatolith (Леонхард, 1821), виноградный камень — grape stone (по словарю Хестера).

Бесцветный или светло-сиреневый, непрозрачный, иногда просвечивающий.

По Лакруа [156], ботриолит из Арендаля (Норвегия) оптически полностью идентичен датолиту. Угасание прямое; с направлением удлинения волокна совпадает ось *b* (установка Даубера), пл. опт. осей \perp зоне удлинения. На волокнах иногда наблюдается выход тупой биссектрисы, иногда — острой.

По Мак-Линтоку [75], в ботриолите из Корнуэлла (Англия) погасание некоторых волокон прямое, но большое число волокон погасает под $\angle 30-40^\circ$ к направлению удлинения; пл. опт. осей параллельна удлинению, часто наблюдается выход тупой биссектрисы; удлинение параллельно оси *a* (установка Леви — Дана). По-видимому, иногда направление удлинения совпадает с направлением плоскости спайности (001).

В СССР встречен на Андезитовой сопке (Крым) [18, 16], в датолитоносных скарпах и скарированных породах Кавказа [129]. Установлен в месторождении Солонго в Забайкалье, где в ассоциации с апофиллитом выполняет мелкие гнезда в скарпах (новые данные Малинко и Мозговой). Также известен, в Англии (округ Лизард, Корнуэлл) в серпентинитах и горнблендитовых сланцах, где представлен выделениями в жеодах под друзовыми корками датолита, в ассоциации с кальцитом, медьсодержащим пиритом и натролитом [75]. Температура декрепитации первичных включений в ботриолите с Кавказа $180-195^\circ$, вторичных 125° [90].

Межплоскостные расстояния датолита из Крыма [52]
FeK $_{\alpha\beta\gamma}$ -излучение, $D=57,3$ мк (оригинал хим. анализа 13)

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
110	2	5,93	500	2	1,953	3	(1,478)	6	1,195
111	8	3,77	040	2	1,901	3	(1,435)	3	(1,181)
120; 201	8	3,45	312; 510	8	1,872	3	1,424	2	(1,174)
211	10	3,12	(232)	3	(1,819)	3	1,414	1	(1,159)
220	8	2,99	041	5	1,775	1	1,395	6	1,140
121	10	2,86	430	2	1,742	1	1,345	5	1,123
311	8	2,52	132	5	1,715	5	1,323	3	1,115
400; 002	5	2,40	$\bar{4}21$	3	1,707	5	1,301	8	1,094
410	2	2,30	412	5	1,659	1	1,287	5	1,081
230	10	2,24	$\bar{2}32$	8	1,643	3	1,266	8	1,068
131; 321	10	2,19	$\bar{5}21$	2	1,616	1	1,249	8	1,059
202	5	2,15	—	2	1,555	3	(1,242)	10	1,033
212	3	2,07	050	5	1,522	6	1,227	5	0,993
022	1	2,05		4	1,497	2	1,206	7	0,989
330; 122	8	1,996							

Л и т е р а т у р а

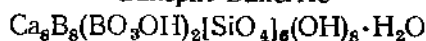
1. Павлов П. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1957, 114, № 4, 884.
2. Ito T., Mori H. Acta cryst., 1953, 6, 24.
3. Gossner B., Musgnug F. Zs. Krist., 1929, 70, 174.
4. Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. Изд-во «Мир», 1967.
5. Christ C. Norsk geol. tidsskr., 1965, 45, Н. 4, 423.
6. Лебедев В. И. Вестн. Ленингр. ун-та, 1960, № 24, сер. геол., геогр., вып. 4, 29. ☐

7. Белов Н. В. Геохимия, 1960, № 6, 551.
8. Pant A. K., Cruickshank D. W. J. Zs. Krist., 1967, 125, 286.
9. Sahl K. N. Jb. Min., Monatsh., 1966, H. 2, 45.
10. Rammelsberg C. F. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1869, 21, 807.
11. Daviso di Charvensod M. Period. min., Roma, 1931, 9, 132.
12. Messina C. Atti Soc. italiana sci nat. Mus. civ. storia natur. in Milano, 1940, 79, 132.
13. Grill E. Mem. R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., ser. 6, 1928, 3, F. 4, 325.
14. Koechlin R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1915, 33, H. 5—6, 517; Ann. Naturhist. Mus., Wien, 1917, 31, 139 (по Niggli P. Zs. Krist., 1922—23, 57, 408).
15. Гвахария Г. В. ДАН СССР, 1939, 24, № 2, 161.
16. Шкабара М. П., Штурм Е. А. ДАН СССР, 1939, 24, № 2, 165.
17. Rodolico F. Period. min., Roma, 1933, 4, 1 (по реферату N. Jb. Min. 1933, 1, 511).
18. Мурзаев П. М. Тр. Крымск. н.-и. ин-та, 1929, 2, вып. 2, 50.
19. Ulrich F. Sborn. Kluba Prirodoved. Prazen, 1923, 93.
20. Hering O. N. Jb. Min., Monatsh., 1956, H. 3, 68.
21. Bertolani M. Period. min., Roma, 1940, 11, 339.
22. Bertolani M. Atti Soc. nat., mat., Modena, 1962, 93, 19.
23. Bertolani M. Commentationes Pontificia Acad. sci. Roma (по реферату Min. Mag., 1950, 29, No. 208, Min. Abstr., 11, 67).
24. Gorgey R., Goldschmidt V. Zs. Krist., 1911, 48, 619.
25. Lueck Th. Zs. Krist., 1883, 7, 570.
26. Lüdecke O. Zs. Naturw., 1885, 58, 1.
27. Dana E. S. Am. J. Sci., 1872, 4, 7.
28. Cook C. W., Kraus E. H. Am. J. Sci., 1915, 39, No. 234, 642.
29. Латашова Г. А. Вестн. Моск. ун-та, 1951, № 3, 85.
30. Ungemach M. H. Zs. Krist., 1911, 49, 459.
31. Koschewitch A. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1966, No 188, 129.
32. Strunz H. Zs. Krist., 1936, 98, 146.
33. Harada Z. J. Fac. sci. Hokkaido univ., ser. 4, 1939, 4, Nos. 3—4, 475.
34. Dearman W. R. Min. Mag., 1966, 35, No. 275, 1017.
35. Pirsson L. V. Am. J. Sci., 1893, 45, 104.
36. Bertolani M. Rend. Soc. min., Ital., 1947, 4, 45 (по реферату Min. Abstr., 1949, 10, No. 11, 568).
37. Lacroix A. Minéralogie de la France et de ses anciens territ. d'outre-mer. Paris, 1962, 1, 74.
38. Huber W. Schweiz. min., petr. Mitt., 1946, 26, H. 2, 79.
39. Shannon E. V. U. S. Nation. Mus. Proc., 1921, 59, 479.
40. Schwarzmann M. N. Jb. Min., 1931, B.-Bd. 64, A, 495.
41. Osann A. Zs. Krist., 1895, 24, 543.
42. Бадалов С. Т., Мухтарова И. Н., Турсебеков А. ДАН Узб. ССР, 1966, № 3, 30.
43. Платонова Н. Х. Изв. Новочеркасск. индустр. ин-та, 1928, 11.
44. Parker R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1939, 19, H. 2, 296.
45. Родзянко Н. Г. Тезисы докладов 2-й Конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1963.
46. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. ун-та, 1950, 327.
47. Roedder E. Econ. Geol., 1963, 58, No. 2, 173.
48. Яковлева А. К. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1961, № 11, 54.
49. Чирвинский П. Н. Ежегодник по геологии и минералогии России, 1911, 13, вып. 5—6, 166.
50. Мельницкая Е. Ф. Тр. Н.-и. ин-та горно-хим. сырья, 1958, вып. 4, 118.
51. Лицарев М. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10, 5.
52. Макаров Н. Н., Сизова Р. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 3, 336.
53. Барсанов Г. П., Шелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
54. Haberlandt H. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 1, 1949, 158, H. 7—8, 639.
55. Matossi F., Krüger H. Zs. Phys., 1936, 99, H. 1, 11.
56. Moenke H. Silikattechnik, 1962, 13, H. 8, 287.
57. Ахманова М. В., Карякин А. В., Юхневич Т. В. Геохимия, 1963, № 6, 581.
58. Бершое Л. В., Винокуров В. М., Заринов М. М., Кропатов В. С., Степанов В. Г. Геохимия, 1966, № 1, 122.
59. Гозуадзе Л. Д. Тр. Кавказск. ин-та минеральн. сырья, 1963, вып. 5, 117.
60. Гуаццинова К. В., Глембоцкий В. А., Соломенкин П. М. Изв. АН Тадж. ССР, 1967, 10, № 4, 32.
61. Ракитина Е. В., Соломенкин П. М. ДАН. Тадж. ССР, 1967, 10, № 4, 32.
62. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 164.
63. Хетчиков Л. Н. Сб. «Материалы по геол., полезн. ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока». Изд-во АН СССР, 1960, 4, 134.

64. *Miyahisa M., Tanaka N., Muta K.* Min. J. Japan., 1961, 3, No. 3, 122.
65. *Urry W. D.* Proc. Am. Acad. arts a. sci., 1933, 68, No. 4, 125.
66. *Мозгова Н. Н.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 4, 40.
67. *Соловьев С. П.* Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, № 4, 201.
68. *Отрошенко В. Д.* ДАН Узб. ССР, 1965, № 3, 35.
69. *Отрощенко В. Д., Клемперт С. Я., Хорват В. А.* Геология и рудоносность Пригашкентского района. Ин-т геологии и геофиз. им. Абдуллаева АН Узб. ССР, 1966, вып. 18, 38.
70. *Narada Z.* J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. 4, 1950, 7, 218.
71. *Yoshimura T., Ishibashi K., Ozaki M.* J. Min. soc. Japan, 1966, 7, No. 6, 417.
72. *Гетлинг Р. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, № 1, 102.
73. *Кравченко Г. Г.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 223.
74. *Бадалов С. Т., Туресбеков А.* Ин-т геол. и геофиз. им. Абдуллаева. Ташкент, Сб. науч. трудов, 1966, 31.
75. *Mac Lintoc W. F.* Min. Mag., 1910, 15, No. 72, 407.
76. *Tanton T. L., Poitevin E.* Trans. Roy. soc. Canada, 1948, 42, ser. 3, sect. 4, 77.
77. *Niggly P.* Die Mineralien der Schweizeralpen. 1940, 3, 541.
78. *Sonero E.* Period. min., Roma, 1934, 12, II, 1, 73.
79. *Кэзлов И. Т., Музыка Г. М., Смирнов Г. И.* Мин. сб., Львов, 1964, вып. 2, № 18, 207.
80. *Miyahisa M., Yshibashi K.* J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1965, 53, No. 5, 169.
81. *Анастасенко Г. Ф.* Тр. Ин-та геологии Арктики, 1963, 133, 210.
82. *Ожигов Е. П., Михайлов М. А., Голубев Н. М.* Сб. «Материалы по исследованию хим. сырья Дальнего Востока», Владивосток, 1958, 75.
83. *Seim R. N.* Jb. Min., Monatsh., 1961, H. 10, 219.
84. *Кашкай М. А., Алиев В. И., Мамедов А. И., Махмудов С. А., Алиев А. А.* Петрология и металлогения магматических пород бассейна реки Тутхун. Изд-во АН Азерб. ССР, 1967, 50.
85. *Дунаев В. А.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1958, вып. 34, 63.
86. *Федоров Е. С., Никитин В. В.* Богословский горный округ. СПб., 1901, 107.
87. *Цветков А. И.* Тр. 2-го Совещания по термографии. Казань, 1961, 145.
88. *Иванова В. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 68.
89. *Павловский Ю. С., Гаркунова П. В., Леонтьева И. А., Житкова Т. Н.* Журн. неорг. химии, 1966, 11, вып. 8, 1822.
90. *Родзянко Н. Г.* Тезисы докладов 2-й научн. сессии Сев.-Кавк. Совета по координации и планиров. н.-и. работ по техн. и ест. наукам. Новочеркасск, 1965, вып. 6, секц. геол., 132.
91. *Гринев В. Я.* ДАН СССР, 1925, 159; Тр. Крымск. н.-и. ин-та, 1926, 1, 21.
92. *Шубладзе Р. Л.* Тр. Кавк. ин-та минеральн. сырья, 1960, вып. 2, 137.
93. *Холопов Н. П.* Уч. зап. Среднеазиатск. н.-и. ин-та геол. и минеральн. сырья, 1962, вып. 7, 101.
94. *Дьякин А. М.* Контактво-метасоматические м-ния железа южной части Главной рудной полосы Тургай. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1962, 189.
95. *Черненко Ю. Я.* Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минеральн. сырья, 1964, вып. 35, 182.
96. *Ашикеев Н., Моор Г. Г.* Тр. Арктич. ин-та, 1939, 126, 260.
97. *Sansoni F.* Estr. Atti della r. Accad. Torino, 1888, 23, 1.
98. *Brugnatelli L.* Zs. Krist., 1888, 13, 150.
99. *Ungemach M. H.* Bull. Soc. fr. min., 1909, 32, 397.
100. *Maddalena L.* Period. min., Roma, 1933, 4, 310 (по реферату N. Jb. Min., 1934, 1, 556).
101. *Emiliani F., Gandolfi G.* Min., petr. acta, 1965, 7, 123.
102. *Shannon E. V.* Am. Min., 1920, 5, 34.
103. *Busz K.* Zbl. Min., 1901, Nr. 18, 547.
104. *Shannon E. V.* U. S. Nation. Mus., Proc., 1924, 66, 1.
105. *Moore P. V., Beger R. M.* Rocks a. Minerals, 1963, 38, Nos. 9--10, 471.
106. *Pecora W. T., Fisher B.* Am. Min., 1946, 31, Nos. 5--6, 370.
107. *Tomlinson W. H.* Atti Soc. nat., mat., Modena, 1962, 93, 19.
108. *Watters L.* Rocks a. Minerals, 1953, 28, Nos. 11--12, 563.
109. *Eakle A. S.* Mineral. Notes. Bull. Univ. California, 1901, 2, No. 10, 325 (по Лодочникову В. П. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38, 206).
110. *Greg R. P., Lettsom W. G.* Manual of the Mineralogy of Great Britain and Ireland. 1858, 228.
111. *Černý P.* Časop. Moravsk. mus. Brně, vědy přírod., 1955, 40, 93.
112. *Lüdecke O.* Zs. Krist., 1885, 10, 196.
113. *Lacroix A.* Minéralogie de la France, 1910, 4, 683.
114. *Полкасов П. А.* Изв. Вышш. уч. зав., геол. и разв., 1965, № 9, 79.
115. *Дунаев В. А.* Геология рудных м-ний, 1959, № 4, 121.

116. Лисицин А. Е. Геология рудных м-ний, 1965, № 3, 25.
117. Курман И. М., Ворожеева Е. М., Усачева З. М. Тр. н.-н. ин-та по удобр. и инсект., 1934, вып. 117, 45.
118. Барсуков В. А. Доклады советских геологов на Международном геологич. конгрессе, геохим. циклы, 21-я сессия. Госгеолтехиздат, 1960, 137.
119. Гетлинг Р., Савинова Е. Н., Геохимия, 1958, № 4, 374.
120. Мельницкий В. В. ДАН СССР, 1957, 112, № 4, 736.
121. Лисицин А. Е., Малинко С. В. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 34.
122. Мозгова Н. Н. Сб. «Материалы по геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959, 279.
123. Талдыкина К. С. Минералогия полиметаллических м-ний Кличкинской группы Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1962, 50.
124. Качтор М. З. ДАН Тадж. ССР, 1956, № 15, 25.
125. Кривошекова Н. И. ДАН Тадж. ССР, 1959, 2, № 4, 15.
126. Маршукова Н. К., Сирина Т. Н., Павловский А. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 6, 695.
127. Кулкашев Н. Т. Об эндогенной бороносности Центрального Казахстана. Изд-во «Наука» Каз. ССР, 1965, 113.
128. Курман И. М. Сб. «Большая Эмба», 1937, 1, 637.
129. Баранов И. Я., Родзянко Н. Г. Изв. Высш. уч. зап., геол. и разв., 1963, № 9, 145.
130. Родзянко Н. Г. Разведка и охрана недр, 1964, № 3, 8.
131. Маслякевич Я. В. ДАН Укр. ССР, сер. Б, 1967, 5, 410.
132. Коржинский Д. С. Тр. ИГи АН СССР, 1948, вып. 68, № 10, 66.
133. Дунаев В. А., Клевцов Е. И. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, 111.
134. Владимиров Б. Н. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1958, вып. 13, 103.
135. Микельсон Э. Э. Матер. по геол. и минералогии рудных м-ний СССР, нов. сер., 1961, 60, 95.
136. Fuchii N. Beitr. Min. Japan., 1907, No. 3, 101.
137. Phemister J., MacGregor G. Min. Mag., 1942, 26, No. 179, 275.
138. Gordon S. L. Acad. natur. sci., Philadelphia, Proc., 1923—24, 75, 271.
139. Vaux G. Acad. natur. sci., Philadelphia, Proc., 1927, 78, 17.
140. Selfridge G. C. Econ. Geol., 1959, 54, No. 6, 1127.
141. El Sharkawi M. A., Dearman W. R. Min. Mag., 1967, 36, No. 278, 260.
142. Strnad J. Casop. min., geol., 1961, 6, No. 2, 157.
143. Slavik F., Fiser J. Věstník Král. České Společnosti Náuk, 1902 (по Zbl. 1903, 231, 1).
144. Flink G. Ark. kemi, min., geol., 1916, 6, Nr. 21, 76.
145. Kato K., Kanehira A., Horikoshi J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1957, 41, No. 5, 198.
146. Ungemach M. H. Bull. Soc. fr. min., 1910, 33, 407.
147. Ляхович В. В., Червинская А. Д. Тр. ИМПРЭ, 1960, вып. 4, 94.
148. Черницын В. Б., Апостолов Д. А., Диваков К. С. ДАН СССР, 1966, 168, № 3, 658.
149. Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных м-ниях. Изд-во «Наука», 1965, 286.
150. Утехин Г. М. Материалы по геологии и минералогии рудных м-ний СССР, 1961, нов. сер., 60, 121.
151. Wolfe C. W., Vilks I. Am. Min., 1960, 45, Nos. 3—4, 443.
152. Василькова Н. Н., Кузькин В. И. Геология рудных м-ний, 1961, № 6, 68.
153. Василькова Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 4, 455.
154. Барсуков В. Л., Дерюгина Н. Н. Геохимия, 1961, № 3, 252.
155. Eugster H. P., Wise W. S. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 135.
156. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1885, 8, 433.

Бакерит Bakerite



Назван по имени первооткрывателя минерала Р. Бейкера (Джэйлс, 1903) [1]. Некоторыми авторами рассматривается как разновидность дактолита, в которой $\frac{1}{4}$ тетраэдров SiO_4 замещена тетраэдрами BO_3OH (Крамер, Ален, 1956; Хей, 1955; Штрунд, 1966); в 7-м издании справочника Лапа (1953) отнесен к боратам.

Предположение Фогата [2] о том, что бакерит является загрязненным говлитом, не подтвердилось.

Синон. Бэйкерит, бейкерит (по русскому переводу Штрунда, 1962).

Характ. выдел. Плотные (микрористаллические) выделения, напоминающие неглазурованный фарфор или тонкокристаллический мрамор; также сферолитовые агрегаты, очень мелкие кристаллы (доли миллиметра); частью — конкреции [1, 3].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$ [3]; $a_0 = 9,56$, $b_0 = 7,52$, $c_0 = 4,74$; $\beta = 90^\circ 24'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,271 : 1 : 0,630$ (Чиприани) [4]. Мёрдок [3] в соответствии с установкой Ито (1939) и Дана (1892) для датолита приводит: $a_0 = 4,84$, $b_0 = 7,60$, $c_0 = 9,60$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,6342 : 1 : 1,2632$ (оси a и c переставлены); $\beta = 90^\circ 12'$.

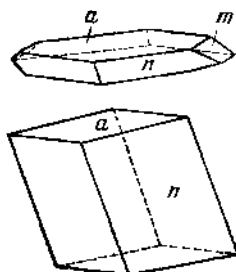
Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,6316 : 1 : 0,6342$; $\beta = 90^\circ 12'$.

Наблюдавшиеся формы [3] (в новой установке):

	Φ	ρ	Φ_2	ρ_2
a	100	90°00'	90°00'	90°00'
m	110	57 37	90 00	57 37
d	011	0 19	32 17	0 12
n	$\bar{1}22$	- 38 03	38 44	-26 18

Мёрдок при описании кристаллов принимал выведенное им на основе рентгеновского изучения отношение осей, отвечающее установке Леви — Дана для датолита. Здесь данные Мёрдока преобразованы в соответствии с принятой для датолита установкой Раммельсберга — Гольдшмидта (0,6329 : 1 : 0,6345). Граням c (001), m (110), t (012) и n ($\bar{1}11$) Мёрдока отвечают a (100), d (011), m (110) и n ($\bar{1}22$) принятой здесь новой установки.

Кристаллы обнаружены только на руднике Стерлинг Боракс (шт. Калифорния, США). Встречены кристаллы (фиг. 145) тонкотаблитчатые по



Фиг. 145. Кристаллы бакерита, рудник Стерлинг Боракс (по Мёрдоку)
Буквы в принятой здесь установке

(100) — с доминирующими гранями $a(100)$ и подчиненными $m(110)$ и $n(\bar{1}22)$ — и призматические, образованные гранями $a(100)$ и $n(\bar{1}22)$. Призматические кристаллы часто непрозрачны, содержат включения вмещающего глинистого материала; в таблитчатых кристаллах глинистый материал наблюдается в центральной части или у основания кристаллов [3].

Физ. св. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. вес 2,73—2,89 (вычисл. 2,88). Цв. белый, иногда со светло-зеленым оттенком; кристаллы бесцветны и прозрачны. Черта белая.

Микр. В шлифах бесцветный. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010); $Nm = b$, $aNp = 44^\circ$ (в новой установке); $n_g = 1,654—1,656$; $n_m = 1,635—1,642$; $n_p = 1,624—1,628$; $n_g - n_p = 0,028—0,030$; $2V = 87—88^\circ$ [3,5]. По Ларсену, $n_m = 1,64$.

Хим. Теор. состав: для формулы $Ca_8B_6(BO_3OH)_2(SiO_4)_6(OH)_8 \cdot H_2O$: $CaO - 35,97$, $B_2O_3 - 27,92$, $SiO_2 - 28,89$, $H_2O - 7,22$.

Формула — $Ca_4B_4(BO_4)(SiO_4)_3(OH)_4 \cdot H_2O$, предложенная раньше на основании выявленного порошкограммами структурного сходства с датолитом, гердеритом и гомилитом (Дана, 1953), отличается меньшим (на 1 молекулу) содержанием H_2O . Крамером и Аленом (1956) [5] по данным анализов выведена формула $Ca_8B_6(BO_3)_2(SiO_4)_6(OH)_8 \cdot 3H_2O$. Чиприани [4] предложил формулу $Ca_8B_6(BO_3OH)_2(SiO_4)_6(OH)_8 \cdot H_2O$, так как метиловым спиртом экстрагируется лишь одна молекула H_2O .

Анализы:

	1	2	3	4
CaO	35,05	35,14	34,47	34,73
R ₂ O ₃	0,94	0,65	1,93	—
B ₂ O ₃	27,30	27,58	26,57	27,03
SiO ₂	28,25	27,90	28,40	29,73
H ₂ O ⁺ H ₂ O ⁻	} 8,46	8,60	8,37	} 8,99
		0,30	0,26	
Сумма	100,00	100,17	100,00	100,48
Уд. в.	2,73	2,88	2,89	—
<i>n_p</i>	1,624	1,624	1,628	—
<i>n_m</i>	—	1,639	1,642	—
<i>n_g</i>	—	1,654	1,656	—

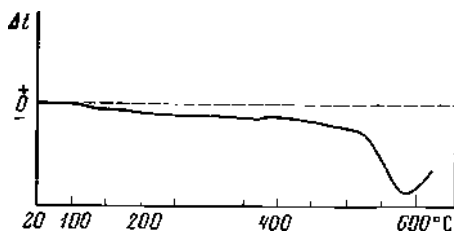
1 — Пустыня Мохаве, среднее из двух анализов, анал. Джэйлс [1]; 2 и 3 — Долина Смерти, из прожилков с томсонитом и натролитом в вулканогенных породах, анал. Крамер (2 — каньон Коркскрю, 3 — м-не Дебеля [5]); 4 — каньон Коркскрю, Долина Смерти, музейный образец, анал. Чиприани [4].

Спектрально в бакерите (анализ 1) обнаружены: 0, *n*% — Mg, Al, Fe, 0,0*n*% — Sr, Cu, Pb, Na, 0,00*n*% — Ag, Mn, Sn. В образцах из Калифорнии обнаружен Zr [6].

Диagn. исп. Легко растворяется в теплой разбавленной HCl, при выпаривании раствора желатинирует. П. п. тр. сплавляется в белый прозрачный шарик и окрашивает пламя в зеленый цвет [1].

Дистиллированной водой комнатной температуры из минерала извлекается 11,2 *mg/g* бора, горячей дистиллированной водой — 17,6 *mg/g* бора [7].

Повед. при нагрев. На дифференциальных кривых нагревания ясно выражен эндотермический прогиб с максимумом 580—600° (фиг. 146) [5, 8].



Фиг. 146. Кривая нагревания бакерита из Калифорнии (по Алену)

На аналогичной кривой, полученной Чиприани [4], помимо эндотермического понижения при 620°, имеется небольшая прогиб около 120°. На кривой обезвоживания имеются остановки около 300° (потеря 1,38% H₂O), при 450° и 700° (полное обезвоживание); при 680° структура бакерита разрушается.

Находж. Редкий гидротермальный минерал. Впервые найден вместе с говлитом в пустыне Мохаве (шт. Калифорния, США). В каньоне Коркскрю и других местах Долины Смерти (округ Илино, шт. Калифорния, США) наблюдается в виде прожилков и линз в измененных вулканогенных породах; более поздними минералами являются натролит и томсонит. В месторождении Стерлинг Боракс (шт. Калифорния, США) выделения бакерита заключены в глинистом материале [3]. В Турции обнаружен в ассоциации с говлитом

среди выделений боратов (гидроборачита, уллексита, колеманита и других) [9].

Отл. От внешне сходного датолита отличается меньшим двупреломлением, несколько большей твердостью, отсутствием ромбоэдрической спайности и несколько меньшими межплоскостными расстояниями.

Межплоскостные расстояния бакерита из Стерлинг Боракс [3]
CuK α -излучение, $D=114,6$ мк

hkl^*	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	1	6,01	400	1	2,39	240; 041	1	1,760
200; 001	2	4,82	410; 012	1	2,28		1	1,735
111; $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	5	3,74	230; 031	6	2,23	520; 132	2	1,704
201; $\bar{2}\bar{0}\bar{1}$	3	3,38	131; $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$	5	2,18			
211; $\bar{2}\bar{1}\bar{1}$	9	3,10	20 $\bar{2}$; 202	2	2,15	$\bar{2}\bar{3}\bar{2}$; 232	3	1,634
	1	3,04	212; $\bar{2}\bar{1}\bar{2}$	1	2,07		1	1,603
310; 220	3	2,98	420; 231	1	2,03	610; 422	1	1,551
121; $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$	10	2,84	330; 122	3	1,983	601; $\bar{6}\bar{0}\bar{1}$	1	1,512
311; $\bar{3}\bar{1}\bar{1}$	3	2,50	040	1	1,895		1	1,315
320; 130	1	2,45	510; 312	2	1,828			

* Индексы даны по ASTM, 14—686.

Л и т е р а т у р а

1. Giles W. B. Min. Mag., 1903, 13, No. 62, 353.
2. Foshag W. F. Am. Min., 1922, 7, No. 12, 208; Christ C. L. Am. Min., 1959, 44, Nos. 1—2, 176.
3. Murdoch J. Am. Min., 1962, 47, Nos. 7—8, 919.
4. Cipriani C. Atti Soc. Tosc. Sci. natur., 1958 (1959) A65, No 2, 284 (по Р. Ж. Геология 1960, № 12, 26388).
5. Kramer H., Allen R. D. Am. Min., 1956, 41, Nos. 9—10, 689.
6. Сумин Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1954, № 6, 152.
7. Graham E. R. Soil science, Soc. Am. Proc., 1957, 21, 505.
8. Allen R. D. U. S. Geol. Surv. Bull., 1957, No. 1036, 196.
9. Meixner H. Berg-und Hüttenmänn. Monatsh. Montan, Hochschule Leoben, 1953, 98, 86.

Гаррелсит Garrelsite

$(Ba,Ca)_2B_2(BO_3OH)(SiO_4)(OH)_2$

Назван по имени американского геолога Р. М. Гаррелса (Миттон, Аксельрод, Грималди 1955) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (длиной в несколько миллиметров).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_s^4 — Aa или C_{2h}^6 — $A2/a$; $a_0 = 13,43$, $b_0 = 8,45$, $c_0 = 14,61$ Å; $\beta = 114^\circ 19'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,589 : 1 : 1,729$; $Z = 8$ (Милтон и др., 1955) [1].

Структура, по-видимому, сходна со структурой датолита, отличается от нее тем, что половина кремнекислородных тетраэдров датолита замещена тетраэдрами $BO_3(OH)$ [2]. Кристаллы имеют остропирамидальный облик, образованы гранями (110) , $(\bar{1}\bar{1}0)$, $(21\bar{1})$ и $(\bar{2}\bar{1}\bar{1})$, которые сильно исптрихованы.

Физ. св. Уд. вес 3,68 (вычисл. 3,73). Цв. бесцветный, темный из-за многочисленных включений других минералов. Бл. стеклянный. Незагрязненные кристаллы прозрачны.

Микр. В прох. свете бесцветен. Двуосный (—); $N_g = b$; $n_g = 1,640$, $n_m = 1,633$, $n_p = 1,620$; $n_g - n_p = 0,020$; $2V = 72^\circ$.

Хим. Анализ не опубликован. По формуле $Ba : Ca : Mg = 65 : 29 : 6$. Теор. состав для чисто бариевой разности: $BaO - 61,7$, $B_2O_3 - 20,9$, $SiO_2 - 12,0$, $H_2O - 5,4$.

Нахожд. Обнаружен в керне скважины с глубины около 700 м среди пород вулканогенно-осадочной формации Грин Ривер в округе Юинта, шт. Юта (США) [1]. Представлен отдельными кристаллами в доломитовом сланце; ассоциируется с нахколитом, шортитом, сирлезитом и вюрцитом.

Межплоскостные расстояния гаррелсита из Грин Ривер*
FeK α -излучение, $D=90,0$ м.м.

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
002	20	6,65	222	40	2,84	20	1,92
200	30	6,06	13 $\bar{1}$	30	2,73	30	1,89
111	30	5,60	31 $\bar{5}$	20	2,69	40	1,85
21 $\bar{1}$	10	5,20	411; 32 $\bar{4}$	20	2,62	10	1,82
211; 11 $\bar{3}$	30	4,18	41 $\bar{5}$; 51 $\bar{1}$	20	2,50	10	1,79
120	10	3,996	13 $\bar{3}$?	10	2,46	10	1,77
31 $\bar{1}$; 013	30	3,91	133	40	2,24	40	1,75
20 $\bar{4}$	50	3,60	331; 60 $\bar{4}$	40	2,19	20	1,61
22 $\bar{2}$	20	3,45	61 $\bar{3}$; 224	20	2,16	20	1,58
004	10	3,33	22 $\bar{6}$; 422	40	2,11	30	1,49
122	40	3,22	233; 413	90	2,07	30	1,40
322	100	3,02	240; 13 $\bar{5}$	90	2,00	50	1,31
213?	20	2,90	22	20	1,96	20	1,26

* ASTM, 14—604.

Л и т е р а т у р а

1. Milton C., Axelrod J. M., Grimaldi F. S. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, No. 12, 1597 (автореферат).
2. Christ C. L. Am. Min., 1959, 44, No. 1, 176.

Гомилит Homilite



Название от греч. *ὁμιλεῖν* (омилени) — быть вместе, по тесной ассоциации с мелинофаном и эрманинитом (или эрманинитоподобным минералом) (Пайкул, 1876) [1].

Эрманинит (Берлин, 1853) — Erdmannite из месторождений Стокё, описанный раньше, чем гомилит, по Брёггеру [2], представляет смесь двух ближе не определенных минералов, вероятно: гомилита и минерала типа меланоцерита. Михаэльсонит — michaelsonite (Дана, 1868), по Брёггеру, идентичен с эрманинитом Берлина.

Разнов. Цергомилит?

Характ. выдел. Кристаллы (до 6 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/a$; $a_0 = 9,67$, $b_0 = 7,57$;

$c_0 = 4,74$ Å; $\beta = 90^\circ 22'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,277 : 1 : 0,626$ (Тенисов, 1956; по Штрунцу).

По структуре сходен с датолитом, от которого отличается наличием двух дополнительных атомов Fe^{2+} в октаэдрических пустотах в центрах шестиугольников из Ca-полиэдров; 4 OH заменены на 4 O [3, 4].

Призм. кл. C_{2h} — $2/m$ (L_2PC); $a : b : c = 0,6249 : 1 : 0,6412$; $\beta = 90^\circ 39'$ (Грот, 1882).

Главные формы (буквы по Брёггеру; символы в установке Грота):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	90°00'	0°39'	0°39'	90°00'
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
g 110	58 00	90 00	90 00	58 00
M 011	1 01	32 36	0 39	57 24
o 021	0 30	52 26	0 39	37 34
σ 041	0 15	68 58	0 39	21 02
λ 111	58 17	50 39	46 04	66 01
y 221	58 09	67 38	64 09	60 47
α $\bar{2}21$	-57°51'	67 38	-63 54	60 34

gg (100) : (1 $\bar{1}0$) = 64°00'	yc (221) : (001) = 67°05'	λa (111) : (100) = 48°52'
MM (011) : (0 $\bar{1}1$) = 65 11	ya (221) : (100) = 38 14	αc ($\bar{2}21$) : (001) = 68 01
Mg (011) : (110) = 72 56	λc (111) : (001) = 50 06	αa ($\bar{2}21$) : (100) = 38 33

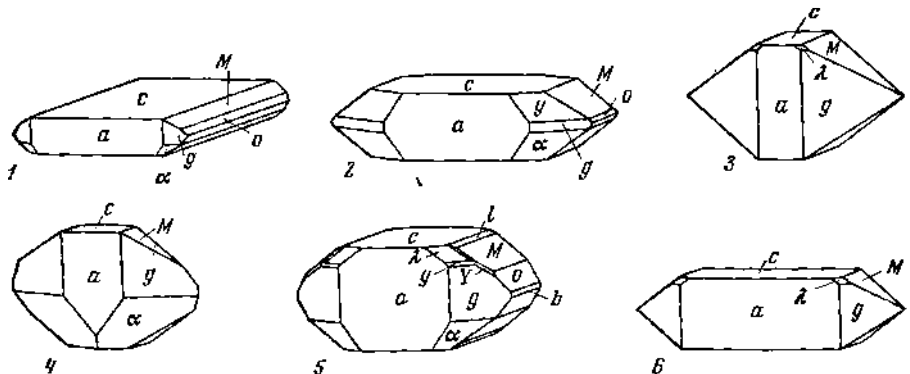
Более редкие формы (символы по Гроту):

b 010	n 047	ρ 094	γ $\bar{1}11$	Y 121	v 166
m 120	l 023	x 101	n $\bar{1}22$	ζ $\bar{1}22$	τ 255

Так же как для датолита, существуют разные установки для гомилита при одинаковом направлении осей. Здесь принята морфологическая установка Грота ($a : b : c = 0,6249 : 1 : 0,6412$; $\beta = 90^\circ 39'$), отвечающая установке Раммельсберга — Гольдшмидта для датолита; она близка и к первоначальной установке гомилита по Норденшельду и Пайкулу (0,6362 : 1 : 0,6473), считавшим минерал ромбическим. Приведенная выше рентгеновская установка (1,277 : 1 : 0,626) отличается от установки Грота в два раза большим отношением $a : b$. В установке Деклуазо (0,6249 : 1 : 1,2824, $\beta = 90^\circ 39'$), принятой Брёггером, Дана, Хинце и Гольдшмидтом, отношение $c : b$ в два раза больше, чем в установке Грота. Формула перехода от символов по Деклуазо и другим к символам по Гроту: 200/020/001.

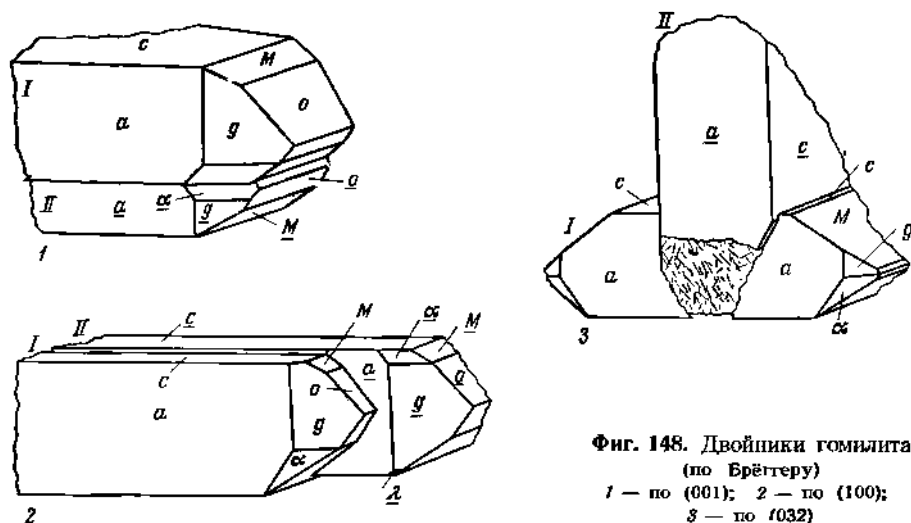
Кристаллы в большей или меньшей степени таблитчаты по c (001), нередко с хорошо развитой зоной [010] (фиг. 147, 1, 2), также псевдооктаэдрические при значительном развитии a (100), g (110) и M (011) (фиг. 147, 3, 4), иногда вытянуты по оси b (фиг. 147, 2, 5, 6). Обычно имеют псевдотетрагональное или псевдоромбическое развитие. В некоторых случаях похожи на кристаллы гадолинита (положительные формы гадолинита соответствуют отрицательным формам гомилита) [2]. Грани (011) и (110), как правило, совершенные.

Кристаллы часто зональны. Распространены двойники (фиг. 148) по (001) и (100) [2]. Наблюдались также двойники по плоскости (032) (грань



Фиг. 147. Кристаллы гомилита (по Брёггеру)

1 и 2 — Сток; 3 — 6 — Арé



Фиг. 148. Двойники гомилита
(по Брётгеру)
1 — по (001); 2 — по (100);
3 — по {032}

с этим символом не встречена) с углом $88^{\circ} 36'$ между базопинакоидами двух неделимых. В одном образце обнаружен двойник по (041) (символы по Гроту) [2].

Физ. св. Спайность отчетливо не выражена. Изл. несовершеннораквистый. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$ — $5\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,28 (Пайкул) [1], 3,34 (Дамур) [5] (вычисл. уд. вес 3,36). Цв. от коричнево-черного до черного с зеленоватыми или фиолетовыми оттенками. Черта серовато-белая. Блеск смоляной, слабый стеклянный или несколько жирноватый. Почти непрозрачен, в тонких осколках просвечивает.

Микр. В прох. свете в толстых пластинках наблюдается плеохроизм: по Ng — дымчато-серый до буровато-желтого; по Nm — темный, буровато-красный до буровато-серого; по Np — голубовато-зеленый; $Nm > Np > Ng$. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010), $cNg = 1-4^{\circ}$ (Брётгер, 1890).

В справочниках Винчела и Ларсена указана иная оптическая ориентировка гомилита: пл. опт. осей и $Ng \perp$ (010); $cNm = -1^{\circ}$.

$n_g = 1,738$, $n_m = 1,725$, $n_p = 1,715$; $n_g - n_p = 0,023$; $2V = 80^{\circ}$ (по Ларсену); $2V = 77^{\circ} 59'$ (для красного света) [5]. Отчетливая дисперсия, $r > v$; сильная горизонтальная дисперсия биссектрис [2]. Некоторые кристаллы полностью двупреломляющие, в других ядро зеленое двупреломляющее, а наружная зона желтовато-коричневая изотропная. Встречаются и полностью изотропные (метамиктные) гомилиты с $n = 1,64$ (по Ларсену). Для некоторых кристаллов характерно мозаичное строение (чередуются прозрачные — бесцветные и коричневые — и замутненные — коричневые участки); иногда в таких кристаллах на (010) наблюдается структура песочных часов [2].

Хим. Теор. состав из приведенной выше формулы, рассчитанной по данным анализов 1 и 2: CaO — 29,95, FeO — 19,25, B_2O_3 — 18,68, SiO_2 — 32,12. В небольших количествах присутствуют щелочи, Al, Fe. Кальций частично замещается редкоземельными элементами. Согласно Семенову [6], среди последних преобладают элементы группы иттрия. Гомилит из нефелиновых сиенитов Южной Норвегии содержит 0,2442 U и 0,0121 Pb на 100 г минерала [7]. На основании структурного сходства с датолитом Христ [8] предложил формулу $(Ca, Fe)_4B_4(SiO_4)(SiO_3)_3(OH)_4 = (Ca, Fe)B(SiO_4)(OH)$.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	1,09	1,01	0,75	B ₂ O ₃ *	18,085	15,21	16,51
K ₂ O ₃	0,41	—	—	(Ce, La, Di) ₂ O ₃	—	2,56	0,24
CaO	27,275	27,00	29,54	SiO ₂	31,875	33,00	31,83
MgO	0,52	—	—	П. п.	0,85	2,30	0,79
FeO	16,25	18,18	16,74	Сумма	100,00	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃	2,145		0,88	Уд. в.	—	3,28	3,34
Al ₂ O ₃	1,50	—	2,72				
Mn ₂ O ₃	—	0,74	—				

* Вычислено по разности.

1 и 2 — Бревик, о-в Стокё (1 — среднее из пяти анализов, анал. Пайкул [1]; 2 — анал. Дамур [5]; по мнению Бреггера, 1890, анализировался гомилит с примесью продуктов изменения меланоцерита); 3 — анал. Петерсон, тщательно отобранный материал [9].

Диагн. исп. В кислотах легко растворяется. П. п. тр. сплавляется медленно, образует черное стекло. Перл фосфорной соли буровато-желтый, при охлаждении светлеет. В стеклянной трубке выделяет слегка кислую воду [5]. Плавится легче, чем натролит [1].

Повед. при нагрев. Не изучено.

Наход. Очень редок. Найден только на о-вах Арё и Стокё в районе Лангезундфиорда в Норвегии в прожилках среди нефелиновых сиенитов. Ассоциируется с мелинофаном, титанитом, цирконом, лёллингитом, черной слюдой, эгирином, полевым шпатом, анальцитом; в небольших количествах в прожилках с гомилитом встречены астрофиллит, меланоцерит, норденшельдит, вёлерит, хиортдалит, молибденит, апатит. В друзовых полостях кристаллы гомилита покрыты белой или бесцветной прозрачной корочкой, вероятно датолита [2].

Изм. Переходит в коричнево-желтое (часто лишь по краям зерен) изотропное с $n = 1,640 \pm 0,005$ или в анизотропное вещество с $2V$ от 0 до 45° , $n_g - n_p \sim 0,02$, $n_m = 1,630 - 1,665$, $r \gg v$ (очень сильн.). Уд. вес 3—3,35—3,38—3,4 (Ларсен), cNg при изменении минерала возрастает [2].

Искусств. Не получен.

Практ. знач. Не имеет.

Отл. Похож на гадолинит. Оба минерала близки по углам между гранями, но отличаются по положению плоскости оптических осей: у гомилита пл. опт. осей \perp плоскости симметрии, а у гадолинита совпадает с ней. По углам между гранями сходен с цирконом [2], от которого отличается значительно меньшей твердостью, меньшим удельным весом и по оптическим свойствам.

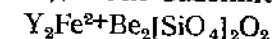
Разнов. ? Цергомилит — *cerghomilite* — (Бреггер, 1890) [2]. Сион. эрдманнит — *erdmannite* (Энгстрём, 1877) [10]. Цвет темно-зеленый. Уд. вес 3,388. Состав (анал. Энгстрём): Na₂O — 1,02, K₂O — 0,42, BeO — 3,16, CaO — 18,78, FeO — 3,16, B₂O₃ — 8,18, Fe₂O₃ — 3,01, Y₂O₃ — 1,64, Ce₂O₃ — 9,00, (Di, La)₂O₃ — 8,66, Er₂O₃ — 0,50, SiO₂ — 25,15, ZrO₂ — 2,14, ThO₂ — 9,93, H₂O — 5,25; сумма 100,00. Энгстрёмом изучен и описан под названием эрдманнита образец из меланофанового месторождения на острове Стокё (Норвегия). Бреггер считал, что в распоряжении Энгстрёма был другой минерал — цергомилит. По Семенову [6], эрдманнит Энгстрёма предположительно представляет промежуточный член изоморфного ряда гадолинит — гомилит, содержащий до 20% TR₂O₃ (~60% гомилитового и

40% гадолинитового миналов). По анализу Энгстрёма, в эрдманните доминируют редкоземельные элементы цериевой группы. По Штрунцу (1966), возможно, это Ce-содержащий гадолинит.

Литература

1. *Paiykuhl S. R.* Geol. för. förhandl., 1876—1877, 3, 229.
2. *Brögger W. G.* Zs. Krist., 1890, 16, 134, 190.
3. *Белов Н. В.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8, 14.
4. *Павлов И. В., Белов Н. В.* ДАН СССР, 1957, 114, № 4, 884.
5. *Des Cloizeaux A., Damour A.* Ann. Phys., Chem., 1877, 12, 405.
6. *Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 163.
7. *Holms A.*, Proc. Roy. Soc., London., 1911, No. 85, ser. A, 248. (по Zs. Krist., 1922, 57, 411).
8. *Christ C. L.* Am. Min., 1959, 44, Nos. 1—2, 176.
9. *Petersson G. V.* Öfvers. vet. Akad. Stockholm, 1888, 45, 185.
10. *Engström N.* Zs. Krist., 1879, 3, 199.

Гадолинит Gadolinite



Найден Аррениусом под Иттерби (Швеция), первоначально был описан Гейером (1788) как черный цеолит — *Schwarzer Zeolith*. Назван в честь член-корр. Российской академии И. Гадолина (1760—1852), который впервые в 1794 г. описал этот минерал под названием «железистого минерала» и нашел в нем новый редкоземельный элемент, названный в 1797 г. Экебергом иттрием (Клапрот, 1800).

Сион. Гадолинит (Y) — *gadolinite* (Y) (Левинсон, 1966), иттербит — *yttorbite* (Гадолин, 1794), иттерстен — *yttersten* (Экеберг, 1797), иттерит (частично) — *yttelite* и иттриит — *yttrite* (по словарю Честера, 1896).

Так называемый гидрогадолинит — *hydrogadolinite* (Симпсон, 1951) по свойствам и составу (хим. анализ 19) существенно не отличается от других гадолинитов.

Разнов. Недостоверны, требуют дополнительного изучения: кальциогадолинит, цергадолинит, метагадолинит.

Характ. выдел. Плотные массы, зерна, реже — призматические кристаллы (обычно от долей мм до нескольких см; вес некоторых несовершенных кристаллов достигает 80 кг) (Барингер-Хилл, США); отмечались футлярообразные и скелетные метакристаллы [1, 2].

Структ. и морф. крист. Кристаллический, чаще метамиктный (изотропный и рентгеноаморфный) [3].

Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$; $a_0 = 9,89$, $b_0 = 7,52$, $c_0 = 4,71$ Å; $\beta = 90^\circ 33'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,310 : 1 : 0,617$; $Z = 2$ [4].

Параметры элементарной ячейки изменяются в довольно широких пределах (особенно a_0 и b_0): $a_0 = 9,82 - 9,09$, $b_0 = 7,43 - 7,55$, $c_0 = 4,65 - 4,72$ Å; $\beta = 90^\circ 19' - 91^\circ 29'$ (параметры рассчитаны по индифференцированным дебаеграммам химически анализированных образцов). Возрастание параметра a_0 связывается с увеличением содержания элементов цериевой группы; параметр b_0 возрастает с повышением суммы окислов железа и алюминия; параметр c_0 обратно пропорционален содержанию Fe²⁺ и Fe³⁺ [5]. Прокаливание кристаллических образцов несколько уменьшает величину a_0 [6].

Структура гадолинита [4, 7] является производной от структуры датолита (см. введение к группе) с заменой Ca более мелким Y, а В — более крупным Be; дополнительно входят атомы Fe²⁺, что сопровождается замещением 4 OH на 4 O. В отличие от датолита в гадолините чередуются бериллий-силикатные и железо-иттриевые слои. В элементарной ячейке два этажа: один этаж — плоские шестичленные кольца из Y-восьмивершинников с Fe-октаэдрами в центрах колец; другой — псевдотетрагональная сетка

из тетраэдров SiO_4 и BeO_3 . Межатомные расстояния: $\text{Fe}^{2+} - \text{O}_{\text{IV}} = 1,92$, $\text{Fe}^{2+} - \text{O}_{\text{IV}} = 1,98$, $\text{Fe}^{2+} - \text{O}_{\text{V}} = 2,18 \text{ \AA}$ [4] (согласно Пэнтю и Круикшанку [8], уточнявшим структуры датолита и гадолинита, эти расстояния должны быть короче).

По сравнению с датолитом, в структуре которого чередуются сетки с сильными связями (Si, B) и сетки со слабыми связями (Ca-полиэдры с большими расстояниями катион — анион), в гадолините оба типа сеток имеют сильные связи (Ca^{2+} заменяется Y^{3+} , и дополнительно входит Fe^{2+}). Поэтому гадолинит характеризуется повышенной твердостью и положительным оптическим знаком (датолит оптически отрицателен). Сочленение чередующихся тетраэдров SiO_4 и BeO_4 происходит таким образом, что у каждого из них одна связь остается ненасыщенной; предполагается, что насыщение этой связи тетраэдра SiO_4 может происходить путем присоединения группы VO_3OH ; для борсодержащего гадолинита (содержание B_2O_3 до 2,5%) рассчитана формула $\text{Y}_2\text{Be}_2\text{Fe}(\text{SiO}_4)_{1,7}(\text{VO}_3\text{OH})_{0,6}\text{O}_2$ [9].

При действии спонтанной радиации структура гадолинита может быть полностью разрушена; при нагревании в вакууме она восстанавливается [10].

Для кристаллов гадолинита принимались разные установки. Первоначально Моос и Ципл (1839), Норденшельд (1852), а также Пат (1871) считали минерал ромбическим. Вааге (1867) установил моноклинность минерала и вывел отношение осей, которое затем было уточнено Деклуазо: $a : b : c = 0,6249 : 1 : 1,3185$, $\beta = 90^\circ 32'$. Установка Деклуазо в дальнейшем была принята Шёгреном (1882—1884), Эйхстедтом (1885), Дана (1892), Гольдшмидтом (1897, 1918), Хишце (1897), Суэсути [11] и другими авторами. По Гроту (1881), $a : b : c = 0,6249 : 1 : 0,6592$, $\beta = 90^\circ 32'$. Установка Деклуазо для гадолинита отвечает установке Леви — Дана для датолита, она принята Паркером и при рентгеновском изучении гадолинита [12].

Приведенная выше рентгеновская установка Павлова и Белова [10] ($c_0 < a_0$) отличается от морфологической установки Деклуазо и от рентгеновской Паркера переменной осей a и c и отвечает рентгеновской установке датолита. В качестве морфологической эта установка использована Корнетовой [13].

Ниже в целях единообразия для гадолинита принята морфологическая установка с направлением осей, отвечающим установке Павлова и Белова (значение a в два раза меньше; оси a и b прежних морфологических установок перемещены). Цифровые значения новой установки отвечают таковым Грота и близки к значениям Раммельсберга — Гольдшмидта для датолита. Формула перехода от символов по Деклуазо — Гольдшмидту и другим к символам в новой установке: 001/020/200; от символов Корнетовой к новым: 100/020/002. Соотношение символов и буквенных обозначений главных форм в разных установках:

Новая	a (100)	c (001)	m (110)	q (120)	n (011)	p (122)	o ($\bar{1}22$)
Деклуазо	c (001)	a (100)	w (012)	q (011)	n (110)	p (111)	w ($\bar{1}11$)
Корнетова	(100)	(001)	(210)	(110)	(011)	(111)	($\bar{1}11$)

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$; $a : b : c = 0,6592 : 1 : 0,6249$; $\beta = 90^\circ 32'$.

Более обычные формы:

	Φ	ρ	Φ_2	ρ_2	Φ	ρ	Φ_2	ρ_2
c 001	$90^\circ 00'$	$0^\circ 32'$	$0^\circ 32'$	$90^\circ 00'$	s $\bar{1}01$	-90 00	43 11	-43 11 90 00
b 010	0 00	90 00	—	90 00	u $\bar{2}01$	-90 00	62 04	-62 04 90 00
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00	γ $\bar{1}11$	-56 21	48 26	-43 11 65 30
y 140	20 46	90 00	90 00	20 46	α 144	21 31	33 53	13 50 58 45
q 120	37 11	90 00	90 00	37 11	d 142	21 08	53 16	25 47 41 37
m 110	56 36	90 00	90 00	56 36	ζ 132	27 17	46 31	25 47 49 51
e 210	71 46	90 00	90 00	71 46	p 122	37 43	38 18	25 47 60 38
n 011	0 51	32 06	0 32	57 54	δ $\bar{1}44$	-20 01	33 38	-12 50 58 38
l 021	0 26	50 54	0 32	39 06	f $\bar{1}42$	-20 24	53 08	-24 52 41 25
t 101	90 00	43 45	43 45	90 00	o $\bar{1}22$	-36 38	37 54	-24 52 60 28
r $\bar{1}02$	-90 00	24 52	-24 52	90 00				

$mm(110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 66^\circ 48'$	$ll(021) : (0\bar{2}1) = 78^\circ 09'$
$qq(120) : (1\bar{2}0) = 74^\circ 22'$	$nm(011) : (110) = 72^\circ 35'$
$pn(011) : (0\bar{1}1) = 64^\circ 12'$	$nq((011) : (120) = 64^\circ 36'$

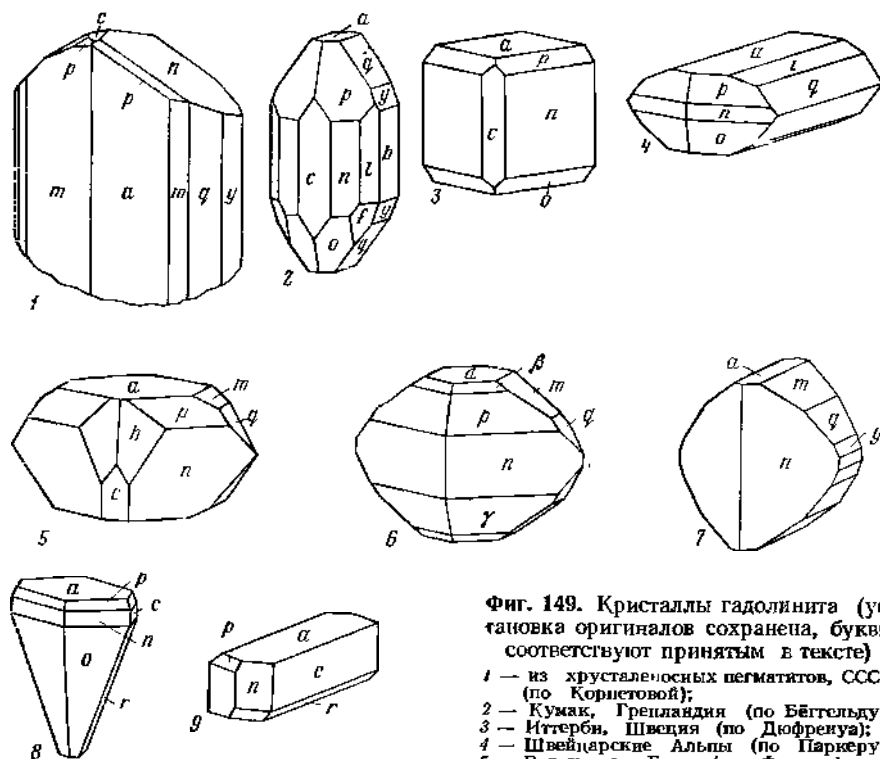
Редкие формы (символы в новой установке):

$x \bar{3}40$	$g \bar{1}64$	$e \bar{1}12$	$\lambda \bar{5}44$	$p \bar{5}22$	$\tau \bar{2}33$
$i \bar{3}20$	$h \bar{1}46$	$\beta \bar{1}11$	$\chi \bar{3}22$	$\theta \bar{5}11$	$K \bar{3}42$
$v \bar{6}05$	$z \bar{3}84$	$\eta \bar{1}12$	$\pi \bar{2}11$	$\mu \bar{1}21$	$\sigma \bar{5}44$

Недостовверная форма 5.20.16. (8.10.5 в старой установке).

Наиболее часты формы: $a(100)$, $m(110)$, $q(120)$, $n(011)$, а также $p(122)$ и $o(\bar{1}\bar{2}\bar{2})$. Кристаллы (фиг. 149) столбчатые, удлиненные по оси c , реже — по оси a (в новой установке) или таблитчатые по $a(100)$, также почти изометрические.

Отмечались кристаллы эллипсоидального облика с неясно выраженными выпуклыми гранями и округлыми ребрами (западные Кейвы и Канозеро) [14]. В некоторых месторождениях встречаются футлярообразные кристаллы с кварцево-полевошпатовыми ядрами (фиг. 150), подобные футлярообразным кристаллам берилла и турмалина [2, 15]. В месторождениях Западной Австралии обнаружены зонарные кристаллы с вростками полевого шпата во внешней зоне [16]. Гадолинит из Иттерби обладает полисинтетическим двойниковым строением (пластинки параллельны оси a в новой установке, гаснут под углом $12-13^\circ$ к направлению удлинения); некоторые из гадолинитов Иттерби содержат включения битума [17]. Для кристаллов из хрусталенос-



Фиг. 149. Кристаллы гадолинита (установка оригиналов сохранена, буквы соответствуют принятым в тексте)
 1 — из хрусталеносных пегматитов, СССР (по Корнетовой);
 2 — Кумак, Гренландия (по Бёггелю);
 3 — Иттерби, Швеция (по Дюфрену);
 4 — Швейцарские Альпы (по Паркеру);
 5 — Радауталь, Гарц (по Фромме);
 6 и 7 — Иттерби, Швеция (по Лягу);
 8 и 9 — Западные Кейвы, Кольский п-ов (по Белькову)



Фиг. 150. Метакристаллы гадолинита
 1 — из амазонитовых пегматитов, зарисовка шлифа; внутри — плагиоклаз (по Луунду);
 2 — из пегматитов Южной Норвегии; включения полевого шпата и кварца (по Шегелигу)

ных пегматитовых жил Сибири отмечена грубая штриховка на наиболее развитых гранях ($\bar{1}\bar{1}1$) и (011) [13].

Характерно развитие во вмещающем минерале (кварце, микроклине) вокруг кристаллов гадолинита ореолов неправильной формы [13].

Физ. св. Сп. по (100) несовершенная; в метамиктных разностях после прокаливании проявляется сп. по (100) и (001) [11]. Изл. занозистый в кристаллических разностях, полураковистый и раковистый — в метамиктных. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7, у метамиктного несколько меньше [1]. Микротвердость при нагрузке 100—200 г от 658 до 1023 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, в среднем 920 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ [18].

Для метамиктного гадолинита из пегматитов Сибири указывается микротвердость 666 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ [19]. Уд. вес 3,42—4,77, у кристаллического выше (около 4,5), чем у метамиктного (около 4 и ниже). По Шегелигу [1], у изотропных гадолинитов из Норвегии уд. вес 4,02—4,28, у анизотропных 4,30—4,47. Уд. вес нередко изменяется в пределах одного штуфа [20]; после нагревания уд. вес увеличивается до 4,75 [17, 21]. Цв. обычно смоляно-черный, буровато-черный и зеленовато-черный, в краях зерен оливково-зеленое просвечивание (наиболее густая окраска у метамиктных разностей); у кристаллического гадолинита из альпийских жил Швейцарии и альбититов Сибири — яркий оливково-зеленый, из полевошпатовых тел Восточной Сибири — светло- и грязно-зеленый [3, 12, 19]. Черта зеленовато-серая. В большинстве месторождений выделения гадолинита покрыты снаружи коричневой коркой вторичных продуктов. Бл. стеклянный, на свежем изломе жирноватый. Гадолинит из пегматитов в массе непрозрачен, просвечивает в тонких осколках; гадолинит из альпийских жил (Швейцария), альбититов и полевошпатовых жил (Сибирь) прозрачен. Радиоактивен (содержит торий, реже — уран) [22, 23].

Диэлектрическая проницаемость при 100° равна 4,65—5,24; у кристаллических и метамиктных разностей при нагревании она возрастает неодинаково (см. повед. при нагр.) [24].

В спектре поглощения доминируют полосы в видимой области 500—600 $\text{м}\mu$, характерные для неодима. У метамиктных разностей они широкие и диффузные, после прокаливании наблюдается серия четких полос [24]. По Дудкину [25], в спектре гадолинита с Кольского полуострова две интенсивные линии в области 520 и 650 $\text{м}\mu$ принадлежат Er^{3+} , а полосы поглощения Nd^{3+} незаметны или выражены слабо.

Инфракрасный спектр поглощения кристаллического гадолинита характеризуется полосами в области деформационных колебаний группы SiO_4 460 и 520 см^{-1} , в области валентных колебаний — полосами с максимумами 920 и 1020 см^{-1} . Максимум при 710 см^{-1} предположительно приписывается

колебаниям группы BeO_4 . В спектрах метамиктных разностей две полосы деформационных колебаний группы SiO_4 (460 и 520 см^{-1}) сливаются в одну меньшей интенсивности с максимумом около 500 см^{-1} ; полоса 710 см^{-1} исчезает. В области валентных колебаний у метамиктного гадолинита полосы также сливаются в один более широкий и менее интенсивный максимум при 950 см^{-1} . Спектр метамиктных гадолинитов подобен спектрам метамиктных цирконов и торитов. После отжига при температуре около 1000° метамиктного гадолинита спектр приобретает особенности спектра кристаллического гадолинита. В некоторых спектрах кристаллического и метамиктного гадолинита имеются полосы поглощения адсорбционной воды ($1650, 3100-3600 \text{ см}^{-1}$). Полосы поглощения SiO_2 ни в одном случае не отмечены; следовательно, при переходе гадолинита в метамиктное состояние не происходит его распада на окислы [26].

Микр. В прох. свете зеленый с разными оттенками (серо-зеленым, голубоватым) до изумрудно-зеленого; изредка бесцветный, иногда бурый. Для прозрачного зеленого гадолинита из слюдитов Полярного Урала характерно неравномерное распределение окраски (центральная часть кристаллов более темная) [27]. В тонких шлифах преохроизм не заметен. В толстых пластинках зеленый гадолинит по N_g и N_m травяно-зеленый, по N_p — оливково-зеленый; у коричневых плеохроизм слабый; по N_g — коричнево-желтый, по N_p — желтовато-коричневый [28]. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010), $N_m \parallel b$; $cN_p = -3^\circ 30'$ до $12^\circ 30'$; $aNg = +3^\circ$ до 12° (в новой установке). По Эйхстеду [29] и Петерсону [17], угол погасания у зеленого гадолинита меньше, чем у бурого.

У кристаллических $n_g = 1,83-1,78$, $n_p = 1,80-1,76$; $n_g - n_p = 0,02-0,005$; $2V = +80-85^\circ$ (гадолинит из пегматитов щелочных гранитов Северо-Востока СССР оптически отрицательный, $2V = -80^\circ$) [5]; дисперсия $r < v$. Согласно Ринне [30], дисперсия $r < v$, но $2V$ незначительно отклоняется от 90° ; Семенов [31] также указывает схему дисперсии $r > v$. У метамиктных (изотропных) $n = 1,77-1,79$. Светопреломление и двупреломление уменьшаются с возрастанием степени метамиктности. Кроме того, показатели преломления в общем уменьшаются при увеличении содержания Са (см. кальциогадолинит). Двупреломление и показатели преломления сильно варьируют даже в пределах одного шлифа.

n_g	1,820	1,786	>1,780	1,829	1,770	1,780	1,787
n_m	—	—	—	—	—	—	1,774
n_p	1,797	1,780	—	1,803	1,721	1,767	1,765
$n_g - n_p$	0,023	0,005-0,01	0,020	0,026	0,049	0,013	0,022
$2V$	85°	85°	$58-67^\circ$	-84°	—	—	—
СаО	—	0,17	0,64	1,61	2,39	7,15	11,91
№ хим. анализа	8	21	26	13	15	17	18

Гадолинит из Иттерби отличается разным двупреломлением в чередующихся зонах при их одновременном погасании [32]. Нередко в изотропных разностях имеются анизотропные участки и прожилки. Часто гадолинит в выделениях с кристаллографическими очертаниями полностью изотропен.

Первоначально Брайтхауит все кристаллы метамиктного гадолинита принимал за псевдоморфозы. Шегрен считал гадолинит минералом коллоидного происхождения и рассматривал аморфную разность как первичную, а кристаллическую — как образовавшуюся при частичной раскристаллизации аморфного вещества. Бреггер и Эйхстедт (1922) пришли к выводу, что зеленый анизотропный гадолинит является первичным, а коричневый изотропный представляет продукт его изменения (по Хинце).

В отраж. свете цв. серый; по сравнению с колумбитом, эпинитом, самарскитом, вольфрамитом — тусклый, серый; иттротанталит при прямом сопоставлении немного светлее гадолинита. Отраж. способность очень низкая (как у ортита). Внутренние рефлексy (у изотропных разностей) коричневые, желтые, реже — зеленые, видны у трещинок при скрещенных николях; особенно хорошо они различимы при наблюдении в иммерсии. Поверхность шлифов гладкая; полируется заметно лучше, чем колумбит. Наблюдаются трещины спайности в одном направлении. Тв. высокая (как у колумбита) [33].

Хим. Теор. состав: $\text{BeO} — 6,53$, $\text{FeO} — 18,77$, $\text{Y}_2\text{O}_3 — 58,99$, $\text{SiO}_2 — 15,71$. Содержание основных компонентов, особенно FeO , сильно колеблется; наиболее постоянно содержание SiO_2 .

В ряде ранних работ приводятся химические анализы гадолинита без Be, по-видимому, они относятся к измененному гадолиниту. Критический разбор старых анализов дал Петерсон [17].

Весьма характерны изоморфные замещения. В качестве примеси отмечаются: Ca, Na, K, Fe, Mg, Mn, Al, иногда B, Ti и Zr. Содержание CaO обычно от 0 до 3,80% (7,15 и 11,9% — в кальциогадолинитах с пониженным содержанием редких земель); количество Fe_2O_3 колеблется от 0 до 9,76%, а Al_2O_3 — от 0 до 6,93%; почти все гадолиниты содержат около 1% или меньше MnO (в одном анализе 6,34%); MgO — не более долей процента, а содержание щелочей лишь в единичных случаях превышает 1%. Максимальное содержание бора, установленное Офтедалем, 2,5% [34]. Иногда обнаруживаются следы Sc. Содержание воды варьирует; предполагается, что она входит в минерал при его изменении [15]. Из радиоактивных элементов главную роль играет Th (до 4,5%), который изоморфно замещает Y. Уран отмечается изредка и в незначительных количествах (обычно меньше 1%, часто — следы).

В кальциогадолините из Японии (анализ 18) установлен Ra ($3,71 \cdot 10^{-7}$) [35]. He в гадолинитах не обнаружен [20]. В ряде кристаллических гадолинитов из полевошпатовых жил Восточной Сибири (анализ 13) и альбитизированных сиенитов Тувы (анализ 8) радиоактивные элементы полностью отсутствуют, но в кристаллическом гадолините из хрусталеносных пегматитов Сибири с высоким содержанием H_2O (6%) и пониженным содержанием редкоземельных элементов обнаружено 1,48% ThO_2 (анализ 26).

Обычно 36—46% Y замещается Er, Yb и другими элементами иттриевой группы, а также Ce и элементами цериевой группы (La, Dy и др.). Содержание элементов Y-группы составляет 22—50%, цериевой (цергадолинит) — 5—32%. Из элементов иттриевой группы преобладают Y, Yb, Er и Dy. Остальные (Ho, Lu, Tm) иногда отсутствуют. Из элементов цериевой группы в небольших количествах содержатся Sm и Nd.

Выявлена зависимость состава примесей от генезиса гадолинита. Его образцы из месторождений, связанных с щелочными гранитоидами, по сравнению с образцами из нормальных гранитоидов содержат больше кальция, марганец и несколько больше магния [5].

На основе пересчетов химических анализов предполагается, что алюминий может замещать бериллий, железо и кремний, марганец — железо и редкие земли; бериллий при повышенных содержаниях может занимать позиции Si и, наоборот, при пониженных содержаниях замещаться кремнием [5]. Не исключено, что подобный широкий изоморфизм и является одной из предпосылок метамиктности минерала.

Спектроскопически иногда устанавливаются Pb, Zn, Sn, Co, Ni, Ga, которые связываются с механическими включениями.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,18	} 0,17	0,07	0,08	0,15	0,20	0,42	} 0,64
K ₂ O	0,07							
BeO	10,30	9,65	10,13	9,32	9,91	10,13	9,69	8,82
MgO	0,01	0,22	сл.	0,03	0,12	—	0,13	—
CaO	0,53	0,42	0,99	0,61	0,42	0,09	0,45	—
MnO	0,33	0,19	0,29	сл.	—	0,41	0,19	—
PbO	—	—	—	0,04	—	—	—	—
FeO	11,52	11,16	12,27	12,91	12,89	10,29	10,23	9,67
Fe ₂ O ₃	0,21	0,84	0,57	0,63	0,60	1,84	0,40	—
Al ₂ O ₃	—	—	1,22	0,90	—	—	0,49	1,27
Ce ₂ O ₃	0,67	1,21	2,27	2,57	3,84	4,51	} 7,88	15,44
Σ(La, Dy) ₂ O ₃	0,86	4,26	3,71	—	2,57	4,45		
Σ(Y, Er) ₂ O ₃	49,06	46,51	42,58	47,34	45,30	40,73	43,85	36,92
SiO ₂	24,68	24,28	24,75	24,29	23,88	24,19	24,56	24,84
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	1,58
ThO ₂	0,27	0,39	0,60	0,72	0,41	0,32	0,34	—
U ₃ O ₈	0,10	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,10	} 0,54	} 0,05	} 0,28	0,37	1,46	0,83	0,74
H ₂ O ⁻	1,20							
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Сумма	100,09	99,84	99,66	99,89 *	100,46	98,62	99,60	99,92
Уд. в.	4,15	4,51	—	4,20	4,29	—	4,35	4,52

* В том числе S — 0,09, F — 0,08.

1 — из пегматитов щелочных гранитов, Кольский п-ов, район Канозеро (Черная Земля) анал. Горощенко [14]; 2 — из редкоземельных пегматитов, Хиттерё (Норвегия), среднее из двух анализов, анал. Петерсон [17]; 3 — из пегматитовой жилы, Кольский п-ов, анал. Казакова [31]; 4 — из пегматитов щелочных гранитов, Левбеле, Финляндия, анал. Локка [36]; 5 — из гранитных пегматитов, Иттерби (Швеция), анал. Петерсон [17]; 6 — из редкоземельных пегматитов, Гамла, Кэрарфвет, Швеция, среднее из двух анализов, анал. Петерсон [17]; 7 — из гранитных пегматитов, Ивелянд, Южная Норвегия, анал. Редланд [1]; 8 — кристаллический из альбитизированного сиенита, Тува [3].

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	0,03	0,86	3,85	—	—	} 0,09	4,98	—	} 4,34
K ₂ O	0,46	—	—	—	—		—	—	
BeO	8,92	7,19	9,10	9,39	11,32	10,29	8,72	8,65	7,42
MgO	0,04	0,14	0,60	сл.	0,12	0,55	—	—	2,92
CaO	0,66	0,34	—	1,11	1,61	2,36	2,39	3,80	7,15
MnO	0,07	—	—	—	1,36	1,17	—	—	—
FeO	10,00	10,43	12,20	12,40	7,80	5,82	8,90	9,55	12,25
Fe ₂ O ₃	0,21	1,13	—	2,15	2,96	2,34	2,55	3,30	—
Al ₂ O ₃	0,99	2,34	0,95	—	не обн.	0,32	2,71	3,01	6,93
Ce ₂ O ₃	23,40	11,10	} 45,70	} 6,52	} 49,70	} 2,85	} 48,14	} 41,45	} 8,55
Σ(La, Dy) ₂ O ₃	—	21,23							
Σ(Y, Er) ₂ O ₃	30,89	22,24	39,27	—	46,47	—	—	—	17,39
SiO ₂	23,53	22,13	26,70	25,16	24,73	25,97	21,86	23,50	23,97
B ₂ O ₃	—	—	—	—	сл.	—	—	—	—
ThO ₂	0,36	0,46	0,20	—	—	0,14	—	4,15	4,17
U ₃ O ₈	—	0,89	—	—	—	—	0,3	—	—

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
H ₂ O+	} 0,53	—	0,80	2,32	0,58	} 1,23	—	2,20	—
H ₂ O-									
P ₂ O ₅	0,03	—	—	1,28	—	Сл.	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—
Сумма	100,12	100,48	100,10	99,60	100,27	99,60	100,55	100,17	99,52
Уд. в.	4,22	—	—	—	—	4,101	—	—	3,8

9 — пергадолинит, из пегматитов, Фирридалль, Норвегия, анал. Редланд [1]; 10 — из пегматитов щелочных гранитов, Колорадо, США (по Хицце); 11 — из гранитных пегматитов, Ивелинд, Южная Норвегия, среднее из двух анализов [37]; 12 — из гранитных пегматитов, Иттерби, Швеция, анал. Кампайдж и Бёрва (1879, по Хицце); 13 — кристаллический, акцессорный из полевошпатовых жил Восточной Сибири, анал. Казакова [38]; 14 — кристаллический из пегматитов с эвксенитом, Лохборах, Онтарио, Канада, анал. Элсуорт [39]; 15 — из гранитных пегматитов, р. Индыш, Северный Кавказ, анал. Бурова [19]; 16 — из флюоритовых жил, Сибирь, анал. Розенцвиг [6]; 17 — метамиктный из щелочных пегматитов, Сибирь, анал. Иванова [19].

	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Na ₂ O	—	Не обя.	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	»	—	—	0,13	—	3,68	—	—
BeO	10,73	10,09	8,54	9,18	7,72	10,00	8,67	10,97	9,70
MgO	0,14	Не обя.	—	—	0,20	—	1,25	0,04	0,10
CaO	11,91	0,24	1,47	0,17	0,50	0,76	0,83	0,82	0,64
MnO	0,84	0,44	—	1,35	6,34	—	—	—	0,17
PbO	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11,24	11,36	4,24	6,55	11,38	8,92	7,87	5,71	3,72
Fe ₂ O ₃	7,65	0,88	2,09	0,98	4,56	4,97	5,57	8,17	9,76
Al ₂ O ₃	1,68	0,95	6,21	4,94	0,90	0,66	1,87	0,08	—
Ce ₂ O ₃	} 4,69	1,31	} 51,20	48,52	44,63	42,91	4,97	2,22	—
Σ(La, Dy) ₂ O ₃		3,50					47,15	4,94	43,15
Σ(Y, Er) ₂ O ₃	24,47	45,78	—	—	—	—	—	42,23	—
SiO ₂	23,89	24,23	25,20	25,20	24,18	24,00	21,03	24,05	24,70
B ₂ O ₃	—	—	—	0,57	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	0,02	—	—	—	0,70	1,44	0,06	0,14
ThO ₂	0,80	0,57	1,40	1,65	—	0,98	—	0,38	1,48
U ₃ O ₈	0,10	Сл.	—	—	—	—	—	0,30	—
H ₂ O+	2,05	0,94	—	0,18	—	0,50	—	0,04	4,20
H ₂ O-	0,14	—	—	—	—	—	—	—	2,00
П. п.	—	—	—	—	—	0,50	—	—	—
Сумма	100,33	100,46	100,35	93,29	100,54	99,87	93,36	100,31	99,76
Уд. в.	4,50	4,24	—	4,66	—	—	—	4,12	3,5

18 — кальцогадолинит из гранитных пегматитов, Япония [35]; 19 — «гидрогадолинит» из пегматитовой жилы, Куглгоиг, Западная Австралия, анал. не указан [40]; 20 — из гранитных пегматитов, Китай, анал. Столярова [5]; 21 — не полностью метамиктный гадолинит из амазонитовых пегматитов Восточной Сибири, анал. Столярова [41]; 22 — из пегматитов щелочных гранитов, Северо-Запад СССР, анал. Златкинд и Ермолаева [5]; 23 — из кварц-альбит-амазонитовых пегматитов, анал. Быкова [42] (лантаниды иттриевой группы составляют 9,78, Y₂O₃ — 33,13%); 24 — из гранита, Кураминский хр., Средняя Азия, анал. Сокова [19]; 25 — метамиктный гадолинит из пегматитов Западных Кейв (г. Макзабак), Кольский п-ов, анал. Гилева [14]; 26 — измененный кристаллический гадолинит из хрусталисных пегматитовых жил Сибири, анал. Казакова (в оригинале приведен состав редких земель в оксидах, определенный хроматографически) [13].

Полный химический анализ гадолинита из слюдитов Полярного Урала с завышенным содержанием кремнезема приведен у Апельцина и др. [27]; из гранитных пегматитов Такехината, преф. Яманаси (Япония), анализирован гадолинит с незначительной примесью ZrO_2 и SnO_2 [42a].

Гадолинит ряда пегматитов щелочных гранитов сильно обогащен натрием (60—65%), общее содержание элементов иттриевой группы резко превышает сумму элементов цериевой группы [5, 43, 44] (Семенов [31] для такого гадолинита указывает обогащение церием). В акцессорном гадолините из аляскитовых гранитов, наоборот, содержание элементов цериевой группы приблизительно в 10 раз выше содержания элементов иттриевой группы; гадолинит из пегматитов, связанных с нормальными гранитоидами, содержит значительные количества как цериевых, так и иттриевых редких земель.

Для отдельных генетических типов месторождений гадолинита характерны дополнительные закономерности: в аляскитовых гранитах (помимо резкого преобладания цериевых земель) относительное содержание редкоземельных элементов закономерно убывает по мере возрастания их атомного номера, среднее отношение $Ce/Nd=1,8$. В гранитных пегматитах (уран-редкоземельного типа) содержание иттриевых земель несколько больше, чем цериевых, но содержание Y весьма значительно (55—64%); среди остальных элементов преобладает диспрозий, следующее место занимает неодимий; относительное содержание легких элементов первой группы очень мало, $Ce/Nd \approx 0,6$.

В биотит-плагноклазовых пегматитах с редкоземельными и урановыми минералами в среднем в два раза больше цериевых земель, чем иттриевых (содержание Y колеблется и составляет 35—45%); Nd преобладает над Dy.

В амазонитовых пегматитах щелочных и субщелочных гранитоидов из редкоземельных элементов преобладает Y, за которым следуют Ce и Yb; отношение $Ce/Nd=2-3$ [5, 43].

В альбититах, которые генетически связаны с интрузиями гранитоидов, близких к субщелочным, среди редкоземельных элементов преобладает диспрозий [5].

Кроме того, отмечено, что в гранитных пегматитах уран-редкоземельного типа из редкоземельных элементов в гадолините могут преобладать диспрозий и иттербий, в мусковитовых пегматитах — неодимий, в пегматитах бриллиев-редкоземельного типа — церий и неодимий; в гадолините из альбититов все четные лантаноиды содержатся примерно в равных количествах [45, 46].

Распределение редкоземельных элементов в гадолинитах из месторождений различных генетических типов (по данным рентгено-спектрального анализа) [5]:

	Гранитные массивы		Гранитные пегматиты		Гранитные пегматиты с процессами замещения		Пегматиты щелочных гранитов		
La	16,5	14,8	—	—	5,86	1,49	7,68	2,68	5,13
Ce	39,1	31,4	1,58	3,2	19,3	7,1	9,12	7,24	8,87
Pr	6,2	4,7	—	—	—	2,24	1,12	—	1,16
Nd	23,0	17,5	7,91	4,6	14,3	12,2	4,32	5,36	4,66
Sm	6,45	4,4	6,1	3,67	4,4	8,1	1,3	2,84	1,49
Gd	4,6	4,7	6,32	5,03	5,6	8,7	2,25	4,83	3,03
Tb	—	—	1,58	0,96	—	2,24	—	1,18	—
Dy	3,25	4,0	9,1	8,25	6,15	10,8	3,32	8,32	3,54
Ho	—	—	1,58	1,65	—	2,62	—	2,14	—
Er	1,38	1,75	5,53	5,5	4,4	4,96	5,86	5,9	4,26
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—	0,79
Yb	—	1,4	4,75	2,94	3,37	4,96	6,5	5,9	5,13
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—	1,26
Y	—	15,3	55,3	64,2	36,6	34,9	58,6	53,6	60,69
ΣCe	95,85	77,5	23,49	17,46	49,46	42,07	25,79	24,13	24,34
ΣY	4,63	22,45	76,26	82,54	50,52	58,24	74,78	75,87	75,67
$\frac{\Sigma Y}{\Sigma Ce}$	0,048	0,283	3,246	4,727	1,021	1,384	2,899	3,141	3,108

У гадолинита из Фрикстадта (о. Ивеланд, Норвегия) $\frac{\text{Hf}^{176}_{\text{гад}}}{\text{Hf}} = 44,9 \pm 0,16\%$, его абсолютный возраст 810 ± 70 млн. лет [47]. Абсолютный возраст гадолинита из Лёвбёле (Финляндия) 1138 млн. лет [36].

Диагн. исп. Желатинирует с кислотами (особенно легко метамиктный). После прокаливания растворяется в HCl с трудом [48]. П. п. тр. кристаллический гадолинит не плавится, вспучивается и становится белым. Метамиктный также не плавится, но вспучивается очень сильно, растрескивается, становится слабопрозрачным, серовато-зеленым. При нагревании наблюдается вспышка, которая ярче у метамиктного гадолинита [17]. По Фромме [30], плавится на платине в пламени бузеновской горелки в желто-коричневую эмаль. При нагревании в закрытой трубке кристаллический гадолинит сильно раскаляется, не растрескиваясь; частично изотропизированный, слабо раскаляется и растрескивается после продолжительного нагревания [40]. При нагревании в колбочке выделяет значительное количество воды и газов (CO_2 , H_2). Жидкий дистиллят обнаруживает слабо кислую реакцию [48].

При кипячении с концентрированной H_2SO_4 в поршке быстро разлагается (частичное разложение наступает на холоду) с образованием объемистого серого осадка и коричневатого мутного опалесцирующего раствора. Декантированная после 2-часового отстаивания жидкость при разбавлении водой не дает осадка [33]. В полированных шлифах все обычно применяемые реактивы не действуют.

Повед. при нагрев. Температура плавления около 1410° [15]. Метамиктный гадолинит при нагревании до температуры, близкой к температуре плавления [16], дает типичную для метамиктных минералов яркую вспышку [20] и переходит из аморфного состояния в кристаллическое.

Кристаллический гадолинит на кривых нагревания обычно не дает никаких термических эффектов [6, 49]; только на термической кривой кристаллического гадолинита из кварц-полевошпатовых тел Восточной Сибири (хим. анализ 13) имеется незначительный эндотермический прогиб при 586° [38].

Полностью метамиктные разновидности характеризуются кривыми нагревания двух типов [5, 50]: 1) с одним узким и четким экзотермическим подъемом в области $800\text{--}900^\circ$, связанным с рекристаллизацией (положение пика у разных гадолинитов несколько отличается); 2) с более широким экзотермическим подъемом приблизительно в той же области (с двумя или тремя пиками). Рентгенометрическое исследование [5, 41] показало, что пики в области от 700 до 900° соответствуют начальной стадии рекристаллизации гадолинита (при температурах $\sim 700^\circ$ минерал остается практически рентгеноаморфным, при нагревании до 800° число линий на порошкограмме увеличивается, полная рекристаллизация происходит при температуре $900\text{--}1000^\circ$).

Некоторые метамиктные гадолиниты, помимо экзотермических подъемов, дают эндотермический прогиб в интервале $200\text{--}300^\circ$, предположительно объясняемый выделением адсорбированной воды. Не полностью метамиктные гадолиниты дают небольшие пологие экзотермические подъемы в интервале $650\text{--}800^\circ$ [5]. Экзотермические эффекты в области $800\text{--}1000^\circ$ сопровождаются свечением [48]. Для норвежского гадолинита отмечен переход из аморфного состояния в кристаллическое при более низкой температуре ($360\text{--}445^\circ$) [37]. Этот процесс очень медленно идет и при более низких температурах; с повышением температуры скорость перехода увеличивается.

Теплоты превращения метамиктного гадолинита в кристаллический, измеренные разными авторами и разными методами, довольно близки для гадолинитов одного и того же месторождения:

Теплота превращения метамиктного гадолинита в кристаллический, кал/г	М-пие	Авторы
891	Иттерби	Фэслер, 1942 [51]
131	Ивеланд	Бранштедгер, Ноддак, 1956 [37]
133	»	»
95	Хиттерё	Ноддак, 1956 [37]
107	»	»
47	?	Сабатье, 1954 [52]

Теплота преобразования метамиктного гадолинита из Иттерби, определенная Фэслером [51], близка к теплоте его затвердевания [53]. По расчетам [54], энергия, выделяющаяся в виде свечения, меньше энергии смещения атомов из узлов структуры, составляет ее часть (1,25—1,67%) и намного меньше энергии распада радиоактивных элементов.

В результате нагревания обычно зеленоватые оттенки превращаются в красновато-бурые, а темно-зеленая окраска — в грязную желто-зеленую и серовато-зеленую; увеличиваются удельный вес [51, 55], показатели преломления и двупреломление.

При нагревании выше 500° диэлектрическая проницаемость возрастает: у метамиктных разностей незначительно (от 4,65 при 100° до 5,24 при 960°), у кристаллических и не полностью метамиктных — более заметно (при 100° соответственно 5,24 и 4,59, при 960°—6,50 и 6,78); это связывается с потерей воды, окислением железа и переходом из метамиктного состояния в кристаллическое [5]. У прокаленного гадолинита по сравнению с непрокаленным увеличивается средняя удельная теплоемкость: из Иттерби на 0,0024, из Хиттерё на 0,0021 [56]. Химические превращения при прокаливании не происходят, но минерал утрачивает способность желатинировать в кислотах [17, 32], становится более рыхлым [7, 48] и теряет в весе (0,49—1,2%) [48, 51].

Оптическая ориентировка в участках перекристаллизованного гадолинита та же самая, что в соседних участках первично анизотропного гадолинита [32]. Нормальный анизотропный гадолинит после нагревания фосфоресцирует слабо, цвет бледнеет, несколько увеличиваются двупреломление и удельный вес [17]. Порошкограммы анизотропного гадолинита до и после прокаливании при температуре 1000° не отличаются. Средняя удельная теплоемкость у метамиктного гадолинита выше, чем у кристаллического [51], соотношение их удельных теплоемкостей отвечает таковому силикатов соответственно в стеклообразном и в кристаллическом состояниях [53].

Наход. Мало распространен. Встречается преимущественно в гранитных пегматитах и, реже, в гранитах, отмечается в метасоматитах и жилах типа альпийских. В пегматитах обычно метамиктный, реже — кристаллический. Характерны идиоморфизм, футлярные и зонально-скелетные формы, разноориентированные включения микроклина, плагиоклаза, альбита, реже кварца. Гадолинит микроклин-амазонитовых пегматитов относится к метасоматическим минералам гидротермального этапа [41, 42]. Предполагается, что образованию гадолинита благоприятствовало изменение щелочности растворов в связи с общим понижением температуры, которое, по видимому, и вызвало распад фторкомплексов бериллия и редких земель [41].

Ряд авторов [42] рассматривают гадолинит пегматитов как минерал наиболее поздней гидротермальной стадии, образовавшийся совместно с сахаровидным альбитом. Высказано также предположение о связи образования гадолинита с разными стадиями альбитизации [41]. По Ферсману [57], пегматиты с гадолинитом относятся ко 2-му типу (пегматиты с редкоземельными минералами); он образовался в результате кристаллизации из расплава в фазу С — D.

Того же мнения придерживается Гинзбург [58]. По Белькову [14], гадолинит в пегматитах представлен двумя генерациями: ранний гадолинит характерен для краевых частей пегматитовых жил, ассоциируется с кварцем, микроклин-пертитом, плагиоклазом и биотитом; поздний гадолинит наблюдается в участках, где проявились процессы замещения, сопровождается альбитом, биотитом и флюоритом.

Предложено различать месторождения гадолинита, генетически связанные: а) с нормальными гранитоидами и б) с щелочными гранитами, графосенитами и сиенитами [43].

В гранитных пегматитах восточной части Балтийского щита гадолинит встречается только в альбит-амазонитовых пегматитах щелочных гранитов верхнего протерозоя (Западные Кейвы и Канозеро) [14, 59].

В телах альбитизированных кварц-полевошпатовых пегматитов Восточной Сибири, пространственно связанных с габбро-сиенитами и залегающих главным образом на контакте сланцев с сиенитами, фенитами или карбонатными прослоями (хим. анализ 13), образует небольшие обогащенные участки и зоны. Приурочен к зальбандам пегматитовых тел. Ассоциируется с итриалитом, чевкинитом, бритолином, цирконом, поликразом, торитом, титанитом, реже — с рибекитом, эгирином, флюоритом, эпидотом, магнетитом, ильменитом, гематитом и кальцитом; выделения гадолинита секутся прожилками с галенитом, сфалеритом, реже — с халькопиритом, пиритом, молибденитом [38, 60]. В пегматитах Сибири, генетически связанных с щелочными рибекитовыми гранитами и граносиенитами, встречается совместно с флюоритом, цирконом, пирохлором, фергусонитом, алюмобритолином, итриалитом и чевкинитом; приурочен к бескварцевым частям жил. Близок к кальцио- и цергадолинитам, содержит 4,17 % ThO_2 и 6,93 % Al_2O_3 (см. хим. анализ 17) [19]. В альбитизированных амазонитовых пегматитах среди докембрийских гранито-гнейсов Восточной Сибири тесно ассоциируется с пластинчатым альбит-олигоклазом и бериллом, реже — с самарскитом и фергусонитом; характерные для этих пегматитов ильменорутил и приорит в участках развития гадолинита отсутствуют [41]. На Дальнем Востоке встречается в пегматитах, расположенных близ оловорудных гидротермальных месторождений [50]. В Казахской ССР в пегматитах, связанных с биотитовыми гранитами, гадолинит встречается наряду с флюоритом, шеелитом, касситеритом (Е. И. Семенов, Л. И. Костюнина, М. И. Кулаков, 1967). В пегматитах г. Джумгол-Тау, по р. Ойганг (Кирг. ССР) гадолинит ассоциируется с касситеритом, ортитом, бериллом, топазом, флюоритом, шерлом и гранатом [61]. На Северном Кавказе гадолинит встречается в биотитовых пегматитах, связанных с верхнепалеозойскими малыми интрузиями серых гранитов [62]. Известны находки гадолинита (хим. анализ 26) в ассоциации с мондонитом в хрусталеносных слабо альбитизированных пегматитах [13].

За рубежом гадолинит широко распространен в редкоземельных пегматитах Фенноскандии. В Швеции насчитывается свыше 15 месторождений [15], главные из них находятся на острове Иттерби, где минерал впервые был обнаружен; встречается также в окрестностях Фалуна: в Финбо — совместно с ортитом, пирофизалитом и иттроцеритом, в Бродбё — с ортитом и бериллом, в Кэрарфвете — с ортитом. В Норвегии на о-ве Хиттерё наблюдается в пегматитах, богатых редкими землями иттриевой группы — в ассоциации с эвксенитом и таленитом [1]; в месторождениях Фрикстада гадолинит составляет 0,013 % от массы пегматита (здесь было найдено скопление гадолинита весом около 500 кг). В Финляндии встречается в пегматитах Лёвбёле [36].

В Польше гадолинит обнаружен в гранитных пегматитах окрестностей Шклярска-Порэмба в ассоциации с ксенотимом, монацитом и фергусонитом [63]. Отмечен в пегматитах Радаутала — в ассоциации с ортитом, ферристыльпноmelаном и асбестом [39]; совместно с ильменитом, фергусонитом, монацитом и ксенотимом обнаружен в Кенигсхайне под Герлицем

(ГДР) (по Хинце), в Чехословакии в Железных горах — в пегматитах с кварцем, ортоклазом и актинолитом, а также в гранитах (по Хинце). В шт. Техас (США) в пегматитах Барингер-Хила наблюдались неправильные массы гадолинита весом до 95 кг; в ассоциации с ним наблюдаются ортит, циртолит, иттриалит и роуландит [64, 65]. В редкоземельных пегматитах Роуд-Рэнча гадолинит сопровождается циртолитом, фергусонитом и биотитом [66, 67]. В шт. Колорадо в микроклиновых пегматитах окр. Чаффи гадолинит наблюдается в ассоциации с эвксенитом, монацитом, ортитом и флюоритом, содержащим редкие земли; совместно с ортитом он встречается в месторождении Девилс-Хед (округ Дуглас). В цериевых пегматитах близ Джеймстауна обнаружены футлярообразные кристаллы гадолинита с церитовыми ядрами [15]. В Канаде в пегматитах Лохборо (провинция Онтарио) гадолинит сопровождается эвксенитом [25]; в некоторых гранитных пегматитах Японии: в Шиндене (преф. Сига), Хурукава (преф. Гифу), Отовадани (преф. Киото) [15, 35]—гадолинит наблюдается с ортитом, цирконом, фергусонитом; в преф. Нагано встречен кальциогадолинит.

В Африке известен в верхней Лигонье (Мозамбик) [68]. В Кутлгонге (Северо-Западная Австралия), где из пегматитов в 1913 г. добыто до 1 т гадолинита, он ассоциируется с касситеритом, монацитом, ортитом, эвксенитом; известен также в австралийских месторождениях Абидос (в гальках с касситеритом, марганеколуंबитом, поликразом, монацитом и спессартином), Булок Уэл (в пегматитовых жилах) и Пайнес Финд [15, 16, 40].

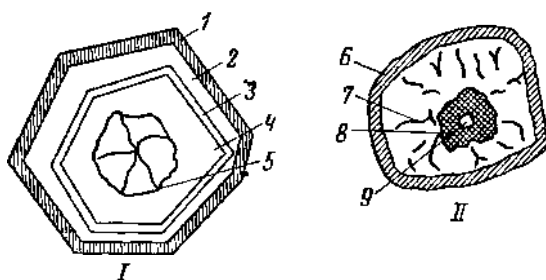
В гранитах некоторых массивов гадолинит является акцессорным минералом. Таковы мезозойские аплиты, аплитовидные и мелкозернистые гибридные граниты Омчикандинского массива на Северо-Востоке Якутии [60]. В Кураминском хребте Тянь-Шаня гадолинит приурочен к лейкократовым гранитам [69]. Спорадически встречается в граните Эльджуртинского массива (Тыны-Ауз) [70].

В мелкозернистых лейкократовых гранитах Заилийского Алатау (Каз. ССР) содержится наряду с цирконом и пироксеном [71].

Описанный Менге [72] гадолинит из гранитов Ильменских гор оказался эцинитом [73]. За рубежом акцессорный гадолинит установлен в гранитах Предаццо (Северная Италия) [74]. В Казахстане обнаружен в амфибол-полевошпатовых метасоматитах экзоконтакта массива биотит-микроклиновых и рибекит-альбитовых гранитов [75]. В Сибири встречен в альбититах и альбит-малакон-рибекитовых жилах в ассоциации с альбитом, микроклином, рибекитом, приоритом, малаконом, фергусонитом, ильменитом в виде рассеянной вкрапленности (1—3 мм) [3]; в отличие от гадолинитов из пегматитов, гадолиниты из альбититов не черные, а светло-зеленые [3]. На Полярном Урале обнаружен в слюдитах близ контакта с флюорит-кварцевыми альбититами в зоне Харбейского антиклинория [27].

В Швейцарии известен в альпийских жилах среди двуслюдяных гнейсов; находится в ассоциации с кварцем, альбитом, мусковитом, адуляром, гематитом (таблитчатым), хлоритом, кальцитом, небольшими количествами ксенотима и монацита и редко встречающимся синхизитом [12, 76]. В гранитах Монторфано (Италия) содержится в трещинах и миароловых пустотах [77, 78], в Ирландии — в траппах Галвея с эпидотом (по Хинце), в Англии близ Ньюкасла — в гранулитах (по Хинце).

Изм. Характерным процессом изменения гадолинита является его метамиктизация. При окислении железа иногда заметно возрастает содержание в гадолините адсорбированной воды, светло-зеленая окраска сменяется светло-коричневой, а затем красно-бурой, происходит увеличение объема минерала, но его кристаллическое строение сохраняется [1]; в некоторых выделениях гадолинита различаются зоны, отличающиеся по степени изменения (фиг. 151). В хрусталеносных пегматитах Восточной Сибири измене-



Фиг. 151. Зональное строение гадолинита из хрусталеносных пегматитов (по Корнетовой)

- | | |
|--|---|
| <i>I</i> — сильно измененный гадолинит: | <i>II</i> — менее измененный гадолинит: |
| 1 — черная блестящая «рубашка», | 6 — черная наружная корочка, |
| 2 — буровато-красное вещество, | 7 — серая плотная полосчатая масса, переходящая в охристую, |
| 3 — опаловидная серая полупрозрачная скорлупка-перегородка («футляр»), | 8 — красно-коричневое полупрозрачное вещество, |
| 4 — оранжево-желтое охристое вещество | 9 — бутылочно-зеленый прозрачный свежий неизмененный гадолинит (релактовый) |
| 5 — радиальные трещины, покрытые пленками окислов Mn, | |

ние гадолинита сопровождалось выносом Be и Y и поглощением воды [13].

Довольно обычно замещение гадолинита смесью аморфных или охристых продуктов желто-красно-бурого цвета, которые характеризуются повышенным содержанием Y и редкоземельных элементов цериевой группы [43].

В пегматитах Сибири аморфные продукты изменения гадолинита представляют смесь торита и минерала со структурой бадделейта [19]. В альбитизированных амазонитовых пегматитах Восточной Сибири корочки гипергенных продуктов на выделениях гадолинита сложены смесью, в которой преобладают гидроокислы Fe и Y - бастнезит (?) [41]. Красновато-желтый охристый продукт изменения гадолинита из гранитных пегматитов определен как нечистый Y-бастнезит ($n \approx 1,70$) [31]. В некоторых месторождениях продуктами изменения гадолинита являются гидротит, тенгерит [64, 79] и β -Be(OH)₂—бехоит [66, 67]. При выветривании в тропическом климате отмечено образование коричневого землистого гадолинита, описанного под названием метагадолинита [40].

В псевдоморфозах по гадолиниту встречено красное коллоидное вещество состава: $m\text{BeO} \cdot n\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{SiO}_2 \cdot q\text{H}_2\text{O}$. Данные анализа: BeO — 9,16, CaO — 1,27, TR₂O₃ — 6,03, Al₂O₃ — 4,98, Fe₂O₃ — 35,06, ThO₂ — 0,10, SiO₂ — 20,04, H₂O — 12,35, п. п. — 14,9%, анал. Казакова. Рентгеноаморфен (после прокаливания дает порошокграмму гётита); уд. вес его 2,03; $n \approx 1,60$ [31].

Искусств. Не получен.

Практ. знач. Может использоваться для получения элементов иттриевой группы.

Отл. Сходен с ортитом и чевкинитом. В отличие от них метамиктный, желатинирует с HCl, но плавится с трудом (кристаллический ортит не желатинирует и легко плавится, чевкинит легко плавится и дает реакцию на Ti). [15]. Под микроскопом от ортита отличается отсутствием плеохроизма. В отраж. свете от рутила, ильменита, колумбита, вольфрамита, эшинита, самарскита и перовскита отличается серой окраской и низкой отражательной способностью; практически не отличим от ортита [33].

Разнов. Выделение разновидностей обосновано недостаточно.

Кальциогадолинит — calciogadolinite (Накаи, 1938) [35]. Содержит 11,91% CaO (хим. анал. 18). Уд. вес — 4,5; n_g — 1,787; n_m — 1,774;

$n_p = 1,765$; плеохроизм: по Ng — темно-бурый, по Nп — светло-желтый; Np — светло-бурый. Встречен в Японии в месторождении Тадати (преф. Нагано).

Ц е р г а д о л и н и т — *cergadolinite*; гадолинит (Ce) — *gadolinite* (Ce), по Левинсону (1966) — содержит до 23,4% Ce_2O_3 (хим. анализ 9).

М е т а г а д о л и н и т — *metagadolinite* (Симпсон, 1951) [40]. Продукт выветривания гадолинита в условиях тропического климата. Коричневый землистый минерал, содержащий H_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 , редкие земли и небольшое количество Be. Предполагаемая формула $(Y, Ce)_2Fe_2^{3+}Si_2O_{10} \cdot 3H_2O$. Изучен совершенно недостаточно.

Межплоскостные расстояния гадолинита из Якутии [5]

FeK α -излучение, D=114,6 мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
001	4	4,65	040 β ; 312 β	2	(2,05)		4	1,277
210	1	4,07 *	212;420	2	2,001	930;060	5	1,243
111;020	1	3,66 *	500	8	1,964		3	1,197
120	1	3,49	040;312	8	1,878		3	1,182
211 β	3	(3,38)	511	8	1,752		3	1,173
211	9	3,13	412	7	1,645	004	2	1,162
310;220	2	2,98	610	6	1,630		1	1,139
021	2	2,93	530;003	6	1,564		6	1,122
121;12 $\bar{1}$	10	2,814	502	1	1,511 *		6	1,099
221	9	2,540	512	1	1,474		2	1,080
130	1	2,44	213;023	}3	1,440		2	1,067
002;410	4	2,34	621				4	1,035
012	2	2,23	441;700	3ш	1,413		2	1,023
031	2	2,20		2	1,372		3	1,011
441;202	2	2,10		2	1,312			

* Отражения часто отсутствуют.

Л и т е р а т у р а

1. Schetelig J. Skrift. Vidensk. selsk., Kristiania, 1922, No. 1, 98.
2. Луц А. Я. Зап. Всес. мип. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 704.
3. Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Иванова Т. И. Геология м-ний редких элементов, 1961, вып. 9, 148.
4. Павлов П. В., Белов Н. В. Кристаллография, 1959, 4, вып. 3, 324.
5. Александрова И. Т., Сидоренко Г. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 66.
6. Данные И. Т. Александровой, 1964.
7. Павлов П. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1957, 114, № 4, 884.
8. Pant A. K., Cruickshank D. W. J. Zs. Krist., 1967, 125, 286.
9. Christ C. Norsk. geol. tidsskr., 1965, 45, N. 4, 423.
10. Ueda T., Korekawa M. Mineral. J., Japan, 1955, 1, 198 (по реферату Chem. Abstr., 1957, 51, 142h).
11. Сүзүгү Кодзо, Симицзу Акио, Като Акира, Мацуо Гэнбитиро. «Тигаку кэнкю», Chigaku. kenkyu., Geosci. Mag., 1967, 18, Nos. 9—10, 270.
12. Parker R. L., de Quervain F., Brandenberger E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1940, 20, N. 1, 11.
13. Корнетова В. А., Казакова М. Е., Александров В. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 76.
14. Бельков И. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 131.
15. Хейнрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1962, 148.
16. Davis B. F. J. Roy. Soc. New South Wales, 1903, 36, 286.

17. *Petersson W.* Geol. för. förhandl., 1890, 12, N. 4, N:o 130, 275.
18. *Лебедева С. И.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 6, 108.
19. *Кудрина М. А., Кудрин В. С.* Геология м-ний редких элементов, 1961, вып. 9, 120.
20. *Liebish Fh.* Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1910, 20, 350.
21. *Zenzen N.* Bull. geol. Inst. Upsala, 1916, 15, 64.
22. *Flink G.* Ark. kemi, min., geol., 1916, 6, N:o 21, 82.
23. *Goldschmidt V.* Zs. Krist., 1908, 45, 494.
24. *Adams J.* Am. Min., 1965, 50, Nos 3—4, 356.
25. *Дудкин О. Б.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1965, вып. 4, 218.
26. *Ахманова М. В., Леонова Л. Л.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 8.
27. *Апельсин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* Тр. ВИМС, нов. сер., 1967, вып. 16, 135, 167, 176 и 177.
28. *Vogt Th.* Skrift. Vidensk. selsk., 1922, 1, 27 и 44.
29. *Eichstädt F.* Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., Bihang, 1885.
30. *Fromme J.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1910, 29, N. 3, 265.
31. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 237.
32. *Mügge O.* Zbl. Min., 1908, 36.
33. *Абрамов Ф. И.* Минеральное сырье, 1937, № 10 11, 48.
34. *Oftedal I.* Norsk. geol. tidsskr., 1964, 44, N. 3, 441.
35. *Nakai T.* Bull. Chem. Soc. Japan, 1938, 13, 591.
36. *Lokka L.* Bull. Comm. geol. Finl., 1950, N:o 149, 8.
37. *Noddack W., Jakobi R.* Zs. anorg., allgem. Chem., 1956, 284, H. 4—6, 208.
38. *Приценко Е. Г.* Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 121.
39. *Eilsworth H. V.* Am. Min., 1932, 17, No. 3, 96.
40. *Simpson E. S.* Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2, 292.
41. *Фельдман Л. Г., Коноплева Н. Б.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 150.
42. *Калита А. П.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 120.
- 42a. *Sakurai K., Nagashima K.* Kobutsugaku Zasshi, 1954, 1, 358 (по реферату Chem. Abstr., 1957, 51, 145h).
43. *Вайнштейн Э. Е., Александрова И. Т., Туранская Н. В.* Геохимия, 1960, № 6, 498.
44. *Белолицкий А. П., Елина Н. А.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 124.
45. *Швей И. В.* Минеральное сырье, 1962, вып. 4, 25.
46. *Швей И. В.* Геология м-ний редких элементов, 1962, вып. 15, 42, 65, 70, 86.
47. *Herr W., Mezz E., Eberhardt P., Signer P.* Zs. Naturforschung, 1958, 13a, 268.
48. *Черник Г.* Зап. Мин. об-ва, 1905, 43, вып. 2, 451.
49. *Леонова В. Д.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 68 (термограммы минералов).
50. *Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 160, 232.
51. *Faessler A.* Zs. Krist., 1942, 104, 82.
52. *Sabatier G.* Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, № 4—6, 1077.
53. *Леонова И. М.* Геохимия, 1966, № 6, 429.
54. *Pellas P. C. R., Paris*, 1953, 236, № 6, 619.
55. *Mügge O.* Zbl. Min., 1922, 721, 753.
56. *Schulz K.* Zbl. Min., 1912, 393.
57. *Ферсман А. Е.* Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 289.
58. *Гинзбург А. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7, 12.
59. *Калита А. П.* Сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965, 280.
60. *Некрасов И. И.* Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 12, 105 и 226.
61. *Крыгина Н. Е.* Тр. Киргизск. комплексн. экспед. АН СССР, 1935, 2, 168.
62. *Афанасьев Г. Д.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20, 102.
63. *Gajda E.* Cz. odolna ekwart. geol., 1960, 4, No. 3, 565 (по реферату Chem. Abstr., 1961, 55, 15229f).
64. *Hess F. L.* Science, 1908, 27, 537.
65. *Landes K. K.* Am. Min., 1932, 17, No. 8, 381.
66. *Ehlmann A. J., Walper J. L., Williams J.* Econ. Geol., 1964, 59, No. 7, 1356.
67. *Ehlmann A. J., Mitchell R. S.* Am. Min., 1970, 55, Nos. 1—2, 1.
68. *Фрейташ А. Ж.* Геология Мозамбика. Перев. с португ. Изд-во «Мир», 1964, 111.
69. *Лисицина Г. А., Босданова В. И., Варшав Г. М., Сиротинича Н. А.* Геохимия, 1965, № 5, 602.
70. *Ляхович В. В., Червинская А. Д.* Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 165.
71. *Мояич В. К.* Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1965, 12, 100.
72. *Menge J.* Schrift. Russ. Ges. 1842, 1, Abt. 2, 105.
73. По данным *Крыжановского В. И.*, 1949.
74. *Emiliani F., Gandolfi G.* Mineralogica et Petrographica Acta, Bologna, 1965, 11, 123.

75. Минева Д. А. Геохимия, 1963, № 12, 1092.
 76. Hüge T. Schweiz. min., petr. Mitt., 1956, 36, Н. 2, 497.
 77. Tassoni E. Atti. (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, I Sem., 1903 (5a), 12, 355.
 78. Strüver G. Atti. R. Accad. Sci. Torino, 1866, 1, 395.
 79. Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Изд-во Львовск. ун-та, 1961, ч. 3.

Недостаточно изученные минералы группы датолита [1]:

Минерал А (Mineral A) предположительно промежуточного состава в ряду $\text{Ca}_2\text{V}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2 - \text{Y}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$. Не назван, так как встречен в очень незначительных количествах, не позволяющих провести полное исследование [1]. Призматические кристаллы и выделения неправильной формы (до 5 мм). Монокл. с.; $a_0 = 9,86$, $b_0 = 7,48$, $c_0 = 4,66 \text{ \AA}$; $\beta = 91^\circ 30'$. По порошкограмме близок к датолиту, но характерно меньшее число линий на порошкограмме; линии недостаточно четкие даже после нагревания до 300—500°. Тв. около 6. Микротвердость 780 кг/мм². Уд. вес 3,78. Цв. зеленовато-серый, часто бесцветный и прозрачный. Бл. жирный. Двусный (—); $n_g = 1,731$, $n_p = 1,720$; $2V = 75^\circ$.

Анализ: BeO — 5,09, CaO — 11,43, FeO — 3,90, V_2O_5 — 10,86, TR_2O_3 — 35,60, SiO_2 — 27,92, TiO_2 — 0,32, ThO_2 — 1,33, H_2O — 3,38; сумма 99,83 (анал. Быкова). Состав близок к $\text{YCaBeBSi}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$ ($\text{V}/\text{Be} = 3/2$).

Состав редкоземельных элементов (в % к их сумме): La — 0,7, Ce — 7,3, Pr — 2,7, Nd — 3,7, Sm — 5,8, Eu — 0,4, Gd — 8,4, Tb — 1,0, Dy — 7,7, Ho — 1,6, Er — 5,5, Tm — 0,6, Yb — 4,4, Lu — 0,3, Y (ориентировочно) — 50.

Встречен в микроклин-арфведсонитовом пегматите среди щелочных сиенитов в Алайском хребте (Тадж. ССР) в виде призматических и неправильной формы выделений. Совместно со стиллуэлитом выполняет промежутки между крупными призматическими кристаллами арфведсонита; в качестве второстепенных минералов в тех же пегматитах встречаются кварц, астрофиллит, циркон и пироклор.

Минерал В (Mineral B) — предположительно безжелезистый аналог гадолинита. Описан Семеновым и др. [1]. Встречено единственное выделение изометричной формы (4×5 мм). Незначительное количество не позволило провести полное исследование минерала. Монокл. с., $a_0 = 10,20$, $b_0 = 7,80$, $c_0 = 4,90 \text{ \AA}$; $\beta = 92^\circ$. Тв. ~7. Микротвердость 1110 кг/мм². Изл. неровный. Уд. вес 3,44. Цв. бледно-розовый. Бл. стеклянный до жирного. Двусный; $n_g = 1,722$, $n_p = 1,708$. Характерно мелкозернистое строение агрегата.

Анализ: BeO — 11,13, MgO — 0,28, CaO — 6,98, FeO — 1,26, Al_2O_3 — 1,50, TR_2O_3 — 26,33, SiO_2 — 32,50, ThO_2 — 1,32; Nb_2O_5 — 3,78, P_2O_5 — 4,95, H_2O — 8,92; сумма 98,95 (анал. Казакова). Состав близок к $\text{Y}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$, но содержит примеси Nb, Ca и P (возможно, изученный материал содержал примесь пироклора). Предполагается, что P и часть Ca входят в структуру минерала, поскольку датолит изоструктурен с фосфатом — гердеритом ($\text{Ca}_2\text{Be}_2\text{P}_2\text{O}_8\text{F}_2$). В составе TR преобладают элементы группы иттрия.

Обнаружен в Туве в альбитизированном участке гранитного пегматита вместе с мусковитом, игольчатым сподуменом и пироклором. Пегматит содержит также акцессорные фергусонит, флюорит, гельвин, касситерит, кальцит.

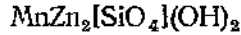
Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И., Дусматов В. Д., Самсонова Н. С. Кристаллография, 1963, 8, вып. 4, 677.

СТРУКТУРА ТИПА ГОДЖКИНСОНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Годжкинсонит $MnZn_2[SiO_4](OH)_2$	Монокл.	8,170	5,31	11,761	95°15'	4,07

Годжкинсонит Hodgkinsonite



Назван по имени М. Е. Ходжкинсона, впервые описанного минерал (Пэлэч, Шэлер, 1913).

Синон. Годжкинсонит, годжкинсонит, ходжкинсонит, хочкинсонит.

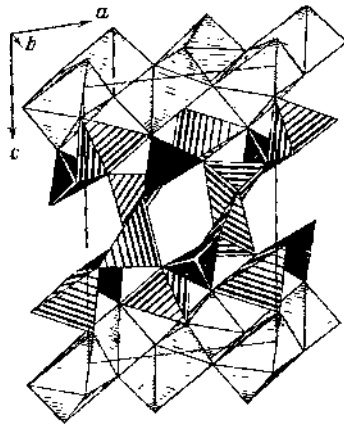
Характ. выдел. Зерна, изредка кристаллы (до 3 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/a$ (Рентцперис, 1958) [1].

a_0	b_0	c_0	β	Ссылка
8,170	5,316	11,761	95°15'	Рентцперис [2]
8,17	5,31	11,76	95 28	Рентцперис [1]
11,71	5,30	8,12	95 15	Робертс, Квудлинг [3]
8,13	5,34	11,71	95 35	Соловьева, Белов [4]

$a_0 : b_0 : c_0 = 1,537 : 1 : 2,212$ [1, 2]; $Z = 4$.

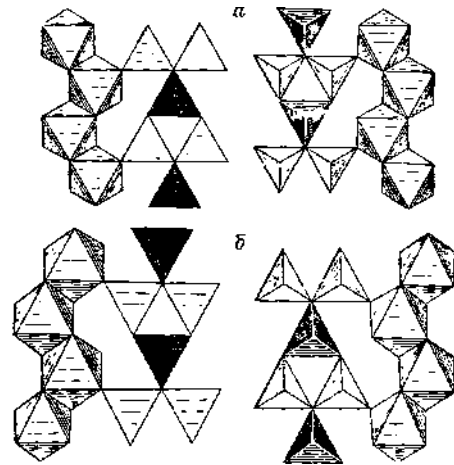
В структуре годжкинсонита [1, 2, 4] Zn находится в тетраэдрической координации. Атомы Si располагаются в изолированных тетраэдрах, атомы Mn — в октаэдрах; пять вершин Mn-октаэдров заняты OH-группами и только одна — атомом кислорода; Mn-октаэдры, имеющие общие ребра, сочленяются в зигзагообразные цепочки, вытянутые по оси b (фиг. 152). Цепочки входят в двухслойную плотнейшую упаковку, плоскости которой параллельны (102). Между цепочками располагаются тетраэдры Zn (двух типов) и Si, соединенные вершинами (фиг. 153). Часть Zn-тетраэдров образует по-



Фиг. 152. Структура годжкинсонита в проекции на (010)

(по Белову)

Октаэдры MnO_6 , тетраэдры SiO_4 и ZnO_4 (двух типов). В центре проекций — «горцы» двух полярных метацепочек

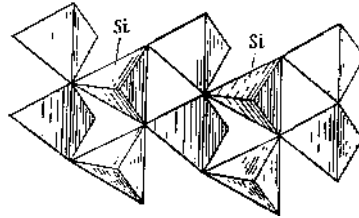


Фиг. 153. Структура годжкинсонита (по Белову)

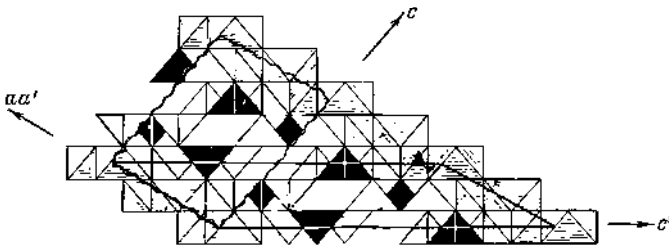
a — нижний слой, b — верхний слой. Между цепочками MnO_6 -октаэдров — две ленты из тетраэдров ZnO_4 (светлые) и SiO_4 (темные)

лярные метацинкатные цепочки $[Zn_2O_6]_\infty$, направленные по оси b и инкрустированные тетраэдрами SiO_4 (фиг. 154). В каждой ячейке содержится две такие цепочки, ориентированные в разные стороны и соединяющиеся через тетраэдры SiO_4 . С обеими цепочками имеют общие вершины ZnO_4 -тетраэдры другого типа. Метацинкатные цепочки вместе с SiO_4 -тетраэдрами объединяются в две полярные метацинкатные цепочки смешанного типа $[ZnSiO_6]_\infty$.

Фиг. 154. Метацинкатная цепочка $[Zn_2O_6]_\infty$ в структуре годжкинсонита, инкрустированная тетраэдрами $[SiO_4]$ (по Белову)



По Соловьевой и Белову [5], структура описывается более просто при $a'_r = 8,13$, $b'_0 = 5,34$, $c'_0 = 20,94$ Å и $\beta = 146^\circ 11'$. В такой ячейке (фиг. 155) выделяются два слоя гексагональной плотнейшей упаковки. В каждом слое между наружными зигзагообразными цепочками, образованными Mn -октаэдрами, тянутся (\parallel оси b) две одинаковые ленты, в которых



Фиг. 155. Плотнейшая упаковка из MnO_6 -октаэдров и SiO_4 -и ZnO_4 -тетраэдров в структуре годжкинсонита (по Белову)

ZnO_4 (светлые) и SiO_4 (темные). Волнистыми и прямыми линиями выделены ячейки двух типов (прямыми линиями ограничена ячейка с двумя слоями плотноупакованных полиэдров)

пары ZnO_4 -тетраэдров чередуются с одиночными SiO_4 -тетраэдрами. В одной ленте вершины тетраэдров обращены «вниз», в другой — «вверх». Ленты каждого слоя объединяются посредством лент выпележащего слоя, сдвинутого влево на один полиэдр. На стыке двух слоев находится метацинкатная цепочка $[Zn_2O_6]_\infty$.

Межатомные расстояния (средние) [2]: в SiO_4 -тетраэдрах $Si - O = 1,626$, $O - O = 2,655$ Å; в ZnO_4 -тетраэдрах $Zn - O = 1,969$ и $1,974$, $O - O = 3,211$ и $3,216$ Å; в MnO_6 -октаэдрах $Mn - O = 2,222$, $O - O = 3,133$ Å.

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,538 : 1 : 1,1075$; $\beta = 95^\circ 25'$ (Пэлэч) [6].

Формы [6—10]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	0°00'	5°25'	<i>F</i> $\bar{2}23$	-27°41'	39°49'
<i>m</i> 110	33 09	90 00	<i>q</i> 552	34 30	52 57
<i>l</i> 210	52 33	90 00	<i>r</i> 221	34 50	69 40
<i>s</i> 011	4 54	48 01	<i>u</i> $\bar{3}22$	-41 48	56 04
<i>o</i> 021	2 27	65 44	<i>B</i> $\bar{5}32$	-51 19	69 23
<i>x</i> $\bar{3}05$	-90 00	18 16	<i>f</i> 211	54 19	62 13
<i>v</i> $\bar{4}03$	-90 00	41 01	<i>g</i> 421	53 27	74 57
<i>w</i> $\bar{2}01$	-90 00	53 30	<i>E</i> $\bar{4}21$	-51 38	74 21
<i>R</i> 401	90 00	71 30	<i>T</i> 11. 5. 1	55 29	84 09
<i>t</i> $\bar{4}01$	-90 00	70 20	<i>z</i> 625	63 12	39 19
<i>H</i> 131	13 50	73 42	<i>y</i> $\bar{3}12$	-62 45	50 25
<i>p</i> 111	36 27	54 00	<i>n</i> 311	61 55	66 58
<i>P</i> $\bar{1}11$	-29 34	51 52			

Частота встречаемости граней: *m*, *s*, *c*, *r*, *o*, *l*, *E*, *v*, *w*, *p*, *P* [11].

<i>mm</i> (110) : ($\bar{1}10$)=66°18'	<i>oo</i> (021) : (0 $\bar{2}1$)=48°46'	<i>ro</i> (221) : (021)=28°11'
<i>ll</i> (210) : (2 $\bar{1}0$)=74 54	<i>rr</i> (221) : (2 $\bar{2}1$)=100 39	<i>rc</i> (221) : (001)=67 03
<i>ss</i> (011) : (0 $\bar{1}1$)=95 34	<i>rm</i> (221) : (110)=20 22	<i>pp</i> (111) : ($\bar{1}11$)=81 22

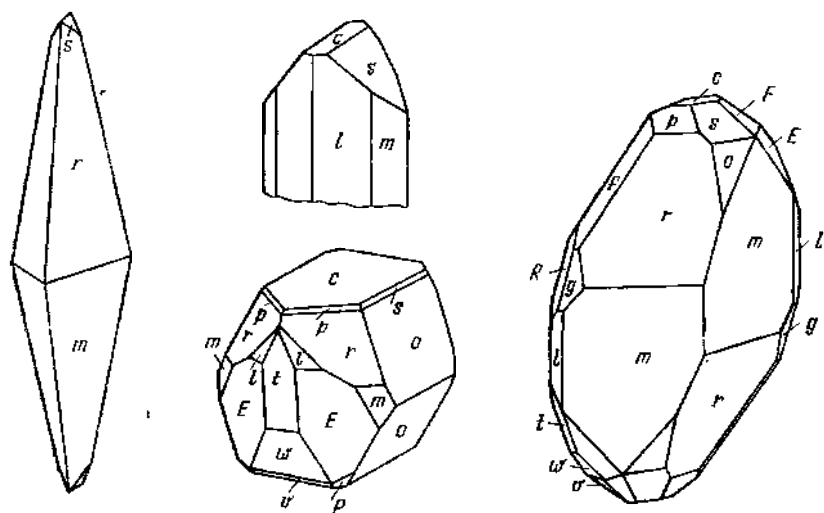
Редкие формы:

a (100) *N* (012) *G* (223) *e* ($\bar{1}.12.6$) *X* (456) *k* (243) *J* (423) *h* (623)
U (320) *Q* (023) *i* (441) *d* (176) *A* ($\bar{2}61$) *Z* ($\bar{2}11$) *L* (423) *M* (621)

Сомнительные формы: *D* ($\bar{8}.11.3$), *C* ($\bar{1}2.5.9$)

Рентгеновское отношение осей отличается от морфологического в два раза большим значением *c*.

Кристаллы хорошо образованные, различного облика (фиг. 156): остро-пирамидальные, призматические по оси *c*, дипирамидальные, изометричные, несколько вытянутые по оси *a*, таблитчатые по (001).



Фиг. 156. Кристаллы готжинсонита, Франклии (по Пэлэчу)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 5. Уд. вес 3,91 [8], 3,99 [3], 4,01 [2] (вычисл. 4,07 [2]). Цвет светло-розовый, красновато-коричневый, желтый. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности алмазный. Черта белая.

Микр. В шлифах окрашен; отчетливо плеохроирует: по *Ng* — бледно-фиолетовый, лавандово-синий, по *Nm* — бесцветный до бледно-голубовато-зеленого, по *Np* — розово-фиолетовый, лавандовый [3, 7]. Двусный (—). Пл. опт. осей (010); $Nm = b$, $cNg = 38^\circ$; $n_g = 1,746$, $n_m = 1,742$, $n_p = 1,724$ (по Ларссону и Берману); $n_g = 1,746$; $n_m = 1,741$, $n_p = 1,720$ [3]; $2V = 50-60^\circ$, дисперсия ясная, $r > v$.

Хим. Теор. состав: $MnO - 22,76$, $ZnO - 52,20$, $SiO_2 - 19,27$, $H_2O - 5,77$.

Анализы:

	MgO	CaO	FeO	MnO	ZnO	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1.	0,04	0,93	—	20,68	52,93	19,86	5,77	100,21
2.	1,02	0,60	—	21,82	51,66	19,00	5,98	100,08
3.	0,52	0,60	0,77	22,70	50,45	19,14	5,40	99,58

1—3 — Франклин (1 — анал. Шлсер, среднее из трех анализов [10]; 2 и 3 — анал. Дженкинс и Бауэр [7]).

Диagni. исп. В кислотах легко растворяется с выделением студневидного кремнезема. П. п. тр. сплавляется в коричневую эмаль. При нагревании в закрытой трубке выделяет воду, распадается на тонкие пластинки и приобретает коричневый цвет [7, 10].

Нахожд. Известен лишь в месторождении Франклин (шт. Нью-Джерси, США). Образует неправильные скопления и тонкие прослойки в жильных виллемит-франклинитовых рудах. На стенках полостей наблюдаются хорошо образованные кристаллы (до 2,5 см). Ассоциируется с виллемитом, франклинитом, баритом, тефритом, реже — с самородной медью, кальцитом и пирокситом [7—10].

Межплоскостные расстояния годжкинсонита из Франклина [3]
CuK α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i> *	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
210	30	3,931	410	65	2,567	50	1,775
102	25	3,735	$\bar{1}21$	40	2,483	45	1,753
$\bar{2}11$	30	3,636	$\bar{1}13$; 013	50	2,407	30ш	1,727
$\bar{2}02$	25	3,498	113	55	2,327	30	1,688
012	50	3,227	$\bar{2}13$	30	2,306	50	1,654
112	30	3,056	$\bar{4}12$	15	2,256	60	1,594
$\bar{3}11$	40	3,015	122; 213	40	2,164	85	1,547
$\bar{3}02$	90	2,957	$\bar{5}11$; $\bar{2}22$	60	2,115	45ш	1,524
311	100	2,864	004	30	2,033	50	1,495
212	30	2,744		50	1,950	45ш	1,470
302	25	2,691		40	1,893	55	1,428
020	30	2,654		55	1,823	65	1,412
$\bar{3}12$; 120	50	2,583					

* Индексировано по ASTM, 15—28С.

Л и т е р а т у р а

1. Rentzeperis P. J. Acta cryst., 1958, 11, 448.
2. Rentzeperis P. J. Zs. Krist., 1963, 119, H. 1—2, 117.
3. Roberts W. M. B., Quodling F. M. Min. Mag., 1962, 33, No. 259, 343.

4. Соловьева Л. П., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 152, № 2, 327.
5. Соловьева Л. П., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 153, № 4, 835.
6. Palache C. Zs. Krist., 1914, 53, 676.
7. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 1.
8. Palache C., Shaller W. T. J. Washington Acad. Sci., 1913, 4, 153.
9. Palache C. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 297.
10. Palache C., Schaller W. T. Zs. Krist., 1914, 53, 530.
11. Hardie L. A., Munoz J. L., Donnay G., Donnay J. D. H. Am. Min., 1964, 49, Nos. 3—4, 415.

СТРУКТУРА ТИПА ЭВКЛАЗА

ГРУППА ЭВКЛАЗА

	Связгония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Эвклаз $\text{AlBe}[\text{SiO}_4]\text{OH}$	Монокл.	4,76	14,29	4,62	$100^\circ 15'$	3,1
[Бериллит] $\text{Be}_3(\text{SiO}_4)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$?	—	—	—	—	2,2

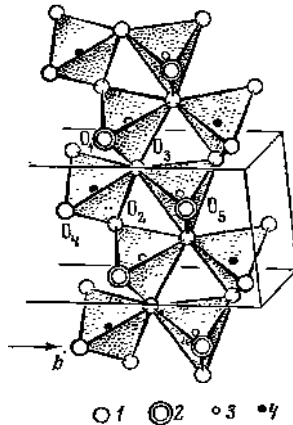
Бериллит, сингония, параметры элементарной ячейки и структура которого не определены, помещен в одну группу с эвклазом условно, как близкий по составу.

Эвклаз *Euklase*
 $\text{AlBe}[\text{SiO}_4](\text{OH})$

Привезен в Европу перуанцем Домби в 1785 г. (месторождение неизвестно). Название дано Аюи в 1799 г. [1] и происходит от греч. *ευ* (*eu*) — легко и *κλάσις* (*klasis*) — обламывание (по совершенной спайности).

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 4,763$, $b_0 = 14,29$, $c_0 = 4,618$ Å; $\beta = 100^\circ 15'$ (Мроз, Эплмен, 1962) [2]. Эта установка ($c_0 < a_0$)



Фиг. 157. Структура эвклаза
 (по Мроз и Эплмену)
 1 — O, 2 — OH, 3 — Ba, 4 — Si

отличается переменной осью a и c от установок Госнера и Мусгнуга [3], а также Бискоу и Уорна [4], принимавших установку Гольдшмидта: $a_0 = 4,63$, $b_0 = 14,27$, $c_0 = 4,76$ Å; $\beta = 100^\circ 16'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,324 : 1 : 0,337$; для кристалла из Минас Жераис: $a_0 = 4,64$, $b_0 = 14,33$, $c_0 = 4,72$ Å; $\beta = 100^\circ 16'$ [3]; для кристалла из Мозамбика: $a_0 = 4,62$, $b_0 = 14,31$, $c_0 = 4,77$; $\beta = 100^\circ 15'$ [5]; $Z = 4$.

Структура впервые была определена Бискоу и Уореном [4], затем уточнена Мроз и Эплменом [2]. По их данным (фиг. 157), структура эвклаза состоит из зигзагообразных цепочек $[\text{Be}_2(\text{OH})_2(\text{SiO}_4)_2]_n^{16n-}$. С атомом Be связана одна группа OH (расстояние Be — OH = 1,68 Å) и три атома O (Be — O = 1,60—1,64 Å), общие с одним SiO_4 -тетраэдром и двумя смежными $\text{BeO}_3(\text{OH})$ -тетраэдрами; тетраэдры SiO_4 цепочек не связаны между собой, они имеют общие вершины со смежными $\text{BeO}_3(\text{OH})$ -тетраэдрами. В элементарной ячейке имеются две кристаллографически эквивалентные цепочки, ориентированные параллельно [100] (в установке Мроз и Эплмена; параллельно оси *c* морфологической установки); на период *b* приходится две цепочки. Цепочки связаны атомами Al в октаэдрической координации (пять расстояний Al — O = 1,86—1,93 Å и одно Al — OH = 1,85 Å).

Структура эвклаза близка к структуре вьюриненита ($\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}$) $\text{Be}(\text{PO}_4)(\text{OH})$ [2]. Мотив BeO_4 -тетраэдров в цепочках, а также цепочки AlO_6 -октаэдров сближают структуру эвклаза со структурой пироксенов [6].

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$; $a : b : c = 0,3237 : 1 : 0,3332$; $\beta = 100^\circ 16'$ (Шабус, 1854; по Гольдшмидту и Хинце). Характерно обилие граней.

Главные формы (по Гольдшмидту и [7—14]):

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	90°00'	10°16'	<i>n</i> 011	28°32'	20°46'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>o</i> 021	15 12	34 36
<i>a</i> 100	90 00	90 00	<i>r</i> 111	74 48	51 49
<i>L</i> 130	45 54	90 00	<i>d</i> $\bar{1}$ 11	—68 56	42 49
<i>s</i> 120	57 30	90 00	<i>i</i> 141	42 38	61 06
<i>l</i> 340	66 59	90 00	<i>u</i> 121	61 30	54 23
<i>m</i> 110	72 20	90 00	<i>f</i> 131	—40 52	52 53
<i>h</i> 650	75 08	90 00			

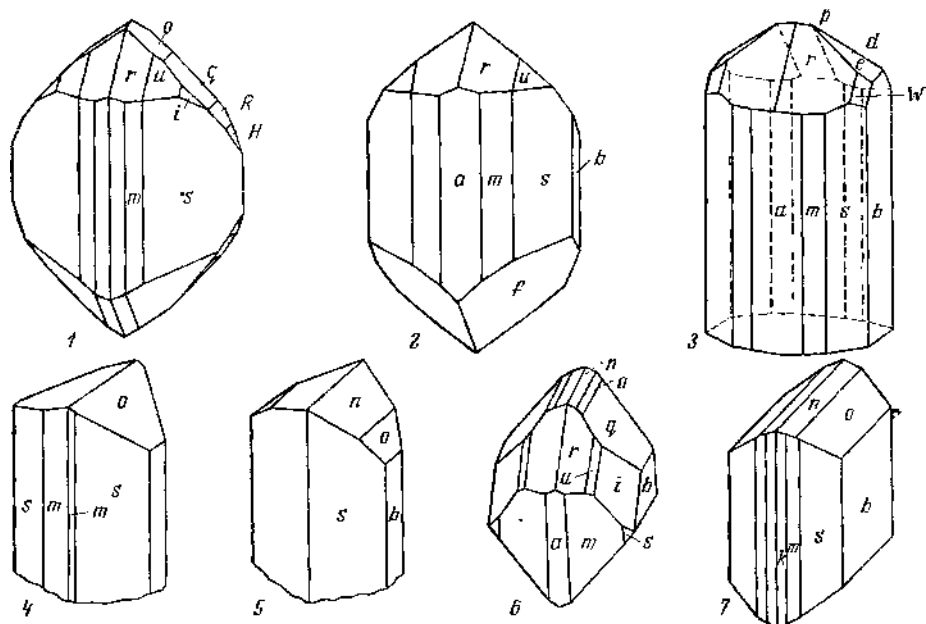
<i>mm</i> (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 35°20'	<i>nb</i> (011) : (010) = 71°51'	<i>rb</i> (111) : (010) = 78°07'
<i>ss</i> (120) : ($\bar{1}\bar{2}0$) = 65 00	<i>ob</i> (021) : (010) = 56 44	<i>dd</i> ($\bar{1}$ 11) : ($\bar{1}\bar{1}$ 1) = 28 17
<i>nn</i> (011) : ($\bar{0}\bar{1}\bar{1}$) = 36 18	<i>rr</i> (111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) = 23 48	<i>da</i> ($\bar{1}\bar{1}$ 1) : ($\bar{1}\bar{0}0$) = 50 37
<i>oo</i> (021) : ($\bar{0}\bar{2}\bar{1}$) = 66 31	<i>ra</i> (111) : (100) = 40 40	<i>db</i> ($\bar{1}\bar{1}$ 1) : (010) = 75 51

Менее обычные формы (по Гольдшмидту):

α 590	ϵ 410	<i>z</i> $\bar{1}$ 04	<i>a</i> $\bar{1}$ 12	141	<i>v</i> 323	<i>w</i> $\bar{1}$ 73
β 230	<i>q</i> 031	<i>g</i> $\bar{1}$ 02	<i>н</i> $\bar{2}$ 21	\bar{W} 131	<i>b</i> $\bar{1}$ 42	<i>x</i> $\bar{1}$ 82
δ 320	<i>R</i> 041	<i>p</i> $\bar{1}$ 01	σ 155	252	$\bar{0}$ $\bar{1}$ 21	<i>c</i> $\bar{1}$ 52
<i>k</i> 210	<i>H</i> 061	<i>U</i> 332	λ 151	<i>A</i> 124	<i>e</i> $\bar{2}$ 31	

Редкие и сомнительные формы (по атласу Гольдшмидта):

1.12.0	490	<i>Q</i> 9.10.0	310	η 16.1.0	0.25.9	456	$\bar{3}$.10.3
3.35.0	13.25.0	15.16.0	510	18.1.0	051	454	<i>m</i> $\bar{5}$ 93
1.10.0	10.19.0	20.19.0	610	$\bar{\phi}$ 20.1.0	0.33.1	22.25.22	$\bar{2}$ 9.50.29
3.28.0	350	12.11.0	710	23.1.0	$\bar{2}$ 01	12.13.12	<i>y</i> $\bar{6}$.10.1
190	11.18.0	980	810	047	1.41.31	24.25.24	μ $\bar{2}$ 11
170	580	870	ζ 910	0.10.7	1.38.1	11.10.11	$\bar{6}$ 56
160	570	540	11.1.0	<i>O</i> 0.11.6	161	Ψ $\bar{1}$ 97	$\bar{7}$ 57
150	450	430	23.2.0	0.13.6	\bar{g} 6.17.4	$\bar{1}$ 71	$\bar{6}$ 43
140	560	10.7.0	12.1.0	0.13.5	494	$\bar{2}$.14.5	ω $\bar{1}$ 0.6.5
270	γ 670	530	25.2.0	0.30.11	14.25.14	$\bar{2}$.13.4	$\bar{8}$ $\bar{1}$ 2.3.1
4.11.0	780	15.1.0	<i>F</i> 0.11.4	13.17.13	<i>D</i> $\bar{1}$ 62		



Фиг. 158. Кристаллы эвклаза

1 — Урал (по Кокшарову); 2 — Бразилия (по Шабусу); 3 — Восточная Сибирь (по Яковлевской); 4 и 5 — УССР (по Калужной и Калужному); 6 — Восточные Альпы (по Майксеру); 7 — Колорадо (по Шарлу)

Морфологическая установка отличается от рентгеновской установки Мроз и Эплмена перестановкой осей a и c .

Кристаллы призматические, несколько удлиненные по оси c (фиг. 158), реже — толстотаблитчатые по (010). Характерна вертикальная штриховка в зоне призм.

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100), (001) и (101) несовершенная. Изл. мелкокоралковый. Тв. $7\frac{1}{2}$. Микротвердость 1109—1242 кг/мм^2 [11, 15]. Уд. вес 2,99—3,13 (вычисл. 3,115). Цв. бесцветный, белый, синий, светло-зеленый, голубовато-зеленый, желтовато-зеленый, желтый, иногда изумрудно-зеленый; зеленый цвет обусловлен изоморфной примесью Cr^{3+} , замещающего Al^{3+} [16]. Бл. стеклянный, на изломе иногда жирный. Прозрачен или просвечивает; эвклаз с включениями чешуек хлорита и мусковита иногда непрозрачен.

Некоторые кристаллы при трении и сдавливании электризуются. Инфракрасный спектр содержит большое число полос поглощения в области $850\text{—}420\text{ см}^{-1}$ [12, 17—19]; это позволяет сделать вывод об отсутствии в эвклазе водородных связей [20].

Микр. В шлифах бесцветный, светло-зеленый или светло-голубой. Интенсивно окрашенный в толстых шлифах плеохроирует в голубовато-зеленых и желтовато-голубых тонах. У некоторых кристаллов плеохроизм обнаруживается невооруженным глазом [21]; причиной этого, по Илюхи-ну и др. [22], является нарушение плотнейшей упаковки — различные расстояния Al—O и Al—OH в структуре эвклаза.

Двуосный (+). Опт. свойства в общем постоянны. Пл. опт. осей (010). $N_m = b$, $cNg = 38\text{—}45^\circ$; $n_g = 1,670\text{—}1,675$, $n_m = 1,652\text{—}1,661$, $n_p = 1,647\text{—}1,652$; $n_g - n_p = 0,022\text{—}0,023$; $2V = 45\text{—}49^\circ$.

Хим. Теор. состав: $\text{BeO} - 17,28$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 35,18$, $\text{SiO}_2 - 41,34$, $\text{H}_2\text{O} - 6,20$. В эвклазе из Мозамбика (оригинал хим. анализа 8) установлены: $\text{Ga}_2\text{O}_3 - 0,013$, $\text{GeO}_2 - 0,026\%$ [5], в Якутском $0,084\%$ Ge [11].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Li_2O	—	0,001	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0,09	0,13	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,24	0,14	—	—	—	—	—	—
BeO	16,17	16,60	17,53	16,68	16,97	17,21	17,32	17,25
MgO	0,16	0,40	—	—	—	—	—	—
CaO	1,96	1,27	0,20	—	0,14	—	—	—
FeO	—	—	—	—	1,03	—	—	—
Fe_2O_3	0,10	0,25	0,47	—	—	—	—	—
Al_2O_3	34,98	34,16	33,30	34,54	34,07	34,61	34,27	35,00
SiO_2	39,95	40,80	42,20	42,78	41,63	41,30	41,98	41,20
TiO_2	сл.	не обн.	—	—	—	—	—	—
SnO_2	—	—	—	—	0,34	—	—	—
P_2O_5	—	0,14	—	—	—	—	—	—
H_2O	5,70	5,70	6,50	6,00	6,04	5,63	5,70	6,40
F	0,65	0,80	—	—	0,38	—	—	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	—	0,09
Сумма	(100,00)	100,39	100,20	100,00	100,60	98,75	99,27	99,94
$-\text{O}=\text{F}_2$	0,27	0,35	—	—	0,16	—	—	—
Сумма	99,73	100,04	—	—	100,44	—	—	—
Уд. в.	3,06	3,13	3,06	—	3,09	3,05	—	3,09

1 — Дальний Восток, анал. Синюгина, Юрченкова; в оригинале сумма 100,04 [15]; 2 — Средняя Азия, анал. Стрельникова [13]; 3 — Якутия, анал. Казакова [11]; 4 — Восточная Сибирь, анал. Молева [12]; 5 — Бразилия, анал. Дамур [23]; 6 и 7 — Кольсва, Швеция, по Мартенсову [24]; 8 — Альто Лигона, Мозамбик, анал. Кворинг [5].

Диagn. исп. Нерастворим в кислотах. П. п. тр. с трудом сплавляется в белую эмаль. Характерна реакция на Be с хиализарином.

Повед. при нагр. Кривая нагревания эвклаза имеет отчетливый эндотермический прогиб при 1012° , связанный с потерей воды и разрушением кристаллической решетки [2]. При 1100° образуются две фазы — силлиманит и тридимит [15].

Нахожд. Редкий минерал гранитных пегматитов, некоторых высокотемпературных кварцевых жил, грейзенов и альпийских жил. Известен в ассоциации с берtrandитом и фенакитом в бериллоносных пегматитах Кольсвы (Швеция) [24], в берилло-танталитовых пегматитах Альто Момоз (Эквадор) [25], в пегматитах Кашмира (Индия) [26] и Гёрлица (ГДР) [8], Лукангаи (Танзания) [14]. В пегматитах Ивеланда (Норвегия) [27] эвклаз с берtrandитом, мусковитом, кварцем и альбитом образует псевдоморфозы по бериллу. На руднике Намхерере в Анколе (Уганда) эвклаз ассоциируется с бериллом (являясь продуктом его изменения) в мусковит-кварц-каситеритовой жиле среди филлитов [28]. Встречен в грейзенах: кварц-турмалин-топазовых [29], слюдисто-флюоритовых с турмалином, бериллом, хризобериллом, фенакитом, кальцитом и др. [13, 15, 30, 31], в кварц-мусковитовых и кварц-мусковит-флюоритовых с берtrandитом [8]. В Восточной Сибири обнаружен в слюдистых метасоматических образованиях по гранит-порфирам и скарированным доломитам с флюоритом, кальцитом, турмалином. В кварц-хлоритовых телах с гематитом и пиритом в зонах дробления

среди гранитов встречается в Якутии [11]. В Бразилии в Вьяла Рика наблюдается в хлоритовых сланцах с топазом [32]. Характерен для альпийских жил среди гнейсов и хлоритовых сланцев; ассоциируется с горным хрусталем, периклином, рутилом, кальцитом, анкеритом и др. [33—38].

Встречается в золотоносных россыпях по р. Каменка (Урал) наряду с топазом, корундом, кианитом, аметистом и др. [7, 39]. Обнаружен в алмазоносных песках Сан Изабель (Бразилия) [40], в россыпях Потаро (Британская Гвиана) [32].

Практ. знач. Прозрачный эвклаз может использоваться как драгоценный камень.

Межплоскостные расстояния эвклаза из Вьяла Рика *
FeK α -излучение, D=114,59 мкм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	100	7,15	121	35	2,773	6	1,952
001	6	4,547	131	25	2,543	2	1,924
110	4	4,457	150	35	2,444	18	1,880
011	2	4,331	060	2	2,384	2	1,865
021	35	3,836	200	10	2,347	6	1,790
040	14	3,576	012	2	2,279	4	1,778
$\bar{1}11$	4	3,493	$\bar{2}01$	14	2,252	2	1,748
130	4	3,342	$\bar{1}12$	2	2,182	2	1,720
031	4	3,292	061	4	2,111	2	1,690
$\bar{1}21$	50	3,219	151	10	2,074	10	1,675
111	4	2,943	$\bar{2}31$	2	2,040	10	1,664
$\bar{1}31$	4	2,871	$\bar{1}32$	6	2,003	2	1,647
041	4	2,811		18	1,991		

Также 42 дополнительные линии до 1,000

* ASTM, 14—65.

Л и т е р а т у р а

1. Haüy R. J. J. des Mines, 1799, 5, No 28, 258.
2. Mrose M. E., Appleman D. E. Zs. Krist., 1962, 117, 16.
3. Gossner B., Mussgnug F. Zs. Krist., 1929, 70, 171.
4. Bischof J., Warren B. E. Zs. Krist., 1933, 88, 292.
5. Knorring O., Sahama T. G., Saari E. Bull. Comm. géol. Finl., 1964, No. 215, 143.
6. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 29.
7. Кошкин И. И. Матер. для минералогии России, 1858, ч. 3, 97; 1862, ч. 4, 51.
8. Sharp W. N. Am. Min., 1961, 46, Nos. 11—12, 1505.
9. Meixner H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1957, H. 3, 246.
10. Калюжная К. М., Калюжный В. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 136.
11. Егоров И. Н. ДАН СССР, 1967, 172, № 2, 433; Носикова М. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 223.
12. Комарова Г. Н., Рудницкая Е. С., Яковлевская Т. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 9, 96.
13. Апполонов В. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 168.
14. McKie D. Rec. Geol. Surv. Tanganyika, 1955, 5, 81.
15. Носикова М. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 223.
16. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 129; Сб. «Спектроскопия кристаллов». Изд-во «Наука», 1966, 165.
17. Delavry C. Advances Molec. Spectrosc., 1962, 2.
18. Плюснина И. И. Геохимия, 1963, № 2, 158.
19. Moenke H. Mineralspektren. Akad. Verlag., Berlin, 1962.
20. Hanisch K., Zemann J. N. Jb. Min., Monatsh., 1966, H. 11, 346.
21. Szabo J. V. Földt. Közlöny, 1898, 28, H. 14—19, 98.
22. Илюхин В. В., Секуридов Л. Т., Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 2, 126.
23. Damour A. C. R., Paris, 1855, 942.
24. Mariensson C. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94 (Festband Ramdohr), 2-te Hälfte, 1248.
25. Da Silva R. R. Bol. Inst. geol. Brasil., 1961, No. 1, 5.

26. Iyer L. A. N. Bull. Geol. Surv. India, Ser. A, 1961, No. 18, 75.
 27. Strand T. Norsk. geol. tidsskr., 1953, 31, H. 1, 1.
 28. Gallagher M. J., Hawkes J. R. Bull. Geol. Surv. Great Britain, 1966, No. 25, 59.
 29. Kingsbury A. W. V. Min. Mag., 1958, 31, No. 240, 815.
 30. Гетманская Т. И., Нсвицкова М. И. Геология м-ий редких элементов, 1966, вып. 30, 117.
 31. Говоров И. Н., Благодарова Н. С. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1959, вып. 10, 95.
 32. Bauer M. Edelsteinkunde, 1932, 563.
 33. Brezina A. Verh. d. Geol. R. A. Wien, 1884, 388.
 34. Koechlin P. Ann. Naturhist. Mus., Wien, 1886, 1, 237.
 35. Koechlin R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1905, 24, 329.
 36. Becke F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1881, 4, 147.
 37. Brendler W. Tscherm. min., petr. Mitt., 1956, 5, H. 4, 429.
 38. Himmelbauer A. Fortschr. Min., 1939, 23, 82.
 39. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. 1920, 1, 83.
 40. Dürrfeld V. Zs. Krist., 1910, 47, 372.

Бериллит Beryllite

$$\text{Be}_3(\text{SiO}_4)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$$

Назван по высокому содержанию бериллия (Кузьменко, 1954).

Характ. выдел. Мелкие сферолиты (2—3 мм), натсные образования, корки [1, 2], порошковатые выделения [3].

Структ. и морф. крист. Сигнония не известна (ромбическая?). Строение агрегатов тонковолокнистое [1].

Физ. св. Тв. 1. Уд. вес (ловозерского) 2,196. Цв. белый. Бл. шелковистый.

Микр. Двуосный (—). Погасание прямое, удлиненное (+). У ловозерского бериллита: $n_g = 1,560$, $n_m = 1,553$, $n_p = 1,541$; $n_g - n_p = 0,019$, $2V$ меньше 45° [1]; у гренландского $n = 1,50-1,52$. Двупреломление $\geq 0,01$ [3].

Хим. Теор. состав: BeO — 43,86, SiO₂ — 35,10, H₂O — 21,04. Формула по Кузьменко [1] $\text{Be}_3\text{SiO}_4(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, по Борнеман-Старынкевич [4] (с учетом ряда примесей) — $\text{Be}_3[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot 6\text{Be}(\text{OH})_2$ или $\text{Be}_3[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot 7\text{Be}(\text{OH})_2$, по Беусу — $\text{Be}_3[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [5]. В гренландском бериллите общее содержание воды колеблется в пределах 35,8—19,1% при постоянном отношении Be : Si = 3 : 1 [3].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	2,42	—	—	SiO ₂	34,10	31,0	30,7
BeO	40,00	38,0	39,2	TiO ₂	сл.	сл.	сл.
MgO	сл.	—	—	H ₂ O ⁺	18,95	22,7	22,0
CaO	0,50	—	—	H ₂ O ⁻	3,25	6,8	5,6
Al ₂ O ₃	1,63	—	—				
Fe ₂ O ₃	0,12	0,2	0,4	Сумма	(100,97)	98,7	97,9

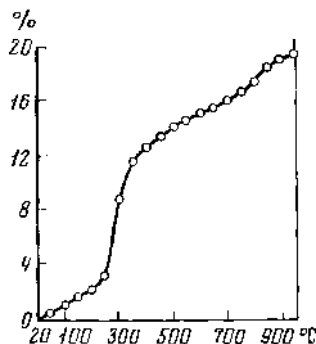
1 — Ловозерские тундры, анал. Казакова, в оригинале сумма 100,47 [1];
 2 и 3 — Илимсаук, анал. Соренсен (2 — из образцов с чкалолитом, 3 — из образцов с соренсенитом) [6].

Спектральным анализом в ловозерском бериллите обнаружены небольшие количества Ba, Mn, P и Cu.

Повед. при нагре. [1, 3]. Как показывает кривая обезвоживания (фиг. 159), выделение воды начинается при относительно низких температурах и продолжается до 900°; в интервале 250—350°, по-видимому, выделяется

цеолитная вода. На кривой нагревания имеется эндотермический прогиб с максимумом 380° [1].

Наход. Очень редок. Впервые найден в Ловозерском массиве в натролит-альбитовой пегматитовой жиле, которая залегает в эгириновых лужавритах и генетически связана с пойкилитовыми содалитовыми (гакманитовыми) сиенитами. Бериллит приурочен к центральной части жилы, ассоцииру-



Фиг. 159. Кривая обезвоживания ловозерского бериллита (по Кузьменко)

ется с мелкозернистым альбитом и с эпидидимитом, за счет которого образовался; наблюдается в пустотах среди выделений альбита, берtrandита, реже — натролита [1, 7]. В нефелин-сиенитовом массиве Илимаусак в Южной Гренландии входит в состав пегматоидной меланократовой породы [6]; в том же массиве обнаружен также в пустотах жил, богатых анальцимом; помимо последнего, тесно ассоциируется с соренсенитом или с чкаловитом и эпидидимитом [3].

Отл. От сходного берtrandита отличается более низкими показателями преломления, меньшим углом $2V$ и меньшим уд. весом.

Межплоскостные расстояния бериллита из Ловозерского массива [1]

$\text{FeK}_{\alpha\beta}$ -излучение $D=57,9$ мм

l	$d(\text{Å})$	l	d	l	d	l	d	l	d
5	6,43	3	2,50	1	1,754	1	1,396	4	1,221
10	4,01	10	2,34	6	1,703	8	1,351	4	1,171
9	3,64	2	2,20	1	1,649	1	1,333	5	1,151
7	3,39	7	2,12	2	1,599	1	1,308	3	1,121
7	3,19	7	2,03	4	1,547	5	1,287	2	1,078
	2,90	7	1,937	1	1,451	2	1,259	1	1,071
3	2,66	5	1,807						

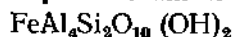
Л и т е р а т у р а

1. Кузьменко М. В. ДАН СССР, 1954, 99, № 3, 451.
2. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 105.
3. Andersen S. Medd. Grønland, 1967, 181, Nr. A, 11.
4. Борнemann-Старыкович И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 349.
5. Бейс А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
6. Semenov E. I., Gerasimovsky V. I., Maksimova N. V., Andersen S., Petersen O. V. Medd. - Grønland, 1965, 181, Nr. 1, 1.
7. Шилин Л. Л., Семенов Е. И. ДАН СССР, 1957, 112, № 2, 325.

СТРУКТУРА ТИПА СТАВРОЛИТА

Синго- ния	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Ставролит $\text{FeAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ Монокл.	7,87	16,62	5,66	90°	3,69

Ставролит Staurolite



Название от греч. $\sigma\tau\alpha\upsilon\rho\acute{\omicron}\varsigma$ (стаuros) — крест и $\lambda\acute{\iota}\theta\omicron\varsigma$ (литос) — камень, по крестовидной форме двойников (Деламетри, 1792).

Синон. Крестовый камень — *pietre-de-croix* (Робинс, 1751), *cross-stone*, крестовидный шери — *schorl cruciforme* (Роше де Лиль, 1772), гренатит — *granatite*, гранатит — *granatite* (Сосюр, 1796), ставролит — *staurolite* (Аюн, 1801).

Ксантолит — *xantholite* (Хедл, 1879), согласно Лакруа (1886) — ставролит, проросший слюдой.

Разнов. Лусакит, цинкставролит, нордмаркит.

Характ. выдел. Короткопризматические кристаллы (до 8—10 см) и крестообразные двойники, зерна, зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. (псевдоромбич.); C_{2h}^3 — $C2/m$; $\beta = 90 \pm 3^\circ$ (Хёртс, Донэй, 1956) [1].

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	М-ние	Ссылка
7,87	16,62	5,66	0,473:1:0,340	Швейцария	[2—4]
7,84	16,55	5,64	0,473:1:0,341	Сен-Готтард	[2—4]
7,86	16,56	5,67	0,471:1:0,338	Фенви-Каунти	[1]
7,88	16,64	5,67	0,474:1:0,341	Дактаун, Теннесси	[1]
7,87	16,72	5,68	0,471:1:0,340	Намиб, Африка	[1]
7,83	16,62	5,65	0,471:1:0,340	Монте Кампине	[5]
7,88	16,65	5,66	0,473:1:0,341	Замбия (лусакит)	[6]
7,872	16,624	5,657	0,473:1:0,340	Джорджия (цинкставролит)	[7]
7,82	16,52	5,63	0,473:1:0,341	Африка, Короба	[8]

$Z = 4$ [2].

Структура (фиг. 160) представляет собой упорядоченное чередование в направлении оси b (в пределах кубической плотнейшей упаковки атомов O) слоев кианитовой структуры — цепочек из AlO_6 -октаэдров, соединенных

Фиг. 160. Структура ставролита в проекции на (001)

(по Нарай-Сабо и Сасвари)

Ячейка кианита выделена пунктирной линией;

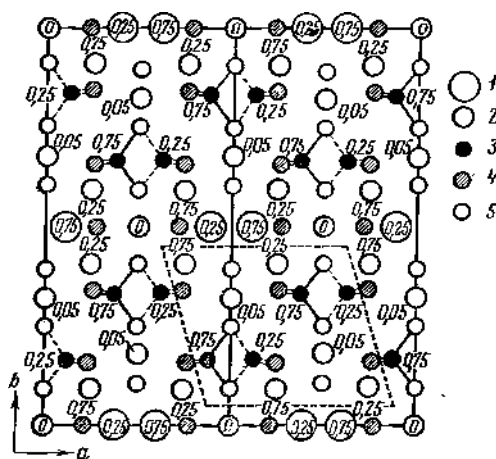
1 — Fe,

2 — Al,

3 — Si,

4 — O на уровнях $z=0$ и $0,5$;

5 — O на уровнях $z=0,25$ и $-0,75$



друг с другом одиночными SiO_4 -тетраэдрами и AlO_6 -октаэдрами, и слоев $\text{AlFe}_2\text{O}_3(\text{OH})$, построенных из соединенных вершинами FeO_4 -тетраэдров и AlO_6 -октаэдров [2–4]. В слоях $\text{AlFe}_2\text{O}_3(\text{OH})$ имеются дополнительные октаэдрические положения, занятые преимущественно Fe и Mg и имеющие общие грани с FeO_4 -тетраэдрами. Распределение изоморфных атомов (Al, Mg, Fe), (Fe, Mg, Al) и (Si, Al) по соответствующим структурным положениям упорядочено. Именно из-за распределения катионов симметрия структуры при ортогональной ячейке понижается до моноклинной.

Данные инфракрасной спектроскопии указывают на полное или почти полное отсутствие водородной связи [8]. Межатомные расстояния, по уточненным данным Смита [2]: Si — O = 1,637–1,651 при среднем 1,641; Fe — O в тетраэдрах 2,046, 2,043 и 1,972, среднее 2,02; в октаэдрах Al_I — O = 1,926–1,942, среднее 1,911; Al_{II} — O = 1,867–1,930, среднее 1,907; Al_{III} — O = 1,855 и 2,060 Å.

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,471 : 1 : 0,340$; $\beta = 90^\circ$ (по рентгеновским данным).

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	l 041	0°00'	53°40'
b 010	0°00'	90 00	β 103	90 00	13 30
a 100	90 00	90 00	f 101	90 00	35 46
w 130	35 14	90 00	r 201	90 00	55 14
y 230	54 42	90 00	γ 401	90 00	70 52
m 110	64 44	90 00	s 111	64 44	38 32
q 021	0 00	34 13	z 231	54 42	60 28
x 031	0 00	45 34			

mm (110) : $(\bar{1}\bar{1}0) = 50^\circ 32'$

ff (101) : $(\bar{1}01) = 71^\circ 32'$

ll (041) : $(0\bar{4}1) = 107^\circ 20'$

lm (041) : (110) = $69^\circ 53'$

qr (021) : (201) = $61^\circ 52'$

qm (021) : (110) = $76^\circ 07'$

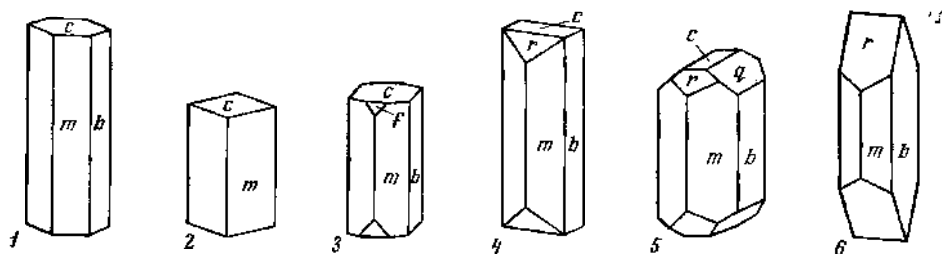
ss (111) : $(1\bar{1}\bar{1}) = 30^\circ 51'$

sm (111) : (110) = $51^\circ 28'$

Недостоверна α (105).

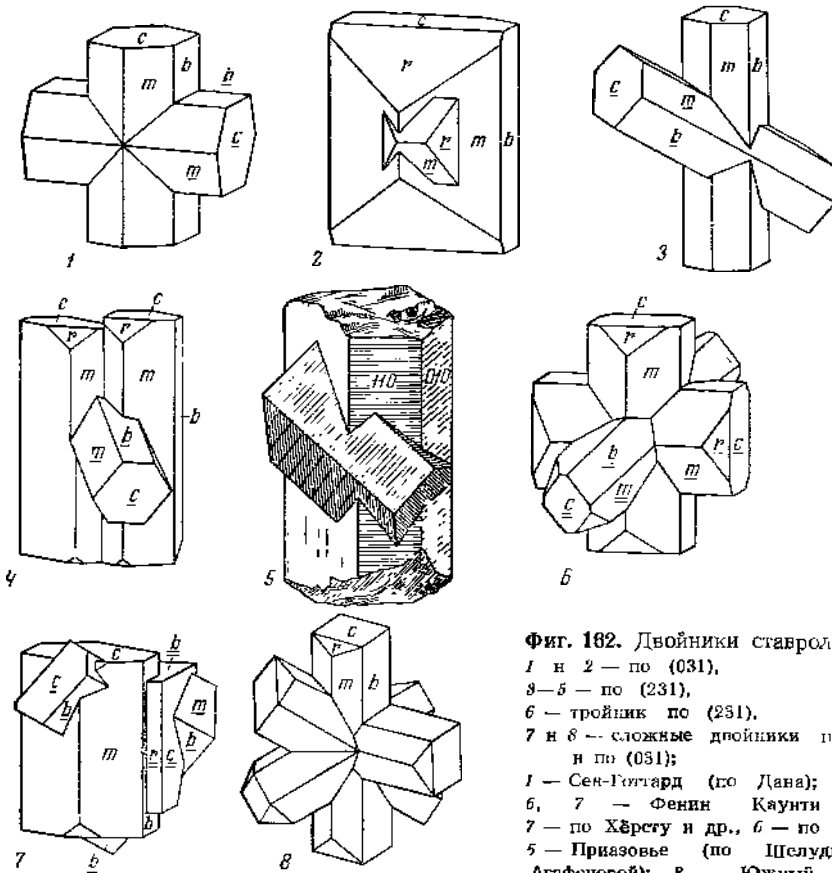
Принятое здесь рентгеновское отношение осей отличается от ранее принимавшегося морфологического ($a : b : c = 0,472 : 1 : 0,680$, по Деклуазо) в 2 раза меньшим значением c . Формула перехода от прежних морфологических символов к принятым здесь $100/010/00 \frac{1}{2}$.

Кристаллы короткопризматические [9–11 и др.] (фиг. 161). Наиболее развиты m (110), b (010) и c (001), менее r (201), редки a (100), q (021) и l (041); остальные формы отмечены для единичных кристаллов [1,9].



Фиг. 161. Кристаллы ставролита

1 — Сен-Готард (по Аюв); 2 — Южный Урал (по Свяжичу); 3 — Приазовье (по Шелудько и Агафоновой); 4 — Ашафенбург (по Аюв); 5 — из неизвестного месторождения (по Преслу); 6 — оз. Увильды (по Соколову)



Фиг. 162. Двойники ставролита
 1 и 2 — по (031),
 3-5 — по (231),
 6 — тройник по (231),
 7 и 8 — сложные двойники по (231)
 и по (031);
 1 — Сен-Готтард (по Дана); 2-4,
 6, 7 — Финляндия (по Дана);
 7 — по Хёрсту и др., 6 — по Дана;
 5 — Приазовье (по Шелудько и
 Агафоновой); 8 — Южный Урал
 (по Свяжину)

Для ставролита из гнейсов Среднего Приазовья намечается связь между обликом кристаллов и их ориентировкой по отношению к сланцеватости породы [9]: если оси c и b лежат в плоскости сланцеватости, облик кристаллов ромбического развития, при расположении оси c параллельно и оси b перпендикулярно сланцеватости кристаллы псевдогексагонально-призматические.

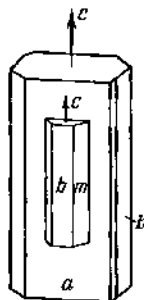
У кристаллов из Приазовья на гранях b (010) и m (110) параллельно (001) чередуются блестящие полосы с шероховатыми, в пределах которых различимы включения граната и кварца [9]. Неровная поверхность граней объясняется растворением минерала [12]. В отдельных случаях фигуры растворения на грани (001) имеют форму пирамид [13]. Иногда на поверхности кристаллов или зерен наблюдаются округлые лунки со следами трещин спайности [14, 10].

Двойники очень характерны (фиг. 162); в наиболее обычных двойниках по (231) угол между осями c индивидов составляет 60° , в двойниках по (031) — 90° . Установлены также следующие законы двойникования [11]:

Дв. ось	[313]	[102]	[10 ²]	[013]
Угол поворота	180°	120°	90°	180°
Угол между осями c индивидов	60°	60°	90°	90°
Угол между гранями b индивидов	$120^\circ 30'$	120°	90°	$91^\circ 14'$

Нередки тройники и сложные двойники, в которых сдвойникованы двойники разных типов. Особенно типичны крестообразные двойники. Дана (1892) отметил также двойники по (230) или (130), в которых грани b неделимых имеют угол около $70^\circ 30'$.

Ставролит образует закономерные сростания с кианитом, что объясняется сходством в расположении атомов соответствующих плоских сеток [5, 15]; в таких сростаниях (010) ставролита параллельна (100) кианита (фиг. 163). Известны нарастания кристаллов ставролита на кристаллы кианита [16].



Фиг. 163. Параллельное сростание кианита и ставролита (по Диру, Хаун и Зусману) Малый кристалл — кианит, большой — ставролит

Физ. св. Сп. по (010) и по (100) совершенная, по (110) несовершенная. Изл. раковинистый, неровный, занозистый. Хрупок. Тв. $7-7\frac{1}{2}$. Микротвердость ставролита из Приднестровья 1330 кг/мм^2 [17]. Уд. вес $3,6-3,8$ (вычисл. $3,69$). Цв. желтовато-бурый, темный красновато-бурый до буровато-черного, редко темно-синий и черный. Черта бесцветная до сероватой. Бл. стеклянный до смоляного, сильнее на (010), слабее на (001). Редко просвечивает; обычно непрозрачен. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует [17].

Инфракрасные спектры поглощения ставролита характеризуются максимумами при $3448, 1640, 1163, 1109, 990, 855, 800, 784, 725, 685 \text{ см}^{-1}$ [17—19].

Уд. магнитная восприимчивость $+21,20 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [17]. Пирозлектричества не обнаруживает [1].

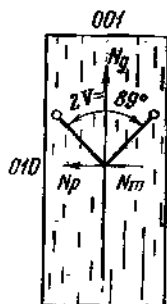
Флюируется алкилсульфатом натрия в кислой среде при pH 2—4 [20].

Микр. В шлифах оранжево-желтый, золотисто-желтый, красновато- или желтовато-бурый, буровато-черный. Плосхроизм: по Ng — оранжево-желтый, золотисто-желтый или красновато-желтый, по Nm — светло-желтый, по Np — бледно-желтоватый до бесцветного; $Ng > Nm > Np$; лусакит плеохроирует в фиолетово-синих тонах. Двуосный (+) или (—). Пл. опт. осей (100) (фиг. 164); $Ng = c, Nm = a, Np = b$; удлинение (+); $n_g = 1,750-1,762$; $n_m = 1,744-1,753$; $n_p = 1,739-1,747$; $n_g - n_p = 0,013-0,015$ [7, 21]; $2V$ от $+80$ до -87° ; дисперсия сильная, $r > v$ или $r < v$, зависит от знака угла опт. осей [22]. Показатель преломления, угол опт. осей и уд. вес меняются закономерно и зависят от содержания $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ [7] (фиг. 165).

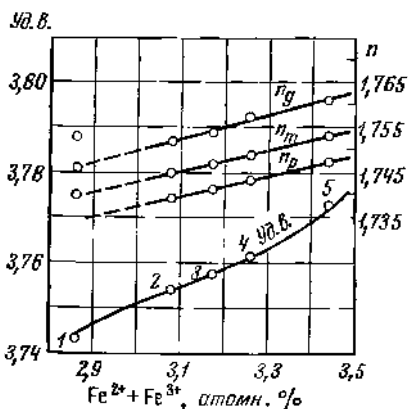
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n_g	1,750	1,752	1,752	1,753	1,754	1,757	1,761	1,755	1,753
n_m	1,744	—	1,745	1,746	1,747	1,749	1,753	1,746	1,746
n_p	1,739	1,737	1,739	1,740	1,741	1,743	1,747	1,741	1,739
$n_g - n_p$	0,011	0,015	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014	0,014	0,014
$2V$	$\pm 90^\circ$	-89°	$+88^\circ$	$+87^\circ$	$+86^\circ$	$+82^\circ$	$+80^\circ$?	$+88^\circ$

1 — Нью-Гэмпшир, США [21]; 2 — Восточный Таймир, СССР [22]; 3 — Пизцо Форно, Швейцария, хим. анализ 2 [7]; 4 — Глен Уркухарт, Шотландия, хим. анализ 1 [7]; 5 — Уиндхэм, США, хим. анализ 3 [7]; 6 — Корвантунтури, Финляндия, хим. анализ 4 [7]; 7 — Саарикоски, Финляндия, хим. анализ 5 [7]; 8 — Каенлок, Шотландия [23]; 9 — Лусакит, Замбия [6].

Ставролит часто содержит включения кварца (до 50—80 %) [10], граната, рудного минерала, ильменита, турмалина, рутила, углистого вещества или пузырьков газа [14]. Включения углистого вещества или других минералов сосредоточиваются в центральных частях кристаллов [16, 24] или группируются в полоски, по-видимому параллельные сланцеватости пород [10, 11]. Мелкие зерна ставролита (до 1 мм) нередко имеют извилистые очертания; часть их представлена скелетными формами [9, 25].



Фиг. 164. Оптическая ориентировка ставролита (по Вивчелу)



Фиг. 165. Зависимость показателей преломления и удельного веса от содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ в элементарной ячейке ставролита (по Юринецу)
Цифры на кривой — номера химических анализов

Для некоторых зерен характерна слабо выраженная структура песочных часов [24].

Хим. Теор. состав: FeO — 17,37, Al_2O_3 — 49,26, SiO_2 — 29,02, H_2O — 4,35; Fe^{2+} замещается Mg , Mn^{2+} , Ti , а в редких случаях Zn , Ni , Co (см. разновидности); часть Al замещается Fe^{3+} . В ставролите из Хизо-Вара установлено 0,77 % Cr_2O_3 [26]. Пересчет анализов не удовлетворяет идеальной формуле минерала [4].

Анализы ставролита:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	—	—	—	—	0,35	3,19	—
K_2O	—	—	—	—	—	0,04	0,24	—
MgO	3,17	2,24	2,34	2,45	2,11	2,80	2,90	1,10
CaO	—	—	—	—	—	—	—	0,65
MnO	0,20	0,18	0,23	0,05	0,42	0,12	0,09	0,08
FeO	11,38	12,22	12,31	13,02	13,90	13,43	10,22	8,08
Fe_2O_3	1,11	1,16	1,47	1,20	0,90	—	—	5,71
Al_2O_3	53,57	53,94	54,16	53,06	53,35	54,76	52,64	53,20
SiO_2	27,45	27,46	27,22	28,30	26,93	27,83	27,33	28,53
TiO_2	1,10	0,58	0,56	0,54	0,55	0,88	0,61	0,62
H_2O^+	2,41	2,37	1,98	1,75	2,11	0,00	2,85	1,63
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,63
Сумма	100,42	100,15	100,27	100,37	100,27	100,21	100,07	100,23
Уд. в.	3,743	3,754	3,758	3,761	3,773	3,695	—	3,78

1—5 — анал. Йуриен [7]: 1 — из хлоритового сланца, Глен Уркухарт, Шотландия; 2 — из мусковит-биотит-ставролит-кварцитового сланца, Линце Ферно, Швейцария; 3 — из ставролит-мусковитового сланца, Уиндхем, США; 4 — из ставролит-мусковитового сланца, Корвантунтури, Финляндия; 5 — из грацит-мусковитового сланца, Саарьяоски, Финляндия; 6 — из мусковит-ставролит-кварцитового сланца, Альпе-Стойда, Швейцария, анал. Якоб [27]; 7 — из мусковит-биотит-ставролит-кварцитового сланца, Монте Капионе, Швейцария, анал. Якоб [28]; 8 — из кварцит-мусковит-кварцевого сланца, Кейвы, Кольский п-ов, СССР, анал. Успенский [16].

Анализы разновидностей ставролита:

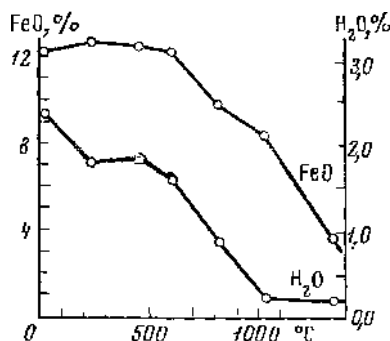
	9	10	11		9	10	11
MgO	2,56	3,44	—	Al ₂ O ₃	50,72	50,14	35,18
ZnO	—	7,44	—	Cr ₂ O ₃	Сл.	—	—
MnO	0,08	0,16	—	SiO ₂	27,23	28,64	36,05
Mn ₂ O ₃	—	—	11,61	TiO ₂	0,50	0,56	—
CoO	8,48	—	—	H ₂ O ⁺	1,19	1,92	2,51
NiO	0,89	—	—	H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	—
FeO	3,42	7,18	—				
				Сумма	100,03	100,32	99,08
Fe ₂ O ₃	4,96	0,84	13,73	Уд. в.	3,76	3,824	3,54

9 — лусакит, Замбия, анал. Гровус [6]; 10 — цинк-ставролит, шт. Джорджия (США), анал. Йуриен [7]; 11 — нордмаркит, Нордмарк (Швеция), анал. Пайкул [29].

См. также анализы в работах Тиле [27], Йуриена [7], Снеллинга [23], Миаширо [30], Томба [31], Лика [32], Уруно и Канисава [33] и др.

Диагн. исп. Нерастворим в кислотах. Лишь частично разлагается в H₂SO₄. П. п. тр. не плавится. В буре и фосфорной соли растворяется с трудом.

Повед. при нагр. Ставролит с первоначальным содержанием воды 2,37% при нагревании до 240° выделял 0,58% H₂O и при дальнейшем нагревании



Фиг. 166. Изменение содержания H₂O и FeO в ставролите при нагревании (по Йуриену)

от 240 до 815° — 0,90% H₂O [7]. При 605°, после потери значительной части воды, начинается окисление Fe²⁺ (фиг. 166). Удаление воды и окисление железа отражаются и на изменении разности хода лучей в пластинке ставролита, вырезанной || (100): остановка на кривой при 660–770° отвечает переходу Fe²⁺ в Fe³⁺ (пластинка темнеет); до 1340° структурные изменения не происходят; после прогревания при 1340° образуется муллит.

Коэф. объемного расширения ставролита $\alpha = 21,2 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$ при $\Delta t = 40^\circ$ [34].

Находит. Ставролит является типичным минералом гнейсов и кристаллических сланцев, образовавшихся при региональном и контактовом мета-

морфизме, преимущественно при средней ступени метаморфизма [35—40]; вместе с тем он относится к стрессовым минералам [36, 38]. Наиболее обычен ставролит в кристаллических сланцах, которые образовались при метаморфизме пелитовых пород, богатых Al и Fe [38]. Известен в контактных зонах гранитов.

В сланцах вместе со ставролитом наблюдаются мусковит, альмандин, кианит, кварц. Для пород более низких ступеней метаморфизма характерна ассоциация ставролита с хлоритом. С увеличением степени метаморфизма ставролит замещается кианитом и альмандином или силлиманитом и альмандином; при ретроградном метаморфизме [21] порфиробласты альмандина замещаются агрегатом зерен ставролита, мусковита и кварца; содержащийся в биотит-хлоритовых и серицит-ставролитовых сланцах ставролит переходит в агрегат серицита и хлорита [41]. Отмечено, что ставролит ксенолитов ставролит-гранат-биотитовых сланцев в дайке лампрофира оказался замещенным магнетитом, мусковитом, корундом и кварцем [42].

В гнейсах ставролит известен в Среднем Приазовье (с кварцем, биотитом, гранатом, силлиманитом) [9], в Карельской АССР (гранат-ставролитовые гнейсы) [43, 44], на Восточном Таймыре (ставролитовые плагиогнейсы) [44, 45], в шт. Джорджия, США (очковый гнейс с кианитом, гранатом, цирконом, апатитом и др.) [46], в Шотландии (кианит-ставролитовые гнейсы с кварцем, олигоклазом, биотитом, гранатом, небольшим количеством мусковита) [23].

Примеры нахождения ставролита в кристаллических сланцах в СССР: Кейвы на Кольском п-ове — ставролит-мусковитовые, кианит-ставролитовые и силлиманит-ставролитовые сланцы с мусковитом, кварцем, местами с плагиоклазом, биотитом, ильменитом, апатитом, углистым веществом и др. [16, 24, 47—50]; Хизовары в Карельской АССР — кварц-кианитовые сланцы со ставролитом, мусковитом, гранатом, а также амфиболиты со ставролитом и кианитом [43]; Северо-Западное Приладожье — филлитовые кварц-биотитовые сланцы со ставролитом, андалузитом, кордиеритом, гранатом [40], Хамар-Дабан в Северо-Западном Прибайкалье — кварц-слюдяные сланцы со ставролитом, андалузитом, гранатом, биотитом [37, 51]; Урал, р-н Златоуста — мусковитовые и двуслюдяные сланцы с кварцем, ставролитом, небольшим количеством магнетита, графита, хлорита, турмалина; иногда с силлиманитом и гранатом [52]; Урал, район оз. Увильды — углисто-кремнистые сланцы и кварцевые жилы со слюдой, гранатом, углистым веществом; Урал, Челябинская обл. — кварц-мусковитовые сланцы со ставролитом [10]; УССР — ставролит-андалузитовые сланцы Украинского кристаллического массива [37], гранат-слюдяные сланцы с дистеном и ставролитом [53]; Груз. ССР, верховье р. Аманауз — ставролит-андалузитовые сланцы с биотитом, мусковитом, кварцем, плагиоклазом, турмалином, силлиманитом [54].

В США сланцы со ставролитом встречены в шт. Нью-Гэмпшир (биотит-гранат-ставролитовые, гранат-ставролит-силлиманит-биотитовые сланцы) [21, 39, 55], в шт. Нью-Йорк (ставролитовые сланцы) [56]; в Швейцарии — в Монте-Кационе и Пиццо Форно (кварц-мусковитовые сланцы со ставролитом, дистеном, гранатом, турмалином); в Шотландии — на Даргрейском холме (биотит-кварцевые сланцы с олигоклазом, гранатом, магнетитом, вторичным хлоритом, ставролитом) [23]. Гранат-ставролит-кианитовые и силлиманитовые сланцы с мусковитом и кварцем известны в Индии [57].

В зонах контактов с гранитными породами ставролит известен на Рудном Алтае (гранат-ставролитовые сланцы с альбитом, кварцем, биотитом, серицитом, хлоритом и небольшим количеством турмалина, апатита, циркона) [38]; в Ирландии (узкая контактная зона гранитов с пелитовыми породами); характерны ставролит, силлиманит, кианит, роговая обманка, диопсид, по

левой шпат) [58]; на о. Манхаттан в шт. Нью-Йорк, США (мелкие включения ставролита в мусковите с цирконом, гранатом) [59]; в шт. Нью-Гэмпшир в США (в сланцах совместно со ставролитом, кордиеритом, силлиманитом) [39].

Так как ставролит довольно устойчив при выветривании, то он часто обнаруживается в россыбях и в осадочных породах [14, 60—73].

Изм. Отмечено замещение ставролита тонкочешуйчатой слюдой [74, 52], слюдой и турмалином [25], слюдой и хлоритом [1, 3], хлоритом (Винчел).

Искусств. Синтезирован из смеси Na_2SiO_3 , $\text{Al}(\text{OH})_3$, SiO_2 , MgO , FeCl_2 в водной среде при давлении 10 000 атм и температуре около 800° [75]. По данным Хошека [76], ставролит наиболее устойчив при температуре в интервале 600—700° и давлении от 2 до 5,5 кбар.

Практ. знач. Не имсет.

Отл. Типичны формы кристаллов и крестовидные двойники. В шлифах характерна абсорбция в оранжево-желтых или золотистых тонах. Бесцветный ставролит отличается от ромбического пироксена по оптической ориентировке.

Разнов. Лусакит (люсакит, люзакит, лузакит — lusakite) — ставролит, содержащий до 8,48% CoO и до 0,89% NiO (анализ 9).

Назван по городу Лусака — столице Замбии, близ которого найден (Скерл, Бэнистер, 934) [6].

Параметры элементарной ячейки см. на стр. 431. Кристаллы таблитчатые или призматические. Двойники не наблюдались. Уд. вес 3,76. Цв. черный, иногда темный кобальтово-синий. Черта светло-голубая. Не просвечивает.

В прох. свете кобальтово-синий; плеохроизм сильный: по N_g — фиолетовый, по N_m — фиолетово-синий, по N_p — кобальтово-синий; $N_g > N_m > N_p$; $n_g = 1,753$, $n_m = 1,746$, $n_p = 1,739$; $2V = - 88^\circ$ [7]. Содержит включения кварца, магнетита, реликты кианита.

Встречен в гнейсах Замбии близ г. Лусака в ассоциации с кварцем, кианитом и магнетитом. Среднее содержание лусакита в породе около 30%. Образовался при замещении кианита под действием гидротермальных Co -содержащих растворов [28]. Может быть использован для получения Co .

Цинкставролит (Zinkstaurolith) содержит до 7,44% ZnO . От типичного ставролита отличается меньшим параметром b_0 [7, 8]. Цв. желтовато- или коричневатобурый. Анализ 10 на стр. 436; близкие данные приведены Гентом [77]. Установлен Шепардом [78] в кварц-слюдяных сланцах шт. Джорджия (США); обнаружен также в Африке в месторождении Кореба [8]. Назван по составу Хинце (1897).

Нордмаркит (nordmarkite) — марганцовый ставролит, содержащий до 11,61% Mn_2O_3 . Кристаллы редки. Уд. вес 3,54. Цв. коричнево-красный. П. п. тр. сравнительно легко плавится в магнитное стекло; с перлом бурый дает реакцию на Mn . Анализ 11 см. на стр. 436. Найден в Нордмарке (Швейцария) среди зернистых доломитов гнейсовой формации. Назван по месту находки [29]. Синон. манганставролит — Manganstaurolith.

Межплоскостные расстояния ставролита из Пиццо Форно [7]
(оригинал хим. анализа 2)

$\text{CoK}\alpha$ -излучение

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
020	10	8,309	330	30	2,372	461	30	1,543
110	30	7,116	311	40	2,357	282	30	1,540
040	40	4,152	260	20	2,266	192	20	1,517
220	60	3,559	171	40	2,109	530	60	1,515
150	30	3,061	062	49	1,979	511	60	1,511

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
221	100	3,012	400	50	1,967	2.10.1	20	1,478
240	30	2,860	281	20	1,747	004	40	1,415
002	50	2,831	082	10	1,674	462	40	1,396
060	50	2,771	352	10	1,665	0.12.0	10	1,385
151	100	2,693	0.10.0	10	1,661	620	10	1,296
241	30	2,552	402	50	1,615	590	60	1,198
132	60	2,400	460	40	1,605	4.12.0	40	1,132

Л и т е р а т у р а

- Hurst V. J., Donnay J. D. H., Donnay G. *Min. Mag.*, 1956, 31, No. 233, 145.
- Smith J. V. *Am. Min.*, 1968, 53, Nos. 7—8, 1139; 1969, 54, Nos. 3—4, 571.
- Náray-Szabó I., Sasvári K. *Acta cryst.*, 1958, 11, pt. 12, 862.
- Náray-Szabó St. *Zs. Krist.*, 1929, 71, H. I—2, 114.
- Cardoso G. M. *Zs. Krist.*, 1928, 66, 485.
- Skerl A. C., Bannister F. A. *Min. Mag.*, 1934, 23, No. 146, 598.
- Juurinen A. *Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A*, 1956, geol.-geogr., 47, 50.
- Hanisch K. *N. Jb. Min., Monatsh.*, 1966, H. 12, 362.
- Шедуько Т. Ф., Лафонова Т. Н. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1958, № 12, 270.
- Свяжин Н. В. *Тр. Свердловск. горн. ин-та*, 1956, вып. 26, 115.
- Соколов Ю. А. *Тр. Свердловск. горн. ин-та*, 1956, вып. 26, 122.
- Geoffrey V. *Geol. Mag.*, 1943, 80, No. 4, 155.
- Edelman C. H., Douglas D. J. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1934, 45, H. 2—3, 225.
- Лукин А. Я. *Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований»*. Изд-во Львовск. ун-та, 1958, кн. 5, 142.
- Schiebold E., Cardoso G. M. *Fortschr. Min.*, 1929, 13, 215.
- Бельков И. В. *Кварцевые сланцы свиты Кейв*. Изд-во АН СССР, 1963.
- Болдырев А. И., Морозова Л. И. *Мин. сб.*, Львов, 1966, № 20, вып. 2, 272.
- Keller W. D., Spotts J. H., Biggs D. I. *Am. J. Sci.*, 1952, 250, No. 6, 453.
- Ахманова М. В. *Успехи химии*, 1959, 28, вып. 3, 312.
- Эйзелс М. А. *Основы флотации несольфидных минералов*. Изд-во «Недра», 1964, 1.
- Billings M. P. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1937, 48, No. 4, 463.
- Ронкина З. З. *Тр. Ин-та геологии Арктики. Сб. статей по геологии Арктики*, 1959, 96, вып. 8, 181.
- Snelling N. J. *Min. Mag.*, 1937, 31, No. 238, 603.
- Харитонов Л. Я. *Сб. «Большие Кейвы»*, Ленингр. Геол. упр. Госоптехиздат, 1940, № 5, 51.
- Елисеев И. А. *Петрография СССР*. Изд-во АН СССР, 1938, сер. 1, вып. 6, 1.
- Волотовская Н. А., Жиров К. К. *Изв. Карело-Финск. н.-и. базы АН СССР*, 1948, № 1, 41.
- Thiele E. *Chem. d. Erde*, 1940, 13, H. 1, 64.
- Jakob J. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1941, 21, H. 1, 124.
- Raijkkull C. W. *N. Jb. Min.*, 1867, 590.
- Miyashiro, Akiho. *J. Geol. Soc. Japan*, 1958, 64, 649.
- Tomha A. M. *Atti (Rend) R. Accad. Naz. Linzei, Cl. sci. fis. mat. nat.*, Roma, 1952, 13, 79.
- Leake B. E. *Geol. Mag.*, 1958, 95, No 4, 281.
- Urino K., Kanisawa S. *Earth Science*, 1965, No 81, 1.
- Поваренных Л. С. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1957, вып. 8, 93.
- Parker A. *Metamorphism*. London, 1939, 225.
- Тернер Ф. Д. *Эволюция метаморфических пород*. Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1951.
- Семеновко И. П. *Тр. ИГН АН Укр. ССР*, 1954, вып. 2, 1.
- Елисеев И. А. *Метаморфизм*. Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, 1.
- Green J. C. *Am. Min.*, 1963, 48, Nos. 9—10, 1002.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е., Прудников Е. Д., Шанкина Ю. С., Юрова Г. М. *Сб. «Минералогия и геохимия»*. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. 1, 131.
- Moore C. H. *Am. Min.*, 1937, 22, No. 9, 990.
- Anderson J. G., Tyrrell G. W. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 1936, 19, 373.
- Борисов Н. А., Волотовская Н. А. *Советская геология*, 1941, № 6, 82.
- Eskola P. *Fortschr. Min.*, 1927, 11, 58.
- Даминова А. М. *Советская геология*, 1957, сб. 58, 50.

46. Ingram W. F. Bull. Geol. Surv. Georgia, 1950, No. 56, 85 (по реферату Chem. Abstr., 44, No. 19, 8837d).
47. Кумари Н. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5, 912.
48. Соколов И. В. Сб. «Большие Кейвы». Ленингр. Геол. упр. Гостоптехиздат, 1940, № 5, 44.
49. Борисов П. А. Сб. «Большие Кейвы». Ленингр. Геол. упр. Гостоптехиздат, 1940, № 5, 29.
50. Суслова С. Н. Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 12, сер. геол., геогр., 60.
51. Арсеньев А. А. Тр. ИГН АН СССР, 1938, вып. 6, 1.
52. Коптев-Дворников В. С. Сб. «Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска». Изд-во АН СССР, 1940, 7.
53. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малигина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963, 258.
54. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Джавахишвили Ш. И. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. мин.-петр., 1958, 4, 155.
55. Freedman J. Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, No. 5, 449.
56. Barth T. F. W. Bull. Geol. Soc. Am., 1936, 47, No. 6, 775.
57. Mitra R. Quart. J. geol., mining., metallurg. Soc. India, 1954, 26, 149 (по реферату Chem. Abstr., 1956, 50, No. 3, 1542b).
58. McCall G. J. H. Quart. J. Geol. Soc. London, 1954, 110, pt. 2, No. 438, 153.
59. Fronzel C. Am. Min., 1940, 25, No. 1, 69.
60. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. И. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Крымиздат, 1960.
61. Вартанова Н. С. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1954, кн. 1, 117.
62. Иванова З. А. ДАН СССР, 1954, 98, № 2, 253.
63. Яржемский Я. Я. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 1, 45.
64. Fricgeman C. Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 1955, 19, 225.
65. Lozinski J. Acta geol. Polon., 1956, 6, No. 1, 15.
66. Mateos J. P. Geol. Rundschau, 1955, 43, 357.
67. Лазаренко Е. К., Матковский О. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 149.
68. Анастасьева О. М. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1961, кн. 6, 75.
69. Кириченко О. М. Сб. «Матер. з минералогі України». Изд-во АН Укр. ССР, 1961, вып. 2, 62.
70. Шурубор Ю. В. Науч. тр. Пермск. политехн. ин-та, 1964, сб. 12, вып. 2, 105.
71. Шурубор Ю. В. Советская геология, 1965, № 8, 115.
72. Smith W. E. Proc. Geol. Assoc. London, 1961, 72, pt. 3, 303.
73. Габрильян Р. А. Сб. «Вопросы геологии Узбекистана». Изд-во АН Узб. ССР, 1962, вып. 3, 121.
74. Guidotti C. V. Am. Min., 1968, 53, Nos. 7—8, 1368.
75. Coes L. J. Am. ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
76. Hoschek G. Naturwissenschaften, 1968, 55, H. 5, 226.
77. Genth F. Am. J. Sci., 1862, 33, 198; 1863, 34, 221.
78. Shepard C. U. Am. J. Sci., 1856, 22, 260.

СТРУКТУРА ТИПА КИАНИТА

ГРУППА КИАНИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Кианит	$Al_2[SiO_4]O$	Трикл.*	7,12	7,85	5,57	101°12'	3,52
Андалузит	$Al_2[SiO_4]O$	Ромб.	7,79	7,90	5,56	—	3,14
Иодерит	$(Al, Mg)_3Al[SiO_4]_2O(OH)$	Монокл.	8,04	5,80	7,35	105 38	3,39
[Грандидьберит]	$MgAl_3[SiO_4]_2BO_3O_2$	Ромб.	10,34	10,99	5,75	—	2,99

* $\alpha=89^\circ57'$, $\gamma=105^\circ58'$

В группу включены две полиморфные модификации Al_2SiO_5 — кианит и андалузит, а также иодерит и грандидьберит, близкие по структуре к андалузиту. Третья полиморфная модификация Al_2SiO_5 — силлиманит и отличающийся более высоким содержанием алюминия муллит имеют несколько иную структуру и составляют отдельную группу. Силлиманит и муллит, как и андалузит, ромбические с близкими параметрами решетки

(у силлиманита: $a_0 = 7,44$, $b_0 = 7,60$, $c_0 = 5,75 \text{ \AA}$; у муллита: $a_0 = 7,50$, $b_0 = 7,65$, $c_0 = 5,75 \text{ \AA}$).

Характерной особенностью кристаллической структуры минералов группы кианита является наличие двух типов атомов Al [1—4]. Половина их входит в решетку с координационным числом 6 и в виде опорных стержневых одинарных колопок из AlO_6 -октаэдров, сцепленных горизонтальными ребрами по правилам плотнейшей упаковки, вытягивается параллельно оси c кристалла. Другая половина атомов Al обладает в кианите координационным числом 6, в андалузите — 5.

Замеренные молярные объемы для андалузита $51,550 \pm 0,011 \text{ см}^3/\text{моль}$, для кианита $44,116 \pm 0,02$ [5]. Замеренные теплоты образования из окислов при температуре 968° K : у андалузита (—) $1,99 \text{ ккал/моль}$, у кианита (—) $2,37$; вычисленные теплоты образования из элементов для температуры $298,15^\circ \text{ K}$ равны: у андалузита (—) $583,987 \text{ ккал/моль}$, у кианита (—) $582,737 \text{ ккал/моль}$ [6].

Габитус кристаллов кианита толстотаблитчатый и пластинчатый, андалузита — призматический и удлиненно-столбчатый, силлиманита — шестоватый, игольчатый и волокнистый, муллита — удлиненно-призматический и игольчатый.

Физические свойства:

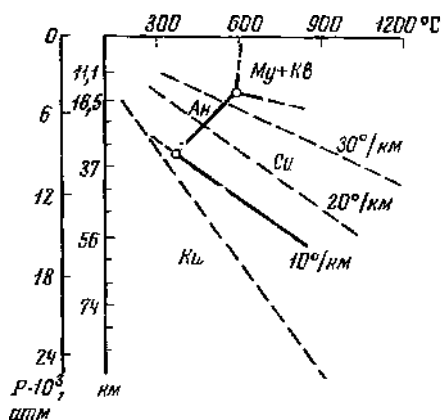
	Кианит	Андалузит	Силлиманит	Муллит
Тв.	5,5—7	7—7,5	6—7	6—7
Ул. в.	3,52—3,68	3,1—3,2	3,23—3,25	3,03—3,23

Оптические свойства минералов группы кианита:

	Кианит	Андалузит	Иодерит
Осность, знак	Двуосный (—)	Двуосный (—)	Двуосный (+)
Пл. опт. осей	$\perp (100)$	(010)	(010)
Удлинение	+	—	\pm
n_g	1,722—1,734	1,639—1,652	1,712—1,715
n_m	1,719—1,723	1,633—1,644	1,691—1,693
n_p	1,710—1,718	1,629—1,640	1,689—1,691
$n_g - n_p$	0,012—0,016	0,009—0,012	0,023—0,024
$2V$	79—83°	66—86°	25—30°

При нагревании кианита и андалузита образуются муллит и стеклообразная фаза, содержащая кристобалит. Начальная температура их разложения разная; не установлены определенных температуры, при которых минералы быстро превращались бы в новые фазы и ниже которой они оставались бы незатронутыми разложением в течение долгого времени. Переходу в муллит особенно способствуют Be и Fe^{3+} . Скорость разложения быстро возрастает с увеличением температуры. При разложении андалузита индивиду новообразованного муллита параллельны удлинению исходных кристаллов; новообразования муллита по кианиту ориентируются перпендикулярно поверхности, на которой он растет. Разложение кианита и андалузита сопровождается поглощением тепла; новые фазы обладают более низкой плотностью, чем исходный минерал [7]. При нагревании андалузита, кианита, а также силлиманита в присутствии воды при $700\text{--}900^\circ$ и $700\text{--}20\,000 \text{ бар}$ в течение более четырех недель не было установлено взаимопереходов между полиморфными разновидностями [8]. Химически кианит более устойчив, чем андалузит [9]. Экспериментальными исследованиями для выяснения условий образования и областей устойчивости минералов этой группы занимались многие исследователи [8, 10—16]. Положение трой-

ной точки андалузит — кианит — силлиманит впервые было экспериментально определено для реакций в твердых фазах Белом [14] и Хитаровым с соавторами [15]. На предложенной последними авторами диаграмме состояния (фиг. 167) показан ход равновесной линии между кианитом и силлиманитом в области давлений до 9000 атм.; намечены граничные линии андалузит — силлиманит, андалузит — муллит + кварц и силлиманит — муллит + кварц; тройная точка андалузит — кианит — силлиманит соответствует 390° и 9000 атм., а точка равновесия андалузит — силлиманит — муллит + кварц 600° и 4500 атм. Хитаров с соавторами считают, что андалузит образуется в области небольших давлений и температур, при более



Фиг. 167. Фазовая диаграмма для состава Al_2SiO_5 и геотермический градиент (в $^\circ C/km$) для разных глубин (по Хитарову и др.)

Ан — андалузит,
Кв — кианит,
Му — муллит,
Кв — кварц,
Си — силлиманит

высоких температурах развивается силлиманит и при возрастании давления — кианит. Пугин и Хитаров [16] при экспериментальном исследовании линий равновесия кианит — силлиманит и андалузит — силлиманит с участием воды в условиях повышенных температур и давлений определили положение тройной точки кианит — силлиманит — андалузит — 540° и 7600 бар. Вальдбаум [17], Вейл [18], Холм и Клеппа [6], Карпов [19], Файф [20], Маракушев [21] установили поля устойчивости модификаций Al_2SiO_5 и муллита расчетным путем, при этом координаты тройной точки кианит — андалузит — силлиманит получены соответственно при 350° и 8,6 кбар, 410° и 2,4 кбар, 432° и 5,9 кбар, 540° и 7,6 кбар, 450° и $2,5 \pm \pm 0,5$ кбар, 400° и 6000 атм.

Гипотетические диаграммы равновесия андалузита, кианита и силлиманита, построенные на основе петрологических данных, приведены Коржинским [22], Миаширо [23], Томпсоном [24], Хьетанен [25], Кларком с соавторами [11, 26], Шуилингом [27], Кумагаи и Ито [28], Соболевым [29]. Сопоставление экспериментальных и петрологических данных произведено Маракушевым и Питчером [30]. Отмечается [31], что элементы-примеси не могут рассматриваться как влияющие на полиморфные превращения минералов состава Al_2SiO_5 .

Наиболее распространен в природе кианит. Все минералы группы типичны для метаморфических пород, богатых глиноземом [30, 32]. Кианит наиболее характерен для пород, образующихся при региональном метаморфизме. Андалузит более типичен для контактовых пород, но встречается также в слюдяных сланцах, образующихся при слабом одностороннем давлении.

По мнению некоторых исследователей [33, 34], кианит является стрессовым минералом, а андалузит — антистрессовым. Однако ряд других исследователей [11, 22, 23, 35—39] считает, что стресс не является необходимым условием для развития кианита; он нередко присутствует в пегматитах, не подвергавшихся воздействию стресса. Предполагают, что кианит, как

фаза, обладающая наименьшим объемом, устойчив при очень больших давлениях, при которых андалузит неустойчив. По Томпсону [24], кианит в зонах регионального метаморфизма возникает не как стрессовый минерал, а как более низкотемпературная модификация Al_2SiO_5 . Кларк [13], исходя из экспериментальных данных, которые показывают, что для устойчивости кианита требуются высокие давления, высказал предположение, что такие давления могут быть обусловлены тектоническими движениями, а не большими глубинами. Макдональд [40] допускает влияние стресса на равновесное состояние андалузита и силлиманита, основываясь на их термодинамических свойствах.

Силлиманит — устойчивый минерал региональных и контактовых метаморфических пород, образующихся при высоких температурах и высоких давлениях.

Несмотря на различные условия существования кианита, андалузита и силлиманита, нередко в одной и той же породе присутствуют два минерала, а иногда и все три, что объясняется [25, 41—47] изменением термодинамических условий. Медленность полиморфных превращений по сравнению со скоростью изменения давления и температуры способствует сохранению неравновесных форм.

Стренс [15], рассчитав возможность замещения $Fe^{2+} \rightleftharpoons Al$ и $(Fe, Mn)^{2+} \rightleftharpoons Al$ в полях устойчивости минералов Al_2SiO_5 , установил, что дивариантные ассоциации твердых растворов андалузит + силлиманит и силлиманит + кианит могут сосуществовать от 0,1 до 0,4 кбар при 527°, а кианит + андалузит устойчивы в более узком интервале; при добавлении $(Fe, Mn)^{2+}$ к системе Al_2SiO_5 положение инвариантной точки андалузита смещается в сторону кианита; так он объясняет образование зон манганандалузит (виридин) + силлиманит и виридин + кианит.

Кианит, андалузит и силлиманит встречаются также в гранитных пегматитах и в кварцевых жилах, иногда совместно [48—50]. В гранитных пегматитах, по данным Ферсмана [51], они появляются при глубинных процессах мигматизации (при больших давлениях и массовой потере щелочей) или при поглощении расплавом глинистых пород. Обычные спутники минералов группы: кварц, турмалин, топаз, ставролит, гранат (пироп, альмандин), биотит, мусковит, джюмюртерит, корунд, магнетит, гематит, пирит, рутил, диаспор, пирофиллит, циркон, апатит.

В осадочных породах кианит, андалузит и силлиманит — стойкие терригенные минералы. Обнаруживаются в тяжелой неэлектромагнитной фракции. Имеют большое значение для корреляции «немых» и фациально изменчивых осадочных толщ, а также для выяснения их генезиса [52].

Кианит, андалузит и силлиманит являются важным сырьем для получения огнеупорных и кислотоупорных изделий [33, 53], специальных изоляторов, запальных свечей, тиглей для литья стали и т. д. При высокой температуре они дают муллит с небольшим количеством стекла. Присутствие значительного количества муллита в изделиях повышает их механическую прочность, диэлектрические свойства, огнеупорность и т. д.

Прозрачные и красиво окрашенные разновидности кианита, андалузита и силлиманита используются в ювелирном деле.

Л и т е р а т у р а

1. Брэгг В. Л. Структура силикатов. Перев. с англ., ОНТИ, 1934, 21; Брэгг В. Л. Основные идеи геохимии, 1937, вып. 3, 47.
2. Шибольд Э. Основные идеи геохимии, 1937, вып. 3, 132.
3. Белос Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 10.
4. Keller W. D., Spotts J. H., Biggs D. L. Am. J. Sci., 1952, 250, No. 6, 453.
5. Skinner B., Clark S. P., Appleman D. E. Am. J. Sci., 1961, 259, No. 9, 651.
6. Holm J. L., Kleppa O. J. Am. Min., 1966, 51, Nos. 11—12, 1608; Pankratz I. B., Kelley K. K. U. S. Bur. Mines Rep. Invest., Dept. Interior, 1964, No. 6370, 7.
7. Greig J. W. Am. J. Sci., 1926, 11, No. 61, 1; Peak A. B. Am. Min., 1925, 10, No. 9, 253; Эйтель В. Физическая химия силикатов. Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1962, 457—462.

8. *Weill D. F., Fyfe W. S.* Am. Min., 1961, **46**, Nos. 9–10, 1191.
9. *Schwiebe H. E., Müller H. H., Orhun O. T.* Forschungsber. Landes Nordrheinwestfalen, 1962, Nr. 1077, 67.
10. *Griggs D. T., Kennedy G. C.* Am. J. Sci., 1956, **254**, No. 12, 722.
11. *Clark S. P., Robertson E. C., Birch F.* Am. J. Sci., 1957, **255**, No. 9, 628; *Кларк С. П., Робертсон Е. К., Берч Ф.* Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1963, 223.
12. *Clark S. P.* Carnegie Inst. Washington, Year book, 1960, No. 59, 52.
13. *Clark S. P.* Am. J. Sci., 1961, **259**, No. 9, 641.
14. *Bell P. M.* Science, 1963, **139**, No. 3559, 1055; *Carr R. M., Fyfe W. S.* Geoch., cosm. acta, 1960, **21**, Nos. 1–2, 99; *Carr R. M.* Geoch., cosm. acta, 1963, **27**, No. 2, 133; *Althaus E.* Naturwissenschaften, 1966, **53**, H. 5, 129; *Newton R. C.* Science, 1966, **151**, No. 3715, 1222; 1966, **153**, No. 3732, 170; *Althaus E.* Contrib. min., petr., 1967, **16**, No. 1, 29; *Matsushima S., Kennedy G. C., Akella J., Haggarth J.* Am. J. Sci., 1967, **265**, No. 1, 28; *Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M.* Trans. Am. Geophys. union, 1967, **48**, No. 1, 223.
15. *Хитаров Н. И., Пугин В. А., Чжао Вин, Слуцкий А. Б.* Геохимия, 1963, № 3, 219; *Strens R. G. J.* Min. Mag., 1968, **36**, No. 282, 839.
16. *Пугин В. А., Хитаров Н. И.* Геохимия, 1968, № 2, 157.
17. *Waldbaum D. R.* Am. Min., 1965, **50**, Nos. 1–2, 186.
18. *Weill D. F.* Geoch., cosm. acta, 1966, **30**, No. 2, 223.
19. *Капнов И. К.* ДАН СССР, 1967, **174**, № 2, 438.
20. *Fyfe W. S.* Chem. Geol., 1967, **2**, No. 1, 67.
21. *Маракушев А. А.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 1, 5.
22. *Коржикский Д. С.* Тр. ИГиН АН СССР, 1940, петрогр. сер., вып. 12, № 5, 13, 17, 72.
23. *Miyashiro A.* J. Geol. Soc. Japan, 1949, **55**, 216; Geoch., cosm. acta, 1953, **4**, No. 4, 179; Japanese J. geol., geogr., Trans. a. abstr., 1960, **31**, Nos. 2–4, 107.
24. *Thompson J. B.* Am. J. Sci., 1955, **253**, No. 2, 65; *Томпсон Дж. Б.* Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1963, 171.
25. *Hietanen A.* Am. Min., 1956, **41**, Nos. 1–2, 1.
26. *Clark S. P., Robertson E. C., Birch F., Schuiling R. D.* Am. J. Sci., 1958, **256**, No. 9, 680.
27. *Schuiling R. D.* Proc. Kon. Nederlandse, Akad. Wet., 1957, **60**, Ser. B, No. 3, 220; Am. J. Sci., 1958, **256**, No. 9, 680; N. Jb. Min., Monatsh., 1962, H. 9, 200.
28. *Kitagaki N., Ho H.* Mem. Coll. sci. univ. Kyoto, 1959, Ser. B, **26**, No. 2, 215.
29. *Соболев В. С.* Международный геологический конгресс. 21-я сессия. Доклады Советских геологов. Проблема № 14, Гранито-гнейсы. Изд-во АН УССР, 1960, 36.
30. *Маракушев А. А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Наука», 1968, 199; *Питчер У. С.* Сб. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967, 339.
31. *Pearson G. R., Shaw D. H.* Am. Min., 1960, **45**, Nos. 7–8, 808.
32. *Семеновко Н. П.* Парагенетический анализ и систематика метаморфических пород. Изд-во АН УССР, 1954, 5–59; *Семеновко Н. П.* Матер. ко 2-му Всес. петрограф. совещанию. Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР, 1958, 241; *Тернер Ф. Дж.* Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород в руд». Изд-во АН СССР, 1961, 1, 24.
33. *Озеров К. Н.* Курс нерудных месторождений. Горисоветиздат, 1934, **1**, 157.
34. *Харкер А.* Метаморфизм. ОНТИ, Главлото, 1937, 368.
35. *Karoff R. C. R.*, Paris, 1946, **223**, 1154; Min. Mag., 1948, **28**, No. 201, Min. Abstr., **10**, No. 6, 270.
36. *Соболев В.* Введение в минералогия силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949, 232.
37. *Соболев В. С.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 45.
38. *Барт Т.* Теоретическая петрология. Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1956, 284.
39. *Иодер Х. С.* Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Перев. с англ. и нем. Изд-во Иностран. лит-ры, 1954, 77.
40. *MacDonald G. J. F.* Am. J. Sci., 1957, **255**, No. 4, 266.
41. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1935, **24**, No. 149, 92.
42. *MacKenzie W. S.* Geol. Mag., 1949, **86**, No. 4, 251.
43. *Суслова С. И.* Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 12, сер. геол.-геогр., вып. 2, 60.
44. *Суслова С. И.* Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, 58.
45. *Clifford T. N.* Geol. Mag., 1958, **95**, No. 4, 333.
46. *Кумари Н. А.* Изв. АН СССР, 1937, № 5, 919.
47. *Халтурина И. И.* Тр. Каз. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1959, вып. 1, 100.
48. *Кейльман Г. А.* Сб. «Научн. работы студентов Свердловск. горного ин-та», 1955, № 1, 28.
49. *Štelcl J.* Přírodověd. sborn. Ostrovského kraje, 1952, **13**, No. 1–2, 22.
50. *Вертушков Г. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, **77**, вып. 2, 142.

51. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 284.
 52. Якубов А. А., Алиев А. Г., Сулейманов Л. М. ДАН Азерб. ССР, 1948, 4, № 1, 3; Дядченко М. Г. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 348; Дядченко М. Г. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1958, кн. 5, 211; Лукин А. Я. Там же, 152; Юрк Ю. Ю., Шниоков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Крымиздат, 1960, 334.
 53. Озеров К. Н. Неметаллические ископаемые СССР. Изд-во АН СССР, 1936, 1, 175.

Кианит Kyanite



Название от греч. $\kappa\acute{\alpha}\nu\alpha\sigma$ (кианос) — темно-синий (Вернер, 1790).

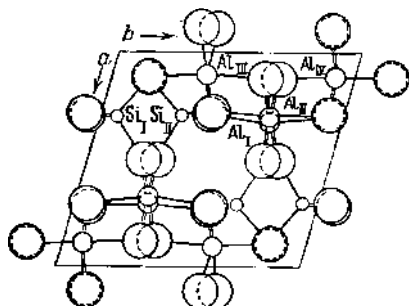
Синон. Диастен — *disthene* (широко применяемый синоним) — от греч. $\delta\iota\varsigma$ (диг) — двойко и $\sigma\tau\epsilon\nu\omicron\varsigma$ (стенос) — твердый, сильный, так как твердость и электрические свойства не одинаковы по двум различным направлениям (Аюв, 1801); саппарэ (саппарэнт) — *sappare* (Состор, 1789), ретинит — *rhætitite* (Вернер, 1815), псевдоандалузит — *pseudo-andalusite* (по Честеру, 1896), мункрудит — *munkrudite* (Игльстрём, 1898); идентичность с кианитом установили Габер и Габриелсон (*Geijer P., Gabrielson O. Arkiv min., geol.* 1963, 3, 413), раленит — *ralenzite* (Элен, по Хью, 1955), нилум (по Медоу А. Г. Тр. ИГН АН КазССР, 1961, 4, 139), цианит.

Разнов. Хромкианит.

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, жилковатые, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. C_i — $P\bar{1}$; $a_0=7,12$, $b_0=7,85$, $c_0=5,57\text{Å}$; $\alpha=89^\circ 57'$, $\beta=101^\circ 12,5'$; $\gamma=105^\circ 58,4'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,907 : 1 : 0,710$; $Z=4$ (Скинер, Кларк, Эплман, 1961) II; для хромкианита $a_0=7,14$, $b_0=7,88$,

Фиг. 168. Структура кианита
(по Бернуму)



$c_0=5,57$, $\alpha=90^\circ 00'$, $\beta=101^\circ 00'$, $\gamma=106^\circ 00'$, $a_0 : b_0 : c_0=0,906 : 1 : 0,704$ (Соболев, Кузнецов, Зюзин, 1966) [2]. Структура кианита [3] изображена на фиг. 168. В плотнейшей кубической упаковке атомов кислорода 10% тетраэдрических пустот занято атомами Si, 40% октаэдрических пустот — атомами Al. Половина AlO_6 -октаэдров связана в одипарные цепочки, вытянутые параллельно оси c . Цепочки сочленены SiO_4 -тетраэдрами и дополнительными AlO_6 -октаэдрами, образуют каналы, параллельные оси c . Параллельно оси b примыкающие друг к другу каналы разделяются только двумя атомами кислорода, с чем хорошо согласуется наличие совершенной спайности параллельно (100). Цепочки из AlO_6 -октаэдров имеют общие горизонтальные ребра; два атома кислорода каждого октаэдра являются общими с выше и ниже расположенными октаэдрами. В кианите ионные связи преобладают над ковалентными: в кремнекислородных тетраэдрах они преимущественно ковалентные, а в AlO_6 -октаэдрах — ионные.

Пинакоидальный кл. C_i — $\bar{1}$ (C); $a : b : c=0,9066 : 1 : 0,7102$; $\alpha=89^\circ 59'$, $\beta=101^\circ 08'$, $\gamma=105^\circ 57'$ (Барич).

Главные формы [4, 5]:

	ψ	ρ		ψ	ρ
<i>c</i> 001	73°51'	11°35'	<i>e</i> 210	52°57'	90°00'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>q</i> 011	13 53	39 23
<i>a</i> 100	73 44	90 00	<i>v</i> 011	163 55	35 24
<i>m</i> 110	39 23	90 00	<i>x</i> $\bar{1}01$	-106 18	32 05
<i>M</i> $\bar{1}\bar{1}0$	122 25	90 00	<i>o</i> $\bar{1}11$	-46 51	39 30

<i>ab</i> (100):(010)=73°44'	<i>ca</i> (001):(100)=78°25'	<i>cb</i> (0 $\bar{1}1$):(0 $\bar{1}0$)=56°11'
<i>am</i> (100):(110)=34 21	<i>cb</i> (001):(010)=86 48	<i>ob</i> ($\bar{1}\bar{1}1$):(0 $\bar{1}0$)=64 13
<i>aM</i> (100):($\bar{1}\bar{1}0$)=48 41	<i>cm</i> (001):(110)=80 28	<i>xa</i> ($\bar{1}01$):($\bar{1}00$)=57 55
<i>ae</i> (100):(210)=20 47	<i>cM</i> (001):($\bar{1}\bar{1}0$)=82 22	

Наиболее развиты грани вертикального пояса.
Второстепенные формы:

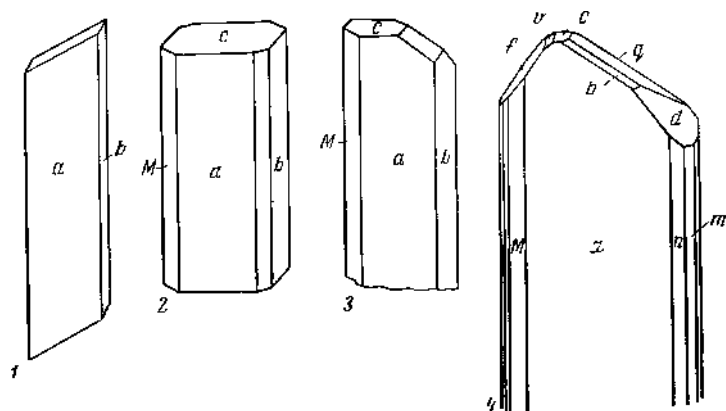
<i>n</i> 310	<i>s</i> $\bar{1}20$	<i>h</i> $\bar{2}03$	<i>d</i> 221	<i>r</i> $\bar{1}\bar{1}1$	<i>z</i> $\bar{1}22$	<i>g</i> $\bar{3}12$
<i>Q</i> 120	<i>f</i> 0 $\bar{2}1$	<i>k</i> $\bar{3}04$	<i>u</i> $\bar{2}\bar{2}1$	<i>y</i> $\bar{1}21$	<i>w</i> $\bar{2}11$	<i>Z</i> $\bar{1}\bar{2}1$

Редкие формы [4, 5]:

15.1.0	320	9 $\bar{1}0$	5 $\bar{6}0$	1 $\bar{4}0$	2 $\bar{0}1$	2 $\bar{4}1$	2 $\bar{1}2$	142
610	430	3 $\bar{1}0$	340	0 $\bar{1}2$	301	231	121	122
510	230	2 $\bar{1}0$	230	041	411	221	3 $\bar{1}4$	133
410	370	3 $\bar{2}0$	250	301	321	544	2 $\bar{1}3$	114
520	140	430	130	101	321	<i>p</i> 111	2 $\bar{1}3$	154
530	150	6 $\bar{7}0$	270	104	321			

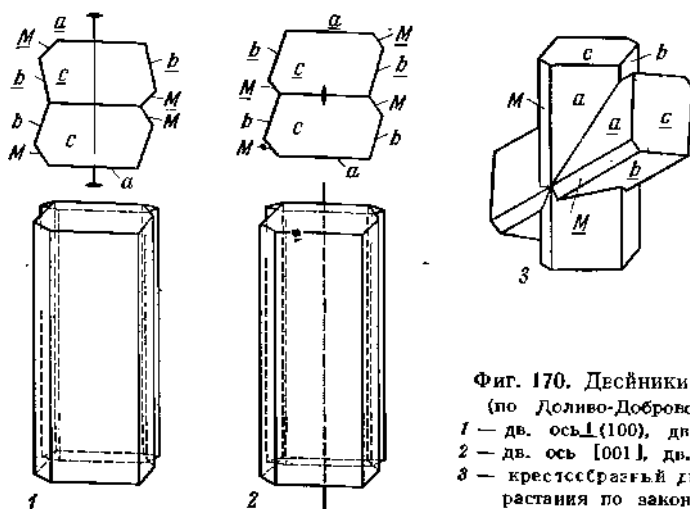
Наблюдаются вичинали [4], количество которых варьирует на отдельных кристаллах и на различных гранях одного кристалла.

Кристаллы [4—8] удлиненные, столбчатые по оси *c*, таблитчатые по оси *a*, редко с головками (фиг. 169). Длина кристаллов нередко достигает 30—40 см, в пегматитовой жиле у Село Майн в шт. Северная Каролина (США) — 91,5 см; самые крупные (до 1 м) встречены в кварцевых линзах



Фиг. 169. Кристаллы кварца

- 1 — Кейлы, Кольский п-ов (по Белькону);
- 2 и 3 — Борисовское месторождение, Южный Урал (по Долго-Добровольскому);
- 4 — Монте Кампионе, Швейцария (по Баричу)



Фиг. 170. Двойники кианита
(по Долго-Добровольскому)
1 — дв. ось $\perp(100)$, дв. пл. (100) ;
2 — дв. ось $[001]$, дв. пл. (100) ;
3 — крестообразный двойник про-
растания по закону $\perp(\bar{1}\bar{2}1)$

в месторождении Кейвы (Мурманская обл.) [9]. Грань (100) обычно покрыта горизонтальной штриховкой.

Распространены двойники по разным законам [4, 10]. Наиболее обычны двойники с дв. пл. (100) и с дв. осями $\perp(100)$ или $[001]$, часто полисинтетические; встречаются также двойники с дв. осями $[010]$, $\perp[010]$, $\perp[001]$, $\perp[\bar{1}40]$; редки крестообразные двойники прорастания с дв. осью $\perp(\bar{1}\bar{2}1)$ (фиг. 170)



Фиг. 171. Изогнутый кристалл кианита, Кейвы, Колский п-ов
(по Белькову)

Кристаллы иногда скручены или изогнуты [10] (фиг. 171); изгибу подвержены почти исключительно грани (100), причем при многократных изгибах оба конца кристалла в большинстве случаев остаются параллельными друг другу.

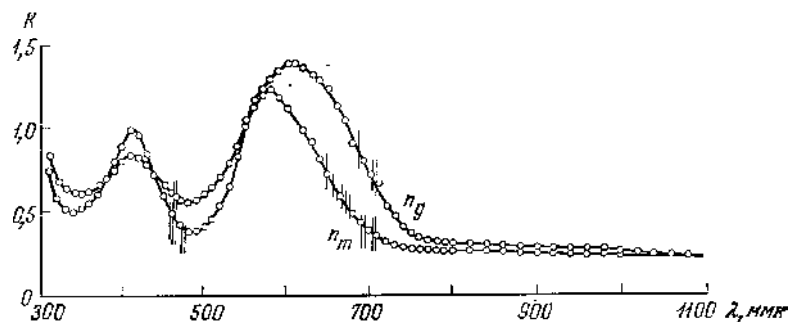
Известны параллельные срастания кристаллов по (100) [4, 10]. Кианит образует закономерные срастания со ставролитом, в которых грань (100) кианита \parallel (010) ставролита, что объясняется сходством в расположении атомов на плоских сетках, соответствующих этим граням. На гранях (100) кианита [11] наблюдались иголки силлиманита; оси *c* обоих минералов параллельны; такие срастания объясняются тем, что вдоль оси *c* двух минералов цепочки октаэдров алюминия обладают практически равным периодом повторности (c_0 силлиманита-5,75 Å и c_0 кианита-5,57 Å). Наблюдались также закономерные срастания кианита с андалузитом, оси *c* минералов приблизительно параллельны [12, 13] (отклонение до 30°). Отмечены закономерные срастания кианита с иодеритом [14] (ось *b* иодерита параллельна оси *c* кианита) и диаблостовые структуры прорастания кианита моноклинным пироксеном [15]. По плоскости пинакоида кианит образует сростки с мусковитом [16]. В кианите часты включения кварца. Кроме того, встречаются включения слюды, рутила, ильменита, ставролита, силлиманита, турмалина, железного блеска, граната, сапфирина, графита, магнетита, сульфидов и др. Наиболее богат включениями кианит из сланцев; кианит из зон повторной перекристаллизации обладает наименьшим количеством включений [17]. В кианите присутствуют также жидкие включения [18—20], детально изученные на материале из метаморфических пород и пегматитов Мамского района СВ Забайкалья. Жидкие включения располагаются по плоскости спайности и изредка по залеченным трещинам под углом к спайности. Форма включений плоская, вытянутая, иногда трубчатая или в виде отрицательных кристаллов кианита. По составу отмечаются включения двухфазовые ($J_{CO_2} + J_{раст}$), однофазовые (включения жидкой углекислоты) и многофазовые ($J_{CO_2} + J_{раст} + T_{соль}$).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (100) совершенная, по (010) менее совершенная; отдельность по (001). Хрупок. Тв. на грани (100) параллельно оси *c* — $5\frac{1}{2}$, перпендикулярно оси *c* — $6\frac{1}{2}$; на грани (010) \parallel оси *c* тв. 6 и \perp оси *c* — 7; на грани (001) \parallel оси *b* тв. $5\frac{1}{2}$ и \parallel оси *a* — $6\frac{1}{2}$ [21]. Микротвердость кианита от 285 до 1700 кг/мм² [22, 23]; очень высок коэффициент ее анизотропии.

При одновременном шлифовании [24] плоскости (100) кианита с плоскостью пинакоида кварца отношение сошлифованной массы кианита к массе кварца в направлении удлинения кианита в 4,8 раза больше аналогичного отношения в направлении, перпендикулярном удлинению.

Уд. вес 3,52—3,68 (зависит от количества включений) (вычисл. 3,523). Цв. синий, голубой, белый (иногда синий в средних частях кристалла и белый или бледно-голубой в краевых), серый, зеленый, желтый, буроватый, реже бесцветный, редко черный (примеси графита и магнетита) [25, 26]. На кривых поглощения света голубого кианита имеются два максимума (фиг. 172): один в видимой, другой на границе видимой и ультрафиолетовой областей спектра [27]; это характерно для соедипений, окрашенных Cr^{3+} . Высказано предположение, что причиной голубой окраски кианита может также быть содержание небольших количеств Fe^{2+} и Fe^{3+} при соотношении $FeO : Fe_2O_3 = 0,3—0,9$ (при электронном обмене между ионами Fe^{2+} и Fe^{3+} происходит абсорбция желтого света) [28]. Прогревание голубого кианита при 900° в течение 1 часа вызывает исчезновение его окраски при сохранении кристаллической структуры; это дало основание считать, что окраска не зависит от кристаллического строения минерала [29].

Различие в составе темно-синего кианита, содержащего 0,04% TiO_2 , и бледно-голубого, содержащего 0,02% TiO_2 , при отсутствии в обоих разностях MnO , позволило связать окраску кианита с изоморфной примесью титана [17]. Это подтверждается также определениями содержания титана с помощью электронного зонда в участках монокристаллических зерен кианита, окрашенных в голубой цвет. В оптическом спектре поглощения голубого кианита отмечаются полосы в области 1600 и 33 000 см^{-1} , которые приписываются Ti^{3+} в сильно искаженных октаэдрах [30].



Фиг. 172. Кривые поглощения света плеохроичующего голубого кианита (по Грум-Гржимайло и Еникеевой)
K — коэффициент поглощения

В кианите, окрашенном в сине-зеленый цвет, найдено значительное количество Cr и немного V [31]. В зеленом хромкианите содержится 1,81% Cr_2O_3 [32]. Псевдоморфозы белого кианита по андалузиту (с Кольского п-ова) в свежем изломе имеют интенсивную розовую окраску, быстро исчезающую под воздействием солнечного света и ультрафиолетовых лучей. Облучение радиом окраску не восстанавливает. В темноте розовая окраска сохраняется неопределенно долго. Ее причиной считается неупорядоченность кристаллической решетки параморфоз кианита по андалузиту [17].

Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на пл. спайности иногда перламутровый. Просвечивает, до прозрачного.

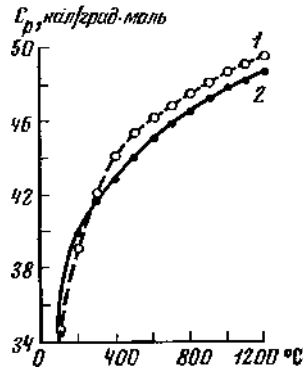
В ультрафиолетовых лучах ($\lambda=3600$ и $3200-2800 \text{ \AA}$) свечение красное средней или слабой интенсивности. В катодных лучах свечение слабое, красное или малиново-красное средней интенсивности [33]. В рентгеновских лучах не люминесцирует [34]. Спектры излучения кианита (из Швейцарии, Трансвааля и из неизвестного месторождения), возбужденного ультрафиолетовыми и катодными лучами, идентичны и свидетельствуют о содержании в минерале Cr; при нормальной температуре получается спектр излучения, состоящий из двух сильных и двух более слабых линий, а также нескольких расплывчатых полос [35].

В инфракрасном спектре кианита присутствуют характерные узкие интенсивные полосы поглощения 1053, 1008, 971, 943, 901, 881, 732, 682 см^{-1} ; максимальные — 1053 и 943 см^{-1} . Полосы 732 и 682 см^{-1} , вероятно, вызываются колебаниями Al—O [23, 36, 37]. Удельная магнитная восприимчивость $+0,52 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [23]. Истинная теплоемкость кианита (C_p) колеблется от 34,5—34,6 при 100° , до 48,7—49,7 $\text{кал/град} \cdot \text{моль}$ при 1200° (фиг. 173) [38].

Теплота образования кианита из элементов $\Delta H_{298} = (-) 619,93 \text{ ккал/моль}$; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298} = (-) 584,00 \text{ ккал/моль}$; энтропия $S_{298}^0 = 20,02 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$ [39]. Терми-

ческое расширение (в %) в пределах 20—100° || осей a 0,046, || оси b 0,052, || оси c 0,039; объемное расширение 0,127 [40].

Микр. В шлифах обычно бесцветный, реже голубоватый. Иногда наблюдается плеохроизм: по Ng — синий, лазурно-синий, кобальтово-синий, по Nm — голубой, светло-синий, фиолетово-синий, по Np — бесцветный;



Фиг. 173. Зависимость теплоемкости кианита от температуры

1 — данные Леопидова;
2 — данные Ноймана

$Ng > Nm > Np$. Двусный (—). Пл. опт. осей \perp (100), на (100) $cNg' = 27—32^\circ$, на (010) $cNg' = 5—8^\circ$, на (001) $aNp = 0—2,5^\circ$; удлинение (+); $n_g = 1,722—1,734$, $n_m = 1,719—1,723$, $n_p = 1,710—1,718$; $n_g - n_p = 0,012—0,016$ [17, 41, 42]; $2V = 79—83^\circ$; дисперсия осей $r > v$, слабая; слабая наклонная и ясная перекрещенная дисперсия биссектрис. Для хромсодержащего кианита отмечается прямая зависимость n_g от содержания хрома, при 12,86% Cr_2O_3 $n_g = 1,776$, $n_p = 1,760$; сильная дисперсия оптических осей [2] и аномальная интерференционная окраска в слабых чернильно-синих тонах [43].

Дисперсия кианита из Прилепа (Югославия) [8]:

Свет	Li	Na	Tl
n_g	1,7250	1,7288	1,7323
n_m	1,7181	1,7219	1,7257
n_p	1,7095	1,7133	1,7165
$2V$	$82^\circ 17'$	$82^\circ 11'$	$82^\circ 08'$

Хим. Теор. состав: Al_2O_3 — 62,93, SiO_2 — 37,07. Методом парамагнитного резонанса установлено, что Fe^{3+} и Cr^{3+} замещают Al в шестерной координации [44]. Al замещается также Ga, Cr, Mg, Ni, Mn, Ti, Nb, V^{5+} [27, 42, 45, 46]. Si замещается S^{9+} [47] и Ge [42]. Спектроскопические исследования [20, 42, 48, 49,] показали наличие небольших количеств: Be, Sc, Y, Zr, Li, Ca, Sr, Ba, Cu, Pb и др. Элементы-примеси наиболее легко входят в решетку кианита при сравнительно низких температурах и высоких давлениях, т. е. в ранние фазы метаморфизма [42].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	0,01	—	—	—	0,09	Не обн.	—
K_2O	—	Не обн.	—	—	—	0,11	»	—
MgO	—	0,04	—	Сл.	Сл.	—	0,02	0,11
CaO	—	0,18	—	0,21	0,25	—	0,08	0,90
MnO	—	Не обн.	—	—	—	—	Не обн.	Сл.
FeO	0,43	0,14	—	—	—	—	—	0,20
Al_2O_3	62,76	61,64	62,83	62,65	61,31	61,65	63,30	61,64
Fe_2O_3	0,24	0,45	0,37	0,08	0,45	0,76	0,14	0,66

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35,55	36,72	36,59	37,10	37,32	36,64	36,52	36,04
TiO ₂	0,58	0,05	0,45	—	—	—	0,02	0,43
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,18	} 0,74	0,73	} —	0,52
H ₂ O ⁻	—	—	0,15	—		0,05		
П. п.	—	0,80	0,30	0,02	—	—	—	—
Сумма	99,56	100,03	100,69	100,24	100,07	100,03	100,08	100,50
Уд. в.	—	3,63	3,589	—	3,592	3,67	3,64	—
<i>n_g</i>	1,727	1,726	—	1,728	—	1,729	1,726	—
<i>n_m</i>	—	1,722	—	—	—	1,721	1,722	—
<i>n_p</i>	1,712	1,714	—	1,713	—	1,715	1,714	—
2 <i>V</i>	81°	80°	82—84°	72—74°	—	82°	80—81°	—

1 — серый, из кианитовой породы, Чайнытское м-ние, Якутская АССР, анал. Книпович [32]; 2 — белый, из зон повторной перекристаллизации кианитовых сланцев, тундра Тяшманок, Кейвы, Мурманская обл., анал. Бондарева [17]; установлена примесь углерода; 3 — бесцветный, из кианитовых кварцитов, Мало-Каслинское м-ние, Челябинская обл.; [50]; 4 — из ксенолитов гроссидита в кимберлитах, Якутская АССР, анал. Шевченко [51]; 5 — светло-голубой, из пегматитов, Иловый Наволок около ст. Шуерейкой, Карельская АССР [52]; 6 — светло-голубой до зеленовато-голубого, из пегматитов, район Гетеборга Швеция, анал. Бергстрём; Ni — 0,002%, Cr — 0,033%; Zn — 0,006%, Cu — 0,015% [53]; 7 — голубой, из интрузивных оторочек кварц-кианитовых жил, Серповидный хребет, Кейвы, Мурманская обл., анал. Бондарева [17]; 8 — из аллювиальных россыпей, р. Кяменки, Челябинская обл. [54].

См. также хим. анализы в работах [16, 25, 29, 42, 55—57].

Кианит из Больших Кейв, Кольский п-ов, содержит до 4,04% углерода [58].

Якоб [59] на основании хим. анализов кианита из Тессина (Швейцария), содержащего Na₂O до 1,22%, K₂O до 1,15% и H₂O⁺ до 1,66%, сделал вывод, что Na, K и H₂O частично входят в решетку минерала. Хенрикуес [46] спектроскопическим путем установил, что в кианите из Тессина (Швейцария) и Вермланда (Швеция) содержание Na₂O не превышает 0,03%, а K₂O — 0,02% [60]. По Баричу [6], не содержит щелочей кианит из сланцев района Бобиште в Югославии.

Электроотрицательность кианита, равная 3,74 [61], свидетельствует о том, что он является основной солью, оксисиликатом.

Диагн. исп. П.п.тр. не плавится. Слоек к действию кислот. Разлагается сплавлением с едкими щелочами и с карбонатами щелочей. С раствором азотнокислого кобальта дает реакцию на Al.

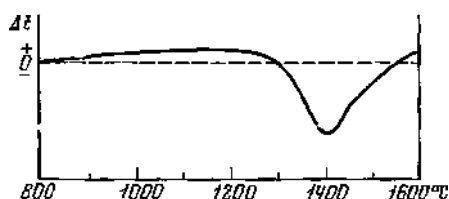
Повед. при нагр. Кианит при обжиге разлагается с образованием муллита и кремнеземистого стекла. Нагревание в течение 48 час. при 1000° и атмосферном давлении не сопровождалось разложением, а при нагревании в течение такого же времени при 1100° происходило чрезвычайно слабое разложение минерала с поверхности зерен; полное разложение кианита в зернах размером 4 × 10 мм при 1410° наступает при 15-минутном нагревании [62].

На кривых нагревания (фиг. 174) имеется эндотермический прогиб, отвечающий поглощению тепла при превращении кианита в муллит [63].

Нагревание при низких температурах сопровождается обесцвечиванием; в момент разложения объем увеличивается на 16—18%, а уд. вес уменьшается до 2,95—3,02. При 1500° и давлении 25 кбар кианит плавится с разложением на корунд и жидкость [64]. Во вращающейся бомбе при температуре 350—450° и давлении водяных паров 138—690 атм достигнуто полное разложение кианита; при 400° продуктом разложения является каолинит [65].

Легко вступает в реакцию с содой при 800—850° [66]. Линейное расширение уплотненного материала, нагретого до 1555°, колеблется от 12 (крупность 35 меш) до 2% (200 меш) [67].

Наход. Типичный минерал метаморфических пород [68]. По Тёрнеру [69], характерен для регионально-метаморфизованных пород кварц-альбит-альмандиновой субфации фации зеленых сланцев; ассоциируется с кварцем, мусковитом и хлоритондом. В ставролит-кварцевой субфации альмандин-амфиболитовой фации наблюдается в ассоциации с кварцем, ставролитом, плагиоклазом и слюдой, а в кианит-мусковит-кварцевой субфации той



Фиг. 174. Кривая нагревания кианита (по Цветкову и Соболеву)

же фации — в ассоциации с кварцем, альмандином и слюдой. В пироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации сопровождается кварцем, альмандином, полевым шпатом, рутилом. В эклогитовой фации ассоциируется с омфацитом, гранатом, рутилом [69]. По Семененко [70], кианит за счет алюмосиликатных пород образуется в условиях термоконтатного метаморфизма (узловатые слюдястые сланцы), миграционно-контатного (гидротермально-пневматолитового) метаморфизма с широким развитием метасоматоза (гранат-слюдяно-кианитовые сланцы) или в переходных условиях от плутоно-метаморфизма к миграционно-контатному метаморфизму (слюдяно-гранат-кианитовые гнейсы, ассоциирующиеся с пегматитовыми внедрениями). Кианит рассматривается так же как типичный минерал кислотного выщелачивания постмагматической стадии в гнейсовых формациях большой глубинности [71, 72].

Чаще всего кианит входит в состав гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов (хим. анализы 1—3), в которых иногда его концентрации имеют промышленное значение. Сопутствующими минералами являются: ставролит, плагиоклаз, слюды, гранаты, кордиерит, корунд, андалузит, силлиманит, лазулит, дюмортьерит, турмалин, пирофиллит, сванбергит, оттрелит, диаспор, маргарит, мусковит, рутил, графит. Примеры месторождений в СССР: Кейвы в Мурманской обл. [25, 58, 73, 74] — кианитовые и кианит-ставролитовые сланцы, содержащие кварц, мусковит, плагиоклаз, биотит, гранат, ильменит, углеродистое вещество, апатит, рутил, титанит; Хизовары в Карельской АССР [43, 75] — кианитсодержащие сланцы и гнейсы с кварцем, плагиоклазом, биотитом, мусковитом, фукситом, ставролитом, амфиболом, гранатом, графитом, турмалином, апатитом, пиритом; Борисовское и Михайловское в Челябинской обл. [54, 76] — кианитсодержащие кварц-серицитовые сланцы с небольшим количеством магнетита, гематита, рутила, турмалина, граната, а также линзы кварцита со слюдой, пиритом и кианитом; Мало-Каслинское в Челябинской обл. [50] — кианитсодержащие кварциты с мусковитом, магнетитом, рутилом; Чайнытское в Северных отрогах Станового хребта в Якутской АССР [32, 77] — кианитовые гнейсы и сланцы, а также кианитовые и кианит-корундовые породы с небольшим количеством мусковита, маргарита, рутила, диаспора, хлорита; Пурпульское в Патомском нагорье Сибири [78] — кианитовые сланцы, содержащие бесцветную слюду, кварц, оттрелит и рутил; село Березовка на р. Иртыше

в Каз. ССР [16] — слюдяные сланцы, содержащие кианит, андалузит, силлиманит, гранат, биотит, мусковит, полевой шпат, кварц, серицит.

За границей крупные месторождения известны в Индии [79]; в шт. Бихар находится самое крупное кианитовое месторождение мира (поая шириной 10 км и длиной 70 км), кианит входит в состав сланцев и образует скопления в них, частью мономинеральные; сопутствующие минералы — рутил, мусковит, турмалин, топаз, корунд. В юго-восточных штатах США [80] месторождения кианита промышленного типа приурочены к кварцевым породам с пиррофиллитом, мусковитом, топазом, лазулитом, рутилом, пиритом, а также к слюдяным сланцам и гнейсам; в Болз Бьют в штате Айдахо [81] кианит входит в состав гнейсов и сланцев с кордиеритом, андалузитом, силлиманитом, плагиоклазом, слюдой, кварцем, ставролитом, гранатом, корундом, ильменитом. В Себешских горах (Румыния) кианит входит в состав слюдяных кристаллических сланцев; гомогенизация жидких включений в кианите указывает, что он кристаллизовался при температуре 340—385° [20].

Для редко встречающихся кианитовых амфиболитов характерны моноклиновый глиноземистый амфибол или жедрит и гранат. В Карельской АССР в окрестностях села Шуерецкого [82] кианит ассоциируется с жедритом, гранатом и биотитом, а в Хизоварах [75] амфиболиты содержат кианит, моноклиновый амфибол, гранат, полевой шпат, ставролит; в Левисэне в Шотландии [83] кианитовые амфиболиты состоят из моноклинового глиноземсодержащего амфибола, графита, а также вторичных по кианиту — серицита и клиноцоизита; близ Орсфино в шт. Айдахо (США) [84], в кианит-гранатовых жедрититах наблюдаются кварц, олигоклаз и, редко, силлиманит.

Кианит иногда встречается в эклогитах совместно с клинопироксеном, гранатом и в редких случаях — с силлиманитом [85, 86]. В Якутской АССР [51, 87] в некоторых кимберлитовых трубках обнаружены ксенолиты эклогитов, эклогитоподобных пород и гроссидитов (грессуляр + пироксен-кианитовая порода), содержащие кианит и сопутствующие минералы — моноклиновый пироксен, гранат, плагиоклаз, скаполит, апатит, рудный минерал, рутил, сапфирин (хим. анализ 4).

Как реликтовый минерал кианит известен в содержащих амфибол анортозитах Болз Бьют в шт. Айдахо (США) [84, 88]. Как продукт полиметаморфизма он обнаружен в роговиках Росшира в Шотландии [89].

В качестве акцессорного минерала присутствует в Каскельяврском граптоидном комплексе в СЗ части Кольского полуострова (120—150 г/т в граптоидритах, 400 г/т в гранитах) [90].

Кианит встречается в пегматитах, кварцевых жилах и слагает мономинеральные прожилки в кианитсодержащих породах или в соседстве с ними. Такой кианит отличается от кианита сланцев и гнейсов значительно меньшим количеством включений и более крупными размерами выделений. Образование кианита в пегматитах объясняется по-разному: распадом в пегматитовом расплаве полевого шпата с потерей щелочей и выделением кианита и кварца [52]; кислотным выщелачиванием при низком потенциале окислителя и средней температуре [72]; гидротермальным метаморфизмом [91]; метасоматозом при участии флюидов, богатых В, Si, Al, Ti, Fe³⁺, Mg, Fe²⁺, Na, K [92]; высоким содержанием глинозема в пегматитовой магне [93—95]. Исследование включений показало, что кианит в пегматитах Мамского месторождения в Иркутской области образовался при температуре около 600° и давлении 12 кбар [18].

В пегматитах кианит сопровождается турмалином, рутилом, корундом, силлиманитом, андалузитом, дюмортьеритом, топазом. Примеры месторождений в СССР: Тербес-остров и Еловый Наволок около ст. Шуерецкой в Ка-

рельской АССР [52]; с кианитом (хим. анализ 5) ассоциируются гранат, кварц, биотит, жедрит, ставролит, слюда, турмалин, хлорит; Поддужемье на р. Кемь и дер. Половина в Карельской АССР [52] — кианит обнаруживается в богатых мусковитом микроклин-плагиоклазовых пегматитах; сопутствующими минералами являются молибденит, висмутин, висмут, хризовберилл, флюорит. В окрестностях озера Синара в Свердловской обл. кианит в пегматитах образует закономерные сростания с андалузитом и параморфозы по нему [13].

За рубежом кианит в пегматитах отмечен в многочисленных пунктах вблизи Вильямстауна в Южной Австралии [92], его сопровождают: олигоклаз, кварц, биотит, рутил, турмалин. В Джхаджиди в шт. Бихар (Индия) кианит ассоциируется с силлиманитом, ставролитом, топазом, турмалином, домортьеритом [95]. В Село Майн, шт. Северная Каролина (США), кианит (кристаллы до 3,8 см в ширину и до 91 см в длину) сопровождается альбитом, гранатом, турмалином, графитом, серицитом [9, 96]. Вблизи Энуса в шт. Монтана (США) в кварцевых кианитсодержащих пегматитах присутствуют микроклин, андезин, мусковит, силлиманит, шерл, биотит, гранат, апатит, графит и серицит; вмещающие гнейсы в контакте с пегматитовыми телами обогащены кианитом [93]. Вблизи Бозмена в шт. Монтана (США) кианит наблюдается в корундсодержащих пегматитах, состоящих в основном из микроклин-микрперрита, ортоклаза, плагиоклаза, биотита и черного турмалина, апатита, циркона, магнетита, кварца, бадделейта [93]. Кианитсодержащий пегматит встречен также в районе Гетеборга [53].

Кианит-кварцевые и почти мономинеральные кианитовые жильные образования относят к гидротермальным [54, 91, 97, 98], пневматолито-гидротермальным [56, 99] или гидротермально-метасоматическим [16, 100, 101] новообразованиям, а также к богатым алюминием жилам альпийского типа [102]. Происхождение кварц-кианитовых жил связывается также с метаморфической дифференциацией, протекающей одновременно с общим метаморфизмом вмещающих горных пород [17, 25, 89, 103]. Глубина образования кварц-кианитовых жил, согласно экспериментальным данным, составляет не менее 20 км [104]. В кварц-кианитовых жилах встречаются также андалузит, силлиманит, гранаты, турмалин, рутил, слюды, хлориты, сульфиды, самородное золото. В СССР кварц-кианитовые жилы с редкими выделениями турмалина встречены в Борисовском месторождении в Челябинской обл. [54]; у дер. Михайловка Челябинской обл. кианит в жилах сопровождается кварцем, андалузитом, силлиманитом, корундом, мусковитом и каолинитом [89]; отмечено наличие кварц-кианитовых жилков в месторождении Кейвы в Мурманской обл. (хим. анализ 7) [17, 25, 58, 74]; в северной части Карелии (Карельская АССР) и юго-западной части Кольского п-ова (Мурманская обл.) кварц-кианитовые жилки имеют мощность до 15 см [101].

За границей кианит-кварцевые жилы и прожилки известны вблизи Вильямстауна в Южной Австралии [92] (сопутствующие минералы — рутил и турмалин). В районе Фукушиньяна в Корее в кварц-кианитовых жилах имеются друзы (до 20 см) кристаллов кианита, кварца и мусковита, с которыми ассоциируются пирротин и халькопирит [99]. Вблизи Бенриадиха в Индии [105] вместе с кианитом и кварцем обычны мусковит, турмалин, титанит; кианит-кварцевые жильные выделения обнаружены, кроме того, между Гхатсила и Мосабони Сингхбхум в Индии [100], также севернее с. Дервишка-Могила в Болгарии [56], в графстве Роспир в Шотландии [89]. В Долонеге в шт. Джорджия (США) кианит в кварцевых жилах ассоциируется с сульфидами и золотом [91]. В почти мономинеральных прожилках кианита иногда обнаруживаются кварц, турмалин, слюда, хлорит. В СССР кианитовые прожилки и линзы встречены среди кианитовых сланцев. Моно-



Фиг. 175. Псевдоморфозы кианита по андалузиту (хиастолиту)
(по Белькову)

миперальные скопления кианита известны в периферических частях полевошпатово-кварцевых жил около с. Берсзювки на р. Иртыше (Каз. ССР); в некоторых из них содержатся кварц и мусковит [16]. Кианитовые жилки мощностью до 15 см имеются в гидротермально измененном габбро района Майюрбэма в Индии [98] (хим. анализы кианита из кианит-андалузит-кварцевых жил приведены у Ямазаки) [29]. Особенно красивые кристаллы кианита встречаются в Тессине (Швейцария), Тироле (Австрия), Монбигане (Франция) и в Ясней (США).

Кианит образует параморфозы по силлиманиту [81] и андалузиту [16, 17, 25, 106], а также псевдоморфозы (иногда со ставролитом или биотитом и мусковитом) по кордиериту; слагает оторочки на кристаллах корунда. В некоторых параморфозах кианита по андалузиту [16, 17, 74, 106] сохраняются характерные для андалузита фигуры темного креста — в поперечном сечении и песочных часов — в продольном; для некоторых параморфоз характерно наличие новообразованного кианита вне контуров кристалла андалузита (фиг. 175). В параморфозах кианита по андалузиту оси c обоих мипералов ориентированы почти параллельно. Отмечено развитие по плагиоклазу кианита и мусковита, а по гранату — кианита и биотита [72]. Кианит образует значительные концентрации в некоторых россыпях; таковы россыпи речек Каменки и Синарки в Челябинской обл. [54, 76], р. Чайныг в Северных отрогах Станового хребта в Якутской АССР [32], элювиальные россыпи Лапса-Буру (Индия) [96] и Смитфилда (Западная Австралия) [107], валунные россыпи в Кении, Анголе и Ботсване [108].

Изм. Описаны параморфозы по кианиту андалузита [81, 58] и силлиманита [11]. Замещение кианита андалузитом, кордиеритом и мусковитом связывается с термальным метаморфизмом [109]. При ретроградном метаморфизме происходило замещение кианита смесью корунда и омигоклаза (тонкие реакционные каймы) и частичное замещение β -доизитом [86]. Под влиянием высокотемпературных водных растворов кианит превращается в мусковит [57], серицит, реже по нему развиваются гальк, диаспор, пирофиллит, парагонит, диксит [110], ксантифиллит [111], каолицит, кварц, маргарит, клиноцоизит, топаз [112].

Искусств. Впервые получен в 1955 г. Коусом при температуре 900° и давлении 20 000 атм и Кеннеди при 700° и 14 000 бар [113]. Экспериментально

поле устойчивости кианита изучали также Робертсон с сотрудниками в 1955 г. [114]. Позднее рядом исследователей установлена граница фаз кианит-силлиманит в интервале температуры 400—1500° и давления 5—25 кбар [115]. По данным Слуцкого [116], полиморфное превращение кианит — силлиманит при температуре 1130° и давлении 19 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ сопровождается резким изменением электропроводности и энергии активации. Ричардсон с соавторами [115], Пугин и Хитаров [117] установили границу фаз кианит — силлиманит в присутствии воды (первые — в интервале 700—800° и 7,2—15,5 кбар, вторые — при 500—700° и 7500—10 000 атм). Равновесие кианит — андалузит исследовано Ньютоном [118] при температуре 750° и давлении 6,6 кбар. В 1963 г. впервые экспериментально установлено положение тройной точки кианит — андалузит — силлиманит Хитаровым с соавторами [119] и Белом [120]. Позднее тройная точка исследована Ньютоном, Альтхаузом [121, 122], а также Пугиным и Хитаровым — в присутствии воды [117]. Матшущима с соавторами [115] исследовали фазовые равновесия пиррофиллит + корунд ↔ кианит + вода и пиррофиллит ↔ кианит + кварц + вода в интервале температуры 475—565° и давления 6—35 кбар. Совместно с коуситом кианит образуется за счет пиррофиллита в интервале от 1000—1500 до 2000° и от 13 500—27 000 до 81 000 атм [123].

Практ. знач. Является сырьем для огнеупорной и кислотоупорной промышленности, добавляется в стекло для увеличения содержания алюминия, используется при изготовлении эмалей, электрофарфора, огнеупорного цемента, пластмасс [124, 125]. Применение кианита основано на его способности давать при 1400° муллит и стекло. Минимальное содержание Al_2O_3 в сырье 58%, максимальное содержание SiO_2 — 40%. Значительное изменение объема кианита при нагревании требует предварительного обжига. Из кианита получают кремнеалюминиевый сплав силумин (с 13% кремния). Предложен способ получения из кианита глинозема [126]. Разработаны методы получения кианитового концентрата из сырья с Кольского п-ова (для огнеупорной промышленности — электромагнитная сепарация, для алюминиевой промышленности — флотация) [127].

Прозрачные и красиво окрашенные разновидности кианита встречаются редко и используются в ювелирном деле; однако совершенная спайность и анизотропия твердости затрудняют огранку [128]. Кианит как драгоценный камень был найден в ассоциации с сапфиром в Индии, Бирме, Швейцарии, в шт. Монтана (США), в Танзании (124). Кианит интенсивно синей окраски ошибочно принимался за сапфир, а голубовато-зеленый — за аквамарин.

Отл. Важнейшие диагностические признаки — голубая или синяя окраска и анизотропия твердости. Под микроскопом характерны высокий рельеф, многочисленные трещинки спайности, полисинтетические двойники, положительное удлинение, косое погасание на ряде разрезов и большей частью голубая окраска [129, 130]. От андалузита отличается положительным удлинением, высоким рельефом, цветом и наличием двойников. Более низкое двупреломление, наличие двойников и пересекающихся трещинок спайности позволяют отличать кианит от силлиманита.

Разнов. Х р о м к и а н и т — chromsuapite зеленого цвета. Впервые под этим названием описан хромкианит из Чайнытского месторождения в Якутской АССР [32], содержащий 1,81% Cr_2O_3 ; $n_g=1,734$, $n_p=1,718$. Обнаружен также [2, 131] в ксенолите гроссидита из кимберлитовой трубки «Загадочная» в Якутии. Содержит до 12,86% Cr_2O_3 и 0,96% Fe_2O_3 (включая FeO); $n_g=1,776$, $n_p=1,760$. Изоморфная примесь Cr^{3+} увеличивает параметры элементарной ячейки кианита.

Межплоскостные расстояния кварцита из Циллертала [Тироль] *
CuK α -излучение, $D = 114,6$ мк

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
100	3	6,70	03 $\bar{1}$; $\bar{1}31$	20	2,331	43 $\bar{1}$; $\bar{4}1\bar{2}$	7	1,621
$\bar{1}\bar{1}0$	3	5,89	02 $\bar{2}$; $\bar{1}2\bar{2}$	11	2,272	132	3	1,606
110	5	4,42	300	9	2,233	$\bar{1}4\bar{2}$; $\bar{1}4\bar{2}$	20	1,593
011; $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	25	4,30	220; $\bar{3}20$	15	2,214	303; 341	3	1,573
020; $\bar{1}\bar{1}1$	20	3,77	22 $\bar{1}$; $\bar{3}2\bar{1}$	7	2,181	223; $\bar{3}2\bar{3}$	<1	1,537
$\bar{2}\bar{1}0$	5	3,44	112	5	2,168	033; $\bar{1}51$	1	1,516
200	65	3,35	21 $\bar{2}$	20	2,163	050; $\bar{1}33$	7	1,506
02 $\bar{1}$; 111	100	3,18	022; $\bar{1}2\bar{2}$	3	2,151	$\bar{1}5\bar{1}$; $\bar{2}13$	9	1,502
021; $\bar{1}21$	15	3,02	$\bar{3}11$	7	2,006	431	<1	1,490
120; $\bar{2}20$	20	2,947	$\bar{2}12$	3	1,973	133; $\bar{1}33$	5	1,477
210	1	2,782	$\bar{1}40$; $\bar{3}30$	55	1,962	$\bar{2}51$; $\bar{3}30$	15	1,475
002; $\bar{1}0\bar{2}$	9	2,727	131; $\bar{2}02$	50	1,935	223	1	1,465
$\bar{2}11$	95	2,699	302; $\bar{3}31$	50	1,930	350	5	1,452
$\bar{2}1\bar{1}$	25	2,694	222; $\bar{2}40$	5	1,883	$\bar{3}33$	1	1,433
012; $\bar{1}\bar{1}2$	7	2,612	$\bar{1}32$; $\bar{2}32$	3	1,865	421; 411	} 3	1,414
$\bar{1}30$	3	2,602	141	3	1,846	511; $\bar{5}21$		
012; $\bar{1}1\bar{2}$	30	2,550	003	<1	1,820	232; $\bar{4}1\bar{3}$	3	1,403
030	20	2,509	$\bar{1}1\bar{3}$	<1	1,791	104; $\bar{4}42$;	} 25	1,392
121; $\bar{2}21$	5	2,460	311; $\bar{4}11$	11	1,764	$\bar{5}20$; $\bar{4}20$		
102; $\bar{1}31$	<1	2,366	203	<1	1,754	510	7	1,388
$\bar{1}\bar{1}2$; $\bar{2}0\bar{2}$	<1	2,361	041; 013	3	1,747	351; $\bar{4}42$;	} 75	1,377
$\bar{2}1\bar{2}$	30	2,355	023; $\bar{1}\bar{1}3$	9	1,676	403; 233;		
$\bar{2}30$	30	2,350	123; $\bar{2}2\bar{3}$	3	1,650	142		

* ASTM, 11-46; $a_0 = 7,112$, $b_0 = 7,844$, $c_0 = 5,574$; $\alpha = 90,09^\circ$, $\beta = 101,11^\circ$, $\gamma = 105,99^\circ$.

Л и т е р а т у р а

1. Skinner B. J., Clark S. P. Am. J. Sci., 1961, 259, No. 9, 651.
2. Соболев Н. В., Кузнецова И. К., Эюзин Н. И. Геология и геофизика, 1966, № 10, 42;
3. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 122; Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 10; Бразг В. Л. Структура силикатов. Перев. с англ. ОНТИ НКТП СССР, 1934, 21; Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 66-68, 70, 94-95; Шибольд Э. Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 152 и 156; Заварицкий А. Н. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6, 13; Burnham C. Zs. Krist., 1963, 118, 337; Náray-Szabó S., Taylor W. H., Jackson W. W. Zs. Krist., 1929, 17, 117; Sgarlata F. Period. min., Roma, 1965, 34, 241; Mark H., Rosbaud P. N. Jb. Min., 1926, B.-Bd. 54, A, 127 (впервые определены параметры ячейки и пространств. группа); Cordoso G. M. Zbl. Min., 1927, A, 384; Taylor W. H., Jackson W. W. Proc. Roy. Soc., London, 1928, ser. A, 119, 132 (впервые определена структура); De Rango C., Tsoucaris G., Zetwer C., Devaux J. Bull. Soc. fr. min., 1966, 88, No 4, 419; Hafner S., Raymond M. Am. Min., 1967, 52, Nos. 11-12, 1632; Bergerhoff G., Paeslack J. Zs. Krist., 1968, 126, H. 1-3, 112.
4. Доливо-Добровольский В. В. Тр. Весс. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 235, 1.
5. Barić L. N. Jb. Min. Abhandl., 1940, 76, H. 1, 36.
6. Barić L. Geol. Vjesnik, Zagreb, 1957, 11, 265.
7. Barić L. Bull. sci., Conseil Acad. RPFY, 1965, 10, No. 2, 38.
8. Barić L. Zs. Krist., 1936, 93, 57.
9. Seaman D. M. Rocks a. Minerals, 1957, 32, Nos. 5-6, 235; Борисов П. А. Производственные силы Кольского п-ова. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 154.
10. Бельков И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 135.
11. Янулов К. П., Янулова М. К. Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4, 280.

12. *Spraenhauer F.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1933, 13, H. 2, 323; *Stecl J.* Prirodoved. sborn. Ostrovskeho kraje, 1952, 13, No 1—2, 22.
13. *Кейльман Г. А.* Сб. «Научные работы студентов Свердлов. горн. ин-та», 1955, № 1, 28.
14. *Fleet S. G., Megaw H. D.* Acta cryst., 1962, 15, No. 7, 721; *McKie D.* Min. Mag., 1959, 32, No. 247, 282.
15. *Бобривич А. П., Соболев В. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 1, 3.
16. *Халтурича И. И.* Тр. Каз. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1959, вып. 1, 100.
17. *Бельков И. В.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2, 5.
18. *Соболев В. С., Базарова Т. Ю.* ДАН СССР, 1963, 153, № 4, 920.
19. *Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С.* ДАН СССР, 1967, 175, № 2, 444.
20. *Potirleanu V., Apostoloiu A., Maieru O.* Analele Stitifice all Univ. «Alicuza» din Yasi, 1965, 11, s. 2, 7.
21. *Buttgenbach H.* Min. Abstr., 1924, 2, No. 6, 265.
22. *Лебедева С. И.* Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 19; *Winchell H.* Am. Min., 1945, 30, Nos. 9—10, 583.
23. *Болдырев А. И., Морозова Л. И.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 272.
24. *Куняцов В. Д.* ДАН СССР, 1953, 89, № 2, 271.
25. *Бельков И. В.* Квантовые сланцы свиты Кейв. Изд-во АН СССР, 1963, 321.
26. *Гинзбург И. В., Горшков А. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 171.
27. *Грум-Гржимайло С. В., Еникеев М. Г.* Кристаллография, 1957, 2, вып. 1, 186; *Грум-Гржимайло С. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 129; *Грум-Гржимайло С. В., Пастернак Л. Б., Свиридова Р. К.* Сб. «Спектроскопия кристаллов». Изд-во «Наука», 1966, 195; *Kolbe E.* N. Jb. Min., Abhandl., 1935, 69, II. 2, 183.
28. *Vendl A., Mandy T.* Acta min., petr. Szeged, 1958, 11, 61.
29. *Yamasaki M.* J. Geol. Soc. Japan, 1958, 64, No. 759, 648.
30. *White E. W., White W. B.* Trans. Am. Geophys. Union, 1967, 48, No. 1, 232.
31. *Исламов И. И., Толмачев Ю. М.* ДАН СССР, нов. сер., 1936, 1, № 1, 12.
32. *Озеров К. Н., Быковер Н. А.* Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 82, 3.
33. *Барсанов Г. П., Швецова В. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
34. *Богословский М. Г., Савицкая П. В., Соломкина С. Г.* Советская геология, 1938, № 10, 99.
35. *Deutschbein O.* Ann. Phys., 1932, 14, H. 6—7, 712.
36. *Launer P.* Am. Min., 1952, 37, Nos. 9—10, 764.
37. *Keller W. D., Spotts J. H., Donald I. B.* Am. J. Sci., 1952, 250, No. 6, 453.
38. *Леонидов В. Я., Барский Ю. П., Хитаров Н. И.* Геохимия, 1964, № 5, 414; *Neuman F.* Zs. anorg., allgem. Chem., 1925, 145, 194.
39. *Robie R. A., Waldbaum D. R.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23.
40. *Skinner B., Clark S. P., Appleman D. E.* Am. J. Sci., 1961, 259, No. 9, 651.
41. *Baric L.* Bull. sci., Conseil Acad. RPFY, 1961, 6, No. 1, 5.
42. *Herz N., Dutra C. V.* Am. Min., 1964, 49, Nos. 9—10, 1290.
43. *Волотская Н. А., Жиров К. К.* Изв. Карело-Финской н.-и. базы АН СССР, 1948 № 1, 41.
44. *Винокуров В. М.* Геохимия, 1966, № 10, 1247; Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 3, 434; *Hutton D. R., Troup G. J.* Brit. J. appl. phys., 1964, 15, No. 3, 275.
45. *Грум-Гржимайло С. В.* Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2, 73.
46. *Henriques A.* Ark. min., geol., 1957, 2, H. 3, nr. 12, 271.
47. *Maritelle G.* Zbl. Min., 1951, H. 1—3, 118.
48. *Вериковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Переукина А. Е.* Галлий. Изд-во АН СССР, 1960, 3.
49. *Pearson G. R., Shaw D. M.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 7—8, 808.
50. *Хитаров Н.* Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 2, 120.
51. *Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов А. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К.* Алмазные м-ния Якутии. Госгеолтехиздат, 1959, 331.
52. *Лабунцева А. Н.* Пегматиты СССР. Изд-во АН СССР, 1939, 2, 112.
53. *Bergström L.* Geol. fgr. förhandl., 1960, 82, H. 2, No 501, 270.
54. *Игуменов А. И., Кожвиников К. Е.* Тр. ВИМС, 1935, вып. 90, 3.
55. *Костов Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова Й., Киров Г. Н.* Мунералите в България. Изд-во на Бълг. Акад. наук, 1964, 229; *Hedde M. F.* Zs. Krist., 1900, 32, 289; *Hofmann F.* Chem. d. Erde, 1962, 21, H. 3—4, 344.
56. *Костов И.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 262.
57. *Костов Ив., Петрусенко Св.* Тр. върху геол. на Българ., сер. геохим., мин. и петрогр., 1965, кп. 5, 85.
58. *Харитонов Л. Я.* Сб. «Большие Кейвы», Ленингр. Геол. Упр. Госстептехиздат, 1940, № 5, 51.
59. *Jakob J.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1937, 17, H. 2, 214 и 528.
60. *Eigenfeld I., Machatschki F.* Österreich. Akad. Wissensch., Math.-naturw. Kl., 1957, 94, Nr. 9, 151.

61. Бокий Г. Б., Бацанов С. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 2, 137; Там же, 1957, 86, вып. 4, 421.
62. Красников Н. П., Гершман Б. Л. Керамика и стекло, 1937. № 6, 24; *Barlett H. B. J. Am. Ceram. Soc.*, 1940, 23, No. 9, 249; *De Keyser W. L. Bull. Soc. fr. ceram.*, 1957, No 35, 9; *De Keyser W. L. Ber. Dtsch. keram. Ges.*, 1963, 40, H. 5, 304; *Peck A. B. Am. Min.*, 1925, 10, No. 9, 253; *Riddle F. H., Peck A. B. J. Am. Ceram. Soc.*, 1935, 18, No. 7, 193.
63. Соболев В. С., Цветков А. И. Геохимия, 1956, № 4, 45; *Феодотьева К. М. Минеральное сырье*, 1935, № 2, 31; *Greig J. W. Am. J. Sci.*, 1926, 11, No. 61, 1.
64. *De Vries R. C. J. Am. Ceram. Soc.*, 1964, 47, No. 5, 230.
65. *Roy R., Osborn E. F. Am. Min.*, 1954, 38, Nos. 11—12, 853.
66. *Яковлев Л. К., Лилеев И. С. Изв. Свб. отд. АН СССР*, 1959, № 5, 64.
67. *Wilson H. H., Bole G. A. Bull. Am. Ceram. Soc.*, 1958, 37, No. 6, 269.
68. *Chatterjee S. K. Rec. Geol. Surv. India*, 1931, 65, pt. 2, 285; *Stuckey J. L. Econ. Geol.*, 1932, 27, № 7, 661; *Stuckey J. L. Econ. Geol.*, 1935, 30, No. 4, 444; *Taber S. Econ. Geol.*, 1935, 30, No. 8, 923; *Alderman A. R. Trans. Roy. Soc. South Australia*, 1942, 66, pt. 1, 3; *Pitcher W. S., Read H. H. Quart. J. Geol. Soc. London*, 1960, 116, pt. 1, No. 461, 1; *Geijer Per. Ark. min., geol.*, 1964, 3, H. 5, 423; *Lobjoit W. M. Min. Mag.*, 1964, 33, No. 264, 804; *Питтнер У. С. Сб. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир»*, 1967, 339; *Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Наука»*, 1968, 199.
69. *Елисеев И. А. Метаморфизм. Изд-во Ленингр. ун-та*, 1959; *Тёрнер Ф. Дж. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд»*. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 24.
70. *Семенович Н. П. Парагенетический анализ и систематика метаморфических горных пород. Изд-во АН УССР*, 1954, 5; *Семенович Н. П. Матер. ко 2-му Всес. петрограф. совещанию*, Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР, 1958, 241.
71. *Кузнецова Ф. В. Советская геология*, 1961, № 8, 123.
72. *Кориковский С. П. Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1964, № 7, 85; Сб. «Проблемы изучения геологии докембрия». Изд-во «Наука», 1967, 258.
73. *Кумари Н. А. Изв. АН СССР*, 1937, № 5, 919; *Соколов П. В. Геология СССР, Мурманская обл. Госгеолтехиздат*, 1958, 27, ч. 1, 217; *Харитонов Л. Я. Там же*, стр. 347.
74. *Борисов П. А. Производительные силы Кольского п-ова. Изд-во АН СССР*, 1940, 1, 154.
75. *Борисов П. А., Вологовская Н. А. Советская геология*, 1941, № 6, 82.
76. *Колодкин С. П. Уральский техник*, 1929, № 5, 327.
77. *Куржидинский Д. С. Тр. СОПС, сер. Якутская*, 1932, вып. 2, 183.
78. *Друев С. И. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР. Госгеолиздат*, 1957, № 3 (8), 8.
79. *Dunn J. A. Econ. Geol.*, 1933, 28, No. 7, 695; *Dunn J. A. Mem. Geol. Surv. India*, 1937, 69, pt. 1, 234; *Narayananswamy S. Indian Minerals*, 1954, 8, No. 3, 153.
80. *Espenshade G. H., Potter D. B. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1960, No. 336, 121.
81. *Hietanen A. Am. Min.*, 1956, 41, Nos. 1—2, 1.
82. *Игнатъев Н. А. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР*, 1934, вып. 6, 65.
83. *Tilley C. E. Min. Mag.*, 1937, 24, No. 158, 555; *Tilley C. E. Geol. Mag.*, 1939, 76, No. 901, 326.
84. *Hietanen A. Am. Min.*, 1959, 44, Nos. 5—6, 539.
85. *Tilley C. E. Min. Mag.*, 1936, 24, No. 155, 422.
86. *Lappin M. A. Norsk geol. tidsskr.*, 1960, 40, H. 3—4, 289.
87. *Бобринский А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Геология и геофизика*, 1960, № 3, 18.
88. *Hietanen-Makela A. Proc. 20-th Intern. geol. Congr. Mexico*, 1956, 135.
89. *Tilley C. E. Min. Mag.*, 1935, 24, No. 149, 92.
90. *Винсерадова Г. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова»*. Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 105.
91. *Prindle I. M. Bull. Geol. Surv. Georgia*, 1935, No. 46, 1.
92. *Alderman A. R. Intern. geol. congress report of the 18-th session Great Britain*, 1948, pt. 3, London, 1950, 125.
93. *Heinrich E. W. Econ. Geol.*, 1949, 44, No. 4, 307.
94. *Heinrich E. W. Am. Min.*, 1950, 35, Nos. 9—10, 764.
95. *Banerji A. K. Science a. Culture*, 1954, 20, No. 5, 241.
96. *Озеров К. Н. Курс нерудных месторождений. Горгеонефтеиздат*, 1934, ч. 1, 157.
97. *Moore G.E. Bull. Geol. Soc. Am.*, 1949, 60, No. 10, 1613; *Smith I. L., Newcome R. Econ. Geol.*, 1951, 46, No. 7, 757.
98. *Roy S., Jena B. H. Quart. J. geol. mining, metallurg. Soc. India*, 1943, 15, No. 4, 201.
99. *Miyashiro A. J. Geol. Soc. Japan*, 1951, 57, No. 665, 54.
100. *Roy S. Science a. Culture*, 1956, 21, No. 11, 686.
101. *Жданов В. В. Зап. Всес. мин. об-ва*, 1959, 87, вып. 5, 599.
102. *Бертышков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва*, 1948, 77, вып. 2, 142.
103. *Read H. H. Min. Mag.*, 1933, 23, No. 140, 317.
104. *Fonteles M. Bull. Soc. fr. min.*, 1965, 48, No 2, 281.

105. Chatterjee S. K. Science a. Culture, 1954, 19, No. 9, 466.
106. Dike P. A. Am. J. Sci., 1951, 249, No. 6, 457; Harker R. I. Geol. Mag., 1954, 91, No 6, 445; Workman D. R., Cowperthwaite I. A. Geol. Mag., 1963, 100, No 5, 456; Sharns F. A. Min. Mag., 1965, 35, No. 272, 669; Гарифулин Л. Л. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 4, 383.
107. Simpson E. S. Minerals of Western Australia, Perth, 1952, 3, 43.
108. Sinclair W. E. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1952, No. 542, 171.
109. McLachlan G. R. Min. Mag., 1951, 29, No. 212, 476.
110. Дембо Т. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1935, 64, вып. 2, 416.
111. Rao B. Min. Mag., 1947, 28, No. 196, Abstr., 10, No. 1, 7.
112. Rao C. S. R. Indian Minerals, 1960, 14, No. 1, 40.
113. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, Nos. 7—9, 298; Kennedy G. C. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, No. 12, 1584.
114. Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, No. 12, 1608.
115. Griggs D., Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1956, 254, No. 12, 722; Clark S. P., Robertson E. C., Birch F. Am. J. Sci., 1957, 255, No. 9, 628; Clark S. P. Am. J. Sci., 1961, 259, No. 9, 641; Кларк С. П., Робертсон Е. К., Бёрч Ф. Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1963, 223; Newton R. C. Science, 1966, 151, No. 3715, 1222; Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. Trans. Am. geophys. union, 1967, 48, No. 1, 223; Matsushima S., Kennedy G. C., Akella J., Haugarth J. Am. J. Sci., 1967, 265, No. 1, 28.
116. Слуцкий А. Б. ДАН СССР, 1968, 179, № 4, 963.
117. Пугин В. А., Хитаров Н. И. Геохимия, 1968, № 2, 157.
118. Newton R. C. Science, 1966, 153, No. 3732, 170.
119. Хитаров Н. И., Пугин В. А., Чжао-Бин, Слуцкий А. Б. Геохимия, 1963, № 1, 219.
120. Bell P. M. Science, 1963, 139, No. 3559, 1055.
121. Althaus E. Contrib. min., petrol., 1967, 16, H. 1, 29.
122. Althaus E. Naturwissenschaften, 1967, 54, H. 2, 42.
123. Giardini A. A., Kohn J. A., Eckart D. W., Tydings J. E. Am. Min., 1961, 46, Nos. 7—8, 976.
124. Temperley B. N. Geol. Surv. of Kenya, 1953, No. 1, 87.
125. How V. A. Canad. Mining a. metall. Bull., 1954, 47, No. 501, 27.
126. Лейнер С. М. Сб. научн. тр. Московского ин-та цветных металлов и золота (Юбилейный). 1930—1940, 431.
127. Алексеев В. С., Морозов Г. Г., Антоненко Л. Е., Скляднева Л. Ф. Сб. «Обогащение полезных ископаемых Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1966, 56 и 63.
128. Sirkankas J. Gems a. Gemology, 1955—1956, 8, No. 8, 237.
129. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолиздат, 1947, 109—111, 124—126 и 159—160.
130. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Перев. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1949, 310.
131. Соболев В. С. Геология рудных м-ний, 1967, 9, № 2, 10.

Андалузит Andalusite



Название от испанской провинции Андалузии, где минерал был найден впервые (Деламетри, 1798).

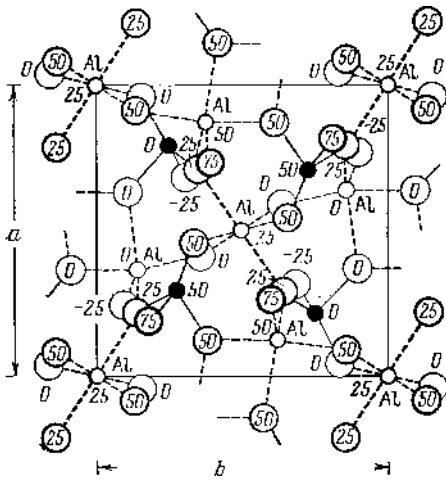
Синон. Микафилит — micaphilite (Брюннер, 1804), твердый шпат — Harthspath (Вернер, 1817), штанцайт — stanzaite (по Дана, 1892), пизейлит — pizculite (Длакруза, 1910).

Хиазолит — chiastolite — андалузит, с включениями углистого или глинистого вещества, расположенного по определенным кристаллографическим направлениям. Название от греч. χιάστος (хиастос) — диагонально расположенный (Карстен, 1800. Синон. Крестовик — macle, круит — crucite (Деламетри, 1797), пустотелый шпат — Hohlspath (Венер, 1803), мальтезит — maltesite (Седрхолм, 1896), маранит — maranite (Линк; по Хинце), хауденит (гоуденит) — howdenite (Андерсон, 1902), стеалит — Stealith (Кехлин, 1911).

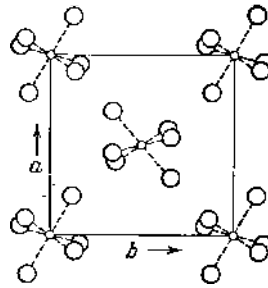
Разнов. Манганандалузит.

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, волокна; агрегаты зерен, иногда лучистые, столбчатые, шестоватые выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{12} — $Pnmm$; $a_0=7,794$, $b_0=7,8985$, $c_0=5,559$ Å; $a_0 : b_0 : c_0=0,987 : 1 : 0,704$; $Z=4$ (Бёрнэм, Бёргер) [1]. Для



Фиг. 176. Структура андалузита (по Брэггу и Кларингбулу) Цифрами указаны высоты атомов



Фиг. 177. Схема расположения Al-октаэдров в структуре андалузита (по Брэггу и Кларингбулу)

марганцовистого андалузита: $a_0=7,808$; $b_0=7,920$, $c_0=5,567$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,986 : 1 : 0,703$ (Эдман) (хим. анализ 15) [2].

Особенностью структуры (фиг. 176 и 177) [1, 3] является наличие двух типов атомов Al: в координации шесть и пять (подтверждено методом парамагнитного резонанса) [4]. Октаэдры AlO_6 расположены параллельно оси c в виде цепочек, соединенных по ребрам; форма октаэдров значительно отклоняется от идеальной. Их цепочки связаны чередующимися кремнекислородными тетраэдрами и атомами Al с координацией пять. Проекция структуры на плоскость, параллельную c , показывает, что группы $[SiO_4]$ и $[AlO_6]$ связаны в пространственную сетку состава $Al_4[Al_4Si_4O_{20}]$, сходную с таковой слюд. Анионная упаковка андалузита не является плотнейшей, поскольку в ее узоре на одной и той же высоте существует замкнутая шестигульная фигура из шаров. В андалузите ковалентные связи преобладают над ионными.

Дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,9861 : 1 : 0,7023$ (Деклаузо)

Формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
b 010	$0^\circ 00'$	90 00	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
g 120	25 53	90 00	0 00	63 07	90 00	26 53
m 110	45 24	90 00	0 00	44 36	90 00	45 24
i 320	56 41	90 00	0 00	33 19	90 00	56 41
k 210	63 45	90 00	0 00	26 15	90 00	63 45
l 013	0 00	13 11	76 49	90 00	0 00	76 49
s 011	0 00	35 05	54 55	90 00	0 00	54 55
v 054	0 00	41 17	48 43	90 00	0 00	48 43
u 032	0 00	46 30	43 30	90 00	0 00	43 30
τ 031	0 00	64 37	25 23	90 00	0 00	25 23
r 101	90 00	35 28	90 00	54 31	35 28	90 00
x 112	45 24	26 34	70 39	71 26	19 36	71 42
o 111	45 24	45 01	55 02	59 46	35 28	60 13
z 121	26 53	57 35	35 28	67 33	35 28	41 09

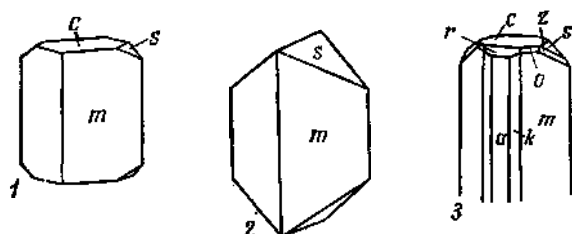
Наиболее распространены: m (110), c (001), r (101), x (112).

mm (110):(110)=89°12'	zz (121):(121)=44°53'	mz (110):(121)=36°49'
oo (111):(111)=60 29	rr (101):(101)=70 56	mr (110):(101)=65 36
oo (111):(111)=59 33	ss (011):(011)=70 10	ms (110):(011)=66 12

Для манганандалузита (виридина) Шабьги [5] на основании измерений под микроскопом указывает также грани: (230), (012), (023), (102), (203), (132), (124), (122), (334), при $a : b : c = 0,938 : 1 : 0,641$.

Сомнительные формы (21.19.8), (49.91.66), (907), (70.16.21), (352).

Кристаллы призматические, псевдотетрагональные (фиг. 178). Иногда наблюдается вертикальная штриховка на гранях (110) и (320). Длина отдельных кристаллов андалузита достигает 10—15 см и более; самый крупный кристалл (61 см в длину и 15,24 см в ширину) найден в пегматитовой



Фиг. 178. Кристаллы андалузита
1 — место неизвестно (по Дана);
2 — Аксу, Франция (по Лакруа);
3 — Пенсильвания, США (по Дана)

жиле каньона Батиста в шт. Калифорния (США) [6]. Двойники по (101) редки [7]. Включения состоят из газово-жидких обособлений, углистого и глинистого вещества, кварца, рутила, граната, корунда, циркона. В поперечном разрезе кристаллов так называемого хиастолита, включения углистого или глинистого вещества имеют вид темного креста, розба или шахматных клеток (фиг. 179), в продольном — темных полос на белом или сером



Фиг. 179. Разрез кристалла хиастолита
(по Дана)

фоне [8,9]. Темное ядро хиастолита из Ланкастера в шт. Массачусетс (США) состоит из мусковита, хлорита, кварца, сульфидов, окислов железа и титана [10].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) ясная, иногда совершенная, по (100) менее совершенная, по (010) почти не выражена; у марганцового андалузита сп. совершенная по (110) и (101), иногда по (001), отдельность по (120) и (230). Изл. неровный, занозистый, неяснораковистый. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ — $7\frac{1}{2}$. Микротвердость на (110) равна 1409, на (001) — 924 кг/мм^2 [11]; по другим данным [12], у андалузита 1650, у манганандалузита 1520 кг/мм^2 . Уд. вес 3,1—3,2 (вычисл. 3,142). Цв. серый, желтый, бурый, розовый, красный, оливково-зеленый, фиолетовый, редко бесцветный. Тем-

ный красно-фиолетовый цвет андалузита из Австралии обусловлен примесью железа (1,61% Fe_2O_3) и титана (0,11% TiO_2), марганец обнаруживается в виде следов [13]. Окраска иногда распределена неравномерно. Цвет манганандалузита темно-зеленый до почти черного; у манганандалузита (виридина) из Якутии он предположительно обусловлен железом [5, 14], из Нью-Мексико (США) — присутствием Mn^{3+} и Fe^{3+} [15]. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, часто слабый. Прозрачный до непрозрачного.

Не люминесцирует [16]. Инфракрасные спектры андалузита и манганандалузита одинаковы со спектрами кианита [17, 12].

Теплота образования андалузита из элементов $\Delta H_{298} = (-) 619,39$ ккал/моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta Z_{298} = (-) 584,13$ ккал/моль; энтропия $S_{298}^0 = 22,28$ кал/град·моль [18]. Термическое расширение (в %) в пределах 20—100° || оси a 0,092, || оси b 0,042, || оси c 0,054; объемное расширение 0,151 [18].

Микр. В шлифах андалузит обычно бесцветный, реже розоватый и желтовато-розовый; окраска распределяется неравномерно, иногда гуще окрашено ядро зерна, иногда его края. Окрашенные разности андалузита плеохроируют с различной интенсивностью в различных участках одного и того же кристалла; темные участки в виде пятен заключены в светлых или пальцеобразно заходят друг в друга. По N_g — бесцветный, бледно-желтый, темно-желтый, оливково-зеленый, по N_m — бесцветный, бледно-желтый, травяно-зеленый, по N_p — розово-красный, желтый, желтовато-яблочно-зеленый, $N_p > N_m > N_g$. Цв. манганандалузита в шлифах ярко-зеленый, n варьирует от зерна к зерну. У травяно-зеленого манганандалузита (виридина) из Якутской АССР абсорбция в синей части спектра $N_m > N_g < N_p$, в красной $N_m > N_g > N_p$ [5]. Плеохроизм андалузита из Фресно в шт. Калифорния (США), в зернах которого имеются темно- и светлоокрашенные участки, зависит от содержания железа (Ti и Mn в минерале отсутствуют) [19]:

	Светлые участки		Темные участки	
	По N_p	Почти бесцветный	По $N_m = N_g$	Розовый
Fe_2O_3 (%)		0,51		2,44
FeO		0,60		0,42

Двуосный (—). Пл. опт. осей (010); $N_g = a$, $N_m = b$; $N_p = c$; удлинение (—); $n_g = 1,639 - 1,652$, $n_m = 1,633 - 1,644$, $n_p = 1,629 - 1,640$; $n_g - n_p = 0,009 - 0,012$, редко до 0,006; $2V = 66 - 86^\circ$ [20]; дисперсия $r < v$, обычно слабая, но иногда очень сильная, реже $r > v$. Манганандалузит [2, 5, 15, 21] двуосный (+). Пл. опт. осей (010); $N_g = c$; $N_m = b$; $N_p = a$; удлинение (+); $n_g = 1,662 - 1,727$, $n_m = 1,654 - 1,701$, $n_p = 1,649 - 1,679$; $n_g - n_p = 0,012 - 0,048$; $2V = 52 - 72^\circ$. Дисперсия показателей преломления манганандалузита из СССР: $n_g = 1,723$ при 630 мкм, 1,732 при 542, 1,737 при 510; $n_p = 1,678$ при 620 и 1,685 при 515 мкм [5], $r < v$, иногда сильная; у манганандалузита из Сальм-Шато (Бельгия) наибольший показатель преломления равен 1,74; двупреломление колеблется в пределах 0,005—0,090, $2V = 73 - 78^\circ$ [21]. Наблюдались крестообразные кристаллы, каждая из четырех частей которых обладает одинаковой кристаллографической и оптической ориентировкой [22]. Встречаются закономерные сростания с кианитом (см. «Кианит»), а также сростания с галенитом и халькопиритом [23]. Под микроскопом в выделениях андалузита наблюдаются многочисленные включения различных минералов.

Хим. Теор. состав: Al_2O_3 — 62,93, SiO_2 — 37,07. Методом парамагнитного резонанса установлено, что Fe^{3+} в основном замещает Al в шестерной:

координации, а Cr^{3+} замещает только Al в шестерной координации [22, 24]; S^{6+} замещает Si^{4+} [25]; роль Mn не выяснена [5, 14, 15, 26].

Спектроскопическое исследование [26] показало, что в среднем андалузит содержит (в %): Li — 0,021, Ga — 0,0083, Zr — 0,0045, V — 0,004, Cr — 0,002, В — 0,001 и следы Ni, Sr, Y, Pb. По данным Вершковской и др. [27], содержание в андалузите Ga не превышает 0,001%. В манганандалузите [15] содержится (в %): Zr — 0,02, Zr — 0,2, Cu — 0,04, Ni — 0,02, Sr — 0,03, Nb — 0,01, Y — 0,02. Содержание Ra в андалузите из Японии составляет $n \cdot 10^{-12}$ [28].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	Необн.	0,52	—	—	0,20	0,16	—	0,48	—
K_2O	0,07		—	—	0,10	0,11	—	0,25	—
MgO	0,03	0,54	0,42	0,58	0,23	Не обн.	0,11	—	0,22
CaO	0,02	0,25	0,30	0,51	0,90	Сл.	0,19	0,06	0,20
MnO	Необн.	—	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	—	—	0,01
FeO	0,05	0,03	0,10	0,57	0,38	0,07	—	—	—
Al_2O_3	62,70	58,94	59,20	55,21	60,11	61,14	60,20	61,47	61,46
Fe_2O_3	0,36	0,80	0,25	3,45	0,07	0,12	3,99	1,56	0,60
SiO_2	36,74	37,20	38,20	38,50	37,97	35,92	35,81	36,86	36,86
TiO_2	0,01	0,14	0,25	0,24	0,04	Не обн.	0,07	—	0,04
H_2O^+	0,15	—	—	—	0,23	2,69	—	—	0,64
H_2O^-	0,01	0,14	—	—	—	0,09	—	—	0,08
	—	1,25	1,28	1,30	0,23	—	—	—	—

Сумма 100,14 (99,81) (100,00) (100,39) (100,46) 100,30 100,37 100,68 100,11

Уд. в. — — 3,142 3,195 3,14 3,077 3,01 3,154 3,137

n_g 1,642 1,647 1,641 1,652 1,641— 1,643 — 1,643 1,639

n_m 1,637 — — — 1,634— 1,637 — 1,639 1,633

n_p 1,631 1,640 1,632 1,640 1,630— 1,631 — 1,634 1,629

$2V$ — — 82° — 80° — 78° — 83° — $81-83^\circ$ — 83° — —

1 — Болз-Бьют в шт. Айдахо (США), анал. Трент; содержит 0,002% Ba, 0,0008% Cr, 0,0004% Cu, 0,0008% Ga, 0,001% V [29]; 2 — от бледно- до густо-розового, Березовка, Каз. ССР; в оригинале сумма 99,91% [30]; 3 — бесцветный, реже голубой, гора Кондох, Арм. ССР; в оригинале сумма 99,90% [31]; 4 — зеленый, гора Кондох, Арм. ССР, в оригинале сумма 100,4% [31]; 5 — розовый, р. Верда, Западное Приазовье, УССР; анал. Горда, [11]; в оригинале сумма 100,23%, элементы-примеси — Cr, V, Ti, Cu; 6 — м-ние Болден (Швеция), анал. Эдман [2]; 7 — коричневатый; ядро зонального кристалла с отчетливым плеохроизмом, Шейтанкюпрю, Болгария [32]; 8 — интенсивно красный, Дольни-Боры (Чехословакия); анал. Вайслоузил [33]; 9 — светло-розовый; Иеллоунайф-Бей, район Большого Невольничьего озера, Северо-Западные территории, Канада; анал. Элсуорт; содержит Ga [34];

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,03	—	—	0,40	—	0,18	—	—	—
K_2O	0,22	—	—	0,21	—	0,33	—	—	—
MgO	0,16	—	—	—	—	0,33	—	0,21	—
CaO	0,22	—	—	0,23	Сл.	0,40	—	1,61	—
MnO	<0,01	—	—	—	—	—	—	10,91	19,22
FeO	—	0,60	0,42	—	—	Необн.	—	0,93	3,97
Al_2O_3	60,16	62,40	60,84	62,13	56,99	51,80	55,52	45,72	44,22
Mn_2O_3	—	—	—	—	6,91	3,63	4,77	—	—
Fe_2O_3	1,82	0,51	2,44	0,52	Необн.	3,30	4,16	6,60	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	36,58	35,61	35,46	36,31	36,72	39,50	35,30	32,35	31,20
TiO ₂	0,05	—	—	—	—	0,07	1,04	0,35	—
H ₂ O ⁺	0,86	0,41	0,24	0,36	—	0,31	—	1,31	—
H ₂ O ⁻	0,08	0,32	0,26	0,00	—	0,37	—	—	—
Сумма	100,19	99,85	99,66	100,16	100,62	100,22	100,79	99,99	98,61
Уд. в.	3,139	3,13	3,16	3,58	3,205	3,14	3,220	3,21	—
<i>n_g</i>	1,639	1,645	1,646	—	—	1,670	1,691	1,727	—
<i>n_m</i>	1,633	1,639	1,641	—	—	1,662	1,671	1,701	—
<i>n_p</i>	1,629	1,634	1,637	—	—	1,658	1,662	1,679	—
2 <i>V</i>	—	-86°	-75°	—	—	+72°	+71°	+72°	+80°

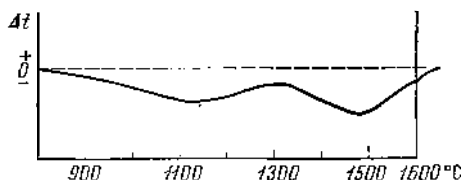
10 — коричневый; Оутпрост, район Большого Девольничьего озера, Северо-Западные территории, Канада; анал. Элсуорт; содержит Ga [34]; 11 — светло-розовый, Фресно, шт. Калифорния (США), анал. Мернам [19]; 12 — темно-красновато-фиолетовый, Фресно в шт. Калифорния (США); анал. Мернам [19]; 13 — оливково-зеленый, Минас-Жерайс (Бразилия); анал. Джекоб [35]; 14 — травяно-зеленый, Вестана (Швеция), анал. Зантессон [36]; 15 — от светлого до темного голубовато-зеленого; округ Ультевин (Северная Швеция), анал. Быстрём, содержит 0,10% F [2]; 16 — Дармштадт (Гессен, ФРГ); анал. Дитрих [37]; 17 — темно-зеленый, Тимптонский р-н (р. Тимптон), Якутская АССР [5, 14]; 18 — Салем-Шато [38].

Химические анализы приведены также в [13, 32, 39—44].

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится. Кислоты на андалузит не действуют. Разлагается сплавлением с щелочами или с содой. С раствором азотнокислого кобальта дает реакцию на Al.

Повед. при нагр. При обжиге андалузита образуются муллит и кремнеземистое стекло [45]. По Григу [46], при нагревании в течение 1 часа при

Фиг. 180. Кривая нагревания андалузита (по Цветкову и Соболеву)



1325° андалузит не разлагается, нагревание в течение 1 часа при 1410° сопровождается разложением минерала с поверхности зерен, при 1500—1530° андалузит полностью разлагается с увеличением объема на 5,4% и уменьшением уд. веса до 3,02. По данным Глаголева и Шешминцева [47], заметное разложение андалузита в мелких зернах устанавливается после двухчасового нагрева при 1300°, вокруг зерен образуются каймы, состоящие из изотропного вещества и муллита. При выдерживании в течение 2 час. [48] при 1500° муллитизация зерен проникала на глубину около 0,035 мм, при 720° и 500 атм или при более низкой температуре и 3000 атм андалузит давал муллит и кварц. Нагревание тонкоразмолотого андалузита во вращающейся бомбе в присутствии воды при 350—450° и давлении 136—340 атм привело к его полному разложению; главным продуктом разложения при температуре около 400° является каолинит [49]. На кривой нагревания (фиг. 180) имеется эндотермический прогиб, отвечающий поглощению тепла при переходе андалузита в муллит [46, 50]. После прогревания на воздухе в течение 3 час. при 1100° окраска марганцового андалузита с горы Кизва в шт. Нью-Мексико (США) не изменилась [15].

Находж. Андалузит — относительно распространенный минерал, встречающийся преимущественно в метаморфических породах [51]. По Тернеру [52], он характерен для роговообманково-роговиковой (ассоциируется с мусковитом, биотитом и кварцем) и пироксен-роговиковой (ассоциируется с кордиеритом, ортоклазом, кварцем, биотитом и плагиоклазом) фаций контактового метаморфизма. По Семененко [53], андалузит образуется в алюмосиликатных породах при их метаморфизме: термоконтактовом (роговики высокотемпературной ступени) и миграционно-контактовом (гидротермально-пневматолитовом) — слюдяно-ставролит-андалузитовые сланцы и андалузит-корундовые алюмокварциты.

В контактовых породах, образование которых сопровождается метасоматозом [54], андалузит ассоциируется с кордиеритом, силлиманитом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом, калиевым полевым шпатом. На р. Урух (Северо-Осетинская АССР) роговики содержат пойкилобласты андалузита, кордиерит, слюда, реже ромбический пироксен, кварц, плагиоклаз, аноклаз, а также магнетит, циркон, турмалин [55]. В верховьях реки Малый Зеленчук (Черкесская АО) андалузит в контактовых породах ассоциируется со скаполитом, биотитом, силлиманитом и гранатом [56]. В Бериккульском районе в Западной Сибири породы, контактирующие с авгитовыми диоритами, обогащены хиастолитом, ассоциирующимся с кварцем, полевым шпатом, серицитом, глинистым и углистым веществом [57]. В западной части Алданского кристаллического массива в протерозойских сланцах и роговиках андалузит в виде желваков размером до 10 см составляет до 50%; его выделения окружены тонкозернистым агрегатом серицита, хлорита, кварца и биотита [58]. Изредка андалузит обнаруживается в атачите в окрестностях горы Магнитной в Челябинской обл.; сопутствующие минералы: санидин, ортоклаз, плагиоклаз, слюда, магнетит, турмалин, кварц, реже хлорит, эпидот, роговая обманка [59].

В районе Бар-Андло в Вогезах (Франция) андалузит в роговиках сопровождается биотитом, мусковитом и рудными минералами [60]. На горе Скиддо в графстве Камберленд (Англия) в непосредственном контакте гранитов и слюдяных сланцев развиты плотные кварцитоподобные породы, в которых крупные кристаллы андалузита погружены в тонкозернистую массу кварца, биотита и кордиерита; вдали от контакта за счет черных сланцев образовались сланцы с кристаллами хиастолита в массе мелкочешуйчатой слюды, кварца и углистого вещества [61]. В горах Санта-Роса в штате Невада (США) в состав роговиков входят андалузит (до 37%), плагиоклаз, кварц, биотит, кордиерит, мусковит, иногда калиевый полевой шпат, силлиманит, титанит, апатит, турмалин, рудный минерал, графит [54]. На горе Якиши в Японии в роговиках андалузит ассоциируется с антофиллитом, хлоритом, кордиеритом, гранатом, биотитом, мусковитом, шпиделем, плагиоклазом, кварцем, магнетитом и гранатом [62].

В сланцах и гнейсах спутниками андалузита являются биотит, мусковит, силлиманит, кианит, гранат, кордиерит, ставролит, магнетит, рутил. Такковы развитые на Кольском п-ове андалузит-силлиманитовые сланцы с кианитом, кордиеритом, кварцем и серицитом [63]. В с. Березовка на р. Иртыше (Каз. ССР) андалузит (хим. анализ 2) наблюдается в слюдяных сланцах совместно с силлиманитом, кианитом, мусковитом, биотитом, полевым шпатом, серицитом, гранатом [30]. В верховьях р. Баксан (Кабардинская АССР) развиты сланцы и гнейсы, в которых наряду с андалузитом содержатся биотит, мусковит, силлиманит, кварц, полевой шпат [64]. На прииске Константиновском (Якутская АССР) [20] имеются филлиты и углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с андалузитом; к сопутствующим минералам относятся биотит, мусковит, углистое вещество, хлорит, пирит, турмалин, апатит, рутил. В верховьях р. Ляйляк в Узб. ССР широко развиты сланцы с крупными

(до 20 см) выделениями розового андалузита в ассоциации с кварцем, графитом, биотитом, мусковитом, хлоритом, магнетитом, гранатом [65]. В гнейсах и сланцах в Болз-Бьют в шт. Айдахо (США) андалузит (анализ 1) ассоциируется с кордиеритом, силлиманитом, плагиоклазом, слюдой, кварцем, ставролитом, гранатом, корундом, ильменитом [27, 29].

Во вторичных кварцитах андалузит иногда образует промышленные концентрации. Минералы вторичных кварцитов, ассоциирующиеся с андалузитом: кварц, серицит, алуниит, диккит, диаспор, турмалин, зуннит, лазулит, рутил, пирит, гематит, барит, ярозит, циркон. Широко распространены вторичные кварциты на территории Каз. ССР [66, 67]. В месторождении Семиз-Бугу (Казахстан) андалузит в андалузитовых и кварц-андалузитовых породах сопровождают корунд, мусковит, пирофиллит, топаз, диаспор, зуннит, алуниит, рутил, а также циркон, гематит, пирит. Известны также вторичные кварциты, содержащие андалузит и корунд, на Алтае [68]. В Горисском районе Арм. ССР известны породы андалузит-серицит-кварцевой и серицит-андалузитовой фации [69, 70]. На ледниках Сангунтидон и Кайсар (Кабардинская АССР) обнаружены андалузитовые и андалузит-серицитовые метасоматиты с кварцем, слюдами, рутилом, альбитом, диаспором, корундом, шпинелью, кордиеритом, калиевым полевым шпатом, хлоритом, цирконом [71]. Андалузитсодержащие метасоматиты встречаются также в Северо-Восточном Забайкалье и в Северной Армении [72]. На месторождении горы Кондох (Арм. ССР) развиты андалузит-кварцевые породы; андалузит парагенетически связан с ортоклазом, рутилом, флогопитом, мусковитом (хим. анализы 3 и 4) [31].

Крупным месторождением андалузита являются Белые Горы в шт. Калифорния (США), сложенные андалузитсодержащими кварцитами [73] с корундом, топазом, турмалином, цирконом, мусковитом, диаспором, рутилом, гематитом, пиритом, пирофиллитом, титанитом, ильменитом, лейкоксеном, кальцитом, лазулитом, баритом, алуниитом.

В околорудных осветленных породах колчеданных месторождений [74] ассоциация минералов, сопровождающих андалузит, сходна с таковой вторичных кварцитов; в месторождении Кабан (Свердловская обл.) в состав околорудных осветленных пород входят андалузит, зуннит, диаспор, топаз, пирофиллит, флюорит, хлоритоид, барит, корунд, силлиманит.

Исключительно редки находки андалузита в гранитах, аплитах и грейзенах [75]. В грейзенах андалузит обнаружен в одной из вольфраморудных областей Дальнего Востока; он является главным породообразующим минералом грейзенов, сопровождается топазом, мусковитом, вольфрамитом, арсенопиритом, диаспором [76]. В Дальненском районе Каз. ССР имеются грейзены, содержащие до 80% андалузита наряду с кварцем, мусковитом, жидьбертитом [40]. На горе Айридаг в Кедабекском районе Азербайджана содержание андалузита в грейзенах не превышает 15%; к сопутствующим минералам принадлежат: кварц, мусковит, флюорит, серицит, альбит, апатит, магнетит, пирит [77]. Грейзеноподобные породы, содержащие до 20% андалузита, встречены в Забайкалье; андалузит сопровождается кварцем, ортоклазом, флогопитом, рутилом, мусковитом, альбитом, силлиманитом, турмалином [78]. В гранитах андалузит отмечается в ряде массивов: у дер. Южаковой (близ Шайтанки) в Свердловской обл. [79], в Дарпирском батолите Якутской АССР [80], в Улуканском массиве (кряж Улахан-Сис) в Якутской АССР [81], в восточной части хребта Терской-Алатау в Кирг. ССР [82], в Шпелинском массиве в Польше [83], в Дартмуре в Австралии [84], в Рудных горах в ГДР [85]. Образование андалузита в гранитах связывается с явлениями ассимиляции, контаминации, гибринизма [80—82, 84—86], а также с воздействием гидротермальных растворов, богатых глиноземом [83]. По Коржинскому [87], андалузит может присутствовать лишь

в мигматитах и в метасоматически измененных кислых породах и отсутствует в нормальных изверженных породах. Однако Хилз [88] отмечает, что не всегда присутствие андалузита в гранитах указывает на контаминацию.

Андалузит входит в состав некоторых гранитных пегматитов и кварцевых жил, образует мономинеральные прожилки и прожилки с корундом. В пегматитах андалузит [6, 11, 13, 19, 32—34, 41, 89] (химические анализы 5, 7—12), иногда содержится в промышленных количествах. Сопутствующие андалузиту минералы в пегматитах: слюда, корунд, силлиманит, апатит, пирит, халькопирит, борнит, ферберит, касситерит, берилл, топаз, турмалин, колумбит. Андалузит в пегматитах в СССР известен во многих местах. В верховьях р. Сох в Узб. ССР с андалузитом ассоциируются гранат, шерл, полнокромный турмалин, биотит, мусковит, жильбертит, пирит, колумбит [90]. В верховьях р. Ляйляк в Узб. ССР в пегматитах наряду с андалузитом содержатся дюмортьерит, шерл, дравит, зеленый турмалин, рубеллит, лепидолит, берилл, мусковит, гранат, пирит [90]. В горах Алтынтау в Узб. ССР, по данным Арапова [89], андалузит присутствует в оловоносных пегматитах; сопутствующие минералы: мусковит, плагиоклаз, биотит, гранат и более редкие колумбит, берилл, топаз, турмалин, апатит. В месторождении Куги-Ляль (Юго-Западный Памир) в Тадж. ССР количество андалузита в пегматитах достигает 20%; он ассоциируется с дравитом и кварцем [42]. На р. Берде (Западное Приазовье) в УССР в жиле пегматита, подвергнувшегося метаморфизму, содержатся: андалузит (до 30%), плагиоклаз, силлиманит (до 19%), мусковит, кварц, гранат, турмалин [11]. За рубежом крупнейшим месторождением этого типа является Блэк-Хилс в шт. Южная Дакота (США); андалузит добывался попутно с мусковитом, полевым шпатом, бериллом, колумбит-танталитом, касситеритом и др. [67]. В графстве Фресно, шт. Калифорния (США), андалузит обнаружен в пегматитах, содержащих кварц, олигоклаз и небольшие количества мусковита, клинохлора, корунда [19]. В Йосемитском Национальном парке в шт. Калифорния (США) распространены пегматиты, содержащие андалузит, корунд, ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, гематит, турмалин [91]. Андалузит встречен в корундовом плагиоклазите на Борзовском месторождении (Урал), где он ассоциируется с корундом, рутилом, цирконом, мусковитом [44].

Андалузитсодержащие кварцевые жилы развиты преимущественно среди метаморфических пород. В них наблюдаются также силлиманит, кианит, корунд, мусковит [43]; примеры: верховья р. Баксан в Кабардинской АССР (выделения до 7 см) [92]; дер. Михайловка в Челябинской обл. (20 × 6 см) [43]; ассоциируется с кианитом, силлиманитом, корундом, мусковитом, каолинитом.

Андалузитовые и корунд-андалузитовые жилки, толщина которых не превышает нескольких сантиметров, обычны в массивах вторичных кварцитов в Каз. ССР. В образовании этих жилок, вероятно, главную роль играли охлаждение и нейтрализация постмагматических растворов по мере проникновения их в боковые породы [93]. В некоторых корунд-андалузитовых жилках содержатся пирит и рутил. В м-нии Болиден в Швеции андалузитовые породы секутся прожилками, состоящими из андалузита с небольшим количеством серицита, каолинита, диаспора [94]. В Стшеллинском гранитном массиве встречаются тонкие жилки, сложенные андалузитом, который сопровождается мусковитом, кварцем и полевым шпатом [95]. Андалузит-флогопит-альбитовые прожилки установлены в андалузитсодержащих грейзеноподобных породах Забайкалья [78]. Андалузит образует параморфозы по кианиту [29, 32, 39, 96] и силлиманиту [29]; местами он замещает ставролит, кордиерит и зуннит.

При механическом разрушении пород андалузит переходит в россыпи. Элювиальные и аллювиальные пески с промышленным содержанием андалузита имеются в Трансваале (ЮАР) [97].

Изм. Известны параморфозы по андалузиту кианита и силлиманита. В параморфозах кианита по хиастолиту [9, 98, 99] часто сохраняются присущие ему закономерно ориентированные включения. Андалузит замещается мусковитом, пирофиллитом, корундом, диаспором, каолинитом, плагиоклазом, а также агрегатами, состоящими из следующих минералов: а) корунда, шпинели, рутила и полевого шпата; б) мусковита, корунда, диаспора; в) кварца, серицита; г) хлоритоида, серицита; д) парагонита, мусковита, кианита [100]. Особенно легко андалузит переходит в слюду (мусковит, серицит), что объясняется наличием в его структуре радикала состава $[Al_4Si_4O_{20}]$, аналогичного радикалам структур со слоистыми решетками. При замещении андалузита мусковитом образуются эпитактические срастания этих минералов [11, 43]. Серицитизация андалузита в сланцах на контакте с гранитной интрузией прииска Константиновского в Якутской АССР связывается с привнесом щелочей из магмы или из термальных минерализованных вод [20]. Замещение андалузита кварцем и серицитом в слюдяных сланцах с. Березовки на р. Иртыше в Каз. ССР относится к процессам гидротермального метаморфизма [30].

Искусств. Наиболее достоверные данные о получении андалузита в гидротермальных условиях опубликованы Вейлом [101]; длительность эксперимента 75 дней, температура 700° , давление 3000 атм ; использовались: андалузитовая затравка, порошок кианита и вода; затравка андалузита увеличилась в весе на 3,2% и на ней образовались грани, характерные для природного андалузита. Более ранние сообщения о синтезе андалузита [102, 103] в гидротермальных условиях не содержат данных о методе диагностики андалузита. В 1954 г. [104] опубликованы данные о гидротермальном синтезе андалузита при изучении системы $Mg - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ в интервале температур $450-650^\circ$ и давлений $680-2040 \text{ атм}$; однако в 1962 г. [105] было показано, что полученное вещество является новой полиморфной разновидностью Al_2SiO_5 , которую искусственно в 1963 г. получил Карр [106] в интервале температур $470-534^\circ$ при давлении 2100 кг/см^2 . В 1955 г. [107] появились данные о синтезе андалузита при температуре 700° и давлении $10\,000 \text{ атм}$ из смеси каолина и солей натрия, но метод определения андалузита не указан. В 1957 г. [108] опубликованы результаты опытов по синтезу андалузита из смеси каолинита, иллита и кварца при $530-655^\circ$ и 2000 атм ; андалузитовая природа полученного продукта доказана рентгеновским методом. В 1959 г. [109] синтез андалузита осуществлен гидролизом мусковита при 420° и 1020 атм (наличие андалузита также подтверждено рентгеновским методом). В 1960 г. [106, 110] при 470° и 2040 атм получена андалузитоподобная фаза из каолинита; самые сильные линии порошкограммы искусственно полученной андалузитоподобной фазы (X-андалузит) и природного андалузита очень близки. В 1963 г. [111, 112] впервые экспериментально установлено положение тройной точки андалузит — кианит — силлиманит в условиях умеренных температур и давлений. В 1966 г. [113] установлены границы фазового равновесия пирофиллит \rightleftharpoons андалузит + кварц + вода (490° при 2040 кг/см^2 и 525° при 7140 кг/см^2), граница реакции андалузит — силлиманит в гидротермальных условиях ($590-620^\circ$ и $2-7 \text{ кбар}$) [114], а также перехода андалузит — кианит (750° и $6,6 \text{ кбар}$) [115]. В 1967 г. получены иные, чем в 1963 г., данные о тройной точке полиморфных модификаций Al_2SiO_5 [116] и установлено равновесие пирофиллит \rightleftharpoons андалузит + кварц (400° и 1000 бар) [117]. В 1968 г. установлена линия равновесия андалузит — силлиманит ($500-600^\circ$ и $4000-9000 \text{ атм}$) и тройная точка андалузит — кианит — силлиманит с участием воды [118].

Практ. знач. В основном используется так же, как и кианит. Благодаря незначительному изменению объема при обжиге представляет ценное сырье для керамической промышленности. Предложен способ получения из андалузита глинозема [119]. Прозрачные и красиво окрашенные разновидности употребляются как драгоценные камни 3-го класса.

Отл. Под микроскопом от апатита отличается отсутствием пирамидальных конечных граней, ромбическими и прямоугольными очертаниями срезов, более высокой интерференционной окраской, двуосностью и большим углом опт. осей; от топаза отличается призматической спайностью, плеохроизмом, большим углом опт. осей и отрицательным знаком; от кианита — отрицательным удлинением, более низким рельефом, розоватой окраской и отсутствием двойников; от гиперстена — отрицательным удлинением; от тремолита — отрицательным удлинением, более низкой интерференционной окраской, прямым углом между трещинками спайности; от силлиманита — отрицательным удлинением и значительно более низким двупреломлением; от меллита, цоизита и везувиана отличим по отрицательному удлинению, а также по отсутствию аномальных цветов интерференции [120].

Разнов. *Манганандалузит* — *manganandalusite* [36]. Синон. — *виридин* — *viridine* [37], *госселетит* — *gosseletite* (Корен, 1934). Отличается повышенным содержанием MnO (до 19,22%), иногда содержит больше железа, чем обычный андалузит (до 6,6% Fe_2O_3) (хим. анализы 14—18). Наблюдается в виде короткопризматических слегка уплощенных кристаллов (до 20—40 мм), зерен, округлых, столбчатых и пластинообразных скоплений; мономинеральные обособления иногда достигают 150×70 мм [14]. Цв. ярко-зеленый, темно-зеленый (почти черный). Оптические (+). Удлинение зерен положительное. Интенсивный плеохроизм; показатели преломления выше, чем у обычного андалузита (см. стр. 463 и при хим. анализах).

Встречается в Mn- и Fe-содержащих глинистых песчаниках, полевошпатовых песчаниках, смешанных кластических и туфогенных осадках, подвергшихся региональному (от низкой до средне-высокой степени) и контактовому (низкой степени) метаморфизму, в гематитсодержащих филлитах. Известен на Алданском нагорье в Якутской АССР [5, 14], где содержание его местами достигает 60%; на р. Тимптон ассоциируется с биотитом, полевыми шпатами, силлиманитом, альмандином, рутилом, хлоритом, апатитом, графитом, гематитом, магнетитом, амфиболом, моноклинным пироксеном, баститом, кордиеритом, пирротином, ильменитом; на Окурданских гольцах наблюдается в ассоциации с кварцем, манганофиллитом, гранатом (спессартин-пироп), гематитом, магнетитом, микроклином, олигоклазом, а также с аксессуарными рутилом, монацитом, цирконом, апатитом и сванбергитом [121]. В округе Ультевис в Северной Швеции встречен в кварцитах и лептитах; сопутствующие минералы: микроклин, плагиоклаз, гематит, мусковит, апатит, эпидот, турмалин, циркон, пьомонтит; здесь же обнаружен в пегматитах, секущих лептиты, с кварцем, микроклином, пироксеном, Mn-гранатом [2, 122]. В Вестано в Южной Швеции манганандалузит встречается в кварцитах с мусковитом и аксессуарными цирконом и гранатом [36]. В Дармштадте (ФРГ) в контактово-метаморфических сланцах сопровождается кварцем, пьомонтитом, биотитом и аксессуарными апатитом, рутилом, гранатом, гематитом [37]. На горе Кизва в шт. Нью-Мексико (США) манганандалузит обилен в кварцитах, содержащих кианит, мусковит, гематит, реже рутил и циркон [15]. В Сальм-Шато (Бельгия) манганандалузит представлен порфириобластами в гематитсодержащих филлитах [38]. Манганандалузит замещается мусковитом, хлоритоидом, смесью хлорита с кварцем и серицита с пьомонтитом, глинистым веществом.

При выщелачивании Mn и Fe обесцвечивается [5, 121, 123]. По межплоскостным расстояниям манганандалузит не отличается от обычного андалузита [5, 15].

Межплоскостные расстояния андалузита из Минас-Жераис, Бразилия*
CuK α -излучение, $D = 114,6$ м.м

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
110	100	5,54	311	40	2,255	113	10	1,757
101	90	4,53	230; 122	10	2,181	331	30	1,754
111	70	3,92	320	90	2,170	232	10	1,716
120	60	3,52	231	10	2,031	241	10	1,681
210	40	3,49	040	20	1,975	421	5	1,667
002	20	2,78	400	10	1,947	213	10	1,635
220	90	2,77	140	10	1,914	042	5	1,610
112	20	2,486	410	20	1,892	402	30	1,595
221	20	2,482	132	20	1,856	150	10	1,548
310	50	2,466	330	10	1,851	223	30	1,542
031	20	2,378	141	20	1,811	510	10	1,530
301	20	2,353	013	20	1,804	341	10	1,513
022	40	2,273	411	20	1,791	303; 431	10	1,509

Кроме того, 23 линии до 1,179

* ASTM, 13—122.

Л и т е р а т у р а

1. Burnham C. W., Buerger M. J. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No. 12, 1838; Zs. Krist., 1961, 115, 269.
2. Ödman O. H. Sver. geol. unders., Ser. C, No 516, 1950, Arsbok 44, No 2, 12.
3. Белов Н. В. ДАН СССР, 1939, 23, № 2, 171; Брегг В. Л. Структура силикатов. Горгеонефтеиздат, 1934, 21; Брегг В. Л. Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 66; Шубольд Э. Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 159; Hey J. S., Taylor W. H. Zs. Krist., 1931, 80, 428; Sgarlata P. F. Period. min., Roma, 1962, 31, No. 1, 43; Mark H., Rosbaud P. N. Jb. Min., 1926, B.-Bd. 54, A, 127 (впервые определены параметры элементарной ячейки и пространственная группа); Taylor W. H. Zs. Krist., 1929, 71, 205 (впервые изучена структура); Zs. Krist., 1961, 115, 314; Thorneley P. C., Taylor W. H. Mem. Manchester Lit. Phil. Soc., 1939, 83, 17; Bergerhoff G., Paeslack J. Zs. Krist., 1968, 126, H. 1—3, 112.
4. Госс С., Бринкман Д. 7-й Международный Конгресс и симпозиум по росту кристаллов. Тезисы докладов. Изд-во «Наука», 1966, 51.
5. Шабунин Л. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 3, 203.
6. Seaman D. M. Rocks a. Minerals, 1957, 32, Nos. 5—6, 235.
7. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Перев. с англ., Изд-во «Мир», 1965, 1, 156.
8. Tertsch H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1937, 49, H. 1, 31.
9. Бельков И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2, 5; Бельков И. В. Кварцевые сланцы свиты Кейв. Изд-во АН СССР, 1963, 320.
10. Schaub V. M. Rocks a. Minerals, 1953, 28, Nos. 1—2, 3.
11. Байраков В. В., Бочков А. А. ДАН СССР, 1965, 165, № 1, 171.
12. Болдырев А. И., Морозова Л. И. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 272.
13. Simpson E. C. J. Roy. Soc. Western Australia, 1931, 17, 137.
14. Сердюченко Д. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1949, 78, вып. 2, 133.
15. Heinrich E. Wm., Corey A. F. Am. Min., 1959, 44, Nos. 11—12, 1261.
16. Барсанов Г. П., Шегелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3; Богословский М. Г., Савицкая П. В., Соломкина С. Г. Советская геология, 1938, № 10, 99; Deutschbein O. Ann. Phys., 1932, 14, H. 6—7, 712.
17. Keller W. D., Spotts J. H., Doland L. B. Am. J. Sci., 1952, 250, No. 6, 453.
18. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23 (тепловые педичипы); Skinner B., Clark S. P., Appleman D. E. Am. J. Sci., 1961, 259, No. 9, 651 (термическое расширение).

19. *Macdonald G. A., Merriam R.* Am. Min., 1938, 23, No. 9, 588.
20. *Герасимов А. П.* Матер. по облей и прикл. геол., 1926, вып. 50, 40.
21. *Corin F.* Bull. Soc. géol. Belg., 1934, 57, No 8—9, 152 (по реферату N. Jb. Min., 1936, 1, 385); *Corin F.* Bull. Soc. belge géol., 1934, 44, F. 3, 313 (по реферату N. Jb. Min., 1936, 1, 273).
22. *Варданянц Л. А.* ДАН Арм. ССР, 1948, 9, № 4, 175; *Варданянц Л. А.* Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., ест. и техн., 1948, 1, № 1, 53; *Ицксон М. И.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 2, 125.
23. *Rechenberg H.* N. Jb. Min., Abhandl., 1953, 85, H. 3, 395.
24. *Бильдюкевич А. Л., Винокуров В. М., Зарипов М. М., Польский Ю. М., Степанов В. Г., Чиркин Г. К., Шекун Л. Я.* Эксперим. и теор. физика, 1960, 39, вып. 6(12), 1548; *Винокуров В. М.* Геохимия, 1966, № 10, 1247; *Винокуров В. М.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 3, 434; *Holuj F., Thyer J. R., Hedgcock N. E.* Canad. J. Phys., 1966, No. 3, 509.
25. *Maritelle G.* Zbl. Min., 1951, H. 1—3, 118.
26. *Pearson G. R., Shaw D. M.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 7—8, 808.
27. *Вершюковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Переушкин А. Е.* Галлий. Изд-во АН СССР, 1960, 3.
28. *Kitura Kenjiro, Saito Nobujusa.* Chem. Abstr., 1947, 41, 3366.
29. *Hietanen A.* Am. Min., 1956, 41, Nos. 1—2, 1.
30. *Халтурина И. И.* Тр. Каз. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1959, вып. 1, 100.
31. *Ратман И. П.* Вестн. Ленингр. ун-та, 1967, № 24, сер. геол., геогр., вып. 4, 60.
32. *Костов Ив., Бресковска, В., Минчева-Стефанова И., Киров Г. Н.* Минералите в България. София, Изд-во Българската АН, 1962, 225.
33. *Sekanina J.* Časop. Moravsk. musea, Brně, vědy přírod., 1928, 26, 113.
34. *Ellsworth H. V., Jolliffe F.* Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1937, No. 40, 71
35. *Jakob J.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1940, 20, H. 1, 8.
36. *Bäckström H.* Geol. för. förhandl., 1896, 18, II, 5, 386.
37. *Klemm G.* Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 1911, 4, H. 32, 4.
38. *Deschodt R.* Bull. Soc. belge géol., 1966, 75, F. 2, 147.
39. *Костов Ив., Петрусенко Са.* Тр. върху геол. на България, сер. геохим., мин., петр., 1965, кн. 5, 85.
40. *Захарова Е. М.* Вестн. Моск. ун-та, 1956, № 2, 119.
41. *Mäkinen E.* Bull. Comm. géol. Finl., 1913, No 35, 42.
42. *Россовский Л. Н.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 166.
43. *Вертушков Г. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, № 2, 142.
44. *Свяжин Н. В.* Сб. «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». Изд-во «Наука», 1967, 40.
45. *Иванов Б. В.* Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 571; *Красников П. П., Гершман Б. Л.* Керамика и стекло, 1937, № 6, 24; *Keyser W. L.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, H. 5, 304; *Peck A. B.* Am. Min., 1925, 10, No. 9, 253; *Riddle F. H., Peck A. B.* Chem. Abstr., 1935, 29, No. 19, 6716.
46. *Greig J. W.* Am. J. Sci., 1926, 11, No. 61, 1.
47. *Гасголев А. А., Шейминцев А. Н.* Вестн. АН Каз. ССР, 1958, № 7, 105.
48. *Atamki S., Roy R.* Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No. 12, pt. 2, 1530.
49. *Roy R., Osborn E. F.* Am. Min., 1954, 39, Nos. 11—12, 853.
50. *Соболев В. С., Цветков А. И.* Геохимия, 1954, № 4, 45.
51. *Питчер У. С.* Сб. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967, 339; *Маракушев А. А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов». Изд-во «Наука», 1968, 1 — 199.
52. *Тёрнер Ф. Дж.* Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, 1, 24.
53. *Семеновко И. П.* Парагенетический анализ и систематика метаморфических горных пород. Изд-во АН УССР, 1954, 5; *Семеновко И. П.* Материалы ко 2-му Всес. петрограф. совещанию. Изд-во АН Узб. ССР, 1958, 241.
54. *Compton R. R.* Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No. 9, 1383.
55. *Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П.* Тр. ИГН АН СССР, петр. сер., 1938, вып. 4, 1.
56. *Надарейшвили О. Ш.* Бюлл. Кавк. ин-та минеральн. сырья, 1959, № 2, 29.
57. *Врублевский В. А.* Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края». Изд-во Томск. ун-та, 1962, 175.
58. *Лазько Е. М.* Геологическое строение зап. части. Алданского крист. массива. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
59. *Заварцикий А. П.* Тр. Геол. ком-та, нов. сер., 1923, вып. 122, 303.
60. *Вильямс Х., Тёрнер Ф. Дж., Гильберт Ч. М.* Петрография. Перев. с англ. Изд-во Инстр. лит-ры, 1957, 206; *Розенбуш Г.* Описательная петрография. Перев. с нем. Горгеонографиздат, 1934, 544.
61. *Rastall R. H.* Quart. J. Geol. Soc. London, 1910, 66, 116.

62. *Seki Y., Yamasaki M.* Am. Min., 1957, 42, Nos. 7—8, 506.
63. Сб. «Большие Каймы», 1940, № 5, 3; *Борисов П. А.* Производительные силы Кольского п-ова. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 154.
64. *Соловьев С. П.* Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 2, 307; *Соловьев С. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, № 6, 633.
65. *Арапов Ю. А.* Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1936, вып. 51, 38.
66. *Асташенко К. И.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 3, 127; *Асташенко К. И.* Советская геология, 1945, № 7, 71; *Донских В. В., Иаковник Н. И., Петрова Е. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 521; *Иаковник Н. И.* Минеральное сырье, 1934, № 4(8), 3; *Озеров К. Н.* Проблемы Советской геологии, 1933, 3, № 8, 123; *Озеров К. Н.* Курс нерудных м-ний. Горгеонефтеиздат, 1934, ч. 1, 157; *Озеров К. Н.* Матер. ЦНИГРИ, полезные ископ., 1935, сб. 2, 29; *Петров Н. П.* Тр. Ср.-Азиатск. индустр. ин-та, 1940, (горн. ф-т), вып. 4 (12), 62; *Срайылов Т.* Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1961, 4, 37; *Чолпанкулов Т. Ч.* Производит. силы Центр. Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1959, 2, 278.
67. *Озеров К. Н.* Сб. «Неметаллические ископаемые СССР». Изд-во АН СССР, 1936, 1, 175.
68. *Ковалев В. П.* Геология и геофизика, 1963, № 3, 82.
69. *Межелумян Г. Б.* Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., геогр., 1961, 14, № 2, 63.
70. Огнеупорное и керамическое сырье. Сб. «Геология Арм. ССР». Изд-во АН Арм. ССР, 1966, 17, 297.
71. *Ицксон М. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1939, 68, вып. 2, 229.
72. *Ратман И. П., Александров Г. В.* Тр. Кавк. ин-та минеральн. сырья, сер. геол., 1965, вып. 6 (8), 71.
73. *Dunn J. A.* Ecos. Geol., 1933, 28, No. 7, 692; *Kerr P. F.* Ecos. Geol., 1932, 27, No. 7, 614.
74. *Лозинов В. П.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, 113.
75. *Hills E. S.* Geol. Mag., 1938, 75, No. 889, 296.
76. *Харкевич Д. С.* Уч. зап. Кишиневск. ун-та, 1955, 19, 83.
77. *Кашкай М. А., Алиев В. И.* Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, 1953, № 2, 3.
78. *Александров Г. В.* ДАН СССР, 1964, 154, № 5, 1108.
79. *Лебедев Г.* Учебник минералогии. СПб., 1907, 379.
80. *Островская Е. В.* Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР, 1945, сер. 1, вып. 1, 138.
81. *Некрасов И. Я.* Тр. Якутск. фил. Сиб. орд. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 12, 227.
82. *Елютин Д. Н., Кнауф В. И., Конюк А. А., Носырев И. В., Помазов К. Д.* Тр. 2-го Всес. петрогр. совещания. Гостеолтехиздат, 1960, 603.
83. *Beres V.* Przegląd geol., 1961, NR 5, 265.
84. *Brantall A., Harwood H. F.* Min. Mag., 1923, 20, No. 101, 39; Min. Mag., 1923, 20, No. 109, 319.
85. *Hallbauer D. N.* Jb. Min., Abhandl., 1961, 97, N. 1, 35.
86. *Еремьев В. П.* Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 465.
87. *Коржинский Д. С.* Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 253 и 258.
88. *Hills E. S.* Geol. Mag., 1938, 75, No. 889, 296.
89. *Арапов Ю. А.* Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 54, сер. мин.-геохим., № 12, 1; *Калинин П. В.* Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, 211; *Лабунцов А. Н.* Изв. АН СССР, 6-я сер., 1927, 21, № 7—8, 609; *Хеотзова В. А., Феодотьев К. М.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 239; *Anderson A. L. J.* of Geology, 1928, 36, No. 7, 646; *Gordon S. G.* Acad. natur. sci., Philadelphia, Spec. publ., 1922, No. 1, 92; *Kostov I.* Ann. Univ. Sofia, Fac. biol.-geogr., 1952/53—1953/54, 48, Z. 2, 1; *Lincoln R. P.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, No. 931-H, 177; *Murdoch J.* Am. Min., 1936, 21, No. 1, 68; *Omori K.* J. Japan Assoc. min., petr., ecos. geol., 1951, 35, 1; *Webb R. W.* Am. Min., 1943, 28, Nos. 11—12, 581.
90. *Гаерусевич Б. А.* Тр. Памирск. экспед. АН СССР, 1932, вып. 4(14), 131.
91. *Rose L. R.* Am. Min., 1957, 42, Nos. 9—10, 635.
92. *Соловьев С. П.* Зап. Мин. об-ва, 1933, 62, вып. 1, 51; *Стулов Н. Н.* Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1939, 12, вып. 2, 69.
93. *Коржинский Д. С.* Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953, 416 и 421.
94. *Ödman O. H.* Sver. geol. unders., Ser. C, No 438, 1941, Arsbok, 35, No 1, 32.
95. *Beres V.* Zeszyty nauk Univ. Wroclawski, 1961, Ser. B, N 6, 155.
96. *Mac-Kenzie.* Geol. Mag., 1949, 86, No. 4, 251.
97. *Partridge F.* Publ. geol. Surv. Div. Pretoria Union South Africa, Dept. of Mines geol. ser., 1934, Bull. 2, 5.
98. *Dike P. A.* Am. J. Sci., 1951, 249, No. 6, 457; *Harker R. I.* Geol. Mag., 1954, 91, No. 6, 445; *Workman D. R., Coepertuswaite I. A.* Geol. Mag., 1963, 100, No. 5, 456.
99. *Гарифулин Л. Л.* Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 4, 383.
100. *Deitrich R. V.* Am. Min., 1956, 41, Nos. 11—12, 940.
101. *Weill D. F.* Am. Min., 1963, 48, Nos. 7—8, 944.

102. Baur E. Zs. anorg., allgem. Chem., 1911, 72, H. 2, 119.
103. Lacy E. D. Nature, 1951, 168, No. 4274, 537.
104. Roy D. M. Am. Min., 1954, 39, Nos. 1—2, 140.
105. Aramaki S., Roy R. J. Am. Ceram. Soc., 1962, 45, No. 5, 229; Aramaki S., Roy R. Am. Min., 1963, 48, Nos. 11—12, 1322.
106. Carr R. M. Geoch., cosm. acta, 1963, 27, No. 2, 133.
107. Coes L. J. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
108. Winkler H. G. F. Geoch., cosm. acta, 1957, 13, No. 1, 42.
109. Hemley J. J. Am. J. Sci., 1959, 257, No. 4, 241.
110. Carr R. M., Fife W. S. Geoch., cosm. acta, 1960, 21, Nos. 1—2, 99.
111. Хитаров Н. И., Пушин В. А., Чжао-Бин, Слуцкий А. Б. Геохимия, 1963, № 1, 219.
112. Bell P. M. Science, 1963, 139, No. 3559, 1055.
113. Althaus E. Naturwissenschaften, 1966, 53, H. 4, 105.
114. Althaus E. Naturwissenschaften, 1966, 53, H. 5, 129.
115. Newton R. Science, 1966, 153, No. 3732, 170.
116. Althaus E. Contrib. min., petr., 1967, 16, H. 1, 29.
117. Hemley J. J. Trans. Am. geophys. union, 1967, 48, No. 1, 224.
118. Пушин В. А., Хитаров Н. И. Геохимия, 1968, № 2, 157.
119. Nagai S. Rept. Japan Assoc. Advancement Sci., 1942, 17, 75.
120. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолиздат, 1947, 3.
121. Кулиш Е. А. Геология и геофизика, 1961, № 1, 53.
122. Ödman O. H. Sver. geol. unders., Ser. C, No 487, 1947, Arsbok 41, No 6, 4.
123. Thonnart P. C. R., Paris, 1954, 238, No 10, 1140.

Иодерит Yoderite (Al,Mg)₃AlSiO₄l₂O(OH)

Назван по имени американского петрографа Х. С. Иодера (Мак-Кэй, 1958) [1].

Характ. выдел. Зерна с неправильными очертаниями (до $1,3 \times 0,8 \times 0,3$ см) и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_{2h}^2 - P2_1/m$, по Флиту и Мегоу, не обнаружившим у минерала пьезо- или пироэлектрических свойств [2]; по Мак-Кэю и Рэдфорду, минерал обладает пироэлектрическими свойствами и принадлежит к группе $C_2^2 - P2_1$ [1]. По Флиту и Мегоу: $a_0 = 8,035$,

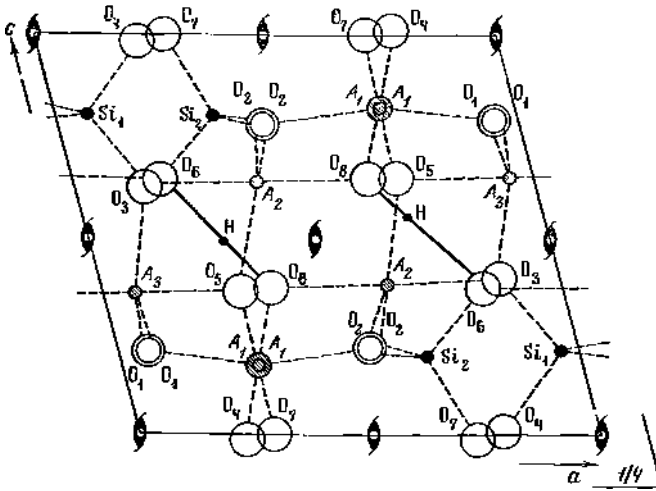
$b_0 = 5,805$, $c_0 = 7,346$ Å; $\beta = 105^\circ 38'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,394 : 1 : 1,265$ [2]; близкие величины указаны Мак-Кэем и Рэдфордом: $a_0 = 8,10$, $b_0 = 5,78$, $c_0 = 7,28$ Å; $\beta = 106^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,402 : 1 : 1,259$; $Z = 2$.

Для структуры [2] характерно (фиг. 181) наличие цепей из связанных общими ребрами AO_6 -октаэдров; цепи вытянуты вдоль оси b , связаны изолированными тетраэдрами SiO_4 и тригональными дипирамидами AO_5 двух типов: в одних дипирамидах располагаются только атомы Al, в других, как и в октаэдрах, атомы Al, Mg, Fe и др. Группы OH занимают вершины октаэдров, связывают водородной связью группы AO_5 и SiO_4 -тетраэдры.

Расстояния в тетраэдрах между Si_1 и O_1 , O_3 и O_4 в среднем равны (в Å) 1,638, расстояния $Si_2 - O_2$ и $O_6 - O_7$ равны 1,631; в октаэдрах среднее расстояние $A_1 - O = 1,966$; в AO_5 -полиэдрах $A_2 - O = 1,935$, $A_3 (Al) - O = 1,870$ Å; расстояние $O - O$ в Si_1 -тетраэдрах 2,673, в Si_2 -тетраэдрах 2,655; углы $O - Si_1 - O = 109^\circ 29'$, $O - Si_2 - O = 109^\circ 24'$ [2].

Структура иодерита имеет много общего со структурой кианита: для обеих структур характерно наличие цепочек AO_6 -октаэдров, но в кианите эти цепочки расположены вдоль оси c и связаны AO_6 -октаэдрами ($c_0 = 5,56$), а в иодерите цепочки параллельны оси b и между ними расположены группы AO_5 ($b_0 = 5,80$ Å).

Кристаллы не встречены. Зерна удлинены по оси b . Отмечены сростания иодерита и кианита: ось b иодерита || оси c кианита [1].



Фиг. 181. Структура иодерита в проекции на (010)

(по Флигу и Мероу)

A_1 и A_2 — Mg и Al (по-видимому также Fe и Ca), A_2 — преимущественно Al

Физ. св. Сп. не обнаружена, отдельность довольно отчетливая параллельно оси c , очень слабо выраженная по (100) [1]. Тв. 6. Уд. вес 3,39 [1]. Цв. пурпурный [1], зеленый [3]. Причиной пурпурной окраски минерала, возможно, является Mn [3]. Слабо магнитен.

Микр. В шлифах плеохроизм очень сильный: у пурпурного по Ng — светло-оливково-зеленый, по Nm — индигово-синий, по Np — голубой; $Nm > Np > Ng$ [1]; у зеленого по Ng — желтый, по Nm — бледно-желтый, по Np — зеленый [3]. Двусный (+). Пл. опт. осей (010); cNg около 7° , aNp около 9° ; $n_g=1,715$, $n_m=1,691$, $n_p=1,689$, $2V=25^\circ$ у пурпурного; $n_g=1,712$, $n_m=1,693$, $n_p=1,691$, $2V=30^\circ$ у зеленого. В шлифах в зернах иодерита обычно обнаруживаются реликты кианита.

Хим. На основе анализа 2 уточненная формула имеет вид: $(Al_{3,51}Mg_{1,89}Fe_{0,32}^{3+}Fe_{0,16}^{2+}Ti_{0,01})_{5,99}Al_{2,00}(Si_{3,93}Al_{0,07})_4O_{17,72}(OH)_{2,28}$.

Анализы иодерита из Маутиа Хил, Танзания:

	1	2		1	2		1	2	
Na ₂ O	0,01	—	FeO	4,82	1,72	H ₂ O ⁺	3,20	3,13	
K ₂ O	0,05	—	Al ₂ O ₃	41,06	43,46	H ₂ O ⁻	0,05	—	
MgO	12,23	12,25	Fe ₂ O ₃	0,50	3,85	Сумма		100,19	100,56
CaO	1,48	<0,01	SiO ₂	36,12	36,05				
MnO	0,32	<0,01	TiO ₂	0,35	0,10				

1 — пурпурный, анал. Рэдфорд [1]; по дополнительным определениям [3] содержание CaO и TiO₂ меньше, чем указано в анализе; очень высокое содержание Fe²⁺ сомнительно; 2 — зеленый, анал. Скуш [3].

Повед. при нагр. Рентгенограммы иодерита после продолжительного прогревания минерала при 700–820° лишь незначительно изменились. При 840° начинается переход иодерита в муллит; прогревание в течение 72 час. при 950° привело к полному разложению иодерита с образованием муллита и неопределенной фазы. В результате прогревания на воздухе при 1040° образуется индиалит, около 1100° появляется сапфирин [1]. При нагревании в атмосфере азота уже при 900° устанавливается переход иоде-

рита в смесь муллита и индиалита, имеющую зеленовато-серую окраску; при 1270° начинается инконгруэнтное плавление. На кривых нагревания, полученных в атмосфере кислорода и азота, имеются эндотермические понижения около 500 и 917°—в кислороде и около 486 и 888°—в азоте; характерен также экзотермический пик: в кислороде около 950° и в азоте около 900° [1]. До 1050° потеря в весе не превышает 0,1%, в интервале 1050—1125° она равна 2,96%, при дальнейшем нагревании до 1200° существенных изменений веса не происходит.

Наход. Встречен лишь в Маутиа Хил в Танзании, где является одним из главных породообразующих минералов метаморфических пород, сформировавшихся в условиях высокого давления, в докембрийских кварц-иодерит-кианит-талльковых сланцах. Отмечаются ассоциации: кварц — иодерит — кианит — гематит и кварц — иодерит — тальк — гематит [1].

Искусств. Получен при изучении системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ [1]; образуется при высоких давлениях.

Отл. Ранее иодерит ошибочно принимали за глаукофан или за домортьерит по сходству плеохроизма; отличим по рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния иодерита из Маутиа Хил
(хим. анализ 1)*

CuK α -излучение, $D = 190$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
101; 110	20	4,64		10	2,65**	60	2,00
$\bar{1}11$	5	4,18	$\bar{1}21$	60	2,61	40	1,97
200; $\bar{2}01$	10	3,87	112; 300	50	2,58	20	1,89
	10	3,83**	121	50	2,46	5	1,84
111	20	3,63		5	2,41**	60	1,82
002	100	3,50		30	2,39**	5	1,752
	5	3,34**	310	20	2,36	40	1,727
$\bar{2}11$; 210	50	3,23	$\bar{2}21$; 220	20	2,32	10	1,698
	50	3,19**		10	2,27**	10	1,647
201; $\bar{2}02$	10	3,07	301; $\bar{3}12$	50ш	2,24	20	1,610
$\bar{1}12$	80	3,03		10	2,16	20	1,596
020; 102	50	2,91		10	2,11	5	1,561
211; 120	10	2,72		5	2,06	20	1,547
$\bar{3}01$; 021	40	2,68					

* ASTM, 12—625.

** — левни относятся к сверхструктуре с $12b_0$ и $2c_0$.

Л и т е р а т у р а

1. McKie D., Radford A. J. Min. Mag., 1959, 32, No. 247, 282.
2. Fleet S. G., Megaw H. D. Acta cryst., 1962, 15, pt. 7, 721.
3. McKie D., Bradshaw N. Nature, 1966, 210, No. 5041, 1148.

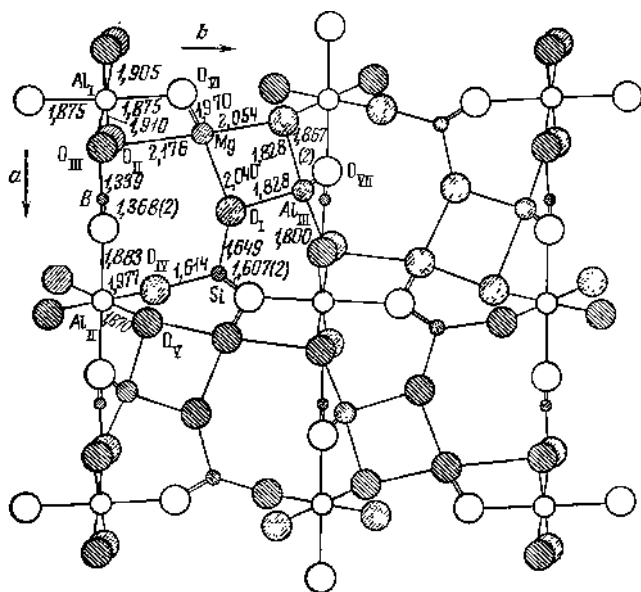
Грандидьерит Grandidierite



Назван по имени А. Грандидье — исследователя о. Малагаскар (Лакруа, 1902) [1].

Характ. выдел. Зерна, удлиненные кристаллы (до 8 см) и их пучки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^7 —*Pmna*; $a_0=10,34$, $b_0=10,99$, $c_0=$
 $=5,75$, $a_0 : b_0 : c_0=0,962 : 1 : 0,535$, $Z=4$ (образец из Форт-Дофина, Мада-



Фиг. 182. Структура грандидьерита в проекции на (001)
(по Стивенсону и Муру)

Светлые кружки — атомы на уровнях 0 и $\frac{1}{2}$, заштрихованные в направлении СВ—ЮЗ — на уровне $\frac{1}{4}$, в направлении СЗ—ЮВ — на уровне $\frac{3}{4}$.
Указаны межатомные расстояния

гаскар, по Стивенсону и Муру) [2]; $a_0=10,978$, $b_0=10,335$, $c_0=5,760$ Å; $a_0 : b_0 : c_0=1,062 : 1 : 0,557$ (по Мак-Кэю, для оригинала анализа 2 [3], оси a и b взаимно перемещены по сравнению с установкой Стивенсона и Мура).

Основным мотивом структуры грандидьерита (фиг. 182) являются два типа цепочек неэквивалентных Al — O октаэдров с общими ребрами, протягивающихся параллельно оси c . Средние расстояния Al_I — O и Al_{II} — O в октаэдрах различных цепочек соответственно равны 1,897 и 1,910 Å. Вдоль оси a цепочки Al — O октаэдров связаны бором, находящимся в центре O-треугольников и Al_{III} в пятерной координации, располагающимся в деформированных тригональных дипирамидах; вдоль оси b связь осуществляется Mg в пятерной координации и Si в тетраэдрах. Среднее расстояние B — O в треугольниках равно 1,358 Å, Si — O в тетраэдрах 1,619 Å. Среднее O — O расстояние в неэквивалентных Al — O октаэдрах 2,678 и 2,737, в AlO-тригональных дипирамидах 2,812, в MgO-тригональных дипирамидах 2,978, в Si — O тетраэдрах 2,643, в B — O треугольниках 2,353 Å. Средние углы O — Al_I — O=92,8°, O — Al_{II} — O=91,3°, O — Al_{III} — O=99,8°, O — Mg — O=101,9°, O — Si — O=109,4° и O — B — O=119,9°.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (010) менее совершенная. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. вес 2,99 [1]. Цв. сине-зеленый. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности (100) слабый перламутровый. В тонких осколках просвечивает.

Микр. В шлифах сильный плеохроизм: по Ng — бледный голубовато-зеленый, по Nm — бесцветный, по Np — бледный зеленовато-синий. В более толстых пластинках соответственно темно-зеленый, бесцветный и темно-зеленовато-синий. Двуосный (—). Погасание прямое; пл. опт. осей (001); $Ng=b$, $Np=a$; $n_g=1,6385$, $n_m=1,6360$, $n_p=1,6018$ (Na); $n_g - n_p=0,0367$;

$2V=29^{\circ}40'$ (вычисл. $30^{\circ}16'$); дисперсия $r < v$, сильная (у оригинала анализа 1 [1]); $n_g=1,623$, $n_m=1,618$, $n_p=1,590$ (у оригинала анализа 2 [3]).

Хим. Теор. состав: MgO — 13,99, B₂O₃ — 12,10, Al₂O₃ — 53,07, SiO₂ — 20,84; Mg, по-видимому, изоморфно замещается Fe.

Анализы:

	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	B ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1.	2,94	0,38	0,86	7,91	4,11	51,75	2,81	7,29	20,46	1,64	(100,15)
2.	0,04	0,09	необн.	12,04	2,87	52,12	11,57	0,80	20,39	—	100,09

1 — Андрахомана, Мадагаскар, анал. Раул [4]; в оригинале сумма 100,17; 2 — Сакатело, Мадагаскар, анал. Скун; кроме того, MnO—0,04, TiO₂—0,13 [3].

Диагн. исп. Нерастворим в кислотах. П. п. тр. не плавится.

Нахожд. Очень редок. Впервые был найден Лакруа в пегматитах и апалитах утесов Андрахомана на крайнем юге о-ва Мадагаскар в ассоциации с кварцем, ортоклазом, микроклином, альмандином, андалузитом, шпинелью и небольшим количеством биотита и андалузита. В параллельном сростании с грандидьеритом обнаружен неизвестный минерал, очень близкий по свойствам к грандидьериту, но бесцветный и с углом погасания 11° [1]. Вблизи места первой находки, в карьере Нампоана у подножия массива Безавона (Форт-Дофин) встречены выделения грандидьерита с примесью шпинели; их поперечник достигает нескольких метров; здесь же наблюдаются прожилки в гранулитах, сложенные грандидьеритом, гранатом, кордиеритом, апатитом, арсенопиритом и халькопиритом [5]. В области Порт-Шепстон (ЮАР) обнаружен в виде включений в корнерупине [6].

Изм. Довольно легко разрушается, превращаясь в зеленое волокнисто-пластинчатое вещество ($Np \perp$ плоскости пластинчатости, $2V$ очень мал).

Отл. От серендибита легко отличим по прямому погасанию, отсутствию полисинтетических двойников и более сильному дупреломлению; от ставролита отличается оптическими свойствами.

Межплоскостные расстояния грандидьерита из Сакатело, Мадагаскар [3]

CuK α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i> *	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
200	9	5,482	320	2	2,99	212; 401	2ш	2,48
020	10	5,17	031	6	2,956	411	2ш	2,41
011	10	5,04	230	2	2,92	240	2	2,337
210	3	4,84	002	3	2,878	222	4	2,287
111	2	4,59	131	2	2,855	312	4	2,210
201	2	3,97	400	9	2,744	132; 241	8	2,166
220	2	3,75	410; 321	2ш	2,66	510	6	2,149
211	7	3,708	231	6	2,602	322	2	2,072
310	3	3,449	040	7	2,584	232	2	2,050
130	2	3,29	202	4	2,551	150	4	2,031
221	3	3,150	022	3	2,515	511; 431	2ш	2,012

* Интенсивность, данная авторами в восьмидесятичной системе, переведена в десятичную.

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1902, 25, No 4, 85; 1904, 27, No 9, 259.
2. Stephenson D. A., Moore P. B. Acta cryst., 1969, 24, pt. 11, 1518.
3. McKie D. Min. Mag., 1965, 34, No. 268, 346.

4. Lacroix A., de Gramont A. Bull. Soc. fr. min., 1921, 44, No 4—5, 71; C. R. Paris, 1919, 168, No 18, 857.
5. Behier J. Ann. Géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 40.
6. de Villiers J. E. Min. Mag., 1940, 25, No. 169, 556.

СТРУКТУРА ТИПА БУЛФОНТЕЙНИТА

Булфонтейнит $\text{Ca}_2[\text{SiO}_3\text{OH}]\text{F} \cdot \text{H}_2\text{O}$	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
	Трикл.*	8,34	11,18	5,68	$93^\circ 53'$	2,37

* $\alpha = 91^\circ 36'$, $\gamma = 89^\circ 54'$.

Булфонтейнит **Bullfonteinite**



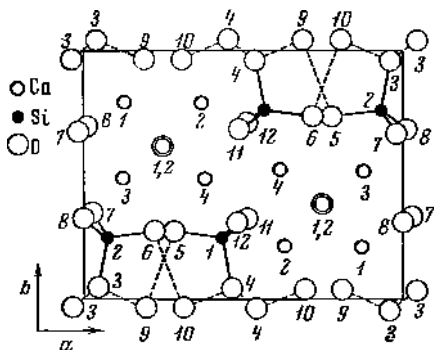
Назван по месту первоначальной находки на руднике Булфонтейн в Южной Африке (Пэри и др., 1932) [1].

Синон. Булфонтейнит, бульффонтейнит, дотуаспанит — *dutoitspanite* (Уильямс, 1932).

Характ. выдел. Мелкие сферолиты и отдельные розетки, состоящие из игольчатых кристаллов длиной до 2 мм; также плотные агрегаты удлиненных тесно сросшихся пластинок.

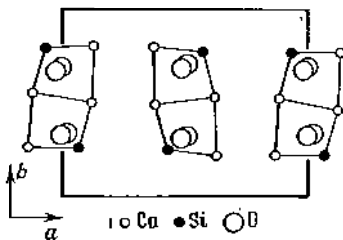
Структ. и морф. крист. Трикл. с., псевдоромбический [1]; $a_0=8,34$, $b_0=-11,18$, $c_0=5,68$ Å; $a_0 : b_0 : c_0=0,7461 : 1 : 0,5078$; $\alpha=91^\circ 36'$, $\beta=93^\circ 53'$, $\gamma=89^\circ 54'$ (Мёрдок) [2]; $a_0=10,992$, $b_0=8,183$; $c_0=5,671$; $a_0 : b_0 : c_0=1,3433 : 1 : 0,6930$; $\alpha=93^\circ 57'$, $\beta=91^\circ 19'$, $\gamma=89^\circ 51'$ (Мегау, Келси) [3]; $Z=2$.

В структуре булфонтейнита [4] в каждом кремнекислородном тетраэдре две вершины заняты группами ОН. Атомы Са находятся в семерной



Фиг. 183. Структура булфонтейнита (по Мак-Айверу)

Si-O связи показаны сплошными линиями, водородные связи — ломаными линиями, Ca-O связи опущены



Фиг. 184. Расположение полос $[\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_4]^{6+}$ в структуре булфонтейнита (по Мак-Айверу)

координации; эти Са-полиэдры представляются как тригональные призмы, в одной из боковых граней которых располагается седьмой анион. Ориентировка Са-призм различна — тройная их ось совпадает с [100] или с [001]. Структуру можно рассматривать как совокупность вытянутых вдоль оси с двойных колонок состава $[\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_4]^{6+}$, состоящих из кальциевых и кремниевых полиэдров с общим ребром O — O (фиг. 183 и 184). Колонки сочле-

няются связями Si — O — Ca с участием водородных связей, а также атомами фтора и молекулами воды. Средние межатомные расстояния: Si — O = 1,62, Si — OH = 1,67, Ca — O = 2,41, Ca — F = 2,36, Ca — OH = 2,39, Ca — H₂O = 2,49 Å [4].

Пинакоид. кл. $C_2/\bar{1}(C)$; $a : b : c = 0,7461 : 1 : 0,5078$; $\alpha = 91^\circ 36'$, $\beta = 93^\circ 53'$, $\gamma = 89^\circ 54'$ (по Мёрдоку) [2].

Главные формы [1, 2]:

	Φ	ρ		Φ	ρ		Φ	ρ			
c	001	67°40'	4°13'	n	120	33°53'	90°00'	M	$\bar{1}\bar{1}0$	126°40'	90°00'
b	010	0 00	90 00	m	110	53 20	90 00	N	$\bar{1}20$	146 07	90 00
a	100	90 00	90 00								

Второстепенные и редкие формы [1, 3]:

l	140	K	$2\bar{1}0$	g	021	G	$0\bar{2}\bar{1}$	D	$\bar{1}01$	r	122	H	$\bar{1}21$
L	$\bar{1}40$	f	011	F	$0\bar{1}\bar{1}$	d	101	t	141	h	121		

Недостовверны i ($\bar{1}21$) и l ($\bar{1}\bar{2}1$).

Мёрдок переместил оси a и b Пэри и других, изучавших кристаллы [1]. Формула перехода от установки Пэри и других к принятой здесь установке Мёрдока: 010/200/001.

Конечные грани несовершенны, обычно корродированы, кристаллы толстотаблитчатые по (100). Двойники полисинтетические по (100) и по (010), иногда по обоим законам. Полисинтетическим двойникованием объясняется вертикальная штриховка граней кристаллов. Наряду с двойниками встречаются параллельные сростки кристаллов.

Физ. св. Сп. по (100) и по (010) совершенная. Изл. раковистый или зернистый. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,73 (вычисл. 2,74). Цв. бесцветный, в масле — бледно-розовый или белый. Черта светлая. Бл. стеклянный. Водяно-прозрачный или полупрозрачный.

Микр. [1] Двусный (+). Угол погасания на плоскости (100) $cNg = 27 - 29^\circ$, на (010) $cNg = 46 - 48^\circ$ (в принятой здесь установке). В разрезах, перпендикулярных оси c , наблюдаются две системы двойников с почти прямым углом между двойниковыми пластинками; $n_g = 1,597$, $n_p = 1,587$ (Na), $2V = 70^\circ$.

Хим. Теор. состав: CaO — 53,31, SiO₂ — 28,57, H₂O — 12,85, F — 9,04. Состав булфонтейнита из Булфонтейна (анал. Пэри) [1]: CaO — 54,20, Al₂O₃ + Fe₂O₃ — 0,72, SiO₂ — 26,50, H₂O — 13,36, F — 8,81; сумма 103,59 — 3,71 (—O=F₂) = 99,88.

Диагн. исп. В разбавленной HCl разлагается с образованием прозрачного коллоидного осадка; в сильных кислотах растворяется. П. п. тр. не плавится, мутнеет. При нагревании в пробирке выделяет воду и становится фарфоровидным.

Повед. при нагр. [1] Потеря воды при нагревании происходит очень медленно. Большая часть воды удаляется в интервале 250—350°. При высокой температуре булфонтейнит переходит в метасиликат кальция.

Находж. Очень редок. По-видимому, образуется при воздействии F-содержащих растворов на афвиллит и различные карбонаты. В рудниках Булфонтейн, Дюгуаслан и Джагерсфонтейн (ЮАР) [1] содержится в ксенолитах долерита и сланца, находящихся к кимберлитам; ассоциируется с кальцитом, апофиллитом и натролитом. В Крестморе (шт. Калифорния, США) наблюдается в прожилках, секущих афвиллит, в ассоциации со скаутитом и кальцитом [2]; в скарнах месторождения Михара (Окинава, Япония) — в ассоциации с волластонитом, гранатом, везувитом, апофиллитом, прени-

том, скаутином, гиллебрандитом, плазолитом, полевым шпатом, кальцитом, куспидином [5].

Изм. В поверхностных условиях весьма неустойчив, быстро мутнеет и частично выщелачивается.

Отл. От макроскопически сходного натролита, за который первоначально и был принят, легко отличим по значительно большему показателям преломления, от афвиллита — полисинтетическим двойникованием.

Межплоскостные расстояния булфонтейнита
из Булфонтейна*

FeK α -излучение, $D = 114,6$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
010	60	8,12	220	5	3,33	5	2,333	5	1,847
110	20	6,51	$\bar{1}\bar{2}1$	5	3,26	5	2,272	5	1,751
200	20	5,47	$\bar{1}\bar{2}\bar{1}$	60	2,92	30	2,195	5	1,729
111	40	4,06	221	60	2,88	40	2,118	50	1,709
$\bar{2}\bar{0}1$	5	3,95	$\bar{2}21$	20	2,825	50	2,037	5	1,686
$\bar{2}\bar{1}1$	5	3,636	221	40	2,77	20	1,988	5	1,665
$\bar{2}\bar{1}\bar{1}$	5	3,60	$\bar{1}02$	30	2,743	5	1,953	30	1,638
211	40	3,50	102	20	2,72	100	1,93	5	1,614
$\bar{0}\bar{2}1$	40	3,44		5	2,634	5	1,912	5	1,60
				5	2,36	5	1,887	5	1,541

Кроме того,
6 линий до
1,074

* ASTM, 8—223.

Л и т е р а т у р а

1. Parry J., Williams A. F., Wright F. E. Min. Mag., 1932, 23, No. 138, 145.
2. Murdoch J. Am. Min., 1955., 40, Nos. 9—10, 900.
3. Megaw H. D., Kelsey C. H. Min. Mag., 1955, 30, No. 228, 569.
4. McIver E. J. Acta cryst., 1963, 16, 551.
5. Miyake H. J. Sci. univ. Hiroshima, Ser. C., 1965, 4, No. 4, 419.

СТРУКТУРА ТИПА ХЛОРИТОИДА

	Спигония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Хлоритоид $(Fe^{2+}, Mg)_2 AlAl_3 [SiO_4]_3 O_2(OH)_4$	Монокл.	9,50	5,50	18,22	101°57'	3,6
	Трикл.*	9,50	5,48	9,16	101 49	3,5

* $\alpha = 96^\circ 54'$, $\gamma = 90^\circ 02'$.

Триклинная и моноклинная модификации, по-видимому, одинаково распространены в природе. Обе модификации образуют как гомогенные кристаллы, так и тесные срастания, слагающие один кристалл. Пределы устойчивости каждой модификации неизвестны.

Хлоритоид Chloritoid
 $(Fe^{2+}, Mg)_2 AlAl_3 [SiO_4]_3 O_2(OH)_4$

Назван Брайткауптом (1832) по внешнему сходству с хлоритом — от греч. χλωρος (хлорос) — зеленый [1].

Синон. Карстин — Karstin (Нёгерат, 1812), филлит — phyllite (Томсон, 1828), хлоритовый шпат — chlorite spath (Филлер, 1832), баритофиллит — barytophyllite (Глокер, 1839),

масонит (мазонит) — masonite (Джесон, 1840), сисмондин — sismondine (Делес, 1843), ньютрит — newroite (Шепард, 1852), веспасит — vespasite (Бубе, 1857), стрюверит — strüverite (Брезина, 1876), частично салмит — salmite (Прост, 1884), блиабергсит (блиабергит) — bliabergsite (Игельстрём, 1896).

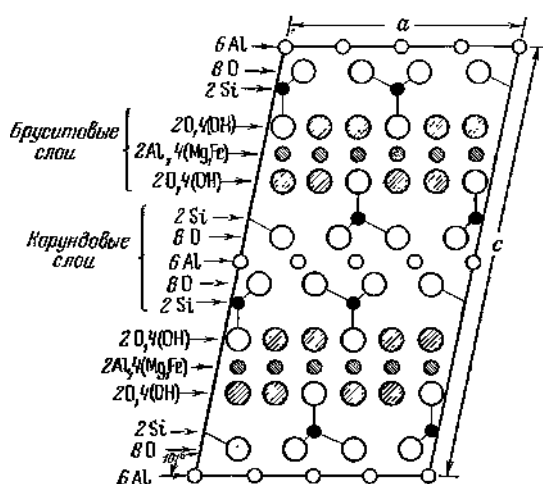
Разнов. Стрелит. Мавинит не является железистой разновидностью хлоритонда; название, по-видимому, относится к минералу из группы хрупких слюд.

Характ. выдел. Обычны порфириобласты в кристаллических сланцах, представленные пластинчатыми плохо образованными кристаллами и их агрегатами; размер кристаллов от долей мм до десятков мм.

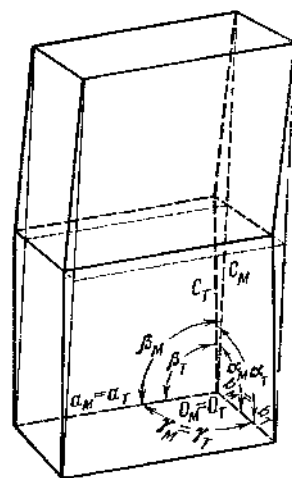
Структ. и морф. крист.

Модификация Пространств. группа	Монокл. $C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$	Монокл. $C_{2h}^6 - C2/c$	Монокл. $C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$	Трикл. $C_i^1 - P\bar{1}$
a_0	9,50	9,52	9,45	9,50
b_0	5,50	5,47	5,48	5,48
c_0	18,22	18,19	18,16	9,16
α	—	—	—	96°54'
β	101°57'	101°39'	101°30'	101°49'
γ	—	—	—	90°02'
$a_0:b_0:c_0$	1,727:1:3,313	1,740:1:3,325	1,724:1:3,314	1,734:1:1,671
Z	4	4	4	2
Авторы	Халфердал, 1961 [2]	Хэрисон, Бриндли, 1957 [3]	Милл, 1949[4]	Халфердал, 1961 [2]

Первоначально Махачки и Мусгнуг [5], определившие параметры ячейки a_0 и b_0 , предложили структуру, аналогичную структуре мусковита. Милл [4] доказал отличие структуры хлоритонда от мусковитовой. По Бриндли и Хэрисону [3, 6], для структуры хлоритонда (фиг. 185) характерны два типа октаэдрических слоев, соединенных одиночными тетраэдрами и чередующихся в направлении оси c . Слои одного типа аналогичны бруситовым



Фиг. 185. Структура хлоритонда
(по Бриндли и Хэрисону)



Фиг. 186. Взаимоотношение между
моноклинной и триклинной ячейками
хлоритонда
(по Халфердалу)

Тонкие линии — моноклинная (M) ячейка, утолщенные — триклинная (T)

и содержат в октаэдрах Al, Fe²⁺, Mg, слои другого типа содержат в октаэдрах только Al, но заселены по шпинелевому мотиву (по Белову [7], пропускается каждый четвертый октаэдр, а не третий, как в корундовом мотиве). Октаэдрические слои обоих типов повернуты относительно друг друга на 90° вокруг нормалей к слоям. Слои соединяются изолированными тетраэдрами SiO₄, сидящими на основаниях пустых октаэдров шпинелевого мотива, и водородными связями, возникающими между гидроксильными бруситоподобного слоя и теми вершинами шпинелеподобного слоя, в которых сходятся три AlO₆-октаэдра и насыщаются лишь 1,5 валентности атома O.

Существование триклинной модификации хлоритоида, установленной впервые по оптическим свойствам Баруа [8], подтверждено рентгеновскими данными [3, 9]. По типу структуры триклинная модификация аналогична моноклинной: совпадают параметры центрированной ячейки $a_0, b_0, \gamma=90^\circ$ [2], но параметр c_0 у триклинной модификации вдвое меньше. Моноклинную ячейку можно представить как образовавшуюся двойникованием триклинной ячейки (фиг. 186).

На основе рентгеновского отношения осей $a : b : c = 1,7245 : 1 : 3,3141$ $\beta=101^\circ 30'$; Милном [4] уточнены значения граничных углов Чермака [10] и вычислены координаты и новые символы форм:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	90°00'	11°30'	11°30'	0°00'
m 110	30 37	90 00	90 00	30 37
e 401	90 00	82 55	82 55	0 00
j $\bar{4}01$	-90 00	82 32	-82 32	0 00
k 114	39 56	47 13	34 45	55 45
n $\bar{1}11$	-27 56	75 04	-60 21	58 37

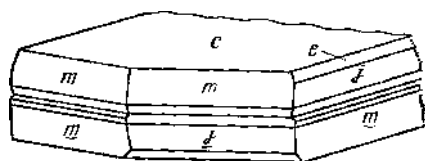
mm (110):($\bar{1}10$)=61°14'	ec (401):(001)=71°25'	jc (40 $\bar{1}$):(001)=85°58'
mc (110):(001)=84 10	kc (114):(001)=40 34	nc ($\bar{1}11$):(001)=80 40

Сопоставление индексов граней по Чермаку [10] и по Милну [4]:

Милн	001	110	401	$\bar{4}01$	$\bar{1}11$	114
Чермак	001	332	011	061	$\bar{1}11$	—

Кристаллы таблитчаты по (001), обычно не пригодны для измерений; все указанные грани установлены лишь на одном кристалле — двойнике (фиг. 187) [10]. Очень характерны полисинтетические, реже простые двойники по (001) (наблюдаются под микроскопом). По Хэрисону и Бриндли

Фиг. 187. Двойник хлоритоида по (001), Прегратен (по Чермаку)



[3], единственно возможными двойниковыми осями для кристаллов моноклинной модификации являются оси [100], [110] и [130]. Двойниковые оси [210], [120], [310] и [230], указанные в работах [2, 4, 5], по-видимому, относятся к триклинным сдвойникованным кристаллам [3].

Физ. св. Сп. совершенная по (001); часто отмечается также несовершенная спайность по плоскостям, которые пересекаются под углами, близкими к 120° или 60°. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6 $\frac{1}{2}$. Уд. вес моноклинной модификации 3,52—3,61 (вычисл. 3,60 для параметров ячейки по Халфердалу), три-

клинной 3,58 (вычисл. 3,56) [2] (в большинстве определений уд. вес несколько ниже из-за наличия примесей, главным образом, кварца). Цв. темно-синий, зеленовато-черный. Максимумы поглощения по Nm и Np лежат в области $17\ 200\ \text{см}^{-1}$ [11]. Черта бесцветная, зеленовато-белая, зеленовато-серая. Бл. стеклянный до алмазного на (001), другие грани кристаллов матовые; на изломе бл. полустеклянный. Прозрачен в тонких пластинках.

Микр. В шлифах плеохроирует: по Np — зеленый, коричнево-зеленый, по Nm — голубой, зеленовато-голубой, по Ng — желтый, зеленовато-желтый. Иногда бесцветен. Двусосный, обычно положительный, иногда оптически отрицательный (независимо от сингонии) [2, 12]; $2V$ от -36 до -55° , обычно $(+)$ $47-72^\circ$. Оптическая ориентировка хлоритоида дается по отношению нормали к (001), так как это единственное кристаллографическое направление, которое устанавливается с несомненностью; углы осей индикатрисы с нормалью к (001): $Ng = -2-30^\circ$, $Nm = -60-90^\circ$, $Np = 65-90^\circ$. У моноклинного $Np = b$, $(Np \wedge \perp (001) = 90^\circ)$, пл. опт. осей перпендикулярна к (010).

В справочнике Дира и др. на основе неточных данных приведена неверная оптическая ориентировка хлоритоида.

Показатели преломления колеблются в узких пределах: $n_g = 1,723-1,740$; $n_m = 1,719-1,734$; $n_p = 1,713-1,730$. Оптические свойства различных образцов хлоритоида по Халфердалу [2] (показатели преломления измерены с точностью $\pm 0,001$ в Na-свете):

n_g	1,725	1,732	1,732	1,730	1,733	1,735
n_m	1,720	1,726	1,726	1,729	1,728	1,728
n_p	1,719	1,725	1,725	1,725	1,727	1,725
$2V (+)$	57—61°	46—58°	47—54°	122—125°	51—55°	50—72°
Ng	6—11°	2—30°	20—26°	17—24°	21—30°	6—22°
Nm	78 83°	62—88°	64—70°	70—87°	60—70°	75—90°
Np	85—90°	76—90°	88—90°	67—84°	88—90°	69—90°
Модификация *	M+T	M+T	M	T	M	T
№ хим. анализа	—	1	2	3	4	5

* M — моноклинная, T — триклинная, M+T — смесь обеих модификаций.

Двупреломление низкое 0,006—0,12. В большинстве случаев погасание в скрепленных николях не достигается. Дисперсия очень сильная, $r > v$. Устанавливается различный характер дисперсии оптических осей: перекрещенная [13] и горизонтальная [8, 14, 15]; отмечалась дисперсия биссектрис [16, 17].

В шлифах постоянно отмечаются простые и полисинтетические двойники по (001), заметные даже при одном николе благодаря сильному плеохроизму. Наблюдаются также срастания по (001) пластинок моноклинной и триклинной модификаций [2, 18]. Некоторые кристаллы имеют зональное строение и структуру песочных часов: последняя обычно подчеркивается обильными включениями внутри «колбы часов», но иногда хорошо видна и при отсутствии включений благодаря различной оптической ориентировке минерала внутри и вне «колбы» [2].

Хим. Теор. состав: FeO — 28,64, Al₂O₃ — 40,64, SiO₂ — 23,95, H₂O — 6,77; RO : R₂O₃ : SiO₂ : H₂O = 1 : 1 : 1 : 1; по многим анализам обнаруживаются значительные отклонения от этого отношения [19], обусловленные наличием примесей, реже — использованием ошибочно для анализа принятых за хлоритоид минералов. Повышенное количество SiO₂ обусловлено примесью кварца. Часто отмечаемое содержание TiO₂ (до 2,5% [20]) следует отнести за счет примеси рутила, лейкоксена, ильменита, титаниста;

в чистом минерале содержится не более 0,6—0,2% TiO_2 . Небольшие количества CaO , Na_2O , K_2O , отмечаемые в ряде анализов [9, 15, 19, 21—24], связаны с включениями апатита, титанита, кальцита, мусковита и парагонита. В чистом хлоритоиде содержание этих окислов не превышает сотых долей % [2]. Некоторый дефицит H_2O (во многих анализах) может быть объяснен частичным окислением Fe^{2+} (замещение по схеме $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+} + H$) [2].

Наиболее важны изоморфные замещения: $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ (до 42%, обычно 10—25%), $Mn \rightarrow Fe^{2+}$ (обычно 5—10%, до 17% в оттрелите), $Fe^{3+} \rightarrow Al$ (обычно ~5, до 14%); количество атомов замещаемого элемента принимается за 100%. Высокое содержание MnO в некоторых образцах может быть объяснено примесью марганцовых минералов [23, 25].

С учетом изоморфных замещений хлоритоид можно рассматривать как соединение трех минералов: железистого $Fe_2Al(SiO_4)_2(OH)_4Al_3O_2$, марганцовистого $Mn_2Al(SiO_4)_2(OH)_4Al_3O_2$ и магниального $Mg_2Al(SiO_4)_2(OH)_4Al_3O_2$ [2].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,02	Не обн.	0,01	Не обн.	Сл.	—
K_2O	0,04	Не обн.	0,06	Сл.	Сл.	—
MgO	1,41	1,23	0,77	0,51	1,13	4,40
CaO	0,06	0,10	0,09	0,04	0,10	0,91
MnO	4,50	0,09	0,41	0,16	0,17	16,63
FeO	20,51	25,13	25,63	27,06	25,75	9,16
Al_2O_3	38,71	40,30	39,92	40,12	39,18	33,57
Fe_2O_3	2,42	2,52	1,80	1,23	1,99	2,01
SiO_2	24,84	24,00	24,30	23,91	24,49	23,38
TiO_2	0,61	0,05	0,18	0,20	0,30	—
H_2O^+	6,87	6,90	6,86	7,03	6,84	} 6,96
H_2O^-	0,03	Не обн.	0,07	0,01	Не обн.	
F	0,04	0,01	0,05	0,01	0,01	—
Сумма	100,06	100,33	100,15	103,28	99,96	99,79*
$-O=F_2$	0,02	—	0,02	—	—	—
	100,04	—	100,13	—	—	—

* В том числе 2,77% нераств. остатка.

1—Сальм-Шато, анал. Ингамелье [2]; 2—5—авал. Ослумд [2]; (2—Устюж-циссарвид, Турция; 3—Чибогамау, Квебек; 4—Натик, о-ва Роде; 5—Мичиликотен, Онтарио); 6—оттрелит, Оттре (Бельгия); анал. Раув и Жоасар [23].

Наиболее полные критические сводки анализов хлоритоида даны Халфердалом [21] и Фостером [26].

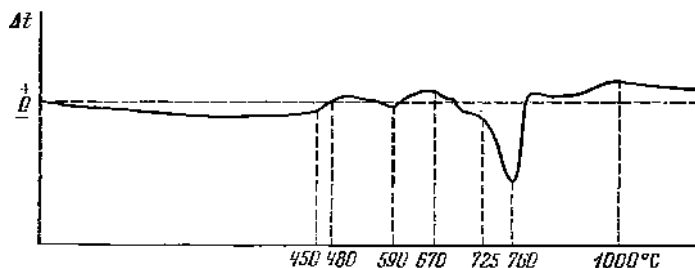
Диагн. исп. С HCl не реагирует. Полностью разлагается конц. H_2SO_4 . П. п. тр. с трудом сплавляется в черноватое слабомагнитное стекло.

Повед. при нагр. При 1400° сплавляется в вязкую массу [27]. При нагревании на воздухе отмечалась потеря 4,3% веса в интервале $360—700^\circ$, связанная с выделением воды. При 900° образуется так называемый «дегидратированный хлоритоид», структура которого аналогична структуре хлоритоида (вместо OH находятся атомы O , а Fe^{3+} вместо Fe^{2+}). По Ван-дер-Пласу и др. [9] и Логинову [28], характерна эндотермическая реакция около 770° (фиг. 188), но вода частью сохраняется до 1050° .

Находж. Большинство находок хлоритоида связано с породами, подвергшимися региональному или контактовому метаморфизму. Условия образования той или другой модификации не установлены; можно предполагать,

что моноклинная форма преобладает над триклинной при высоких температурах и давлениях, или при их умеренных величинах, но действующих длительное время [2]. Указания на значение стресса для образования и существования хлоритоида [12, 29 — 33] не подтверждаются [2, 34 — 42]. В общем случае стресс не влияет также на ориентировку кристаллов хлоритоида. По Халфердалу [2], ниже температуры разложения ($\sim 700^\circ$) хлоритоид устойчив лишь в породах, характеризующихся высоким содержанием Al (в сравнении с содержанием K_2O , Na_2O , CaO и мафических компонентов), широкими пределами колебаний содержания SiO_2 , преобладанием ($FeO + MnO$) над MgO и ($FeO + MnO$) над Fe_2O_3 .

По Халфердалу [2], ассоциации минералов, сопровождающих хлоритоид, различны в месторождениях различных генетических типов и зависят



Фиг. 188 Кривая нагрева хлоритоида (по Логинову)

главным образом от числа компонентов в системе (при условии равновесия) и от $P - T$ условий метаморфизма. В породах низкой степени метаморфизма хлоритоид сопровождается кварцем, хлоритом, мусковитом, окислами железа, реже каолинитом и диаспором. В породах высокой степени метаморфизма хлоритоид ассоциируется с кордиеритом, алмандином, ставролитом, кианитом и др. В четырехкомпонентной системе (метаморфизм осадков, содержащих только FeO , Al_2O_3 , SiO_2 и H_2O) в ассоциации с хлоритоидом будут находиться минералы, в состав которых входят только эти компоненты: андалузит, пирофиллит, алмадин, железистый кордиерит, кианит, ставролит. Наличие других компонентов вызывает появление соответствующих минералов: мусковита или биотита (K_2O), парагонита, альбита, глаукофана (Na_2O), эпидота, цонзита, маргарита, анортита (CaO). Участие Mg ввиду широко распространенного замещения Fe^{2+} на Mg допускает совместное существование фаз, соединенных пересекающимися коннодами. При высоком давлении кислорода Fe_2O_3 может обуславливать появление в ассоциации с хлоритоидом магнетита или гематита.

Хлоритоидсодержащие породы сильно отличаются и по степени метаморфизма и по составу. При метаморфизме низкой степени кварцсодержащих пелитовых осадков образуются хлоритоидсодержащие сланцы с кварцем, мусковитом, хлоритом, магнетитом, ильменитом; в зависимости от особенностей состава исходного осадка могут образоваться также гематит, рутил, эпидот, карбонаты, минералы Mn и др. Породы с хлоритоидом, образовавшиеся в условиях низкой степени метаморфизма, наиболее распространены. В СССР таковы хлоритоид-магнетит-хлоритовые сланцы и хлоритоид-магнетит-карбонатные роговики Кривого Рога [43—45], кварц-хлорит-серицитовые сланцы с хлоритоидом в докембрийской железокремнистой формации Белозерского месторождения [33], хлоритоид-кварц-серицитовые сланцы нескольких свит верхнего протерозоя Енисейского кряжа [46]. Сланцы и филлиты с хлоритоидом давно известны в Центральной Европе: в Монте-

Феноле (Франция) [47, 48]; Арденнах (Бельгия, Франция) [49–52]; в Рёрсдорфе и на Гарце (ГДР) [53, 54]; в итальянских Альпах [55]; в районе Фасор-таштайна и Готтарда (Швейцария) [19, 56, 57]; в районах Тинтагел, Скидау и на Шетландских о-вах (Шотландия) [58–60]; в Китаками (Япония) [40]; в Колье Бэй и Монт-Магнет в Австралии [22]; во многих местах США: на о-вах Роде в районе Блэкбед (шт. Айдахо) [13], в штатах Мичиган [61], Пенсильвания, Мерилэнд [62, 63], а также в Греции, Канаде, Индии, Бразилии, в ЮАР (Трансвааль) [22].

Породы, содержащие хлоритоид в ассоциации с биотитом и мусковитом (иногда с кварцем, хлоритом, магнетитом, ильменитом, рутилом, эпидотом), известны в Э-де-Груа (Франция) [8], в Арденнах (Бельгия, Франция) [15, 64, 65], в Штирии (Австрия) [66], в Стоунхэвене (Шотландия) [67], на Шницбергене [32], в Брокен Хиле (Австралия) [68].

Большое число находок хлоритоида связано с породами, метаморфизованными при умеренных значениях температуры и давления. В ассоциации с гранатом и биотитом, иногда с кварцем, мусковитом, хлоритом, магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, цоизитом и карбонатами хлоритоид отмечен в роговиках аркозового горизонта нижнекриворожской свиты (УССР) [44, 45]; в мусковит-хлоритовых сланцах с гранатом в Э-де-Груа (Франция) [8], в бельгийских и французских Арденнах [49, 50, 52, 69], в Швейцарии (Валлис, Тессин, Фаль-Пиоре) [16, 70, 71], в Штирии (Австрия) [66], в Тинтагеле и Стоунхэвене (Англия) [58, 67]. В США хлоритоидсодержащие породы подобного типа известны на островах Роде [72], в Роквиле (шт. Коннектикут) [73].

В ассоциации с парагонитом или альбитом (обычно присутствуют также кварц, гранат, мусковит, цоизит, хлорит, реже рутил, кальцит), хлоритоид встречается близ д. Косой Брод на Урале [74], в различных районах Швейцарии [19, 24, 75], в Апуанских Альпах (Италия) [76], в Ставангере (Норвегия) [77], в Гайане [78], в центральных провинциях Индии [79], в США: в Роулинсвиле (шт. Пенсильвания) [12], в каньоне Месквит (шт. Калифорния) [80]. Сланцы с хлоритоидом и глаукофаном, содержащие также кварц, мусковит, хлорит, гранат, эпидот, карбонат, магнетит (реже альбит, парагонит), известны в Э-де-Груа (Франция), в Церматт и Фаль де Багнес (Швейцария) [14, 16, 81], в Пелопоннесе и на ряде островов в Греции [76, 82], на юго-востоке о-ва Сулавеси (Индонезия) [83]. Отмечена ассоциация хлоритоида и анортита в кварц-мусковитовых сланцах с биотитом, роговой обманкой и магнетитом в Японии [84].

В ассоциации с актинолитом или роговой обманкой хлоритоид наблюдается в тальк-мусковит-хлоритовых сланцах с биотитом, гранатом, эпидотом, полевым шпатом, ильменитом, рутилом, магнетитом в Швейцарии [85, 86], в шт. Мичиган (США) [87]. Кварц-хлорит-мусковитовые сланцы с хлоритоидом и пирофиллитом (иногда с кальцитом, ильменитом, рутилом) имеются в Штирии (Австрия) [66] и в ЮАР [88].

Хлоритоид широко распространен и в породах высокой степени метаморфизма. В СССР в Западных Кайвах (Кольский п-ов) известны гранато-слюдяные и силлиманитовые сланцы с хлоритоидом [89]. Кварц-мусковитовые сланцы с хлоритоидом, кианитом, ставролитом, гранатом, биотитом, реже с хлоритом, магнетитом, ильменитом, рутилом, гематитом, цоизитом, роговой обманкой встречаются в Фаль Пиора, в Тессине, Хененсэделе (Швейцария) [9, 71], в Прегратене и в Штирии (Австрия) [66], на Шетландских о-вах и в Стоунхэвене (Шотландия) [60, 67], в Анатолии (Турция) [90], в шт. Нью-Йорк (США) [64, 91], в Конго [92]. Хлоритоид-кварц-мусковитовый сланец с силлиманитом, гранатом, биотитом, магнетитом известен в Нью-Гэмпшире (США) [93]. Ассоциация хлоритоида со ставролитом и андалузитом, местами с кварцем, мусковитом, хлоритом, магнетитом установ-

лена в Шотландии на Шетландских островах [94]; там же и в Южной Африке (Вредефот-Дом) хлоритоид встречается в ассоциации с кианитом, андалузитом, мусковитом [60].

Помимо регионально-метаморфизованных пород хлоритоид обычен в контактовых ореолах кислых интрузий. Роговики, сложенные кварцем, мусковитом, андалузитом и хлоритоидом (иногда с хлоритом, биотитом, магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, силлиманитом), отмечены в Скидау (Англия) [59], в районе Брокен Хила (Австралия) [68], в Трансваале [36, 38] и других местах Южной Африки [30, 95], в Центральной Сьерра-Леоне (Западная Африка) [40], в шт. Пенсильвания (США) [63], в Китаками (Япония) [40]. Хлоритоид в ассоциации с андалузитом и пирофиллитом обнаружен в контактах Оттре (Бельгия) [23] и Вочестера (Южная Африка) [96], с кордиеритом, андалузитом, ставролитом и гранатом в Южной Африке [95, 97]. В Японии в районе Китаками хлоритоид ассоциируется с кордиеритом, антофиллитом, альмандином, кварцем, мусковитом, биотитом, хлоритом [40].

Известны находки хлоритоида в высокоглиноземистых породах в связи с месторождениями корунда. Кроме корунда или диаспора (в зависимости от ступени метаморфизма), в ассоциации с хлоритоидом наблюдаются кианит (или силлиманит), магнетит, рутил, реже мусковит, маргарит, ильменит, гематит, карбонат, эпидот. Образования такого типа известны на Урале близ д. Косой Брод [1], на о-вах Наксос и Самос (Греция) [90, 98], в Анатолии (Турция) [90], в горах Булл (шт. Виргиния, США) [97].

В гидротермальных кварцевых жилах и гидротермально измененных породах хлоритоид, по-видимому, распространен шире, чем предполагалось раньше, когда он рассматривался как стресс-минерал. Кроме кварца, в ассоциации с хлоритоидом могут находиться хлорит, мусковит, кальцит, анкерит, сидерит, эпидот, амфибол, плагиоклаз, пирофиллит, гранат, магнетит, гематит, ильменит, рутил, халькопирит, золото, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. Гидротермальные жилы с хлоритоидом известны на Урале в окрестностях д. Шубино (Оренбургская обл.) [11], в Силезии [98], Южной Африке [99], в Канаде (Мичигонен и Холингер в Онтарио [100], Харвей Хилл в Квебеке [4]); в США (Уомбли Майн в шт. Северная Каролина) [17], в Западной Австралии (золотоносный район Калтурли) [21, 22, 31].

Как терригенный материал хлоритоид иногда отмечается в современных и древних морских осадках: илах, алевролитах, глинах [101].

Изм. На дневной поверхности хлоритоид довольно устойчив. Установлено его замещение каолинитом, а также смесью каолинита, гиббсита и лимонита [90].

Искусств. Синтезирован при 650° и давлении 9240 бар в течение 22 час. и давлении $10\,000 \text{ бар}$ и 600° в течение 6 час. из смесей соответствующего состава. Наблюдалось укрупнение кристаллов хлоритоида при давлении 1—2 *кбар* и температуре $400\text{—}500^\circ$ в длительных опытах (3000—4000 час.) [2]. По данным Роя и Татла [102], метастабильно кристаллизуется при $40\,000 \text{ атм}$ и 700° , $30\,000 \text{ атм}$ и 900° , $25\,000 \text{ атм}$ и 900° . При температуре выше 700° разлагается: при давлении до 10 *кбар* — на железистый кордиерит, герцинит и пар; при давлении свыше 10 *кбар* — на ставролит, альмандин, герцинит и пар [2].

Отл. В отличие от хлоритов с низким двупреломлением и аномальной интерференционной окраской имеет более высокое светопреломление. От клинтона отличается меньшим углом $2V$ и отрицательным оптическим знаком; биотит и стильпномелан имеют более высокое двупреломление и только одно направление спайности. От всех хрупких слюд, флогопита и биотита надежно отличается по порошкограмме.

Разнов. Оттрелит (ottrelite) — хлоритоид, обогащенный Mn. Наиболее богатый Mn природный оттрелит из Оттре (Бельгия) содержит 16,63% MnO (анализ 6). Отношение (атомное) Fe : Mg : Mn \approx 1 : 1 : 2 [23]. Оптические константы и физические свойства такие же, как у обычного хлоритоида. Указания на отличия в сингонии по сравнению с хлоритоидом [70] неверны [2].

Назван Демье (1819) по месту находки; как маргалцовая разновидность хлоритоида установлен Лакруа (1893). Синон. сальмит — salmité, частично (Прост, 1884).

Межплоскостные расстояния моноклинного хлоритоида из Натика, США*
FeK α -излучение, $D=114,59$ мкм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	10	4,741	024	20	2,337	22 $\bar{2}$; 51 $\bar{7}$	10	1,6007
200	10	4,644	221; 313	70	2,306	1.1. $\bar{1}$ 1; 318	80	1,5813
20 $\bar{2}$	100ш	4,498	40 $\bar{4}$	10	2,256	60 $\bar{4}$; 333	30	1,5636
004		4,449	222	20	2,226	331	20	1,5543
112	10	4,355	22 $\bar{4}$	10	2,183	3.1.11	10	1,5114
202	20	3,808	117	10	2,146	425; 137	20	1,4945
20 $\bar{4}$	10	3,604	223	40	2,119	333; 0.0.12	40	1,4832
113	30	3,520	22 $\bar{5}$	10	2,071	602; 319	10	1,4728
11 $\bar{4}$	30	3,421	40 $\bar{6}$; 31 $\bar{7}$	30	2,042	519	20	1,4634
114	40	3,080	026	10	2,013	229	10	1,4438
11 $\bar{5}$	10	3,004	315	20	1,984	60 $\bar{8}$	10	1,4137
306	90	2,963	118	10	1,935	2.2. $\bar{1}$ 1	40	1,4051
204	10	2,929	225	30	1,880	335; 4.0. $\bar{1}$ 2	20	1,3861
20 $\bar{6}$	30	2,773	027	10	1,864	623; 4.2. $\bar{1}$ 0;	30ш	1,3681
020; 311	10	2,741	316	10	1,836	139; 024		1,3557
021; 115	10	2,709	40 $\bar{8}$	10	1,802	710; 3.1.11	20	1,2883
11 $\bar{6}$; 31 $\bar{3}$	50	2,639	319	20	1,751	71 $\bar{7}$	10	1,2551
311	20	2,596	028	10	1,727	244	20	1,2415
31 $\bar{4}$	20	2,514	1.1. $\bar{1}$ 0			3.1.12	10	1,2104
023	20	2,489	317	20	1,702	2.0.14	10	1,1661
312	30	2,458	512; 51 $\bar{6}$	10	1,6628	0.0.16	40	1,1122
116	10	2,403	227	20	1,6466	915; 0.2.16	20	1,0309
40 $\bar{2}$	70	2,367	135; 423	10	1,6284	647; 448	10	1,0006

* ASTM, 14—62.

Межплоскостные расстояния трилинного хлоритоида из Квебека*
FeK α -излучение, $D = 114,59$ мкм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	10	4,75	022; 312	90	2,46	402; 222	20	1,904
200; 110	10	4,64	311	50	2,40	313	20	1,896
11 $\bar{1}$; 20 $\bar{1}$	100	4,50	40 $\bar{1}$; 22 $\bar{1}$	30	2,37	223; 223	20	1,853
002	100	4,45	400; 220	10	2,32	024; 314	70	1,834
201; 111	30	3,81	221; 113	50	2,30	131; 421	30	1,782
112; 20 $\bar{2}$	10	3,61	222; 40 $\bar{2}$	30	2,26	421; 131	10	1,727
11 $\bar{2}$; 112	60	3,25	312; 022	30	2,21	423	10	1,685
003	80	2,97	401; 313	60	2,14	403	30	1,669
202; 112	20	2,92	222; 222	20	2,10	133	10	1,640
203	40	2,77	312	10	2,08	314	20	1,629
021; 311	70	2,70	223; 403	20	2,04	331; 225	80	1,580
310	30	2,66	114	10	2,02	602; 332	30ш	1,566
021; 113	10	2,51	314	10	1,945	331; 205	30	1,558

Также 24 дополнительные линии до 0,988

ASTM, 14—344.

Л и т е р а т у р а

1. Rose G. Mineralogisch - geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspi-schen Meere. Berlin, 1837, 1.
2. Halferdahl L. B. J. of Petrology, 1961, 2, No. 1, 49.
3. Harrison F. W., Brindley G. W. Acta cryst., 1957, 10, 77.
4. Milne I. N. Am. Min., 1949, 34, Nos. 5—6, 422.
5. Machatschki F., Musgnug F. Naturwissenschaften, 1942, 30, 106.
6. Brindley G. W., Harrison F. W. Acta cryst., 1952, 5, 698.
7. Белоэ Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8, 13.
8. Barrois C. Bull. Soc. fr. min. 1884, 7, No. 1, 37.
9. Van der Plas L., Hügi T., Mladeck M. H., Niggli E. Schweiz. min., petr., Mitt., 1958, 38, H. 1, 237.
10. Tschermak G., Sipőcz L. Zs. Krist., 1879, 3, H. 5—6, 496.
11. Чесноков Б. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 700.
12. Pietsanen A. Am. Min., 1951, 36, Nos. 11—12, 859.
13. Shannon E. V. U. S. Nation. Mus., Bull., 1926, No. 131, 377.
14. Des Cloizeaux. Bull. Soc. fr. min., 1884, 7, 80.
15. Keller H. F., Lane A. C. Zs. Krist., 1891, 19, 383.
16. Tschopp H. Eclogae Geol. Helvetiae. 1923, 18, No. 1, 77.
17. Stuckey J. L. Am. Min., 1926, 11, No. 7, 186.
18. Venkatesh V., Malhotra P. D. Rec. Geol. Surv. India, 1960, 86, pt. 3, 545.
19. Friedlaender C. Schweiz. min., petr. Mitt., 1929, 9, H. 2, 247.
20. Snelling N. J. Min. Mag., 1957, 31, No. 237, 469.
21. Simpson E. S. Bull. Geol. Surv. W. Australia, 1915, No. 64, 64.
22. Simpson E. S. J. Roy. Soc. Western Australia, 1930, 16, 27.
23. de Raive H. Ann. Soc. géol. Belg., 1911, 38, B 209.
24. Oberholzer W. Schweiz. min., petr. Mitt., 1955, 35, H. 2, 320.
25. Prost E. Mém. Ann. Soc. géol. Belg., 1883—1884, 11, 93.
26. Foster M. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, No. 424-C, 307.
27. Doelter C., Dittler E. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Abt. 1, 1912, 121, 897.
28. Логинов В. П. Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 134, 52.
29. Harker A. Quart. J. Geol. Soc. London, 1918, 74, 63; Fennia, 1928, 50, N:o 36, 1; Meta-morphism, 1932, 147.
30. Tilley C. E. Geol. Mag., 1925, 62, No. 733, 309.
31. Prider R. T. Am. Min., 1947, 32, Nos. 7—8, 471.
32. Atkinson D. J. Geol. Mag., 1956, 93, No. 1, 63.
33. Скаржинская Т. А. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 381.
34. de Dorlodot L. Ann. Soc. géol. Belg., 1910, 37, M 145.
35. Anten J. Mém. Acad. Roy. Belg. Cl. sci., 1923, 3, 1.
36. Götz J. N. Jb. Min., 1886, B.-Bd. 4, A, 110.
37. Hatch F. H. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1905, 7, 148.
38. Hall A. L. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1910, 12, 32.
39. Read H. H. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1951, 54, 8.
40. Seki V. Sci. Rep. Univ. Saitama, ser. B, 1954, 1, 223.
41. Marmo V. Bull. Comm. géol. Finl., 1958, N:o 180, 105.
42. MacDonald G. J. F. Am. J. Sci., 1957, 255, No. 4, 266.
43. Тарасенко В. Е. Тр. Воронежск. ун-та, 1925, 1, 265.
44. Танатар - Бараш З. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 115.
45. Ищенко Д. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 288.
46. Юдин Н. И. Сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд-во АН СССР, 1962, 117; Сб. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во АН СССР, 1962, 166.
47. Damour M. A. Bull. Soc. fr. min., 1879, 2, 167.
48. Manasse E. Atti soc. Toscana Sci. nat., Proc. Verb., 1911, 20, No. 3, 29 (по реферату N. Jb. Min., 1912, 2, 330).
49. Van Werveke L. N. Jb. Min., 1885, 1, 227.
50. Gosselet J. Ann. Soc. geol. Nord., 1888, 15, 185, 261.
51. De Dycker R. Ann. Soc. géol. Belg., 1938—1939, 62, Mém., 1.
52. Michot J. Ann. Soc. géol. Belg., 1954—1955, 78, Mém., F. 1, 3.
53. Kalkowsky E. N. Jb. Min., 1882, 1, 231.
54. Mügge O. N. Jb. Min., 1918, 75.
55. Manasse E. Atti Soc. Toscana Sci. nat., Mem., 1910, 26, 121.
56. Blumenthal M. Beitr. geol. Karte Schweiz, Neue Folge, 1911, 33 (63), 1.
57. Niggli P. Beitr. geol. Karte Schweiz, Neue Folge, 1912, 36 (66), 1.
58. Phillips F. C. Geol. Mag., 1928, 65, No. 11, 500.
59. Rastall R. H. Quart. J. Geol. Soc. London, 1910, 66, 116.
60. Read H. H. Min. Mag., 1933, 23, No. 140, 317.

61. *Lamey C. A.* Bull. Geol. Soc. Am., 1935, 46, No. 7, 1137.
 62. *Stose A. J., Stose G. W.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1944, No. 204, 1.
 63. *Agron S. L.* Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, No. 11, 1265.
 64. *Hobbs W. H.* Bull. Geol. Soc. Am., 1893, 4, 167.
 65. *Rominger C.* Geol. Surv. Michigan, 1895, 5, 30.
 66. *Muchatschki F.* Geol. Arch., 1923, 2, 188.
 67. *Williamson D. H.* Geol. Mag., 1953, 90, No. 5, 353.
 68. *Browne W. R.* Mem. Geol. Surv. New South Wells, 1922, 8, Append. 1, 295.
 69. *Corin F.* Ann. Soc. géol. Belg., 1927, 51, Bull. No 1, 67.
 70. *Woyno T. J. N.* Jb. Min., 1912, B.-Bd. 33, A, 136.
 71. *Bossard L.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1929, 9, H. 1, 107.
 72. *Emerson B. K., Perry J. H.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1907, No. 311, 42.
 73. *Aitken J. M.* St. geol. Nat. hist. Surv. Conn. Quad. Rep., 1955, 6, 7.
 74. *Kyaseyova E. A.* Минеральное сырье, 1926, № 2, 111.
 75. *Schmidt C.* Beitr. geol. Karte Schweiz., 1891, 20.
 76. *Lepsius R.* Geologie von Attika. Berlin, 1893, 78, 96, 153.
 77. *Goldschmidt V. M.* Skrift. Vidensk. selsk., Kristiania, Math.-nat. Kl., 1920, No. 10, 1.
 78. *Harrison J. B.* Geology of the goldfields of British Guiana. London, 1908, 197—204.
 79. *Fermor L. L.* Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, 199.
 80. *Dibblee T. W., Gay T. E.* California Departm. nat. Resources. Div. mines, geol., Bull., 1952, No. 160, 14.
 81. *Harden H.* Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1956, 5, H. 3, 227.
 82. *Ktenas K. A.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1907, 26, H. 4, 257.
 83. *De Roover W. P.* Am. Min., 1951, 36, Nos. 9—10, 736.
 84. *Seki Y.* Sci. Rep. Univ. Saitama, ser. B, 1957, 2, 307.
 85. *Schäfer R. W.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1896, 15, H. 1—2, 91.
 86. *Duparc L., Loup L. C. R.*, Paris, 1903, 136, 258.
 87. *Clements J. M., Smyth H. L.* U. S. Geol. Surv. Monographs, 1899, 36, 442.
 88. *Liebenberg W. R.* Trans. Geol. Soc. South Africa, 1955, 58, 100.
 89. *Суслова С. Н.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Кировск, 1959, вып. 1, 143.
 90. *Önay T. S.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1949, 29, H. 2, 358.
 91. *Barth T. F. W., Balk R.* Am. Min., 1934, 19, No. 8, 345.
 92. *Thoreau J.* Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 1936, 10, 437.
 93. *Fowler - Billings K.* Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, No. 8, 1249.
 94. *Guppy E. M., Sabine P. A.* Mem. geol. Surv., Great Britain, 1956, 46—49, 63—64.
 95. *Nel L. T.* Mem. Geol. Soc. S. Africa, 1927, 81.
 96. *Potgieter C. T.* Ann. Univ. Stellenbosch, 1950, sect. A, 26, Nos. 3—11, 224.
 97. *De Toit A. L.* The geology of South Africa, Edinburgh, 1939, 77—93, 265—278.
 98. *Websky Zs.* Dtsch. geol. Ges., 1853, 5, 373.
 99. *Young R. B.* The Banket, a study of the auriferous conglomerates of the Witwatersrand and the associated rocks. London, 1917, 19—20, 43—44, 83, 91.
 100. *Gustafson J. K.* Am. Min., 1946, 31, Nos. 5—6, 313.
 101. *Лукин А. Я.* Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1959, кн. 5, 143; *Анастасьева Ф. М.* Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1961, кн. 6, 79; *Стацук М. Ф., Супрычев В. А., Хитрая М. С.* Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Изд-во «Наукова думка», 1964, 63.
 102. *Roy R., Tuttle O. F.* Physics and chemistry of the earth. New York, 1956, 1, 147.

МИНЕРАЛЫ С НЕВЫЯСНЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

ГРУППА ЦЕРИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Церит	$\text{Ce}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$	Триг.	10,78	38,03	4,7—4,9
[Гидроцерит]	$(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th})_2(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$?	—	—	?
Тёрнебсмит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Al})_3[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$	Гексаг.?	7,74	8,5	4,8
Стенструппин	$(\text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_3[\text{Si}, \text{P}]\text{O}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$	Триг.	10,55	45,58	3,2—3,5

Церит Cerite
 $Ce_3[SiO_4]_2(OH)$

Найден Кронстедтом в Бастнесе в 1751 г., назван Хвингером и Берцелиусом (1804) по содержанию церия.

Синон. Охроит — ochroite (Клапрот, 1804), перерит — cegerite (Клапрот, 1807—1808); перишштейн — Cerin-Stein (Вернер, 1817), кремнистый церит — Kieselcerit, лантаноцерит — lanthanocerite (Герман, 1861), сесерит — césérite (по Иггстону, 1892).

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. [1]. $D_{3d}^6 - R \bar{3}c$ или $C_{3v}^6 - R 3c$ [2].

a_h	10,78	10,81	10,75	10,73	10,75
c_h	38,03	37,72	37,77	37,70	38,29
$a_h : c_h$	1:3,527	1:3,489	1:3,512	1:3,514	1:3,562
М-нис	Маунтин-Пас [2]	Бастнес [3]	[4]	Джеймстаун [3]	Урал [4]
№ хим. анализа	6	4	—	5	—

Для гексаг. ячейки $Z=6$; $a_{rh} = 14,12 \text{ \AA}$; $\alpha = 45^\circ 07'$, $Z=2$ [2]. Структура не изучена.

$a : c = 1 : 3,527$ (на основе рентгеновских данных).

Наблюдавшиеся формы [2, 5]:

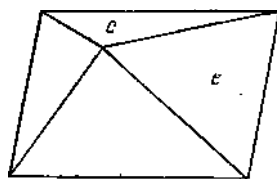
	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	$0^\circ 00'$	s $0\bar{1}\bar{1}$	$0^\circ 00'$	$76^\circ 12'$
a $1\bar{1}\bar{2}$	$30^\circ 00'$	90 00	r $1\bar{1}\bar{2}$	30 00	81 57
m 10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	p 10 $\bar{1}$ 4	60 00	45 31
a 01 $\bar{1}$ 2	0 00	63 51	e 10 $\bar{1}$ 2	60 00	63 51
ee (10 $\bar{1}$ 2):(01 $\bar{1}$ 2) = $77^\circ 58'$			en (10 $\bar{1}$ 2):(01 $\bar{1}$ 2) = $53^\circ 20'$		
pn (10 $\bar{1}$ 4):(01 $\bar{1}$ 2) = $51^\circ 01'$			pe (10 $\bar{1}$ 4):(10 $\bar{1}$ 2) = $18^\circ 20'$		

Первоначальное указание Глас и др. [6] о моноклинной сингонии не подтвердилось [1]. Норденшельд [5] ошибочно принимал церит за минерал ромбической сингонии ($a : b : c = 0,9988 : 1 : 0,8127$). Вопреки указанию Глас и др. [2] о невозможности согласовать данные Норденшельда с рентгеновскими для тригональной установки, данные измерений Норденшельда (P) хорошо согласуются с тригональной (T) сингонией минерала:

T	$c(0001)$	$m(10\bar{1}0)$	$p(10\bar{1}4)$	$a(1\bar{1}\bar{2}0)$	$e(10\bar{1}2)$	$n(01\bar{1}2)$	$r(1\bar{1}\bar{2}1)$	$s(01\bar{1}\bar{1})$
P	$m(110)$	$a(100)$	$b(010)$	$c(001)$	$q(130)$	$u(101)$	$n(011)$	$r(321)$
								$s(134)$

Не сопоставимы лишь данные Норденшельда для грани o (523).

Кристаллы более или менее изометричные, иногда псевдооктаэдрического облика (фиг. 189). Наблюдались сростания с тернебомитом [7], ортитом [5] и бастнезитом [2].



Фиг. 189. Кристалл церита, Маунтин-Пас (по Глас и др.)

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. занозистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. вес 4,65—4,91. Цв. бурый, красный, серый, розовый, гвоздично-красный, бледно-лиловый, желтый, зеленый, бесцветный. Бл. восковой, смоляной, жирный.

Полосы поглощения в инфракрасных спектрах (в см^{-1}) [4]: 450, 495, 540, 865, 880, 965, 1100, 1445.

Микр. В толстых шлифах плеохроирует: по *Ne* — бледно-красноватый, по *No* — бесцветный. Одноосный (+), обычно аномально двуосен с $2V$ до 11° (значительно больший угол $2V=25^\circ$ приведен Ларсеном и Берманом, считавшими церит ромбическим).

n_e (n_g)	1,825	—	1,821	1,820	1,808
n_m	—	1,81	1,818	1,815	—
n_o (n_p)	1,810	—	1,817	1,815	0,806
n_e-n_o	0,015	0,002	0,004	0,005	0,00—0,002
$2V$	11°	0° до малого	25°	$0-8^\circ$	0° до очень малого
М-ние	Урал [7]	Бастнес [8]	Бастнес [9]	Джеймстаун [10]	Маунтин-Пас [12]
№ хим. анализа	1	—	—	5	6

Иногда наблюдается зональное строение; некоторые зоны почти изотропны [2]. В отдельных случаях зональность обусловлена сростанием с терребомитом [7]. Иногда наблюдается волнистое погасание, вызванное, по видимому, внутренними напряжениями [2].

Хим. Большинство анализов выполнено на материале, содержащем примеси других минералов. Формула окончательно не установлена. Гэй [1, 3] предложил формулу $\text{Ce}_8\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})$, Глас и др. [2] — $(\text{Ca}, \text{Mg})_2\text{TR}_8[(\text{SiO}_4)_{7-x}(\text{F}, \text{CO}_3)_x][(\text{OH})_x(\text{H}_2\text{O})_{8-x}]$ ($x=1,6$ для минерала из Маунтин-Паса, $x=0$ для шведского); по Петрунцу (1966) формула $(\text{Ca}, \text{Mg})_2\text{Ce}_8[\text{SiO}_4]_{7-x}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, по Кеплеру [11] $(\text{TR}, \text{Ca})_8(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_7(\text{O}, \text{OH})_{28}$. Данные инфракрасной спектроскопии и термического анализа указывают на присутствие групп (OH).

По-видимому, существует изоморфный ряд церитов с различным содержанием CaO (от 1,27 до около 5,80%). Повышенное содержание CO_2 в некоторых церитах обусловлено примесью бастнезита.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O }	0,15	—	—	—	—	—
K_2O }	—	—	—	—	—	—
MgO	0,07	—	—	1,88	0,21	1,6
CaO	1,27	4,57	1,69	2,97	5,80	3,9
MnO	0,15	—	—	не обн.	0,22	—
FeO	—	4,12	3,18	0,68	1,54	—
Al_2O_3	0,50	1,32	—	не обн.	0,32*	—
Fe_2O_3	0,28	—	—	0,43	—	—
$\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$	—	—	—	5,27	3,86	—
$\Sigma \text{La}_2\text{O}_3$	37,49	37,16	34,60	33,37	35,72	32,9
Ce_2O_3	32,95	25,28	33,25	31,37	32,97	37,3
SiO_2	15,60	23,94	18,18	21,24	18,10	17,2
ThO_2	0,73	—	—	не обн.	—	—
CO_2	7,86	—	—	0,30	—	3,7
F	0,94	—	—	1,47	—	1,7
H_2O^+	1,29	} 3,61	} 5,18	2,00	} 1,26	2,4
H_2O^-	0,19			0,10		—

* $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$.

	1	2	3	4	5	6
Сумма	99,47	100,00	96,08	101,08	100,00	100,7
—O==F ₂	0,40	—	—	0,62	—	0,7
	99,07			100,46		100,00

Уд. в. 4,896 4,86 -- — 4,653 4,75

1 — Мочалин Лог, анал. Книпович, V₂O₅ и P₂O₅ — не обн. [12]; очевидно, материал содержал примесь бастнезита; 2—4 — Бастлес (2 — анал. Нордстрём; пересчет на 100% за вычетом 4,33% примеси сульфидов [5]; 3 — анал. Кетнер [13]; 4 — с небольшой примесью бастнезита и ортита, TiO₂ — не обн., анал. Скун [3]); 5 — Джеймстаун, анал. Ферчайлд, пересчет на 100% за вычетом 23,9% примесей; BeO, ZnO, V₂O₅, P₂O₅, Cl — не обн. [10]; 6 — Маунтин-Пас, анал. Кэрой, пересчет на 100% за вычетом более 5% примесей халцедона, акмита и др. [2].

Спектральным анализом установлен бор (B₂O₃=0,102%) [14].

Среди редкоземельных элементов резко преобладают Ce и элементы цериевой группы, но иногда в заметных количествах содержатся редкоземельные элементы иттриевой группы и итрий. Состав группы редкоземельных элементов (в % к сумме TR+Y=100%):

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
La	35	34	21,9	15,5	24,6	Dy	0,8	—	—	—	—
Ce	24	51	53,4	41,9	47,8	Ho	—	—	—	—	—
Pr	5,9	2,7	5,7	5,3	5,5	Er	1,6	—	—	—	—
Nd	20,2	11,5	16,2	28,1	18,2	Tm	—	—	—	—	—
Sm	3,2	0,2	1,5	3,3	1,6	Yb	—	—	—	—	—
Eu	—	—	0,4	1,4	1,0	Lu	—	—	—	—	—
Gd	2,4	—	—	—	—	Y	6,3	—	0,9	4,6	0,9
Tb	0,6	—	—	—	—						

1 и 2 — Урал (1 — по Семенову [15], 2 — по Александровой [4]); 3 — 5 — по Мурата и др. [16] (3 — Маунтин-Пас, 4 — Джеймстаун, 5 — Бастлес).

Диагн. исп. В HCl желатинирует. П. п. тр. не плавится. Перл буры окрасивается в желтый цвет, исчезающий при охлаждении; с фосфорной солью плавится с трудом, образуется коричневое стекло (белое после охлаждения).

Повед. при нагр. На кривой нагревания церита фиксируется эндотермический эффект при температуре около 560° (удаление воды и разрушение структуры). При 700—900° образуется кубическая CeO₂ (церанит) [4].

Нахожд. Редок. Впервые обнаружен в Бастнесе близ Риддархюттана (Швеция) [3, 5] в карбонатных прожилках, секущих контактово-метасоматические породы; сопровождается биотитом, роговой обманкой, бастнезитом, флюоцеритом, ортитом, тернебомитом, халькопиритом и др. В Мочалином Логу в Кыштымском районе на Среднем Урале [17] обнаружен в зоне контакта гнейсовидных гранитов с сиенитами, ассоциируется с ортитом. Встречен в натролитовых жилах, секущих нефелиновые сиениты Ловозерского массива [15]. В пегматитах и аплитах в зоне контакта гранитов с биотитовыми сланцами и амфиболовыми гнейсами, в ассоциации с ортитом, эпидотом, тернебомитом, бастнезитом и монацитом наблюдался в Джеймстауне, шт. Колорадо (США) [10] и у оз. Папинеау в Квебеке (Канада) [18]. В Маунтин-Пас, в шт. Калифорния (США) [2] установлен в кварц-барит-карбонатных гидротермальных жилах на контакте шонкинитов с докембрийскими гранито-гнейсами и слюдяными сланцами в ассоциации с бастнезитом и другими минералами редких земель, а также с кварцем, халцедоном, галенитом и акмитом; известен в ассоциации с лессингитом [7].

Изм. Замещается тёрнебомитом и ортитом [8, 16]. Вероятно образование по цериту бастнезита, лантанита [15].

Межплоскостные расстояния церита из Маунтин-Паса [2]

FeK α -излучение, $D=114,7$ мм

hkl	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
012	13	8,40	2.1.10	21	2,59	054	12	1,834
104	7	6,67	312	7	2,57	330	15	1,799
006	6	6,35	134	5	2,50	3.0.18	25	1,748
110	9	5,40	226	3	2,44	508	9	1,740
202	17	4,53	042	7	2,31	1.4.12	5	1,717
018	12	4,23	318	7	2,27	2.3.14	10	1,679
10.1.0	15	3,51	3.0.12	25	2,22	428	7	1,655
122	42	3,47	1.3.10	9	2,14	3.2.16	13	1,593
214	33	3,31	0.2.16	7	2,13	0.0.24	8	1,583
0.0.12	7	3,17	048	12	2,09	2.1.22	9	1,566
300	30	3,11	324	5	2,07	5.0.14	8	1,535
0.2.10	100	2,95	410	9	2,04		6	1,515
128	38	2,83	238	50	1,954		8	1,496
306	27	2,80	416	13	1,939		7	1,456
220	42	2,69	0.1.20	25	1,863		12	1,424

Л и т е р а т у р а

1. Gay P. Am. Min., 1957, 42, Nos. 5—6, 429.
2. Glass J. J., Ewans H. T., Carron M. K., Hillebrand F. A. Am. Min., 1958, Nos. 5—6, 460.
3. Gay P. Min. Mag., 1957, 31, No. 237, 455.
4. Александрова И. Т., Сибороенко Г. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 120.
5. Nordenskiöld A. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förbandl., 1873, 30, n:o 7, 13.
6. Glass J. J., Evans H. T., Carron M. K., Rose H. Am. Min., 1956, 41, Nos. 7—8, 665.
7. Зильберминц В. А. Тр. Ин-та прикл. мин., 1930, вып. 44, 5.
8. Geijer P. Sver. geol. unders., Ser. C, N:o 304, 1920, Arsbok 14, N:o 6, 5.
9. Larsen E. S., Berman H. U. S. Geol. Surv. Bull., 1934, No. 848, 140.
10. Goddard E. N., Glass J. J. Am. Min., 1940, 25, No. 6, 381.
11. Keppler U. Naturwissenschaften, 1967, 54, H. 6, 139.
12. Книпович Ю. Н. Тр. Ин-та прикл. мин., 1930, вып. 44, 43.
13. Stolba F. Kais. böhm. Ges. Wissensch., 1879, 372.
14. Bartolani M. Atti Soc. Toscana, Mem., Ser. A, 1941, 56, 59.
15. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 197.
16. Murata K. J., Rose H. J., Carron M. K., Glass J. J. Geoch., cosm. acta, 1957, 11, No 3, 141.
17. Зильберминц В. А. Минеральное сырье, 1928, № 9—10, 619.
18. Ellsworth H. V. Canada Geol. Surv., Econ. geol. ser., 1932, No. 11, 241.

Гидроцерит (hydrocerite) — $(La, Ce, Th)_2(Si, P)_3O_7 \cdot 5H_2O$? Недостаточно охарактеризован.

Назван по близости к цериту по составу [1].

Тонкозернистые и охристые выделения. Рентгеноаморфен (метамиктен). Хрупок. Цв. желтый, медово-желтый. Бл. стеклянный. В шлифах прозрачен, бледно-желтый. Изотропен; $n=1,580$. Состав (анал. Казакова): BeO — 0,30, MgO — 0,14, CaO — 2,83, Al_2O_3 — 3,66, Fe_2O_3 — 6,15, Ce_2O_3 — 4,83, ΣLa_2O_3 — 12,33, SiO_2 — 22,30, TiO_2 — 3,33, ZrO_2 — 0,49, ThO_2 — 15,14, P_2O_5 — 5,76, Nb_2O_5 — 2,00, H_2O^+ — 5,65, H_2O^- — 14,14; сумма — 99,05 (щелочи, PbO , UO_2 не опр.). После прокаливания до 900° дает порошок-грамму, близкую к таковой церита.

Обнаружен в виде псевдоморфоз по стенструдину в натролит-альбитовой пегматитовой жиле, залегающей среди пойкилитовых содалитовых сиенитов на г. Карнасурт в Ловозерском массиве (Мурманская обл.).

Л и т е р а т у р а

1. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 427.

Тёрнебомит Törnbohmit
(Ce, La, Al)₃[SiO₄]₂(OH)

Назван по имени шведского геолога А. Тёрнебома (Гейер, 1920) [1].

Синон. Торнебомит, торнебёмит.

Характ. выдел. Мелкозернистые выделения (величина зерен до 1—2 мм).

Структ. и морф. крист. По Свяжину [2] гексаг. с?; $a_0=7,74$, $c_0=8,5$ Å; $a_0 : c_0=1 : 1,09$ (по порошкограмме), что не отвечает оптическим данным. Структура не изучена.

В шлифах в тёрнебомите наблюдались закономерно ориентированные включения ортита [1]. Иногда отмечается зональность — следствие срастания с церитом [3].

Физ. св. Сп. несовершенная [2]. Изл. неровный. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5. Уд. вес шведского 4,94, уральского 4,80. Цв. оливково-зеленый, серо-зеленый, темно-зеленый. Интенсивность окраски неравномерная. Бл. стеклянный, слегка жирный.

Микр. В шлифах в прох. свете сильный плеохроизм: по Ng — розовый, по Nm — синевато-зеленый [1] или желтовато-зеленый [2], по Np — светло-розовый до зеленовато-желтого [1] или яркий синевато-зеленый [2]; $Nm > Np \geq Ng$. Двусный (+). У шведского (по Ларсену): $n_g=1,878$, $n_m=1,852$, $n_p=1,845$; $n_g - n_p=0,033$; $2V=26^\circ$; дисперсия сильная, $r < v$; у уральского, по Зильберминцу [3]: $n_g=1,88$, $n_m=1,85$; $2V=25-40^\circ$; по Свяжину [2]: $n_g=1,870-1,880$, $n_p=1,845-1,850$; $2V=18-40^\circ$; дисперсия сильная, $r > v$.

Хим. Анализы:

	1	2		1	2		1	2
MgO	0,49	0,92	Ce ₂ O ₃	27,52	} 62,88	П. п.	1,70	--
CaO	0,23	2,46	ΣLa ₂ O ₃	34,85		Н. о.	0,95	--
MnO	0,05	—	SiO ₂	22,05	20,33	Сумма	99,55*	100,21
FeO	1,91	—	TiO ₂	—	0,12	—O—F ₂	0,12	
Al ₂ O ₃	8,55	10,11	F	0,29	—		99,43	
Fe ₂ O ₃	—	2,61	H ₂ O	—	0,78	Уд. в.	4,94	4,80

* В том числе калькопирит 0,96.

1—Бастнасс. анал. Маузеллус [1]; 2—Урал, анал. Гюйбесова [2].

Состав группы редкоземельных элементов (в % от ΣTR + Y) в тёрнебомите из гранитных пегматитов Джеймстауна, Колорадо [4] (тёрнебомит Ce — törnbohmit (Ce) — по Левинсону [5]): La — 10,8, Ce — 41,1, Pr — 6,2, Nd — 33,0, Sm — 4,4, Gd — 1,3, Y — 3,2; в тёрнебомите с Урала [2] (тёрнебомит (La — törnbohmit (La) [5]): La — 48,1, Ce — 41,6, Pr — 2,9—3,2, Nd — 7,0—7,5, Sm — 0,2—0,4, Gd — 0,1—0,2, Tb — 0,1—0,2.

Диагн. исп. [3]. Растворяется в HCl с образованием студенистого кремнезема. П. п. тр. не плавится. Перлбуры в окислительном пламени светло-

желтый, по охлаждению бесцветный, в восстановительном пламени бесцветный.

Наход. Редок. В СССР встречен на Урале [2, 3] в галечном материале из гранитных пегматитов зоны фенитизации массива нефелиновых сиенитов. Образовался по периту, заместившему бастнезит; характерны параллельные срастания с ортитом. В скарнах Бастнеса в Швеции — в тесном срастании с перитом и ортитом [1]. Обнаружен также в пегматитах щелочных гранитов Джеймстауна, шт. Колорадо (США) [6].

Отл. От перита отличается по оптическим свойствам, особенно по необычному плеохроизму.

Межплоскостные расстояния тёрнебомита из Бастнеса *

CuK_{α} -излучение, $D=57,54$ мкм

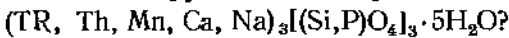
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
40	4,57	90	2,82	40	1,894	10	1,509
10	4,22	10	2,66	30ш	1,854	10	1,480
40	3,53	40	2,62	50	1,783	10	1,438
10ш	3,45	50	2,18	30ш	1,739	20	1,418
	3,30	30	2,05	30	1,675	10	1,401
100	3,08	60	2,01	30	1,645	10	1,377
20	2,92	20	1,981	10	1,574	10	1,345
30	2,86	30	1,943	10	1,547	10	1,332

* ASTM, 14—257.

Л и т е р а т у р а

1. Geijer P. J. Sver. geol. unders., ser. C, N:o 304, 1920/21, Årsbok 14, No 6, 5.
2. Свяжин Н. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 97.
3. Зильберманц В. А. Тр. Ин-та прикл. мин., 1930, вып. 44, 35.
4. Murata K. J., Rose H. J., Carron M. K., Glass J. J. Geoch., cosm. acta, 1957, 11, No. 3, 141.
5. Lecinson A. A. Am. Min., 1966, 51, Nos. 1—2, 152.
6. Goddard E. N., Glass J. J. Am. Min., 1940, 25, Nos. 6, 381.

Стенструпин Steenstrupine



Назван по имени датского геолога Е. Стенструпа (Лорешен, 1881) [1].

Синон. Стеенструпин, стинструпин.

Разнов. Торостенструпин, манганостенструпин.

Характер выдел. Плотные выделения, зерна, кристаллы (до 10 см).

Структ. и морф. крист. Триг. с $a_h=10,55$, $c_h=45,58$ Å; $a_h : c_h=1 : 4,320$; $Z=18$ (Штрунц) [2]; $a_{rh}=16,37$ Å; $\alpha=37^\circ 36'$; $Z=6$. Рентгеновские данные Махачки отличаются в 3 раза меньшим значением c_h [3]: $a_h=9,49$, $c_h=15,42$ Å; $a_h : c_h=1 : 1,632$.

Частью метамиктный и рентгеноаморфный.

Дитриг.-скаленопэдр. кл. $D_{321}-\bar{3}m$ (L_3ZL_2ZPC); $a : c = 1 : 1,0842$ (Моберг) [4].

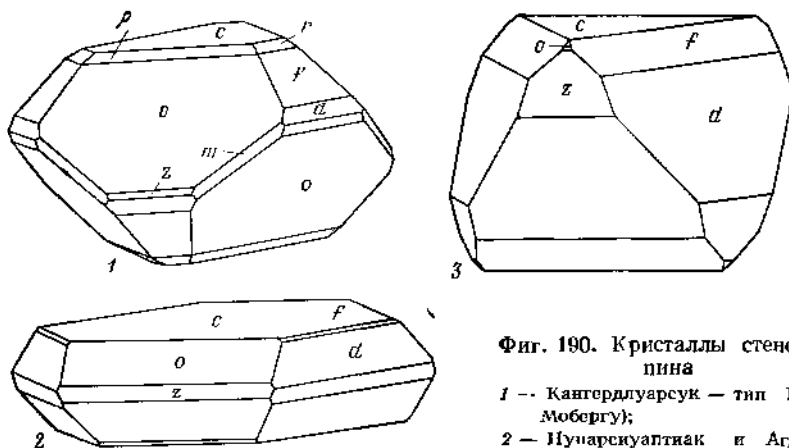
Формы [4, 5]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i>	0001	0°00'	<i>z</i>	01 $\bar{1}$ 3	0°00'
<i>m</i>	11 $\bar{2}$ 0	30 00	<i>r</i>	01 $\bar{1}$ 2	0 00
ρ	50 $\bar{5}$ 9	60 00	<i>f</i>	0445	0 00
<i>o</i>	10 $\bar{1}$ 1	60 00	<i>d</i>	02 $\bar{2}$ 1	0 00
<i>z</i>	40 $\bar{4}$ 1	60 00	ξ	08 $\bar{8}$ 1	0 00

$$\begin{array}{lll} oo (10\bar{1}1):(0\bar{1}11)=85^{\circ}26' & cr (10\bar{1}1):(01\bar{1}2)=42^{\circ}35' & dd (02\bar{2}1):(2\bar{2}01)=107^{\circ}05' \\ om (10\bar{1}1):(11\bar{2}0)=47^{\circ}25' & od (10\bar{1}1):(02\bar{2}1)=53^{\circ}32' & dz (02\bar{2}1):(4\bar{6}41)=58^{\circ}07' \end{array}$$

Морфологическое отношение осей отличается от рентгеновского отношения осей Штрунца в 4 раза меньшим значением c и приводит к более простым символам.

Бёггильд [5] выделил три типа кристаллов (фиг. 190): 1) со многими ромбоэдрами, 2) уплощенные по (0001), гексагонального развития и 3) кристаллы тригонального развития. Отрицательные ромбоэдры ($0k\bar{k}l$), как правило, горизонтально исштрихованы.



Фиг. 190. Кристаллы стенструпина

- 1 — Кангердуарсук — тип I (по Мобергу);
2 — Нунарсуаптак и Агдлуугуак — тип II₂ (по Бёггильду);
3 — Тутот Агдлеркофия — тип III (по Бёггильду)

Физ. св. Сп. по (0001) очень несовершенная — только в кристаллах третьего типа. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 4—5. Уд. вес 3,2—3,51, меньше у плотных выделений (вычсл. 3,60) [3]. Цв. коричневый, коричневаточерный, темно-бурый, буровато-красный, почти черный. Черта белая, розовая или коричневая (у темных разностей). Бл. стеклянный, металлический, иногда смоляной, жирный; обычно слабо просвечивает.

Радиоактивен. Радиоактивность стенструпина из Илимаусака колеблется от 1400 до 10 000 $\alpha/\text{см}^2 \text{ час}$ [6]; центральные участки зерен более радиоактивны, чем внешние.

Для инфракрасных спектров поглощения характерна полоса с максимумом 3400 см^{-1} и более глубокая — около 1000 см^{-1} [7].

Микр. [5]. В прох. свете бесцветный, светло-желтый, буровато-красный, коричневатожелтый или коричневатосерый (кристаллы 1-го и 2-го типов). Окраска зерен неравномерная; их краевые зоны в большинстве случаев темно-коричневые. Слабый плеохроизм наблюдается в кристаллах 3-го типа: || оси c — желто-коричневый, \perp оси c — коричневый или серовато-коричневый. Одноосный (—); $n_o=1,664$, $n_e=1,662$ у ловозерского [8]; $n_o=1,668$, $n_e=1,660$ у гренландского (кристаллы 3-го типа) [5]; $n_o=n_e=0,002-0,009$. Ловозерский стенструпин из Пункаруайва изотропен, $n=1,662$ [9].

Хим. Формула минерала точно не установлена. Содержание Na, Mn, Si, Th, Nb, P непостоянно. Бёггильд [5] и Замбонини [10] относили стенструпин к метасиликатам. Махачки [3] предложил формулу $(\text{Na,Ca,Ce,Th})_3(\text{Mn,Fe,Nb})(\text{Si,P})_3(\text{O,OH,F})_{12}$ и отрицал аналогию формул стенструпина и апатита, которую первоначально допускал Штрунц [11]. Согласно Вла-

сову и др. [12], формула стенструпина: $(\text{Ce,La,Th,Ca,Na})_2(\text{Mn,Fe})[\text{SiO}_3]_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Здесь принята формула, выведенная Куприяновой и др. [17]. Si может замещаться Р (до 20 ат. %) [11]. Содержание воды непостоянное, колеблется от 3,5 до 18,6% H_2O . Измененный стенструпин с повышенным содержанием H_2O выделяет Семенов под названием гидростенструпин (hydrosteenstrupine) [13].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	7,98	8,34	2,53	2,54	11,23	8,25	0,59
K_2O	—	0,50	—	—	—	1,19	0,51
BeO	—	—	1,22	1,93	—	—	—
MgO	—	—	—	—	0,31	0,09	1,64
CaO	3,09	4,03	4,22	4,55	2,33	2,47	4,89
MnO	4,20	2,32	—	—	6,60	3,86	3,85
PbO	—	0,46	1,02	0,78	—	—	—
Al_2O_3	2,41	2,55*	0,40	0,60	—	1,77	1,70
Mn_2O_3	—	1,82	5,79	6,80	—	—	—
Fe_2O_3	9,71	4,55	5,18	4,91	2,67	3,28	6,20
Ce_2O_3	10,66	14,40	17,85**	19,40**			
$\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$	17,04	15,90	15,52	16,68	29,60	28,73	33,13
$\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$	—		2,19	1,68			
SiO_2	27,95	26,57	20,61	21,30	26,72	29,78	21,50
TiO_2	—	—	—	—	—	0,34	0,37
ThO_2	7,09	3,03	3,84	4,13	2,13	2,42	3,86
Ta_2O_5	0,97	1,21	1,58	1,02	4,37	0,09	He обн.
Nb_2O_5	—						
P_2O_5	—	5,81	4,53	4,39	8,19	10,47	6,20
U_3O_8	—	—	—	—	—	0,39	—
H_2O	7,28	7,58	12,73	10,30	3,45	4,31	13,08
F	—	—	—	—	1,24	1,32	3,70
Сумма	98,38	99,07	99,21	101,01	99,20	100,32***	101,23
$-\text{O}-\text{F}_2$	—	—	—	—	0,52	0,55	1,55
	—	—	—	—	98,68	99,77	99,68
Уд. в.	3,38	3,40—3,47	3,1901	3,5122	—	—	—

* Включая BeO.

** CeO_2 .

*** В том числе FeO — 1,52.

1—7 — Гренландия (1—4 — Каюердлуарсуик; 1 — анал. Норгенсон [1]; 2 — кристаллы 1-го типа, анал. Бломстранд [4]; 3 — кристаллы 3-го типа, анал. Бломстранд [4]; 4 — плотный, анал. Бломстранд [4]); 5 — Тутоп Агдасеркофия, анал. Христенсен [5]; 6 — Игдлуагуак, анал. Разина [14]; 7 — Туверсуатснак; анал. Кагаева [14].

	8	9	10	11	12	13	14
Na_2O	6,50	6,51	2,09	—	0,48	—	—
K_2O	0,15	0,83	—	—	0,24	—	—
MgO	0,12	Сл.	0,05	He обн.	0,70	—	—
CaO	2,58	3,33	1,85	8,38	4,66	2,89	4,30
MnO	8,08	9,97	9,06	7,75	17,98	—	—
BaO	—	—	—	—	—	0,62	—

	8	9	10	11	12	13	14	
PbO	—	—	—	—	0,10	—	—	
Al ₂ O ₃	1,02	—	0,34	0,31	0,91	—	0,77	
Fe ₂ O ₃	2,23	3,68	1,81	0,65	1,99	2,16	2,31	
Ce ₂ O ₃	} 24,85	} 23,34	10,45	} 1,12	9,79	} 15,70	} 23,47	
Σ Ce ₂ O ₃			13,56		10,27			
Σ Y ₂ O ₃			0,77		0,13			
SiO ₂	28,47	32,36	32,10	31,87	21,33	7,00	8,56	
MnO ₂	—	—	—	—	—	29,10	20,90	
TiO ₂	1,05	0,68	—	He обн.	1,49	2,93	1,42	
ZrO ₂	1,11	—	—	—	1,08	—	—	
ThO ₂	10,86	10,09	10,23	35,70	11,28	12,10	9,23	
Ta ₂ O ₅	0,017	} 2,13*	} 2,13*	—	—	—	—	
Nb ₂ O ₅	0,07			0,14	—	—	0,70	1,30
P ₂ O ₅	6,00			5,32	3,74	He обн.	0,65	6,64
U ₃ O ₈	0,09	—	—	—	0,20	—	—	
H ₂ O ⁺	4,08	3,16	} 12,74	} 13,77	} 12,86	} 18,64	} 16,67	
H ₂ O ⁻	1,5	0,40						
F	0,33	—	—	2,43	—	—	—	
П. п.	0,58	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99,687	99,81	100,92	101,98	99,75	98,48	99,65	
—O—F ₂	0,13	—	—	1,02	—	—	—	
	99,557	—	—	100,96	—	—	—	
Уд. в.	3,50	—	3,08—3,106	3,02	3,288	—	3,4	

* (Nb, Ta)₂O₅ + TiO₂.

8—10 — Ловозерский массив (8 — г. Сенгисчорр, анал. Елина, с примесью полевого шпата и эггрина [8]; 9 — анал. Казакова [15]; 10 — г. Пункарауйв, анал. Борнемай-Старынкевич [9]); 11 — горостенструпп, Сибирь, анал. Столярова [7]; 12—14 — маганостенструпп, Ловозерский массив (12 — Карнасурт, анал. Казакова [12]; 13 — г. Непха, анал. Казакова [13]; 14 — г. Маннепахк, анал. Казакова [13]).

Состав группы редкоземельных элементов (в % к их сумме):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	24	25	37	32,1	37,2	30,8	29	24	41,1
Ce	48	50	46	49,7	45,5	53,5	52	43	32,8
Pr	7,3	7,0	4,0	3,3	5,2	2,9	5,0	4,5	8,6
Nd	20	14	13	8,7	9,9	11,9	13	12	16,3
Sm	0,7	1,4	—	—	0,6	0,4	0,7	0,9	0,77
Eu	—	—	—	—	} 0,5	—	—	0,1	—
Gd	—	0,4	—	—		0,1	0,3	0,8	0,14
Tb	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Dy	—	0,7	—	3,7	—	0,4	0,1	2,6	0,24
Ho	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Er	—	—	—	2,5	—	—	—	0,4	—
Yb	—	0,7	—	—	—	—	—	0,9	—
Y	—	—	—	—	1,0*	—	—	(10)	—

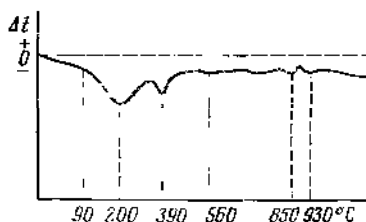
* Совместно с Tb и Dy.

1 и 2 — Карнасурт, анал. Баринский [16]; 3 — Пункарауйв, анал. Туранская, хим. анализ 10 [17]; 4 — Пункарауйв, анал. Полежаева [8]; 5 — Сенгисчорр, анал. Елина, хим. анализ 8 [8]; 6 — Аллуайв, анал. Полежаева [8]; 7 — Непха, анал. Баринский, хим. анализ 13 [13]; 8 — Юлианехоб, анал. Баринский [16]; 9 — Карнасурт, анал. Баринский, хим. анализ 12 [12].

Диagn. исп. В кислотах не растворяется. П. п. тр. легко сплавляется в серый шарик.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 191) имеются эндотермические прогибы около 200 и 390°, связанные с выделением воды, и небольшой экзотермический подъем около 850°, обусловленный перекристаллизацией с образованием $(Ce, Th)O_2$ и монацита [7, 12]. Стенструпин из Гренландии (кристаллы 1-го типа) при нагревании выделяет 6,24% воды [10].

Фиг. 191. Кривая нагревания стенструпина, Ловозерский массив (по Семелону)



Находж. Очень редок. Впервые был встречен среди содалитовых сиенитов и пегматитов Гренландии (Кангердлуарсув, Тутоп Агдлеркофия, Иглунгуак, Туперсуатснак). В сиенитах ассоциируется с альбитом, эгирином, роговой обманкой, содалитом, шизолитом, эйнсолитом; в пегматитах — с альбитом, микроклил-пертитом, эгирином, арфведсонитом, нефелином, содалитом, полилитоном, эвдиалитом и сфалеритом. В конечной стадии кристаллизации люаврита массива Илимаусак в ЮЗ Гренландии [14, 18] наиболее ранним является стенструпин; такой стенструпин ассоциируется с измененным эвдиалитом, арфведсонитом, альбитом и микроклином. Стенструпин с многочисленными включениями эгирина, арфведсонита, микроклина и другими, ассоциирующийся с анальцимом, шизолитом, нептунитом, образовался при анальцимизации пород. В поздних жилах Илимаусака стенструпин наблюдается в виде хороших кристаллов (без включений); ассоциируется с анальцимом, натролитом, лепидолитом, шизолитом, сфалеритом, бритолином.

В Ловозерском массиве (Кольский п-ов) стенструпин обнаружен на г. Пункрауайв среди усингитовых пегматитов комплекса пойкилитовых сиенитов; ассоциируется с усингитом, содалитом, натролитом, шизолитом, эрицитом [19], обособляется в центральных (цеолитовых) зонах пегматитовых тел. Также наблюдался в пегматитах г. Карнасурт [12, 20], г. Непха, г. Аллуайв и долины р. Киткуай. Имеются указания на единичные находки стенструпина в пойкилитовых сиенитах Ловозерского массива [12]. Отмечен он и в люаврите в районе г. Сенгисчорр вместе с нефелином, полевым шпатом, эгирином, мурманитом [8]. Найден в метасоматических альбититах Восточной Сибири (торостенструпин) [7].

Изм. Очень неустойчив в зоне гипергенеза (окисление Mn, Fe, вынос Na, P, обогащение водой). Отмечалось образование по стенструпину рабдофанита, гидроперита и др. [12, 20, 21]. Продукты изменения описывались под названиями гидростенструпина [13].

Разнов. Торостенструпин — thorostenstrupine (Куприянова, Столярова, Сидоренко, 1962) [7] — с повышенным содержанием тория (ThO_2 — 35,70%, анализ 11). При нагревании перекристаллизация наступает при несколько более высокой температуре (890°). Обнаружен в Сибири в метасоматических жильных телах в ассоциации с микроклином, альбитом, эгирином-авгитом, кварцем, флогопитом, редкоземельным мизеритом.

Магнаностенструпин — manganostenstrupine (Кузьменко, 1959) [12] — с повышенным содержанием марганца (анал. 12—14). Синон. марганстенструпин. Цв. черный. Непрозрачен. Изотропен; $n > 1,80$. Обна-

ружен в некоторых пегматитах Ловозерского массива, генетически связанных с содалитовыми пойкилитовыми сиенитами. Ассоциируется с микроклином, эгиринном, гакманитом, ненадкевичитом, шизолитом и др.

Межплоскостные расстояния стенструпиана из Кансердлуарсука *
CuK α -излучение; $D=57,54$ мк

hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
111;107	30	5,2	315;227	40	2,44	20	1,695
114?	50	4,7	229	10	2,34	10	1,647
204	70	4,2	406	50		2,19	10
1.0.12	30	3,51	2.2.15		2,14	30	1,538
214;1.0.13	50	3,29	322;409	10	2,08	10ш	1,47
2.0.11;1.1.12	100	3,09	414;328	40	1,965	10	1,373
303	10	2,98	418;3.2.11	50	1,875	30ш	1,34
219;1.0.15	100	2,87	504;4.1.11	10	1,799	20	1,283
2.1.11;2.0.14	10	2,66	330;331	10	1,763	30	1,237
222;309	30	2,61	334	40	1,739		

* ASTM, 14—211.

Л и т е р а т у р а

1. Lorenzen J. Medd. Grønland, 1881, 2, 73.
2. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1944, A, 244.
3. Machatschki F. Naturwissenschaften, 1943, 31, 438.
4. Moberg J. Medd. Grønland, 1899, 20, 245.
5. Baggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 1.
6. Buchwald V., Sørensen H. Medd. Grønland, 1961, 162, Nr 11, 14.
7. Куприянова И. И., Столярова Г. И., Сидоренко Г. А. Зап. Восс. ман. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 225.
8. Буссен И. В., Елина И. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1965, вып. 4, 182.
9. Герасимовский В. И. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 407.
10. Zambonini F. Zs. Krist., 1911, 49, N. 1, 91.
11. Strunz H. Naturwissenschaften, 1942, 30, 65.
12. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 418.
13. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 202.
14. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. Изд-во «Наука», 1969, 79.
15. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 200.
16. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
17. Герасимовский В. И., Туранская Н. В. Геохимия, 1957, № 4, 334.
18. Sørensen H. Medd. Grønland, 1962, 167, Nr. 1, 94.
19. Герасимовский В. И. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1937, вып. 10, 29.
20. Чумаков А. А., Белков И. В., Батицева И. Д. ДАН СССР, 1947, 56, № 4, 405.
21. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 317.

Алоизит (aloiisite) — $(Ca, Fe, Mg, Na)_3O_2SiO_4 \cdot 2H_2O$ с $Ca : Fe : Mg \approx 2 : 1 : 1$. Назван по имени герцога Людвига (по латин. Aloisius) Аbruцского (Коломба, 1908). Синон. луигит (luigite). Аморфный, колломорфный. Цв. коричневый до фиолетового. Анализы: Na_2O — 7,23 и 6,81; MgO — 8,15 и 7,43, CaO — 33,48 и 33,68, FeO — 14,95 и 14,03, Al_2O_3 сл. и сл.; SiO_2 — 17,65 и 16,93, H_2O — 5,05 и 4,75, CO_2 — 11,15 и 12,27, н. о. — 2,31 и 3,97; сумма 99,97 и 99,92. Выделения алоизита содержат включения кальцита, биотита, магнетита, авгита. Растворяется в HCl. Вода выделяется постепенно в интервале 100—350°. Обнаружен в основной массе плотных туфов в окрестностях форта Портал близ вулкана Руувслори (Уганда) (Colomba L. Atti Rend. R. Accad. Lincei, Roma, 1908, 17, 1 sem. 233).

К минералам группы стенструпиана, возможно, относится неназванный бурый селенит и кат (группа Ca-silicate) — $CaMgCe_2Al_2V_6Si_6O_{22}(OH) \cdot 6H_2O$? Уплотнение выделения гексагонального облика (до 0,5 см). Рентгеноаморфен, иногда дает на порошкограммах несколько рас-

плавчатых линий. Изл. неровный. Цв. темно-бурый до черного. Бл. тусклый. Под микроскопом мелкозернистый. $n=1,74$; двупреломление низкое. Состав (анал. Быкова): Na_2O — не обн., BeO — 2,45, MgO — 1,08, CaO — 3,36, MnO — 5,31, B_2O_3 — 0,37, Al_2O_3 — 7,05, Fe_2O_3 — 2,45, TR_2O_3 — 36,85, SiO_2 — 27,00, TiO_2 — 0,06, ZrO_2 — 1,18, ThO_2 — 3,15, P_2O_5 — не обн., Nb_2O_5 — 0,70, H_2O — 8,92, F — не обн., Σ 99,93. Состав группы ридкоземельных элементов ($\Sigma \text{TR} = 100\%$): La — 25, Ce — 48, Pr — 2,7, Nd — 21, Sm — 1,1, Eu — 0,1, Gd — 0,6, Tb — 0,2, Dy — 0,7, Ho — 0,1, Er — 0,4, Yb — 0,3. После прокаливания дает порошкограмму кубической фазы CeO_2 . Обнаружен среди микроклина в развалах микроклинового пегматита фойяитов плато Нунасарнаусак в массиве Иллимаусак (Гренландия). От стелструпина отличается химически, более высоким показателем преломления, порошкограммой. При Сг-излучении получено несколько линий: 3,5; 3,4; 3,2; 2,94; 2,62; 1,92; 1,805 и 1,682 (Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Иллимаусак. Изд-во «Наука», 1969, 79).

ГРУППА ЧАПМАНИТА

		Сингония	Уд. в.
Чапманит	$\text{SbFe}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$	Ромб.	3,6—3,7
Бисмутоферрит	$\text{BiFe}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$	Монокл.?	4,47

Минералы этой группы, по-видимому, изоструктурны и представляют изоморфный ряд. Встречаются редко. Требуют дополнительного изучения.

Чапманит *Chapmanite*

Назван по имени канадского минералога проф. Чапмана (Уокер, 1924) [1].

Синон. Чепманит, чёферит — *hoeferite* (Катцер, 1895) [2].

Характ. выдел. Тонкозернистые и порошковатые агрегаты; мелкие пластинки и призматические кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. По порошкограмме сходен с бисмутоферритом [3].

Физ. св. Изл. раковистый, неровный, землистый. Тв. 1 у землистой разности, $2\frac{1}{2}$ — у плотной. Уд. вес 3,58—3,75. Цв. оливково-зеленый (у более плотного), желтый. Черта зеленовато-желтая, желтая.

Инфракрасный спектр характеризуется узкой основной полосой с максимумом 1025 см^{-1} . На высокочастотном плече этой полосы имеется узкий пик при 1120 см^{-1} , а к низкочастотному плечу примыкает дуплет с узкими четкими максимумами 820 — 780 см^{-1} и менее четкий дуплет при 715 — 690 см^{-1} . В области 650 — 400 см^{-1} лежат две интенсивные полосы: высокочастотная с максимумом 578 см^{-1} и низкочастотная с тремя максимумами 470 , 435 , 415 см^{-1} . В области валентных колебаний наблюдается узкая полоса с максимумом 3570 см^{-1} (данные Рудницкой).

Микр. В шлифах в прох. свете светло-зеленый. Двуосный (—); $N_g \parallel$ удлинению, $N_p \perp$ пластинчатости; $n_g=1,96$, $n_p=1,85$; двупреломление высокое; $2V$ небольшой. Вычисленные показатели преломления близки к измеренным [3].

Хим. Теор. состав: Fe_2O_3 — 36,73; Sb_2O_3 — 33,55; SiO_2 — 27,65, H_2O — 2,07. Уокер [1] вывел для чапманита формулу $\text{Sb}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{FeO} \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Вероятная изоструктурность чапманита с бисмутоферритом и трехвалентное состояние железа приводят к формуле $\text{Sb}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{SbFe}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})$ [3, 4].

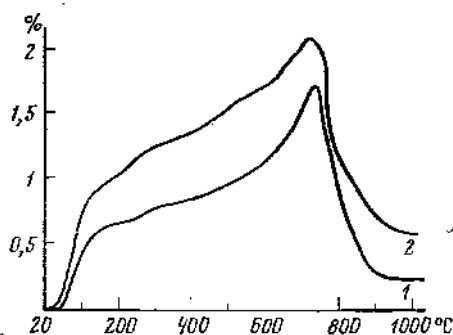
Анализы:

	1	2	3		1	2	3
FeO	33,91	—	—	Sb ₂ O ₃	31,65	31,04	30,35
Ni	0,36	—	—	SiO ₂	28,28	27,63	26,34
Co	0,03	—	—	H ₂ O ⁺	3,46	1,89	3,62
Cu	0,17	—	—	H ₂ O ⁻		0,31	0,64
Bi	0,20	—	—				
As	1,28	—	—	Сумма	99,62	100,07	99,76
Al ₂ O ₃	0,28	0,22	0,50	Уд. в.	3,58	3,75	3,69
Fe ₂ O ₃	—	38,98	38,13				

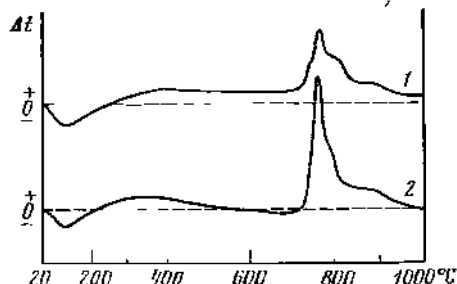
1 — Килей, анал. Тод [1]; 2 — оливково-зеленый, Смилков, анал. Повондра [4]; 3 — темно-желтый, Смилков, анал. Повондра [4].

Диагн. исп. Легко растворим в HF, слабо в HCl и H₂SO₄.

Повед. при нагр. При нагревании 25% воды выделяется в интервале 50—150° и 75% — при более высоких температурах; при 725° Sb₂O₃ переходит в Sb₂O₅ [4] (фиг. 192). На кривых нагревания (фиг. 193) имеются эндотермический прогиб с максимумом при 120° (выделение части воды),



Фиг. 192. Кривые потери веса чапманита (по Чеху и Повондре)
1 — оливково-зеленого, 2 — желтого



Фиг. 193. Кривые нагревания чапманита (по Чеху и Повондре)
1 — оливково-зеленого, 2 — желтого

двойной экзотермический пик с максимумом при 760—765° и очень слабый экзотермический подъем при 875°. Продуктом нагревания является кирпично-красный порошок трипуинита (при нагревании на воздухе) или смеси гематита и кристобалита (в инертной среде) [4, 5].

Наход. Очень редкий гидротермальный и, возможно, гипергенный минерал. Встречен впервые на руднике Килей около Кобальга (Онтарио, Канада) в ассоциации с серебром, лёллингитом, саффоритом, смальтином; частично образовался по дискразиту [1]. В Смилкове, около Вотце (Средне-Чешская обл., Чехословакия) слагает прожилки, ссущие графитсодержащие гнейсы [4]. В Ла-Бессад в Верхней Луаре (Франция) чапманит найден в жилах, ссущих биотитовые и силлиманитовые гнейсы, в ассоциации с опалом, антимонитом, бертьеритом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом [5]. Отмечен в сульфидных рудах Велардсена в Дуранго (Мексика) [3] и на Аляске [3]. Обнаружен в смеси с кварцем или халцедоном в музейных образцах «сурьмяного гипохлорита» из Бройтсдорфа и Фрейберга (Саксония, ГДР), а также в образцах из неизвестного венгерского месторождения.

В Кадамджайском месторождении (Киргиз. ССР) наблюдался в виде порошковатых налетов на кварце, содержащем прожилки антимонита (данные Шлайн).

Изм. Установлено замещение чапманита нонтронитом, который переходит в лимонит [4].

Межплоскостные расстояния чапманита из Онтарио *

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D=114,6$ мк

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	7,63	18	2,217	12	1,605	5	1,221
3	4,44	18	2,156	12	1,590	5	1,204
25	4,17	18	2,085	5	1,570	3	1,167
90	3,88	18	2,044	6	1,544	2	1,142
5	3,80	15	1,941	5	1,523	6	1,124
100	3,58	18	1,910	25	1,501	3	1,109
90	3,19	5	1,873	5	1,471	2	1,016
70	2,90	6	1,838	5	1,443	55	0,9826
25	2,67	9	1,785	5	1,397	2	0,9259
70	2,59	22	1,725	12	1,373	1	0,8978
35	2,54	9	1,698	9	1,296	1	0,8755
18	2,380	12	1,683	3	1,281	2	0,8659
9	2,344	3	1,659	5	1,256	1	0,8285
3	2,287	12	1,634	2	1,241	1	0,7964
18	2,243	12	1,613	3	1,228		

* ASTM, 11-135.

Л и т е р а т у р а

1. Walker T. L. Contrib. Canad. Min., 1924; Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1924, No. 17, 5.
2. Sobotka J. Acta Univ. Carolinae, geol., 1965, No. 2, 129.
3. Milton Ch., Axelrod J. M., Ingram B. Am. Min., 1958, 43, Nos. 7-8, 656.
4. Čech F., Povondra P. Acta Univ. Carolinae, geol., 1963, No. 2, 97.
5. Perichand J., Pierrat R. Bull. Soc. fr. min., 1965, 86, No 2, 294.

Бисмутоферрит Bismutoferrite



Назван по содержанию — Bi и Fe (Френцель, 1871) [1].

Синон. Бисмутоферрит. Гипохлорит — hypochlorite (Шюлер, 1832) — смесь бисмутоферрита или чапманита с кварцем [2].

Характ. выдел. Порошковатые выделения, мельчайшие кристаллы и плотные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. ? [1].

Физ. св. Мягко. Уд. вес 4,47. Цв. ярко-желтый, зеленый, темно-зеленый.

Инфракрасный спектр бисмутоферрита близок к спектру чапманита и характеризуется основной полосой поглощения с максимумом 995 см^{-1} и рядом усложняющих полос при 760, 795, 1015, 1090 см^{-1} . В области валентных колебаний наблюдается небольшая полоса с максимумом 3530 см^{-1} [3].

Микр. Двусосный; $n_g=2,01$, $n_m=1,97$, $n_p=1,93$ [2].

Хим. Теор. состав: Bi_2O_3 — 44,65, Fe_2O_3 — 30,60, SiO_2 — 23,02, H_2O — 1,73.

Анализы бисмутоферрита из Шнееберга:

	1	2	3		1	2	3
FeO	1,8	—	—	SiO ₂	23,9	23,08	24,05
Al ₂ O ₃	0,3	—	—	H ₂ O	1,8	—	—
Fe ₂ O ₃	29,3	33,33	33,12				
As ₂ O ₃	0,08	—	—	Сумма	99,68	99,67	100,00
Bi ₂ O ₃	42,5	43,26	42,83	Уд. в.	>3,3	4,47	—

1 — анал. Ишрем [2]; 2 и 3 — анал. Френцель [1].

Наход. Очень редок. Впервые был обнаружен в Шнееберге (Саксония, ГДР) в ассоциации с кварцем, халцедоном, висмутом, кобальтилом, арсенипитом в прожилках, секущих глинистые сланцы. Вместе с кварцем, висмутом, галенитом и серебросодержащими минералами наблюдался в слюдяном сланце около Иоганнгеоргенштадта (ГДР) [1, 2, 4]. Встречен в Чехословакии в рудных жилах Ag — Bi — Co — Ni — U-формации в месторождениях Смрковец, Яхимов, Гайе, а также в вольфрамовом месторождении Горни Рогана; в Смрковец и Горни Рогана в прорастании с кварцем или халцедоном [3].

Отл. От сходного нонтронита отличается по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния бисмутоферрита из Шнееберга *
CuK_α-излучение, Ni-фильтр, D=114,6 мм

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	7,63	<1	1,976	3	1,471	1	1,143
6	4,52	12	1,935	2	1,456	1	1,124
6	4,47	9	1,907	1	1,451	<1	1,106
18	4,18	6	1,891	4	1,435	1	1,093
100	3,87	3	1,863	1ш	1,394	1ш	1,080
2	3,79	3	1,835	4	1,370	<1	1,067
35	3,58	1	1,785	1	1,360	1	1,049
50	3,18	3	1,744	1	1,329	<1	1,037
70	2,90	12	1,719	1	1,299	2	0,9830
12	2,66	4	1,694	1	1,291	<1	0,9736
35	2,59	6	1,683	<1	1,282	<1ш	0,9418
25	2,53	2	1,659	1	1,257—1,252	<1ш	0,9286
10	2,383	9	1,637	1	1,224	<1	0,9188
9	2,251	3	1,628	1,	1,215	<1	0,9096
3	2,225	9	1,608	2	1,203	1	0,9045
9	2,201	4	1,592	1,	1,184	<1ш	0,8967
15	2,162	1	1,570	<1	1,176	1	0,8872
5	2,086	1ш	1,542	1	1,169	1	0,8770
9	2,040	4	1,516	<1	1,161		
1	2,011	12	1,504				

* ASTM, 11—174.

Л и т е р а т у р а

1. Frenzel A. J. prakt. Chem., 1871, 4, 353.
2. Milton C., Axelrod J. M., Ingram B. Am. Min., 1958, 43, Nos. 7—8, 656.
3. Čech F. Acta Univ. Carolinae, geol., 1966, No. 2, 99.
4. Frenzel A. N. Jb. Min., 1872, 514.

ГРУППА ДИКСЕНИТА

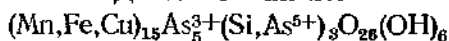
		Сингония	a_h	c_h	Уд. в.
Диксенит	$(Mn, Fe, Cu)_{15}As_5^{3+}(Si, As^{5+})_3O_{26}(OH)_6$	Триг.	8,22	37,41	4,20
Макговернит	$Mn_3Mg_4Zn_2As_2^{5+}Si_2O_{17}(OH)_{14}$	»	8,22	205,5	3,72

Диксенит и макговернит объединены в одну группу условно. Структуры диксенита и макговернита детально не изучены, и об их близости можно судить лишь на основании сопоставления состава, размеров ячейки и особенностей дифракционных картин. Оба минерала характеризуются равными размерами трансляции по оси a , одинаковыми проэкциями структур по оси c . Дифракционные картины диксенита и макговернита свидетельствуют о наличии сильных рефлексов в одних и тех же положениях. Значение периода c позволяет предположить, что в их структурах имеются слоевые фрагменты (последовательность пирохроитовых слоев), обладающие некоторыми общими деталями строения [1]. Структурно к диксениту и макговерниту близок гематолит. Возможно их структурное сходство с фриделитом и шаллеритом [2].

Л и т е р а т у р а

1. Wuensch B. J. Zs. Krist., 1968, 127, Н. 1—4, 309.
2. Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1928, 13, No. 7, 341.

Диксенит Dixerite



Название от греч. $\delta\iota$ (два) и $\xi\nu\nu\omicron\varsigma$ (ксенос) — чуждый — по необычному сочетанию Si и As (Флинк, 1920) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 1 мм), их лучистые и сфероидальные скопления.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$; $a_h = 8,22$, $c_h = 37,44$ Å; $a_h : c_h = 1 : 4,55$; $Z = 3$; $a_{rh} = 13,36$ Å; $\alpha = 35^\circ 48'$; $Z = 1$ (данные Иоганссона) [2]; $a_h = 8,23$, $c_h = 37,46$; $a_h : c_h = 1 : 4,552$ (Вюнш, 1968) [3].

Ромбоэдр. кл. $C_{3i} - \bar{3}$ (L_3C); $a : c = 1 : 1,8458$ (Флинк, 1925).

Формы П1:

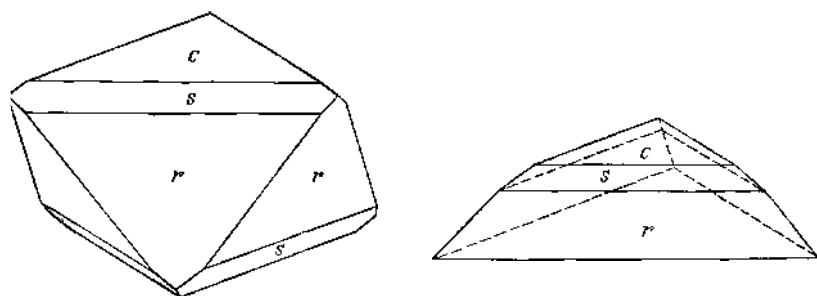
φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
$c\ 0001$	$—\ 0^\circ 00'$	$s\ 10\bar{1}2$	$60^\circ 00'$	$46^\circ 49'$	$r\ 10\bar{1}1\ 60^\circ 00'$
$ss\ (10\bar{1}2) : (\bar{1}102) = 78^\circ 19'$		$rr\ (10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 102^\circ 13'$			

Кристаллы (фиг. 194) имеют облик тригональных пирамид, ромбоэдров, табличек по (0001). Характерны параллельные срастания с пироауритом.

Физ. св. Сп. по (0001) весьма совершенная (слодоподобная). Хрупок. Тв. 3—4. Уд. вес 4,20—4,36. Цв. черный. Бл. от жирного до металлического. Полупрозрачен. Пьезоэффекта не обнаруживает.

Микр. В шлифах в прох. свете оранжево-желтый, желтовато-красный. Плеохроизма нет. Одноосный (+); $n_o = 1,96$. Двупреломление низкое.

Хим. Формула точно не установлена. Флинк [1] предложил для диксенита формулу $Mn_3SiO_5(AsO_3)_2(MnOH)_2$. Позднее Викман [2, 4] на основании



Фиг. 194. Кристаллы диксенита, Лонгбан
(по Флинку)

пересчета анализов Маузеллуса и Иоганссона вывел формулу $(Mn, Fe, Cu, As^{5+})_{20} (Si, As^{5+})_3 (O, OH)_{32}$ или $(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Cu)_{15} As_5^{5+} (Si, As^{5+})_3 (O, OH)_{32}$, предположив, что часть As находится в 5-ти валентной форме. Выше приведена формула по Вюшшу [3].

Марганец частично замещается Fe и Cu, а Si — P и As^{5+} .

Анализы диксенита из Лонгбана:

	1	2		1	2		1	2
Na_2O	—	0,13	CuO	3,38	3,49	TiO_2	—	не обн.
K_2O	—	0,14	Mn_2O_3	—	8,05	H_2O	3,38	2,80
MgO	0,50	0,32	Fe_2O_3	—	3,75	Сумма	100,32	99,91
CaO	0,28	0,39	As_2O_5	30,55	32,16	Уд. в.	4,20	4,36
MnO	48,94	43,35	P_2O_5	0,69	0,02			
FeO	4,54	—	SiO_2	8,66	5,31			

1—анал. Маузеллус [1]; 2—анал. Иоганссон [4].

Диагн. исп. В HCl разлагается с выделением кремнезема.

Наход. Найден в Лонгбане (Швеция), наблюдается среди мелкозернистого гематита и в серпентине (вместе с злоспым неопределенным минералом заполняет мелкие трещинки), слагает прожилки в доломитах, наблюдается в пустотах скарна наряду с баритом, кальцитом, тилазитом, пироауритом и аллактитом [1].

Межплоскостные расстояния диксенита из Лонгбана [2]

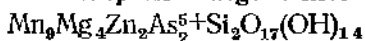
Fe-излучение

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
$10\bar{1}1$	1	6,94	$12\bar{3}2$	3	2,67	$2.1.\bar{3}.14$	2	1,890
0006	1	6,22	$2.0.\bar{2}.10$	2	2,57	$31\bar{4}7$	1	1,844
$11\bar{2}0$	4	4,10	$1.1.\bar{2}.12$	3	2,48	$31\bar{4}8$	2	1,813
$11\bar{2}3$	3	3,90	$21\bar{3}7$	3	2,40	$2.1.\bar{3}.16$	3	1,760
$11\bar{2}6$	3	3,42	$30\bar{3}0$	3	2,37	$3.1.\bar{4}.10$	1	1,741
$20\bar{2}4$	3	3,31	$21\bar{3}8$	3	2,32	$3.0.\bar{3}.15$	3	1,715
			$30\bar{3}6$	1	2,21	$2.1.\bar{3}.17$	2	1,700
$20\bar{2}5$	1	3,20	$2.1.\bar{3}.10$	1	2,18	$40\bar{4}8$	1	1,657
000.12	1	3,11	$2.0.\bar{2}.14$	1	2,13	$1.1.\bar{2}.21$	2	1,627
$20\bar{2}7$	4	2,95	$22\bar{4}0$	2	2,05	$3.1.\bar{4}.14$	3	1,584
$11\bar{2}9$	6	2,91	$2.1.\bar{3}.13$	3	1,960	$41\bar{5}0$	4	1,549
$20\bar{2}8$	4	2,83	$31\bar{4}4$	1	1,926	$2.1.\bar{3}.20$	2	1,533

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. Geol. för. förhandl., 1920, 42, 452; Geol. för. förhandl., 1925, 47, H. 2, N:o 361, 203.
2. Wickman P. E. Geol. för. förhandl., 1950, 72, H. 1, N:o 460, 64 (опубликованы данные К. Юганссона).
3. Wuensch B. J. Zs. Krist. 1968, 127, H. 1—4, 309.
4. Wickman P. E. Geol. för. förhandl., 1951, 73, H. 4, N:o 467, 637.

Макговернит Macgovernite



Назван по имени коллекционера Мак Говерна (Пэлэч, Бауэр, 1927) [1].

Характ. выдел. Грубозернистые агрегаты, мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 8,22$, $c_h = 205,5 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 25$; $Z = 6$, $a_{rh} = 68,7$; $\alpha = 6^\circ 52'$; $Z = 2$ (Вюнш, 1960) [2].

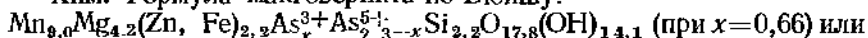
Кристаллы деформированные, напоминают пачки пластинок слюды.

Физ. св. Сп. по (0001) весьма совершенная (слюдopodobная). Хрупок. Уд. вес. 3,719. Цв. темный красновато-коричневый, кирпично-красный, иногда бронзово-желтый, в агрегатах светло-коричневый. Бл. перламутровый.

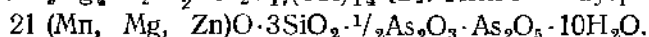
Пьезоэффект отсутствует [3].

Микр. В прох. свете красновато-коричневый. Одноосный (+); $n_o = 1,754 - 1,761$. Двупреломление едва заметно. В отраж. свете бронзово-желтый.

Хим. Формула макговернита по Вюншу:



$\text{Mn}_9\text{Mg}_4\text{Zn}_2\text{As}_2^5+\text{Si}_2\text{O}_{17}(\text{OH})_{14}$ [2]. Пэлэч и Бауэр приводят формулу:



Анализ макговернита из Стерлинг Хила (анал. Бауэр): MgO — 11,27, ZnO — 10,22, MnO — 42,72, FeO — 1,53, SiO₂ — 8,92, As₂O₃ — 4,45, As₂O₅ — 12,48, H₂O — 8,49; сумма 100,08.

Диагн. исп. Растворяется в кислотах с выделением кремнезема.

П. п. тр. на угле дает налет окиси мышьяка; в закрытой трубке выделяет воду при красном калении. Характерна реакция на Mn.

Нахожд. Встречен в Стерлинг Хиле (шт. Нью-Джерси, США) в ассоциации с цинковыми минералами [1].

Л и т е р а т у р а

1. Palache C., Bauer L. H. Am. Min., 1927, 12, No. 10, 373.
2. Wuensch B. J. Am. Min., 1960, 45, No. 9—10, 937.
3. Wuensch B. J. Zs. Krist., 1968, 127, H. 1—4, 309.

ГРУППА МЕЛАНЦЕРИТА

		Сингония	Уд. в.
Меланцерит	(TR, Ca, Na) ₁₀ (Fe, Ta)B _{1,8} (Si, P) ₃ O ₂₆ (OH, F) ₁₄ [?]	Триг	4,1—4,5
Карицерит	(TR, Ca, Th) ₁₀ (Fe, Ta)B _{2,8} (Si, Al, P) ₃ O ₂₈ (OH, F) ₁₂ ·2,5H ₂ O [?]	»	4,3
Тритомит	(TR, Ca, Th) ₁₀ (Fe, Al, Ta)B ₄ (Si, Al) ₅ O ₂₆ (OH, F) ₉ ·5 H ₂ O [?]	»	4,2
[Спенсит]	(TR, Ca) ₃ (Al, Fe)B ₂ (Si, Al) ₃ (O, OH, F) ₁₈ · nH ₂ O [?]	—	3,05

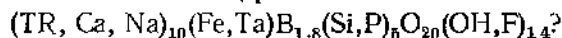
В группе объединены метамиктные боросиликаты тригональной сингонии близкого химического состава. Спенсит отнесен к этой группе условно; возможно, он является иттриевым аналогом тритомита. Формула его требует уточнения.

При нагревании всех минералов группы меланоцерита образуется вещество со структурой апатита, что дало основание некоторым исследователям считать структуру этих минералов апатитовой [1]. Однако при нагревании наряду с веществом со структурой апатита образуется также вещество со структурой церианита и аморфное боросиликатное стекло [2, 3]. Так, в результате нагревания спенсита получен продукт, содержащий 60% вещества со структурой апатита и 40% аморфной фазы [2]. Попытка рассчитать химический анализ при допущении, что минералы группы имеют структуру апатита, также не дала удовлетворительных результатов [4].

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Geol. f. ö. förhandl., 1887, 9, N. 4, N:o 109, 256; Brögger W. C., Cleve P. T. Zs. Krist., 1890, 16, 486.
2. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1963, 148, № 4, 912.
3. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Столярова Т. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 573.
4. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Кудрина М. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 23.

Меланоцерит Melanocerite



Название от греч. μέλας (мелас) — черный и по содержанию церия (Брэггер, 1887) [1]. Иттримеланоцерит — yttrio-melanocerite (Куприянова, Сидоренко, 1963) [2] — меланоцерит, обогащенный иттрием. Аллюмомеланоцерит — alu-melanocerite (те же авторы) — недостаточно охарактеризован, возможно, не является меланоцеритом. Нет полной уверенности в идентичности норвежского меланоцерита (оригинал исследований Брэггера) с меланоцеритом, обнаруженным в СССР.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, зерна до 2 см.

Структ. и морф. крист. Триг. с. Рентгеноаморфен, метамиктосп.

Дитриг. — скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m$ ($L_3 3L_2 3PC$); $a : c = 1 : 1,2554$ (Брэггер) [1].

Формы:

	ψ	ρ		ψ	ρ
c 0001	—	0°00'	q 01 $\bar{1}4$	0°00'	19°55'
ρ 10 $\bar{1}2$	60°00'	35 56	e 01 $\bar{1}2$	0 00	35 56
r 10 $\bar{1}1$	60 00	55 24	d 02 $\bar{2}1$	0 00	70 58
Z 40 $\bar{1}1$	60 00	80 13			

$$rr (10\bar{1}1):(1\bar{1}01) = 48^\circ 36' \quad ZZ (40\bar{1}1):(4\bar{4}01) = 117^\circ 10' \quad dd (02\bar{2}1):(2\bar{2}01) = 109^\circ 55'$$

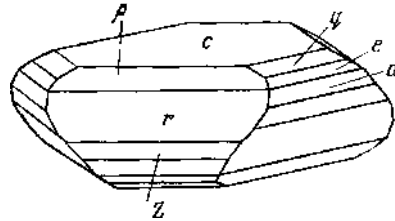
$$rr (10\bar{1}1):(1\bar{1}01) = 90 56 \quad ee (01\bar{1}2):(1102) = 61 06 \quad qq (0114):(1\bar{1}04) = 34 27$$

Кристаллы таблитчатые по (0001) (фиг. 195). Иногда имеют псевдомонклинный облик благодаря аномальному развитию одной из трех зон ромбоэдров.

Физ. св. Сп. лет. Изл. раковистый, неровный. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. вес норвежского 4,129 (средний из трех определений) [1], сибирского 4,46 [3]. Цв. темно-коричневый, красновато-коричневый до черного. Бл. жирный, стеклянный, смоляной. Черта светло-коричневая. В тонких сколах прозрачный, вишне-желтый.

Инфракрасный спектр меланоцерита из Сибири характеризуется широкими полосами поглощения 950—1050 и 470—510 см^{-1} (колебания сильно деформированных тетраэдров SiO_4), полосами поглощения 1400—1500 и 1630 см^{-1} , принадлежащими колебаниям молекул адсорбированной воды, и полосами 1200—1330 см^{-1} (колебания связей В — О в треугольниках VO_3) [3—5].

Фиг. 195. Кристалл меланоцерита, Квеё, Норвегия (по Беггильду)



Радиоактивен; вокруг выделений минерала наблюдаются плеохроичные ореолы [6].

Микр. В прох. свсте бледно-желтый. Плеохроизм не наблюдается. Одноосный (—); $n_o=1,73$, $n_e=1,72$; $n_o - n_e=0,01$ (Ларсен, Берман, 1921), у сибирского $n=1,716$ [3]. Частично изотропен (результат метамиктности), иногда двусосный с $2V=5-8^\circ$ [1].

Хим. Формула точно не установлена. Имеющиеся анализы однозначно не рассчитываются. Вышеприведенная формула получена [7] из данных химического анализа 1. Близкая формула получается из данных анализов 3 и 4. Состав группы редкоземельных элементов варьирует.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na_2O	1,45	1,56	0,19	—	—
K_2O	—	0,15	—	—	—
MgO	0,14	0,28	0,74	1,30	0,36
CaO	8,62	3,00	14,26	6,76	6,63
MnO	—	0,75	0,56	—	2,52
SrO	—	0,11	—	—	—
PbO	—	0,50	—	—	—
V_2O_5	[3,19]	3,23	1,50	1,70	1,40
Al_2O_3	0,83	0,91	—	0,74	—
Fe_2O_3	2,09	1,96	—	3,47	3,41
Mn_2O_3	1,22	—	—	1,95	—
Ce_2O_3	20,76	} 51,44	} 54,07	} 23,48	} 56,42
CeO_2	3,68				
La_2O_3	12,94				
Dy_2O_3	7,67				
Y_2O_3	9,17	} 30,88	} 18,42	} 14,13	
SiO_2	13,07				
TiO_2	—	—	—	0,34	} 2,76
ZrO_2	0,46	0,19	—	—	
ThO_2	1,66	10,70	0,33	3,60	
Ta_2O_5	3,65	He обн.	0,50	—	1,89
P_2O_5	1,29	2,62	—	2,03	1,99
CO_2	1,75	—	—	—	—
H_2O	3,01	5,97	1,24	1,47	1,30
F	5,78	1,92	1,43	6,04	6,30

	1	2	3	4	5
Сумма	102,43	100,97	(95,96)	102,18	100,10
—O=F ₂	2,43	0,81	0,60	2,54	2,65
	100,00	100,16	(95,36)	99,64	97,45
Уд. в.	4,129	4,184	—	4,46	—

1 — о-в Кьёе, анал. Клене [1]; 2 — Енисейский край, анал. Васильева [7а]; 3 — анализ неполный [8]; 4 — Сибирь, анал. Кузнецова [5]; 5 — Сибирь [9].

Хим. анализ сильно загрязненного меланоцерита из фенитов щелочного массива Бурпала см. также [4].

Состав редкоземельных элементов (в % к их сумме):

	1	2	3	4		1	2	3	4
La	4,2	13	9,2	27,1	Er	6,4	4,4	2,6	0,9
Ce	10,1	9,6	22,8	31,0	Tu	1,7	0,5	0,5	—
Pr	—	3,1	4,5	7,5	Yb	3,6	2,7	1,3	0,2
Nd	7,9	13,4	12,9	11,0	Lu	—	—	0,3	—
Sm	3,1	4,1	3,8	5,5	Y	48,4	35,9	(30)	9,5
Eu	—	—	0,5	0,5	№ хим.				
Gd	3,1	3,1	5,1	2,2	анализа	2	4	5	—
Tb	1,1	0,8	0,8	—	Ссылка	[7а]	[8]	[9]	[4]
Dy	8,5	7,8	4,8	3,6					
Ho	1,8	1,3	0,8	0,2					

Диагн. исп. Легко растворяется в горячей HCl с выделением кремнезема.

П. п. тр. становится более ярко окрашенным, вспучивается, но не сплавляется. В закрытой трубке выделяет воду. С флюоритом и KHSO₄ окрашивает пламя в зеленый цвет (реакция на бор).

Повед. при нагр. На кривых нагревания меланоцерита имеются экзотермический подъем при 630° [3] — 670° [4] (образование кристаллических фаз апатита и кубического CeO₂) и эндотермический прогиб при 950° [3] — 1080° [4].

Нахожд. Очень редок. Впервые был обнаружен в Лангезундфиорде (Норвегия) в пегматитовой жиле среди авгитового сиенита на о-ве Кьёе в ассоциации с эгирином, баркевикитом, лепидомеланом, астрофиллитом, содалитом [1], а также предположительно в жиле на о-ве Арё. Найден в полевошпатовой пегматитовой жиле среди нефелиновых сиепитов Средне-Татарского массива, Красноярского края, в ассоциации с альбитом и лепидомеланом в участках натрового метасоматоза [7а]. Встречен в щелочных пегматитах массива Бурпала, Северное Прибайкалье, в ассоциации с пиррофанитом, катаплетитом, куплетскитом, астрофиллитом, лопаритом и др. [10], а также в фенитах в экзоконтакте этого же массива, где ассоциируется с чевкинитом и более поздними цезийкуплетскитом, эвдиалитом, катаплетитом, лейкофаном, лопаритом, ринколитом [4]. Отмечен в Сибири среди пегматитов, связанных с щелочными гранитами, в ассоциации с карноцеритом, иттриалитом, чевкипитом, монацитом [11]. Обнаружен в массиве Африканда (Кольский п-ов) [4, 6] во вторичных диопсид-хлоритовых породах вместе с кальцитом, титанитом и клинохлором, слагает оторочки вокруг выделений перовскита; в реакционно-метасоматических амфибол-флогопитовых породах, сопровождающих пегматиты в пироксенитах, вместе с дизаналитом, ортитом, везувианом, титанитом, андрадитом, клинохлором, образовался по перовскиту (дизаналиту) [3].

Изм. Норвежский меланоцерит переходит в изотропное красно-бурое вещество с $n = 1,77$, замещается хлоритом [6].

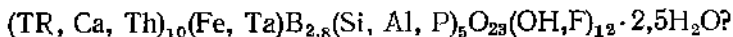
Межплоскостные расстояния меланоцерита, прокаленного при 900°
(оригинал анализа 2) [7a]

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
20 $\bar{1}$ 1	4	4,093	11 $\bar{2}$ 3, 13 $\bar{4}$ 2	1	2,055	50 $\bar{5}$ 2	2	1,474
11 $\bar{2}$ 1	1	3,906	40 $\bar{4}$ 0, 12 $\bar{3}$ 3	1	2,024	30 $\bar{3}$ 4	3	1,449
0002	6	3,42	22 $\bar{4}$ 2	6	1,938	29 $\bar{5}$ 3	2	1,430
10 $\bar{1}$ 2	3	3,163	13 $\bar{4}$ 2	3	1,892	11 $\bar{2}$ 5	1	1,315
12 $\bar{3}$ 0	7	3,085	12 $\bar{3}$ 3	7	1,835	25 $\bar{7}$ 1	1	1,288
12 $\bar{3}$ 1	10	2,818	23 $\bar{5}$ 1	4	1,805	60 $\bar{6}$ 2	2	1,250
11 $\bar{2}$ 2	4	2,774	14 $\bar{5}$ 0	4	1,776	16 $\bar{7}$ 0	3	1,233
3030	4	2,723	4042	6	1,757	16 $\bar{7}$ 1	2	1,222
13 $\bar{4}$ 0	2	2,347	0004	4	1,712			
13 $\bar{4}$ 1	2	2,140	12 $\bar{3}$ 4	1	1,500			

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Geol. för. förhandl., 1887, 9, H. 4, N:o 109, 256; Brögger W. C., Cleve P. T. Zs. Krist., 1890, 16, 468.
2. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1963, 148, № 4, 912.
3. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Кудрина М. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 23.
4. Портнов А. М., Сидоренко Г. А., Дубинчук В. Т., Кузнецова Н. Н., Зиборова Т. А. ДАН СССР, 1969, 185, № 4, 901.
5. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Столярова Т. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 573.
6. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 425.
7. Борнеман-Старыкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 162.
- 7a. Васильева З. В., Свешникова Е. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 12.
8. Сидоренко Г. А. Рентгенография минерального сырья, 1964, вып. 4, 39.
9. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 143.
10. Портнов А. М. ДАН СССР, 1963, 153, № 1, 187.
11. Проценко Е. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 260.

Кариоцерит Caryocerite



Название от греч. *κάριον* (карион) — орех (по цвету) и по содержанию церия (Брёггер, 1890).

Синоп. Торомеланоцерит — thornelanocerite (Куприянова, Сидоренко, 1963).

Характ. выдел. Кристаллы.

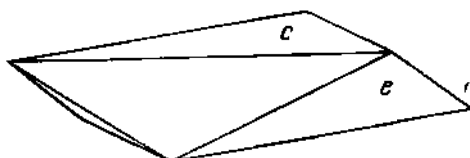
Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфен, метамиктен. Триг. с. Дитригон.-скаленоздр. кл. D_{3d} — $\bar{3}m$ ($L_3 3L_2 3PC$); $a : c = 1 : 1,1845$ (Брёггер) [1].
Формы [1]:

	φ	ρ	φ	ρ
c (0001)	—	0°00'	e (01 $\bar{1}$ 2)	0°00'
q (01 $\bar{1}$ 4)	0°00'	1853		34°22'

$$ee (01\bar{1}2) : (\bar{1}102) = 58^\circ 32'$$

Кристаллы таблитчатые по (0001) (фиг. 196).

Физ. св. Сп. не выражена. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. вес 4,295. Цв. коричневый. Бл. стеклянный до смоляного. Просвечивает.



Фиг. 196. Кристалл кариоцерита, Лангезундфиорд (по Брэггеру)

Микр. В шлифах светло-желтый. Изотропен (метамиктен).

Хим. Формула точно не установлена, приведенная здесь вычислена [2] на основе анализа 1.

Анализы:

	1	2		1	2
Na ₂ O	1,42	1,10	SiO ₂	12,97	12,08
K ₂ O	—	0,04	ZrO ₂	0,47	Не обн.
MgO	0,17	0,08	ThO ₂	13,64	2,07
CaO	7,37	9,55	UO ₂	сл.	—
MnO	—	0,14	Ta ₂ O ₅	3,11	Не обн.
SrO	—	0,07	U ₃ O ₈	—	0,06
B ₂ O ₃	[4,70]	4,53	P ₂ O ₅	0,86	3,09
Al ₂ O ₃	0,87	0,75	CO ₂	0,35	Не обн.
Mn ₂ O ₃	0,66	—	F	5,63	6,57
Fe ₂ O ₃	1,36	3,55	H ₂ O	4,77	2,89
La ₂ O ₃	14,34	56,43	Сумма	102,37	103,00
Ce ₂ O ₃	14,83		—O = F ₂	2,37	2,76
CeO ₂	5,89			100,00	100,24
Dy ₂ O ₃	6,75				
Y ₂ O ₃	2,21				

1 — Лангезундфиорд, анал. Клеве [1]; 2 — Сибирь, анал. Васильева (по новым данным).

Состав группы редкоземельных элементов [3]: La₁₆Ce₄₅Pr₅Nd_{5,4}Sm_{1,7}Eu_{0,3}Gd_{1,4}Tb_{0,2}Dy_{4,2}Ho_{0,6}Er_{1,1}Tm_{0,2}Yb_{1,1}Y₁₆

Диагн. исп. Растворяется в HCl и в горячей H₂SO₄ с выделением кремнезема. При нагревании в закрытой трубке выделяет воду. П. п. тр. окраска становится ярче, вспучивается, но не сплавляется. С фосфорной солью дает реакцию на церий. При сплавлении с CaF₂ и KHSO₄ окрашивает пламя в зеленый цвет (реакция на бор).

Находж. Очень редок. Встречен в пегматитовых жилах пегелиновых сиенитов района Лангезундфиорда (Норвегия) с эгирином, катапленом, астрофиллитом, полевым шпатом и нефелином [1]. Отмечен в щелочных пегматитах, связанных с щелочными гранитами, в Сибири в ассоциации с меланоцеритом, иттриалитом, чевкинитом, монацитом [4]; в альбититах, среди палеозойских гранитов и гранодиоритов в ассоциации с флюоритом, кварцем, ортитом, мизеритом (новые данные Васильевой и Куприяновой).

Изм. По кариоцериту развиваются ортит, флюорит, карбонаты; отмечены псевдоморфозы бастнезита (новые данные Васильевой и Куприяновой).

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Geol. för. förhandl., 1887, 9, N. 4, N:o 109, 256; Zs. Krist., 1890, 16, 478.
2. Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 162.
3. Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 296.
4. Проценко Е. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 260.

Неясно соотношение с меланоперитом и роуландитом фторсиликата редких земель — $(Y, Ce, Ca, Na, Fe)_2(SiO_3)(F, OH)_2$, описанного Проценко и др. (1966). Зерна неправильной формы, гнезда, прожилки, мелкие вкрапления. Триг. с. $D_{3d} - \bar{3}m$? $a_h = 10,68$; $c_h = 26,9 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 2,55$; $a_{rh} = 15,28$, $\alpha = 88^\circ 48'$. Частично метамиктен.

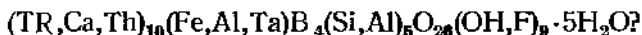
Сп. не наблюдалась. Тв. около 5. Изл. перовный, иногда раковистый. Уд. вес 4,72. Цв. коричневый, красный, в тонких сколах оранжево-желтый, прозрачный. Бл. стеклянный до жирного. В шлифах бесцветный. Одноосный (-); $n_o = 1,734$, $n_e = 1,728$, $n_o - n_e = 0,006$.

Состав минерала (анал. Быкова): $Na_2O - 2,11$, $MgO - 0,20$, $CaO - 5,60$; $MnO - 2,15$, $B_2O_3 -$ не обн., $Al_2O_3 - 1,27$, $Fe_2O_3 - 3,69$, $\Sigma TR_2O_3 - 60,67$, $SiO_2 - 14,0$, $TiO_2 - 0,14$, $ThO_2 - 0,93$, $P_2O_5 - 2,83$, $H_2O^+ - 2,00$, H_2O^- — не обн., F — 7,85; сумма 103,44 — ($O = F_2$) 3,30 = 106,14. Состав TR (при $\Sigma TR = 100\%$, анал. Новороссова): La — 10,3, Ce — 22,6, Pr — 3,9, Nd — 15,2, Sm — 5,0, Gd — 6,9, Tb — 0,7, Dy — 5,8, Ho — 1,4, Er — 2,8, Tm — 0,1, Yb + Lu — 2,2, Y — 23,1. Растворяется в HCl (1 : 1) с образованием геля кремнезема. На кривой нагревания имеется четкий эндотермический прогиб в интервале 910—990° с максимумом при 970° в результате выделения F и OH. На некоторых кривых нагревания имеется слабый экзотермический подъем при 620°.

Обнаружен в пегматитах, во вмещающих кристаллических сланцах и в эгиринизированных графито-гнейсах Сибири; ассоциируется с чевкинитом, фергусонитом, гадолинитом, бритолином, щелочным амфиболом, флюоритом, пиритом и молибденитом. В результате изменения приобретает карминово-красную окраску.

Основные линии порошкограммы: 2,99 (10); 2,93 (9); 2,15 (5 дв.); 1,834 (15 ш.); 1,790 (6). (Проценко Е. Г., Баталова Н. Г., Быкова А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 3, 339).

Тритомит Tritomite



Название от греч. *τρίς* (трис) — тройной и *τέτρας* (тетейс) — резать — по треугольной форме поперечных сечений кристаллов (Вейби, 1849).

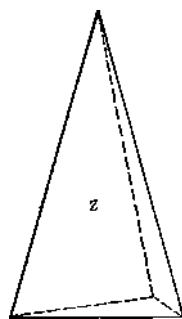
Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 1—2 см).

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфен, метамиктен [1]. Триг. с. Гемиморфный (кл. симметрии точно не установлен); $a : c = 1 : 1,114$ (Брэггер) [2].

$$\begin{array}{cccc} \varphi & \rho & \varphi & \rho \\ c \ 000\bar{1} & - & 0^\circ 00' & z \ 40\bar{4}1 \quad 60^\circ 00' \quad 79^\circ 00' \\ & & & zz \ (40\bar{4}1) : (\bar{4}401) = 116^\circ 39' \end{array}$$

Кристаллы тетраэдроподобные (фиг. 197), несовершенные.

Фиг. 197. Кристалл тритомита, о-в Ловен (по Брэггеру)



Физ. св. Сп. ист. Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. 5—6. Уд. вес 4,15—4,25. Цв. темно-бурый. Бл. смоляной, черта желтовато-серая. Полупрозрачен.

Микр. В шлифах буровато-желтый. Изотропен (метамиктен); $n = 1,650 - 1,757$ (Ларсен и Берман).

Хим. Формула точно не установлена. При пересчете [3] анализов получены формулы: для тритомита из Бревика $(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta})\text{B}_4(\text{Si}, \text{Al})_5\text{O}_{26}(\text{OH}, \text{F})_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; для тритомита из Баркевика: $(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta})\text{B}_5(\text{Si}, \text{Al})_5\text{O}_{30}(\text{OH}, \text{F})_5 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Анализы (анал. Энгстрём) [2, 4]:

	1	2		1	2
Na_2O	1,40	0,71	ThO_2	9,51	8,58
CaO	7,04	6,97	CeO_2	11,69	11,26
B_2O_3	7,31	8,37	Ta_2O_5	1,15	1,11
Al_2O_3	1,18	0,88	H_2O	6,40	6,48
Fe_2O_3	1,67	1,55	F	4,29	3,15
Mn_2O_3	0,67	0,34			
Ce_2O_3	10,65	8,14	Сумма	102,44	101,06
$\Sigma\text{La}_2\text{O}_3$	16,31	21,56	$-\text{O}=\text{F}_2$	1,81	1,33
$\Sigma\text{Dy}_2\text{O}_3$	5,57	4,76			
Y_2O_3	2,97	2,58		100,63	99,73
SiO_2	13,54	13,59	Уд. в.	4,178	4,045
ZrO_2	1,09	1,03			

1 — Бревик, 2 — Баркевик.

Диagn. исп. Растворяется в HCl с образованием желатинообразного вещества и выделением Cl. В закрытой трубке выделяет воду. П. п. тр. при слабом дутье становится белым, иногда растрескивается.

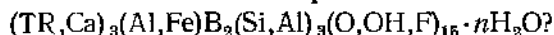
Повед. при нагр. При нагревании до 600—1000° [1] образуется вещество со структурой апатита и аморфная фаза (кальциевое боросиликатное стекло). По Нойману [5], сначала кристаллизуется низкотемпературная модификация А, структурно напоминающая апатит, затем высокотемпературная модификация В, подобная ураниниту; температура перехода одной модификации в другую непостоянна.

Нахожд. Очень редок. Встречен лишь в Южной Норвегии [2] в пегматитах Лангезундфиорда; впервые обнаружен на о-ве Ловен (Ламё) в ассоциации с полсым шпатом, нефелином, эгирипом, катаплеитом, лейкофаном и анальцимом; отмечен также на о-вах Стокё и Арё близ Баркевика.

Л и т е р а т у р а

1. Jaffe H. W., Molinski W. J. Am. Min., 1962, 47, No. 1—2, 9.
2. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 483.
3. Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 162.
4. Engström N. Zs. Krist., 1877, 3, 200.
5. Neumann H., Sverdrup T., Saefo P. C. Norske Vidensk. Akad. Oslo. Mat.-nat. Kl., 1957, 6, 17.

Спенсит Spencite



Назван по имени Х. С. Спенса, который нашел минерал в 1934 г., но определил его первоначально как таленит [1].

Характ. выдел. Неправильные плотные выделения весом до 3 кг.

Структ. и морф. крист. Метамиктен. Спенсит из Канады не дал порошкограммы даже после нагревания. Спенсит из Нью-Джерси (США) после прокаливания при 600° превращается в стекло и гексагональную апатитоподобную фазу с $a_0=9,32$, $c_0=6,84 \text{ \AA}$ [2, 3].

Физ. св. Цв. темный, красновато-коричневый и зеленовато-черный, в порошок — зеленовато-серый. Излом раковистый. Бл. слабый, стеклянный. Тв. 6,5. Уд. вес. 3,40 [1, 2].

Микр. Изотропен. Цв. в проходящем свете от оливково-коричневого до желтовато-коричневого; $n=1,670-1,680$ (анализы 1 и 2); $n=1,630$, у наиболее гидратированного (анализ 3) $1,627-1,653$.

Хим. Помимо приведенной выше формулы, по Борнеман-Старынкевич, ею указывалась также возможная формула $(TR, Ca)_4(Al, Fe)(B, Al)_3(Si, Al)_4(O, OH, F)_{20} \cdot nH_2O$ [4]. Вероятен изоморфизм: $YB \rightarrow CaSi$. Возможно также, что Al и Ti замещают Si и B. Содержание воды в образце из Онтарио (анализы 3), по-видимому, завышено [1].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	0,08	—	0,11	B ₂ O ₃	10,88	2,85	10,04
K ₂ O	—	—	0,01	SiO ₂	24,12	28,24	24,89
MgO	0,20	—	0,50	P ₂ O ₅	<0,1	—	0,02
CaO	17,32	13,09	7,81	Cl	—	—	0,45
BeO	0,22	1,52	0,05	F	1,00	2,47	0,44
SrO	—	—	—	H ₂ O+	}	3,60	6,93
FeO	3,39	—	—	H ₂ O-			
MnO	0,44	—	0,60	CO ₂	0,84	—	—
Fe ₂ O ₃	—	2,88	3,22	Сумма	100,17*	101,92	100,27
Y ₂ O ₃	19,60	—	28,20	—O=F ₂ +Cl ₂	0,42	1,04	0,28
Ce ₂ O ₃	2,79	—	1,44				
La ₂ O ₃	5,60	24,87	4,16		99,75	100,88	99,99
ThO ₂	2,78	2,31	2,44				
Al ₂ O ₃	6,08	14,01	3,87	Уд. в.	3,40	3,16	3,05
ZrO ₂	<0,1	—	—				
TiO ₂	0,22	2,75	0,27				

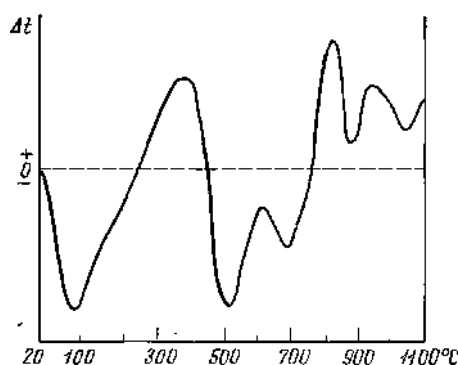
* В том числе PbO—0,11, UO₂—0,90.

1 — из гранитного пегматита у оз. Крэбери, шт. Нью-Джерси, США, анал. Моллиски (в оригинале — сумма 100,16) [2]; 2 — минерал, сходный со спенситом, из альбитов Восточной Сибири, анал. не указан [5]; 3 — из пегматита, Халибёртон, Онтарио, Канада, анал. Ишгамельс [1].

Состав группы редких земель спенсита из Канады (оригинал анализа 3) [6] (в вес. %): Y₂O₃ — 17,77, La₂O₃ — 0,73, CeO₂ — 2,49, Pr₆O₁₁ — 0,54, Nd₂O₃ — 1,84, Sm₂O₃ — 1,07, Eu₂O₃ — 0,14, Gd₂O₃ — 1,61, Tb₄O₇ — 0,34, Dy₂O₃ — 1,92, Ho₂O₃ — 0,50, Er₂O₃ — 1,99, Tm₂O₃ — 0,31, Yb₂O₃ — 2,88, Lu₂O₃ — 0,27.

Повед. при нагре. На кривой нагревания спенсита из Сассекса (фиг.198) имеются эндотермические прогибы с максимумами при 90, 500 и 690°, а также экзотермические подъемы с максимумами 390, 590, 830 и 940°. Природа отдельных термических эффектов не расшифрована [2]. Спенсит из Канады при нагревании до 325° теряет 76% всего количества H₂O; при нагревании до 450—550° он разрушается (эта температура значительно ниже температуры рекристаллизации метамиктных минералов). При нагревании на воздухе при 325° в течение 46 час. n увеличивается до 1,640, уд. вес.—до 3,20, но минерал остается изотропным и не дает линий на порошковых диаграммах [1].

Наход. В Канаде (Онтарио) [1] в ассоциации с кальцитом, красным апатитом, флюоритом, скаполитом, турмалином и диопсидом установлен в пегматитовых жилах Халибёртона, секущих пироксениты (первая находка;



Фиг. 198. Кривая нагревания спенсита из окр. Сассекс (по Джеффу и Молвински)

добыто около 10 кг спенсита). В США в гранитных пегматитах у озера Кранбери (шт. Нью-Джерси) наблюдается наряду с магнетитом, пироксеном, амфиболом и титанитом [2]. Сходный по составу со спенситом минерал встречен в альбититах Восточной Сибири, образовавшихся на контакте гранитов с известняками [7—9].

Изм. По трещинам в спенсите наблюдается тонкозернистый белый карбонат с высоким содержанием Y [1].

Искусств. Не получен.

Практ. знач. При значительных количествах может служить рудой на редкие земли.

Межплоскостные расстояния спенсита из Нью-Джерси [2]

(прокален в течение 3 часов при 1000°) FeK α -излучение,
D=57,3 мкм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
200	50	4,02	231	20	1,794	160	30	1,230
111	40	3,83	140	10	1,770	161	40	1,217
002	30	3,42	402	30	1,740	504	10	1,174
102	50	3,13	004	30	1,709	343	20	1,143
120	40	3,05	232	5	1,629	106	30	1,130
121	100	2,78	142	5	1,571	154	50	1,111
112	40	2,76	240	5	1,530	261	50	1,103
300	30	2,69	124	20	1,498	702	10	1,091
130	10	2,25	502	20	1,468		5	1,077
131	5	2,14	304	30	1,448		5	1,029
113	30	2,04	151	20	1,423		5	1,020
222	40	1,930	115	20	1,311		10	1,006
132	30	1,874	251	20	1,278		5	0,997
123	40	1,824	602	30	1,251			

Л и т е р а т у р а

1. Frondel Cl. *Canad. Min.*, 1961, 6, pt. 5, 576.
2. Jaffe H. W., Molinski V. J. *Am. Min.*, 1962, 47, Nos. 1—2, 9.
3. Guillemin C., Permingeat F., Pierrot R. *Bull. Soc. fr. min.*, 1962, 85, N° 3, 316.
4. Борнеман-Старыкевич И. Д. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1968, 97, вып. 2, 162.
5. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. *ДАН СССР*, 1963, 148, № 4, 912.
6. Joensuu O. J., Ingatells C. O. *Canad. Min.*, 1966, 8, pt. 5, 647.
7. Семенов Е. И. *Минералогия редких земель*. Изд-во АН СССР, 1963, 200 и 235.
8. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 241.
9. Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Столярова Т. И. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1962, 91, вып. 5, 573.

ГРУППА КАТОПРИТА

	Синония	a_0	b_0	c_0	β
Катоприт $(Mn, Mg, Fe)_{14}(Al, Fe)_4Sb_2^{5+}Si_2O_{20}$	Монокл.	5,65	22,92	9,06	101°30'
Иетманит $(Mn, Zn)_{14}Si_4Sb_2^{5+}Zn_2O_{20}$	Трикл.*	5,53	11,58	9,047	101 45

* $\alpha=92^\circ48'$, $\gamma=76^\circ11'$.

Общим для минералов этой группы является наличие в структуре пирохроитоподобных слоев MnO_6 .

Катоприт *Katoprite*

Название от греч. *κατοπτρον* (катоптрон) — зеркало — по сильному блеску на плоскостях спайности (Флинк, 1917) [1].

Синон. Манганостибит — *manganostibiite* (частью; Игельстрём, 1884), манганостибит — *manganostibile* (частью; Дана 1851), гематостибит — *hematostibiite*, *hamatostibiite* (Игельстрём, 1885), гематостибит — *hemalostibite* (Дана, 1951). Идентичность манганостибита (частью) и гематостибита установлена Муром [2].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, отдельные зерна.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0=5,65$, $b_0=22,92$, $c_0=9,06$ Å; $\beta=101^\circ30'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,246 : 1 : 0,395$ (Мур, 1966) [2]; $Z=2$. Структура построена из MnO_6 -октаэдров, связанных в пирохроитоподобные слои, параллельные (001) в рентгеновской установке и $\parallel(100)$ в морфологической; Al, Sb, Si, располагаются в промежутках между слоями. Их позиции не определены. Ярко выражена субструктура, определяемая периодичностью пирохроитоподобных слоев, составляющих 77% рассеивающего вещества элементарной ячейки.

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c=0,7922 : 1 : 0,4898$; $\beta=101^\circ03'$ (Флинк) [1].

Рентгеновская установка Мура отличается от морфологической установки Флинка перестановкой осей a и c и уменьшением отношения осей в 2 раза.

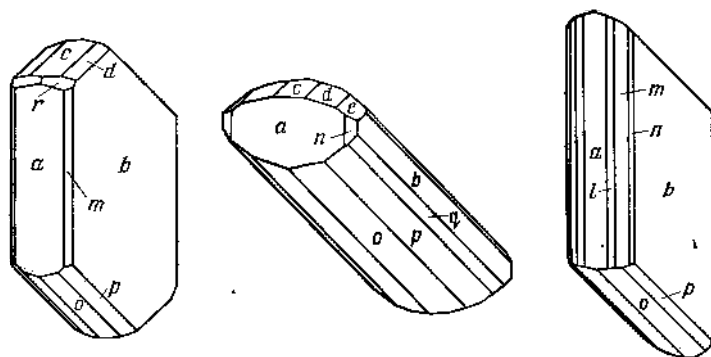
Формы в установке Флинка [1]:

	φ	ρ		φ	ρ
a 001	90°00'	11°03'	e 032	14°53'	37°15'
b 010	0 00	90 00	d 012	38 34	17 23
a 100	90 00	90 00	r 212	73 28	41 22
n 120	32 44	90 00	q $\bar{2}72$	-14 14	60 31
m 110	52 08	90 00	p $\bar{2}32$	-30 37	40 30
l 210	68 45	90 00	o $\bar{2}12$	-60 36	26 12

db (012):(010)=76°29'	da (012):(100)=79°16'	qa ($\bar{2}72$):(100)=102°21'
eb (032):(010)=54 12	pb ($\bar{2}32$):(010)=56 02	ob ($\bar{2}12$):(010)=77 29
rb (212):(010)=79 10	pa ($\bar{2}32$):(100)=109 13	

Кристаллы таблитчатые по (010), удлиненные вдоль оси c (в рентгеновской установке по оси a) (фиг. 199), реже — вдоль ребра ($\bar{2}12$) : (010), иногда изометричные.

Физ. св. Сп. совершенная по (100) (в рентгеновской установке по (001)). Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. вес. 4,5. Цв. черный. Бл. металлический, особенно сильный на плоскостях спайности. В тонких сколах просвечивает красным цветом. Магнитен.



Фиг. 199. Кристаллы катоптриа, Братфорс, Нордмаркен (по Флинку)

Микр. В шлифах плеохроирует от темно-красно-бурого по Np до красно-вато-желтого по Nm . Двусный (—). Пл. опт. осей (010); $cNp=14-15^\circ$ с сильной наклонной дисперсией биссектрис; $n_m \approx 1,9$, $2V=25^\circ$, $r > v$.

Хим. Формула твердо не установлена. Согласно единственному анализу минерала из Братфорса, формула (по Флинку) $14 (Mn, Mg, Fe)O \cdot 2 (Al, Fe)_2O_3 \cdot Sb_2O_5 \cdot 2 SiO_2$. Состав (анал. Маузелиус) [1]: $MgO—3,06$, $CaO—0,58$, $MnO—52,61$, $FeO—2,44$, $Fe_2O_3—3,58$, $Al_2O_3—9,50$, $SiO_2—7,75$, $Sb_2O_5—20,76$, $H_2O—0,11$; сумма 100,39 (средние данные из четырех неполных анализов)

Диагн. исп. Не растворяется в кислотах.

Наход. Очень редок. Найден в контактово-метасоматическом месторождении около Братфорса (Нордмаркен, Швеция) среди известняков в ассоциации с магнетитом, гранатом, манганозитом. Под названием гематостибита описан катоптриз из марганцевого месторождения Шё (Эребру, Швеция), обнаруженный в кальцитовых прожилках вместе с баритом, якобитом, тефроитом [2].

Межплоскостные расстояния катоптриа из Братфорса, Швеция *
FeK α -излучение, $D=90$ м.м

l	d	l	d	l	d	l	d	l	d
20	8,77	20	3,40	20	2,47	20	1,65	20	1,42
10	5,66	10	3,23	10	2,26	30	1,62	20	1,40
10	4,83	100	2,94	10	2,21	30	1,61	10	1,37
30	4,42	30	2,78	20	2,13	10	1,57	20	1,36
10	4,21	20	2,74	20	1,93	20	1,56	20	1,13
10	3,75	30	2,59	10	1,90	10	1,49	30	1,09
20	3,49	20	2,54	10	1,86	30	1,47	30	1,07

* ASTM, 14—338.

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. Geol. för. förhandl., 1917, 39, H. 4, No 319, 431.
2. Moore P. B. Am. Min., 1966, 51, Nos. 9—10, 1494.

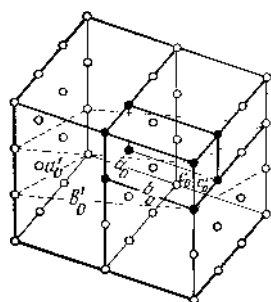
Иетманит Yeatmanite
 $(\text{Mn,Zn})_{14}\text{Si}_4\text{Sb}_2^{5+}\text{Zn}_2\text{O}_{29}$

Назван по имени горного инженера П. Иетмана (Пэлэч, Бауэр, Берман, 1937) [1].
 Синон. Етманит.

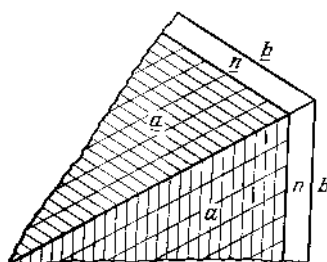
Характ. выдел. Кристаллы и пластинчатые выделения.

Структ. и морф. крист. Трикл. с., псевдоромбический. $C_1 - P\bar{1}$ или $C_1^1 - P1$; $a_0 = 5,53$, $b_0 = 11,58$, $c_0 = 9,047$ Å; $\alpha = 92^\circ 48'$, $\beta = 101^\circ 45'$, $\gamma = 76^\circ 11'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,477 : 1 : 0,781$; $Z = 1$. Здесь принята такая же установка, как и для катоптрига; по Пэлэчу, Бауэру, Берману [2]: $a_0 = 9,047$, $b_0 = 11,58$, $c_0 = 5,53$ Å; $\alpha = 103^\circ 49'$, $\beta = 101^\circ 45'$, $\gamma = 87^\circ 12'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7811 : 1 : 0,4775$ (для псевдоромбической ячейки: $a'_0 = 26,58$, $b'_0 = 22,47$, $c'_0 = 5,53$ Å; $a'_0 : b'_0 : c'_0 = 1,182 : 1 : 0,246$).

Структура состоит из пирохроитоподобных октаэдрических слоев [3].



Фиг. 200. Соотношение триклинной и псевдоромбической ячеек иетманита (по Пэлэчу и др.)
 a, b, c — триклинная,
 a_0, b_0, c_0 — псевдоромбическая (пунктир).
 Кругами показано возможное положение атомов



Фиг. 201. Двойник иетманита по (023) (по Пэлэчу и др.)

Псевдоромбическая ячейка содержит шесть триклинных ячеек (фиг. 200); $a : b : c = 0,7811 : 1 : 0,4775$; $\alpha = 103^\circ 49'$, $\beta = 101^\circ 45'$, $\gamma = 87^\circ 12'$ (Пэлэч, Бауэр, Берман) [2].

Формы [2]:

	φ	ρ		φ	ρ
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	n 210	$68^\circ 32'$	$90^\circ 00'$
a 100	$90^\circ 02'$	$90^\circ 00'$			

Кристаллы таблитчатые по (100). Наблюдаются двойники по (023) (фиг. 201), полисинтетические двойники по (010).

Физ. св. Сп. совершенная по (100), в рептеповской установке по (001). Хрупок. Тв. 4. Уд. вес 5,02 (вычисл. 5,37 при $\text{Mn} : \text{Zn} = 1 : 1$). Цв. темно-коричневый, коричневатый, в тонких сколах светло-коричневый. Черта светло-бурая.

Микр. В шлифах светло-коричневый. Плеохроизма нет. Двуосный (—); N_p близка к оси a , N_m близка к оси b ; пл. опт. осей на $3\frac{1}{2}^\circ$ наклонена к следу дв. плоскости b (010); $cNg = 3\frac{1}{2}^\circ$; $n_g = 1,910$, $n_m = 1,905$, $n_p = 1,873$ (Na); $n_g - n_p = 0,037$; $2V \approx 49^\circ$, дисперсия умеренная, $r < v$.

Хим. Теор. состав (при отношении $Mn : Zn = 1 : 1$): MnO —36,53, ZnO —31,84, SiO_2 —13,48, Sb_2O_5 —18,15.

Анализы иетманита из Франклина (анал. Бауэр) [1]:

	CaO	MnO	ZnO	FeO	SiO ₂	Sb ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	Сумма
1.	—	33,00	34,54	0,36	13,50	18,01	0,54	99,95
2.	Сл.	37,06	28,35	0,90	14,16	18,48	0,45	99,40

Диагн. исп. Легко растворяется в слабой HCl. П. п. тр. сплавляется в шлак. Дает реакцию на Sb.

Нахожд. Очень редок. Встречен только во Франклинне, шт. Нью-Джерси (США) в виде включений в виллемите.

Л и т е р а т у р а

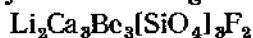
1. Palache C., Bauer L., Berman H. *Am. Min.*, 1937, 22, No. 12, 11.
2. Palache C., Bauer L., Berman H. *Am. Min.* 1938, 23, No. 8, 527.
3. Moore P. B. *Am. Min.*, 1966, 51, Nos. 9—10, 1494.

ДРУГИЕ СИЛИКАТЫ С НЕВЫЯСНЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	β	Уд. в.
Сянхуалинит $Li_2Ca_3Be_3[SiO_4]_3F_2$	Куб.	12,90	—	—	—	3,0
Лонганит $(Mn^{2+}, Sb^{3+}, Ca)_4(Mn^{4+}, Fe^{3+}, Mg)_3[SiO_4]O_8?$	Гексаг.	11,56	—	11,11	—	4,6—4,9
Ангралит $2(Mg, Ca)O \cdot 5(Al, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2?$	Гексаг.?	—	—	—	—	2,6
Сарьаркит $Al_5(Ca, TR, Th, Na)_2[(Si, P, SO_4)_4(OH)_6 \cdot nH_2O]$	Тетраг.	8,21	—	6,55	—	3,1
Томбаргит $TR_2SiO_4(O, OH) \cdot 4H_2O?$	Монокл.	7,12	7,29	6,71	102°41'	3,5—3,6
Латнумит $Ca_6(K, Na)_2Al_4[(O, CO_3, SO_4)(SiO_4)_6]?$	»	12,12	5,13	10,80	108°	2,9
Серендибит $Ca_4(Mg, Fe, Al)_6(Al, Fe)_3B_3(Si, Al)_6O_{40}$	Трекл.*	10,35	9,2	8,5	86°	3,5
Пейнит $HCa_4BAl_{20}SiO_{38}$	Гексаг.	8,72	—	8,46	—	4,01

* $\alpha = 65^\circ 30'$, $\gamma = 65^\circ$.

Сянхуалинит Hsiangtqualinite



Назван по месту находки (Хуан Ун-куй и др., 1958) [1—3].

Синон. Сянхуалит, сянхуалит.

Характ. выдел. Мелкозернистые агрегаты, зерна (около 0,3 мм, реже до 3 мм), кристаллы [2].

Структ. и морф. крист. Куб. с. O^8 — $I4_132$; $a_0 = 12,897 \text{ \AA}$; $Z = 8$ [1].

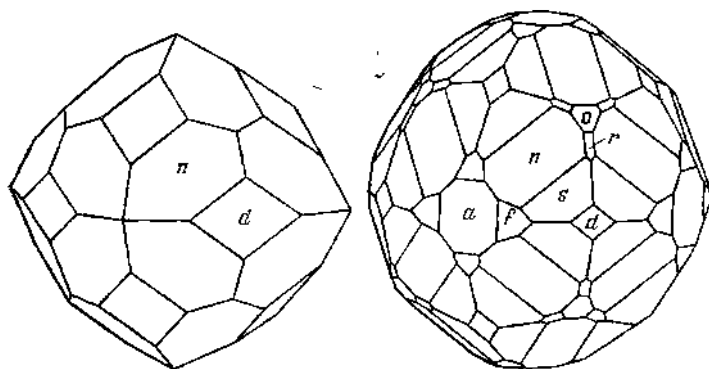
Структура не изучена. По данным инфракрасной спектроскопии, относится к островным силикатам [4].

Кристаллы пентагонально-додекаэдрического облика (фиг. 202) [5]. Обычные формы [5]: a (100), d (110), o (111), n (211), r (332), менее обычны

f (310) и *s* (321). Более редкие формы: *g* (320); η (510), β (322), *m* (311), ϕ (611), *p* (221), Γ (552), *U* (532), *t* (421).

Физ. св. [1—3]. Сп. не обнаружена. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$. Микротвердость 895 кг/мм^2 . Уд. вес 2,97—3,00 (вычисл. 2,96). Цв. молочно-белый, бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачен или полупрозрачен.

В рентгеновских лучах флуоресцирует желто-зеленым цветом; характерна сильная фосфоресценция [3].



Фиг. 202. Кристаллы сянхуалинита
(по Пэн Чжи-чжуну и др.)

Основная полоса инфракрасного спектра [4] состоит из двух максимумов; первый из них имеет пики 983, 961, 930, 893 см^{-1} , второй — пики 770, 748, 732 и 695 см^{-1} .

Микр. В полифах в прох. свете бесцветен. Изотропен; $n=1,613$ [1].

Хим. Теор. состав: Li_2O — 6,29, BeO — 15,79, CaO — 35,39, SiO_2 — 37,90, F — 7,99.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Li_2O	5,85	5,60	5,27	F	7,81	7,27	7,60
Na_2O	0,13	0,03	0,60	H_2O^+	—	—	0,41
K_2O	0,06	0,03	0,14	H_2O^-	—	—	0,05
BeO	15,78	16,30	15,92	П. п.	1,28	—	—
MgO	0,18	0,17	0,18	Сумма	102,07	101,28	103,15
CaO	34,60	35,18	35,25	— $\text{O}=\text{F}_2$	3,28	3,06	3,19
Al_2O_3	0,50	Не обн.	0,54		98,79	98,22	99,96
Fe_2O_3	0,22	0,06	0,04				
SiO_2	35,66	36,64	37,15				

1 и 2 — [1], 3 — анал. Казакова [3].

Диagn. исп. Растворяется в разбавленной HCl .

Наход. Встречен только в Южном Китае в циннвальдитовых жилах, залегающих среди флюоритизированных карбонатных пород экзоконтактной зоны бериллиеносного гранитного массива [2]; эти жилы содержат также хризоберилл и флюорит.

Отл. От сходного граната отличается растворимостью в HCl и значительно более низким показателем преломления.

Межплоскостные расстояния сякхуалинита из Южного Китая [3]

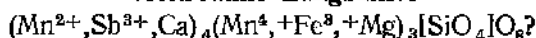
Со-излучение, $D=114,6$ мμ

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d
211	4	5,255	653	8	1,539
220	15	4,554	822;660	25	1,517
310	5	4,071	831;750;740	8	1,497
222	10	3,719	752	5	1,459
321	60	3,443	842	8	1,405
400	40	3,221	921;761;655	15	1,389
411	7	3,034	644	12	1,373
420	7	2,849	930;851;754	20	1,358
332	100	2,746	932;763	30	1,328
422	30	2,630	770;941;853	10	1,301
510;430	15	2,527	772	10	1,275
521	40	2,352	934	10	1,251
530;433	100	2,209	10.3.1	45	1,228
611;532	90	2,090	774	5	1,206
620	3	2,036	10.0.4	5	1,196
514	2	1,988	10.3.3	2	1,186
622	2	1,941	10.4.2	2	1,176
613	20	1,900	11.0.1	40	1,166
444	2	1,857	11.2.1	40	1,147
710;550;543	35	1,822	10.5.3	25	1,112
640	40	1,785	10.0.6	2	1,104
721;633;552	70	1,753	11.4.1	12	1,096
642	4	1,721	12.0.0	2	1,073
730	52	1,691	12.1.1	15	1,066
651;372	15	1,635	11.5.2	2	1,052
800	20	1,609	10.7.3	10	1,025
{811;741;554	20	1,586	12.3.3	3	1,011
820;644	3	1,562			

Л и т е р а т у р а

1. Huang W.-H., Tu S.-H., Wang K.-H., Chao C.-L., Yu C.-C. Дичжи кэсюэ, 1958, № 7, 35 (текст китайский).
2. Бейс А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960, 60.
3. Минеев Д. А. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 135.
4. Плюссина И. И. Геохимия, 1963, № 2, 158.
5. Пэн Чжи-чжун, Чжен Жун-ин, Чжан Гуан-жун. Acta geol. sinica, 1964, 44, No. 1, 81 (текст китайский).

Лонгбанит Langbanite



Назван по месту находки (Флинк, 1887).

Синон. Лангбанит.

Характ. выдел. Отдельные кристаллы (до 1 см).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^1 - P6/mmm^2$ $a_0 = 11,56$, $c_0 = 11,11$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,961$ (Краус, Мусгнуг) [1]; $Z=6$ для формулы, принятой здесь; для формулы, предложенной Махачки, $Z=9$ (Штрунц) [2].

Штрунц [3] предполагает существование диморфизма между лонгбанитом и браунитом.

Кл. симметрии не установлен; $a : c = 1 : 0,9606$ (в рентгеновской установке; вычислено на основании измерений Флинка).

Формы [4—6]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	k 11 $\bar{2}$ 3	30°00'	32°38'
m 10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	p 11 $\bar{2}$ 2	30 00	43 51
a 11 $\bar{2}$ 0	30 00	90 00	o 11 $\bar{2}$ 1	30 00	62 30
l 21 $\bar{3}$ 0	40 53	90 00	d 22 $\bar{4}$ 1	30 00	75 25
e 10 $\bar{1}$ 2	60 00	29 00	i 21 $\bar{3}$ 2	40 53	55 43
f 10 $\bar{1}$ 1	60 00	47 58	λ 21 $\bar{3}$ 1	40 53	71 11
u 20 $\bar{2}$ 1	60 00	65 44	h 41 $\bar{5}$ 1	49 06	78 51

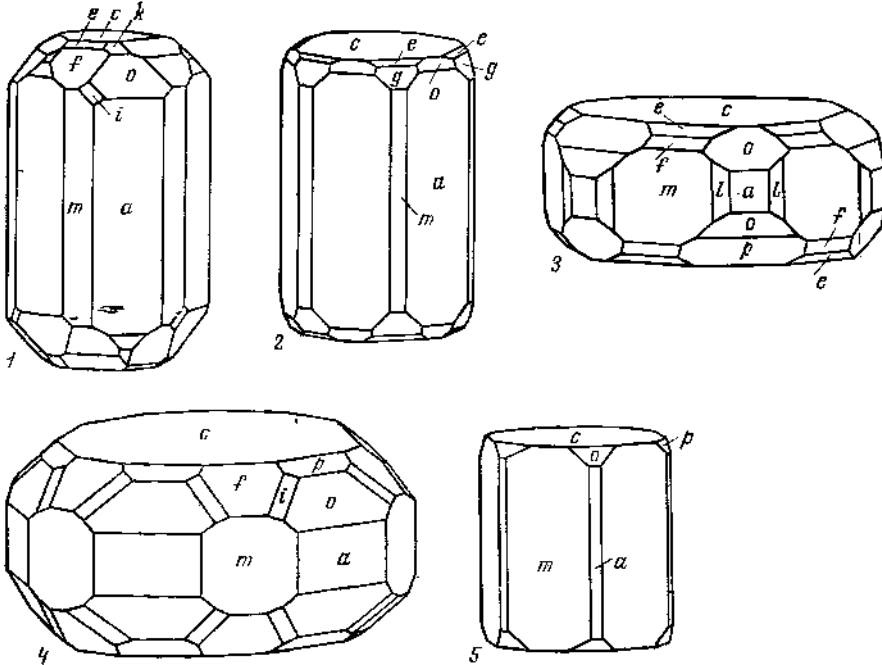
ff (10 $\bar{1}$ 1):(1 $\bar{1}$ 01)=43°35'	om (11 $\bar{2}$ 1):(10 $\bar{1}$ 0)=39°49'	hm (41 $\bar{5}$ 1):(10 $\bar{1}$ 0)=15°33'
oo (11 $\bar{2}$ 1):(21 $\bar{1}$ 1)=52 39	pp (11 $\bar{2}$ 2):(1 $\bar{2}$ 12)=73 44	im (21 $\bar{3}$ 2):(10 $\bar{1}$ 0)=38 41
pa (11 $\bar{2}$ 2):(10 $\bar{2}$ 0)=46 09	po (11 $\bar{2}$ 2):(11 $\bar{2}$ 1)=18 39	

Все более ранние авторы (Дала, 1892; Хинце) принимали отношение осей Флинка 1887 г. — $a : c = 1 : 1,6437$; в 1910 г. Флинок вычислил отношение $a : c = 1 : 1,4407$ [5]. Соотношение символов в принятой здесь рентгеновской установке и в установках Флинка:

Принятая здесь	m 10 $\bar{1}$ 0	l 21 $\bar{3}$ 0	a 11 $\bar{2}$ 0	f 10 $\bar{1}$ 1	o 11 $\bar{2}$ 1
Флинок, 1910	m 10 $\bar{1}$ 0	s 21 $\bar{3}$ 0	n 11 $\bar{2}$ 0	f 20 $\bar{2}$ 3	φ 0 $\bar{2}$ 23
Флинок, 1887	n 11 $\bar{2}$ 0	l 41 $\bar{5}$ 0	m 10 $\bar{1}$ 0	f 10 $\bar{2}$ 3	ω 4223
					o 10 $\bar{1}$ 1

Формула перехода от установки Флинка (1910 г.) к принятой здесь : 1000/0100/0010/000 $\frac{2}{3}$.

Кристаллы вытянуты по оси c (длинно-и короткопризматические), иногда уплощены по (0001) (фиг. 203). Некоторые из них — тригонального развития. Грани a (11 $\bar{2}$ 0) вертикально исштрихованы.



Фиг. 203. Кристаллы лонгбанита, Лонгбан, Швеция
1—4 — по Флинку; 5 — по Шерену

Физ. св. Сп. по (0001) ясная. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 6—7. Уд. вес 4,60—4,92. Цв. железно-черный. Бл. металлический. Непрозрачен. Порошок темно-коричневый, коричневый, красновато-коричневый.

Хим. Формула точно не установлена. Махачки [1] предложил формулу $(Mn, Ca)_5^{[6]}[Sb^{5+}Fe^{3+}]^{[6]}[Si_2Mn^{7+}]^{[4]}(O,OH)_{18}$. Штрунц [2] высказал сомнение в совместном существовании Mn^{7+} и Mn^{2+} и предположил, что лонгбанит имеет формулу, сходную с формулой браунита [3]. Вероятны изоморфные замещения: Mn^{2+} на Sb^{3+} и Ca , Mn^{4+} на Fe^{3+} и Mg .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
CaO	—	2,98	1,95	1,73	2,04	2,24	2,40
MgO	—	0,40	0,47	0,53	0,86	1,61	1,11
MnO	64,00	33,29	36,39	36,82	32,30	31,54	32,22
FeO	10,32	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	4,75	4,33	3,44	14,31	14,15	13,98
Sb ₂ O ₃	15,42	15,35	12,92	12,58	11,61	11,76	12,51
SiO ₂	10,88	8,75	8,95	9,58	11,32	12,23	12,82
MnO ₂	—	33,61	35,15	35,06	27,12	26,15	24,36
H ₂ O	—	—	—	—	0,32	—	0,52
Сумма	100,62	99,13	100,16	99,74	99,88	99,68	99,92
Уд. в.	4,918	—	4,84	—	4,73	4,66	4,60

1—6 — Лонгбан (1 — анал. Флинк [5]; 2 и 4 — анал. Бекстрём [6]; 3, 5 и 6 — анал. Маузелпус [6]); 7 — Сьё, анал. Маузелпус [6].

Диagn. исп. С трудом растворяется в горячей HCl. П. п. тр. не плавится, с поверхности становится матовым. На угле дает белый налет, с фосфорной солью — скелет кремнезема, с содой и селитрой — темный синевато-зеленый сплав.

Находж. Очень редок. Встречен в Лонгбане (Швеция) в зернистом известняке с шефферитом и магнетитом; также ассоциируется с рихтеритом, браунитом, гаусманнитом, родонитом, гедифаном. В Сьё (Эребро, Швеция) обнаружен вместе с родонитом [6].

Межплоскостные расстояния лонгбанита из Лонгбана, Швеция*

FeK_α-излучение, D=90 мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
110	20	5,79	303	10	2,47	512;333	10	1,71
002	10	5,46	321	10	2,26	600	70	1,67
111	20	5,11	410	20	2,19	522;316	80	1,54
202;003?	10	3,65	411	10	2,15		10	1,47
301	20	3,19	322?	10	2,11		10	1,45
113?	20	3,09	412;205	10	2,03		50	1,43
203	10	2,99	224;500?	40	1,99		30	1,40
220	30	2,89	331	10	1,90		30	1,14
221	80	2,80	502;413	10	1,88		30	1,08
310?	90	2,74	305?	10	1,84		30	1,06
222?	100	2,55	503;225?	30	1,75		40	1,03

Л и т е р а т у р а

1. Kraus O., Mussnug F. Zbl. Min., 1942, A, 12; Machatschki F. N. Jb. Min., Monatsh., 1943, H. 2—3, 46.
2. Strunz H. Zbl. Min., 1942, H. 7, 133.
3. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1944, A, 241.
4. Flinck G. Zs. Krist., 1887, 13, 1; Öfvers. Akad. Stockholm, Bihang., 1888, 13, No 7, 91.
5. Flinck G. Ark. kemi, min., geol., 1910, 3, H. 6, No 35, 62.
6. Sjögren H. Geol. för. förhandl., 1891, 13, H. 3, No 136, 256.

Ангаралит Angaralite
 $2(\text{Mg,Ca})\text{O} \cdot 5(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2?$

Назван по месту находки (Мейстер, 1910) [1].

Тонкие пластинки и выделения неправильной формы. Возможно, гексагональный. Уд. вес 2,619 [1]. Цв. черный (благодаря присутствию углестого вещества), блеск сильный. Одноосный (+). Двупреломление ниже, чем у кварца. Анализ: MgO — 6,89, CaO — 0,46, Al₂O₃ — 44,68, Fe₂O₃ — 9,52, SiO₂ — 37,96; сумма — 99, 51. При прокаливании окраска становится темно-бронзовой [1].

Встречен в СССР на контакте известняков с нефелиновыми сиенитами по р. Татарке в бассейне Енисея. Согласно предварительным данным Семенова [2], порошокграмма ангаралита (оригинала исследований Мейстера) аналогична порошокграмме рипидолита, но в отличие от последнего ангаралит не содержит воды.

Межплоскостные расстояния ангаралита из Енисейского
 края [2]

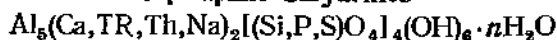
Cu-излучение, $D=57,3$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (kX)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8,5	7,07	2,5	2,83	2,5	1,82	3,5	1,388
6	5,05	7,5	2,58	1,5	1,74	2	1,324
10	4,75	4	2,46	1,5	1,67	2	1,297
7,5	3,68	1,5	2,39	1,0	1,56	1,5	1,223
10	3,52	2,5	2,27	8,5	1,540	1	1,187
2	3,36	6	2,00	2,5	1,502	1	1,131
1,5	2,93	2,5	1,88	1	1,415	1	1,100

Л и т е р а т у р а

1. Мейстер А. К. Горные породы и условия золотонности Южной части Енисейского округа. СПб., 1910, 503.
2. Семенов Е. И. Сб. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964, 33.

Сарьяркит Saryarkite



Название предложено в 1964 г. (Кроль, Чернов и др.) [1].

Характ. выдел. Мелкие (тысячные доли миллиметра, редко 0,05—0,1 мм) зерна, тонкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_4^2 - P42_12$ или $D_4^6 - P4_22_12$; $a_0 = 8,213$, $c_0 = 6,55\text{Å}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,797$; $Z=4$.

Структура не изучена. Под микроскопом зерна изометричные или имеют вид лейст.

Физ. св. Сп. не отмечалась. Тв. $3\frac{1}{2}$ —4. Уд. вес 3,07—3,15 (вычисл. 3,35). Цв. белый. Бл. матовый до жирного. Полупрозрачен. Притягивается слабым электромагнитом.

В инфракрасных спектрах в области 1628—1415 см^{-1} имеются полосы, обусловленные наличием молекул воды и гидроксильных групп; в области 1245—920 см^{-1} спектр сплошной (поглощение группами PO_4 , SO_4 , SiO_4 и, возможно, AlO_4).

Микр. В шлифах в прох. свете погасание прямое, преимущественно волнистое. Одноосный (+); $n_e=1,620$, $n_o=1,606$ (Na); $n_e-n_o=0,014$.

Хим. Формула требует уточнения. Возможно, что Al частью входит в анионные группы AlO_4 . Отношение Si : P : S близко к 0,54 : 0,38 : 0,08, отношение Ca : TR : Th : Na \approx 0,24 : 0,19 : 0,07 : 0,05. Спектральным анализом установлены Ba, Bi, Be, Sc, Pb.

Анализ (материал анализа 2 был несколько загрязнен гидроокислами железа):

	1	2		1	2
Na_2O	0,79	0,75	ZrO_2	Сл.	Сл.
K_2O	0,44	0,32	P_2O_5	11,88	12,18
MgO	Не обн.	—	SO_3	2,88	3,48
CaO	6,02	6,59	CO_2	Не обн.	Не обн.
MnO	Не обн.	—	F	»	»
Al_2O_3	28,72	26,61	Cl	»	»
Fe_2O_3	1,40	2,21	H_2O	2,39	1,72
$\text{TR}_2\text{O}_3 +$ $+ \text{Y}_2\text{O}_3$	11,02	10,79	П. п.	12,36	12,30
ThO_2	7,78	9,07	Сумма	100,48	100,26
SiO_2	14,80	14,24			

Состав группы редких земель (в % к их сумме):

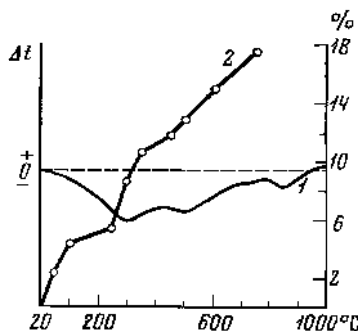
	1	2		1	2
La_2O_3	5,5	5,2	Ho_2O_3	1,37	1,30
Ce_2O_3	6,8	9,1	Er_2O_3	4,31	4,15
Nd_2O_3	13,6	15,6	Tm_2O_3	0,55	0,5
Sm_2O_3	Не обн.	Не обн.	Yb_2O_3	5,5	5,2
Gd_2O_3	4,90	4,63	Lu_2O_3	1,1	1,04
Tb_2O_3	0,55	0,50	Y_2O_3	55	52
Dy_2O_3	0,82	0,78			

Диагн. исп. В конц. HCl , в HNO_3 и H_2SO_4 (1 : 1) разлагается с трудом и неполностью. Полное разложение достигается сплавлением с пиросульфатом калия.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 204) имеются три эндотермических прогиба: при 300° — потеря части воды, при 500° — полное обезвоживание, при 800° — образование соединения, структура которого сходна со структурой монацита. Наблюдается постепенное изменение веса сарыаркита при нагревании его до 800° .

Находж. Обнаружен в СССР в зоне пропилитизированных и окварцованных кислых эффузивов на их контакте с вторичными кварцитами; ассоциируется с хаттонитом, баритом, молибденитом, пиритом, гематитом, рокбриджитом и гидроокислами железа. Образует мелкие включения и тонкие прожилки в гидротерите и гидроокислах железа.

Фиг. 204. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) сарыаркита (по Кролю и др.)



Межплоскостные расстояния сарыаркита [1]

Fe-излучение, $D=57,3$ мм

hkl	l	d(kX)	hkl	l	d	hkl	l	d
111	2	4,383	331	10	1,8543	414	3	1,2671
201β	1	3,806	421	2	1,7754	523	4	1,2521
201	9	3,453	402;223	4	1,7397	424	2	1,2170
102β	2	3,339	412;303	4	1,7071	533	3	1,1807
112β	1	3,115	332;313	3	1,6692	710;434	5	1,1589
102	10	3,014	510	1	1,6109	504		
112	10	2,827	511	2	1,5540	641	3ш	1,1233
202	5	2,564	521	1	1,4844	702;405	1	1,0991
321β	5	2,358	432	2	1,4580	106;444	5ш	1,0848
320	2	2,278	522;523β	1	1,3841	604	5	1,0482
321	9	2,143	610	2	1,3499	732;713	5ш	1,0199
113;331β	2	2,044	503	8	1,3117	643;544	5	1,0068
203	4	1,9177	532	1	1,2891			

Л и т е р а т у р а

1. Кроль О. Ф., Чернов В. И., Шиповалов Ю. В., Хан Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 2, 147.

Томбартит Tombarthite
 $TR_2SiO_4(O,OH) \cdot 4H_2O$?

Назван по имени проф. Томаса Барта из Осло, проводившего геолого-минералогическое изучение района находки минерала (Нойман, Нильссен, 1968) [1].

Характ. выдел. Скопления неправильной формы (до 1 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с.; $a_0=7,12$, $b_0=7,29$, $c_0=6,71$, $\beta=102^\circ 41'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,977 : 1 : 0,920$ (у оригинала анализа 1); $a_0=7,12$, $b_0=7,24$, $c_0=6,69$; $\beta=102^\circ 29'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,983 : 1 : 0,924$ (у оригинала анализа 2). В разной степени метамиктен, рентгеноаморфен или дает нечеткие рентгенограммы. Структура не изучена, по типу, по-видимому, близка к структуре монацита.

Физ. св. Сп. не обнаружена. Изл. раковистый. Тв. 5—6. Уд. вес 3,51 и 3,65 (для оригиналов анализов 1 и 2). Цв. буро-черный. Бл. матовый.

Микр. Преимущественно изотропен, частью слабо двупреломляет; $n=1,639 \pm 0,002$.

Хим. Предполагается изоморфное замещение $(SiO_4)^{4-}$ на $(OH)_4^{4-}$. Содержание H_2O требует уточнения прямыми определениями. Формула, вы-

численная авторами: $TR_{4-m}(Ca, Mn, Fe^{2+})_m(Si+4H)O_{12-n}(OH)_{4+2n}$ при $4 \geq n \geq 0$. И. Д. Борнеман на основании пересчета данных анализов предлагает формулу $TR_2SiO_4(O, OH) \cdot 4H_2O$.

Анализы (анал. Бруун и Бергстёл):

1		2		1		2		1		2	
Na ₂ O	0,08	—	Pr ₂ O ₃	0,08	0,08	Yb ₂ O ₃	6,05	5,79			
K ₂ O	0,08	—	Nd ₂ O ₃	0,52	0,48	Lu ₂ O ₃	0,93	0,79			
MgO	0,33	0,26	Sm ₂ O ₃	0,58	0,57	SiO ₂	12,60	15,90			
CaO	3,56	} 4,68	Eu ₂ O ₃	0,05	0,05	ThO ₂	3,08	0,85			
SrO	0,05		Gd ₂ O ₃	1,45	1,53	UO ₂	1,31	0,57			
MnO	3,68	1,02	Tb ₂ O ₃	0,47	0,47	П. п.	21,19*	22,71			
FeO	0,78	5,52	Dy ₂ O ₃	4,19	3,85	Сумма	97,58	99,25			
Y ₂ O ₃	29,96	28,00	Ho ₂ O ₃	1,08	0,90						
La ₂ O ₃	0,06	0,06	Er ₂ O ₃	4,24	3,91						
Ce ₂ O ₃	0,42	0,42	Tu ₂ O ₃	0,76	0,64						

* Значение п. п. в первом анализе, по предположению авторов, занижено приблизительно на 2,5%; Р не обнаружен, Рb — следы.

Повед. при нагрев. Вода выделяется в две стадии: до 500° — несколько больше половины (2-й образец терял в весе около 13,7%), от 700 до 950° — полная дегидратация (около 9% потери веса). Выше 700° переходит в соединение, которое имеет структуру апатита.

Находж. Обнаружен в гранитном пегматите района Эвье в Южной Норвегии в тесной ассоциации (частью в прорастании) с таленитом. Сопровождается монацитом, ксенотимом, ортитом, гадолинитом и др.

Искусств. Нагревание в гидротермальных условиях при 400—580° и давлении 18 000 psi смеси $PrO_2 + SiO_2$ (1 : 1) приводило к кристаллизации соединений со структурой монацита; при 1200° образовалось вещество со структурой апатита.

Межплоскостные расстояния томбартита (оригинала хим. анализа 1) [1]
Fe-излучение, $D=229$ мм

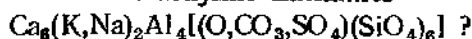
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
30	7,32	30ш	3,54	30	3,00	40	2,40
20	6,95	80	3,42	60	2,97	30	2,30
100	6,55	10	3,28	50	2,89	30	2,22
20	4,66*	70ш	3,23	30	2,77		
20	4,55	20	3,11	20	2,57		
30	4,24*	20	3,02	30	2,44		

* Лишние примеси.

Л и т е р а т у р а

1. Neumann H., Nilssen B. Lithos, 1968, 1, No. 2, 113; Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, 330-

Латнумит *Latiumite*



Назван по месту находки в Италии (Тили, Генри, 1962) [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, удлиненные таблитчатые кристаллы (до 1,5 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с.; $a_0=12,12$, $b_0=5,13$, $c_0=10,80$ Å; $\beta=108^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0=2,363 : 1 : 2,105$ (Тили, Генри) [1]; $Z=1$ (Штрунц, для вышеуказанной формулы).

Структура не изучена.

Наблюдавшиеся формы, по Тили и Генри:

ρ	ψ	ρ	ψ	ρ	
c (001)	—	$18^\circ 00'$	p ($\bar{1}01$)	$-90^\circ 00'$	$31^\circ 28'$
a (100)	$90^\circ 00'$	90 00	y ($\bar{2}01$)	$-90^\circ 00'$	57 08
e (101)	90 00	51 36			

$$ae (100):(101)=38^\circ 24'$$

$$ec (101):(001)=33^\circ 36'$$

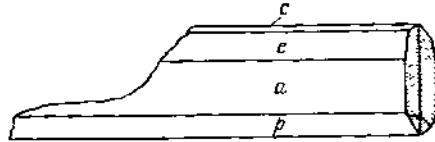
$$cp (001):(\bar{1}01)=49^\circ 28'$$

$$py (101):(\bar{2}01)=25^\circ 40'$$

$$ya (201):(\bar{1}00)=32^\circ 52'$$

Кристаллы таблитчатые по (100) и удлиненные по оси b (фиг. 205), конечные грани (по оси b) закруглены и не могли быть измерены. Обычны двойники по (100), простые и полисинтетические.

Фиг. 205. Кристалл латумита, Альбано (по Тили)



Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. вес 2,93. Бесцветный, прозрачный, стекловатый.

Микр. В прох. свете бесцветен. Двусный. Погасание прямое в разрезах (100) и косое в разрезах \parallel (010); $Ng=b$; $cNp=16-28^\circ$; пл. опт. осей \perp (010); $2V$ от -72 до $+83^\circ$ (измерены в тупом углу β); $n_g=1,615-1,614$, $n_m=1,609-1,606$, $n_p=1,603-1,600$; $n_g-n_p=0,012-0,014$. Дисперсия $r>v$. В шлифах наблюдались обильные мелкие включения других минералов.

Хим. Состав и формула окончательно не установлены. Анализ латумита из Альбано (средние данные из двух анализов, анал. Скун): $Na_2O=1,11$, $K_2O=7,20$, $MgO=0,76$, $CaO=29,41$, $MnO=0,02$, $FeO=0,55$, $Al_2O_3=24,67$, $Fe_2O_3=0,50$, $SiO_2=28,33$, $CO_2=1,60$, $SO_3=5,42$, $Cl=0,14$, $H_2O^+=0,27$, H_2O^- —не обн., $O=Cl_2=0,03$; сумма 99,95. В анализированном материале, возможно, были примеси других минералов.

Диагн. исп. Растворим в слабых кислотах с образованием осадка кремнезема. Дает микрохимические реакции на Al, Ca, CO_2 , SO_3 . П. п. тр. плавится; после охлаждения расплава образуется тонкокристаллический агрегат оптически одноосного (отрицательного) вещества, порошокграмма которого близка к таковой меллиита (геленита).

Наход. Весьма редок. Обнаружен в минералогических коллекциях Кембриджа в обломках вулканической брекчии из Альбано (Италия). Входит в состав скарнированных известняков. Ассоциируется с геденбергитом, клинопироксеном, гаюином, лейцитом, калиофиллитом, гранатом (гроссуляр-андрадитом), меллиитом.

Изм. Замещается белым тонкопорошковатым неизученным веществом.

Отл. По внешнему виду напоминает анортит или волластонит; отличается от этих минералов по оптическим константам и по порошокграммам.

Межплоскостные расстояния латуимита из Альбано [1]
CuK α -излучение

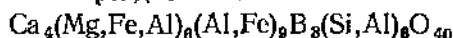
l^*	$d(\text{Å})$	l	d	l	d	l	d
3	7,2	4	2,72	3	1,846	4	1,340ш
6	4,6	3	2,63	3	1,831	3	1,319ш
6	4,5	3	2,58	6	1,812ш	6	1,308
4	4,3	8	2,54	4	1,792	4	1,289ш
4	4,0	3	2,49	3	1,715	4	1,274ш
6	3,83	6	2,40	4	1,687	4	1,257ш
4	3,69	6	2,37	6	1,641	3	1,241
4	3,63	6	2,33	6	1,604	3	1,230
3	3,53	6	2,31	6	1,563	4	1,209ш
4	3,46	4	2,25	6	1,522	3	1,199
6	3,38	3	2,15ш	3	1,504	3	1,186
6	3,28	4	2,12ш	3	1,484	4	1,180
4	3,14	4	2,08	3	1,473	3	1,171
9	3,06	4	2,06	3	1,463	3	1,163
4	3,01	4	2,05	4	1,447	3	1,151
8	2,96	6	1,997	4	1,435	3	1,134
4	2,90	6	1,957	3	1,433	3	1,120
10	2,86	4	1,943	3	1,417	3	1,105
6	2,82	6	1,903	3	1,408	3	1,095
4	2,77	4	1,858	3	1,395	3	1,085

* Интенси́вности, приведенные авторами в семибалльной буквенной шкале, переведены в десятибалльную числовую.

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E., Henry F. M. Min. Mag., 1953, 30, No. 220, 39.

Серендибит Serendibite



Назван по месту находки (Серендиб — древнее арабское название о-ва Цейлон) (Прайор, Кумерсуэми, 1903) [1].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы, исключительно редко несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с.; $a_0 = 10,35$, $b_0 = 9,2$, $c_0 = 8,5 \text{ Å}$; $\alpha = 65^\circ 30'$, $\beta = 86^\circ$, $\gamma = 65^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,129 : 1 : 0,924$ (для оригинала анализа 2); $Z=1$ при вышеприведенной формуле [2]; $a_0 = 8,630$, $\beta_0 = 9,826$, $c_0 = 10,393 \text{ Å}$; $\alpha = 103^\circ 58'$, $\beta = 106^\circ 36'$, $\gamma = 118^\circ 21'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,8783 : 1 : 1,0577$; $Z=2$ при формуле $(\text{Ca, Mg})_8 \text{Al}_5 \text{BSi}_8 \text{O}_{20}$ [3].

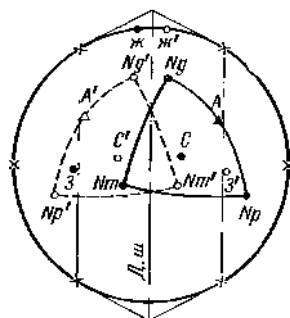
Кристаллы табличатого облика [2]. Характерны полисинтетические двойники; дв. пл. параллельна основаниям табличек. Наблюдались включения шпинели, диопсида и кальцита.

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. неровный, раковистый. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7. Уд. вес 3,376—3,515 (вычисл. 3,47). Цв. голубой, синий, черный. Черта голубая. Бл. смоляной. Непрозрачен или полупрозрачен.

Микр. [2,4—6]. В прох. свете от бесцветного до густоокрашенного. В окрашенных разностях сильный плеохроизм в ярко-синих, зеленых и желтых тонах. Отмечается резкое несоответствие осей эллипсоида поглощения с осями индикатрисы (фиг. 206). Двуосный (+) и (—); $n_g =$

Фиг. 206. Нормальное сечение через призму сдвойникового кристалла серендибита и стереографическая проекция кристаллооптических направлений в этом сечении

(по Перцеву и Никитиной)
 c , $ж$ и z — направления наиболее густой синей, желтой и зеленой окрасок;
 $Д. ш$ — двойниковый шов



$=1,706-1,743$, $n_m=1,703-1,740$, $n_p=1,701-1,738$; $n_g-n_p=0,005-0,006$; $2V$ около 90° (положительный, иногда отрицательный до -83° для оригинала анализа 4); дисперсия очень сильная, $r < v$ для $+2V$. Показатели преломления, дисперсия, густота окраски и уд. вес увеличиваются, а $2V$ уменьшается с возрастанием содержания железа [6].

Хим. Вышеприведенная формула предложена Перцевым и Никитиной [2].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
MgO	12,92	12,56	13,37	15,44	TiO ₂	0,17	0,26	Сл.	—
CaO	14,93	15,08	15,55	13,17	H ₂ O ⁺	0,75	1,11	0,24	—
MnO	0,16	0,16	Сл.	—	H ₂ O ⁻	0,25	0,25	0,18	—
FeO	6,06	4,02	3,22	2,76	Сумма	100,00	99,90	100,43	99,82
B ₂ O ₃	6,95	6,63	6,38	8,12	Уд. в.	3,515	3,453	(3,20)	3,376
Al ₂ O ₃	30,68	32,46	31,72	33,96	n_g	1,743	—	1,725	1,706
Fe ₂ O ₃	5,05	2,39	4,08	—	n_p	1,738	—	1,719	1,701
SiO ₂	22,08	24,98	25,69	26,37					

1—3 — Таежное месторождение, Якутия (1 и 2 — анал. Никитина [2], 3 — анал. Уранова [4], уд. вес, очевидно, неверен); 4 — Уорен, шт. Нью-Йорк, анал. Шэлер [5].

Диagn. исп. Растворяется слабо лишь в HF.

Повед. при нагр. После нагревания до 1000° не обнаруживает заметных изменений физических свойств.

Нахожд. Минерал редкий, но местами встречается в значительных количествах. Образуется в существенно шпинелево-клинопироксеновых магнетитовых скарнах при воздействии на них боросодержащих растворов. Встречается в ассоциации с клинопироксеном, форстеритом, шпинелью, основным плагиоклазом, скаполитом, кальцитом, цоизитом, тремолитом, паргаситом, флогопитом, сингалитом, турмалином, варвикитом, графитом, пиротином.

Встречен в Якутской АССР в Таежном месторождении [2, 4], на Цейлоне в полевошпатовом руднике Гангапития [1], в США в Уорене (шт. Нью-Йорк) [5] и Риверсайде (шт. Калифорния) [7], в Танзании среди докембрийских мраморов [8].

В виде мелких зерен обнаружен в железистом песчанике из Забайкалья [9], а также в гальке кварца из Нидерландской Гвианы [10] (однако правильность его диагностики в двух последних случаях вызывает сомнение).

Изм. Под действием низкотемпературных гидротермальных растворов замещается турмалином и хлоритом [6].

Отл. От макроскопически сходных шпинели и турмалина отличается цветом черты. Под микроскопом сходен с сапфирином и грандидьсеритом, отличается от них полисинтетическим двойниковым строением, большим углом оптических осей, характером дисперсии, парагенезисом с богатыми кальцием минералами. Маложелезистый серендибит (практически бесцветный в шлифе) похож (по двойникам) на минералы группы гумита; однако последние характеризуются меньшими показателями преломления и $2V$, слабой дисперсией и ее противоположным характером.

Межплоскостные расстояния серендибита* из Таежного (оригинал хим. анализа 1) [6]
FeK -излучение. $D=57,9$ мм

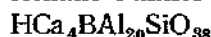
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	
4	3,70	8	2,45	2	1,807	9	1,440	
6	3,35	1	2,35	2	1,714	9	1,426	
4 дв	{	3,11	1	2,25	1	1,667	1 дв {	1,386
		3,05	1	2,10	3	1,594		
8	2,85	10	2,03	3			1,560	2
8	2,58	2	1,917		3	1,481		1

* Рентгенограмма требует уточнения.

Л и т е р а т у р а

1. Prior C. T., *Somnâraswâmy* A. K. Min. Mag., 1903, 13, 224.
2. Перцев Н. Н., Никитина И. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 2, 169.
3. Süsser P. Naturwissenschaften, 1968, 55, Н. 4, 176.
4. Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961, 49.
5. Larsen E. S., Schaller W. T. Am. Min., 1932, 17, No. 10, 457.
6. Шабьин Л. И., Перцев Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 4, 516.
7. Richmond G. M. Am. Min., 1939, 24, Nos. 11—12, 725.
8. Bowden P., Knorring O., Bartholomew R. W. Min. Mag., 1969, 37, No. 285, 145.
9. Юренсон Г. А. Вестн. научн. информации Забайк. отд. геогр. об-ва СССР, 1965, № 2, 43.
10. Palache C. Am. Min., 1927, 12, No. 4, 188.

Пейнит Painite



Назван по имени А. Пейна, нашедшего минерал (Клэрингбул, Хей, 1957) [1].

Характ. выдел. Наблюдался всего один кристалл.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с.; D_6^h — $P6_322$, C_{6h}^2 — $P6_3/m$ или

C_6^h — $P6_3$; $a_0 = 8,725$, $c_0 = 8,46$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,9696$ (Клэрингбул, 1957).

Формы (вычислены на основе рентгеновских данных):

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 0001	—	0°00'	<i>s</i> 10 $\bar{1}2$	60°00'	29°15'
<i>l</i> 1340	13 54	90 00	<i>r</i> 10 $\bar{1}1$	60 00	48 14
<i>k</i> 12 $\bar{3}0$	19 06	90 00	<i>q</i> 20 $\bar{2}1$	60 00	65 57
<i>m</i> 11 $\bar{2}0$	30 00	90 00	<i>p</i> 1 $\bar{1}22$	30 00	44 08
<i>a</i> 10 $\bar{1}0$	60 00	90 00	<i>o</i> 11 $\bar{2}1$	30 00	62 44

$$ap (01\bar{1}0):(11\bar{2}2)=52^\circ55'$$

$$rq (10\bar{1}1):(20\bar{2}1)=17\ 43$$

$$rp (10\bar{1}1):(1122)=21\ 05$$

$$ms (11\bar{2}0):(10\bar{1}2)=64^\circ58'$$

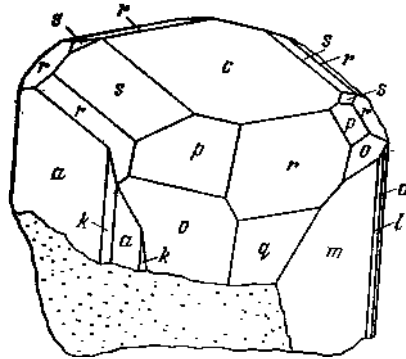
$$rs (10\bar{1}1):(1\bar{1}22)=18\ 59$$

$$mr (11\bar{2}0):(10\bar{1}1)=49^\circ46'$$

$$sp (10\bar{1}2):(1122)=22\ 56$$

Изученный кристалл имеет псевдоромбический облик (фиг. 207).
Физ. св. Тв. около 8. Уд. вес 4,01. Цв. темно-гранатово-красный. Прозрачен.

Микр. Плеохроизм отчетливый: по No — ярко-красный, по Ne — светлый коричневатно-оранжевый; $No > Ne$. Одноосный (—); $n_o = 1,8159$, $n_e = 1,7875$; $n_o - n_e = 0,0284$ (Na).



Фиг. 207. Кристалл пейнита, Могок (по Кларинбулу)

Хим. Теор. состав для формулы $HCa_4BaAl_{20}SiO_{88}$: CaO — 16,76, Al_2O_3 — 76,16, B_2O_3 — 2,60, SiO_2 — 4,48. Формула требует уточнения.

Состав пейнита из Могока (анал. Хей): CaO — 15,7, Al_2O_3 — 76,2, B_2O_3 — 2,2, SiO_2 — 5,6, H_2O — 0,7; сумма 100,4.

Диагн. исп. В кислотах не растворяется, с трудом разлагается при сплавлении с содой или с пиросульфатом натрия.

Находж. Единственный кристалл найден в россыпном месторождении корунда в Могоке (Бирма).

Межплоскостные расстояния пейнита из Могока (оригинал хим. анализа) [1]

SiK_{α} -излучение, $D=114,6$ м.м.

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
$10\bar{1}0$	6	7,63	$3\bar{1}43$	5	1,682	$30\bar{3}6;4\bar{3}71$	5	1,231
$10\bar{1}1$	9	5,76	$10\bar{1}5;4\bar{1}50$	2	1,651	$32\bar{5}5;52\bar{7}0$	3	1,211
$11\bar{2}0$	2	4,37	$30\bar{3}4;4\bar{1}51$	5	1,620	0007		
0002	3	4,24	$32\bar{5}2;11\bar{2}5$	5	1,603	$52\bar{7}1$	3	1,200
$10\bar{1}2;20\bar{2}0$	8	3,70	$40\bar{4}3$	3	1,570	$31\bar{4}6$	2	1,169
$20\bar{2}1$	6	3,45	$20\bar{2}5$	2	1,545	$52\bar{7}2;20\bar{2}7$	2	1,162
$11\bar{2}2$	5	3,03	$22\bar{4}4$	3	1,520	$60\bar{6}3$	3	1,152
$0003;20\bar{2}2$	6	2,820	$32\bar{5}3$	2	1,476	$51\bar{6}4;61\bar{7}1$	2	1,142
$21\bar{3}0$	5	2,707	$33\bar{6}0;21\bar{3}5$	6	1,453	$43\bar{7}3$	2	1,139
$10\bar{1}3$	3	2,649	$41\bar{5}3;50\bar{5}2;$	7	1,423	$40\bar{4}6$	1	1,132
$30\bar{3}0$	9	2,520	$42\bar{6}0$			$21\bar{3}7$	4	1,112
$11\bar{2}3;21\bar{3}2$	8	2,370	$0006;40\bar{4}4;$	5	1,411	$32\bar{5}6$	2	1,095
$20\bar{2}3$	4	2,260	$42\bar{6}1$			$44\bar{8}0$	3	1,082
$22\bar{4}0$	3	2,182	$10\bar{1}6$	3	1,389	$41\bar{5}6$	2	1,068
$30\bar{3}2$	3	2,158	$33\bar{6}2$	2	1,377	$0008;22\bar{4}7$	2	1,060
$0004;22\bar{4}1$	2	2,119	$42\bar{6}2$	2	1,353		3	1,051
$31\bar{4}0$	6	2,093	$51\bar{6}1;32\bar{5}4;$	4	1,340	$10\bar{1}8;31\bar{4}7$	4	1,048
$10\bar{1}4;31\bar{4}1$	5	2,036	$11\bar{2}6$			2	1,040	
$21\bar{3}3$	8	2,008	$31\bar{4}5;20\bar{2}6$	1	1,318	$11\bar{2}8$	3	1,028
$22\bar{4}2$	2	1,975	$41\bar{5}4$	4	1,301	$40\bar{4}7$	3	1,019
$11\bar{2}4$	5	1,904	$51\bar{6}2;33\bar{6}3$	4	1,292		4	1,014

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
30 $\bar{3}$ 3;31 $\bar{4}$ 2	4	1,880	42 $\bar{6}$ 3	4	1,275		2	1,009
40 $\bar{4}$ 1;20 $\bar{2}$ 4	3	1,843	21 $\bar{3}$ 6	2	1,268		3	1,003
40 $\bar{4}$ 2	7	1,726	40 $\bar{4}$ 5;60 $\bar{6}$ 0	5	1,260		2	1,000
21 $\bar{3}$ 4;32 $\bar{5}$ 1	4	1,699	43 $\bar{7}$ 0;60 $\bar{6}$ 1;50 $\bar{5}$ 4	2	1,243	32 $\bar{5}$ 7	2	0,992

Л и т е р а т у р а

1. Claringbull G. F., Heu M. H. Min. Mag., 1957, 31, No. 236, 420.

Мозамбикит — mozambikite. Силикат тория, редких земель и урана. Назван по стране, где был найден. Кристаллы — октаэдры. Куб. с.; $a_0 = 5,704 \text{ \AA}$. Уд. вес 5,24. Цв. желто-бурый. Изотропен. $n = 1,690 - 1,703$ (Na). Анализ (ориентировочный): CaO — 0,59, Al_2O_3 — 4,40, Fe_2O_3 — 0,22, ΣTR_2O_3 — 8,60, SiO_2 — 11,00, ThO_2 — 58,80, U_3O_8 — 6,04, H_2O — 5,33; сумма 94,98. По данным спектрального анализа, в существенных количествах содержит Y, следы Er, Gd, Sm?, Pb, Mn. Вода выделяется при 115° . При нагревании минерала до 1000° структура сохраняется, показатель преломления возрастает до 1,811 (Na). Встречен в тесной ассоциации с альбитом и лепидолитом в гранитном пегматите в районе Алту-Лигонья в Мозамбике. (Coto Neiva J. M., Correia Neves J. M. Rep. 21 session Intern. geol. congress. Copenhagen, 1960, pt. 17, 58. — предварительное сообщение).

СИЛИКАТЫ СО СДВОЕННЫМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ

А. БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

Структура типа меллита

Группа меллита

окерманит	$\text{Ca}_2\text{Mg} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
меллит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$
геленит	$\text{Ca}_2\text{Al} [\text{SiAlO}_7]$
гардистонит	$\text{Ca}_2\text{Zn} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
гюгиант	$\text{Ca}_2\text{Be} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
[фресноит]	$\text{Ba}_2\text{TiO} [\text{Si}_2\text{O}_7]$

Структура типа барилита

Группа барилита

барилит	$\text{BaBe}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
бавенит	$\text{Ca}_4 (\text{BeOH})_{2+x} \text{Al}_{2-x} \text{Si}_8 \text{O}_{26-x}$

Структура типа батисита

Группа батисита

батисит	$\text{Na}_2\text{BaTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]$
щербаковит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_3 (\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_2 [\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]$
пунканбахит	$\text{NaKBaTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]$

Структура типа тортвейтита

Группа тортвейтита

тортвейтит	$\text{Sc}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
таленит	$\text{Y}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
иттриалит	$(\text{Y}, \text{Th})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
роуландит	$\text{Y}_4\text{Fe} [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{F}_2$

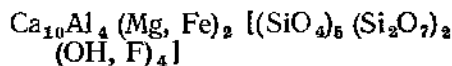
Минералы с неясненной структурой

барисилит	$\text{MnPb}_5 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
рапкиннит	$\text{Ca}_3 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
келдышит	$\text{Na}_2\text{Zr} [\text{Si}_2\text{O}_7]$

Б. С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

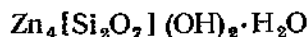
Структура типа везувиана

везувиан



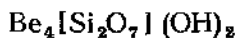
Структура типа гемиморфита

гемиморфит



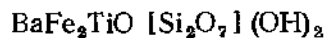
Структура типа берtrandита

берtrandит



Структура типа бафертисита

бафертисит

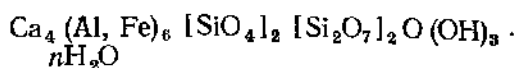


<i>Группа астрофиллита</i>	
лампрофиллит	$(\text{Sr}, \text{Ba})_2 (\text{Na}, \text{K})_2 \text{TiFeTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
баритолампрофиллит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Na}, \text{K})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ti}_2\text{O}_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
астрофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 \text{Ti}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
куплетскит	$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Mn}, \text{Fe})_7 \text{Ti}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
цезийкуплетскит	$(\text{Cs}, \text{Na}, \text{K})_8 (\text{Mn}, \text{Fe})_7 (\text{Ti}, \text{Nb})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
пиобофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 (\text{Nb}, \text{Ti})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
[килхоанит]	$\text{Ca}_3 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
[эриксонит]	$\text{BaMn}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O} [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})?$
<i>Группа ломоносовита</i>	
ломоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{O}_3 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] \text{P} [\text{Na}_4 (\text{P}_2\text{O}_7)] \text{P}$
беталомоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_2\text{Na}_2 (\text{OH})_6 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] [\text{Na}_2\text{P}_2 (\text{O}, \text{OH})_7] \text{P}$
мурманит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_2 (\text{OH})_4 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 (\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
эпистолит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2 [\text{Nb}_2\text{O}_3 (\text{OH})_4 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
<i>Группа харадаита</i>	
харадаит	$\text{SrV} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
[иннэлит]	$\text{Ba}_2\text{Na} (\text{Ti}, \text{Mn})_3 [(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2 (\text{S}, \text{Si})\text{O}_4 \text{Si}_2\text{O}_7] \text{P}$
[иошимураит]	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}) [(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_2 (\text{S}, \text{P}, \text{Si})\text{O}_4 \text{Si}_2\text{O}_7]$
<i>Структура типа ильваита</i>	
<i>Группа ильваита</i>	
лавсонит	$\text{CaAl}_2 [\text{Si}_3\text{O}_7] (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
ильваит	$\text{CaFe}_2^{2+} \text{Fe}^{3+} [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
<i>Структура типа цоизита</i>	
<i>Группа цоизита</i>	
цонзит	$\text{Ca}_2\text{Al}_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
арденнит	$\text{Mn}_5\text{Al}_5 (\text{As}, \text{V}) \text{O}_4 (\text{SiO}_4) (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \text{O}_2 (\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа эпидота</i>	
<i>Группа эпидота</i>	
клиноцоизит	$\text{Ca}_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
эпидот	$\text{Ca}_2 (\text{Fe}, \text{Al})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
пьемонтит	$(\text{Ca}, \text{Mn})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
[ханкокит]	$(\text{Ca}, \text{Pb}, \text{Sr})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
ортит	$(\text{Ca}, \text{TR})_2 (\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
[ломбардит]	$(\text{TR}, \text{Ca})_2 (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{Al}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
[сурсассит]	$(\text{Mn}, \text{Ca})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4\text{OI}] [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2?$

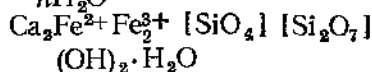
Структура типа пумпеллиита

Группа пумпеллиита

пумпеллиит

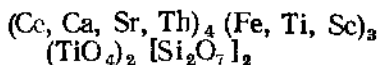


[джулгодит]

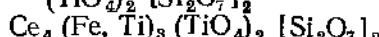
*Структура типа перрьерита*

Группа перрьерита

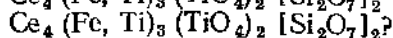
перрьерит



чевкинит

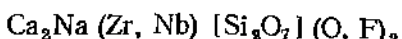


[орточевкинит]

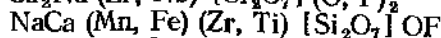
*Структура типа куспидина*

Группа куспидина

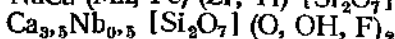
вёлерит



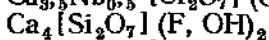
ловснит



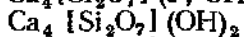
ниокалит



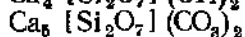
куспидин



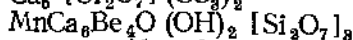
рустумит



тиллеит



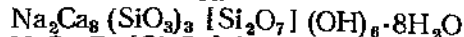
[гарстигит]



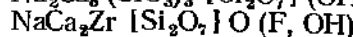
[гротин]

силикат Al и Ca

дженнит

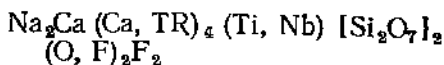


гиордалит

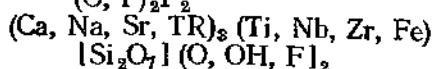


Группа сейдозерита

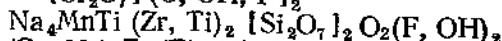
ринкит



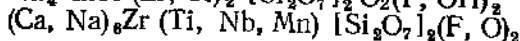
[кальциевый ринкит]



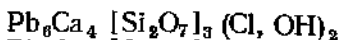
сейдозерит



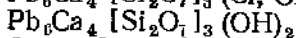
розенбушит

*Минералы с невыясненной структурой*

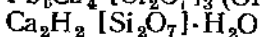
назонит



гапомалит



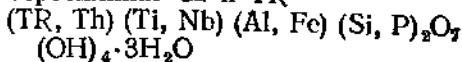
соланит



гелландит

боросиликат Ca и TR

карнасуртит



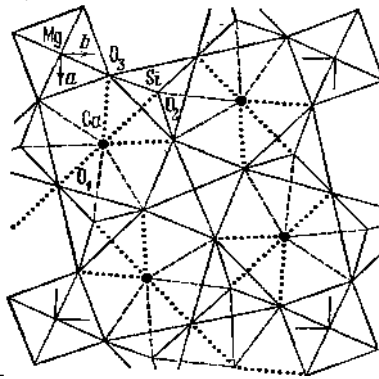
А. БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

СТРУКТУРА ТИПА МЕЛИЛИТА

ГРУППА МЕЛИЛИТА

		Сингония	a	c_0	Уд.в.
Окерманит	$\text{Ca}_2\text{Mg} [\text{Si}_2\text{O}_7]$	Тетраг.	7,805	5,016	2,98
Мелилит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Al})$ $[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$	»	7,760	5,048	3,02
Геленит	$\text{Ca}_2\text{Al} [\text{SiAlO}_7]$	»	7,738	5,045	3,07
Гардистонит	$\text{Ca}_2\text{Zn} [\text{Si}_2\text{O}_7]$	»	7,85	5,00	3,44
Югиаит	$\text{Ca}_2\text{Be} [\text{Si}_2\text{O}_7]$	»	7,48	5,04	3,03
[Фресноит]	$\text{Ba}_2\text{TiO} [\text{Si}_2\text{O}_7]$	»	8,52	5,21	4,45

Общая формула минералов данной группы $\text{A}_2\text{B} (\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_7$, где А преимущественно Са (в мелилитах Са и в меньшем количестве Na), В — Mg, Al, Zn, Be. Структура и формула фресноита несколько отличаются от структуры и формул других минералов группы.



Фиг. 208. Структура мелилита в проекции на (001) (по Смиту)

Точками показаны более короткие расстояния Са—О, пунктиром — более длинные

Для структуры минералов группы мелилита (фиг. 208) [1—5] характерны параллельные (001) сетки тетраэдров, чередующихся со слоями Са-полиэдров. Сетки образованы сдвоенными $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ - или $[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$ -тетраэдрами и связывающими их тетраэдрами, содержащими Mg, Al, Zn или Be. Атомы Са находятся в восьмерной координации; Са-полиэдры представляют собой закрученные кубы с неравными расстояниями Са—О. В окерманите половина расстояний Са — О равна 2,43—2,44 Å, другая половина 2,68—2,71 Å; расстояния Si — О в тетраэдрах в среднем 1,63 Å, Mg — О=1,87 Å.

В гелените атомы Mg и половина атомов Si замещены атомами Al, в мелилитах часть атомов Mg и соответствующее количество Si замещаются Al.

Согласно Смиту [4], возможны два способа вхождения Al в решетку геленита (соответственно и мелилита): Al может замещать Mg в MgO_4 -тетраэдрах и в половине меньших по объему SiO_4 -тетраэдрах или же Si замещает Mg, а Al занимает места Si в SiO_4 -тетраэдрах. Кристи [6] полагает,

что замещение может протекать по-разному и допускает существование меллиитов с упорядоченной и неупорядоченной структурой. Сахама и Лехтинен [7] на основе сопоставления инфракрасных спектров считают доказанным вхождение Al в тетраэдры на места Mg.

В гардистоните положения Mg-тетраэдров окерманита заняты атомами Zn [2], в пюгиаите — атомами Be [8, 9].

Со структурой меллиита сходны структуры аминовита [10], лейкофана [11] и мелинофана [12], в которых тетраэдры Si, Al и Be также расположены в слоях, связанных между собой атомами Ca или Ca и Na. Однако расположение тетраэдров в этих слоях иное, чем в структуре меллиита и его структурных аналогов: двосенные группы Si_2O_7 в мелинофане, лейкофане и аминовите отсутствуют, слоистость структур проявлена сильнее, и минералы, согласно данным итальянских авторов [10—12], относятся к силикатам со слоистыми структурами. Известно много синтетических соединений, изоструктурных с меллиитом; некоторые из них получили специальные обозначения: $Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$ — ферроокерманит (iron akermanite) [13], $Ca_2Fe^{3+}AlSiO_7$ — ферригеленит (iron gehlenite) [14]; структуру меллиита также имеют соединения: $Sr_2MSi_2O_7$ при $M = Mg, Co, Zn, Fe, Mn, Al$ [6, 15—17], $Ba_2FeSi_2O_7$ и $Ba_2MnSi_2O_7$ [15], $(Ca, TR)_2(Al, Mg)(Al, Si)_2O_7$ [18], $CaTRAl_3O_7$ [16, 17, 19], $SrTRAl_3O_7$ [16, 17], $CaTRGa_3O_7$ [19], $Ca_2B_2SiO_7$ [6], $Na_2LiBe_2F_7$ [20].

Установлены неограниченные твердые растворы: окерманит — геленит ($Mg^{2+}Si^{4+} \rightleftharpoons Al^{3+} + Al^{3+}$) [21, 22], геленит — $CaLaAl_3O_7$ ($Ca^{2+} + Si^{4+} \rightleftharpoons La^{3+} + Al^{3+}$) [23], окерманит — пюгиаит ($Mg \rightleftharpoons Be$) [6]. Отмечается ограниченная возможность вхождения натрия в окерманит и геленит в виде $NaCaAlSi_2O_7$ или $(Ca, Na)_2MgSi_2O_7$ (O, F)₂ [6, 24—26].

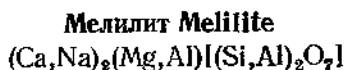
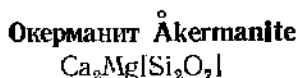
Из минералов данной группы гардистонит, пюгиаит, а также фресноит очень редки, каждый из них встречается лишь в одном месторождении.

Минералы изоморфного ряда окерманит — геленит относительно распространены; крайние члены ряда в природе не встречаются. Меллииты, близкие к окерманиту, и меллииты промежуточного состава являются породообразующими минералами щелочных ультраосновных и основных пород; близкие к гелениту члены ряда встречаются в контактово-метасоматических месторождениях санидинитовой фации метаморфизма.

Л и т е р а т у р а

1. Warren B. E. Zs. Krist., 1930, 74, 131.
2. Warren B. E., Trautz O. R. Zs. Krist., 1930, 75, 525.
3. Raaz F. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Math.-Nat. Kl., 1930, 139, 645.
4. Smith J. V. Am. Min., 1953, 38, Nos. 7—8, 643.
5. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. госол. об-ва, 1961, № 15, 21.
6. Christie O. H. Skrift. Norske Vidensk. Akad., Oslo, I, Math. Nat. Kl. 1964, No. 15, 1.
7. Sahama Th. G., Lehtinen M. Bull. Comm. géol. Finl., 1967, 39, No. 229, 29.
8. Peng Chi-jiu, Tsao Rung-hing, Zou Zu-rung. Scientia Sinica, 1962, 11, No. 7, 977.
9. Gorla C. Atti Accad. sci. Torino, Cl. sci. fis., mat., natur., 1953, 88, 153 (по реферату Chem. Abstr., 1955, 49, 6040g).
10. Coda A., Rossi G., Ungaretti L. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat., nat., Roma, 1967, 43, F. 3—4, 225.
11. Cannillo E., Giuseppetti G., Tazzoli V. Acta cryst., 1967, 23, 255.
12. Dal Negro A., Rossi G., Ungaretti L. Acta cryst., 1967, 23, pt. 2, 260.
13. Hoffmann-Degen R. Min. Mag., 1919, 19, 339; Muan A., Osborn E. F. Yearbook Am. Iron steel inst., 1951, 325.
14. Nurse R. W., Midgley H. G. J. Iron a. steel inst., 1953, 174, 121.
15. Wyckoff R. W. G. Crystal Structures, 2 edit. L., N. Y., 1968, 4, 225.
16. Топонов Н. А., Исмаилов А. А. ДАН СССР, сер. хим., 1968, 180, № 5, 889.

17. *Торопов Н. А., Исмаилов А. А., Колесова В. А.* ДАН СССР, сер. хим., 1968, 180, № 5, 1126.
 18. *Данин В. В., Курцева Н. Н., Князева Д. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 727.
 19. *Durif A., Forrat F.* Bull. Soc. fr. min., 1958, 81, N° 4—6, 107.
 20. *O'Daniel H., Tschewski L. N.* Jb. Min., Monatsh., 1948, A, H. 5—8, 65.
 21. *Ferguson J. B., Buddington A. F.* Am. J. Sci., 1920, 50, No. 296, 131.
 22. *Andrews K. W.* Min. Mag., 1948, 28, No. 202, 374.
 23. *Торопов Н. А., Исмаилов А. А.* Изв. АН СССР, сер. неорганич. материалы, 1969, № 8, 1439.
 24. *Edgar A. D.* Canad. J. Earth sci., 1965, 2, No. 6, 596.
 25. *Yoder H. S.* Carnegie Inst. Washington, 1964, Year Book, No. 63, 86.
 26. *Schäfer J. F., Yoder H. S., Tilley C. E.* Carnegie Inst. Washington, 1965, Year Book, No. 64, 95.



Окерманит, мелилит и геленит по составу относятся к непрерывному изоморфному ряду. Название мелилит нередко применяют ко всем этим минералам независимо от состава; крайние члены ряда—собственно окерманит и собственно геленит — в природе не встречены.

Окерманит назван по имени шведского металлурга Р. Окермана (Фогт, 1884); мелилит — по цвету минерала — от греч. μέλι (мед) и λίθος (литос) — камень (Флёрбен де Белью, 1790); геленит — по имени шведского химика Гелена (Фукс, 1815).

Синон. окерманита: акерманит — *akermanite*, *okermanite*. Синон. мелилита: зурлит — *zurite* (Раймонди, 1810), гумбольдтит — *humboldtite* (Монтчелли и Ковелли, 1822), сомервиллит — *somervillite* (Брук, 1824 — не сомервиллит Дюфренуа, являющийся хризокolloй), зурлонит — *zurionite* (по Честеру, 1896).

Синон. геленита: стилобат — *stylobat* (Брайтхаупт, 1818), стилобит — *stylomite* (по Честеру, 1896), фуггерит — *fuggerite* (Вайншенк, 1897), веларденит (веларденит) — *velardenite* (Райт, 1906) [1]

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, сплошные тонкокристаллические выделения, шестоватые и лучистые агрегаты, порфиридные вкрапленники в породах, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{2d}^8 - P\bar{4}2_1m$. Параметры элементарной ячейки несколько варьируют в соответствии с составом минералов:

$\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+}$	$\text{Na} + \text{K}^*$	a_0	c_0	Местонахождение	№ хим. анализа
0,95	0,16	7,770	5,008	Салмагорский массив [2]	3
0,78	0,21	7,805	5,016	Кагунга [3]	5
0,75	0,33	7,787	5,024	Элгон [3]	8
0,68	0,30	7,781	5,025	Ока [4]	—
0,63	0,30	7,752	5,004	Салмагорский массив [2]	13
0,63	0,28	7,758	5,004	Ковдор [2]	12
0,63	0,35	7,781	5,024	Гонолулу [3]	15
0,63	0,33	7,772	5,015	Айрон Хилл [3]	14
0,51	0,35	7,776	5,030	Ока [4]	20
0,51	0,03	7,760	5,048	Луна Конти [3]	19

* Содержание на формульную единицу.

$Mg+Fe^{2+}+$ $+Mn^{2+}$ *	Na+K*	a_0	c_0	Местонахождение	№ хим. анализа
0,46	0,28	7,740	5,02	Капо-ди-Бове [5]	—
0,35	0,08	7,738	5,045	Фассаталь [3]	26
—	—	7,840	5,015	Искусств. окерманит [6]	—
		7,685	5,076	Искусств. геленит [6]	—

В искусств. соединениях вхождение Na в геленит несколько уменьшает значения a_0 и c_0 , обогащение натриевым компонентом окерманита вызывает некоторое уменьшение параметра a_0 и увеличение c_0 [4].

Предлагалось ориентировочно определять состав мелилитов на основе данных порошкограмм [3, 4, 7—9], но методика эта не получила применения.

Описание структуры см. «Группа мелилита» $Z=2$.

Тетраг.-скаленоэдр. кл. $D_{2d}-\bar{4}2m$ ($L_{i4}2L_22P$); $a:c=1:0,650$ (по рентгеновским данным Нейвомена [6] для искусств. мелилита).

Наблюдавшиеся формы (по Хинце, Дана и [10, 11]):

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	r 101	90°00'	32°45'
a 100	90°00'	90 00		503	90 00
m 110	45 00	90 00	d 301	90 00	62 51
h 210	63 26	90 00	e 112	45 00	24 41
f 310	71 34	90 00	g 111	45 00	42 35
607	90 00	29 08	s 312	71 34	45 47

ee (112): $\bar{1}12=34^\circ 21'$ rr (101):(011)=44°59'

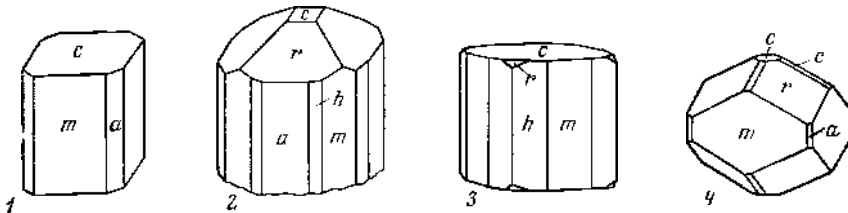
Отношение осей очень незначительно варьирует [12]; различия в величинах ρ граней для искусственных соединений, исходя из параметров по Нейвомену: для e (112) окерманита $24^\circ 21'$, геленита $25^\circ 01'$, для граней r (101) соответственно $32^\circ 37'$ и $33^\circ 25'$.

В справочниках Гольдшмидта (для «гумбольдтилита»), Хинце и Дана (для мелилита) принято отношение осей по Деклуазо $a:c=1:0,4548$, отвечающее повороту кристаллов на 45° вокруг оси c ($0,4548 \times \sqrt{2}=0,6432$); r (111), e (011) и g (021) Гольдшмидта отвечают r (101), e (112) и g (111) принятой здесь установки; указанная Сахама [11] грань (121) соответствует s (312). Данные Деклуазо для геленита ($a:c=1:0,5658$), принятые в указанных справочниках, труднее сопоставимы с рентгеновской установкой: f (087), e (011) и g (021), очевидно, отвечают r (101), (607) и (503).

Кристаллы (фиг. 209) короткопризматические, толстотаблитчатые, иногда изометрические псевдокубического облика.

Отмечались крестообразные двойники с углом около 50° между осями c неделимых (Зельнер, по Розенбуцу-Вюльфингу).

В месторождении Одихинча (Красноярский край) наблюдались четверники по (250) с общей осью c [10].



Фиг. 209. Кристаллы мелилита

1—Капо-ди-Бове (по Леви); 2—Везувий (по Деклуазо); 3—Капо-ди-Бове (по Рагу); 4—Везувий (по Кайаеру)

Кристаллы часто имеют зональное строение. В мелилите наблюдались включения различных минералов. Описаны [13] ориентированные его сростания с авгитом, призмы которого располагаются \parallel (001) или [001] мелилита и с биотитом, (001) которого \parallel (001) мелилита.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) совершенная, по (100) несовершенная (в принятой здесь установке). Изл. неровный, раковистый, у геленита иногда занозистый. Тв. >4 у окерманита, $5-5\frac{1}{2}$ у мелилита, $5\frac{1}{2}-6$ у геленита. Хрупки. Уд. вес 2,98—3,066, возрастает от окерманита к гелениту: у искусств. геленита 3,038 (вычисл. 3,031), у искусств. окерманита 2,944 (вычисл. 2,922) [14]. Цв. белый, бледно-желтый, медово- или зеленовато-желтый, розоватый, буроватый; геленит иногда серовато-зеленоватый, окерманит с Монте-Соммы в массе голубоватый [15]; Со-содержащий мелилит голубой [16]. Бл. стеклянный, на плоскостях излома жирный. Зерна просвечивают по краям.

Некоторые образцы геленита светятся темно-синим цветом при $\lambda = 3600 \text{ \AA}$ [17].

Инфракрасные спектры природных мелилитов разделяются на две группы, в зависимости от преобладания окерманитовой или геленитовой составляющей [18]. Спектр окерманита типичен для диортосиликатов [19]. Вследствие более низкой симметрии группы Si_2O_7 для спектра характерно большое число полос, соответствующих валентным и деформационным колебаниям $\text{Si}-\text{O}$ (1020, 980, 940, 853, 675, 643 см^{-1}); кроме того, в спектре имеются полосы поглощения, отвечающие колебаниям MgO_4 — тетраэдров (587 см^{-1}) [20]. Вхождение в состав мелилита геленитового компонента (замещение $\text{Si}+\text{Mg}$ на 2Al) вызывает появление новых групп полос: 890, 805, 720, 650, 530 и 425 см^{-1} . Изоморфные замещения в катионной части вызывают сдвиг полос поглощения. Теплоёмкость окерманита из окислов при 25° $\Delta H_{298} = (-)43,830$, геленита $(-)34,160$ ккал/моль [6], из элементов $\Delta H_{298}^0 = (-)926,437$ и $(-)952,740$ ккал/моль соответственно [21]; энтропия окерманита $S_{298}^0 = 50,03$, геленита 47,4 ккал/град. моль; изобарный потенциал образования (химическое сродство) $\Delta H_{298} = (-)879,35$ и $(-)904,43$ ккал/моль соответственно [21]. Энергия кристаллической решетки геленита $(-)9160,0$ ккал/моль [6].

Микр. В шлифах в основном бесцветны, иногда мелилит желтоватый или серый ($N_o < N_e$), кобальтсодержащий мелилит по N_o голубой, по N_e — фиолетовый [16]. Синтезированные соединения изоморфного ряда четко различимы по оптическому знаку: окерманит (+), геленит (—); при 55% окерманитовой и 45% геленитовой молекул вещество изотропно [6]; ферроокерманит, ферригеленит и натромелилит оптически (—). Минералы почти всегда отрицательны, положительны лишь окерманит с Монте-Соммы, состав которого близок к теоретическому [15] и Со-содержащий мелилит из Катанги [16]; некоторые мелилиты изотропны. Показатели преломления несколько варьируют и определяются соотношением, с одной стороны, Ca и Na, с другой — Mg, Al и Fe. Показатели преломления искусств. соединений со структурой мелилита [22]:

	n_o	n_e	Опт. знак
$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	1,632	1,639	(+)
$\text{Ca}_2\text{AlSiAlO}_7$	1,669	1,658	(—)
$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$	1,690	1,673	(—)
$\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{SiAlO}_7$	1,726	1,723	(—)
$\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$	1,580	1,575	(—)

Вхождение Na в общем понижает, вхождение Fe — повышает показатели преломления; они возрастают от окерманита к гелениту (см. при хим. анализах). У мелилита с Везувия $n_o=1,6312$, $n_e=1,6252$ в красном свете, $n_o=1,6339$, $n_e=1,6291$ — в желтом свете [15]. Двупреломление варьирует в пределах 0,012—0,000. Обычна аномальная интерференционная окраска — синяя, иногда красная или желтая. Двупреломление n_o — n_e при разных длинах волн [23]:

Линия	B	D	F	G	Местонахождение
$n_o - n_e$	0,00171	0,00191	0,00234	0,00279	Везувий
»	0,00439	0,00454	0,00507	0,00559	Капо-ди-Бове

В шлифах нередко наблюдается «клочковая» структура, характерная для начальной стадии изменения мелилита [24]. Иногда ядро изотропно, периферическая часть двупреломляет или ядро и оболочка имеют разные показатели преломления; в некоторых зернах различимы зоны с разной величиной двупреломления и разной интерференционной окраской (чередование синих и фиолетовых полос) [25]. Изучение зонального кристалла с помощью электронного микроскопа [26] показало, что двупреломляющими являются участки с повышенным содержанием Fe^{2+} и пониженным содержанием Mg [11, 26].

Хим. Теор. состав окерманита: CaO — 41,20, MgO — 14,77, SiO_2 — 44,03; геленита: CaO — 40,94, Al_2O_3 — 37,19, SiO_2 — 21,87. Минералы, отвечающие по составу крайним членам изоморфного ряда, неизвестны; наиболее близок к окерманиту минерал с Монте Соммы (анализ 1), к гелениту — минералы из Веларденьи и из Фассаталя (анализы 25 и 26); мелилиты содержат значительное количество Mg и обычно по составу ближе к окерманиту, чем к гелениту. Широко проявлены в них изоморфные замещения; особенно характерны взаимное замещение $MgSi$ на $AlAl$, вхождение Fe^{3+} , Fe^{2+} , реже Mn, Ti и Co (1,2% CoO в мелилите из Катанги [16]), замещающих Mg и Al; места Ca преимущественно занимает Na, в меньшей степени K. Анализы мелилитов соответственно часто рассчитываются на компоненты окерманита ($Ca_2MgSi_2O_7$), геленита ($Ca_2AlSiAlO_7$), натриевого мелилита ($NaCaAlSi_2O_7$), ферроокерманита ($Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$) и ферригеленита ($Ca_2Fe^{3+}AlSiO_7$).

Некоторые анализы указывают на содержание воды, по-видимому адсорбированной.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	2,04	1,41	2,56	2,16	1,44	2,34	3,68	2,68
K_2O	—	0,42	0,64	0,24	0,69	0,07	—	0,42	0,21
CaO	39,30	37,26	37,00	35,84	35,75	29,31	36,98	34,90	36,03
MgO	13,30	13,32	11,40	10,38	10,18	13,01	10,29	9,20	9,53
MnO	—	0,09	0,05	0,06	0,09	0,04	0,04	0,08	0,05
FeO	0,12	1,40	—	3,19	2,13	1,68	1,21	2,99	1,67
Fe_2O_3	—	2,44	4,49	0,52	—	1,69	0,62	0,26	0,99
Al_2O_3	0,96	2,43	2,71	4,23	4,59	4,25	5,75	5,02	5,38
SiO_2	46,55	39,94	41,56	42,76	43,12	42,91	42,00	42,86	43,34
TiO_2	—	—	0,20	—	0,11	0,05	Сл.	0,06	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	0,72	—	0,81	4,29	0,56	0,22	0,05
H_2O^-	—	0,45	0,32	—	0,06	1,61	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,40	—	0,13

Сумма 100,23 99,79 100,50 99,78 99,83 100,35 100,19 99,69 100,06

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mg+Fe ²⁺ + +Mn ²⁺	—	0,96	0,95	0,85	0,78	0,77	0,76	0,75	0,71
Уд. в.	—	—	3,05—3,23	—	2,981	—	—	2,99	2,99
n _o	—	—	1,631	1,633	1,638	1,631	—	1,635	1,633
n _e	—	—	1,628	1,630	1,635	—	—	1,633	1,630

* Содержание на формульную единицу.

1 — Монте Сомма, Италия, анал. Замбонини [15]; 2 — Кузда, Сибирь [27]; 3 — Салмагорский массив, Кольский п-ов, анал. Ковязина [2, 28]; 4 — Гулинский массив, Сибирь, анал. Саблина [27, 29]; 5 — Катунга, Уганда, анал. Вижк [3]; 6 — Африканда, Кольский п-ов, анал. Книпович [2, 28]; 7 — Ещский район, Кольский п-ов, анал. Соколова, вагтропный [30]; 8 — Элгов, Уганда, анал. Вижк [3]; 9 — Гулинский массив, Сибирь, анал. Саблина [27, 29].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	1,91	2,92	2,97	3,17	3,59	3,75	3,35	4,67	4,24
K ₂ O	0,62	0,37	0,31	0,50	0,20	0,33	0,24	0,28	Сл.
CaO	34,40	34,88	35,00	34,35	34,76	33,27	34,32	31,24	32,49
MgO	9,23	9,17	8,06	8,22	7,90	7,48	7,72	6,35	6,31
MnO	0,14	0,06	0,08	0,04	0,16	0,08	0,91	0,12	0,12
FeO	1,63	0,85	1,96	2,13	2,32	3,06	2,01	2,80	3,09
Fe ₂ O ₃	1,09	1,88	0,74	1,18	0,97	1,90	1,47	1,72	1,31
Al ₂ O ₃	7,82	5,98	7,20	6,89	5,44	6,59	6,62	8,11	9,08
SiO ₂	43,00	43,36	42,97	43,00	43,27	42,81	39,64	43,60	43,50
TiO ₂	Сл.	0,39	Сл.	Сл.	Сл.	0,12	Не обн.	—	Не обн.
P ₂ O ₅	0,04	—	—	—	Не обн.	—	1,21	0,08	Сл.
H ₂ O ⁺	} 0,10	0,18	0,62	0,34	0,28	0,43	0,88	0,22	0,44
H ₂ O ⁻		0,18	0,03	0,16	—	Не обн.	0,24	—	—
Сумма	100,00*	100,22	99,94	99,98	99,89	99,82	98,61	99,19	100,58
Mg+Fe ²⁺ + +Mn ²⁺	0,69	0,66	0,63	0,63	0,63	0,63	0,62	0,53	0,52
Уд. в.	—	—	2,95—3,30	—	2,980	2,98	—	3,03	—
n _o	—	1,624	1,626	1,632	1,630	1,638	—	1,633	1,634
n _e	—	1,615	1,618	1,627	1,627	1,630	—	1,622	1,621

* В том числе F—0,02.

10—12—Ковдорский массив, Кольский п-ов: 10—анал. Кудрявцева [30], 11—анал. Нестерова [30], 12—анал. Ковязина [2, 28]; 13—Салмагорский массив, Кольский п-ов, анал. Стукалова [2, 28]; 14—Айрон Хил, шт. Колорадо, США, анал. Вижк [3]; 15—Гонзулу, анал. Вижк [3]; 16—Ока, Канада, анал. Хердсман, CO₂ не обн. [4]; 17 и 18—Одикинча, Красноярский край, анал. Шпиндлер [27, 29].

	19	20	21	22	23	24	25	26
Na ₂ O	0,18	3,69	4,76	2,18	3,40	0,75	0,21	0,33
K ₂ O	0,21	0,24	0,68	1,49	Сл.	0,16	0,10	—
CaO	40,08	33,02	32,82	32,98	34,63	38,36	39,55	38,11
MgO	6,91	7,06	5,32	6,33	4,35	3,87	2,44	2,20
MnO	0,02	0,38	—	—	0,16	0,04	0,01	—
FeO	0,92	1,44	3,75	0,53	2,04	2,14	0,50	—
Fe ₂ O ₃	0,95	2,02	0,76	9,95	—	1,36	1,43	5,97
Al ₂ O ₃	18,10	10,33	9,59	6,47	10,80	21,67	27,82	19,80
SiO ₂	32,60	39,78	41,69	40,14	44,13	30,09	26,33	31,60
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	—	—	—	Сл.	0,03	—
P ₂ O ₅	—	0,69	—	—	—	Не обн.	—	—

	19	20	21	22	23	24	25	26
H ₂ O+	0,48	0,38	0,29	0,27	0,49	1,64	—	—
H ₂ O-	—	0,06	0,05		—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	1,85	1,53
Сумма	100,45	99,09	99,71	100,34	100,00	100,08	100,27	99,51
Mg+Fe ²⁺ +Mn ²⁺	0,51	0,51	0,51	0,50	0,36	0,35	0,19	0,15
Уд. в.	3,018	—	2,925	—	2,98	3,066	3,039	—
n _o	1,655	—	—	—	1,632	1,659	1,666	—
n _e	1,654	—	—	—	1,626	1,656	1,661	—

19—Луна Каунти, шт. Нью Мексико, США, анал. Винк [3]; 20—Ока, Канада, анал. Хердман [4]; 21—Монте Сомма, Италия, анал. Вашингтон [31]; 22—Капо ди-Бове, Италия, анал. Замбоини, по Дельтеру; 23—Бивер-Крик, шт. Колорадо, США, анал. Шеллер [3]; 24—Фассаталь, Тироль, анал. Винк [3]; 25—Беларденья, Дурауго, Мексика, анал. Элен [1]; 26—Фассаталь, Италия, анал. Дамур [34].

См. также хим. анализы в монографии Кристи [32].

Диагн. исп. В HCl растворяются с образованием студенистой SiO₂ (геленит растворяется после предварительного прокаливании). П. п. тр. сплавляются в сероватое, желтоватое или зеленоватое стекло.

Повед. при нагр. Искусств. геленит плавится конгруэнтно при 1590° [21], искусств. окерманит — при 1454—1458° [32, 35].

Нахожд. Мелилит промежуточного состава — характерный породообразующий минерал щелочных ультраосновных пород; члены изоморфного ряда, близкие по составу к гелениту, типичны для контактов основных пород с известняками; мелилитовый минерал, близкий к окерманиту, встречается лишь в выбросах Монте Соммы (Везувий). Среди основных мелилитосодержащих пород различимы мелилитовые оливиниты, мелилитовые амфиболиты, мелилититы, в основном состоящие из мелилита, богатые им ункомпагриты, альпёиты, куддиты, окаиты, турьяиты, мелилитовые базальты, мелилитовые мончикиты и др. Минеральный состав этих пород довольно однообразен, они различаются лишь по относительному содержанию минералов. Помимо мелилита, в их состав входят: оливин, пироксены, амфиболы, нефелин, биотит или флогопит, перовскит, магнетит или титаномангнетит, апатит, меланит и др.

В СССР известны в основном две области развития этих пород: Кольский п-ов и Северная Карелия и Маймеча-Котуйский район в Сибири. В щелочных ультраосновных массивах Кольского п-ова мелилит установлен в породах трех типов [28, 36]: 1) в мелилитовых оливинитах, 2) в турьяитах [37, 38] и в мелилитовых породах, возникших в постмагматический этап формирования массивов, и 3) в породах дайковой фации — альпёитах и мелилит-нефелиновых базальтах. В мелилитовых оливинитах (массив Африканда) [30, 39, 40] мелилит кристаллизовался одним из первых, на границе его зерен часто наблюдаются реакционные оторочки монтичеллита. В метасоматических породах Салмагорского и Ковдорского массивов [41] и Турьего мыса главная часть мелилита сосредоточена в породах, не содержащих нефелина: во флогопит-амфибол-мелилитовых, монтичеллит-мелилитовых и флогопит-мелилитовых породах, в мелилититах; меньше мелилита в турьяитах, содержащих нефелин. В отличие от мелилита вышеуказанных пород в дайковых породах (альпёитах и мелилит-нефелиновых базальтах) мелилит образует порфировидные вкрапленники (до 2—5 мм в поперечнике), а также входит в состав основной массы. Мелилит большинства пород Кольского п-ва содержит 76—80% окерманитового компонента, до 13,5% молекулы натриевого мелилита (анализ 3); мелилит турьяитов более богат нат-

рием и алюминисм, содержит 69—76% окерманитовой молекулы и 18—24% молекулы натриевого мелилита (анализ 12) [28].

Мелилитовые породы встречаются на Кольском п-ве, в районе Порьей губы и Умбы [42], на берегу Кандалакшского залива [43]. В северной части Сибирской платформы, в щелочных ультраосновных массивах Одихинча, Кугда, Немакит, Гулинской интрузии и других мелилитовые породы широко развиты [29]. В Гулинской интрузии они представлены мелилитовыми перидотитами, монтичеллит-мелилитовыми породами и мелилититами [27, 29, 44—46]; в Одихинче пироксеп-мелилитовые породы наблюдаются в периферической части массива, турьяиты, окаиты, мелилитовые нефелиниты — в виде ксенолитов в его центральных частях [29, 44—47]. Там же встречаются жильные тела, сложенные крупными блоками дымчато-розового мелилита (от 10 до 50 см), нефелина, пироксена, титаномагнетита, флогопита, перовскита и др.; величина отдельных индивидов мелилита, слагающих блоки, достигает 2,5 см; наблюдались четверники [10, 48]. В массиве Кугда породы, состоящие из мелилита, оливина, пироксена и биотита, залегают вблизи контакта с доломитом, окружая оливиниты; в интрузии Немакит ункомпагриты, турьяиты и мелилититы наблюдаются на контакте ийолит-мельтейгитов с доломитами, а также в центральной части массива [45, 47, 49]. Содержание геленитового компонента в сибирских мелилитах незначительно, молекулы натриевого мелилита — преимущественно 20—25%; как и на Кольском п-ове, в безнефелиновых породах содержание последнего ниже [29].

Мелилит-нефелин-монтичеллитовые и мелилит-нефелиновые породы известны в Горной Шории на горе Патын [50]; пироксеновые мелилититы (ункомпагриты) — в Южном Казахстане (гора Сарытау) [51]; дайки одинитов — в Южном Приморье (хр. Сихотэ-Алинь [52]). В Швеции мелилитовые породы района Альнё [53] представлены альенитами, альвикритами, якупирангитами и др.; мелилит ассоциируется с Ti-авгитом, форстеритом, волластонитом, лепидомеланом, меланитом и др. В Ока (Канада) встречаются мелилитовые породы, содержащие гаюин и окаит [54]. В США в шт. Колорадо в Ункомпагри (Айрон Хил) [33, 55] встречается ункомпагрит, в состав которого, кроме мелилита, входят пироксены, биотит, гранат, магнетит, перовскит и апатит. Ункомпагрит представляет собой гигантозернистую породу (величина зерен мелилита 0,5 м).

Мелилит является также породообразующим минералом основных щелочных вулканических пород. В ФРГ, в Баварии, известны мелилитовые и мелилит-нефелиновые базальты [25, 56]. В Италии мелилит встречается в выбросах Монте Соммы с авгитом, слюдой, лейцитом, волластонитом и шпинелью [15, 24]; в Монте Вульпуре обнаружены мелилититы, содержащие гаюин и цеолиты [57]. В лейцитофирах Капо-ди-Бове мелилит ассоциируется с нефелином, цеолитами, магнетитом, авгитом и роговой обманкой [31]. Мелилитовые базальты известны в ЮАР [58], мелилит-нефелиновые — в Японии (Нагахана) [59]. В мелилит-нефелиновых базальтах Гавайских островов [60] встречаются пегматоидные прожилки, содержащие мелилит в ассоциации с оливином, авгитом, нефелином, магнетитом, перовскитом и др. В лаве вулкана Катунга (Уганда) в породе, получившей название катунгит, обнаружен мелилит, обогащенный калием; в состав породы входят также оливин, кальсилит, пироксеп, перовскит, цеолит [61, 62]. В Нырагонго (Конго) обнаружены мелилит-лейцит-нефелениты, в которых мелилит находится в ассоциации с обогащенным калием нефелином, лейцитом, Ti-клинопироксеном, оливином, магнетитом, кальцитом и апатитом [63]. Там же встречен мелилитовый нефелинит, который содержит киршпайнит, гётценит, комбит, кальсилит, дельхайслит и др. Киршштайнит образует округлые выделения около зерен мелилита [11].

В кимберлитовой трубке Баргыдамалах в Якутии [64] встречена горная порода — весселит, содержащая до 30% мелилита; последний ассоциируется с клинопироксеном, флогопитом, перовскитом, титаномгнетитом, оливином и нефелином. Местами в породе встречаются шпильры мелилит-оливинового состава. В кимберлитовых трубках в ЮАР мелилит наблюдался в мелилитовых базальтах [65].

Геленит — характерный минерал геленит-монтичеллитовой субфации санидинитовой фации метаморфизма [66]. Он образуется на контакте основных пород (габбро, траппов, пироксен-андезитов, диабазов и др.), а также монцонитов с известняком. В Анакитском массиве в Сибири встречается на контакте траппов и известняков в ассоциации со спёрритом, мервинитом, монтичеллитом и кусидином [67, 68]. В этом же массиве в карбонатно-глинистых прослоях в известняке обнаружены волластонит-тридимитовые конкреции с каймами из геленита, спёррита и мервинита [69]. В районе р. Кучумбек (бассейн Подкаменной Тунгуски) на контакте даек траппов с мергелистыми известняками геленит и спёррит образуют тонкие прожилки и линзы [70]. На берегу Подкаменной Тунгуски около д. Кузьмовки геленит с тиллеитом и спёрритом встречаются на контакте траппов и мергелей [64]. В ущелье Дедаканис-Цхали (Юго-Осетия) геленит встречен на контакте диабазов с известняком вместе с ксонотлитом, бруситом, пренитом, гранатом, магнетитом, пиритом, гематитом и кальцитом [71]. В роговиках Кедабека (Азербайджан) геленит сопровождается кальцитом, плагиоклазом и кварцем [72]. В хр. Фарагаш (Румыния) встречен геленитовый гранатит [73].

В США в месторождении Литл Белт геленит с пренитом, скоутином, везувианом и кальцитом наблюдается на контакте габбро и известняка [74].

У Предаццо (Италия) на контакте монцонита и известняка геленит ассоциируется с везувианом и гранатом [75—77]. В Монциони (Тироль) геленит вместе с гроссуляром заключен в голубом кальците, представлен кристаллами и их сростками (до 0,5 см) [76]. В Скоут-Хиле в Северной Ирландии на контакте долерита и известняка геленит встречается со спёрритом, ларнитом, мервинитом, ранкинитом, волластонитом, шпинелью и перовскитом [78, 79], в Карлингфорде (Ирландия) — с тиллеитом, волластонитом, авгитом, спёрритом и везувианом [80, 81]. В Крестморе (шт. Калифорния) на границе между кварц-монцонитовым порфиром и известняком обнаружены спёррит-мервинитовые породы с геленитом, монтичеллитом, тиллеитом, волластонитом, гранатом и везувианом [82, 83]. В Мексике в месторождении Веларденья геленит обнаружен на контакте диорита и известняка [77]. В Наньянгуд (Майсур, Индия) на контакте роговообманкового габбро и известняка геленит встречается со спёрритом, мервинитом, ларнитом, нефелином, форстеритом, монтичеллитом и др. [84]. На контакте пироксенового андезита и известняка на Яве (вулкан Мерапи) геленит ассоциируется с волластонитом, гранатом, авгитом и кальцитом [85]. В Новой Зеландии в Токатока встречен на контакте андезита и известняка в ассоциации с скоутином, кристобалитом, гидргроссуляром, спёрритом, волластонитом и опалом [86]. В Бром Маунтин (Квебек, Канада) геленит встречен вместе с кальсилитом, диопсидом и шпинелью [87].

Несколько необычно пахождение геленита в скарновом барит-свинцово-цинковом месторождении Карагайлы в Центральном Казахстане [88].

Геленит обнаружен в составе хондр (около 40%) углистого хондрита Алленде, выпавшего в виде метсоритного дождя в Мексике в 1969 г; образует призматические кристаллы и встречается в ассоциации с аюртитом, фассантом и шпинелью [88 а].

Изм. Члены изоморфного ряда окерманит — геленит легко изменяются. Наиболее обычно их замещение (до образования полных псевдоморфоз) во-

локнистыми минералами — себоллитом и хуанитом; по мелилиту и гелениту развиваются гранаты, пироксены, везувиан, флогопит, кальцит, монтичеллит [45] и киршштайнит [11], гидрогранаты [89], реже цеолиты [57] и другие минералы.

Искусств. Синтез минералов ряда окерманит — геленит осуществим из расплавленной смеси SiO_2 с окислами или карбонатами соответствующего состава [4, 6—9, 90 и др.]; этим путем синтезированы конечные и промежуточные соединения ряда окерманит — геленит, а также геленит и окерманит с примесями Na-мелилита, ферроокерманита и др. Окерманит кристаллизуется из стекла соответствующего состава при 1325° [6], ниже этой температуры он не устойчив; геленит образуется из стекла гроссулярового состава в пределах $1028—1355^\circ$ при давлении $1260—4220$ бар [90], из расплава $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ в пределах $1050—1100^\circ$ [91]. При гидротермальном синтезе окерманит образуется при 798° и давлении около 4060 кг/см² [92], геленит при $500—900^\circ$ и давлении водяных паров 1000 кг/см² [4], а при давлении 500 бар при 450° [93].

Совместно с анортитом и кристобалитом геленит синтезирован при $870—1100^\circ$ из смеси каолинита и кальцита [94], мелилит — из расплавленной смеси базальта и известняка (1 : 1), нагретой до 1500° [95].

Мелилиты — обычные минералы доменных шлаков и цементных клинкеров [96—99], наблюдаются в огнеупорной футеровке шахтной известково-обжигальной печи [100], в доменной печи на контакте алюмосиликатных изделий с периклазовыми [101, 102 и др.]. Окерманит встречается в шлаках [103—105], геленит — обычная составная часть цементов [106, 107].

Отл. Под микроскопом минералы изоморфного ряда окерманит — геленит от цоизита отличаются одноосностью, оптическим знаком и более низкими показателями преломления, от везувиана — более низкими показателями преломления. В отличие от апатита мелилит обнаруживает спайность, имеет иные очертания зерен; от нефелина он отличается более высокими показателями преломления. Изотропный мелилит от стекла и опала отличается по более высоким показателям преломления, наличием спайности и характером выделений.

Межплоскостные расстояния синтетического окерманита*

CoK_α-излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
101	30	4,22	202	20	2,11	322	50	1,64
111	50	3,72	212	70	2,04	113	50	1,60
210	30	3,51	321	30	2,00	203	30	1,54
201	70	3,09	400	60	1,96	412	30	1,52
211	100	2,87	410	60	1,90	213	60	1,51
002	20	2,51	222	30	1,86	332	30	1,49
310	70	2,48	330	60	1,85	511	50	1,47
221	50	2,43	411	60	1,78	520	20	1,46
102	60	2,39	312	80	1,76	422;223	60	1,44—1,43
301	60	2,32	331	50	1,73	303	50	1,41
112	50	2,28	003	20	1,67	521	70	1,40
311	20	2,22	421	20	1,66	440	50	1,39

* ASTM, 4—0681.

Межплоскостные расстояния синтетического гелснита*
СоК_α-излучение

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
101	20	4,23	311	30	2,19	421;322	50	1,63
111	60	3,71	202	20	2,12	113	30	1,61
210	20	3,44	212	60	2,04	203	20	1,55
201	60	3,06	321	30	1,97	213	70	1,52
211	100	2,85	400	60	1,92	332	30	1,47
220	20	2,72	410	50	1,87	511	20	1,45
002	20	2,53	222	50	1,85	223	50	1,44
310	70	2,43	330	60	1,81	422	30	1,42
102;221	70	2,41	411;312	100	1,76	303	20	1,41
		2,40			1,75			521
112;301	70	2,30	420	50	1,72	440	50	1,36
		2,29			331			20

* ASTM, 4-0690.

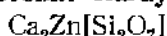
Л и т е р а т у р а

1. Wright F. E. Am. J. Sci., 1908, ser. 4, 25, 545.
2. Орлова М. П., Кухаренко А. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1962, № 312, сер. геохим., вып., 13, 173.
3. Neuvonen K. J. Bull. Comm. géol. Finl., 1955, N:o 168, 13.
4. Edgar A. D. Canad. J. Earth sci., 1965, 2, No. 6, 596.
5. Smith J. V. Am. Min., 1953, 38, Nos. 7-8, 643.
6. Neuvonen K. J. Bull. Comm. géol. Finl., 1952, N:o 158, 1.
7. Andrews K. W. Min. Mag., 1948, 28, No. 202, 374.
8. Ervin G., Osborn E. F. Am. Min., 1949, 34, Nos. 9-10, 717.
9. Schairer J. F., Yoder H. S. Ann. Report Geophys. Lab. Carnegie Inst., Washington, 1964, Year Book, 63, 89.
10. Евзикова Н. З. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 3, 322.
11. Sakata Th. G. Bull. Comm. géol. Finl., 1961, 33, N:o 196, 151.
12. Kaiser E. Zs. Krist., 1899, 21, 24.
13. Vullié J. Fortschr. Min., 1952, 29-30, H. 2, 343 и 345.
14. Ferguson J. B., Buddington A. F. Am. J. Sci., 1920, 50, No. 296, 131.
15. Zamborini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 208 и 213.
16. Herman P., Vanderstappen R., Hubaux A. Ann. Soc. géol. Belg., 1961, 84, Bull. No 6, 308.
17. Барсанов Г. П., Шеселева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 27.
18. Sakata Th. G., Lehtinen M. Bull. Comm. géol. Finl., 1967, N:o 229, 29.
19. Лазарев А. Н. Оптика и спектроскопия, 1960, 9, вып. 2, 195.
20. Tarte P. Mém. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1965, 35, F. 4a, 4.
21. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1259, 23, 208.
22. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. (Перевод с англ.). Изд-во «Мир», 1967, 356.
23. Hlawatsch C. Tscherm. min., petr. Mitt., 1904, 23, H. 5, 415.
24. Mierisch B. Tscherm. min., petr. Mitt., 1887, 8, H. 1-2, 149.
25. Stetznar A. N. Jb. Min., 1883, B.- Bd. 2, A. 369.
26. Sakata Th. G. Bull. Comm. géol. Finl., 1967, 39, N:o 229, 17.
27. Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 161.
28. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 409.
29. Егоров Л. С. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1969, 159, 1.
30. Куплетский Б. М. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3, 99.
31. Buddington A. F. Am. J. Sci., 1922, 55, ser. 3, No. 13, 35.
32. Christie O. H. J. Norske Vidensk. Akad., Oslo, Skrift., I Mat.-nat. Kl., 1964, No. 15, 5 (минералогия мелилита).
33. Larsen E. S., Hunter J. F. J. Washington Acad. Sci., 1914, 4, No. 16, 473.
34. Damour M. A. Ann. chim., phys., 1844, 10, 9.

35. Dane E. B. *Am. J. Sci.*, 1941, 239, No. 11, 809.
36. Кухаренко А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 304.
37. Кларк Е. Н. *Fennia*, 1928, 51, No 5, 1.
38. Белаякия Л. С., Владовиц В. И. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 2, 45.
39. Курлетский Б. М. Тр. ИГиН АН СССР, 1938, вып. 2, № 1, 33.
40. Чирвинский П. Н., Афанасьев М. С., Ушакова З. Г. Тр. Кольской базы АН СССР, 1940, вып. 4, 48 и 61.
41. Лавин А. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 2, 207.
42. Златкина Ц. К. Советская геология, 1945, сб. № 7, 88.
43. Тарховский А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 582.
44. Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 3.
45. Егоров Л. С. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1963, 136, 157.
46. Егоров Л. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 4, 400.
47. Моор Г. Г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 8, 40; Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1958, вып. 2, 54.
48. Гольдбург Т. Л., Ланда Э. А. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1963, 136, 149.
49. Иванов И. А., Сафронов В. П. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1959, 65, вып. 13, 133.
50. Саранина Г. М. Уч. Зап. Ленингр. ун-та, 1936, № 9, сер. геол.-почв., вып. 2, 49.
51. Шлягин Е. Д., Жуков М. А., Монич В. К. Вестн. АН Каз. ССР, 1948, № 8 (41), 61.
52. Шипулин Ф. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8, 212.
53. Eckermann H. *Sver. geol. unders.*, Ser. Ca, 1948, No 36, 1.
54. Stansfield J. *Geol. Mag.*, 1923, 60, No. 10, 440.
55. Larsen E. S. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1942, No. 197—A, 1.
56. Lenk H. *Sitzungsber. phys. medicin. Soc.*, 1901, 217.
57. Leace Mininni M. *Rend. Soc. min. Ital.*, 1956, 12, 105.
58. Mathias M. *Min. Mag.*, 1949, 28, No. 204, 486.
59. Harumoto A. *Mem. Coll. sci. Kyoto univ.*, 1953, Ser. B, 20, 69.
60. Macdonald G. A. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1949, 60, No. 10, 1541.
61. Holmes A. *Am. Min.*, 1950, 35, Nos. 9—10, 772.
62. Neuvonen K. J. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1956, 29, No 17, 21.
63. Sahama Th. G. *Ann. Acad. sci. Fennicae, Ser. A*, 1953, III, 35, 1.
64. Милдиев В. А., Крутойский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 101 и 155.
65. Du Toit A. L. *Eleventh Ann. Rep. Geol. Comm. Cape of Good Hope*. 1906, 152 и 169.
66. Коржинский Д. С. Изв. АН СССР, 1936, сер. геол., № 1, 35.
67. Соболев В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1935, 64, вып. 1, 162.
68. Соболев В. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1936, 43, 140 и 149.
69. Реввердатто В. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 689.
70. Реввердатто В. В. ДАН СССР, 1964, 155, № 1, 104.
71. Барсанов Г. П. К минералогии Юго-Осетии. Изд-во АН СССР, 1933, 68.
72. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд-во Азерб. ССР, 1963, 107.
73. Dimătrescu R. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1961, H. 10, 239.
74. Taylor J. H. *Am. Min.*, 1935, 20, No. 2, 120.
75. Lemberg J. *Zs. Dtsch. geol. Ges.*, 1872, 24, 187.
76. Cathrein A. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1887, 8, 408 и 412.
77. Schaller W. T. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1916, No. 610, 109.
78. Tilley C. E. *Min. Mag.*, 1929, 22, No. 125, 77.
79. Tilley C. E. *Min. Mag.*, 1942, 26, No. 176, 190.
80. Osborne G. D. *Geol. Mag.*, 1932, 69, No. 815, 209.
81. Nockolds S. R. *Min. Mag.*, 1947, 28, No. 198, 151.
82. Dunham K. C. *Am. Min.*, 1933, 18, No. 11, 474.
83. Woodford A. O., Crippen R. A., Garner K. B. *Am. Min.*, 1941, 26, No. 6, 351.
84. Rama Rao B. *Quart. J. geol., mining, metallurg. Soc. India*, 1944, 16, No. 1, 31.
85. Brouwer H. A. *Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet.*, 1945, 48, 166.
86. Mason B. *Am. Min.*, 1957, 42, Nos. 5—6, 379.
87. Philpotts A. R., Pattison E. F., Fox J. S. *Nature*, 1967, 214, No. 5095, 1322.
88. Янулова М. К. Минералогия скарново-баритно-полиметаллического м-ния Карагайлы (Ц. Казахстан). Изд-во АН Каз. ССР, 1962, 1 169.
- 88а. Marvin U. B., Wood J. A., Dickey Jr. *Earth a. Planetary sci. letters*, 1970, 7, 346; Clarke R. S., Jarosewich E., Mason B., Nelen J., Gómez M., Hyde R. *Smithson. Contr. Earth Sci.*, 1970, No. 5, 1.
89. Tilley C. E. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1947, No 140, 99.
90. Yoder H. S. *Ann. Rep. Geophys. Lab. Carnegie Inst.*, Washington, 1964, Year Book, 63, 86.
91. Michel-Lévi M. *Ch. C. R.*, Paris, 1962, 255, № 21, 2781.
92. Harker R. I., Tuttle O. F. *Am. J. Sci.*, 1956, 254, No. 8, 468.

93. Jander W., Petri I. Zs. Elektrochem., 1938, 44, 747.
 94. Perinet G. Bull. Soc. fr. min., 1962, 85, № 2, 120.
 95. Овчинников Л. Н. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, 1, 607.
 96. Лапин В. В. Зап. Мин. об-ва, 1942, 71, вып. 1—2, 57.
 97. Белянкин Д. С., Лапин В. В. Зап. Мин. о-ва, 1945, 74, вып. 2, 144.
 98. Белянкин Д. С., Лапин В. В. ДАН СССР, 1948, 60, № 5, 857.
 99. Steyn J. G. D. Min. Mag., 1965, 35, No. 269, 108.
 100. Иванов Б. В., Молева, В. А., Гайманова Е. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5, 60.
 101. Карякин Л. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 359.
 102. Карякин Л. И. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 3, 269.
 103. Лапин В. В. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 13, 230.
 104. Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1945, сер. истр., вып. 77, 1.
 105. Лапин В. В. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 585.
 106. Будников П. П., Черкасова А. Ф. ДАН СССР, 1955, 102, № 4, 793.
 107. Торопов Н. А. Химия цементов. Промстройиздат, 1956, 74.

Гардистонит Hardystonite



Назван по району находки (Вольф, 1899).

Характ. выдел. Зернистые массы (до нескольких кг), отдельные зерна.

Структ. и морф. крист. Тетрагон. с. $D_{2d}^3-P\bar{4}2_1m$; $a_0=7,85$, $c_0=5,00$ Å, $a_0:c_0=1:0,637$ для минерала [1]; $a_0=7,755$, $c_0=5,01$ Å для искусственного $\text{Ca}_2\text{ZnSi}_2\text{O}_7$ [2]; $Z=2$.

Изоструктурен с меллилитом (описание структуры см. «Группа меллилита»). Кристаллы не наблюдались.

Физ. св. Сп. по (001) хорошая, отдельность по (100) и (110). Тв. 3—4. Уд. вес 3,443 (вычисл. 3,457). Цв. белый, розоватый. Бл. стеклянный. Полупрозрачен. Некоторые образцы в ультрафиолетовых лучах при $\lambda=3200-2800$ Å люминесцируют бледно-фиолетовым цветом [3], в катодных лучах — ярко-желтым [4]. Инфракрасный спектр характеризуется полосами с максимумами (в см^{-1}): 1035—1009, 970, 916—891, 836, 677, 618, 595, 547, 498, 462 [5].

Микр. [4]. Одноосный (—), $n_o=1,6691$, $n_e=1,6568$ в свете Na, $n_o=1,6758$; $n_e=1,6647$ в свете Li.

Хим. Теор. состав: CaO — 35,76, ZnO — 25,94, SiO₂ — 38,30. Анализ [6]: MgO — 1,62, CaO — 33,85, ZnO — 24,30, MnO — 1,50, Fe₂O₃ — 0,57, SiO₂ — 38,10, п. п. — 0,52, сумма — 100,46; Мп, Mg и Fe изоморфно замещают Zn.

Диagn. исп. П. п. тр. сплавляется с трудом. В HCl образует желатинообразный осадок.

Повед. при нагр. $\text{Ca}_2\text{ZnSi}_2\text{O}_7$ плавится конгруэнтно при 1425° [2].

Находк. [4]. Встречен только в метасоматическом месторождении Франклин в округе Хардистон (шт. Нью-Джерси, США) в тесном контакте с франклинитом и виллемитом.

Искусств. Получен из смеси CaO, ZnO и измельченного кварца, взятых в соответствующем формуле соотношении; является единственной фазой, образующейся в системе ZnO — CaO — SiO₂ [2]. Совместно с виллемитом, цинкитом, ларсенитом или эсперитом получен при синтезе силикатов Pb₂Ca и Zn, по составу промежуточных между CaZnSiO_4 и PbZnSiO_4 [7].

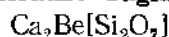
Межплоскостные расстояния гардистонита из Франклина*
CuK α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
001	35	5,018	301	8	2,314	203	8	1,537
101	10	4,220	112	10	2,283	213	10	1,508
111	50	3,711	311	6	2,219	511	6	1,468
210	6	3,493	212	18	2,037	223	8	1,431
201	60	3,085	321	2	1,991	303	4	1,407
	6	2,951	400	2	1,949	521	6	1,395
211	100	2,868	410	6	1,896	313	6	1,385
220	12	2,779	222	12	1,856	502;432	4ш	1,33
002	16	2,506	312	35	1,761	512	4	1,305
310	30	2,473	331	8	1,730	600	4	1,303
221	12	2,420	103;322	4ш	1,64	004;413	8	1,254
102	14	2,384	113	8	1,600	620;104	4	1,239

* ASTM, 12-453; $a_0=7,823$, $c_0=5,013$ Å.

Л и т е р а т у р а

1. Warren B. E., Trautz O. R. *Zs. Krist.*, 1930, 75, 525.
2. Segnit E. R. *J. Am. Ceram. Soc.*, 1954, 37, No. 6, 273.
3. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1952, вып. 4, 20.
4. Palache C. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1935, No. 180, 93.
5. Лазарев А. Н. *Оптика и спектроскопия*, 1960, 9, вып. 2, 195.
6. Wolf J. E. *Zs. Krist.*, 1900, 33, 147.
7. Ito J. *Am. Min.*, 1968, 53, Nos. 1-2, 231.

Гюгнаит *Gugliaite*

Назван по месту находки [1].

Синон. Гугаит.

Характ. выдел. Кристаллы (до 2—3 мм).

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{2d}^2 - P\bar{4}2_1m$; $a_0=7,48$, $c_0=5,044$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,6743$; $Z=2$; $a_0=7,501$, $c_0=4,931$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,657$ (для искусств. $\text{Ca}_2\text{BeSi}_2\text{O}_7$) [2].

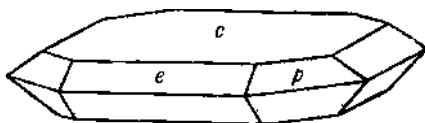
Структура типа мелилита.

Тетраг.-скаленоэдр. кл. $D_{2d} - \bar{4}2m (L_4 2L_2 2P)$; $a : c = 1 : 0,6743$ (по рентгеновским данным).

Формы:

<i>c</i>	φ	ρ	<i>e</i>	φ	ρ
001	—	0°00'	101	90°00'	34°00'
110	45°00'	90 00	р 111	45 00	43 38
ee (101):(011)	—	46°35'	pp (111):($\bar{1}11$)	—	58°25'

Кристаллы таблитчатые по (001) (фиг. 210).

Фиг. 210. Кристалл гюгнаита
(Гл. Пенк Чи-юн и др.)

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (001) отчетливая, по (110) неясная. Изл. неровный. Тв. около 5. Уд. вес 3,034 (вычисл. 3,03). Бесцветен. Бл. стеклянный. Прозрачен. Обнаруживает пьезоэффект.

Микр. Одноосный (+); $n_e=1,672$, $n_o=1,664$ (Na); $n_e-n_o=0,008$. Частично имеет волнистое погасание.

Хим. Теор. состав: CaO — 43,60, BeO — 9,72, SiO₂ — 46,68.

Анализы:

	1	2		1	2
Na ₂ O	—	0,72	P ₂ O ₅	—	0,08
K ₂ O	—	0,20	H ₂ O ⁺	0,40	0,90
BeO	8,89	9,49	H ₂ O ⁻	0,02	0,36
MgO	0,39	0,38	F	—	0,25
CaO	42,94	40,09	Cl	0,73	0,18
MnO	0,11	0,07	Легучее в-во	—	0,04
Al ₂ O ₃	1,08	2,17			
Fe ₂ O ₃	0,03	0,11	Сумма	100,32	99,94
SiO ₂	45,26	44,90	—O=F ₂ +Cl ₂	0,17	0,15
TiO ₂	0,02	Сл.			
(Zr, Hf)O ₂	0,45	—		100,15	99,79

1 и 2—д. Гюгива (1—анал. Чанг Лан-хуан; 2—анал. Чанг Фенг-ланг).

Диagn. исп. Растворяется в горячих кислотах (1 : 1): HCl, HNO₃ и H₂SO₄ с выделением студенистого кремнезема. Сплавляется при 950°.

Наход. Обнаружен в скарнах на контакте щелочных сиенитов с карбонатными осадочными породами около д. Гюгива (Китай). Ассоциируется с меланитом, ортоклазом, везувианом, эгирином, титанитом, апатитом и пренитом.

Межплоскостные расстояния гюгивита из Китая [1]

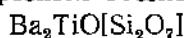
Си-излучение, Ni — фильтр, $D=114,59$ мк

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
110	4	5,250	320	3	2,115	422	2	1,376
001	2	5,040	202	3	2,066	521	1	1,327
200	3	3,700	212	4	1,990	440	1	1,311
111	3	3,610	321	1	1,900	004	2	1,256
210	2	3,310	400	2	1,851	104	2	1,220
201	4	2,970	222	1	1,794	541	2	1,128
211	10	2,765	302	2	1,747	304	1	1,110
002	2	2,518	411	7	1,709	602	1	1,101
310	4	2,359	003	4	1,695	324	3	1,064
221	3	2,341	322	1	1,580	542	3	1,051
112	4	2,315	402	7	1,485	720	1	1,018
301	3	2,242	332	1	1,431			
311	4	2,208	223	2	1,420			

Л и т е р а т у р а

1. Peng Chi-ju, Tsao Rung-lung, Zou Zu-rung. Scientia Sinica, 1962, 11, No. 7, 977.
2. Goria C. Atti Accad. sci. Torino, Cl. sci. fis. mat. nat., 1953, 88, 153 (по реферату Chem. Abstr., 1955, 49, 6040g).

Фресноит Fresnoite

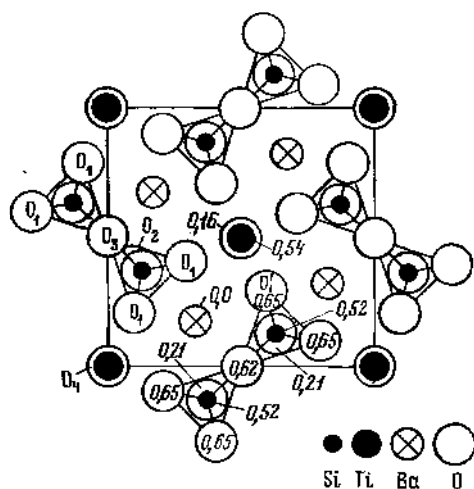


Назван по району находки (Элфорс, Стинсон и др., 1965) [1].

Характ. выдел. Зерна (0,1 мм и меньше, редко до 3 мм) и их агрегаты (до 5 мм), несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^8 - P4/mbm$, $C_{4v}^1 - P4mm$ или $D_{2d}^7 - P\bar{4}b2$; $a_0 = 8,52$, $c_0 = 5,21$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,6115$; $Z = 2$ [1].

В структуре фресноита [2, 3] двойные группы $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ связаны между собой квадратными TiO-пирамидами, слагая слои, параллельные (001)



Фиг. 211. Структура фресноита (по Масу, Гренье и Дюрифу)

(фиг. 211). Между слоями расположены атомы Ba в сложных полиэдрах с восемью расстояниями Ba — O в пределах 2,71—2,95 Å и двумя более длинными — 3,36 Å. Характерно расположение Ti в уплощенных квадратных пирамидах с четырьмя Ti — O \approx 2,00 Å и одним укороченным расстоянием (1,06 Å).

Расстояния между атомом Si и общим для двух тетраэдров атомом O равно 1,65 Å; атом O, общий для SiO₄-тетраэдров и TiO-пирамид, удален от атомов Si на 1,61 Å, остальные расстояния Si — O \approx 1,615.

Структура сходна со структурой меллита, но на местах MgO-тетраэдров и атомов Ca в структуре фресноита находятся TiO-пирамиды и атомы Ba. Наличие в структуре фресноита TiO-пирамид, наряду с группами Si₂O₇, сближает ее со структурой лампрофиллита, отличающегося, однако, моноклинностью и значениями параметров элементарной ячейки.

Кристаллы несовершенные, удлинены вдоль оси c, с наиболее развитыми гранями c (001) и m (110) и второстепенными гранями нескольких призм и дипирамид.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 3—4. Уд. вес 4,43 (вычисл. 4,45). Цв. лимонно- или канареечно-желтый. Черта белая. Бл. стеклянный.

В коротких ультрафиолетовых лучах (2652 Å) светится бледно-желтым цветом, в длинных (3650 Å) не флуоресцирует.

Инфракрасный спектр характеризуется полосами поглощения (в см^{-1}): 1045, 974, 914, 865, 667 и 590 [4].

Микр. В шлифах в прох. свете плеохроирует: по *Ne*—желтый, по *No*—бесцветный. Одноосный (—); $n_o=1,775$, $n_e=1,765$; характерны аномальные сплюсн. цвета интерференции.

Хим. Теор. состав: $\text{BaO} - 60,52$, $\text{TiO}_2 - 15,77$, $\text{SiO}_2 - 23,71$.

Анализы фресноита из Фресно (выполнены с помощью электронного микронзонда; анал. Патмен) [1]:

	1	2		1	2		1	2
K_2O	Не обн.	Не обн.	BaO	59,4	59,4	SiO_2	21,8	23,8
MgO	<0,05	0,19	MnO	0,027	0,074	TiO_2	17,2	15,2
CaO	0,14	0,55	FeO	1,0	0,77	H_2O	Не обн.	Не обн.
SrO	0,28	—	Al_2O_3	0,12	—	Сумма	100,0	99,98

Диagn. исп. Нерастворим или очень незначительно растворим без нагревания в разбавленных кислотах и щелочах; разлагается горячей HCl (1 : 1) с образованием осадка.

Повед. при нагр. Начало плавления около 1200° , при 1300° сплавляется, при остывании образуется желтое стекло.

Нахожд. Очень редок. Наблюдался лишь в округе Фресно в Калифорнии (США), где распространен в санборнит-кварцевых породах и в кварцитах. Местами среди кварцита встречаются тонкие слои, обогащенные фресноитом. Сопровождается цельзианом, тарамеллитом, диопсидом, пирротинном.

Искусств. Синтезирован путем спекания при 1350° смеси BaCO_3 , SiO_2 и TiO_2 , взятых в стехиометрических соотношениях [1].

Межплоскостные расстояния фресноита из Фресно [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D=114,59$ мм

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
110	10	6,0	220	10	3,01	330	10	2,010
001	20	5,20	310	20	2,695	401;222	10	1,975
200	10	4,26	221;002	20	2,610	331;312	20	1,870
111	15	3,94	311;112	10	2,392	412	15	1,619
210	20	3,81	202	10	2,222	332	15	1,591
201	50	3,305	321;212	30	2,150	510;213	15	1,580
211	100	3,08	410	25	2,065			

Л и т е р а т у р а

1. Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A., Pabst A. Am. Min., 1965, 50, Nos. 3—4, 314.
2. Moore P. B., Louisnathan J. Science, 1967, 156, No. 3780, 1361.
3. Masse R., Grenier J. C., Durif A. Bull. Soc. fr. min., 1967, 90, N° 1, 20.
4. Masse R., Durif A. Bull. Soc. fr. min., 1967, 90, N° 3, 407.

Себоллит (sebollite) и хуанит ((juanite) — состав близко отвечает формуле $(\text{Ca}, \text{Na})_{2-x}(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})\{(\text{Si}, \text{Al})_3(\text{OH})_7\}_{1-x}[\text{SiO}_3]_{2x} \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$.

Вторичные минералы, образующиеся по мелилиту. Охарактеризованы недостаточно, неясно их соотношение.

Себоллит (иначе исболлит, цеболит) назван по реке Себолла-Крик в шт. Колорадо (Ларсен и Шэлер, 1914) [1, 2], хуанит (иначе жуанит, гоанит, юанит) — по району находки Сан-Хуан в шт. Колорадо (Ларсен и Горенсен, 1932) [3]. Гидромелилит (hydromelinite) — общее название этих минералов, предложенное Эшлехеном и др. [4].

Образуют микроволокнистые и плотные агрегаты. Сингония не установлена. По оптическим данным — ромб. с.; по предварительным данным Марголиса и Григорьевой [7] — монокл. с.; a_0 около 15,26, $b_0 = 7,28$, $c_0 \approx 6,85 \text{ \AA}$, $\beta = 88$; по Румановой [7], параметры близки к волластонитовым ($a_0 = 7,9$, $b_0 = 7,3$, $c_0 = 7,1 \text{ \AA}$, $\alpha = 92^\circ$, $\beta = 93^\circ$, $\gamma = 104^\circ$, все $\pm 2^\circ$).

Структура не определена. Порошкограммы себоллита из Себолла-Крик [5], с Кольского п-ва [6] и из Сибири [7] сходны. Кристи [5] сопоставляет порошкограмму себоллита с порошкограммами везувиана и мелилита и считает себоллит «гидровезувианом». Римская-Корсакова [6] и Евзикова [7] подчеркивают сходство рентгенограмм себоллита и минералов группы волластонита. На основе изучения инфракрасных спектров предположено, что в себоллите наряду с преобладающими дисиликатными группами $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ присутствуют и цепочки лектолит-волластонитового типа [8].

Кристаллы неизвестны. Волокна, различимые под микроскопом, уплощены [7].

Хрупки, легко расщепляются на отдельные волокна. Тв. 5—5 $\frac{1}{2}$. Микротвердость при нагрузках 50 и 100 г соответственно составляет 185 и 180 кг/мм² [7]. Уд. вес 2,96—3,09. Цв. темно-серый, светло-серый, белый, зеленоватый. Бл. матовый, в изломе перламутровый. В катодных лучах себоллит и хуанит из Одихинчи светятся тусклым желтоватым цветом [4, 7].

Инфракрасные спектры себоллита содержат полосы с максимумами 1042—1031, 975, 935, 859—844 см⁻¹ (сходство со спектром мелилита), полосы 1010—1000 и 909—904 см⁻¹ (сходство со спектрами волластонита и лектолита) и 676—680 см⁻¹ (характерна для соединений с сочлененными кремнекислородными тетраэдрами) [8].

В шлифах бесцветные или буроватые, тонковолокнистые, частью сноповидные или перистые [6]. Двуосны (+). Различимы по показателям преломления и двупреломлению. Хуанит имеет прямое погасание, удлинение (+); $n_g = 1,647$, $n_p = 1,640$, $2V \approx 50^\circ$ у минерала из Сан-Хуана [3]; $n_g = 1,647$ у хуанита из Одихинчи [7]; у Ковдорского хуанита $n_g = 1,675$ —1,68, $n_p = 1,670$ —1,675, $n_g - n_p = 0,007$ —0,010, $2V$ средней величины [6]. У себоллита $2Ng = 0$ —5°, двупреломление выше, показатели преломления более низкие:

n_g	1,628	1,630	1,632—1,635	1,633—1,630
n_p	1,595	1,522	1,600—1,602	1,603—1,597
$2V$	около 58°	довольно большой	средний	
М-ние	Себолла-Крик		Кольский п-ов	Сибирь
Ссылка	[2]	[3]	[6]	[7]

На Кольском п-ве в небольшом количестве обнаружен изотропный волокнистый минерал с $n = 1,676$ —1,680, занимающий промежутки между выделениями хуанита и себоллита.

Состав себоллита и хуанита сходен. В вышеприведенной формуле у себоллита из Одихинчи $x = 0,05$ —0,40. Содержание Mg и Al зависит от состава исходного мелилита. Более низкое содержание SiO₂ в себоллите из Бивер-

Крика (анализ 1) предположительно [4] объясняется тем, что из состава минерала была исключена часть кремнезема, выпавшего в осадок при действии на минерал слабой кислоты (часть кремнезема отнесена к примесям).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	2,57	2,48	3,44	3,72	2,80	2,25	2,87	1,06	0,84
K ₂ O	Сл.	0,31	2,24	2,68	0,04	0,20	0,40	0,14	0,04
MgO	4,69	9,22	6,13	6,72	10,31	10,16	6,13	9,52	8,64
CaO	35,72	33,42	29,97	25,73	35,35	35,42	31,25	34,68	35,00
FeO	0,21	0,85	1,01	0,85	0,89	0,89	0,47	3,26	0,56
MnO	—	0,04	0,18	0,23	Сл.	—	0,12	0,09	0,11
Al ₂ O ₃	14,02	5,59	6,97	8,46	1,41	5,01	9,31	5,19	5,65
Fe ₂ O ₃	3,43	2,83	3,31	1,87	1,76	1,34	3,47	—	2,68
SiO ₂	33,02	41,27	42,32	43,78	41,53	40,96	42,27	42,05	42,54
TiO ₂	—	—	0,07	0,13	Не обн.	0,08	—	0,00	—
CO ₂	—	1,16	1,31	2,30	—	0,42	0,98	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,15	—	—	—	—	0,04
F	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	6,26	3,47	3,34	3,38	0,33	0,36	3,02	4,45	4,06
H ₂ O ⁻	—	—							
П. п.	—	—	—	—	3,15	2,34	—	—	—
Сумма	99,92	100,74	100,29	100,00	100,57	100,17*	100,29	100,44	100,34
Уд. в.	2,95	3,06	—	—	3,09	3,09	3,04	3,015	3,01

* В том числе SrO — 0,54, BaO — 0,20.

1—5 — себоллит (1 — Бивер-Крик, анал. Шэлер [1, 2], пересчет анализа за вычетом 18,05% нерастворимого остатка; 2 — Гулинский массив, анал. Тамазова [4]; 3 и 4 — Одихинчи, анал. Шпиндлер [7]; 5 — Ковдорский массив, анал. Киселева [6]); 6—9 — хуанит (6 — Ковдорский массив, анал. Баранова [6]; 7 — Одихинча, анал. Шпиндлер [9]; 8 и 9 — Бивер-Крик, анал. Гопфер [3]).

Легко разлагаются кислотами с образованием геля кремнекислоты. В закр. тр. выделяют воду [3]. Хуанит легко сплавляется [3]. Заметно гидролизуются [7].

На кривых нагревания себоллита из Ковдорского массива [6] и из Одихинчи [7] имеется четко выраженное эндотермическое понижение при 750—760°, а у сибирского, кроме того, небольшое понижение в интервале 150—400°. Порошкограмма минерала из Одихинчи, прогретого до 400°, почти не отличима от порошкограммы пепрокаленного себоллита; порошкограмма минерала, прокаленного при 1000°, отвечает таковой меллита.

Развиваются по меллиту, по трещинам или в виде кайм вокруг его зерен; нередко образуют полные псевдоморфозы по меллиту. Себоллит образуется позже хуанита, замещает его [3, 7].

Впервые были установлены в шт. Колорадо (США) (в Себолла-Крик [1, 2] и в Айрон-Хиле, в Сан-Хуане [3]). Отмечаются различными авторами в меллитовых породах; более подробно охарактеризованы лишь себоллит и хуанит из меллитовых пород Маймеча-Котуйской провинции в Сибири (Гулинское месторождение [4], Одихинча, [7, 9]) и Кольского п-ова (Ковдорский и Салмагорский массивы, Африканда, Турий мыс [6]). Сопровождаются везувианом, диопсидом, кальцитом, волластонитом, пектолитом, хлоритами и др.

В приповерхностных условиях превращаются в белые землистые скрытокристаллические массы [6].

Межклеточные расстояния себолита из Себолла-Крик*

FeK α -излучение, D=90,0 мкм

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
20	7,27	50	3,01	40	2,45	30	1,76
20	3,87	10	2,93	20	2,31	30	1,74
20	3,64	40	2,90	30	2,27	30	1,70
20	3,47	90	2,88	20	2,14	30	1,66
30	3,28	100	2,73	20	2,12	60	1,62
30	3,24	70	2,59	20	2,08	20	1,55
30	3,05	10	2,51	20	2,00		

* ASTM, 16—695.

Л и т е р а т у р а

1. Larsen E. S., Schaller W. T. J. Washington Acad. Sci., 1914, 4, 480.
2. Larsen E. S., Schaller W. T. U.S. Geol. Surv. Bull., 1916, No. 610, 129.
3. Larsen E. S., Goranson E. A. Am. Min., 1932, 17, No. 7, 343.
4. Эпштейн Е. М., Анищенко Л. И., Михайлова А. Ф. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 163.
5. Christie O. H. J. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift., I. Mat.-Nat. Kl., 1964, No. 15, 69.
6. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильянский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова И. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Сегерпой Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 430.
7. Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1966, 140, 112.
8. Рубинович Р. С., Евзикова Н. З. Уч. зап. Ин-та геологии Арктики, 1964, вып. 3, 210.
9. Егоров Л. С. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1969, 159, 72.

СТРУКТУРА ТИПА БАРИЛИТА

ГРУППА БАРИЛИТА

	Синг- лия	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	Уд. в.
Барилит BaBe ₂ [Si ₂ O ₇]	Ромб.	9,8	11,65	4,63	4,06
Бавенит Ca ₂ (BeOH) _{2+x} Al _{2-x} Si ₉ O _{26-x}	»	9,69	11,55	4,96	2,7

Минералы условно объединены в одну группу на основе близости параметров элементарных ячеек и некоторого сходства структурных мотивов.

Барилит *Barylite*

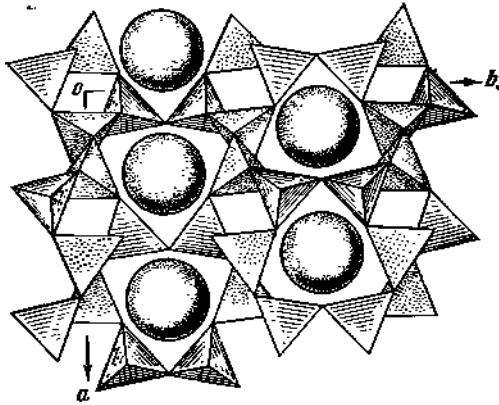
Впервые обнаружен в месторождении Лонгбай и назван от греч. βαρύς (барис) — тяжелый и λίθος (литос) — камень (Бломстранд, 1876) [1]. Первоначально вместо Be в минерале был определен Al и формула имела вид 4BaO·2Al₂O₃·7SiO₂; лишь в 1900 г. Вейбул [2] обнаружил эту ошибку.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. C_{2v}⁹—Pn2₁a [3] или D_{2h}¹⁶—Pnma [3a].

<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	<i>a</i> ₀ : <i>b</i> ₀ : <i>c</i> ₀	Местонахождение	Авторы
9,8	11,65	4,63	0,841:1:0,397	Урал	Абрашев, Белов [3]
9,80 ₉	11,63	4,63 ₉	0,843:1:0,399	Лонгбай	Игберг [4]
9,80 ₉	11,65	4,71	0,841:1:0,404	Франклин	Смит [5]
9,82	11,67	4,69	0,841:1:0,402	Не известно	Каньяло [3a]

Z = 4 [4].



Фиг. 212. Структура барилита, проекция на (001)
(по Абрашеву и Белову)
Тетраэдры BeO_4 отмечены точками, тетраэдры SiO_4 заштрихованы, шары — атомы Ва на двух уровнях



Фиг. 213. Цепочка из BeO_4 -тетраэдров в структуре барилита
(по Белову)

В структуре барилита (фиг. 212) кремнекислородные тетраэдры соединены в диортогруппы Si_2O_7 , вытянутые вдоль оси b [3—7] (a не вдоль оси a , как предполагал Игберг [4]). Атомы Ве расположены в кислородных тетраэдрах, которые как бы нанизаны на винтовые оси L_2 и образуют изолированные цепочки, параллельные оси c (фиг. 213). На период приходится 2 тетраэдра, и брутто-формула цепочки имеет вид $[\text{Be}_2\text{O}_6] = [\text{BeO}_3]_\infty$. Диортогруппы Si_2O_7 , перпендикулярные цепочкам $[\text{BeO}_3]$, совместно с ними создают трехмерный каркас из тетраэдров, в полостях которого находятся атомы Ва.

Межатомные расстояния: в SiO_4 -тетраэдрах $\text{Si—O} = 1,63—1,70$, $\text{O—O} = 2,63—2,78 \text{ \AA}$; угол $\text{Si—O—Si} = 141^\circ$; в BeO_4 -тетраэдрах: $\text{Be—O} = 1,64—1,70$, $\text{O—O} = 2,59—2,70$; расстояния $\text{Ba—O} = 2,82—3,34 \text{ \AA}$ [3].

Повторное изучение барилита привело к представлению [3а] о его centrosymметричной структуре, общие принципы построения которой не отличаются от установленных Абрашевым и Беловым [3] — различие состоит в некоторых измененных в межатомных расстояниях. Важное расхождение касается лишь координации для атомов Ва — 9 вместо 12.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v}—mm2 (L_22P)$; $a : b : c = 0,8376 : 1 : 0,4012$ (по измерениям Аминова [8], в рентгеновской установке).

Более обычные формы (буквы по Аминову за исключением a, m, q):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00	—	0 00	$90^\circ 00'$	90 00
k 120	30 50	90 00	0 00	59 10	90 00	30 50
m 110	50 03	90 00	0 00	39 57	90 00	50 03
h 210	67 17	90 00	0 00	22 43	90 00	67 17
q 011	0 00	21 52	68 08	90 00	0 00	68 08]
f 102	90 00	13 28	90 00	76 32	13 28	90 00
e 101	90 00	25 36	90 00	64 24	25 36	90 00
u 201	90 00	43 46	90 00	46 14	43 46	90 00
t 141	16 37	59 10	31 55	75 47	25 36	34 38
s 131	21 42	52 20	39 43	72 59	25 36	42 39

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
r	121 30 50	43 04	51 15	69 31	25 36	54 06
o	111 50 03	32 00	68 08	66 02	25 36	70 06
p	221 50 03	51 20	51 15	53 14	43 47	59 55
n	211 67 17	46 06	68 08	48 21	43 47	73 51
qq	$(011) : (0\bar{1}1) = 43^\circ 44'$		oo	$(111) : (\bar{1}\bar{1}1) = 39^\circ 47'$	pa	$(221) : (100) = 53^\circ 14'$
ee	$(101) : (\bar{1}01) = 51 12$		nn	$(211) : (2\bar{1}1) = 31 42$	na	$(211) : (100) = 48 21$
ff	$(102) : (\bar{1}02) = 26 56$		oa	$(111) : (100) = 66 02$		

Редкие формы: $i(230)$, $l(031)$, $d(401)$, $g(601)$, $x(151)$, $y(231)$, $v(321)$.

Аминов [8] рассматривал кристаллы как уплощенные по (001) и на основе гониометрических измерений вычислил $a : b : c = 0,8025 : 1 : 0,8376$. Рентгеновская установка Игберга, принятая в других работах, отличается от установки Аминова взаимным перемещением осей a и c и вдвое меньшим значением c . Формула перехода от символов по Аминову к символам в рентгеновской установке Игберга $001/010^{1/2} 00$ [9].

Кристаллы из Лонгбана [8] таблитчатые по (100) (в установке Игберга), норвежские кристаллы значительно удлиненны по оси c (уплощенные иглы длиной до 5 мм) [9], вишневогорские — призматические (2×5 мм) с квадратным сечением [10].

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (011) и (210) ясная, по (010) и (001) несовершенная или отсутствует. Тв. 7. Уд. вес 3,96—4,066 (вычисл. 4,065). Бесцветный, белый, светло-розовый, бледно-голубоватый. Прозрачен. В ультрафиолетовых лучах барилит люминесцирует голубым цветом [11]. Характерен сильный пьезоэффект [3].

Микр. В шлифах бесцветен. Двусосный (+) барилит из Лонгбана и Сил-Лэйка и (−) в Урала, из Франклина и из Логена. Пл. опт. осей || (001); $Ng=a$, $Np=b$, $Nm=c$.

n_g	1,695*	1,7028	1,708	,706	1,704
n_m	—	1,6957	1,702	—	1,700
n_p	1,690	1,6911	1,695	1,680	1,693
$n_g - n_p$	0,005*	0,0117	0,013	0,026	0,011
Опт. знак.	(−)	(+)	(−)	(+)	(−)
2V	средний	80°54'	70±2°	60°	76±3°
М-яве	Урал	Лонгбан	Франклин	Сил-Лэйк	Логен
№ хим. анализа	1	2	3	—	—
Ссылка	[10]	[8]	[12]	[13]	[9]

* Данные существенно отличаются от остальных; возможно, был измерен не n_g , а n_m .

У оптически положительного дисперсия $r > v$.

Хим. Теор. состав: BeO—15,47, BaO—47,39, SiO₂—37,14.

Анализы:

	1	2	3	4	1	2	3	4	
BeO	16,54	16,01	15,77	15,00	Al ₂ O ₃	—	0,05	—	0,04
MgO	—	0,21	0,29	—	Fe ₂ O ₃	0,05	0,04	—	0,08
CaO	1,80	0,42	—	0,15	SiO ₂	35,44	35,51	36,42	38,52
BaO	42,90	47,43	46,49	46,12	H ₂ O	—	0,57	0,40	0,11
ZnO	—	—	Сл.	—	П. п.	1,96	—	—	—
PbO	—	—	0,11	—	Сумма	98,69	100,24	99,67	100,02
FeO	—	—	0,19	—	Уд. в.	4,02	4,027	4,066	3,96

1 — Вишневые горы, Урал, анал. Казакова [10]; 2 — Лонгбан, анал. Алмстрём [8]; 3 — Франклин, анал. Бауэр [12]; 4 — Сил-Лэйк, анал. Смит [14].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. П. п. тр. не плавится.

Наход. Очень редок. Встречается в контактовых ореолах гранитов и гранитных пегматитов (Лонгбан, Франклин), а также интрузий щелочных и ультращелочных пород (Урал, Сил-Лэйк, Логен).

В СССР установлен на Урале в Вишневых горах в пределах экзоконтактового ореола фенитизированных пород вокруг интрузии мнаскитов. Приурочен к прожилкам кальцитового и кварц-кальцитового состава, образовавшихся в стадию карбонатизации; ассоциируется с ильменитом, баритом, гармотомом [10, 15, 16]. В Логсне (Норвегия) встречен в нефелин-сиснитовых пегматитах в ассоциации с анальцимом, эгирином, катаплеитом, гельвином, пирконом, натролитом, мусковитом, пирофанитом [9].

В Сил-Лэйке (Лабрадор, Канада) барилит отмечен в составе прожилков, секущих гнейсы, совместно с кварцем, альбитом и в виде рассеянной вкрапленности (в ассоциации с пирохлором) в фенитизированных сланцах на контакте с щелочными сиенитами [13, 17, 18].

В марганцовых месторождениях Лонгбана (Швеция) в виде мелких белых таблитчатых кристаллов ассоциируется с гедифаном, гранатом и кальцитом [1, 2, 8]. В марганцово-цинковом месторождении Франклин (США) обнаружен в кальцитовых жилах в виде пластинчатых обособлений в гедифане [12]; образование барилита связывается с изменением цинковых руд в экзоконтактах пегматитов.

Искусств. Барилит и его аналоги состава $\text{SrBe}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$ и $\text{PbBe}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$ синтезированы при нагревании от 800 до 1150° на воздухе осажденных гелей соответствующего состава, а также гидротермальным путем при 450—750° и давлением водяных паров 1500—3000 бар [19].

Межшоскостные расстояния барилита из Лонгбана *

CuK_α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
020	60	5,82	141;410	30	2,39	222	30	1,89
210	60	4,5	002	60	2,33	060	40	1,85
011	40	4,33	012?	30	2,25	302;431	30	1,74
201	100	3,38	102	30	2,21	232	10	1,71
211	30	3,23	112	30	2,16	322;260	40	1,686
230	80	3,02	022;401	20	2,14	441	30	1,622
031	60	2,98	411;122	30	2,08	242	10	1,59
221	100	2,92	051	30	2,07	402;450	10	1,57
240	30	2,50	212	20	2,03	152;600	60	1,527
400	60	2,448	151;421	10	1,94			

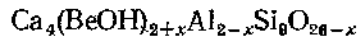
* ASTM, 15—76.

Л и т е р а т у р а

1. Blomstrand C. W. Geol. för. förhandl., 1876, 3, H. 4, N:o 32, 128.
2. Weibull M. Geol. för. förhandl., 1900, 22, H. 1, N:o 197, 33.
3. Абрашев К. К., Белов Н. В. ДАН СССР, 1962, 144, № 3, 636.
- 3a. Carrillo E., Negro A. D., Rossi G. Rend. Soc. min. Ital., 1970, 26, 53.
4. Ygberg E. R. Geol. för. förhandl., 1941, 63, H. 4, N:o 427, 394.
5. Smith J. C. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5—6, 512.
6. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 31.
7. Абрашев К. К., Илюхин В. В., Белов Н. В. Кристаллография, 1964, 9, вып. 6, 816.
8. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1923, 45, H. 1—2, N:o 352, 124.
9. Saebø P. C. Norsk geol. tidsskr., 1966, 46, H. 3, 335.
10. Жабин А. Г., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1960, 134, № 2, 419.
11. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 97.
12. Palache C., Bauer L. H. Am. Min., 1930, 15, No. 1, 30.

13. Heinrich E. W., Deane K. W. *Am. Min.*, 1962, 47, Nos. 5—6, 758.
 14. Nickel E. H., Charette D. *Am. Min.*, 1962, 47, Nos. 5—6, 764.
 15. Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. *ДАН СССР*, 1959, 126, № 5, 1055; Жабин А. Г. *ДАН СССР*, 1959, 128, № 5, 1020.
 16. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. И. *Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор*. Изд-во «Наука», 1964, 197.
 17. Ross R. B. *Canad. Mining J.*, 1961, 82, No. 8, 55.
 18. Белякова Л. Т., Мареева З. И. *Разведка и охрана недр*, 1963, № 4, 58.
 19. Ito J., Frondel C. *Ark. min., geol.*, 1968, 4, N. 5, nr 15, 391.

Бавенит Bavenite



Назван по месту находки в Бавено, Италия (Артини, 1901) [1].

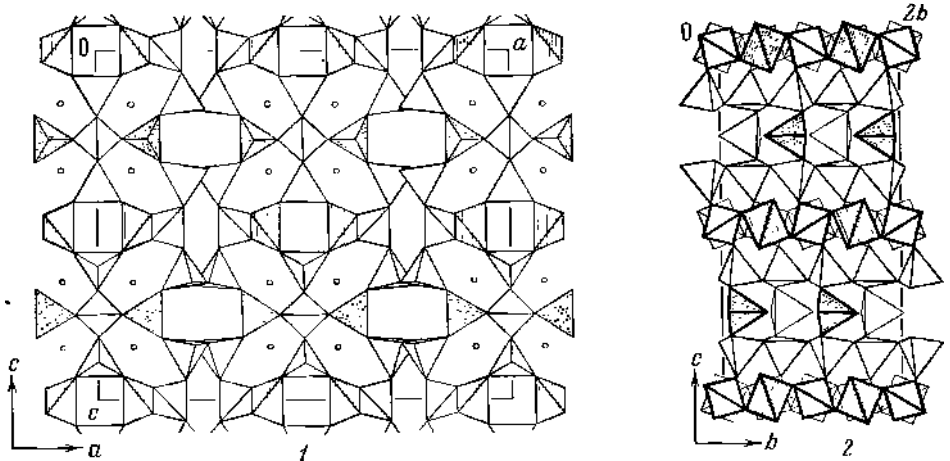
Синон. Бавенитом оказались: пилинит — pilinite (Лазо, 1876) [2], дуплексит (дуплексит) — duplexite (Роуледж и Хэтон, 1948) [3, 4].

Характ. выдел. Радиально-волокнистые и пластинчатые агрегаты; веерообразные, розетковидные (до 10 см в диаметре) и сферолитовые сростки; редко кристаллы (6—8 мм в длину) [5, 6].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} —Смст.

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Z	Местонахождение
9,69	11,55	4,96	0,833:1:0,447	1	Бавено [7]
19,38	23,06	4,96	0,839:1:0,214	4	Швейцария [8]
9,71	11,62	4,85	0,835:1:0,417	1	Силезия [9]
19,42	23,14	4,98	0,839:1:0,215	4	Сибирь [10]
19,43	23,07	4,96	0,842:1:0,215	4	Средняя Азия [11]
23,19	5,005	19,39	4,633:1:3,874	4	Бавено [12]

Структура бавенита (фиг. 214) представляет собой своеобразную каркасную постройку, основой которой являются связанные друг с другом четыре цепочки пироксенового типа, выгнутые вдоль оси b (согласно установке Канилло и др.) и сложенные SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдрами. Связь между цепочками осуществляется тетраэдрами BeO_4 и SiO_4 ; каждый из этих тетраэдров имеет свободную вершину, не связанную с другими тетраэдрами.



Фиг. 214. Структура бавенита
(по Канилло и др.)

1 — проекция на (010); 2 — проекция на (100); SiO_4 -тетраэдры — светлые; AlO_4 -тетраэдры — заштрихованы, точками выделены BeO_4 -тетраэдры, кружки — атомы Ca

В результате образуются кольца вдоль оси b из шести, четырех и восьми тетраэдров. Атомы Са занимают каналы в этих кольцах и окружены семью атомами О (поэтому бавенит, несмотря на наличие каналов, не обладает цеолитными свойствами).

Межатомные расстояния в тетраэдрах: Ве—О=1,606 (2 расстояния), 1,679, 1,673; Al—О=1,725 и 1,732 (по 2 расстояния); Si—О=1,599—1,684 (в среднем Si_I—О=1,626, Si_{II}—О=1,608, Si_{III}—О=1,613; Si_{IV}—О=1,614 Å). Ближайшие расстояния Са—О — в пределах 2,343—2,639 [12].

Артини [1], а также Шэлер и Фейрчайлд [13] считали бавенит моноклинным, псевдоромбическим. Ксэндэ и Мервин [7] показали, что минерал ромбический, приняты (010), (100) и (001) Шэлера соответственно за (100), (010) и (012).

Структурная установка Канилло и др. [12] отличается от установки Ксэндэ и Мервина (принимавшейся после 1933 г. всеми другими авторами) тем, что оси a , b , c Ксэндэ и Мервина приняты Канилло и др. за оси c , a , b , направление удлинения — за ось b , соответственно плоскость совершенной спайности — за (001).

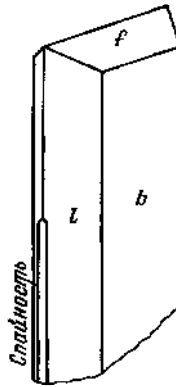
Ниже для характеристики минерала принята установка Ксэндэ и Мервина.

Дипирамид. кл. $D_{2h}—mmm$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,839 : 1 : 0,429$.
Наблюдавшиеся формы [6, 7]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
a	100	90°00'	—	0°00'	90°00'	90°00'
b	010	0 00	90 00	0 00	90 00	— 0 00
l	120	30 48	90 00	0,00	59 12	90 00 30 48
m	110	50 00	90 00	0 00	40 00	90 00 50 00
t	012	0 00	12 06	77 54	90 00	0 00 77 54
u	032	0 00	32 46	57 14	90 00	0 00 57 14
d	052	0 00	47 00	43 00	90 00	0 00 43 00
f	041	0 00	59 46	30 14	90 00	0 00 30 14
e	112	50 00	18 27	77 54	75 58	14 20 78 16

mm (110) : $(\bar{1}\bar{1}0) = 80^\circ 00'$ tt (012) : $(0\bar{1}2) = 24^\circ 16'$ dd (052) : $(0\bar{5}2) = 94^\circ 00'$
 ll (120) : $(\bar{1}20) = 61^\circ 36'$ uu (032) : $(0\bar{3}2) = 65^\circ 32'$ ee (112) : $(\bar{1}\bar{1}2) = 23^\circ 29'$

Хорошо образованные кристаллы бавенита редки, они удлинены по оси c и несколько уплощены по (010) (фиг. 215) [5, 6]. На гранях b (010) и гранях вертикальных призм обычно вертикальная штриховка.



Фиг. 215. Кристалл бавенита,
Девоншир
(по Дирмену и Клерингбулу)

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (010) — неясная (в установке Ксэндэ и Мервина). Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Микротвердость 555—614, в среднем 585 кг/мм^2 при нагрузке 50 г [14]; у бавенита из пегматитов Украины микротвердость 808—912 кг/мм^2 [15]. Уд.вес 2,71—2,77. Цв. белый, иногда бледно-зеленоватый, бледно-лиловатый, бледно-розовый. Черта

белая. Бл. шелковистый, стеклянный, перламутровый. Просвечивает до прозрачного. Для инфракрасного спектра поглощения бавенита характерна основная полоса в интервале $1110-909 \text{ см}^{-1}$ и интенсивная полоса у 755 см^{-1} , обусловленные колебаниями SiO_4 и BeO_4 -тетраэдров, а также серия полос в области $666-500 \text{ см}^{-1}$; слабые полосы в интервале $3528-3466 \text{ см}^{-1}$ и отсутствие полос у $1680-1590 \text{ см}^{-1}$ свидетельствуют о наличии OH-групп [15, 16].

Микр. В плифах в прох. свете бесцветен. Двухосный (+). Пл. опт. осей (010); $n_g=a$, $n_m=b$, $n_p=c$; удлинение (-), иногда (+) [17]; $n_g=1,583-1,597$, $n_m=1,579-1,588$, $n_p=1,578-1,587$; $n_g-n_p=0,004-0,011$; $2V=22-58^\circ$; дисперсия слабая, $r > v$; $2V=27,8^\circ$ (при $\lambda=556 \text{ мкм}$), $28,4^\circ$ ($\lambda=589 \text{ мкм}$), $30,6^\circ$ ($\lambda=551 \text{ мкм}$), $33,1^\circ$ ($\lambda=486 \text{ мкм}$) [15].

Иногда наблюдаются полисинтетические двойники с волнистым погасанием индивидов [18, 19]. Встречаются включения бертраундита [4], графита [20], углистых частиц, лейкокселизированного титанового минерала [19], рипидолита и титанита [10].

Хим. В бавените содержится от 5,52 до 7,72% BeO и от 6,46 до 9,89% Al_2O_3 ; Be частью замещает Al [9, 18, 21, 22]; компенсация зарядов осуществляется благодаря замещению кислорода гидроксильными группами. В вышеприведенной формуле, по Канилло и др., значения x колеблются в пределах 0,10—0,84. Из примесей обнаружены (в %): Na_2O до 0,44, K_2O до 0,04, MgO до 0,3, MnO до 0,01, V_2O_5 до 0,31; спектральными анализами установлены [8, 10, 11, 17—19, 23—27] (в %): Ga, Sn (0,1—0,01), Sb (0,03), Li (0,01—0,03), Ge, Ba, Sr (0,01), Y (0,0n), Cr, As, Zn (0,01), Cu, Pb (0,003), Ni, V, Ag (0,001), Yb (0,0001), Mo, Cd (следы).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	He обн.	—	—	0,20	0,44	—	—	—
K_2O	—	»	—	—	0,04	0,04	—	—	—
BeO	6,60	6,33	7,61	6,18	6,72	7,72	7,66	5,52	7,00
MgO	—	He обн.	0,37	—	0,20	0,13	—	0,22	—
CaO	24,30	24,35	23,19	23,10	25,60	23,26	23,96	23,44	24,15
MnO	—	сл.	—	—	—	0,01	—	—	—
V_2O_5	0,31	0,31	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	9,60	9,89	9,22	7,97	6,88	6,88	6,46	9,62	8,26
Fe_2O_3	0,11	0,10	0,39	—	0,12	0,07	—	0,60	1,18
SiO_2	57,11	57,25	55,77	59,66	58,72	58,92	57,64	57,04	55,25
H_2O^+	1,87	1,90	3,25	—	1,44	—	—	2,86	4,00
H_2O^-	—	—	0,10	—	—	0,06	0,32	0,14	0,74
F	—	—	—	—	0,27	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	2,90	2,36	2,41	3,56	—	—
Сумма	99,90	100,13	(99,90)	99,81	100,55	99,94	99,60	99,44	100,58
Уд. в.	2,733	—	(2,62)	—	2,725	2,71	—	2,73	—
n_g	—	1,593	1,589	1,597	1,593	1,593	1,587	1,590	—
n_m	—	1,588	1,585	1,588	1,586	1,584	—	~1,590	—
n_p	—	1,586	—	1,587	1,583	1,582	1,580	1,586	—
$2V$	—	28°	—	$34-38$	$26-38^\circ$	22°	58°	—	—

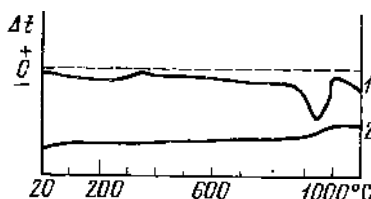
1 и 2 — Изумрудные копи, Свердловская обл., анал. Салтыкова (анализ 1) и Казакова (анализ 2); в анализе 2 TiO_2 , FeO и Cr_2O_3 не обнаружены [17, 26]; 3 — Восточная Сибирь, анал. Лебедева, TiO_2 — следы; спектрально обнаружены: Na (слабые линии) и следы Li, Mn, Ge, Cd, Mo, Sr [10]; в оригинале сумма 99,80; уд. вес недостоверен; 4 — хребст Олсний, Мурманская обл., анал. Горошечко; спектральным анализом обнаружены Mg, Fe, Mn, Sr (слабые линии), Na (очень слабые линии), Ga, Sn, Ge, Si (следы линий) [19]; 5 — Средняя Азия, анал. Молева, материал содержал небольшую примесь флюорита, кальцита и лимонита; по данным спектрального анализа, содержит Mg, Mn, Y (0,0 н%) [11]; 6 — Лондондерри, Западная Австралия; анал. Хэйтон; содержит Cl — 0,02, CO_2 — 0,03, C — 0,11 [3]; 7 — Меса Гранде, шт. Калифорния (США), анал. Керон [4]; 8 — Стешем (бывш. Страгау), Польша, анал. Рейхси [2]; 9 — Синьцзян, КНР; анал. Казакова [21].

См. также анализы бавенита из СССР [15, 22, 27] и из Италии [28].

Диагн. исп. В кислотах нерастворим [1]. П. п. тр. сильно вспучивается и легко сплавляется в белое пузыристое стекло.

Повед. при нагр. Кривые нагревания бавенита [10, 11, 20, 26, 27, 29] характеризуются эндотермическим прогибом в области 900—1000°, связанным с потерей гидроксильной воды (фиг. 216). Другие термические эффекты, отмечаемые иногда на кривых нагревания бавенита (эндотермический прогиб при 800° [20] и экзотермический подъем около 360—380° [10, 26]), вызваны примесями других минералов.

Фиг. 216. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) бавенита с Урала (по Власову и Кутуковой)



Нахожд. Редкий гидротермальный минерал. Обнаружен в пегматитах, грейзенах, гидротермальных жилах и в скарнах.

Наибольшее количество находок бавенита относится к пегматитам, в которых он является продуктом замещения берилла или калиевого полевого шпата, выполняет пустотки выщелачивания и трещины; отмечается также во вмещающих пегматиты породах [10]. В пегматитах Восточной Сибири ассоциируется с хлоритом, калиевым полевым шпатом, кварцем, альбитом, титанитом и хлоритом (поперечник его радиально-лучистых агрегатов достигает 10 см) [10], в натрово-литисвых пегматитах Сибири [5] — с альбитом, флюоритом, берtrandитом; на Урале встречается в плагиоклазитовой части бериллоносных жил, в плагиоклазитовых прожилках и в прожилках с флюоритом и корундофиллитом [17, 26]; в пегматитах Кольского полуострова [18] наблюдался с реликтовым бериллом.

За рубежом бавенит известен в пегматитах Бавено, Италия [1, 13, 28], в Меза-Гранде, Калифорния, США [13], в месторождении Амелия, шт. Виргиния, США [4, 30], в ряде мест Чехословакии [23—25, 31]; в Лондондерри, Западная Австралия [3], в Норвегии [32, 33], в Стшегоме, Польша [2], в Титлинг, Баварский лес, ФРГ [34] и др.

В грейзенах бавенит представляет продукт изменения берилла или слагает прожилки; ассоциируется с флюоритом, кальцитом, берtrandитом, мусковитом, биотитом, хлоритом [19]. В Средней Азии бавенит встречен во флюорит-кальцитовой жиле совместно с цоизитом, клиноцоизитом, хлоритом [11], а также в месторождении фснакита в ассоциации с пренитом, флюоритом, кальцитом, калиевым полевым шпатом, турмалином, эпидотом [27].

В скарнах бавенит встречен в месторождении Батыстау в Центральном Казахстане [22]; совместно с кальцитом и лимонитом он выполняет пустотки выщелачивания. Известен в фенакит-флюорит-полевошпатовом метасоматите, образовавшемся по гранат-пироксеновому скарну и по скарнированным роговикам в Забайкалье [20]; замещает полевой шпат и фенакит.

Изм. Отмечено замещение бавенита берtrandитом и неизвестным минералом [17], карбонатом и хлоритом [19].

Отл. Макроскопически бавенит может быть принят за минерал группы цеолитов; отличим по высокому светопреломлению.

Межшоскостные расстояния бавенита
из Стшегома (оригинала анализа 8) *
CuK_α-излучение, Ni-фильтр, D=114,6 мм

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
010	50	11,6	211?	90	3,35	050	40	2,32
100	10	9,83	300	80	3,22	112	40	2,29
110	50	7,44	310	80	3,12	150	40	2,26
120	50	4,98	031;230	70	3,03	420;022	30	2,23
200	60	4,85	321	60	2,83	341	10	2,16
—	10	4,82	140	20	2,79	051;250	50	2,09
101	10	4,35	301	20	2,73	132?	50	2,08
111?	40	4,21	311	10	2,65	341	60	1,97
030	30	3,85	231	70	2,56	500;302	60	1,95
021;220	100	3,71	041;240	50	2,48	042;440	40	1,87
130	10	3,59	141;002	50	2,42	501?	40	1,82
201?	10	3,40	410;002	20	2,37			

* ASTM, 13—535.

Л и т е р а т у р а

- Artini E. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1901, 10, 139.
- Switzer G., Reichen L. E. Am. Min., 1960, 45, Nos. 7—8, 757.
- Rowledge H. P., Hayton J. D. J. Roy. Soc. Western Australia, 1948, 33, 45.
- Fleischer M., Switzer G. Am. Min., 1953, 38, Nos. 11—12, 988 (сводка по 1953 г.); Сб. переводных статей «Геохимия, минералогия и месторождения бериллия». Изд-во Иностран. лит-ры, 1955, 88.
- Яковлева М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 145.
- Dearman W. R., Claringbull G. F. Min. Mag., 1960, 32, No. 250, 577.
- Ksanda C. J., Merwin H. E. Am. Min., 1933, 18, Nos. 7—8, 341.
- Claringbull G. F. Min. Mag., 1940, 25, No. 168, 495.
- Berry L. G. Am. Min., 1963, 48, Nos. 9—10, 1166.
- Тарновский Г. П., Васильев Е. К. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 29.
- Симонова Л. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 271.
- Cannillo E., Coda A., Fagnani G. Acta cryst., 1966, 20, pt. 2, 301.
- Schaller W. T., Fairchild J. G. Am. Min., 1932, 17, No. 9, 409.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 109.
- Юрк Ю. Ю., Гуров Е. П., Марченко Е. Я. ДАН СССР, 1969, 186, № 2, 438.
- Плюсина И. И. Геохимия, 1963, № 2, 158; Инфракрасные спектры силикатов. Изд-во Моск. ун-та, 1967, 132.
- Кутукова Е. И. ДАН СССР, 1946, 54, № 8, 725.
- Матнас В. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 130.
- Новикова М. И. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 79.
- Комарова Г. Н., Молева В. А., Рудницкая Е. С., Дмитриева М. Т. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 7, 57.
- Бейс А. А. Геохимия бериллия и гипетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960, 45.
- Смольянинова Н. Н., Молева В. А. Сб. «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959, 275.
- Stánek J. Časop. Moravsk. musea Brně, vědy přírod., 1954, 39, 67.
- Cerný P. Časop. min., geol., 1956, 1, № 3, 197.
- Čech F. Přírodověd. sborn. Ostrovského kraje, 1957, 18, № 2, 285.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 135.
- Куприянова И. И., Александрова И. Г., Шибанова В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 603.
- Grill E. Rend. Soc. min. Ital., 1941, 1, № 3, 97.
- Fagnani G. Rend. Soc. min. Ital., 1962, 18, 53.
- Sinkankas J. Am. Min., 1968, 53, Nos. 3—4, 393.
- Procházka J. Časop. Moravsk. musea. Acta musei Moraviae, 1966, 1, 54.
- Neumann H., Sverdrup T. L. Norsk. geol. tidsskr., 1959, 39, H. 4, 339.
- Raade G. Norsk. geol. tidsskr., 1968, 48, H. 4, 259.
- Tennysen C. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1253.

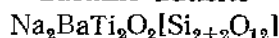
СТРУКТУРА ТИПА БАТИСИТА

ГРУППА БАТИСИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Батисит $\text{Na}_2\text{BaTi}_2\text{O}_2[\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]$	Ромб.	10,41	13,85	8,06	3,52
Щербаковит (K, Na, Ba) $_3$ (Ti, Nb) $_2$ O $_2$ [Si $_{2+2}$ O $_{12}$]	Ромб.	10,55	13,92	8,10	2,9—3,2
Нункалбахит $\text{NaKVaTi}_2\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$	Ромб.?	—	—	—	3,34

Батисит и щербаковит принадлежат к изоморфному ряду, в котором Ва батисита замещен в щербаковите частично К и Na, а Ti — ниобием. Нункалбахит, по-видимому, изоструктурен с батиситом и щербаковитом — диаграммы их сходны.

Батисит Batisite

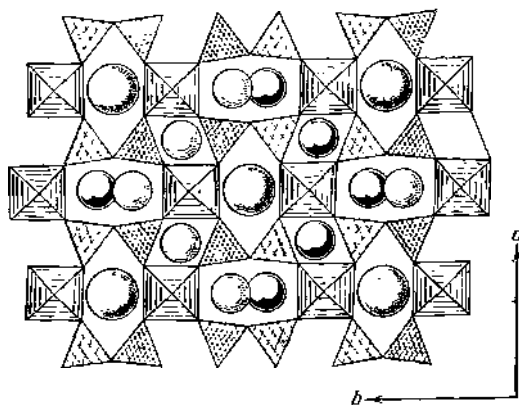


Назван по составу: Ba + Ti + Si (Кравченко, Власова, 1959) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 10 см), радиально-лучистые сростки, спутанно-волокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{22} - Im2$ [2]; $a_0=10,41$, $b_0=13,85$, $c_0=8,06$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,752 : 1 : 0,582$, $Z = 4$ (Кравченко и др., 1960) [3]; $a_0=10,40$, $b_0=13,85$, $c_0=8,10$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,751 : 1 : 0,585$ (Никитин, Белов, 1962) [2].

Основой структуры (фиг. 217) являются бесконечные метасиликатные цепочки типа $[\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]_{\infty}$, параллельные оси c и связывающие колонки



Фиг. 217. Структура батисита, проекция на (001)

(по Никитину и Белову)

Цепочки SiO_4 -тетраэдров и TiO_6 -октаэдров перпендикулярны к плоскости чертежа. Большие кружки — Ba, малые — Na

TiO_6 -октаэдров: 2 атома кислорода из каждых 14 не входят в кремнекислородный радикал. В наиболее вместительных пустотах каркаса находятся Ba и Na [2].

Межатомные расстояния в SiO_4 тетраэдрах: Si—O=1,58—1,71, O—O=2,45—2,85 Å; в TiO_6 -октаэдрах: Ti—O=1,94—2,07, O—O=2,73—3,04 Å; в Na-полиэдрах: Na—O=2,40—2,91, O—O=2,58—3,41 Å; в Ba-полиэдрах: Ba—O=2,68—3,04, O—O=2,58—3,45 Å.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v} - 2mm(L_22P)$; $a : b : c = 0,755 : 1 : 0,584$ [3].

Формы [3]:

	Φ	ρ	Φ_1	ρ_1	Φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>h</i>	150	15 04	90 00	0 00	74 56	90 00
<i>m</i>	110	52 57	90 00	0 00	37 03	90 00
<i>o</i>	310	75 39	90 00	0 00	14 21	90 00
<i>d</i>	011	0 00	30 16	59 44	90 00	0 00
<i>q</i>	031	0 00	60 02	29 58	90 00	0 00

$$mm (110):(\bar{1}\bar{1}0) = 74^{\circ}06'$$

$$hh (150):(\bar{1}50) = 30 08$$

$$qm (031):(110) = 58^{\circ}32'$$

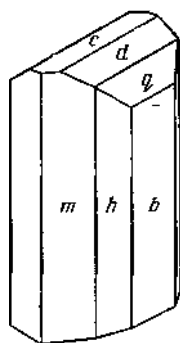
$$dm (011):(110) = 72 19$$

$$qh (031):(150) = 33^{\circ}13'$$

$$dh (011):(150) = 60^{\circ}53'$$

Кристаллы призматические, удлинены по оси *c* и обычно уплощены по (010) (фиг. 218).

Физ. св. Сп. совершенная по (100), (010) и (001), отдельность по (110). Изл. раковистый. Хрупок. Тв. около 6. Микротвердость 764 кг/мм². Уд. вес 3,432 (вычисл. 3,516). Цв. красновато-коричневый, в порошке розовато-бурый. Бл. на плоскостях спайности стеклянный, на плоскостях отдельности

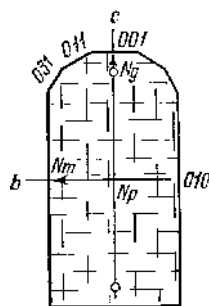


Фиг. 218. Кристалл батисита, Инаглинский массив (по Кравченко и др.)

слегка жирный. Прозрачен лишь в тонких осколках. Не притягивается электромагнитом. Имеет пьезоэффект.

В инфракрасном спектре основная раздвоенная полоса поглощения лежит в интервале 1170—850 см⁻¹: наиболее интенсивным является пик 956 см⁻¹; второй пик имеет два небольших максимума при 1084 и 1038 см⁻¹. Более слабая полоса поглощения отмечается около 710 см⁻¹ [4].

Микр. Плсохроизм интенсивный: по *Ng* — красновато-коричневый, по *Nm* — желтый, желтовато-коричневый, по *Np* — бледно-желтый до бесцветного. Двуспый (+). Пл. опт. осей || (010); *Ng=c*, *Np=a* (фиг. 219). $n_g =$



Фиг. 219. Оптическая ориентировка батисита в разрезе, параллельном (100) (по Соколовой)

$=1,789-1,791$, $n_m=1,732-735$, $n_p=1,727-1,730$ (Na); $n_g-n_p=0,061$, $2V=7-8^\circ$; дисперсия сильная, $r < v$.

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O}-10,07$, $\text{BaO}-24,92$, $\text{TiO}_2-25,97$, $\text{SiO}_2-39,04$; Ti замещается на Nb с одновременным замещением Ba на Na(K). По данным спектрального анализа, батисит содержит V, Pb, Cu, и Be (сотые и тысячные доли %).

Анализ батисита из Инаглинского массива (анал. Быкова) [3]: $\text{Na}_2\text{O}-8,40$, $\text{K}_2\text{O}-2,60$, $\text{MgO}-\text{сл.}$, $\text{CaO}-0,27$, $\text{SrO}-0,03$, $\text{BaO}-22,00$, $\text{MnO}-0,09$, $\text{Al}_2\text{O}_3-0,90$, $\text{Fe}_2\text{O}_3-1,80$, $\text{SiO}_2-39,00$, $\text{TiO}_2-22,00$, $\text{ZrO}_2-1,90$, $\text{Nb}_2\text{O}_5-0,36$, $\text{H}_2\text{O}^+-0,50$, п. п. 0,10, сумма—99,95.

Диагн. исп. Не растворяется в HCl , HNO_3 , H_2SO_4 . П. п. тр. легко сплавляется в бурс прозрачное стекло.

Повед. при нагр. Плавится при 1005° [3].

Нахожд. Установлен лишь в щелочной провинции центрального Алдана в Инаглинском массиве; впервые встречен в эгирин-эккерманит-микроклиновых пегматитах; выделения его приурочены к интерстициям альбитизированного микроклипа и к микралам [1, 3, 5]; как аксессуарный минерал наблюдался в шонкинитах того же массива [6].

Изм. Отмечено замещение батисита розовато-бурым минералом, образующим спутанноволокнистые агрегаты. Этот минерал по свойствам близок к батиситу: сингония ромбическая; $a_0=10,45$, $b_0=13,85$, $c_0=8,45 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0=0,755 : 1 : 0,610$; двуосный (+); по Ng — светло-коричневый, по Nm — светло-желтый, по Np — бесцветный; $n_g=1,776$, $n_m=1,732$, $n_p=1,726$; $n_g-n_p=0,050$; $2V$ около 40° ; дисперсия $r < v$ очень сильная [1, 3].

Отл. От сходного щербаконита батисит отличается характером развития кристаллов, большими значениями показателей преломления, оптической ориентировкой и химическим составом.

Межплоскостные расстояния батисита из Инаглинского массива [3]

CuK_α -излучение, Ni-фильтр, $D=57,3 \text{ мм}$

hkl	l	d(kX)	hkl	l	d
310	5	3,39	273;035;190	2	1,525
202;301	3	3,20	513	$1\frac{1}{2}$	1,483
132	10	2,91	730;390	1	1,410
150	$1\frac{1}{2}$	2,66	633;055	1	1,390
010;012;051	3	2,62	482	1	1,356
060;033	$1\frac{1}{2}$	2,30	563;732	1	1,339
152	$1\frac{1}{2}$	2,23	026;604;084	1	1,317
161;350;431(?)	5	2,16	374;662	1	1,306
440;143;422	4	2,09	554;671	$1\frac{1}{2}$	1,286
004;501;323(?)	$1\frac{1}{2}$	2,02	525;046	$1\frac{1}{2}$	1,253
442;451;512	1	1,84	840;822;680	$1\frac{1}{2}$	1,222
080;044;172;541	$1\frac{1}{2}$	1,75	545;406	1	1,197
620;611;181	5	1,68	673;484;682	1	1,173
404;073;602;105	2	1,594	107;017	1	1,146
640;125;424;363	3	1,558			

Л и т е р а т у р а

1. Кравченко С. М., Власова Е. В. ДАН СССР, 1959, 128, № 5, 1046.
2. Никитин А. В., Белов П. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 6, 1401.
3. Кравченко С. М., Власова Е. В., Пиневич И. Г. ДАН СССР, 1960, 133, № 3, 657.
4. Соколова М. Н., Бурова Т. А., Рудницкая Е. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 6, 641.
5. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.
6. Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 14, 80.

Щербаковит Shcherbakovite
 $(K, Na, Ba)_3(Ti, Nb)_2O_2[Si_{2+2}O_{12}]$

Назван по имени академика Д. И. Щербакова (Еськова, Казакова, 1954) [1].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы (до 5 см в длину), веерообразные сростки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{22} - Ima2$; $a_0=10,55$, $b_0=13,92$, $c_0=8,10$ Å; $a_0 : b_0 : c_0=0,758 : 1 : 0,582$; $Z=4$ (Кравченко и др.) [2].

Изоструктурен с батиситом.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v} - 2mt (L_22P)$; $a_0 : b_0 : c_0=0,758 : 1 : 0,582$ (по рентгеновским данным).

Формы [1, 3]:

	ψ	ρ	ψ_1	ρ_1	ψ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>t</i> 130	23 44	90 00	0 00	66 16	90 00	23 44
<i>m</i> 110	52 50	90 00	0 00	37 10	90 00	52 50
<i>p</i> 310	75 49	90 00	0 00	14 11	90 00	75 49
<i>d</i> 011	0 00	30 09	59 51	90 00	0 00	59 51
<i>q</i> 031	0 00	60 10	29 50	90 00	0 00	29 50

$$qq(031):(0\bar{3}1) = 59^\circ 40' \quad mm(110):(1\bar{1}0) = 74^\circ 20' \quad pq(310):(031) = 77^\circ 44'$$

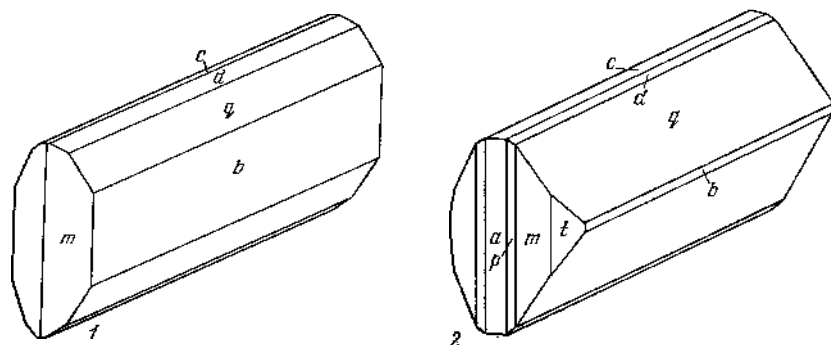
$$qq(031):(0\bar{3}1) = 120 20 \quad qt(031):(110) = 58 24 \quad la(130):(100) = 66 16$$

Соотношение буквенных обозначений и символов форм в установке Еськовой (Е.), считающейся минерал моноклинным (при удлинении вдоль оси *d*), и рентгеновской (Р.) установки, принятой Яковлевской:

Р	<i>m</i> 110	<i>m</i> 110	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>q</i> 031
Е	<i>c</i> 001	<i>s</i> 101	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>m</i> 110

Кристаллы длиннопризматические, в отличие от батисита вытянутые по оси *a* (фиг. 220). Редко двойники с дв. плоскостью (110). Отмечена штриховка на гранях призматического пояса [100], параллельная удлинению и вертикальная штриховка на гранях (110).

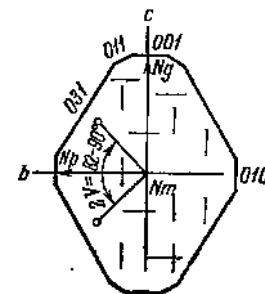
Физ. св. Сп. по (110) ясная, по (010) и (001) — несовершенная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6—6½. Микротвердость 731—834 кг/мм². Уд. вес 2,968—3,24. Цв. темно- и светло-коричневый, коричневый со слабым розоватым оттенком. Бл. на гранях стеклянный, в изломе — жирный. Не прозрачен, в тонких сколах полупрозрачен.



Фиг. 220. Кристаллы щербаковита, Расвумчорр
 1 — по Еськовой (пересечен в новой установке); 2 — по Яковлевской

В инфракрасном спектре широкая основная полоса поглощения (1200—850 см⁻¹) имеет четыре максимума: около 1148, 1106, 1044 и 970 см⁻¹, наиболее интенсивен и четок максимум при 970 см⁻¹. Более слабая полоса поглощения имеется между 780 и 650 см⁻¹ [4].

Микр. В шлифах в прох. свете коричневатожелтый и желтый. Ясно выражен плеохроизм: по *Ng* — коричневатожелтый, по *Nm* — желтый или светло-желтый, по *Np* — бледно-желтый до бесцветного; $Ng > Nm \geq Np$. Двусный (—). Пл. опт. осей (100); $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$ (фиг. 221).



Фиг. 221. Оптическая ориентировка щербаковита в разрезе, параллельном (100) (по Соколовой)

Удлинение (\pm), $n_g=1,776$, $n_m=1,745$, $n_p=1,707$ (Na), $n_g-n_p=0,069$, $2V=82^\circ$ у оригинала анализа 1; $n_g=1,772$, $n_m=1,746$, $n_p=1,706$ (Na), $n_g-n_p=0,066$, $2V=88-90^\circ$ у оригинала анализа 2. Отчетливая дисперсия, $r < v$.

Хим. Отношение Ti : Nb колеблется довольно сильно, более постоянны отношения K : Na : Ba.

Анализы:

	1	2	1	2	1	2		
Na ₂ O	5,82	6,00	Fe ₂ O ₃	1,80	1,74	H ₂ O ⁻	0,10	0,05
K ₂ O	12,29	12,01	TR ₂ O ₃	Не обн.	—	Cl	0,30	Не обн.
MgO	0,26	0,93	SiO ₂	40,61	41,60	F	Не обн.	—
CaO	0,82	0,35	TiO ₂	17,91	21,02	Сумма	99,61	100,54
SrO	—	0,23	ZrO ₂	1,23	3,01	—O=Cl ₂	0,07	—
BaO	6,22	7,65	Nb ₂ O ₅	10,44	5,07		99,54	
MnO	0,04	0,04	Ta ₂ O ₅	0,09	0,09	Ti:Nb	6:1	14:1
FeO	0,47	—	H ₂ O ⁺	0,54	0,40	K:Na:Ba	1,4:1:0,26	1,3:1:0,2
Al ₂ O ₃	0,76	0,35						

1—2 — г. Расвумчорр (1 — анал. Казакова [1], 2 — анал. Бурова [4]).

Спектроскопически, кроме того, найдены Pb, Li, Y (сотые доли %), Cu, Ga, Sn (тысячные доли %), Be (следы).

Диagn. исп. Частично растворяется в H₂SO₄ при нагревании. В HNO₃ и HCl нерастворим.

Наход. Очень редок. Встречен впервые в пектолит-натролитовой пегматитовой жиле в рихсдорритах на г. Расвумчорр в Хибинском массиве (Мурманская обл.) в ассоциации с тонкошестоватым натролитом, мелкокристаллическим пектолитом и тонкопризматическим апатитом [1]. Там же обнаружен в полевошпатово-арфведсонитовой и эгириновой жилах в ассоциации с ловозеритом и игольчатым эгирином среди выделений полевого шпата. Наблюдается в качестве аксессуарного минерала рихсдорритов вместе с вадситом, титанитом и лепидомеланом [4]. Согласно Еськовой [1], относится к минералам гидротермальной стадии пегматитового процесса, по Соколовой [4], щербаковит образовался метасоматическим путем.

Отл. От сходного титанита отличается меньшим уд. весом, более светлыми желтоватыми тонами плеохроизма, более низкими двупреломлением и показателями преломления [4]. Отличие от батисита—см. стр. 571.

Межплоскостные расстояния щербаковита из Хибинских

тундр [4]							
Fe-излучение, $D=57,3$ м							
l	d	l	d	l	d	l	d
2	4,21	6	2,19	5	1,518	3	1,208
2	4,11	4	2,11	2	1,495	1	1,145
2	3,56	5	2,04	1	1,465	1	1,109
4	3,45	1ш, р	1,941	1	1,422	1	1,094
8	3,23	1ш, р	1,865	2	1,366	9	1,082
10	2,92	3ш	1,744	2дв	1,321	2	1,032
6	2,64	6	1,685	3	1,299	5	1,011
2	2,31	3ш	1,599	3	1,264		
3	2,26	6	1,574	1дв	1,229		

Л и т е р а т у р а

1. Еськова Е. М., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1954, 99, № 5, 837.
2. Кравченко С. М., Власова Е. В., Пиневич Н. Г. ДАН СССР, 1960, 133, № 3, 657.
3. Яковлевская Т. А., Ефимов А. Ф. ДАН СССР, 1963, 151, № 6, 1413.
4. Соколова М. Н., Бутова Т. А., Рудницкая Ф. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 6, 641.

Нунканбахит Noonkanbahite



Назван по месту находки вблизи фермы Нунканба в Кимберли (Прайдер, 1965) [1].

Характ. выдел. Зерна размером в несколько мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с.? По-видимому, изоструктурен с батиситом и щербаковитом.

Физ. св. Сп. совершенная в одном направлении. Уд. вес 3,34. Цв. красно-вато-бурый. Черта розовая. Не магнитен.

Микр. Очень сильный плеохроизм: по Ng — желтый, по Nm и Np — бесцветный. Двусосный (+). Пл. опт. осей || спайности. $n_g=1,769$, $n_p=1,714$; $2V=64^\circ$.

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 4,91$, $\text{K}_2\text{O} - 7,45$, $\text{BaO} - 24,29$, $\text{TiO}_2 - 25,31$, $\text{SiO}_2 - 38,04$. Состав нунканбахита из Австралии (анал. Костелло): $\text{Na}_2\text{O} - 4,50$, $\text{K}_2\text{O} - 10,83$, $\text{MgO} -$ не обн., $\text{CaO} - 1,77$, $\text{BaO} - 14,47$, $\text{FeO} - 0,61$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,07$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,70$, $\text{SiO}_2 - 43,25$, $\text{TiO}_2 - 21,15$, $\text{ZrO}_2 - 0,85$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,94$; сумма 100,14 (соответственно $\text{Na}:\text{K}:\text{Ba} = 1:1,63:0,66$).

Находк. Встречен только в Кимберли (Западная Австралия), где является акцессорным минералом крупнозернистого волжидита интрузивного массива Уолджиди.

Изм. Интенсивно замещается карбонатами.

Отл. От сходного батисита отличается по оптическим свойствам

Межплоскостные расстояния нунканбахита из Австралии [1]

CuK α -излучение, $D=114,6$ м							
l^*	$d(A^\circ)$	l	d	l	d	l	d
6	8,395	8	2,634	7	1,680	2	1,349
3	8,283	2	2,372	2	1,661	3	1,316

* Интенсивности переведены в 10-балльную шкалу.

2	4,200	3	2,299	3ш	1,599	2	1,296
3	4,054	3	2,246	7	1,568	2	1,279
2	3,630	7	2,191	5	1,531	3	1,258
3	3,503	7	2,102	2	1,490	2	1,233
9	3,399	6	2,026	2	1,461	2	1,221
8	3,201	3ш	1,868	2	1,417	3	1,202
10	2,911	3	1,759	2	1,396	2	1,192
2	2,691	3	1,739	2	1,363	3	1,179

Л и т е р а т у р а

1. Prider R. T. Min. Mag., 1965, 34, No. 268, 403.

СТРУКТУРА ТИПА ТОРТВЕЙТИТА

ГРУППА ТОРТВЕЙТИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Тортвейтит $Sc_2[Si_2O_7]$	Монокл.	6,542	8,519	4,669	102°33'	3,58
Таленит $Y_2[Si_2O_7]$	»	10,343	11,098	7,294	96 55	3,6—4,4
Иттриалит $(Y, Th)_2[Si_2O_7]$	»	7,37*	8,10	5,07	108 18	4,0—4,6
Роуландит $Y_4Fe[Si_2O_7]_2F_2$	Монокл.?	—	—	—	—	4,3—4,5

* Для образца, прокаленного при 900°.

В группу входят гидросиликаты с общей формулой $A_2[Si_2O_7]$, где $A=Sc, Y, Th, TR, Zr, Ca, Na, Mg$ и др. Роуландит и иттриалит наблюдаются только в метамиктном состоянии. Природа роуландита, встречаемого всего в одном месторождении и в небольшом количестве, не ясна; возможно, что это фторсодержащий таленит. Соотношение таленита, иттриалита и тортвейтита дискутировалось неоднократно. Иттриалит рассматривался Штринцем (1966) и Семеновым [1] как ториевая разновидность таленита, Уэда и Нишимура [2] и Проценко [3] считали его изоструктурным с тортвейтитом. Работами последних лет доказано, что это самостоятельный минерал [4—7]. Рентгенограммы прокаленного иттриалита, тортвейтита и таленита различны.

Известно несколько синтетических полиморфных модификаций $Y_2Si_2O_7$ — фазы I, II, III, IV (см. «Таленит»); среди них одна фаза изоструктурна с тортвейтитом (фаза II); природный таленит в основном отвечает фазе III; один образец таленита из Швеции представлен смесью фаз I и II [8], с Кольского п-ова — фазой II.

Все минералы группы тортвейтита очень редки. Образуются в пегматитах редкоземельного типа, в метасоматически измененных гранитах и грейзенах.

Л и т е р а т у р а



1. Семенов Е. И. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 244.
2. Ueda T., Nishimura S. J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, No. 703, 131.
3. Проценко Е. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 260.
4. Сидоренко Г. А., Александрова И. Т. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 90 и 94.
5. Скоробогатова Н. В., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 106.
6. Ito J., Johnson H. Am. Min., 1968, 53, Nos. 11—12, 1940.



7. Баталиева Н. Г., Бондарь И. А., Сидоренко Г. А., Торопов Н. А. ДАН СССР, 1967, 173, № 2, 339.

8. Баталиева Н. Г., Кривоконова Г. К., Пятенко Ю. А. ДАН СССР, 1967, 176, № 5, 1146.

Тортвейтит Thortveitite $\text{Sc}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$

Назван по имени норвежского минералога О. Тортвейта, обнаружившего этот минерал в 1910 г. (Шегелиг, 1911) [1, 2].

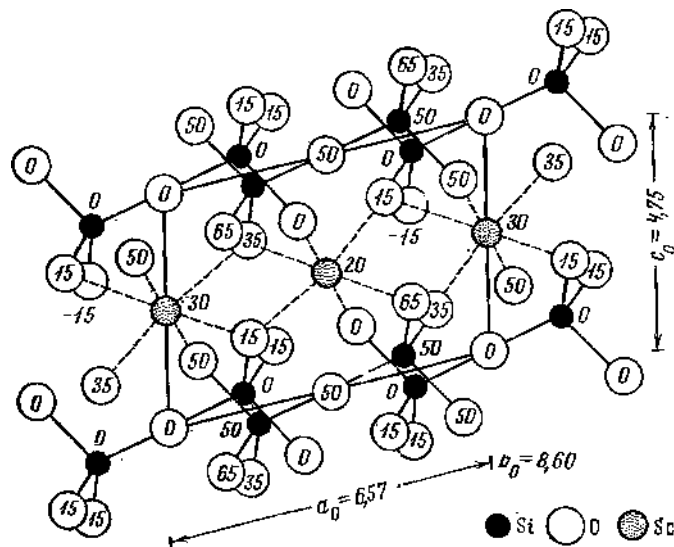
Синон. Бефанамит — befanamite (Лакруа) [3].

Характ. выдел. Кристаллы (до 35 см в длину) [2] и их скопления, радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$ [4,5].

a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылка
6,542	8,519	4,669	102°33'	0,768:1:0,548	Исланд	[5]
6,57	8,60	4,75	103 08	0,764:1:0,552	»	[4, 6]
6,51	8,48	4,69	103 27	0,768:1:0,553	»	[7]
6,65	8,62	4,68	102 12	0,771:1:0,543	»	[8]
6,56	8,53	4,74	103 08	0,769:1:0,556	»	[7]
6,49	8,49	4,71	103 28	0,764:1:0,555	Мадагаскар	[7]
6,48	8,44	4,67	103 06	0,768:1:0,553	Искусств.	[7]

Для структуры тортвейтита [4—6, 9] характерны двойные тетраэдры — группы Si_2O_7 с углом Si—O—Si, равным 180°. Группы Si_2O_7 послойно связаны с атомами Sc^{3+} , находящимися в несколько искаженных октаэдрах из атомов кислорода. Одна группа Si_2O_7 находится в начале координат, другая — в центре моноклинного базиса (фиг. 222). Октаэдры со Sc расположены на нечетных слоях плотнейшей гексагональной упаковки по корундовому мотиву. Межатомные расстояния: Sc—O₂=2,12; Sc—O₃=2,20 и 2,08; O₂—O₂=2,68; O₃—O₃=2,59; O₂—O₃=2,75; Si—O₁=1,607 и Si—O₂=1,620 и Si—O₃=1,630 Å. Об изоструктурных соединениях см. «Группа тортвейтита».



Фиг. 222. Структура тортвейтита, проекция на (010)
(по Пётрунцу)

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$; $a : b : c = 0,7674 : 1 : 0,5569$; $\beta = 102^\circ 32'$ (Шетелиг) [2].

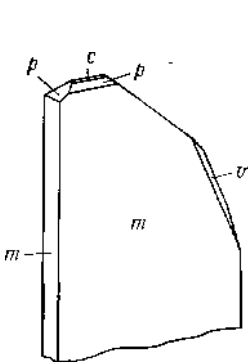
Главных формы [2]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ 00'$	$12^\circ 32'$	o $\bar{1}11$	$-43^\circ 06'$	$37^\circ 20'$
m 110	53 10	90 00	u $\bar{1}31$	-17 19	60 15
p 111	60 02	48 07	v $\bar{1}41$	-13 10	66 23

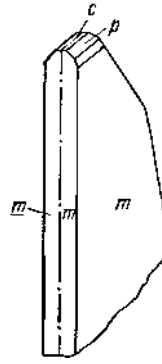
mm (110):($\bar{1}\bar{1}0$) = $73^\circ 40'$	om ($\bar{1}11$):($\bar{1}\bar{1}0$) = $53^\circ 20'$	pp (111):($\bar{1}\bar{1}1$) = $43^\circ 40'$
mm (110):($\bar{1}\bar{1}0$) = 106 20	cm (001):(110) = 80 00	oo ($\bar{1}\bar{1}1$):($\bar{1}\bar{1}1$) = 52 34
pm (111):(110) = 42 20		

Недостовверные формы, являющиеся вычитными [2]: s (118), r (113), q (335), (998), π (332), ρ (552), σ (551), t (211), (927), ($\bar{2}92$), ($\bar{1}52$), ($\bar{1}61$) и др.

Кристаллы (фиг. 223) несовершенные, заостренные у одного конца, обычно таблитчатые по (110), реже призматические. Обычны двойники (часто полисинтетические) по (110) или ($\bar{1}\bar{1}0$); индивиды повернуты вокруг



Фиг. 223. Кристалл тортвейтита, Ивеланд (по Шетелигу)



Фиг. 224. Двойник тортвейтита по (110), Ивеланд (по Шетелигу)

двойниковой оси c на $73^\circ 38'$ (или $106^\circ 22'$) (фиг. 224) [2]. Для мальгашского тортвейтита отмечены также двойники по (150) [3]. Несдвойникованные кристаллы исключительно редки. Фигуры травления от HF на гранях (110) имеют форму поперечных борозд или асимметричных вытянутых треугольников. В тортвейтите с Мадагаскара обнаружены мельчайшие включения циркона и фосфатов редких земель [10], в норвежском — включения циркона, эвксенита и ксенотима [2, 11]; циркон в виде мелких кристаллов наблюдается на поверхности кристаллов тортвейтита из Кобе (Япония) [12].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, отдельность по (001). Изл. мелкокорковистый до неровного. Хрупок. Тв. 6—7. Уд. вес 3,57—3,58 (вычисл. 3,29). Цв. серо-зеленый, грязно-зеленый, красновато-серый, почти черный. Черта почти белая с легким серо-зеленым оттенком. Бл. стеклянный до алмазного. Некоторые мелкие кристаллы прозрачны [1]. Кристаллы с включениями только просвечивают. Тортвейтит, подвергшийся изменению, непрозрачен.

Полосы поглощения инфракрасных лучей: 510, 595, 870, 945, 1100, 1180, 1390, 1650 см^{-1} [13].

Микр. В шлифах зеленоватый, сероватый. В толстых шлифах плеохроист: по N_g и N_m — буровато-желтый, по N_p — темно-зеленый; $N_p > N_m = N_g$ [2]. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010); $N_m = b$, $cN_p = 5^\circ$ (в тупом углу).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	
1,809	1,793	1,756	0,053	$65^\circ 30'$	Норвегия [2]
1,803	1,789	1,751	0,052	$60-65^\circ$	Норвегия [14]
1,802	—	1,750	0,052	$60-70^\circ$	Мадагаскар [3]
1,803	1,785	1,754	0,047	—	Искусств. [15]

Дисперсия ясная, $r > v$. Дисперсия показателей преломления тортвейтита из Норвегии [2]: в красном свете $n_g = 1,8055$, $n_m = 1,7886$, $n_p = 1,7521$; в желтом соответственно 1,8093, 1,7926 и 1,7561; в зеленом — 1,8151, 1,7980 и 1,7617; в синем $n_g = 1,8293$, $n_p = 1,7728$.

Под микроскопом иногда наблюдаются полисинтетические двойники; угол погасания по отношению к двойниковому шву около 10° [14].

Хим. Теор. состав: Sc_2O_3 — 53,5, SiO_2 — 46,5; Sc замещается Zr, Hf, TR; Al замещает Si и, вероятно, Sc. Часть элементов-примесей, которые отмечаются в тортвейтитах, содержатся в мелких включениях циркона и фосфатов редких земель [10]. По Офсдалу [10а], для тортвейтита района Ивеланда очень характерно присутствие Sn (до 0,25% Sn).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
BeO	—	—	0,51	—	—	—	Сл.	—	—
MgO	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—
MnO	—	—	Сл.	0,53	—	—	Сл.	—	—
FeO	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	—	4,95	0,3	2,62*	3,3	2,2	0,3
Sc_2O_3	37,0	35,08	42,06	34,32	48,2	41,76	42,3	36,3	44,4
Fe_2O_3	2,1	2,84	2,83	2,95	2,1	2,20	2,0	3,6	2,2
Y_2O_3	} 17,7	9,51	3,46	} 9,52	} 2,2	—	0,5	3,9	5,1
ΣY_2O_3		3,87	5,43						
ΣCe_2O_3	—	—	—	1,48	—	—	—	—	—
SiO_2	42,9	48,01	45,45	45,79	46,1	44,13	44,1	45,4	45,5
ZrO_2	—	—	—	не обн.	—	9,96	8,4	8,2	Сл.
ThO_2	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	не обн.	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—
П. п.	—	0,54	0,54	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,5	99,85	100,28	100,11	98,9	100,67	100,6	99,6	98,4**
Уд. в.	—	—	3,57	3,58	—	—	—	—	—

* $Al_2O_3 + BeO$.

** В том числе HfO_2 — 0,9.

1—5 — Ивеланд, Норвегия (1 — анализ Штелиг [2]; 2 — анализ Таухерт [2]; с примесью кварца; 3 — анализ Стерба [2]; 4 — анализ Мабл [14]; $TiO_2 < 0,01$, U_2O_8 , Pb — не обн.; 5 — анализ Фан [10]; анализ произведен электронным микросондом); 6—9 — Бефанамо, Мадагаскар (6 — анализ Урбэн [3]; 7 — анализ Булянге и Урбэн [16]; среднее из трех анализов; 8 — анализ Ина [17]; 9 — анализ Фан [10]; анализ произведен электронным микросондом).

Содержит от 2,2 до 10% Y_2O_3 [11, 12], примерно 50% суммы TR составляет Y [18, 19]. Состав группы редкоземельных элементов мадагаскарского тортвейтита, по Семенову и Баринскому [18]:

La	Ce	Pr	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
—	—	—	0,5	5,4	1	8	2,2	9	1,6	61	11
2	8	3	—	—	—	17	4	12	2	44	8

Цирконий первоначально был установлен только в мадагаскарском тортвейтите, что дало основание выделить циркониевую разновидность — бифанамит [3]. Последующие исследования показали, что количество ZrO_2 в тортвейтите из Норвегии и с Мадагаскара примерно одинаково; почти всегда присутствует гафний:

Местонахождение	ZrO_2	HfO_2	HfO_2/ZrO_2	Y_2O_3	Авторы
Исланд, Норвегия	5,0	—	—	—	Шетеллиг [2]
	0,8	1,1	1,37	—	Гевеши [20]
	1,2	2,0	1,67	—	Гевеши [20]
	2,0	0,5	0,25	—	Гевеши [21]
	2,0	0,8	0,4	>2	Борисенко, Сосновская [22]
	1,2	0,6	0,5	2,2	Левинсон, Боруп [11]
Бефанаме, Мадагаскар	1,9	1,7	0,9	4,4	Боруп [11]
	2,2	1,8	0,82	—	Гевеши [20]
	2,0	3,2	1,60	—	Гевеши [20]
	1,3	1,0	0,77	—	Гевеши [21]
	1,1	1,0	0,9	>2	Борисенко, Сосновская [22]
	1,4	1,4	1,0	4,3	Левинсон, Боруп [11]
Кобе, Япония	0,1—0,3	0,01—0,03	0,1	3—10	Сакураи и др. [12]
Монтана, США	0,2	—	—	3,8	Паркер и др. [23]

Диагн. исп. При кипячении в конд. HCl разлагается только частично. Перед паяльной трубкой плавится с трудом.

Повед. при нагр. Искусственный плавится конгруэнтно при 1860° [15].

Находк. Редок. Встречается в гранитных пегматитах, аплитах и пневматолит-гидротермальных образованиях. В гранитных пегматитах тортвейтит наблюдается в виде крупных вытянутых кристаллов, в аплитах и пневматолито-гидротермальных месторождениях кристаллы тортвейтита мелкие, часто уплощенные. Для пегматитов с тортвейтитом характерно повышенное содержание редкоземельных элементов (Норвегия, Мадагаскар, Япония). В пегматитах Норвегии тортвейтит обнаружен в зоне, сложенной олигоклазом и кварцем (между графической и крупноблоковой зонами) [1, 2]; особенно характерна ассоциация с ильменорутилом [24], также встречается с эвксенитом, монацитом, бериллом, биотитом. В пегматитах района Бефанаме на Мадагаскаре (Мальгашская республика) ассоциируется с монацитом, фергусонитом, ильменорутилом, бериллом, магнетитом и мусковитом; вес некоторых кристаллов достигает 450 г. Там же, в районе Тсаратанана, тортвейтит в виде мелких кристаллов встречается в ассоциации с колумбит-танталитом, спессартином, монацитом, ксенотимом, малаконом [25, 26]. Известен также в пегматитовых жилах района Кобе в Японии [27].

Высказано предположение, что источником скандия в пегматитах Норвегии являются амфиболиты [28], которые содержат около 0,002% Sc, а также другие породы, возможно ассимилированные гранитной магмой.

Для накопления скандия в пегматитовом расплаве большое значение имеет ограниченное вхождение Sc в виде изоморфной примеси в темнокветные минералы гранитоидов [29, 30]. Образование тортвейтита в некоторых пегматитовых телах Нойман [31] связывает с низким содержанием в них Fe^{2+} , которое может изоморфно замещаться скандием; находка на Урале

аксессуарного тортвейтита в аплитах с чрезвычайно низким содержанием Fe^{2+} подтверждает этот вывод [29].

Во флюоритовых телах, залегающих в гранитах Равали Каунти, шт. Монтана (США) [23], тортвейтит в виде мелкоигльчатых кристаллов содержится в темно-фиолетовом флюорите, который ассоциируется с биотитом, амфиболом, апатитом, кварцем, олигоклазом, фергусонитом, титанитом, торианитом. Мелкие (доли мм) кристаллы тортвейтита обнаружены также в грейзлах Казахстана [32].

Тортвейтит гранитных пегматитов и аплитов образовался, по-видимому, в процессе кристаллизации остаточного расплава; тортвейтит флюоритовых жил и грейзнов, возможно, является продуктом пневматолито-гидротермального процесса [30]. Возможно нахождение тортвейтита в ряде пневматолито-гидротермальных месторождений, богатых фторсодержащими минералами, а также в альбитизированных и грейзенизированных грапитах [33].

Изм. Тортвейтит почти всегда трещиноват (особенно в крупных кристаллах), что, по-видимому, обусловлено α -излучением включений. При частичном изменении окраска грязно-зеленая, при значительном — сероватая и красновато-серая.

Искусств. Получен путем нагревания смеси Sc_2O_3 и SiO_2 до температуры 3000° , а также при взаимодействии ScF_3 и SiO_2 при температуре $800-1000^\circ$ [34]; получен наряду с $Sc_2O_3 \cdot SiO_2$ при изучении системы $Sc_2O_3 - SiO_2$ [15].

Практ. знач. Возможный источник получения скандия [35, 36].

Межплоскостные расстояния тортвейтита из Ивеланда, Норвегия [8]
CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
110	60	5,18	040	3	2,155	$\bar{1}51$	2	1,594
001	17	4,58	221	10	2,110	222	4	1,588
020	2	4,31	310	10	2,101	$151; \bar{4}21$	18	1,537
$\bar{1}11$	2	3,76	$\bar{2}02$	6	2,090	$003; 420$	2	1,522
200	4	3,25	$\bar{3}11$	17	2,078	$\bar{2}03; \bar{3}32$	5	1,509
111	45	3,18	022	3	2,021	402	3	1,481
021	100	3,14	041	1	1,950	$401; 023;$	} 4	1,437
$\bar{2}01$	65	2,961	$\bar{2}22$	12	1,880	060		
130	30	2,628	$\bar{1}32$	3	1,803	$\bar{2}23$	1	1,424
220	50	2,594	$\bar{2}41$	4	1,742	312	1	1,410
$\bar{2}21$	1	2,440	330	12	1,730	$113; \bar{4}22$	1	1,402
201	7	2,418	$\bar{3}31$	8	1,717	$\bar{1}52$	2	1,383
$\bar{1}31$	2	2,368	202	8	1,708	$\bar{1}33; 061$	4	1,372
002	2	2,287	150	6	1,666	421	3	1,365
$\bar{1}12$	1	2,236	132	14	1,656	350	2	1,349
131	25	2,198	400	8	1,625	$\bar{3}51$	3	1,343

Л и т е р а т у р а

1. Schetelig J. Zbl. Min., 1911, 721.
2. Schetelig J. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift. I, Mat.-nat. Kl., 1922, Nr 1, 51.
3. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, Paris, 1922, 1, 500; 1923, 3, 311.
4. Zachariassen W. H. Zs. Krist., 1930, 73, 1.
5. Cruickshank D., Lynton H., Barclay G. A. Acta cryst., 1962, 15, 491.
6. Gossner B., Mussgnug F. Zbl. Min., 1929, A, H. I, 1.
7. Сидоренко Г. А., Александрова И. Т. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 90.
8. Horne J. E. T. Bull. Geol. Surv. Great Britain, 1966, No. 25, 97.

9. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов. Изд-во АН СССР, 1947, 137.
10. Phan K. D. Bull. Soc. fr. min., 1965, 88, No 1, 97.
- 10a. Oftedal I. Norsk geol. tidsskr., 1969, 49, H. 1, 77.
11. Levinson A. A., Borup R. A. Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 712.
12. Sakurai K., Nagashima K., Kato A. Bull. Chem. Soc. Japan, 1962, 35, 1776.
13. Александрова И. Т., Куприянова И. И., Рыбакова Л. И. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 169.
14. Marble J. P., Glass J. J. Am. Min., 1942, 27, No. 10, 696.
15. Горюнов Н. А., Васильева В. А. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 968.
16. Boulanger Ch., Urbain G. C. R., Paris, 1922, 174, 1442.
17. Iva V. K. J. Rech. C. N. R. S., 1956, № 35.
18. Семенова Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
19. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 196.
20. Гевеши Г. Сб. «Основные идеи геохимии». Госхимиздат, 1935, вып. 2.
21. Hevesy G. Mat.-fys. Medd. Kgl. Danske Vid. selsk., 1925, 6, No. 7, 149.
22. Борисенко Л. Ф., Сосновская Л. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 8, 101.
23. Parker P. L., Havens R. G. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, No. 475-B, 10.
24. Bjørlykke H. Norsk geol. tidsskr., 1935, 14, H. 3—4, 211.
25. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 13.
26. Besairie H. Ann. géol. de Madagascar, 1961, F. 20, 54.
27. Ueda T., Nishimura S. J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, No. 703, 132.
28. Goldschmidt V. M. Geol. f6r. f6rhandl., 1934, 56, H. 3, N: o 398, 385.
29. Борисенко Л. Ф. Скандий. Основные черты геохимии, минералогии, генетические типы м-ний. Изд-во АН СССР, 1961, 1.
30. Борисенко Л. Ф. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Скандий. Изд-во «Наука», 1964, 1, 162.
31. Neumann H. Norsk geol. tidsskr., 1961, 41, H. 2—4, 197.
32. Кроль О. Ф. Сб. «Геология, геохимия и минералогия редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966, 60.
33. Беус А. А., Северов Э. А., Ситкин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
34. Retzi F., Hayek B., Kalalova E., Kutek F., Bauer J., Seide V. Naturwissenschaften, 1959, 46, H. 14, 446.
25. Борисенко Л. Ф., Каганович С. Я. Цветные металлы, 1961, № 7, 61.
36. Косан Б. И., Названова В. А. Скандий. Изд-во АН СССР, 1963.

Таленит Thalenite



Назван по имени шведского химика Т. Талена, проводившего спектроскопическое изучение редкоземельных элементов (Бенедикс, 1898) [1].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы (до 1 см) и агрегаты мелких несовершенных кристаллов (до 1 кг весом).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0 = 10,343$, $b_0 = 11,093$, $c_0 = 7,294$ Å; $\beta = 96^\circ 55'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,932 : 1 : 0,658$ (Сидоренко, для оригинала анализа 2) [2, 3]; $Z = 6$. Частью рентгеноаморфен, метамиктен. Известно несколько полиморфных модификаций искусств. $Y_2Si_2O_7$ [4—9], три из них (фазы I, II, III) устатовлены в составе минерала [6]:

		a_0	b_0	c_0	β	Z	Вы- числ. уд. в.
I	Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$	5,57	10,80	4,70	$95^\circ 55'$	2	4,084
II	» $C_{2h}^3 - C2/m$	6,82	9,07	4,72	101 45	2	4,018
III	» $C_{2h}^5 - P2_1/n$	10,35	11,22	7,31	96 55	6	4,089

Фаза III (согласно обозначению Баталиевой и др. [6, 7, 9], α - $Y_2Si_2O_7$ по Ито и Джонсону [8]) — низкотемпературная фаза, отвечает талениту из ряда месторождений; в одном образце таленита из Швеции установлены [6] фазы I и II (соответственно γ и β , по Ито и Джонсону); таленит с

Кольского п-ова, описанный Бельковым [10] под названием иттриалит, но содержащий всего 0,19% ThO_2 , представлен фазой II [6]. Структура фазы I сходна со структурой тортвейтита: атомы Y находятся в значительно искаженных октаэдрах, слагающих слои, связанные группами Si_2O_7 ; расположение диортогрупп трансляционно иное, чем в тортвейтите [11]. Фаза II изоструктурна с тортвейтитом, с $\text{In}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, $(\text{Lu}, \text{Yb})_2\text{Si}_2\text{O}_7$, с одной из фаз $(\text{Er}, \text{Ho})_2\text{Si}_2\text{O}_7$ [8]. Структура фазы III не изучена.

$a : b : c = 0,9256 : 1 : 0,6526$, $\beta = 97^\circ 06'$ (вычислено на основе измерений Фогта) [12]. Призм. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$.

Наблюдавшиеся формы:

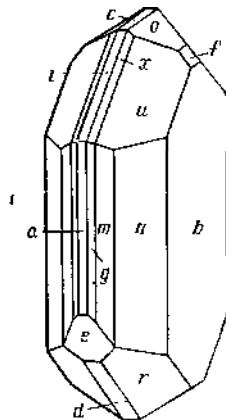
	φ	ρ		φ	ρ	
<i>c</i>	001	90°00'	7°06'	<i>d</i>	$\bar{1}01$ —90°00'	30°22'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>e</i>	$\bar{3}01$ —90 00	63 32
<i>a</i>	100	90 00	90 00	<i>u</i>	121	32 37 57 11
<i>n</i>	120	28 34	90 00	<i>v</i>	232	40 28 52 09
<i>m</i>	110	47 25	90 00	<i>z</i>	112	55 47 30 08
<i>g</i>	210	65 20	90 00	<i>x</i>	111	52 00 46 40
<i>h</i>	520	69 50	90 00	<i>s</i>	$\bar{1}21$ —24 11	55 03
<i>l</i>	310	72 59	90 00	<i>w</i>	$\bar{2}32$ —30 54	48 46
<i>k</i>	012	20 54	19 14	<i>t</i>	$\bar{1}12$ —35 16	21 47
<i>o</i>	011	10 48	33 37	<i>r</i>	$\bar{1}11$ —41 55	41 15
<i>f</i>	021	5 27	52 40	<i>y</i>	$\bar{2}11$ —63 17	55 26
<i>i</i>	101	90 00	39 52			

<i>mm</i> (110):($\bar{1}10$)=85°10'	<i>ua</i> (121):(100)=63°04'	<i>rr</i> ($\bar{1}11$):($\bar{1}\bar{1}1$)=58°46'
<i>nn</i> (120):($\bar{1}20$)=57 08	<i>ub</i> (121):(010)=44 56	<i>ob</i> (011):(010)=57 03
<i>xa</i> (111):(100)=55 02	<i>uu</i> (121):($\bar{1}21$)=90 08	<i>oo</i> (011):(0 $\bar{1}1$)=65 53
<i>xb</i> (111):(010)=63 24	<i>ra</i> ($\bar{1}11$):(100)=63 52	<i>fb</i> (021):(010)=37 40
<i>xx</i> (111):($\bar{1}\bar{1}1$)=53 13	<i>rb</i> ($\bar{1}11$):(010)=60 37	<i>ff</i> (021):(0 $\bar{2}1$)=104 22

Недостовверны формы (201) и ($\bar{2}12$) [6]. Приведенное Фогтом [12] отношение осей $a : b : c = 0,9190 : 1 : 0,6480$, $\beta = 82^\circ 54'$ не совсем отвечает его измерениям. Бенедикс [1] на основе измерений прикладным гониометром вычислил $a : b : c = 1,154 : 1 : 0,602$, $\beta = 80^\circ 12'$.

Кристаллы толстотаблитчатые по *b* (010) (фиг. 225), иногда незначительно удлинены по оси *c*.

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. неровный до занозистого, иногда раковистый. Хрупок. Тв. 6—6½. Уд. вес 3,6—4,4 (вычисл. 4,149), у метамиктного уд. вес ниже. Цв. бесцветный, белый, желтовато-белый, желтовато-розо-



Фиг. 225. Кристалл таленигита, Хундхолмен (по Фогту)

вый, светло-мясо-красный, буро-коричневый до черного (бледноокрашенные разности содержат меньше Fe^{2+} , чем темноокрашенные) [3]. Бл. на свежем изломе смоляной, жирный, стеклянный. Полупрозрачен до прозрачного. Притягивается электромагнитом. Таленит из Сибири в катодных лучах люминесцирует в ярко-желтых тонах [13].

Радиоактивен [14]. Для таленита из Сибири и Швеции диэлектрическая постоянная 4,15—4,35 [3].

В инфракрасном спектре таленита [15] в области валентных колебаний Si—O проявляются интенсивные полосы (в cm^{-1}) 860 и 970, слабая 940 и средней интенсивности 1100; в области деформационных колебаний — интенсивные полосы 510, 570 и 670; отмечена также интенсивная полоса 1445.

Микр. Двусный (—). Пл. опт. осей $\perp (010)$; $Ng = b$, $cNm = 1-3^\circ$. Удлинение (\pm) [12]. Оптические константы несколько варьируют: по величине двупреломления намечаются две группы: $n_g - n_p = 0,029$ и $n_g - n_p$ около 0,014. Некоторые талениты имеют зопальное строение. Иногда обнаруживается различие в двупреломлении внутренних и наружных частей кристаллов [12].

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение
1,744 (Na)	1,738	1,731	0,013	67°35' (Na)	Эстербю [1]
—	—	—	0,013	73	Хундхолмен [12]
1,744	—	1,730	0,014	70	Сибирь [6]
1,748	1,739	0,719	0,029	67 30	Колорадо [16]
1,746	1,736	1,717	0,029	68	Северо-Запад СССР [2]

У таленита («иттриалита») с Кольского п-ова, отвечающего фазе II, $n = 1,753$ [10], у искусств. фазы I $Y_2Si_2O_7$, $n_g = 1,753$, $n_m = 1,747$, $n_p = 1,721$ [7]. Для таленита из Норвегии отмечена слабая дисперсия оптических осей, $r < v$ [12].

Хим. Теор. состав: Y_2O_3 — 71,93, SiO_2 — 28,07. Содержит от 47,5 до 63,91% Y_2O_3 . Иттрий замещается TR, Th, Ca, Na, Mg, Mn. Количество воды варьирует. Отмечалось наличие до 1% B_2O_3 (по спектральным данным) [17].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	—	0,26	0,08	0,29	0,34	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	0,47	0,12	0,2	—
MgO	2,16	—	1,19	0,21	0,05	0,81	0,88	0,3	3,39
CaO	0,25	0,27	1,03	0,49	0,11	2,62	2,03	1,8	0,05
MnO	—	—	0,23*	—	—	0,22	0,53	0,3	0,82
FeO	—	—	—	—	—	0,04	0,06	0,2	—
Al_2O_3	2,37	1,43	0,51	0,45**	—	3,46	0,04	3,0	0,92
Fe_2O_3	0,80	0,52	1,32	0,30	0,45	1,13	2,11	4,0	1,60
Y_2O_3						61,84	54,63	47,5	50,76
ΣLa_2O_3	61,38	65,59	63,36	63,35	4,15	50,79	—	—	3,95
Ce_2O_3					0,83		—	—	6,18
SiO_2	27,81	33,17	33,02	29,88	28,88	22,95	26,02	29,4	29,04
TiO_2	—	—	сл.	—	—	0,04	0,09	—	0,07
ZrO_2	1,61	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.
SrO_2	—	—	сл.	0,23	0,22	—	—	—	—
ThO_2	0,23	—	0,78	—	0,18	—	—	1,6	0,19

* MnO_2 ;

** $Al_2O_3 + BeO$.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
U ₂ O ₈	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
H ₂ O ⁺	} 3,60	1,44	0,09	2,08	—	9,80	9,58	6,8	—
H ₂ O ⁻									
CO ₂	—	—	—	1,04	—	4,19	1,48	0,7	—
P ₂ O ₅	—	—	0,27	—	—	0,13	0,24	0,7	—
П. п.	—	0,06	0,53	1,40	3,33	—	—	—	3,18
Сумма.	100,21	99,48	99,33	99,69	100,12	99,88***	99,82***	99,8	100,24****
Уд. в.	3,69	4,34	—	4,23	4,41	—	—	—	4,377

*** В том числе S — 0,03;

**** В том числе (Nb, Ta)₂O₅ — 0,09.

1 — Сибирь, анал. Стелярова [3]; 2 — Северо-Запад СССР, анал. А. В. Быкова [2]; 3 — преф. Ямагши (Япония) [18]; 4 — Эстербю (Швеция), анал. Бенедикс [1]; 5 — Оскаген (Швеция), анал. Мауселкус [19]; 6 — Норвегия, анал. Мауселкус [19]; 7 и 8 — Норвегия [20], анал. Шетелит (судя по наличию CO₂, материал, очевидно, был нечистым); 9 — «итриалит», Западные Кейвы, Кольский п-ов, анал. Горощенко [10].

Среди редкоземельных элементов резко доминируют Y и элементы иттриевой группы. Состав группы редких земель (в % к их сумме):

	Сибирь	Северо-Запад СССР	Оскаген,	Швеция	Упсала, Швеция	М-ние не указано
La ₂ O ₃	—	—	—	—	La	0,5
Ce ₂ O ₃	—	1,1	3,55	—	Ce	1,5
Pr ₂ O ₃	—	—	—	—	Pr	0,4
Nd ₂ O ₃	Сл.	0,5	1,5	—	Nd	0,9
Sm ₂ O ₃	Сл.	1,0	—	1,2	Sm	0,8
Eu ₂ O ₃	—	—	—	—	Eu	0,2
Gd ₂ O ₃	1,1	1,5	3,45	1,8	Gd	12
Tb ₂ O ₃	0,6	—	1,4	0,8	Tb	1,8
Dy ₂ O ₃	6,4	6,4	11,8	4,1	Dy	9,8
Ho ₂ O ₃	2,4	1,5	3,25	1,1	Ho	2,2
Er ₂ O ₃	9,1	6,8	11,6	4,7	Er	6,9
Tm ₂ O ₃	2,9	—	2,35	1	Tm	1,1
Yb ₂ O ₃	9,1	5,2	8,6	7,9	Yb	10
Lu ₂ O ₃	0,9	—	—	1,5	Lu	1,9
Y ₂ O ₃	67,5	76,0	52,5	76,0	Y	50
ΣCe ₂ O ₃	1,1	4,1	8,5	3,0	ΣCe	16,3
ΣY ₂ O ₃	98,9	95,9	91,5	97,0	ΣY	83,7
Ссылки	[3]	[2]	[3]	[13]	[13]	[21]
						[22]

Аналогично ΣY : ΣCe = 85,3 : 14,7 в талените из Колорадо [16].

Диагн. исп. При обработке HCl и H₂SO₄ выделяет гелий [1]. П. п. тр. становится белым и непрозрачным. Плавится с бурой.

Повед. при нагр. При нагревании до 1000° структура не изменяется [3]. Таленит с Северо-Запада СССР (отвечающий фазе III) в результате выдерживания в пределах 1200—1400° переходит в фазу I [7]. Фаза II также в пределах 1200—1500° переходит в фазу I [6]. Таленит из Японии (оригинал хим. анализа 3) в гидротермальных условиях в пределах 450—700° и давления 2—3 кбар не изменялся, на воздухе при 1050° перешел в β-Y₂Si₂O₇ (фазу II), при 1400° — в γ-Y₂Si₂O₇ (фазу I) [8]; для искусств. Y₂Si₂O₇ Ито и Джонсон [8] указывают следующие температуры перехода: α→β — 1225 ± 10°, β→γ — 1455°, γ→δ — 1535°. По Торопову и Бондарю [23], Y₂Si₂O₇ плавится при 1775° с разложением на 2Y₂O₃·3SiO₂ и жидкость.

Находж. Редок. Встречен в гранитных пегматитах [12, 19], альбитизированных гранитах [13] и в кварцевых жилах, образование которых связано с окварцеванием жильных лейкократовых гранитов [2]. Характерна ассоциация с редкоземельными (преимущественно иттриевыми) минералами, ниоботанталатами, цирколитом, тортвейтитом и др.

В Сибири обнаружен в альбититах по гранитам в ассоциации с гадолинином, торитом, фергусонитом, малакопом [13]. На Северо-Западе СССР в пневматолито-гидротермальных кварцевых жилах и окварцованных зонах в гранитах ассоциируется с кварцем, альбит-олигоклазом, микролитом, иттрофлюоритом, ортитом, ксенотимом, цирконом, фергусонитом и др. [2]. Впервые встречен в Швеции в гранитных пегматитах в ассоциации с кварцем, флюоритом, гадолинином, ортитом в Эстербю, Оскагене [1, 12, 19]. В аналогичной ассоциации найден в Хундхолмене (Ивеланд, Норвегия) [12, 20]. Устаповлен в пегматитах Японии [18] и США (Телер Каунти, Колорадо) [16].

Изм. Замещается тенгеритом [12] и бастнезитом [2]. При выветривании светлсеет, в выделениях минерала образуются прожилки гадолининоподобного вещества [19].

Искусств. Известен ряд искусственных полиморфных модификаций $Y_2Si_2O_7$ [3—8, 22—24]. Низкотемпературная фаза, отвечающая минералу (фаза III), среди продуктов синтеза не отмечается; две другие фазы, наблюдавшиеся и в природных образцах, синтезированы: фаза I, образуется в результате нагревания минерала при $1200—1500^\circ$, синтезирована из окислов сплавлением в электрической дуге [23], а также в расплаве KF при медленном охлаждении в пределах $1400—1200^\circ$ [7]; фаза II, изоструктурная с тортвейтитом, синтезирована из окислов спеканием при $1300—1400^\circ$ [5].

Отл. От флюоцерита, за который первоначально был принят, отличается значительно меньшим уд. весом, большей твердостью, в шлифах — двуосностью, большими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния таленита с Северо-Запада СССР [2]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	6	5,461	30 $\bar{3}$	4	1,867	1	1,297
200	1	5,114	060	3	1,838	2	1,283
11 $\bar{1}$	О. сл.	4,957	004	1	1,812	2	1,253
021	2	4,382	204	1	1,764	2	1,243
220	5	3,761	600	5	1,712	1	1,239
002	2	3,641	433	4	1,663	2	1,216
221	3	3,476	503	1	1,657	1	1,196
112	3	3,385	053	4	1,626	1	1,191
301	5	3,261	612	3	1,612	2	1,178
11 $\bar{2}$	4	3,163	404	3	1,562	3	1,168
13 $\bar{1}$	10	3,088	630	2	1,555	2	1,160
311	2	2,862		1	1,517	2	1,149
321; 040	8	2,800	044	1	1,511	1	1,133
222	5	2,736	701	3	1,477	1	1,125
400	3	2,565	612; 640	1	1,461	4	1,119
330	2	2,506	115; 434	3	1,449	1	1,112
10 $\bar{3}$	1	2,288	353	1	1,434	1	1,108
402	8	2,230		3	1,403	4	1,099
412	5	2,171		1	1,393	2	1,080
430	6	2,115		2	1,365	3	1,058
323	3	1,973		1	1,343	2	1,028
233	1	1,955		2	1,318		

Межплоскостные расстояния фаз I и II, обнаруженных в талените из Швеции [6]

Fe-излучение							
I		II		I		II	
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
18	5,38	32	5,39	26	1,700	6	1,442
15	4,90	35	4,63	10	1,682	22	1,421
19	4,68	6	4,54	14	1,640	12	1,408
18	4,28	16	3,84	11	1,629	35	1,391
72	3,23	30	3,34	16	1,595	12	1,340
100	3,08	100	3,22	40	1,585	5	1,279
18	3,02	71	3,01	9	1,546	13	1,257
14	2,84	50	2,75	10	1,524	31	1,225
14	2,76	53	2,69	6	1,511	11	1,172
47	2,69	11	2,32	8	1,489	5	1,156
15	2,47	59	2,27	6	1,465	35	1,133
13	2,43	53	2,17	18	1,437	24	1,122
14	2,34	27	2,14	16	1,416	14	1,109
44	2,27	27	2,08	52	1,406	41	1,088
42	2,19	12	2,04	6	1,385	17	1,062
10	2,10	8	2,01	10	1,369	15	1,053
32	2,06	35	1,912	6	1,315		
24	1,958	13	1,843	8	1,303		
12	1,934	32	1,793	9	1,288		
21	1,880	25	1,771	10	1,282		
6	1,855	38	1,696	9	1,261		
6	1,821	24	1,681	10	1,241		
22	1,797	11	1,629	10	1,234		
13	1,754	19	1,586	21	1,222		
32	1,743	9	1,568	+20 линий до $d=1,013 \text{ \AA}$			
8	1,723	12	1,514				

Л и т е р а т у р а

1. Benedicks C. Bull. Geol. inst. Upsala, 1898—1899, 4, 1.
2. Волженкова А. Я., Баталиева Н. Г., Плетичева Н. И., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А., Быкова А. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 176.
3. Скоробогатова Н. В., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 106.
4. Warsaw I., Roy R. Progress in Science and Technology of the Rare Earths. Pergamon Press, N. Y., 1964, 215.
5. Лазарев А. Н., Тенишева Т. Ф., Бондарь И. А. Изв. АН СССР, сер. неорг. матер., 1965, 1, № 7, 1207.
6. Баталиева Н. Г., Кривоконев Г. К., Пятенко Ю. А. ДАН СССР, 1967, 176, № 5, 1146.
7. Баталиева Н. Г., Бондарь И. А., Сидоренко Г. А., Торпов Н. А. ДАН СССР, 1967, 173, № 2, 339.
8. Ito J., Johnson H. Am. Min., 1968, 53, Nos. 11—12, 1940.
9. Баталиева Н. Г., Кривоконев Г. К., Бондарь И. А., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1969, 189, № 3, 615.
10. Бельков И. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 135.
11. Баталиева Н. Г., Пятенко Ю. А. Журн. структурной химии, 1967, 8, № 3, 548.
12. Vogt T. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift. Mat.-nat. Kl., 1922, Nr 1, 17.
13. Скоробогатова Н. В., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А., Столярова Т. Н. ДАН СССР, 1964, 155, № 1, 100.
14. Heinrich E. W. Mineralogy and geology of radioactive raw materials, 1958, 145.

15. Александрова И. Т., Курьянова И. И., Рыбикова Л. И. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 173.
16. Adams J. W., Hildebrand F. A., Havens R. G. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1962, No. 450—D, 6.
17. Oftedal I. Norsk geol. tidsskr., 1964, 44, N. 1, 35.
18. Nagaschima K. J. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sect., 1952, 73, 600 (текст японский).
19. Sjögren H. Geol. för. förhandl., 1906, 28, 93.
20. Schetelig J. Norsk geol. tidsskr., 1932, 12, 507.
21. Семенов Ф. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
22. Костин Н. Ф., Волженкова А. Я. Геология рудных м-ний, 1965, 7, № 1, 95.
23. Горюнов Н. А., Бондарь И. А. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1961, № 4, 544.
24. Бондарь И. А., Горюнов Н. А. Сб. «Эксперимент в технической минералогии и петрографии». Изд-во «Наука», 1966, 13.

Иттриалит Yttrialite (Y,Th)₂[Si₂O₇]

Назван по содержанию иттрия (Хиден и Макинтош, 1899) [1].

Характ. выдел. Плотные скопления, изредка несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Рентгеноаморфен, метамиктен. Инфракрасные спектры указывают на наличие в структуре групп Si₂O₇ [2].

$C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0 = 7,37$, $b_0 = 8,10$; $c_0 = 5,07$ Å; $\beta = 108^\circ 18'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,910 : 1 : 0,564$ (Баталнева и др. [6] для иттриалита из Якутии, прокаленного при 900°).

Омори и Хасегава [3] на основе рентгенограммы прокаленного иттриалита отнесли его к группе пирохлора. Уэда и Нишимура [4], а также Проценко [5] считали его изоструктурным с тортвейтитом. Проценко вывел пространственную группу $C_{2h}^3 - C2/m$, $a_0 = 6,59$, $b_0 = 8,66$, $c_0 = 4,74$ Å, $\beta = 103^\circ 47'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,761 : 1 : 0,547$, но эти данные не признаны достоверными Сидоренко [2].

Кристаллы изометрические, размером до 5 см [5].

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. неровный, раковистый. Хрупок. Тв. 5—6½. Микротвердость 795 кг/мм² [5]. Уд. вес 4,02—4,57, зависит от содержания Th и других примесей [5]; у искусств. иттриалита (при 4% ThO₂) уд. вес 4,0 (вычисл. 4,16) [6]. Цв. оливково-зеленый, зеленовато-буровато-черный, темно-бурый, коричнево-черный. Черта зеленовато-белая, бесцветная. Бл. стеклянный. Прозрачен или полупрозрачен. Притягивается сильным электромагнитом. Полосы поглощения в инфракрасных спектрах иттриалита из Северо-Востока СССР при 20° (в см⁻¹) [2]: 450—500, 950—1000, 1450 и 1660; близкие данные получены [2] для японского иттриалита.

Микр. Под микроскопом бесцветен, розовато-бурый. Изотропен (метамиктен), $n = 1,740$ — $1,745$. У искусств. иттриалита $n_g = 1,754$, $n_p = 1,749$ [6].

Хим. Содержит от 6 до 17% ThO₂ (иттриалит с Кольского п-ова, содержащий 0,19% ThO₂ [7], является таленитом). Намечается обратная зависимость между содержанием TR, с одной стороны, и Ca, Th и Mn — с другой; иногда содержит до 3% воды (анализы 1 и 2).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	} 0,53	—	} 0,09	—	—	—	—	—	—
K ₂ O				—	—	—	—	—	—
MgO	0,46	0,34	0,07	0,56	0,41	0,74	0,09	—	0,16
CaO	1,23	1,65	1,04	0,90	0,98	3,52	0,54	0,60	0,67
MnO	2,43	3,38	3,60	0,39	1,19	2,02	1,58	0,77	0,88
FeO	1,43	—	—	2,77	2,20	1,17	2,32	2,89	1,96
PbO	0,09	—	—	0,10	—	0,05	—	0,85	0,80

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al ₂ O ₃	1,80	2,12	0,12	1,91	1,40	2,43	0,41	0,55	—
Fe ₂ O ₃	0,32	1,66	1,54	—	0,15	1,81	0,75	—	0,76
ΣY ₂ O ₃	44,38	39,52	37,54	44,70	43,80	46,06	45,14	46,50	43,45
ΣLa ₂ O ₃	} 4,92	2,20	4,08	} 6,42	7,37	2,59	3,18	2,94	5,18
Ce ₂ O ₃			2,66				1,57	1,86	3,07
SiO ₂	29,03	30,12	28,95	29,91	30,10	28,50	28,84	29,17	29,63
TiO ₂	0,12	0,44	0,21	0,05	Сл.	Не обн.	Не обн.	—	0,05
ZrO ₂	—	—	Не обн.	0,53	0,21	0,31	0,24	—	—
ThO ₂	9,10	13,39	16,89	5,25	7,43	5,95	10,15	12,00	10,85
UO ₂	—	0,03	—	3,72	3,92	} 0,72*	4,56	0,83	1,64
UO ₃	—	0,07	—	—	—		—	—	—
(Nb, Ta) ₂ O ₅	0,40	—	—	—	—	0,92	0,08	—	—
CO ₂	—	—	0,35	0,50	0,15	0,70	0,10	—	0,11
P ₂ O ₅	0,27	—	0,15	—	—	1,12	0,35	—	0,12
H ₂ O ⁺	3,30	2,80	2,27	0,72	0,32	1,53	0,29	—	0,32
H ₂ O ⁻	0,52	1,11	0,54	0,45	0,13	0,26	0,15	0,79	0,01
F	—	—	0,14	—	—	—	—	—	0,31
Сумма	(100,33)	(98,83)	100,24	98,88	99,76	100,40	100,34	99,75	100,00
Уд. в.	4,53	—	—	4,31	4,560	4,022	4,232	4,575	4,65

* U₂O₈.

1—3 — Сибирь (1 и 2 — темно-коричневый [5], 1 — анал. Казакова, в оригинале сумма 100,40; 2 — анал. не указан, в оригинале сумма 98,33; 3 — анал. Белопольский [2]); 4 и 5 — оливково-зеленый, Иисака, проф. Фукушима (4 — анал. Хата [8]; 5 — анал. Хасгава [3]); 6 — коричнево-черный, Коменоно, проф. Эхиме [4]; 7 — темно-зеленый, Сунсёяма, Иисака, проф. Фукушима [4]; 8 и 9 — Барингер-Хилл, Техас (8 — анал. Хиден [1]; 9 — оливково-зеленый, анал. Хиден [9]).

Состав группы редкоземельных элементов (в % к их сумме):

	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0,7	1,0	0,4	1,0	—	2,5	2,5	2,6
Ce	3,2	3,1	3,6	2,8	2,9	7,6	3,8	8,0
Pr	0,7	1,0	0,2	0,7	—	—	0,9	1,8
Nd	3,2	3,1	3,3	2,3	2,7	5,6	2,5	4,9
Sm	2,6	2,9	2,4	3,1	2,6	1,8	1,9	2,8
Eu	—	0,1	—	0,1	—	—	—	0,3
Gd	4,6	4,9	4,5	5,9	4,3	3,4	3,1	0,5
Tb	1,5	1,0	1,1	1,0	1,1	—	1,0	0,7
Dy	9,5	10,0	10,0	9,0	9,1	5,6	8,4	5,6
Ho	2,0	2,0	1,3	2,1	1,5	—	2,5	1,1
Er	6,9	7,4	6,7	7,7	8,5	5,6	6,0	4,2
Tm	—	1,1	0,7	1,4	1,7	—	0,9	0,6
Yb	9,6	9,4	8,5	11,0	7,4	9,0	3,0	2,4
Lu	1,2	1,7	1,3	2,0	—	—	0,5	0,4
Y	54,4	51,3	56,0	50,0	58,3	59,0	63,0	59,6

1—3 — Сибирь [5] (1 — для оригинала анализа 1); 4 — Фукушима, Япония [10]; 5 — Фукушима, Япония [2]; 6—8 — Северо-Запад СССР [2].

В иттриалите из Сибири содержится 12—17·10⁻⁴% Sn [11].

Диagn. исп. При растворении в HCl желатинирует. В пламени горелки Бунзена растрескивается, не плавясь. При сильном прокаливании минерала образуется коричневый порошок.

Повед. при нагр. Продукт нагревания до 1000° темно-бурого и коричнево-черного иттриалита из Сибири имеет черную или зеленовато-черную

окраску; блеск его приближается к жирному и алмазному. Содержит включения гематита; после прокаливания в течение 15 мин. при 1000° образуется анизотропное вещество с $n_g=1,767$, $n_p=1,758$ [5]. На кривых нагревания имеется экзотермический подъем при 900—1000°, обусловленный переходом метамиктного иттриалита в кристаллическое состояние [2, 5]; иногда отмечается очень небольшой прогиб около 200° (дегидратация минерала).

В результате нагревания иттриалита в зависимости от температуры нагревания образуется несколько фаз, отличающихся от продуктов нагревания талепита [6, 12, 13]. По Баталиевой и др. [6], при 900° образуется фаза, аналогичная синтетическому иттриалиту, полученному в электрической дуге (параметры элементарной ячейки, опт. свойства и уд. вес см. выше); в пределах 1000—1400° образуется фаза, отвечающая продукту синтеза, полученному спеканием окислов при 1300°; при 1500—1570° — фаза, изоструктурная с фазой I $Y_2Si_2O_7$. Из иттриалита из Техаса Ито и Джонсоном [13] различные фазы получены в результате прогревания при 900—1000° (фаза γ) и в пределах 1200—1450° (фаза α).

Наход. Очень редок. Встречается в альбитизированных пегматитах и альбититах в ассоциации с гадолинитом, торогуммитом, ортитом, фергусонитом. В СССР встречен на Северо-Западе в амазонитовых пегматитах [2] и в Сибири [5]. Обнаружен в пегматитах Японии: в Исака, преф. Фукушима [3, 4] и в Татева, преф. Эхиме [4], в США — в Барингер Хиле, шт. Техас [1].

Изм. При выветривании становится белым или оранжевым. Замещается тенгеритом [14].

Искусств. Синтезирован в электрической дуге из $Y_2Si_2O_7$ с добавкой 1—4% ThO_2 (при более низкой температуре даже при добавлении до 11% ThO_2 получается фаза I $Y_2Si_2O_7$, [6]). Получен также при 1300° из смеси окислов, отвечающей составу минерала [6].

Отл. От гадолинита, за который вначале был припят, отличается более низкими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния иттриалита из Якутии после прокаливания при 900° [6]

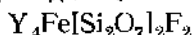
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
10 $\bar{1}$	24	4,67	301	12	1,884	24 $\bar{2}$;051	15	1,534
020	22	4,06	14 $\bar{1}$	9	1,862	430;250	9	1,466
200;101	47	3,50	33 $\bar{1}$	2	1,796	142	5	1,457
111	20	3,21	400;141;240	29	1,751	033;341	12	1,382
12 $\bar{1}$	100	3,07	402;42 $\bar{1}$	5	1,683	520;440;160	5	1,326
200;121	56	2,652	420;222	13	1,607	061;161;44 $\bar{2}$	8	1,298
002	40	2,403	422;123;341	26	1,550	161;260	8	1,261
13 $\bar{1}$	10	2,338						
32 $\bar{1}$;022	45	2,068						
040;022;320	25	2,027						

Л и т е р а т у р а

1. Hidden W. E., Mackintosh J. B. Am. J. Sci., 1889, 38, 474.
2. Александрова И. Т., Гинзбург А. Н., Куприянова И. Н., Сидоренко Г. А. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 94 и 125.
3. Omori K., Hasegawa S. Sci. Rep. Tohoku univ., 1953, ser. 3, 4, No. 3, 151.
4. Ueda T., Nishimura S. J. Geol. Soc. Japan., 1954, 60, No. 703, 131.
5. Проценко Е. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 260.
6. Баталиева Н. Г., Кривоконев Г. К., Бондарь И. А., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1969, 189, № 3, 615.

7. Бельков И. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 135.
8. Hata S. Sci. Papers Inst. phys. chem. res., Tokyo, 1938, 34, 455.
9. Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1902, 13, ser. 4, 145.
10. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 193.
11. Некрасов Н. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966, 115.
12. Торопов Н. А., Бондарь И. Г., Сидоренко Г. А., Королева Л. И. Изв. АН СССР, сер. неорг. матер., 1965, 1, № 2, 218.
13. Ho J., Johnson H. Am. Min., 1968, 53, Nos. 11—12, 1940.
14. Семенов Е. И. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы м-лий редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 233.

Роуландит Rowlandite



Назван по имени американского физика Г. А. Роуланда (Хиден, 1891) [1].

Синон. Роландит, ровландит.

Характ. выдел. Мелкие зерна неправильной и изометричной формы, редко желвакообразные плотные массы; кристаллы неизвестны.

Структ. и морф. крист. Метамиктный. Кристаллическая фаза возникает после прокаливания. Вероятно, моноклиный.

Физ. св. Хрупок. Изл. раковистый. Тв. 5—5½. Микротвердость 612—616 кг/мм². Уд. вес 4,56—4,54 [2], 4,513 [3], 4,39 [4], (4,56 вычисл. по формуле Гладстоупа и Дэйла). Цв. голубовато-зеленый, у измененных разностей зеленовато-бурый и буро-красный. Черта зеленовато-серая. Бл. стеклянный. В топких осколках прозрачен.

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный с зеленоватым оттенком. Изотропный; $n=1,726$ у голубовато-зеленого, по Ларсену; 1,704 у красно-коричневого, по Фронделу [4].

Хим. теор. состав: Y_2O_3 — 57,47, FeO — 9,14, SiO_2 — 30,58, F — 4,84. Повышенное содержание MnO и H_2O характерно для более измененного образца с Кольского п-ова. Во всех анализах отмечается дефицит F по отношению к теоретическому составу. Предложены различные формулы: $Y_4Fe[Si_2O_7]_2F_2$ [3]; $(Y, Fe, Ce)_3[SiO_4]_2(F, OH)$ [4]; $Fe(YF_2)Y_2[Si_2O_7]_2$ [5]; $(Y_4Fe)_6[Si_2O_7]_2F_2$ [2].

Анализы:

	1	2	3	1	2	3	
Na_2O	—	—	0,28	TiO_2	0,51	0,60	0,39
MgO	Не обн.	Не обн.	1,62	ThO_2	1,43	1,37	0,59
CaO	0,96	0,75	0,50	CO_2	—	—	0,34
MnO	1,70	2,00	0,67	H_2O^+	Не обн.	1,10	—
FeO	7,70	6,30	4,39	H_2O^-	—	—	0,24
Fe_2O_3	Не обн.	Не обн.	0,09	F	3,81	3,87	3,87
B_2O_3	»	0,10	—	Сумма	101,11	101,55	101,12
ΣY_2O_3	41,24	45,60	47,70	$-O=F_2$	1,60	1,63	1,63
Ce_2O_3	6,80	5,55	5,06		99,51	99,92	99,49
ΣLa_2O_3	9,10	7,51	9,34	Уд. в.	4,56	4,54	4,513
SiO_2	27,86	26,80	26,04				

1 и 2 — Кольский п-ов, анал. Быкова [2]; 1 — голубовато-зеленый, 2 — зеленовато-бурый; ΣTR_2O_3 разделена по результатам рентгеноспектрального анализа химически выделенных TR_2O_3 ; 3 — голубовато-зеленый, Барингер Хил. анал. Хилсбрад [3].

Состав группы редкоземельных элементов в голубовато-зеленом (1) и в зеленовато-буром (2) роуландитах с Кольского п-ова по рентгеноспектральным анализам Баринского [2] (в % к их сумме):

1		2		1		2		1		2	
La	3,7	3,1	Sm	4,2	3,5	Dy	11,0	11,0	Yb	1,8	4,3
Ce	12,0	10,6	Eu	0,4	0,3	Ho	2,8	3,1	Lu	1,1	1,2
Pr	1,3	1,2	Gd	5,0	3,8	Er	5,5	7,3	Y	(43,4)	(43,4)
Nd	5,4	4,7	Tb	1,7	1,5	Tm	0,7	1,0			

Диагн. исп. В кислотах легко растворяется, раствор желатинирует. П. п. тр. вспучивается.

Повед. при нагр. Отчетливо фиксируется экзотермический подъем при 850° , связанный с переходом рентгеноаморфного вещества в кристаллическое. Значительно слабее выражен эндотермический прогиб при 1000° , который, по-видимому, характеризует выделение фтора. После прогревания при 800° роуландит остается прозрачным, но окраска переходит в красно-коричневую; после прогривания при 920° становится непрозрачным темно-коричневым, обнаруживает агрегатное строение и анизотропию: $n_g \approx 1,830$, $n_p \approx 1,823$ [2]. По Фронделу [4], образец из Барингер Хила, прокаленный в течение часа в атмосфере азота при температуре 900° , содержит фазу Y_2O_3 с $n=1,76$ и уд. весом 4,55.

Наход. Очень редок. Встречен в СССР в кварц-альбитовых зонах среди биотит-микроклиновых гранитов Кольского п-ова [2] и в США в альбитизированных гранитных пегматитах Барингер Хила в шт. Техас [1,6]. Ассоциируется с иттриалитом, фергусонитом, гадолинитом, торитом, циркопом, таленитом, абукумалитом.

Изм. При выветривании гидратируется, происходит окисление железа, цвет становится бурым или красным.

Межплоскостные расстояния роуландита, прокаленного при 900° в атмосфере азота [4]

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
59	4,87	12	3,14	20	2,636	47	2,076	18	1,764
11	4,32	100	3,06	37	2,608	8	2,040	42	1,720
26	3,90	22	3,01	34	2,522	10	2,000		
54	3,59	31	2,89	33	2,440	15	1,957		
57	3,51	15	2,840	8	2,288	21	1,911		
15	3,29	22	2,779	27	2,122	13	1,803		

Л и т е р а т у р а

1. Hidden W. E. Am. J. Sci., 1891, 42, No. 247, 430.
2. Проценко Е. Г., Волженкова А. Я., Быкова А. В., Кривоконев Г. К., Рыбакова Л. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 119.
3. Hidden W. E., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1893, 46, No. 273, 208.
4. Frondel C. Canad. Min., 1961, 6, pt. 5, 576.
5. Brögger W. C., Vogt T., Schetelig J. Skrift. Vidensk. selsk, Kristiania, Math.-nat. Kl., 1922, No. 1.
6. Hess F. L. U. S. Geol. Surv. Bull., 1908, No. 340, 286.

МИНЕРАЛЫ С НЕВЫЯСНЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Барисилит	$MnPb_5[Si_2O_7]_2$	Триг.	8,46	—	38,3	—	6,70
Ранкинит	$Ca_3[Si_2O_7]$	Монокл	10,55	8,88	7,85	$120^{\circ}06'$	3,00
Кельдышит	$Na_2Zr[Si_2O_7]$?	—	—	—	—	3,30

Барисилит Barysilite



Назван впервые барисил — barysil (Шегрен и Лундстрём, 1888) [1] от греч. βαρυς (барис) — тяжелый. Последнее получил название барисилит (Дана, 1892).

Синон. баризилит.

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 мм), друзы, пленки, прожилки, сплошные выделения.

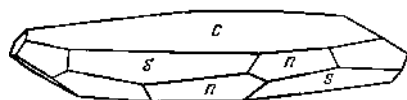
Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 8,46$, $c_h = 38,3 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 4,527$, $Z=3$, $\alpha_{rh} = 22,65 \text{ \AA}$, $\alpha = 21^\circ 31'$; $Z=1$ для минерала из Франклина (при формуле $\text{MnPb}_4\text{Si}_8\text{O}_{11}$, Гласер, 1964) [2]; $a_h = 9,821$, $c_h = 38,38 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 3,908$, $Z=6$ для искусств. $\text{MnPb}_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$ [3]. Возможно, данные Гласера относятся к псевдоячейке [4].

Дитригон.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - 3m(L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 0,4863$ (Флинк) [5] (соотношение с рентгеновской установкой неясно).

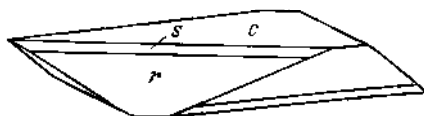
Формы [5]:

	φ	ρ		φ	ρ
$c (0001)$	—	$0^\circ 00'$	$r (90\bar{9}7)$	$60^\circ 00'$	$35^\circ 50'$
$s (10\bar{1}1)$	$60^\circ 00'$	29 19	$n (27\bar{9}4)$	12 13	48 58
$ss (10\bar{1}) : (01\bar{1}1) = 59^\circ 23'$			$nr (27\bar{9}4) : (2\bar{9}74) = 22^\circ 31'$		
			$rr (93\bar{9}7) : (0\bar{9}37) = 60^\circ 56'$		

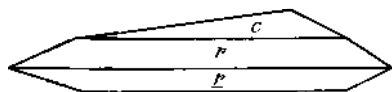
Кристаллы уплощены по (0001) (фиг. 226). Грань $c (0001)$ исштрихована параллельно ребрам $c : s$. Известны двойники по (0001) (фиг. 227).



Фиг. 226. Кристалл барисилита, Лонгбан (по Флинку)



Фиг. 227. Двойник барисилита, Лонгбан (по Флинку)



Физ. св. Сп. по (0001) ясная, по (10 $\bar{1}0$) менее ясная. Тв. 3. Уд. вес 6,11—6,72 (вычисл. 6,70). Цв. в свежем состоянии серебристо-белый, белый, бесцветный, ярко-розовый. Бл. алмазный или перламутровый на (0001).

Инфракрасный спектр барисилита из Швеции характеризуется основной полосой поглощения в области $935-888 \text{ см}^{-1}$ и небольшими полосами при 1429 и 834 см^{-1} [6].

Микр. Одноосный (—). $n_o = 2,033$, $n_e = 2,015$ (Na), $n_o - n_e = 0,018$ (для оригинала анализа 5), $n_o = 2,05$ (для оригинала анализа 4).

Хим. Теор. состав: MnO — 4,98, PbO — 78,20, SiO₂ — 16,82; Mn замещается Mg, Ca, Fe²⁺.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	—	—	0,08	—	—
MgO	1,09	0,58	0,03	1,02	0,78
CaO	1,29	0,41	0,60	0,10	0,21
MnO	4,14	3,49	3,34	3,97	3,33
FeO	0,44	0,16	0,04	0,24	0,23
ZnO	—	—	—	1,69	0,30
PbO	73,39	77,84	79,51	71,14	77,35
Al ₂ O ₃	—	—	—	1,76	0,59
SiO ₂	17,85	16,98	16,42	18,73	16,84
H ₂ O ⁺	1,20	0,66	0,02	0,63	0,07
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,10	—
Cl	Сл.	—	Сл.	—	—
Сумма	99,40	100,12	100,04	99,38	99,70
Уд. в.	6,11	6,55	(6,72)	—	—

1 и 2 — Харстиг (1 — анал. Шёгрел [1], 2 — анал. Лундстрём [1]); 3 — Лонгбан, анал. Маузеллус; уд. вес вычислен с учетом примеси барита, измеренный 6,643 [5]; 4 и 5 — Франклин (4 — в смеси с гранатом и виллемитом, анал. Шеннон [7]; 5 — анал. Бауэр [8]).

Диagn. исп. Легко растворяется в HCl и HNO₃ с выделением кремнезема. В пламени свечи плавится в прозрачное коричневатое стекло.

Повед. при нагр. [2]. При 730° переходит в высокотемпературную моноклинную фазу ($a_0=25,7$, $c_0=16,9 \text{ \AA}$, $\beta=90^\circ$). При нагревании до 960° форма частиц остается без изменения.

Находж. Редок. Вторичный минерал. В Лонгбане и Пайсберге (Швеция) [5, 7] найден в пустотах и трещинах среди граната, кальцита, доломита. Во Франклине (шт. Нью-Джерси, США) [7, 8] слагает тонкие жилки в рудах, ассоциируется с франклинитом, виллемитом, гранатом, аксинитом, гадистонитом и др.

Изм. Под действием воды и света тускнеет.

Искусств. Синтезирован при температуре 380—550° и давлении 1500—2000 бар из геля соответствующего состава [4]. Получен при изучении системы PbO — SiO₂ [9].

Межплоскостные расстояния барисилита из Франклина [2]
CuK_α-излучение, дифрактометр

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
12	8,72	60	3,163	8	2,344	6	1,908	10	1,595
10	5,11	3	3,039	4	2,307	10	1,886	2	1,586
35	4,71	80	2,960	5	2,267	20	1,853	6	1,557д
40	4,58	30	2,905	10	2,177д	18	1,846	2	1,523
5	4,349	35	2,826	10	2,108	15	1,834	2	1,498
5	3,146	70	2,767	4	2,086	15	1,821д	8	1,474д
30	3,885	35	2,678	6	2,064	4	1,779д	5	1,454
10	3,501	30	2,637д	15	2,002д	7	1,706	4	1,293
80	3,307	4	2,581	10	1,973	4	1,678	4	1,210
100	3,198	7	2,415	20	1,945	3	1,644		

Литература

1. Sjögren A., Lundström C. H. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl., 1888, 45, 7.
2. Glasser F. P. Am. Min., 1964, 49, No. 9—10, 1485.
3. Lajzerowicz J. C. R., Paris, 1964, 259, Gr. 9, No. 23, 4248.

4. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7-8, 1077.
5. Sjögren H. Geol. förh. förhandl., 1905, 27, H. 7, N: o 238, 458.
6. Флоренская В. А., Печенкина Р. С. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР. Гостеолиздат, 1962, № 5-6 (39-40), 108.
7. Shannon E. V., Berman H. Am. Min., 1926, 11, No. 5, 130.
8. Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1930, 15, No. 8, 340.
9. Billhardt H. Referate Dtsch. Mineral. Ges., 1967, 45, 9-12 Okt., 18.

Ранкинит Rankinite



Назван (Тили, 1942) [1] по имени американского физико-химика Дж. Ранкина, еще в 1911 году синтезировавшего аналогичное соединение — «стрикальциевый дисиликат» (α - $2\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$) [2].

Характ. выдел. Округлые или неправильной формы микроскопические зёрна, которыми иногда сложены узкие (меньше 1 мм) реакционные зоны в известняках вокруг метаморфизованных кремневых желваков (Скаут Хил) [1], кристаллы (Токатока) [3].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$; $a_0 = 10,55$, $b_0 = 8,88$, $c_0 = 7,85 \pm 0,05$ Å; $\beta = 120^\circ 06'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,188 : 1 : 0,884$; $Z = 4$ (Мули, для искусств. соединения) [4]. Полиморфен с килхоанитом.

В Токатоке кристаллы таблитчатые, до 8 мм длиной [3]. Искусственно получен в виде уплощенных или таблитчатых зёрен и идиоморфных кристаллов с хорошо развитыми гранями (110) [5].

Физ. св. Сп. отсутствует [1]; у искусств. соединения того же состава из шлаков наблюдалась совершенная спайность по (100) [6]. Уд. вес 2,998 у повозеландского [3], 2,96 у искусств. [4] (3,00 вычисл.). Бесцветен.

Микр. Двусный (+). Пл. опт. осей (010); $Nm = b$; $cNp = 15^\circ$. Удлинение стрипательное. Показатели преломления для минерала из Скаут Хила [1] и для искусственно полученного аналога [1, 5] одинаковы: $n_g = 1,650$, $n_m = 1,644 - 1,645$, $n_p = 1,640 - 1,641$, $n_g - n_p = 0,009 - 0,010$, $2V = 63 - 64^\circ$; у ранкинита из Токатока [3]: $n_g = 1,650$, $n_m = 1,644$, $n_p = 1,640$, $2V = 66^\circ$, $r > v$ слабая.

Хим. Теор. состав: CaO — 58,33, SiO₂ — 41,67. Природный материал не анализировался.

Диагн. исп. Легко желатируется со смесью разбавленных HCl и H₂SO₄ с образованием кристалликов гипса [1].

Повед. при нагр. Не изменяется при нагревании до 1100° [1].

Нахожд. Очень редок. Встречен в мало распространенном типе образований на контакте известняков с гипабиссальными интрузиями основных пород в ассоциации с волластонитом, ларнитом, спёрритом, геленитом. Места находок минерала: Скаут Хил [1] и Кэмпхаус на мысе Арднамёрхан [7] в Ирландии, Кэмэс Мор в Шотландии [8], Токатока в Новой Зеландии [3].

Предположительно отмечен также в ассоциации со спёрритом и периклазом в известняках на контакте с дайками риолитов в районе Энкантада в Сев. Коауиле (Мексика) [9].

Иам. Замещается афвиллитом (Скаут Хил) [1], килхоанитом (Токатока) [3].

Искусств. Образуется в шлаках и шамотных огнеупорах в горнах доменных печей и в непроваренных стеклах [10-12].

В бинарной системе CaO — SiO₂ образует эвтектику с псевдоволластонитом [6]. В трехкомпонентной системе CaO — SiO₂ — Al₂O₃ образуются две трехфазные равновесные ассоциации: ранкинит — псевдоволластонит — гелепит и ранкинит — ларнит — геленит (отличаются от природных ассо-

циаций наличием высокотемпературной модификации волластонита) [12, 13]. Ассоциация ранкипита с волластонитом и мелилитом характерна для непроваренных стекол [14]. Ранкипит получен также из афвиллита при 1000—1300°; воссоздать замещение ранкипита афвиллитом, проявляющееся в природе, в лабораторных условиях не удалось [15]; при гидротермальной обработке ранкипита (при 500° и 380 атм) образуется низкотемпературная β -модификация $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$, переходящая в обычный ранкинит при 1024° [10]. Теплота образования $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ (—) 921,3 ккал/моль [16].

Отл. От монтицеллита ранкинит отличается отрицательным удлинением, отсутствием спайности и умеренной величиной $2V$, от обогащенного железом монтицеллита — более низкими показателями преломления и оптически положительным знаком [1]. От сходного по показателям преломления килхоанита отличим по опт. знаку и отсутствию аномальных цветов интерференции [3].

Межплоскостные расстояния искусственного ранкинита*
CuK α -излучение, дифрактометр

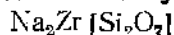
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	6,4	15	3,58	15	2,770	5	2,278	20	1,970
10	5,62	20	3,38	20	2,750	5	2,228	10	1,964
20	5,44	60	3,200	80	2,718	5	2,198	5	1,958
10	5,19	70	3,177	10	2,609	20	1,167	5ш	1,919
30	4,49	100	3,019	30	2,594	10	2,139	5	1,886
15	4,09	10	2,990	30	2,580	5	2,11	20	1,864
50	3,84	60	2,906	10	2,542	5	2,039		
50	3,79	10	2,791	30ш	2,523	10	1,987		

* ASTM 11—317.

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E. Min. Mag., 1942, 26, No. 176, 190.
2. Shepherd E. S., Rankin G. A. J. industr. eng. chem., 1911, 3, 211; Rankin G. A., Wright F. E. Am. J. Sci., 1915, 39, 1.
3. Black P. M. Min. Mag., 1969, 37, No. 288, 517.
4. Moody K. M. Min. Mag., 1953, 30, No. 220, 79.
5. Nurse R. W., Midley H. G. Silicates industries, 1951, 16, 211.
6. Gordon S. G. Am. Min., 1923, 8, No. 6, 110.
7. Agreel S. O. Am. Min., 1950, 35, Nos. 11—12, 1080.
8. Tilley C. E. Bull. Comm. géol. Finl., 1947, 20, N: o 140, 97.
9. Temple A. K., Heinrich F. W. Min. Mag., 1964, 33, No. 265, 846.
10. Flint E. P., McMurtre H. F., Wells L. S. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1938, 21, No. 5, 628.
11. Heller L., Taylor H. F. W. Crystallographic data for the calcium silicates. London, 1956, 8.
12. Карякин Л. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 359; Карякин Л. И. Труды 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АИИ СССР, 1962, 370.
13. Tilley C. E. Geol. Mag., 1951, 88, No. 3, 175.
14. Wilson G. V. Trans. Soc. glass., techn., 1918, 2, 181, 196.
15. Moody K. M. Min. Mag., 1952, 29, No. 216, 838.
16. Лещиков Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и изменение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 67.

Келдышит Keldyshite



Назван по имени президента Академии наук СССР академика М. В. Келдыша (Герасимовский, 1962) [1].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы (до 4 мм) и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Сингония не установлена. Кристаллы не наблюдались.

Физ. св. Сп. по двум направлениям заметна лишь под микроскопом, угол между трещинами спайности около 90° . Изл. неровный. Очень хрупок. Тв. около 4. Микротвердость 157—231 кг/мм². Уд. вес 3,30. Цв. белый. Бл. стеклянный, иногда жирный.

Микр. [1]. В шлифах в прох. свете бесцветен, измененные зерна имеют светлую серовато-бурую окраску. Положение полюса плоскости спайности по отношению к осям индикатрисы: $PNg=75^\circ$, $PNm=57^\circ$, $PNp=35^\circ$. Характерны пересекающиеся полисинтетические двойники. Двуосный, в желтом свете (-), в синем свете (+), $n_g=1,710$, $n_p=1,670$; $n_g-n_p=0,040$. Сильная дисперсия оптических осей: в красном свете $2V=60^\circ$, в желтом 78° , в синем 112° .

Хим. Теор. состав: Na_2O —25,27, ZrO_2 —50,24, SiO_2 —24,49. Содержит 0,72—0,81% HfO_2 [2].

Анализы:

	Na_2O	K_2O	CaO	$\frac{Fe_2O_3}{+FeO}$	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
1.	16,03	0,94	—	0,31	39,39	0,60	40,35	0,95	0,35	98,92
2.	18,35	сл.	1,37	0,26	39,69	0,32	39,53	не обн.		99,52

1—2—Ловозерский массив (1—среднее из трех анализов, анал. Воронина, Казакова, Каленчук и Тимофеева [1]; 2—анал. Казакова [3]).

Диагн. исп. Разлагается HCl , HNO_3 и H_2SO_4 .

Нахожд. Обнаружен в фойяите Ловозерского массива (Кольский п-ов) в ассоциации с рамзаитом.

Межплоскостные расстояния кельдышита из Ловозерского массива* [1]

$FeK\alpha$ -излучение, $D=57,3$ мм

l	d (Å)	l	d	l	d	l	d
7	4,11	1	2,21	2	1,566	1	1,208
10	3,97	2	2,16	7	1,542	2	1,190
2	3,38	1	2,13	1	1,512	3	1,153
1	3,23	1	2,08	3	1,491	2	1,125
5	2,95	1	2,06	1	1,459	1	1,110
2	2,87	4	1,986	1	1,444	6	1,097
2	2,82	1	1,944	1	1,403	$\frac{1}{2}$	1,071
1	2,73	4	1,892	1	1,354	1	1,063
5	2,66	$\frac{1}{2}$	1,828	1	1,336	$\frac{1}{2}$	1,053
4	2,61	1	1,783	$\frac{1}{2}$	1,312	2	1,042
$\frac{1}{2}$	2,58	3	1,728	2	1,292	2	1,023
3	2,40	5—1	1,697—1,672	2	1,272	6	1,013
$\frac{1}{2}$	2,31	1	1,639	1	1,251	5	1,006
1	2,26	2	1,605	3	1,226	4	0,996

* Рентгенограмма требует уточнения.

Среди выделений кельдышита найдены отдельные зерна минерала, полиморфного с кельдышитом [3]. Трикл. с. $C_1^1-P_1^-$; $a_0=6,66$, $b_0=8,83$, $c_0=5,42$ Å; $\alpha=92^\circ 45'$, $\beta=94^\circ 15'$, $\gamma=72^\circ 20'$; $a_0:b_0:c_0=0,754:1:0,614$; $Z=2$. Структура представляет собой трехмерный каркас, сложенный из ZrO_6 -октаэдров, связанных диортогруппами Si_2O_7 . Атомы Na располагаются в пустотах каркаса [4].

Уд. вес 3,2. Прозрачен. Двуоспый (\pm). $n_g=1,710$, $n_p=1,670$; $n_g-n_p=0,040$; $2V=\pm 90^\circ$.

Обнаружен при микроскопическом изучении вместе с келдышитом в Ловозёрском щелочном массиве. Отсутствие параметров ячейки келдышита не дает возможности сопоставить эту фазу и келдышит. Основные линии порошкограммы: 4,72 (40), 4,18(65), 3,98(60), 2,910 (100); 2,712 (65).

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1962, 142, № 4, 916.
2. Герасимовский В. И., Тузова А. М., Шевелевский И. Д. Геохимия, 1962, № 6, 501.
3. Хомяков А. П., Казакова М. Е., Воронков А. А. ДАН СССР, 1969, 189, № 1, 166.
4. Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г., Пятенко Ю. А. Журн. структурной химии, 1970, 11, № 5, 932.

Стуртит (иначе стёртит — sturtite) — $(Mn, Ca, Mg)_2Fe^{3+}H_3(Si_2O_7)_2 \cdot 10H_2O$? Назван по имени первого европейца, посетившего Брокен Хил — капитана Ч. Стурта (Ходж-Смит, 1930). Тв. около 3. Уд. вес 2,054. Очень хрупок. Изл. неровный до мелкокрабовистого. Цв. коричневато-черный, черный. Бл. стеклянный до жирного. Черта желтовато-коричневая. Прозрачен в тонких осколках. Под микроскопом светло-коричневый. Изотропный. Приведенная формула вычислена на основе анализа Уайта (Хинпе, 1938). Анализ стуртита из Брокен Хила (анал. Уайт): $MgO - 0,65$, $CaO - 2,19$, $MnO - 25,18$, $Al_2O_3 - 0,44$, $Fe_2O_3 - 10,22$, $SiO_2 - 32,35$, $H_2O^+ - 5,15$, $H_2O^- - 23,01$, Н. о. — 0,79; сумма 99,98. П. п. тр. плавится с трудом, образуя черную магнитную массу. В кислотах растворяется с выделением зернистого кремнезема. В закрытой трубке выделяет воду. При нагревании до $90-105^\circ$ выделяется 23,01% H_2O , при $105-140^\circ - 1,02\%$ и выше $140^\circ - 4,13\%$. Обнаружен в Брокен Хиле, Новый Южный Уэльс (Австралия) вместе с кварцем, спессартином, родохрозитом, галенитом и сфалеритом.

Под названием стуртит описан изотропный коричневато-черный минерал с матовым до смоляного блеском из Инаглинского массива с $n=1,596$, значительно отличающийся по составу. Анализ его (анал. З. В. Бурова): $MgO - 17,39$, $CaO - 1,09$, $MnO - 1,60$, $BaO - 1,76$, $Al_2O_3 - 5,69$, $Fe_2O_3 - 1,39$, $SiO_2 - 30,06$, $TiO_2 - сл.$, $MnO_2 - 17,16$, $H_2O^+ - 9,75$, $H_2O^- - 14,40$; сумма 100,29. Обнаружен во многих жилах эгирин-эккерманит-микроклинового типа Инаглинского массива (Южная Якутия) в ассоциации с кальевым полевым шпатом. Идентичность этого минерала с первоначально описанным стуртитом не доказана.

(Hodge-Smith T. Rec. Australian Museum, 1930, 17, 408; N. Jb. Min, 1931, 1, 538; Ефимов А. Ф., Краченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 166.)

Б. С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

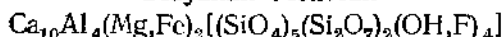
СТРУКТУРА ТИПА ВЕЗУВИАНА

Сингония $a_b \quad a_c \quad \text{Уд. в.}$

Везувиан $Ca_{10}Al_4(Mg, Fe)_2[(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH, F)_4]$ Тетраг. 15,63 11,83 3,4

Распространенный минерал, природа которого, несмотря на большое количество исследований, выяснена недостаточно. Структура везувиана не уточнена современными исследованиями, из многочисленных химических анализов очень многие неудовлетворительно пересчитываются на формулу. Поэтому выводы о зависимости свойств везувиана от состава и выделение разновидностей по составу, основанное на сопоставлении литературных данных, не вполне убедительно.

Везувиан Vesuvian



Назван по месту первой находки на Везувии (Вернер, 1795).

Синон. Идокраз — idocrase (Люи, 1799) — название, принятое в Англии, Франции, США и других странах.

Устаревшие синонимы: гиацинт — hyacinte (Роме-де-Лиль, 1772) — частично гиацинтин — hyacinthine (Деламетри, 1782), лобит — loboite (Берцеллус, 1807), ганит — gahnite

(де Сильвейра, 1810), эгеран — Egeran (Вернер, 1817), фругордит — frugårdite (Норденшельд, 1820), гёкумит — gökumite (Томсон, 1828), ксантит — xanthite (Томсон, 1828), гетеромерит — heteromerite (Герман, 1845), еврейновит — jetteinovite (Норденшельд, 1852), везувиянит — vesuvianite (Дана, 1892), калифорнит — californite (Куинц, 1901), жневит — jznevite (Дюпарк, Жизон, 1927), везувиан-жад — vesuvian-jade (Браунс, 1929), дюпаркит — duparcite (Николе, 1932), дикарkit — Dikarkit (по Поваренных, 1962 — перевод таблицы Штрунца).

Разнов. По оптическим свойствам — вилонит; по цвету — циррин; по составу: титанвезувиан, хромвезувиан, бериллий-везувиан, редкоземельный везувиан, марганцевезувиан (?).

Характ. выдел. Сплошные крупно- и мелкозернистые выделения, столбчатые, параллельно-шестоватые и радиально-лучистые агрегаты, кристаллы, часто хорошо образованные (до 10—12 см); наблюдались кристаллы со слабо развитыми гранями длиной до 40 см [1].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^4 - P4/nnc$; $a_0 = 15,63$, $c_0 = 11,83 \text{ \AA}$; $a_0:c_0 = 1:0,757$; $Z=4$ [2]. Для везувианов из разных месторождений установлены следующие пределы колебания параметров элементарной ячейки: $a_0 = 15,41 - 15,63$, $c_0 = 11,65 - 11,84 \text{ \AA}$ [3—9a]; более высокие значения параметров у обогащенных титаном и у редкоземельных везувианов (см. при хим. анализах). Редкоземельный везувиан частью рентгеноаморфен, метамиктен. Соотношение значений параметров элементарной ячейки и состава еще требует особых исследований: по Бровкину и др. [3], параметры элементарной ячейки выше у везувианов с большими показателями преломления (прямолинейная зависимость не установлена).

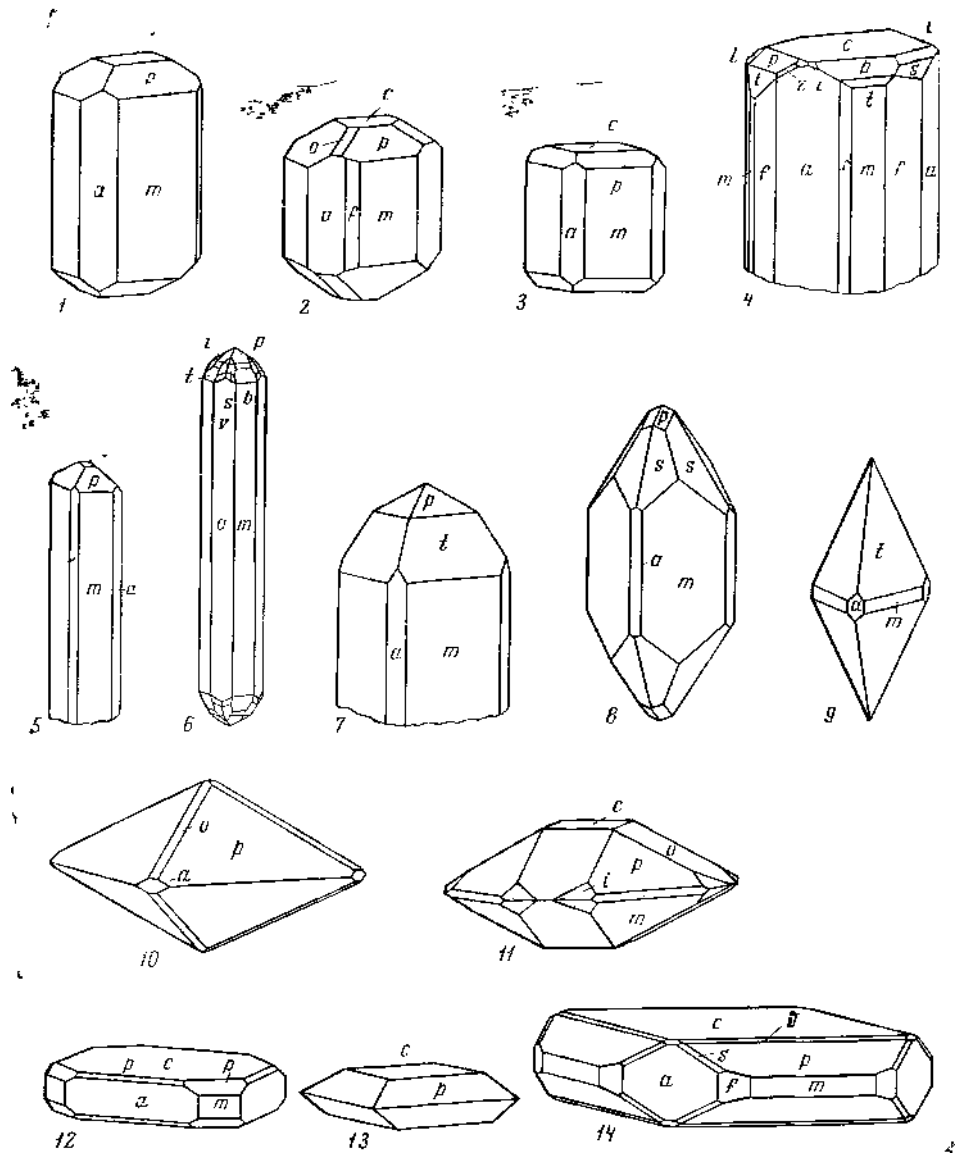
Согласно Уорену и Моделу [2], по структуре везувиан занимает промежуточное положение между ортосиликатами и диортосиликатами: из десяти атомов Si формулы $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_5\text{O}_{34}](\text{OH})_4$ четыре образуют группы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, а пять — изолированные группы $[\text{SiO}_4]$; соотношение числа групп $[\text{SiO}_4]:[\text{Si}_2\text{O}_7]=5:2$. В элементарной ячейке 16 Al находятся в общих положениях и 8 (Mg, Fe) — в частных положениях в октаэдрической координации; каждый атом Ca окружен 8 атомами O; 16 групп (OH) находятся в общих положениях и соединяются с Al, Mg, Fe и Ca. Структура везувиана уточняется [9a].

Дитетрагон.-дипирамид. кл. $D_{4h} - A/nmm (L_44L_25PC)$; $a:c = 1:0,5376$ (Гольдшмидт, 1897).

Морфологическая установка отличается от структурной поворотом вокруг оси c на 45° ($0,5375 \times \sqrt{2} = 0,760$).

Обычные формы (по Гольдшмидту, Кокшарову и др. [10—21]):

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	b 221	$45^\circ 00'$	$56^\circ 40'$
a 100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	t 331	$45^\circ 00'$	$66^\circ 19'$
m 110	$45^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	N 441	$45^\circ 00'$	$71^\circ 48'$
f 210	$63^\circ 26'$	$90^\circ 00'$	l 423	$63^\circ 26'$	$38^\circ 42'$
h 310	$71^\circ 34'$	$90^\circ 00'$	z 211	$63^\circ 26'$	$50^\circ 14'$
v 102	$90^\circ 00'$	$15^\circ 02'$	d 421	$63^\circ 26'$	$67^\circ 25'$
o 101	$90^\circ 00'$	$28^\circ 15'$	σ 315	$71^\circ 34'$	$18^\circ 46'$
u 201	$90^\circ 00'$	$47^\circ 04'$	x 313	$71^\circ 34'$	$29^\circ 32'$
η 114	$45^\circ 00'$	$10^\circ 45'$	i 312	$71^\circ 34'$	$40^\circ 22'$
ϕ 113	$45^\circ 00'$	$14^\circ 13'$	s 311	$71^\circ 34'$	$59^\circ 32'$
r 112	$45^\circ 00'$	$20^\circ 49'$	y 411	$75^\circ 58'$	$65^\circ 43'$
p 111	$45^\circ 00'$	$37^\circ 14'$	v 511	$78^\circ 42'$	$69^\circ 57'$
pa (111):(100) = $64^\circ 40'$			pm (111):(110) = $52^\circ 46'$		
ta (331):(100) = $49^\circ 39'$			tm (331):(110) = $23^\circ 41'$		
ia (312):(100) = $52^\circ 07'$			im (312):(110) = $54^\circ 36'$		
sa (311):(100) = $35^\circ 09'$			sm (311):(110) = $39^\circ 34'$		
			pp (111): $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ = $74^\circ 28'$		
			pp (111): $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ = $50^\circ 40'$		
			tt (331): $(\bar{3}\bar{3}\bar{1})$ = $47^\circ 42'$		
			tt (331): $(\bar{3}\bar{3}\bar{1})$ = $80^\circ 43'$		



Фиг. 228. Кристаллы везувиана

- 1 — Ахматовская копь (по Курбатову);
- 2 — рудник Юлия, Хакасская АО (по Курбатову);
- 3 — вилонг, Видлой (по Ляховичу);
- 4 — Перовскитовая копь, Урал (по Мясникову);
- 5 — Африканда, Кольский полуостров (по Багдасарову и Кухаренко);
- 6 — Джорджтаун, Калифорния (по Пабсту);
- 7 — Ахматовская копь (по Кокшарову);

- 8 — Пьемонт (по Цэфаровичу);
- 9 — циррин, Чаткальский хребет, Средняя Азия (по Поваренных);
- 10 — Чиклова, Венгрия (по Цэфаровичу);
- 11 — Ахматовская копь, Урал (по Кокшарову);
- 12 — копь Веселикня-Гуленко (по Курбатову);
- 13 — Африканда, Кольский п-ов (по Багдасарову и Кухаренко);
- 14 — Везувий (по Замбониги)

Редкие формы:

Ф 530	В 302	449	О 551	n 212	k 623	X 512
У 103	π 301	α 335	Н 544	R 732	U 621	Z 611
А 203	δ 117	D 334	E 321	q 833	K 722	W 711
304	ε 116	λ 445	641	ρ 319	412	
405	ζ 115	V 552	e 531	τ 629	T 514	

Очень редкие, вицинальные и недостоверные формы (по Гольдшмидту, [10, 14, 19, 20]):

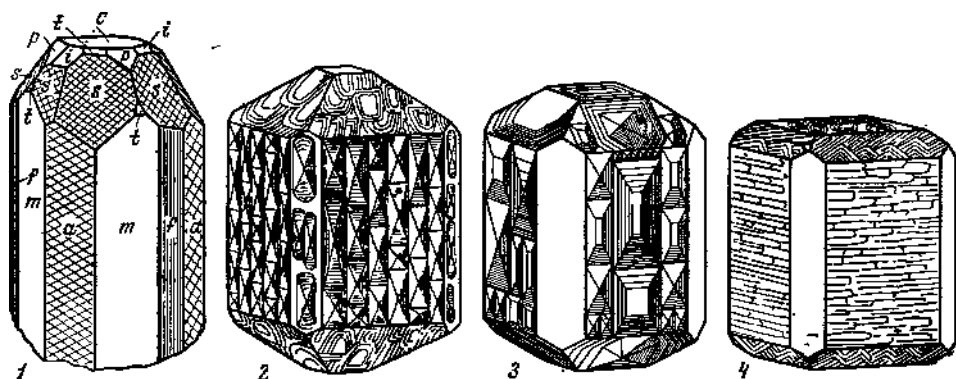
510	640	1.1.10	885	542	13.7.1.	722	13.3.8
960	740	119	995	979	841	18.5.5	929
760	940	118	14.14.5	751	631	19.5.2	35.7.1
650	9.0.13	229	13.13.4	855	737	20.5.2	17.3.10
430	106	5.5.13	10.10.1	747	11.4.4	28.7.1	63.9.2
540	1.1.20	778	10.8.5	955	61.20.20	17.4.4	35.5.3

Кристаллы разного облика (фиг. 228) [10—16, 18, 21], нередко богаты формами, часто двухконечные. Наиболее обычны кристаллы короткопризматические, длиннопризматические и игольчатые с развитым базопинакидом или без него, а также более или менее изометричные, дипирамидальные; при преобладающем развитии граней s (311) и t (331) кристаллы заострены; менее распространены таблитчатые кристаллы.

На гранях вертикальных призм обычна вертикальная штриховка; на m (110) нередко горизонтальная штриховка, на a (100) — штриховка, параллельная ребрам с гранями (311) и (131) (фиг. 229, 1). По различию штриховки на гранях s (311) и соответственно по развитию граней тех или иных зон Курбатов [10] различал три типа кристаллов из месторождений СССР: кристаллы, для которых характерны грани зоны (011):(100), кристаллы с развитой зоной (201):(110) и более редкие — с зоной (301):(331).

На гранях кристаллов вилюита из Сибири нередко наблюдается сложная скульптура (фиг. 229, 2—4) [22—24]; отмечаются взаимнопараллельные и крестообразные сростки [23]. Среди кристаллов вилюита из Средней Азии [25] наблюдались V-образные двойники, у которых угол между осями s неделимых близок к 65° (закон не установлен).

Наличие полисинтетических двойников по (113) у везувiana с Монте-Соммы (Франко, 1889) Замбонини [14] считает недоказанным.



Фиг. 229. Характер граней кристаллов везувiana

1 — штриховка на гранях кристалла с Урала (по Курбатову); 2—4 — скульптура граней вилюита (по Кокшарову)

В кристаллах везувиана из скарнов Средней Азии наблюдались газожидкие включения, частью с твердой фазой, а также включения с CO_2 [26].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110), (100), (001) несовершенная. Изл. раковистый, неровный. Тв. $6\frac{1}{2}$. Хрупок. Уд. вес обычных везувианов 3,3—3,45, у редкоземельного из Калифорнии 3,60, у метамиктных и частично метамиктных редкоземельных 3,013—3,2 (см. при хим. анализах). Цв. различных оттенков: серый, зеленый, желтый, бурый, бутыльно-зеленый, иногда черно-бурый, редко голубой, фиолетовый, сиреневый, красный, розовый, синий (у циприна), черный (у редкоземельного), редко бесцветный до белого [21, 27]. Черта белая. Бл. стеклянный, жирный до смоляного. Прозрачен до просвечивающего.

Уд. вес зависит в основном от содержания Fe. Цвет изменяется также в основном в зависимости от содержания Fe и степени его окисления: окраска темнее у богатых железом разновидностей с более высоким содержанием закисного железа [28]. Маложелезистый везувиан (Fe_2O_3 — 0,28, FeO — 0,50%) из Талнахской интрузии (Норильский район) [29] имеет светлый зеленовато-желтый цвет и уд. вес 3,3. Как показали специальные исследования, зеленая окраска везувиана вызвана ионами Fe^{3+} , изоморфно замещающими Al, темно-зеленая — ионами Cr^{3+} [30]. В результате изучения оптических спектров поглощения зеленого везувиана установлено, что узкая полоса поглощения 21 600 cm^{-1} связана с электронными переходами в октаэдрически координированном Fe^{3+} [31a]. Окраска везувиана из Средней Азии, по данным спектрального анализа [31], вызвана: зеленовато-коричневая — Ti, Y, Yb, In, зеленая — Cr, серая и сиреневая — Li. Металлоподобный блеск кристаллов везувиана из Лупикко (Питкьярнта) объясняется наличием на гранях тонкой серебристо-белой пленки хлорита [32].

Диэлектрическая постоянная 7,2 [33].

Пластинка вилюита, выпиленная параллельно вертикальной оси кристалла, занимает в магнитном поле осевое положение [22].

Уд. теплоемкость 0,195 *кал/г·град* при 12—100° (Джоли, по Дельтеру). Теплопроводность, по Пренделю [22], у кристаллов якутского вилюита наибольшая вдоль оси *c*, у кристаллов везувиана из других месторождений — в перпендикулярном к оси *c* направлении.

Различно окрашенные везувианы из Средней Азии слабо люминесцируют и обнаруживают ясный метахроматизм в лучах кварцево-ртутной лампы [31].

Инфракрасный спектр поглощения везувиана (по новым данным Власовой и Лебедевой) содержит ряд характерных полос: в области деформационных колебаний — полосы 625—635, 600 и 575 cm^{-1} ; в области валентных колебаний — интенсивные полосы 1020, 985 и 920 cm^{-1} , отвечающие валентным колебаниям связи Si—O в диортогруппах и в изолированных SiO_4 -тетраэдрах; хорошо выраженная полоса поглощения при 800 cm^{-1} относится к валентным колебаниям связи Si—O—Al; появление у этой полосы дополнительных максимумов может свидетельствовать об изоморфных примесях, замещающих Al в четверной координации (Be и Mg). В области валентных и деформационных колебаний групп OH и воды имеются пологий максимум поглощения 1450 cm^{-1} и полосы 3490 и 3560, иногда 3540 и 3650 cm^{-1} , не исчезающие после прокаливании образцов в течение 2 час. при 900°. В инфракрасном спектре поглощения оптически положительных сибирского вилюита и везувиана с р. Джекинды (оригинала анализа 21) в области деформационных колебаний в отличие от других везувианов четкие полосы поглощения отсутствуют, спектр близок к спектру стекол или метамиктных минералов; в области валентных колебаний вместо полос поглощения 1020 и 985 cm^{-1} присутствует одна полоса около 1000 cm^{-1} ; интенсивность полосы 920 cm^{-1} очень мала, что может быть следствием несколько большей симметрии SiO_4 -тетраэдров и ослабления связи Si—O; хорошо выражены полосы 800 и 1100 cm^{-1} .

Вилюиты, содержащие бор, дают полосы поглощения 1270 cm^{-1} , которые можно отнести к валентным колебаниям связей B—O—B и B—O, где

бор имеет тройную координацию. В области валентных и деформационных колебаний групп ОН и воды обычны довольно интенсивная полоса поглощения 1660 см^{-1} и полосы 3580 и 3620 см^{-1} (или одна полоса 3620 см^{-1}); эти полосы, характерные для деформационных и валентных колебаний связи О—Н в H_2O , отсутствуют в спектре везувиана, подвергнутого двухчасовому прокаливанию при 650° (см. также данные Ахмановой и Леоновой [34] по инфракрасным спектрам везувианов).

Микр. [12, 21, 35]. В шлифах бесцветен, реже окрашен. Плеохроизм слабый, у темноокрашенных разностей отчетливый.

Цвет в образце	Плеохроизм	
	по N_e	по N_o
Бурый	Буровато-желтый до буровато-серого	Желтовато-бурый до желтовато-зеленого
Красный	Светло-розовый до персиково-красного	Бесцветный до светло-серого
Зеленый	Светло-серый, желтый или зеленый	Бесцветный до зеленовато-желтого
Синий	Почти бесцветный	Темно-синий

Удлинение (—). Обычно везувиан одноосный (—), вилоит (+); нередко аномально двуосен с малым $2V$ [36], реже $2V$ больше: (—) $35-39^\circ$ у титанового везувиана из Африканды [21], до (+) 17° у сибирского вилоита [37, 38]. В одном и том же кристалле часто имеются участки одноосные и двуосные, (—) и (+); так, везувиан из Марокко двуосный (+) в краевых частях ($2V=63-65^\circ$) и одноосный (—) в центре [39].

Зависимость оптических свойств от химического состава везувиана детально исследована Гедеке (1938) [28]. При высоком содержании Fe^{3+} минерал переходит из оптически отрицательного в оптически положительный; то же наблюдается при высоком содержании H_2O . Показатели преломления возрастают при увеличении содержания Ti, Fe, уменьшаются при увеличении содержания F, Mn, Na и замене Al на Mg. Выводы Гедеке подтверждены результатами изучения состава и оптических свойств везувианов из скарнов северо-восточных районов СССР [3]. По Диру, Хауи и Зусману, двупреломление уменьшается при увеличении содержания V_2O_5 и H_2O .

В результате изучения борсодержащих везувианов из района Осло в Норвегии Офледаль [40] пришел к выводу о зависимости оптического характера везувиана от содержания V_2O_5 : при содержании V_2O_5 1% и более минерал положительный, при содержании V_2O_5 менее 0,5% — отрицательный; однако известны оптически отрицательные борсодержащие везувианы, например, при 3,4% V_2O_5 [41], а также оптически положительные, не содержащие бора [38, 42].

Для оптически положительных везувианов характерно повышенное содержание MgO (см. при хим. анализах). Показатели преломления везувиана непостоянны даже в пределах одного зерна (опт. свойства везувианов из разных месторождений приведены при хим. анализах); $n_o=1,698-1,752$, $n_e=1,695-1,746$, $n_o-n_e=0,001-0,012$. Обычна аномальная интерференционная окраска в грязно-желтых, серых, сине-лиловых и индигово-синих тонах, характерно ее зональное или пятнистое распределение. Зоны с различной интерференционной окраской могут иметь неодинаковый оптический знак. Так, зональные и секториальные кристаллы везувиана из Норильского района [9] имеют аномальную индигово-синюю интерференционную окраску во внутренних зонах и грязно-оливковую — в периферических; внутренние части их розовые, оптически (+), $n_o=1,716$, $n_e=1,720$; наружные — лимонно-желтые, отрицательны, $n_o=1,718$, $n_e=1,714$. Характерна сильная дисперсия оптических осей и осей индикатрисы.

Хим. На основании рентгеноструктурных данных Уорен и Модел [2] вывели вышеприведенную формулу везувиана, отвечающую $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH}, \text{F})_4$. Махачки [43] в результате пересчета многочисленных анализов пришел к формуле $\text{Ca}_{19}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti})_{18}\text{Si}_{18}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{76}$; предлагались и другие формулы [4, 6]. По Гедке [28], все везувианы можно представить как смеси двух молекул: богатой магнием $\text{Ca}_9\text{Al}_4\text{Mg}_3\text{Si}_9(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{38}$ и богатой алюминием $\text{Ca}_9\text{Al}_6\text{Si}_9(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{38}$; в обоих случаях Al может замещаться на Fe^{3+} , Mg на Fe^{2+} и Mn, а Si на Ti. Беус [44] допускает существование ряда от $\text{Ca}_8(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_6[\text{Si}, \text{Be}]_9(\text{O}, \text{F}, \text{OH})_{34}$ до $\text{Ca}_9(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_6[\text{Si}_9\text{O}_{34}]$. Сердюченко и др. [45] относительно существования изоморфного ряда везувианов (близкого к ряду гранатов) с крайними членами $\text{Ca}_9(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$ — $\text{Ca}_9(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$ (содержащими соответственно 24 и 25 катионов) при наиболее распространенной промежуточной по составу (и числу катионов) группе минералов — $\text{Ca}_9(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{1,5}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_5\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$ с 24,5 катионами.

Не все анализы минерала равноценны, не во всех случаях определялось содержание Be и V; содержание Al_2O_3 , V_2O_5 и BeO из-за сложности химического анализа во многих везувианах требует проверки.

Для везувиана характерны изоморфные замещения Si на Ti и Be; Al на Fe^{3+} , V, Cr, Ca на Mn, Na, K; Mg на Fe^{2+} и Mn; OH на F. Бор обнаружен во многих везувианах [41, 46—48]. Его распределение в везувиане обычно неравномерно не только в пределах одного месторождения, но и в различных участках одного и того же образца [49]. Максимальное содержание V_2O_5 — 4,66% установлено в якутских вилюитах [23].

Выделяются разновидности, отличающиеся повышенным содержанием Ti, Be, Cr, TR. В циприне установлено более 1% CuO . В циприне, бериллиевом везувиане из Франклина и Айрон-Маунтин и в «манганвезувиане» из Силезии содержится более 3% MnO (см. анализы). Количество MgO в некоторых вилюитах превышает 6%. В везувианах отмечаются также примеси небольших количеств Ti, Pb, Sn, Ga, Ge, In, Bi, V, Li, Zn, Co, Ni, Zr, Sr, Ba [31, 50—54]. В вилюите из Якутии установлены Be, As, Cu, Zn, Ni, Zr, Ga, Cr, V, Sr, Co, Sn, Ti; в вилюите из Средней Азии [25] — 0,00—0,00% Sc. В везувианах из северо-восточных районов СССР обнаружено 0,003—0,22% Sn [55], в везувиане из Кара-Тюбе (Западный Узбекистан) — 0,03—0,04% P_2O_5 [51].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	0,50	0,33	0,29	Не обн.	0,06	0,11	0,09	0,21
K_2O	—	—	—	0,15	»	Не обн.	0,17	0,02	0,05
BeO	0,30	—	—	—	—	—	—	—	0,01
MgO	1,63	2,12	3,74	2,94	2,51	3,09	3,73	3,22	2,33
CaO	35,46	35,18	35,44	35,21	37,17	35,22	34,38	35,60	35,17
BaO	—	0,04	Сл.	—	—	—	—	—	—
SrO	—	1,24	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,25	0,09	0,07	0,25	0,10	0,60	0,36	0,30	0,34
FeO	3,66	0,47	0,57	1,14	1,69	2,79	1,98	1,51	4,91
V_2O_5	0,02	—	—	—	0,27	0,53	0,29	0,91	0,28
Al_2O_3	17,95	18,61	17,33	18,41	16,21	16,51	15,38	16,16	15,58
Fe_2O_3	1,55	3,31	3,36	3,60	3,50	3,07	1,68	2,21	0,85
SiO_2	37,00	36,24	36,24	35,16	35,88	35,20	38,72	36,79	35,67
TiO_2	0,39	0,30	0,16	0,40	0,48	0,04	0,42	0,31	1,77
H_2O	1,35	1,13	1,92	1,85	1,80	1,50	1,00	2,04	0,94
F	1,40	0,10	0,02	0,28	1,60	2,80	2,80	0,76	1,85

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CO ₂	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,96	99,57	99,18	99,68	101,21	101,41	101,02	99,92	99,96
—O=F ₂	0,58	0,05	0,01	0,13	0,67	1,18	1,18	0,31	0,78
	100,38	99,52	99,17	99,55	100,54	100,23	99,84	99,61	99,18
Уд. в.	3,426	3,36	3,41	3,07	3,36	3,41	3,35	3,37	
n _o	1,709	1,750	1,723	1,718	1,713	1,711	1,700	1,714	1,714
n _e	1,703	—	1,714	—	1,712	1,710	1,697	1,713	1,708
Опт. знак	—	—	—	—	(—)	(—)	(—)	(—)	(—)
2V	—	—	—	—	0°	8°	0°	0°	0°
a ₀	—	—	—	—	15,55	15,506	15,527	15,52	15,600
c ₀	—	—	—	—	11,71	11,692	11,690	11,79	11,810

1—серовато-зеленый, Лянгарское м-ние, Средняя Азия, анал. Мясников [19]; 2 и 3—Черная Сопка, Урал, анал. Рудницкая [1] (2—зеленый, изотропный, 3—коричневый, слабо анизотропный); 4—темно-коричневый, Надеждо-Коммерческое м-ние, Урал, анал. Панова [1]; 5—7—Северо-Восточная Якутия, анал. Каширцева и Тимофеева [3, 55] (5—зеленый, 6—светло-зеленый, 7—бесцветный); 8—зеленый, Сала, Швеция [56]; 9—темно-коричневый, Аммеберг, Швеция, анал. Парвел [57].

	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	0,09	0,21	0,07	0,02	—	—	0,80	—
K ₂ O	1,01	0,04	0,13	0,06	—	—	0,40	—
VeO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	4,68	5,14	4,70	4,89	2,91	1,73	4,30	1,99
CaO	34,60	36,50	35,75	36,25	35,87	35,89	31,00	37,20
MnO	0,14	0,04	сл.	0,09	0,07	0,07	0,05	0,03
FeO	0,62	0,50	1,41	0,20	1,55	0,82	—	1,48
B ₂ O ₃	—	1,01	0,68	1,42	сл.	сл.	—	—
Al ₂ O ₃	17,06	16,60	15,40	16,16	12,66	13,71	11,50	13,16
Fe ₂ O ₃	3,96	0,28	2,37	2,28	4,36	4,21	5,00*	5,22
SiO ₂	34,98	37,20	36,00	36,89	35,73	36,89	40,50	34,65
TiO ₂	—	0,87	1,46	0,10	4,73	4,63	3,60	3,42
H ₂ O	2,84	1,00	2,13	1,43	2,76	2,71	3,20	2,63
F	—	1,00	—	0,57	сл.	—	0,10	0,80
Сумма	99,98	100,39	100,10	100,36	100,64	100,66	100,45	100,58
—O—F ₂	—	0,42	—	0,24	—	—	0,04	0,34
		99,97		100,12			100,41	100,24
Уд. в.	3,32	3,3	—	3,39	3,408	3,409	3,45	3,41
n _o (n _g)	1,716	—	1,718	1,711	1,742	1,736	1,752	1,764
n _e (n _p)	—	—	1,713	1,708	1,736	1,730	1,746	1,749
Опт. знак (+)и(—)		(+)и(—)	(—)	(+)	(—)	(—)	(+) и (—)	(—)
2V	0°	малый	—	—	—	0°	0°	65°
a ₀	15,63	—	—	—	15,61	—	—	15,61
c ₀	11,91	—	—	—	11,86	—	—	11,84

* Fe₂O₃ + FeO.

10 — желтовато-зеленый, Потой Чука, Сербия, Югославия [58]; 11 — зеленовато-желтый, даусный, слабо двуупреломляющий, Таллахская интрузия, Норильский р-н, анал. Молева [29]; 12 и 13 — р-н Юлия Хакасская АО, [59] (12 — темно-бурый, анал. Николаева, Карпов; 13 — зеленовато-желтый, анал. Корзухина); 14 — 17 — титанеэвнинит (14 — темно-бурый, Ахматовская копь, Южный Урал, анал. Мясников [60]; 15 — темно-бурый, Перовскитовая копь, Чувашские горы, Южный Урал, анал. Исаков [60]; 16 — розовый, Мваркко, анал. Патуро [39]; 17 — темно-бурый, Африкяда, Кольский п-ов, анал. Ковьянна [21]).

	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Na ₂ O	—	0,20	—	0,16	0,49	Не общ.	—	—	0,2
K ₂ O	—	—	—	0,08	2,95	»	—	—	0,01
BeO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
MgO	6,82	8,15	3,98	5,98	2,31	3,87	2,82	1,38	2,2
CaO	36,49	35,26	35,66	35,36	33,41	34,66	36,06	34,70	35,8
MnO	0,05	0,07	—	0,08	0,03	0,29	—	3,11	0,6
FeO	—	1,17	0,65	1,60	1,40	3,48	0,43	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	1,21	0,8
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	1,42	—
B ₂ O ₃	2,73	0,05	2,34	2,30	—	1,68	—	0,89	—
Al ₂ O ₃	13,07	12,07	16,73	16,02	16,04	14,03	19,39	16,30	18,9
Fe ₂ O ₃	4,10	3,18	2,28	2,22	3,77	3,54	3,37	3,00	1,1*
SiO ₂	35,30	39,02	35,48	35,46	36,66	36,24	36,71	34,98	36,9
TiO ₂	1,03	0,81	0,45	1,11	1,40	0,20	—	—	0,4
H ₂ O ⁺	0,18	0,22	—	0,17	} 0,11	1,00	0,72	} 0,64	1,41
H ₂ O ⁻	—	0,07	—	—			0,04		0,03
F	—	0,17	0,44	0,10	—	1,75	—	1,62	1,5
П. п.	—	—	—	—	1,34	—	—	—	—
Сумма	99,77	100,44	98,01	100,64	99,91	(100,74)	99,54	99,25	100,15
-O=F ₂	—	0,07	0,18	0,04	—	0,73	—	0,68	0,6
		100,37	97,83	100,60		100,01		98,57	99,55
Уд. в.	3,395	3,405	3,23	3,37	3,42	3,39	—	—	3,421
n ₀ (n _g)	1,717	1,708	1,706	1,714	1,720	1,717	1,716	1,710	1,705
n _e (n _p)	1,716	1,704	1,702	1,710	1,714	1,715	1,712	1,698	1,697
Опт. знак	(+)	(-)	(+)	(-)	(+)	(+)	(+)	(-)	(-)
2V	5-30°	0°	—	0°	малый	6-10°	17°	0°	0°
a ₀	—	—	—	—	—	15,58	—	—	—
c ₀	—	—	—	—	—	11,709	—	—	—

* Fe₂O₃ + FeO.

18 и 19 — зеленовато-черный, р. Виллой, анал. Алексеева и Николаева [23]; 20 — зеленовато-черный, двусосный, Чаткальский хр., Средняя Азия (щелочи. MnO, BeO, H₂O не опр.) [25]; 21 — травяно-зеленый, р. Джскинда, Якутия, анал. Николаева [61]; 22 — зелено-черный, Западные Кейвы, Кольский п-ов, анал. Пуха [62]; 23 — Северо-Восток СССР, анал. Каширцева и Тимофеева [3]; 24 — темно-зеленый, Восточный Саян, анал. Лахно [38] (в оригинале указано 2E около 30°); 25 и 26 — циприв, небесно-голубой (25 — Франклин, Нью-Джерси [63]; 26 — Телемарк, Норвегия, анал. Брун [64]).

	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Na ₂ O	—	0,86	0,17	0,22	0,87	0,53	0,35	—	—
K ₂ O	—	0,08	—	0,05	0,18	0,15	0,25	—	—
BeO	1,60	3,95	1,56	1,09	—	—	—	—	—
MgO	2,13	2,91	2,87	2,42	1,19	1,42	1,85	0,86	3,0
CaO	37,20	33,84	33,64	32,02	32,00	30,84	27,75	30,66	27,5
MnO	0,20	0,24	3,28	4,48	0,18	0,32	0,57	—	—
FeO	0,53	—	—	2,15	3,59	5,6	3,12	5,42	—
CuO	—	—	0,26	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	0,14	0,43	—	—	—	—	—
B ₂ O ₃	—	—	—	0,11	—	—	—	0,06	—
Al ₂ O ₃	18,65	12,98	16,67	13,36	14,52	12,47	12,80	12,40	9,3
Fe ₂ O ₃	2,57	5,69	3,31	4,15	4,98	3,06	5,30	4,63	5,4
TiO ₂	—	—	—	—	0,67	4,31	7,4	4,80	16,7
SiO ₂	36,04	34,83	36,61	36,19	35,40	34,59	34,95	34,28	33,1

	27	28	29	30	31	32	33	34	35
TiO ₂	—	—	—	—	2,88	3,88	1,50	4,63	5,5
ThO ₂	—	—	—	—	0,53	0,22	0,1	Не обн.	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	1,0	0,048	0,42	—	—
H ₂ O ⁺	} 0,20	0,86	0,68	0,60	1,96	2,19	2,72	1,53	1,0
H ₂ O ⁻				0,43	—	0,05	0,48	—	0,1
F	0,74	3,07	0,91	3,22	0,47	—	0,42	1,08	0,1
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,59
Сумма	(99,86)	99,31	100,10	100,92	100,42	(99,678)	99,98	(100,35)	102,29
-O→F ₂	0,32	1,29	0,38	1,36	0,20	—	0,18	0,45	0,04
	99,54	98,02	99,72	99,56	100,22	—	99,80	99,90	102,25
Уд. в.	—	3,38	3,375	3,3	3,013	3,23	3,19	3,10	3,60
n _o (n _g)	1,704	1,716	1,714	1,711	1,680	1,711	—	1,685	1,7617
n _e (n _p)	1,700	1,710	1,709	1,718	1,677	1,709	—	1,683	1,7498
Опт. знак	(±)	(-)	()	(-)	(+)	—	—	—	(-)
2V	0°	0°	0—7°	—	—	—	—	—	0°
α _o	—	—	—	—	15,66	15,55	—	15,70	15,97
с _o	—	—	—	—	11,95	11,95	—	11,89	11,97

27-30 — бериллиевый везувиан (27 — грязно-голубой, г. Кара-Тюбе, анал. Кучукова [54]; в оригинале сумма 100,02; 28 и 29 — коричневый, Франкоин, Нью-Джерси, анал. Гоннер [65]; 30 — бесцветный, Айрон-Маунтин, Нью-Мексико, анал. Ственс [66]); 31-35 — редкосильный везувиан (31 — черный, Дахунурская интрузия, Юго-Восточная Тува, анал. Сокова [67], в изотропных участках $n = 1,655-1,661$, параметры элементарной ячейки приведены для прокаленного рентгеноаморфного минерала; 32 — черный, Ахтынский массив, Енисейский край, анал. Варшал, ThO₂ и U₃O₈ определены в отдельных навесках, содержит Ra — $1,64 \cdot 10^{-2}$; в оригинале сумма 99,53 [68]; 33 — черный, Сибирь, анал. Горелов [69]; 34 — черный, изотропный, Южная Якутия, анал. Быкова (в оригинале указана сумма 99,35) [70]; 35 — явтарно-коричневый, параметры элементарной ячейки прокаленного рентгеноаморфного минерала, Калифорния, анал. Инграм [20].

Хим. анализы по 1937 г. сведены Гедеке [28]; см. также хим. анализы в работах [1, 4, 8—10, 18, 19, 27, 42, 45, 51, 54, 56, 65, 66, 71—76].

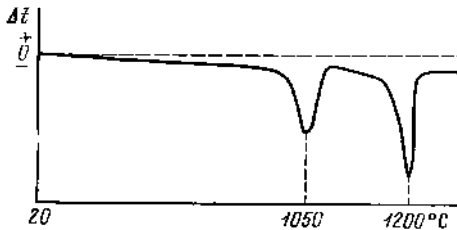
Диагн. исп. В кислотах разлагается только после сильного прокаливания с выделением SiO₂ в виде студня [10]. П. п. тр. вспучивается и легко плавится в желто-зеленое или бурое стекло.

Повед. при нагр. На кривых нагревания имеются два эндотермических прогиба с максимумами около 1050° (дегидратация с разрушением кристаллической решетки) и около 1200° (спекание) (фиг. 230) [8, 77]. Для кривой нагревания изотропного зеленого везувиана с Урала, кроме того, характерны два экзотермических подъема — при 564° (переход в анизотропную разновидность) и при 712° (изотропизация). На кривой нагревания якутского вилюита (фиг. 231) имеются два слабо выраженных эндотермических понижения при 200 и 350° и эндотермический прогиб при 1040° (плавление); после получасового прокаливания при 1100° получается пористый, изотропный продукт с более низким уд. весом; плавлением кристаллов вилюита была получена масса, состоящая из оливиноподобного минерала, анортита и мелилита [23]. Установлено влияние величины частиц везувиана на его поведение при нагревании [42]: при увеличении степени измельчения на кривых нагревания наряду с основным эндотермическим прогибом около 1050° появляется понижение при 955—980°, а для более мелкой фракции — и при 710°.

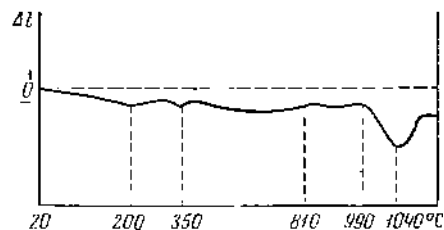
Кэф. линейного расширения вилюита при температурах от 20 до 120°: по оси c 0,00111—0,00094, по оси a 0,00076 — 0,00091 [22]. Обладает пьезоэлектрическими свойствами: при охлаждении нагретых кристаллов

на плоскостях призм обнаруживается отрицательное электричество, на плоскостях пирамид и базолинакоида — положительное [22].

Наход. Типичный гипабиссальный контактово-метасоматический минерал. Распространен в скарнах, в существенно метасоматических мелилитовых породах в связи с ультраосновными породами, в контактово-метаморфических породах; реже встречается в контактово-измененных щелочных породах, пегматитах и гидротермальных жилах. Обычен в эндо- и экзоскарнах, среди карбонатных пород в контактовом ореоле интрузивных массивов. Особенно широко распространен и характерен для известковых скарнов магнезиальнскарновой формации. В контактовом ореоле интрузивов



Фиг. 230. Кривая нагревания везувияна из Кедабекского месторождения (по Махмудову и Бабаеву)



Фиг. 231. Кривая нагревания якутского везувияна (по Ляховичу)

среди мраморов длина существенно и даже преимущественно везувиановых скарновых тел достигает сотен метров, а их мощность 30—40 м. Ассоциируется с диопсид-геденбергитом, гроссуляром, андрадитом, волластонитом, эпидотом, монтичеллитом, куспидином, флогопитом, шиннелью, геленитом, мервинитом, кальцитом, а также с хлоритом, серпентином. В месторождениях с грейзеновыми проявлениями в скарнах ассоциируется с мусковитом, литиевыми слюдами, флюоритом, турмалином, бериллиевыми минералами, касситеритом, сульфидами [78]. Часто представлен двумя генерациями: везувиан I — продукт замещения граната, диопсида и других минералов; везувиан II — отложен в пустотах экзоконтактной зоны.

В контактах кислых изверженных пород в СССР встречается на Кавказе в Кедабекском месторождении [5, 18, 79] — в везувиановых, в везувиан-гранатовых и везувиан-геленитовых скарнах, в Тырынаузе [80] — на контакте скарнов и известняков, в известняках, в аплитах и гранитах — на контакте с известняками, в кварцевых жилах, пересекающих известняки [81].

Обнаружен в руднике Юлия (Хакасская АО) [82], в Перовскитовой и других коях на Южном Урале [16, 60]. Встречен в ряде месторождений Средней Азии: Аксай и Кара-Тюбе в Каратюбинских горах [51, 83]; Лянгар, Койташ в Нурагинских горах [19]; Алмалык в Кураминских горах [83, 84]; месторождение Гава-Сай в Киргизии; скарновая зона Узун-Ташты в северо-западной части Таласского хребта [45]; в Центральном Казахстане на Аксоране, Джамском, Александровском и других месторождениях [45, 85, 86]; на северо-востоке СССР — в Каньонском месторождении [73], в Якутии — в Верхне-Тирехтяхском, Саханьинском и других массивах [3, 87]; в Карельской АССР — в Питкяранте [53]. За рубежом местами находок везувиана являются: Этна [88] и Везувий [14, 89] (Италия); массив Штелина в Верхней Силезии [90] и район Клетно в Нижней Силезии (Польша) [91]; Длоухе Лхоти (Чехословакия) [92]; г. Рила и Родопские горы (Болгария) [93]; Керигю

(Франция) [94]; Крестмор (США) [95]; Ямато, Михара, Сэмпо (Япония) [96]; г. Монцони в Тироле (Австрия); Оравица в Румынии; Гёкум (Швеция); Эгг в Норвегии [97]; о. Скай в Шотландии [98] и др. В скарнах на контакте с гранитами иногда встречается бериллиевый везувиан.

В зонах контакта средних и основных изверженных пород с осадочными породами в СССР везувиан известен в разных районах. В Накпае (Кураминские горы, Средняя Азия) [72] развиты везувиан-диопсидовые, везувиан-гранатовые и волластонит-диопсидовые с везувианом скарны на контакте осадочных пород и пород сиенит-диоритового состава. На Урале [99] известны пироксен-везувиан-гранатовые скарны с железистыми рудами, залегающие на контакте известняков и сиенитов; в Бакальском месторождении на Южном Урале [100] в зоне контактов диабазов с ксенолитами магнезиальных карбонатных пород везувиан наблюдается в ассоциации с гранатом, пироксеном, кальцитом, пренитом, магнетитом.

Многочисленны находки везувиана в аналогичных геологических условиях за рубежом: в Потой Чука (Сербия, Югославия) — в скарнах на контакте монзонитов и триасовых известняков [58]; в Михо, преф. Канагава (Япония) — на контакте интрузии диоритов [6]; в Вал Паллобиа — на контакте известняков и тоналитов [4]; в Граубюндене в Швейцарии — на контакте серпентинитов с карбонатными сланцами или доломитами [101] (см. также ниже о нахождении титанвезувиана).

В турьятах и близких к ним по составу метасоматических мелилитовых породах, образовавшихся за счет ультраосновных пород (пироксенитов, оливинитов, ийолитов, мельтейгитов) — в Ковдорском и Салмагорском массивах, на Турьем мысе (Кольский п-ов) [21, 27] везувиан образовался по мелилиту, ассоциируется с диопсидом, монтичеллитом, флогопитом, андрадитом, волластонитом, кальцитом.

Вместе с хлоритом наблюдается в связи с ультраосновными породами; помимо хлорита в ассоциации с везувианом встречаются гранат, диопсид, пренит, тремолит и другие минералы (о нахождении виллоита см. ниже). Везувиан, как и гранат, на Кольском п-ове образовался по плагиоклазу позднее граната; отмечено также образование везувиана за счет пироксена диопсид-жадеитового ряда одновременно с гранатом и серпентином, встречаются псевдоморфозы везувиана по флогопиту и пироксену [27].

На Урале примерами нахождения везувиана, также образовавшегося в указанных условиях, может служить Баженовский массив (Средний Урал) [102] — на контакте даек диоритов с серпентинитами; копи Шишимская, Прасковье-Евгеньевская и Барботовская в Шиншимских горах [12, 16, 80]; Ахматовская коль в Назямских горах [103]; район оз. Чертаньш [12]; Егозинское месторождение [104]; Черная сопка, Надеждо-Коммерческое, Березовское и другие месторождения [1, 86]. Другие указания на нахождение в СССР везувиана в связи с ультраосновными породами относятся к следующим местам: на Таймырском п-ове — г. Черная [105]; Оспинский и другие гипербазитовые массивы в Восточном Саяне [106], где имеются хлорит-гранат-везувиановые породы, образовавшиеся при взаимодействии гранитной магмы (жилы гранит-порфиров) с ультраосновными породами; массивы Африканда и Ковдор на Кольском п-ове [27] — везувиан входит в состав перекристаллизованных рудных пироксенитов (с магнетитом, андрадитом, флогопитом, титанитом, апатитом) и амфибол-флогопитовых пород, образовавшихся на контактах пироксенитов со щелочными пегматитами. В Серафимовском, Ключевском и других рудниках на Урале [12] везувиан (хромвезувиан) известен в хромитовых залежах в пустотах и трещинах с хлоритом, серпентином, кеммереритом, уваровитом.

За границей в связи с ультраосновными породами везувиан известен в следующих местах: Джорджтаун (Калифорния, США) [15], Мусса-Альпы

(Пьемонт, Италия), Сибукава (Япония) [107], Роквил (шт. Мэриленд, США) [108], район Блэк-Лейк (пров. Квебек, Канада) [109], Хидубэг (Пакистан) [7], Вюрлиц (ФРГ) [110], Лояна (Сербия, Югославия) [111] и др.

В хлоритовых, реже в биотитовых сланцах, филлитах, роговиках [112] и других метаморфических породах везувиан ассоциируется с гранатом, эпидотом, ортоклазом, диопсидом, хлоритом, кальцитом. Примеры месторождений: Ахматовская и Николае-Максимильяновская копи на Урале — в хлоритовых сланцах, преимущественно у контактов с известняками; за рубежом: Страффорд и Манчестер (шт. Нью-Гэмпшир, США) [113] — везувиан приурочен к прослоям известковых пород среди сланцев и филлитов; Ростэй (Норвегия) [97]; Аммеберг (Швеция) [57] — в известково-скарновых слоях среди полосчатых лептитов с диопсидом, гроссуляром, волластонитом; Малада Апжикус и Риу-Гранди-ду-Норти (Бразилия) [114] — в шеелитопосных такритах; Ардгур (Шотландия) — на контакте мрамора с диоритами, образовался по авгиту и скаполиту [76, 115]; Церматт (Швейцария) [115]; район Хеба (Чехословакия); Кларо, Лефонтинские Альпы (Швейцария) [116] и др.

Известны единичные находки везувиана в щелочных породах и их пегматитах: в Фукушинсане (Корея) [116] — в гранат-биотит-нефелиновом сиените и канкринит-сиенитовом пегматите, Альмунге (Швеция) [57] — в нефелиновом сиените, Сейлапде (Норвегия) [117] — в пегматите канадита со скаполитом и альбитом, в Раджпугане (Индия) [118], Нью-Гэмпшире (США) [119], Уоджине (Австралия) [120] — в пегматитах. В пегматитах щелочных пород встречается редкоземельный везувиан.

Низкотемпературный гидротермальный везувиан наблюдался в месторождении Кансай (Карамазар) [84, 121] в серпифитовой жиле, секущей скарнированный известняк, в ассоциации с таумаситом, апофиллитом, кальцитом; в массиве Африканда (Кольский п-ов) [27] — в кальцит-цеолитовых жилах и гнездах, а также в миароловых пустотах в пироксенитах.

В россыпях везувиан встречается в виде обломков кристаллов и галек на Урале (Маринский прииск, Борзовская россыпь), в Якутии (ручей Мунилкан в бассейне р. Селеннях [122] и др.). Округлоокатанные удлиненные зерна везувиана встречены в илах Восточного Сиваша [123].

Изм. Описаны псевдоморфозы по везувиану: талька, хлорита, гроссуляра, эпидота, скаполита, ортоклаза [10]; доказано замещение везувиана кальцитом [21, 31], цоизитом [54, 55], хлоритом [55], скаполитом, пироксеном [76], а также карбонатами, кальциевыми цеолитами, пренитом, анатазом, гидрогематитом [27].

Искусств. Синтезирован из смеси каолинита, $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при 700° и давлении 10 000 атм [124]. Вместе с гроссуляром получен в водной среде при $450\text{--}500^\circ$ и давлении 1200 бар из смеси кремнезема, аморфного глинозема, CaCO_3 , MgCO_3 и $\text{Mg}(\text{OH})_2$, отношения которых соответствовали формуле минерала [125]. Везувиан, не содержащий Mg и Fe, наряду с анортитом и гроссуляром, синтезирован из смеси состава цоизита при $550\text{--}600^\circ$ и давлениях 1750—3150 кг/см²; параметры и оптические константы этого везувиана: $a_0=15,2$, $c_0=11,8$ Å; одноосный (—), $n_o=1,710$, $n_e=1,702$ (Na) [126]. Везувиан получен также как продукт разложения мелвилита при 509 и 550° ; от природного он отличается более низкими показателями преломления (1,645—1,650) и другой интенсивностью некоторых линий на порошкограмме, допускается замещение в нем части SiO_4 -групп группами $(\text{OH})_4$ [127].

Практ. знач. Прозрачные и полупрозрачные разности везувиана используются в качестве поделочного материала [128].

Отл. Макроскопически похож на некоторые гранаты, турмалин, эпидот. Особенно трудно, при отсутствии хорошо образованных кристаллов, отличим от гроссуляра и гидрогроссуляра (имеются ошибочные описания везувиана под названием гидрограната [91, 122]). Плотный, светло-зеленый везувиан из валунов Якутии напоминает нефрит [122].

В шлифах определяется по высокому свстопреломлению (очень сильный рельеф), низкому двупреломлению, характерной квадратной форме сечений кристаллов, зональному распределению своеобразной аномальной интерференционной окраски. От цоизита отличается отсутствием спайности и аномальной дисперсией, от мелилита — более высокими светопреломлением и окраской, от андалузита — более высоким светопреломлением, низким двупреломлением, одноосью или малым углом оптических осей, от гроссуляра — более низким светопреломлением и удельным весом.

Разнов.: по *опт. свойствам*: В и л ю и т (вилуит) — wiluite — оптически положительный, двусосный.

Назван по месту первой находки на р. Вилюй в Якутии (Лсонхард, 1821). Впервые был обнаружен Э. Лаксманом (1790), описан Палласом (1793) под названием «замечательный вилуиский гиацинт». Синон. вилюйский изумруд (по Шубниковой).

Кристаллы вилюита с Вилюя [23] столбчатые (до 5 см), хорошо ограниченные, двуконечные (фиг. 228, 3). Часто наблюдаются сростки двух, трех и более кристаллов, параллельные, крестовидные и V-образные срастания; известны срастания с гранатом. Якутский вилуит содержит включения ахтарагдита, граната, эпидота, магнетита. Во внутренних зонах кристаллов вилюита из Средней Азии установлены включения граната, циркона и карбоната [25].

В шлифах светлый со слабым плеохроизмом: по *Np* — бесцветный, по *Ng* — светло-зеленый [25]. Удлинение положительное (в отличие от собственно везувиана). Погасание неодновременное, иногда мозаичное, часто наблюдается зональность. Двусосный (+), угол оптических осей непостоянный; $2E = 0-30^\circ$, в некоторых вилуитах $2E$ составляет $3-4^\circ$ в центральной части и $30-35^\circ$ — во внешних частях кристалла [22].

На р. Вилюй (Якутской АССР) в известном месторождении ахтарагдита [23] вилуит наблюдается в серпентините в ассоциации с гранатом, и ахтарагдитом; наиболее крупные кристаллы вилюита приурочены к контактам серпентинита с дайками габбро-диабазов и порфириров. Кроме того, вилуит встречается в мергелеподобной породе с гроссуляром и гранатом, также в скарнированном порфирите с гранатом типа шёрломита, редко — среди серпентинитового вещества с гранатом гибшитоподобного типа (мелкие до микроскопических кристаллы вилюита) и по трещинам в габбро-диабазе в виде щеток и корок. Выделяется несколько разновидностей вилюита из Якутии по форме кристаллов, характеру включений, примесям и парагенетическим ассоциациям. В Средней Азии в Чаткальском хребте [25] в жилах крупнокристаллического кальцита, секущих везувиан-воластонитовые скарпы, обнаружены короткостолбчатые кристаллы и закономерные сростки кристаллов вилюита.

Оптически положительный везувиан, содержащий бор (анализ 21), известен также на р. Джекинда в Якутии [61] в песчано-глинистой породе в ассоциации с гроссуляром, в районе рудника Юлия в Хакасской АО (анализы 12, 13) [59] в метаморфизованных известняках близ их контакта с изверженными породами. В Арендале (Норвегия) [97] в линзах известняка среди мигматитов с кальцитом, диопсидом и гранатом содержится красновато-коричневый везувиан с 1,96% B_2O_3 , двусосный (+). Двусос-

ные (+) везувианы, не содержащие бора, известны: в Западных Кейвах (Кольский п-ов) (хим. анализ 22) [62] — на контакте щелочных гранитов и анортозитов в ассоциации с гроссуляром; в Оспинском гипербазитовом массиве (Восточный Саян) (хим. анализ 24) [38], в диопсид-везувиановых или диопсид-гранат-везувиановых скарнах и жилах того же состава, секущих скарны, в серпентинитовом массиве Давос, в Швейцарии [42].

Разнов. по цвету: Ц и п р и н — сурѓине (Берцелиус, 1820) [128] — лазурно-голубой или зеленовато-голубой. В шлифах бледно-синий; плеохроизм слабый: по *No* — синий, по *Ne* — бесцветный. Одноосный (—). Окраска циприна обычно объясняется присутствием CuO (хим. анализы 25 и 26), однако в синем циприпе из Чаткальских гор [129] медь не обнаружена; окраска его, возможно, обусловлена сочетанием Fe^{3+} и Fe^{2+} .

В HCl почти не растворяется. При нагревании порошок циприна становится зеленым, при более высокой температуре — черным; при красном калении минерал плавится в прозрачное черное стекло [63].

Известные местонахождения циприна: в СССР — Чаткальские горы (Средняя Азия) [129] — в мощной скарновой зоне на контакте доломитизированных известняков и гранодиоритов циприн находится среди кальцита и гроссуляра вместе с зеленым везувианом, диопсидом, хлоритом и кварцем; за рубежом известен в Норвегии: в месторождениях Телемарк [64, 97, 130] в пустотах амфиболитов на контакте с кварцевыми порфирами, в кварцевых жилах и линзах среди амфиболитов и кварцевых порфиров с тулитом, гроссуляром, кальцитом, флюоритом и в Сегесдале [97, 131] — в гнейсах с кварцем, роговой обманкой и флюоритом; в месторождении Франклин, в шт. Нью-Джерси (США) [63] — с андрадитом и бустамитом.

Разнов. по составу: Т и т а н в е з у в и а н [60] (титановый везувиан) — titanvesuvianite (Шилин, 1940) [132] — отличается повышенным содержанием TiO_2 . Показатели преломления несколько больше, чем у обычного везувиана (см. при хим. анализах 14—17). Кристаллы призматические, столбчатые, шестоватые, часто хорошо образованные. Тв. до 7 [21]. Цв. темно-бурый, иногда с красноватым оттенком. Просвечивает в краях, иногда прозрачен. Известные местонахождения в СССР: Ахматовская и Перовскитова копи на Южном Урале [60, 132] — в залегающей среди известняков хлорит-гранат-пироксеновой породе в ассоциации с хлоритом, диопсидом, титанитом, черным гранатом; Африканда на Кольском п-ове [21] — в метасоматических амфибол-флогопитовых породах, приуроченных к контактам крупных жил щелочных пегматитов, в ассоциации с флогопитом, роговой обманкой, андрадитом, ортитом, апатитом, дизаналитом и титанитом; в значительной части образовался по диопсид-авгиту. Везувиан, содержащий несколько процентов TiO_2 , встречен также на Везувии (Италия) [14], в Дунганоне (Онтарио, Канада) [74]. Розовый везувиан из Марокко содержит наряду с 4,30% MgO 3,60% TiO_2 [39].

Х р о м в е з у в и а н (хромидокраз) — chrome-vesuvian (chrome idocrase) отличается повышенным содержанием Cr_2O_3 и яркой изумрудно-зеленой окраской (Курбатов, 1922) [12]. Наблюдается в хорошо образованных призматических кристаллах (до 1,5 см). Кристаллы богаты формами, вытянуты по оси *c* или короткостолбчатые, иногда двухконечные. Хим. состав хромвезувиана с Урала (анал. Рудбек) [133]: Na_2O — 1,88, K_2O — 0,51, Mg — 1,13, CaO — 33,45, Al_2O_3 — 9,00, Fe_2O_3 — 9,14, $\frac{1}{2} \text{Cr}_2\text{O}_3$ — 2,31, SiO_2 — 37,32, п. п. 4,61; сумма 99,35.

Вместе с хлоритом и серпентином выполняет трещины в хромите; обычно в непосредственной близости встречается и везувиан, не содержащий хрома; иногда наблюдается постепенная смена везувиана хромвезувианом, заметная благодаря характерной окраске последнего. Найден в ряде место-

рождений хромитов на Урале (Серафимовское, Ключевское, Чертанышское, окрестности Верх-Нейвинского завода) [12, 82].

Салатово-зеленый везувиан, содержащий Cr (0,0л % по данным спектрального анализа), встречен в Средней Азии в маломощном теле скарнов на контакте гранодиорита и известняка вместе с диопсидом [31]. В везувиане из Мирсетера около Осло (Норвегия) [40] в центральных частях кристаллов содержится 0,5% Cr_2O_3 , в их красных частях 0,1%.

Бериллий-везувиан — *beryllium-vesuvianite* отличается повышенным содержанием BeO [134, 135] (хим. анализы 27—30). Цв. светло-желтый, светло-зеленый, иногда бесцветный, редко бурый. Одноосный или двуосный (—) с малым $2V$: $n_o = 1,704—1,722$; $n_e = 1,700—1,718$. Встречается [44] в скарнах на контакте бериллиеносных гранитов с известняками. Для месторождений, содержащих бериллиевый везувиан, характерна повышенная концентрация фтора (ассоциация везувиана с флюоритом, наличие фтора в везувиане). В скарпах с бериллиевым везувианом собственно бериллиевые минералы большую частью отсутствуют, но изредка встречаются минералы группы гельвина или хризоберилл. Бадалов [84] отмечает, что Be входит в состав везувиана, если в растворах имеется F и отсутствует сульфидная сера (в присутствии сульфидной серы и Mn образуются минералы группы гельвина).

Известные местонахождения: г. Кара-Тюбе в Средней Азии [54], Центральный Казахстан [134], Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [65, 136], Норс Пик, Норс Энд Пик, Айрон Маунтин и другие в шт. Нью-Мексико (США) [66, 137, 138], Большое Невольничье озеро (Канада) [139].

Редкоземельный везувиан — содержит редкоземельные элементы, иногда уран и торий. Неправильные зерна, таблички (до 7×1 см) [67], призматические кристаллы, иногда хорошо образованные (до 4 см), желвакообразные (до 10×5 см) выделения (Поярков, [71]). Частью рентгеноаморфный, метамиктный [20, 68]. Параметры элементарной ячейки редкоземельных везувианов (кристаллических в естественном состоянии и после прокаливании) см. при хим. анализах 31—35. Цв. черный, иногда с зеленоватым оттенком, в краях зерен зеленовато-коричневое просвечивание. Черта зеленовато-бурая или зеленовато-серая. Макроскопически похож на ортит. Уд. вес 3,013—3,60 (см. при хим. анализах). Тв. 5—6 $\frac{1}{2}$. Инфракрасный спектр поглощения редкоземельного метамиктного везувиана [34] характеризуется двумя полосами поглощения ($480—980$ см $^{-1}$), аналогичен инфракрасным спектрам метамиктных цирконов, торитов, гадолинитов и чевкинитов; спектр одного из прокаленных образцов по положению полос поглощения близок к таковому гранатов.

В шлифах имеет различные цвета: буроватый, серовато-желтый, желтовато-зеленый, зеленовато-серый, наблюдается зональность. Иногда — заметный плеохроизм: по *N*_g — желто-зеленый, по *N*_p — светло-желтый. Оптически изотропный с анизотропными участками. Цериевый везувиан из Калифорнии анизотропен [20]. Интерференционная окраска пятнистая аномальная в синевато-серых тонах. Погасание прямое. Оптически одноосный или аномально двуосный; показатели преломления очень непостоянны.

По сравнению с обычными везувианами характеризуется повышенным содержанием Fe, Ti, Mn, K, Na и более низким — Si, Al, Ca, Mg. Вероятные замещения [140]: $\text{CeFe}^{2+} \rightarrow \text{CaAl}$ и $\text{CeNa} \rightarrow 2\text{Ca}$.

В группе редкоземельных элементов обычно преобладают элементы цериевой группы; урансодержащий везувиан из Сибири [69] обогащен элементами редких земель иттриевой группы. Наблюдается прямая зависимость величины отношения иттриевых земель к цериевым от величины отношения U/Th. Состав группы редкоземельных элементов (в % к их сумме):

	1	2	3	4		1	2	3	4
La	24	8	22,51	14,5	Tb	0,2	—	—	—
Ce	48	10	49,81	52	Dy	0,4	4	—	0,3
Pr	5,4	2,8	8,37	6,5	Ho	—	0,8	—	—
Nd	16	15	14,50	25,2	Er	0,3	2,4	—	—
Sm	1,8	4	1,22	1,3	Yb	0,2	9	1,31	—
Eu	0,2	—	—	0,1	Y	3	40	—	—
Gd	1,2	4	1,67	0,4	№				
					хим.				
					апатит-				
					за	32	33	34	—

1 — Енисейский край [68]; 2 — Сибирь [69]; 3 — Якутия [70]; 4 — Тува, общее содержание TR_2O_3 — 4,03% [140].

Отмечалось [69], что с повышением концентрации радиоактивных элементов степень метамиктности везувиана увеличивается. Однако в метамиктном везувиане из Южной Якутии радиоактивные элементы отсутствуют [70].

На кривой нагревания метамиктного редкоземельного везувиана [67] имеются эндотермическое понижение в интервале 20—300° (выделение воды), экзотермический пик в пределах 650—750° (рекристаллизация минерала) и экзотермический подъем при 900—1000° (образование гранатовой кристаллической фазы).

Известно всего несколько находок редкоземельного везувиана. В СССР в Юго-Восточной Тuve в ийсолитовых пегматитах Дахунурского щелочного массива [67] таблитчатый метамиктный редкоземельный везувиан ассоциируется с альбитом, иногда он заключен в нефелине, томсопите, микроклине; в Хунчольском массиве он встречается в пегматитах щелочных пироксенитов и ийсолитов [140]; в Енисейском крае [68] — в гибридных породах (граносиениты, гранодиориты, сиениты и диориты) эндоконтактной зоны Аяхтинского гранитного массива, прорывающего мергелисто-глинистую толщу, редкоземельный везувиан (кристаллы до 3—4 см) наблюдается в тесной ассоциации с альбитом. В некоторых местах Сибири [69] в пироксен-везувиановых скарнах, развитых на контакте гранитов с известняками и кристаллическими сланцами, редкоземельный везувиан ассоциируется с щелочным амфиболом, апатитом, ксенотимом, иногда с кварцем, гранатом, ортоклазом; в Южной Якутии [70] наблюдался в диопсид-скаполит-флогопитовых породах, образовавшихся по пегматитам (везувиан частью сформировался по ортиту).

Особенно богатый TR везувиан (16,7% TR_2O_3) встречается в Калифорнии (кристаллы и друзы) [20] в измененных зеленокаменных породах в ассоциации с гранатом, хлоритом, диопсидом и перовскитом; по отношению к гранату везувиан является более поздним.

При выветривании на поверхности кристаллов редкоземельного везувиана появляются охристые пленки и корочки красного или белого цвета, содержащие Th, Ra, U [68].

Манганвезувиан (марганцовый везувиан, марганцовый идокраз) — *manganido-kras* (Лазо, 1880) [141], *manganesuvianite* (Дана, 1892) — оранжево-красный везувиан из Силезии. Хим. анализ (анал. Рессы): MnO — 0,67, CaO — 34,46, MgO — 3,23, FeO — 2,38, Al_2O_3 — 16,87, Fe_2O_3 — 2,57, SiO_2 — 37,32, H_2O — 2,22; сумма 99,72.

Повышенное количество MnO содержит голубой циприн из Франклина (хим. анализ 25), бурый бериллиевый везувиан из Франклина (анализ 29) и бесцветный бериллиевый везувиан из Нью-Мексико (анализ 30). Поэтому выделение манганвезувиана, как особой разновидности, нельзя считать обоснованным.

Межплоскостные расстояния везувиана из Якутии [8]
(оригинала хим. анализа 7)
FeK_{αβ}-излучение, D=57,3 мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
	2	3,50	585	7	1,758	11.4.2	7	1,293
421	3	3,36	910	2	1,711	11.5.1	5	1,277
402	2	3,26	734	4	1,673	309	5	1,259
511	5	2,946	842	6	1,657	758	3	1,136
440	10	2,751	762	10	1,618	10.6.6	10	1,098
552	8	2,591	327	1	1,566	12.7.2	2	1,087
620	6	2,455	10.0.0	5	1,553	4.1.10	5	1,0710
533	3	2,196	735	1	1,538	5.3.10	4	1,0663
641	5	2,118	10.1.2	5	1,494		2	1,0370
633	2	1,994	915	2	1,383	14.5.2	7	1,0277
820	3	1,880	935	5	1,340	11.5.7	2	1,0186
751	7	1,784		1	1,320		2	1,0013

Л и т е р а т у р а

1. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 39, 246.
2. Warren B. E., Modell D. J. Zs. Krist., 1931, 78, 422.
3. Бровкин А. А., Некрасов И. Я., Озолеская Г. В. Рентгенография минерального сырья, 1964, сб. 4, 75.
4. Gottfried C. Chem. d. Erde, 1930, 5, 106 (хим. анализ).
5. Махмудов С. Д. Тр. 3-й Закавказ. конференции молодых научн. работников геол. ин-тов АН Азерб., Арм. и Груз. ССР, Изд-во АН Груз. ССР, 1962, 9.
6. Takahé K. Proc. Jap. Akad. Tokyo, 1933, 9, No. 1, 9 (по реферату N. Jb. Min., 1934, 1, 361).
7. Shams F. A. Pakistan J. Sci. Res., 1955, 35.
8. Махмудов С. А., Бабаев И. А. Изв. АН Азерб. ССР, 1962, № 2, 135; Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 68.
9. Хотина М. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 5, 627.
- 9а. Aram J. E., Burnham Ch. W. Am. Min. 1969, 54, Nos. 11—12, 1546.
10. Курбатов С. М. Везувианы из месторождений СССР. Изд-во Ленингр. ун-та, 1946, 3—58 (детальная сводка по кристаллографии, оптическим свойствам, химизму, месторождениям везувианов в СССР; подробная библиография).
11. Курбатов С. М. Изв. Российской АН, сер. 6, 1924, 18, 151; 1925, 19, 451.
12. Курбатов С. М. Изв. Российской АН, сер. 6, 1922, 16, 411; Курбатов С. М., Солодовникова Л. Л. Там же, 1923, 17, 115; Курбатов С. М., Иванов А. С. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., 1937, 66, вып. 1, 89.
13. Чирвинский П. Н., Орлов Н. А. Ежегодник по геологии и минералогии России, 1914, 16, № 9, 253; Korn O. Zs. Krist., 1883, 7, 371.
14. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 241.
15. Rabst A. Am. Min., 1936, 21, No. 1, 5.
16. Шилин Л. Л. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 3, 150.
17. Pelloux A. Ann. mus. civico stor. nat. Giacomo Doria (Genova), 1945, 62, 157.
18. Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 43 (2 хим. анал.).
19. Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения. Изд-во АН СССР, 1951, 77.
20. Murdoch J., Ingram V. L. Am. Min., 1966, 51, Nos. 3—4, 381.
21. Багдасаров Э. А., Кухаренко А. А. Сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, 216.
22. Прендель Р. Зап. Новоросс. об-ва естествоисп., 1887, 12, вып. 2, 1.
23. Ляхович В. В. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1, 85; Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9, 128.
24. Пахомова Т. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 5, 624.
25. Тимофеева Т. С. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 14, 169.
26. Лесняк В. Ф. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 129.
27. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абикумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 404.

28. *Gädeke R.* Chem. d. Erde, 1938, 11, N. 4, 592 (о зависимости оптических свойств от хим. состава; хим. анализы везувиянов).
29. *Юдина В. В.* Сб. «Соотношение магматизма и метаморфизма в гезеисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965, 112.
30. *Грум-Гржимайло С. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 29; *Барсанов Г. П., Яковлева М. Е.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 38.
31. *Дунин-Барковская Э. А.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 10, 131.
- 31a. *Manning P.* Canad. J. Earth sci., 1968, 5, No. 1, 89.
32. *Harjanne P.* Bull. Comm. géol. Finl., 1952, N: o 157, 75.
33. *Рожкова Е. В., Проскуровский Л. В.* Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957, 115.
34. *Ахманова М. В., Леонова Л. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 13.
35. *Klein C.* Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, 1894, 34, 29.
36. *Holser W. J.* Am. Min., 1953, 38, Nos. 7—8, 599.
37. *Jannasch P.* N. Jb. Min., 1884, 1, 269.
38. *Коржинский А. Ф.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 327.
39. *Sandrea A. P.* Bull. Soc. fr. min., 1950, 73, No. 4—6, 173.
40. *Oftedal I.* Norsk. geol. tidsskr., 1964, 44, N. 3, 376.
41. *Мельницкий В. В.* Геология рудных м-ний, 1966, 8, № 4, 95.
42. *Peters T.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1961, 41, N. 12, 325.
43. *Machatschki F.* Zbl. Min., 1930, A, 284; Zs. Krist., 1932, 81, N. 1—2, 148.
44. *Бегс А. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 25.
45. *Сердюченко Д. П., Губайдулин Ф. Г., Павлов В. Л., Сундакова И. Я.* ДАН СССР, 1968, 180, № 2, 452 (хим. анализы).
46. *Wherry E. T., Chapin W. H. J.* Am. chem. Soc., 1908, 30, 1684.
47. *Christ C.* Norsk. geol. tidsskr., 1965, 45, N. 4, 423.
48. *Мельницкий В. В.* ДАН СССР, 1957, 112, № 4, 736.
49. *Лисицын А. Е., Хитров В. Г.* Геохимия, 1962, № 3, 263.
50. *Воробьев Г. Г.* Геохимия, 1957, № 8, 718; *Нестеренко Г. В., Студенникова З. В., Саиннова Е. Н.* Геохимия, 1958, № 3, 208; *Апполонов В. Н.* Узб. геол. журн., 1964, № 6, 23; *Исмаилов М. И., Прасолова В. В.* Сб. «Вопросы минералогии и геохимии». Ташкент. Изд-во «Наука», 1964, 133; *Шерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В.* Тр. Ин-та геол. АН Каз. ССР, 1964, 10, 65; *Кузьмин В. И.* Сб. «Металлогенетическая специализация магматических комплексов». Изд-во «Недра», 1964, 215; *Рафиенко Н. И.* Тр. Бурятск. комплексн. н.-и. ин-та, сер. геол., 1964, вып. 15, 106; *Родзянко Н. Г.* Докл. 16-й Научн. конфер. горно-геол. ф-та Новочеркасск. политехн. ин-та, 1965, 20; *Кухаренко А. А., Клер М. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 520; *Лукин В. А., Шецово А. И.* Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1967, 20, 157; *Косалс Я. А.* Геохимия, 1968, № 2, 180.
51. *Ибадуллаев С. И.* Тр. Ср.-Азиатск. политехн. ин-та, 1961, геол. и горн. дело, нов. сер., вып. 12, 70 (два хим. анализа).
52. *Żabiński W.* Bull. Acad. polon. sci., sér. géol., géogr., 1964, 12, No. 3, 149.
53. *Eszola P.* Ann. Acad. sci. Fennicae, ser. A, 1951, geol., geogr., No. 27, 72.
54. *Кучукова М. С.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 8, 173.
55. *Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966, 175.
56. *Wickman F. E.* Geol. Fögr. förhandl., 1950, 72, N. 1, N: o 460, 64.
57. *Henriques A.* Ark. min., geol., 1966, 4, nr 1, 46.
58. *Talić R.* Univ. Beogradu, Zbornik Rud.-geol. fak., 1958, sv. 5, za 1957, 45.
59. *Курбатов С. М.* Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1941, сер. геол., вып. 10, 104.
60. *Мясников В. С.* ДАН СССР, 1940, 28, № 5, 445.
61. *Ляхович В. В.* ДАН СССР, 1955, 101, № 3, 545.
62. *Чумиков А. А., Морозов А. И., Гинзбург И. В.* ДАН СССР, 1948, 61, № 6, 1099.
63. *Shannon E. V.* Am. Min., 1922, 7, No. 8, 140.
64. *Neumann H., Svinndal S.* Norsk. geol. tidsskr., 1955, 34, N. 2—4, 149.
65. *Hurlbut C. S.* Am. Min., 1955, 40, Nos. 1—2, 118.
66. *Glass J. J., Jahns R. H., Stevens R. E.* Am. Min., 1944, 29, Nos. 5—6, 163.
67. *Кононова В. А.* ДАН СССР, 1960, 130, № 2, 400.
68. *Орлов Ю. Л., Мартынов Н. Н.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 187.
69. *Ножкин А. Д.* Геология и геофизика, 1965, № 5, 123.
70. *Хвостова В. А., Кумскова Н. М.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 231.
71. *Поярков В. Э.* Тр. Узб. фил. АН СССР, 1941, сер. 8, геол., вып. 6, 194; *Шестаков Г. В.* Там же, 174; *Пэк А. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 56, 96; *Ликов О.* Сб. «Материалы к минералогии Украины». Изд-во АН Укр. ССР, 1961, вып. 2, 112; *Зитцелатов Я. С.* Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса. Изд-во АН Узб. ССР, 1964, 43; *Костюк В. П.* Геология и геофизика, 1967, № 5, 118; *Синяков В. И.* Особенности формирования магнетитово-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Изд-во «Наука», 1967, 57.

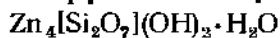
72. Исмаилов М. И. Тр. аспирантов Ср.-Аз. ун-та, ест. науки, 1958, вып. 5, 15.
73. Владимиров Б. И. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1958, вып. 13, 103.
74. Wolker T. L., Parsons A. L. Contrib. Canad. Min., 1928, No. 2, 5.
75. Quensel P. Zbl. Min., 1915, 201; Grill E. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1922, 31, 5a; Rodolico F. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1931, 13, 213; Komiyama T. J. Geol. Soc. Japan, 1934, 41, 183; Ito T. Beitr. Min. Japan, Neue Folge 2, 1938, 168; Meen V. B. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1939, 42, 69 (по реферату Min. Mag., 1940, 25, No. 169, Min. Abstr., 7, No. 10, 510); Repossi E. Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Milano, 1942, 81; Sedlacek M. Verhandl. geol. Bundesanstalt, Austria, 1949, 133; Omori K., Hasegawa S., Nakayama M. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1960, 44, No. 3, 121; Frenzel G., Nuber B., Ottemann J. Naturwissenschaften, 1969, 56, H. 2, 87.
76. Drever H. J. Geol. Mag., 1936, 73, No. 868, 448.
77. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, сб. № 3, 35.
78. Шабалин Л. И. Геохимия, 1968, № 10, 1195.
79. Керимов Г. И. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр., 1959, № 5, 3; Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд-во АН Азерб. ССР, 1963, 89.
80. Каленов А. Д. Уч. зап. Кабард. н.-н. ин-та, 1948, 3, 59.
81. Ляхович В. В., Черешинский А. Д. Тр. ИМГРЭ, 1961, № 7, 173.
82. Курбатов С. М. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1945, № 65, сер. геол.-почв., вып. 13, 85.
83. Абдуллаев Х. М. Собрание сочинений. Ташкент, изд-во «Наука», 1964, т. 2, 262.
84. Бадалова Р. П. Зап. Узб. отд. Восс. мин. об-ва, 1956, вып. 10, 107; Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных м-ний Алмалыкского рудного района. Ташкент, Изд-во «Наука», 1965, 69.
85. Асафопова Т. Н., Спистунченко В. Ф. ДАН СССР, 1949, 68, №2, 373.
86. Еникеева Г. Н. Тр. ВСЕГЕИ, пов. сер., 1959, 23, 139.
87. Овчинников Л. Н., Ярош Н. А., Мельников А. С. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 35, мин. сб. № 4, 5.
88. Franco S. Atti Accad. Gioenia sci. nation. Catania, 1942, 5, mem. 9, 1.
89. Sinno R. Boll. Soc. natur. Napoli, 1958 (1959), 67, 56.
90. Borkowska M. Bull. Acad. polon. sci., sér. géol.-géogr., 1961, 9, No. 1, 24.
91. Żabiński W. Bull. Acad. polon. sci., sér. géol.-géogr., 1963, 11, No. 4, 223.
92. Lhotský B. Časop. Národn. mus., 1934, 1.
93. Бресковская В., Габрояска С. Годичник Софийск. ун-та, геол.-геогр. ф-т, 1964, 57, 205; Костов Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова И., Киров Г. Н. Минералите в България, София, 1964, 268.
94. Watters W. A. Min. Mag., 1958, 31, No. 240, 703.
95. Burnham C. W. Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, No. 7, 879.
96. Miyake H. J. Sci. univ. Hiroshima, ser. C., 1965, 4, No. 4, 401; Whitten E. H. T. Min. Mag., 1951, 29, No. 214, 737.
97. Barth T. F. W. Norsk geol. tidsskr., 1963, 43, H. 4, 457.
98. Tilley C. E. Min. Mag., 1951, 29, No. 214, 621.
99. Дунаев В. А., Клевцов Е. И. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, 111.
100. Винокуров В. М. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1957, 117, кн. 2, общеунив. сб., вып. 2, 258.
101. Müller P. Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphys., Petrogenese, 1959, F. 2, 136.
102. Сокколова Л. А. Тр. ИГН АН СССР, 1955, вып. 165, 99.
103. Чирва Е. Ф., Шафрановский И. И. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1936, № 10, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 3, 18; Чирва Е. Ф. Там же, 1939, № 21, сер. геол.-почв., вып. 5, 71.
104. Симанов А. И., Юников Б. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1959, вып. 32, 197.
105. Яковлева М. Ф. ДАН СССР, 1947, 55, № 9, 857.
106. Гоксеев А. Г. Изв. Восс. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 10, 193; Шестопалов М. Ф. Сб. работ по камням самоцветам. Изд-во Лениблисполкома, вып. 4; Соболев Н. Д. Матер. для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп (Восточный Саян). Изд-во АН СССР, 1940, ч. 1, 1.
107. Seki J., Aiba M., Kato C. Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 668.
108. Sinkankas J. Rocks a. Minerals, 1958, 33, Nos. 11—12, 491.
109. Poitevin E., Graham R. P. Canada Geol. Surv. Mus. Bull., 1918, No. 27, geol. ser., No. 35.
110. Rost F. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1949, 1, H. 5—6, 641.
111. Meixner H. N. Jb. Min., Monatsh., 1949, H. 1—3, 73.
112. Braitsch O., Chatterjee N. D. Beitr. Min., Petr., 1962/64, 9, H. 4, 353.
113. Stewart G. W. Am. Min., 1939, 24, No. 4, 274; 1941, 26, No. 8, 509.
114. Da Silva R. R., Campêlo C. P. Bol. Inst. geol. univ. Recife, Brasil, 1961, Min. № 1, 51.
115. Voecker J. Zs. Krist., 1892, 20, 225.
116. Inoue T., Miyashiro A. J. Geol. Soc. Japan, 1951, 57, No. 665, 51 (хим. анализ).
- 116a. Trommsdorff V. Schweiz. min., petr. Mitt., 1968, 48, H. 3, 635.
117. Barth T. Norske Vidensk. Akad. Oslo Skrift., Mat.-nat. kl., 1947, No. 8, 52.

118. *Crookshank H.* Trans. mining, geol., metal. inst., India, 1948, 42, 105.
 119. *Seaman D. M.* Rocks a. Minerals, 1957, 32, Nos. 5—6, 235.
 120. *Simpson E. S.* Am. Min., 1928, 13, No. 9, 457; Minerals of Western Australia, Perth, 1952, 3, 695.
 121. *Попова В. С.* Сб. работ аспирантов АН Узб. ССР, отд. техн. и геол.-хим. работ. Изд-во АН Узб. ССР, 1958, вып. 1, 129.
 122. *Влисковский В. З.* Изв. АН СССР, 1964, № 7, 89; *Жабиньски В.* Зап. Ввес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 1, 110.
 123. *Сташук М. Ф., Супрычев В. А., Хитрая М. С.* Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Изд-во «Наукова думка», 1964, 69.
 124. *Coes L. J.* Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No. 8, 298.
 125. *Christophe-Michel-Lévy M.* Bull. Soc. fr. min., 1960, 83, № 1—3, 23.
 126. *Rapp G., Smith J. V.* Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No. 12, 1741.
 127. *Christie O. H. J.* Norsk geol. tidsskr., 1961, 41, Н. 2—4, 255.
 128. *Iyer L. A. V.* Bull. Geol. Surv. India, Ser. A., 1961, No. 18, 79.
 129. *Поваренных А. С.* Природа, 1951, № 2, 62.
 130. *Lindström G.* Geol. f.ör. förhandl., 1888, 10, Н. 4, N : o 116, 286.
 131. *Neumann H.* Norges geol. undersök., 1955, Nr. 191, 18.
 132. *Шилин Л. Л.* ДАН СССР, 1940, 29, № 4, 325.
 133. *Rudbek S.* Geol. f.ör. förhandl., 1893, 15, Н. 7, N : o 154, 607.
 134. *Бейс А. А.* Геохимия, 1956, № 1, 67.
 135. *Silbermintz V. A., Roschkova E. W.* Zbl. Min., 1933, A, 249.
 136. *Palache C., Bauer L. H.* Am. Min., 1930, 15, No. 1, 30 (хим. анализ везувияна из Франклина, содержащего 9,20% BeO, ошибочн).
 137. *Holser W. J.* Am. Min., 1953, 38, Nos. 7—8, 599.
 138. *Jahnus R. H.* Ecosol. Geol., 1944, 39, No. 3, 173.
 139. *Meen V. B.* Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1939, No. 42, 69.
 140. *Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 165.
 141. *Lasaulx A.* Zs. Krist., 1880, 4, 171.

СТРУКТУРА ТИПА ГЕМИМОРФИТА

	Связности	a_b	b_c	c_a	Уд. вес.
Гемиморфит $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$	Ромб.	8,40	10,72	5,12	3,3—3,5

Гемиморфит Hemimorphite



Назван по гемиморфному развитию кристаллов (Кенгот, 1853).

Синон. Распространенные, широко применяемые названия: каламин — *calamine* (Валериус, 1753) от латинск. *calaminaris*, *calamus* — тростник, солома, с которыми сходны по форме кристаллы и длинные сталактитовые образования минерала (не каламин Смитсона, 1803, отвечающий гидроцинкиту); галмей — *Galmey* (Агрикола, 1546 — до 17 в. обозначение гемиморфита и смитсонита). Устаревшие и излишние синонимы: кремнекислый цинк — *silicate of zinc* (Смитсон, 1803), цинковая руда стеклянная — *Zinkglaserz* (Карстен, 1808), цинковое стекло — *Zinkglas* (Хаусман, 1813), цинковый шпат — *Zinkspath* (Леонхард, 1821), цинково-кремневая руда — *Kieselzinkerz*, *Zinkkieselerz* (Брайтхаупт, 1823, 1832), кремнистый галмей — *Kieselgalmey* (Кобель, 1838), кремнистый цинк (Брайтхаупт, 1847), смитсонит — *smithsonite* (Брук и Милер, 1852; не смитсонит Бедана), вагит — *Wagit* (Родошковский, 1862).

Мореснетит — *moresnetite* (Риссе, 1865) предположительно смесь гемиморфита и глинистого минерала (Кенгот, 1865); вануксемит — *vauksemite* (Шепард, 1876) — предположительно смесь гемиморфита с монтмориллонитом (Дана, 1892).

Характ. выдел. Обычны сплошобразные, тонкошестоватые, параллельно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты кристаллов, их друзы, розетки, веерообразные сростки, зернистые массы. Реже почковидные, сосцевидные, сталактитовые, гроздевидные и другие натечные агрегаты, иногда с концентрически-скорлуповатым строением, также сферолитовые образования. Длина кристаллов до 6 см.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. C_{2v}^{20} — *Imm2* [1].

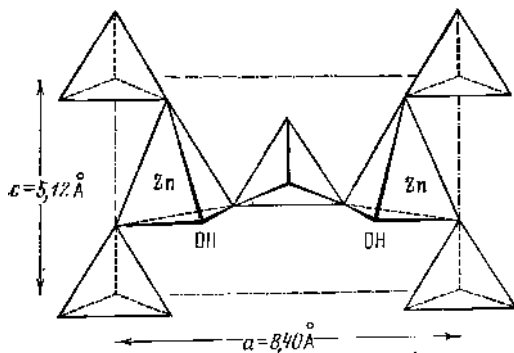
a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	М-шае	Авторы
8,10	10,72	5,12	0,783:1:0,478	Альтенберг	Ито, Уест [1]
8,37	10,67	5,10	0,784:1:0,478	Уанлокхэд	Берклиэи, Кокс [2]
8,38	10,70	5,11	0,782:1:0,479	Говсдарник	Киров [3]
8,369	10,728	5,116	0,780:1:0,476	Уанлокхэд	Макдональд, Круик-ленк [4]
8,43	5,15	10,75	1,637:1:2,087	—	Госнер, Мусгнуг [5]
10,72	8,40	5,12	1,276:1:0,610	—	Штрунц (Мин. таблицы)

$Z=2$.

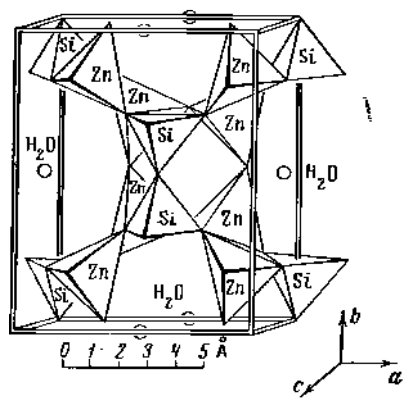
Госнер и Мусгнуг [5] ось b приняли за полярную, Штрунц, считая ось c полярной, взаимно переставил оси a и b Ито и Уеста.

Структура гемиморфита впервые была определена Ито и Уестом [1]. Их данные в основном подтверждены другими исследователями и несколько уточнены ими [2, 4, 6, 7].

Структура (фиг. 232—234) характеризуется наличием двойных SiO_4 -тетраэдров — групп Si_2O_7 , имеющих по одной общей вершине, основания

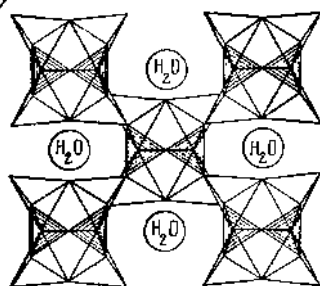


Фиг. 232. Схематическое изображение структуры гемиморфита в проекции на (010) (по Ито и Уесту)



Фиг. 233. Структура гемиморфита (по Ито и Уесту)

тетраэдров ориентированы одинаково; атомы Zn расположены в тетраэдрах, в трех вершинах которых находятся атомы O, в четвертой — группы OH; эти тетраэдры через общие OH сведены в группы $\text{Zn}_2\text{O}_6\text{OH}$; их основания



Фиг. 234. Структура гемиморфита, проекция на (001) (по Белову)
Каждая пара крупных групп $\text{Zn}_2\text{O}_6\text{OH}$ сочлениется в следующем этаже с одной группой Si_2O_7 (запунктировано)

также ориентированы одинаково, что обуславливает ярко проявленный гемиморфизм кристаллов вдоль оси c . Группы Si_2O_7 связаны группами $\text{Zn}_2\text{O}_6\text{OH}$; половина содержащейся в минерале воды расположена в каналах, параллельных оси c . Межатомные расстояния, по Макдональду и Кру-

икшенку [4]: Si—O=1,626 (два расстояния), 1,631 и 1,627; Zn—O=1,959, 1,944, 1,971 и 1,941Å; угол Zn—O—Zn=125,8°, Si—O—Si=150,3°.

Золтаи [8], а также Макдональд и Круикшенк [4] рассматривают структуру гемиморфита как трехмерный каркас из Si- и Zn-тетраэдров.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v} - m\bar{2} (L_2 2P) \cdot a:b:c=0,7835:1:0,4778$ (Шрауф, 1859).

Наиболее обычные формы (по Гольдшмидту, Зсебаху [9] и [3, 10—19]):

	φ	ρ		φ	ρ
001	—	0°00'	s 101	90°00'	31°22'
010	0°00'	90 00	t 301	90 00	61 20
100	90 00	90 00	γ 112	51 55	21 10
m 110	51 55	90 00	x 332	51 55	49 17
e 011	0 00	25 32	v 121	32 32	48 35
i 031	0 00	55 06	y 431	59 33	70 32
r 103	90 00	11 29	u 211	68 36	52 38

mm (110):(110) = 76°10'	rr (103):(103) = 22°58'	sa (121):(100) = 66°12'
ee (011):(011) = 51 04	tt (301):(301) = 122 40	sb (121):(010) = 50 47
ii (031):(031) = 110 12	vv (121):(121) = 78 26	ua (211):(100) = 42 15
ss (101):(101) = 62 44		ub (211):(010) = 73 08

Менее обычные формы (по Гольдшмидту и [14]):

q 150	n 120	ll 310	d 012	g 053	l 071	X 503
o 130	Y 450	K 015	κ 043	h 021	v 105	μ 201
λ 250	M 210	U 014	f 032	k 051	φ 102	T 702

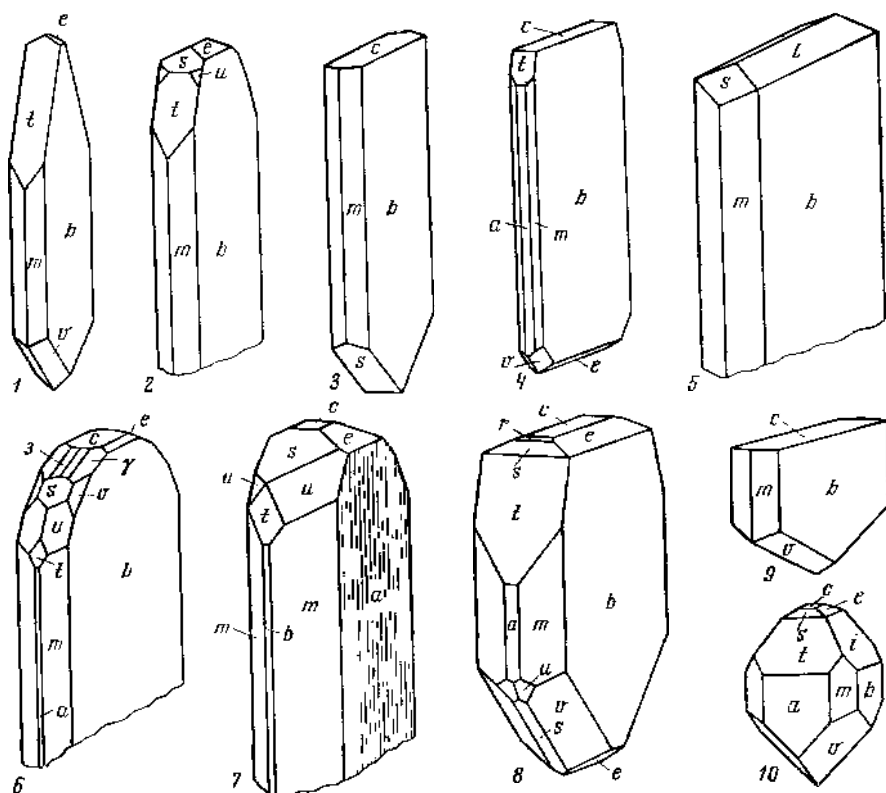
Редкие формы (по Гольдшмидту и [3, 9, 19]):

O 501	221	ξ 143	ω 132	241	L 433	W 534	z 316
η 334	σ 172	λ 141	δ 131	ρ 231	967	Q 632	N 411
π 111	z 163	Φ 3.10.1	τ 471	f 765	β 321	V 732	

Недостовверные и вицинальные формы [9, 12, 19]:

160	230	018	074	307	504	233	549	22.1.8
290	340	013	092	409	403	5.7.12	7.4.11	
140	790	089	106	407	701	341	16.2.5	
490	730	0.25.26	205	203	1.16.3	459	38.3.13	
470	720	0.25.24	5.0.12	10.0.9	174	53.50.1	17.1.15	

Типичен гемиморфный облик кристаллов. Верхний конец (аналогичный полюс) более богат гранями; на нижнем конце (антилогичном) отмечены только грани $v(121)$, $s(101)$, $u(211)$, $e(011)$, реже $\pi(111)$ и $c(001)$. Кристаллы тонкопластинчатые или таблитчатые по (010), часто удлинены по оси c (до призматических), значительно реже почти изометрические (фиг. 235). Отмечались некоторые различия в габитусе кристаллов разных генераций [3, 16]. Двойники по c (001) редки (фиг. 236). Наблюдаются [3] скипетровидные, взаимнопараллельные (\parallel оси c) сростания кристаллов и веерообразные группы. На гранях b (010) обычна вертикальная штриховка. На гранях b (010) гемиморфита из Кадаинского рудника [10] наблюдались естественные фигуры травления, сильно удлинённые по оси c , очень сходные с искусственными фигурами травления, полученными Баумхауером [20]; искусственные фигуры травления возникают на гранях b (010) при действии нагретых сильно разбавленных HCl, HNO₃, CH₃COOH, а также насыщенных растворов NH₄Cl или NaOH (фиг. 237, 1). Менее четко [10] фигуры



Фиг. 235. Типы кристаллов гемморфита

1 — Урал (по Рису и Розе);

2 — Акджаг, Центральный Казахстан (по Чухрону);

3 — Зава, Югославия (по Баричу);

4, 8 и 10 — Альтенберг, ФРГ (по Бауэру и Брауну);

5 — Гульшад, Центральный Казахстан (по Чухрону);

6 — Крушов-Честал, Болгария (по Кирову);

7 — Мексика (по Зеебаху и Паули);

9 — Мореске, Бельгия (по Леви)

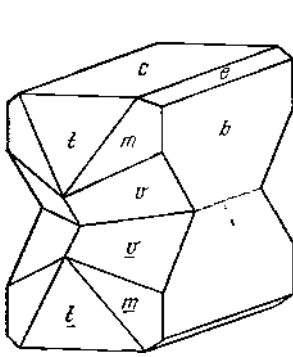
травления проявляются под действием HCl на гранях t (301) (фиг. 237, 2). Морфология фигур травления отчетливо отражает гемморфизм кристаллов, но ориентировка этих фигур обратная по отношению к их аналогичному и антилогичному кощам.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, по (101) несовершенная, по (001) неясная. Изл. неровный до раковистого и полураковистого. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5. Уд. вес 3,35—3,5. Цв. бесцветный, светло-голубой, зеленый (разной интенсивности), серый, желтоватый, бурый, коричневый, черпый, синий, белый (иногда со слабым голубоватым или зеленоватым оттенком), кремовый, розовато-кремовый. Черта белая, светло-серая. Бл. сильный стеклянпый. Прозрачен, иногда полупрозрачен. Пирозлектрические свойства выражены отчетливо (по оси c) [21, 22]. Электричество возникает также при трении минерала [21] и при его кратковременном сжатии. Конец кристалла с гранями c (001), e (011), s (101) при сжатии отрицательный, а с гранями v (121) — положительный (по Хинце).

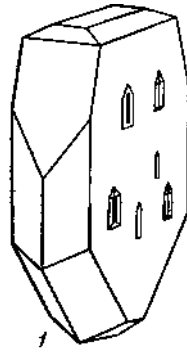
Флуоресцирует в ультрафиолетовых лучах (2800—3600 Å), цвет люминесценции белый, желтый, фиолетовый, слабо-зеленый, голубоватый [23], кремовый [24], голубоватый (связан с примесью Mn) [3]. Наблюдается явление триболоминесценции.

Инфракрасный спектр поглощения гемиморфита из Гренби (Миссури, США) в области от 900 до 400 см^{-1} показывает пять сильных полос (862, 602, 562, 537, 446 см^{-1}) и одну полосу средней интенсивности (676 см^{-1}) [25]. Гемиморфит из месторождения Ледвилл (шт. Колорадо, США) дает широкую полосу поглощения воды с максимумом 3450 см^{-1} [26] (см. также [27]).

Флотационная активность низкая [28]. Сульфидизированный гемиморфит флотируется бутиловым ксантогенатом в широком интервале значений



Фиг. 236. Двойник гемморфита, Альтенберг (по Рису и Розе)



Фиг. 237. Фигуры травления на гранях кристаллов гемморфита
1 — на (010) (по Уустеру);
2 — на (301) (по Самойлову)

рН; в щелочной пульпе на нем закрепляется больше реагента и выход минерала в концентрат повышается.

Микр. В прох. свете бесцветен, реже бледно-голубоватый или зеленоватый, серый, бурый. Двусный (-). Удлинение (-), погасание прямое. Пл. опт. осей (100); $n_g=c$, $n_p=b$, $n_m=a$; $n_g=1,634-1,638$, $n_m=1,616-1,618$, $n_p=1,611-1,615$; $n_g-n_p=0,021-0,022$; $2V=45-47^\circ$; $r>v$ [3, 17, 19, 29-31]. В красном свете $2V=47^\circ 30'$, в желтом — $46^\circ 09'$, в зеленом — $44^\circ 42'$; n_g-n_p в красном свете 0,0217, в зеленом 0,0221 (Ланг, 1859, по Хинце). В ультрафиолетовом свете плоскость опт. осей (010), при $\lambda=327$ мкм минерал одноосеп [29].

В полир. шлифах в отраж. свете — белый, серый, несколько светлее кальцита и кварца [16, 32]. Отраж. способность около 5%. Двухотражение в воздухе слабое, в иммерсии ясное. Анизотропен. Эффект анизотропии маскируется внутренними рефлексами. Внутренние рефлексы белые, заметны в воздухе. В шлифах вдоль поверхностей роста гемморфита наблюдались мелкие включения гринокита. В пластинчатых кристаллах гемморфита из Кургаппинкана (Узб. ССР) имеются тонкие игольчатые микровключения платнерита, частью образующие сетчатые двойниковые сращения [33]. Наблюдались выделения гемморфита с зональным строением [34].

Хим. Теор. состав: $\text{ZnO} = 67,59$, $\text{SiO}_2 = 24,94$, $\text{H}_2\text{O} = 7,47$. Количество элементов-примесей ничтожно [2, 35]. Спектроскопически в гемморфите установлены Ca, Mg и Fe — в качестве обычных элементов-примесей, а кроме того, Ti, Al, Cd; редки Ag, Zr и Be [36]. В гемморфите из некоторых месторождений спектроскопически определены Pb [3, 17, 19, 30, 33, 37], Mo, As, Cu, Sb, Sn, Mn, Ge [37, 38] и полярографическим методом — In, Ga [39]. Форма вхождения отдельных элементов-примесей не выяснена; Ca, Mg и Fe предположительно [36] входят в решетку минерала. Для синтезированных образцов гемморфита установлена [40] воз-

возможность изоморфного замещения части кремния бериллием при одновременном замещении части кислорода гидроксидом. Кристаллическая решетка гемиморфита сохраняется при введении до 1% BeO.

Анализы:

	MgO	CaO	ZnO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п.	Сумма
1.	0,2	0,94	66,5	1,07	0,32	24,2	8,0	—	—	(101,23)
2.	—	—	67,20	—	—	24,65	7,64	—	—	99,49
3.	—	—	67,43	—	0,25	24,51	7,66	0,13	—	(99,98)
4.	—	—	65,80	—	—	24,78	—	—	8,54	99,12
5.	—	—	67,20	—	—	24,78	8,28	—	—	100,553*

* В том числе: Cd—0,043, S—0,25.

1—Гульшад, Каз. ССР, в оригинале сумма не указана [18]; 2—СССР, анал. Приходько [41]; 3—Зава (Македония, Югославия), в оригинале сумма 99,98 [17]; 4—бесцветный, из оловянно-свинцово-цинкового рудопроявления в Тянь-Шане, спектроскопически, кроме того, определены Fe—до 0,05%, Cu, Ca, Mg, Mn и Al до 0,01% [42]; 5—светло-желтый, Иокуньж, Тадж. ССР, анал. Федорова [43].

См. также химические анализы гемиморфита из Восточного Забайкалья [44], из Риосида (провинция Саптандер, Испания) [31]. Очевидно, на загрязненном материале выполнены анализы гемиморфита из Ачисая (Каз. ССР) [45], из месторождений Южной Португалии [46], из района Сент Патрик (Австралия) [47].

Диагн. исм. После предварительного прокаливания легко разлагается кислотами с выделением студенистого кремнезема. Растворяется в конц. KOH; с аммиаком образует осадок, растворяющийся в избытке реактива. Разлагается NaOH с образованием на зернах защитной поверхностной пленки кремнезема; повышение концентрации раствора NaOH способствует растворению этой пленки и ускорению процесса разложения гемиморфита [48].

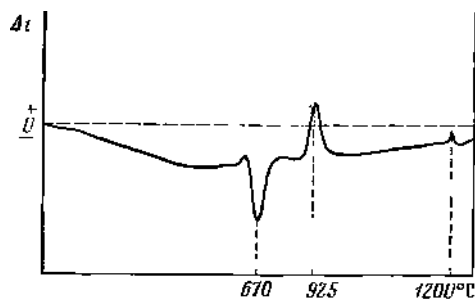
В полир. шлифах [34] травится HCl, HNO₃ (2%), HF, KOH, H₂O₂ (30%); структура выявляется от действия конц. HCl, конц. HNO₃, H₂SO₄ (6%), HBr, FeCl₃, царской водки и ее паров. П. п. тр. почти не плавится. С содой на угле дает белый налет ZnO, который после обработки раствором Co(NO₃)₂ в окислительном пламени приобретает зеленую окраску. В закрытой трубке растрескивается, становится белым.

Повед. при нагр. При нагревании до 450° происходит постепенное выделение молекулярной воды, которое не сопровождается изменением структуры минерала [31]. На дифференциальных кривых нагревания потере этой воды большей частью отвечает слабо выраженный растянутый эндотермический прогиб [31, 49] (фиг. 238), реже он более четкий с максимумом при 450° [3] (фиг. 239). Всегда хорошо выражены второй эндотермический прогиб с максимумом (по разным авторам): при 650° [31, 670°, [49], 680° [31], 710° [50]; он обусловлен выделением гидроксильной воды, которое начинается при 500° [51]. С выделением гидроксильной воды связано изменение структуры гемиморфита и частичное превращение его в β-Zn₂SiO₄. Нагревание в интервале 700—925° [3, 31, 44, 49, 52] приводит к превращению β-Zn₂SiO₄ в α-Zn₂SiO₄ (виллемит), которое выражается резким экзотермическим подъемом на кривых нагревания. При термической дегидратации гемиморфита получены псевдоморфозы β-Zn₂SiO₄, очень пористые, но с низкой пропускательностью для жидкостей [51].

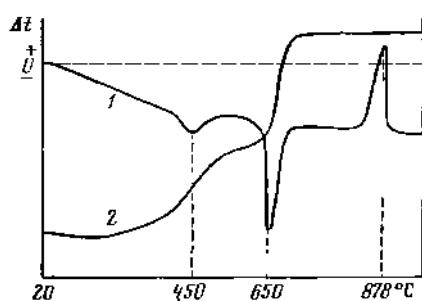
Находж. Распространенный минерал зоны окисления цинковых и свинцово-цинковых месторождений. Обычен во многих месторождениях, приуроченных к карбонатным породам. Образуется в поздние стадии формирования зоны окисления [15, 53].

Образование части гемиморфита связано с замещением других минералов. Известны псевдоморфозы его по сфалериту, кальциту, флюориту, галениту, валадиниту. Имеются указания о нахождении гемиморфита с виллемитом, соконитом и цинкитом в метаморфизованных месторождениях, лишенных серы [26].

В СССР гемиморфит известен в ряде свинцово-цинковых месторождений Казахстана [15, 36, 49]. На месторождении Гульшад он обнаружен в полосках выщелачивания, в трещинах и в кавернах опализированных известняков вместе с адамином, лимонитом, псиломсланом, вульфенитом и др.:



Фиг. 238. Кривая нагревания гемиморфита из Казахстана (по Чухрову)



Фиг. 239. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) гемиморфита из Говедарника (по Кирову)

в Акджале — в известняках вместе со смитсонитом, перусситом и цинковыми глинками; в Акчагыле — в скарнированных известняках с линаритом, азурином, атакамитом и другими вторичными минералами Cu , Pb и Zn . В Кызыл-Эспе гемиморфит нередок в рудных залежах, приуроченных к известнякам и к скарнам; гемиморфит ранней генерации заместил малахит, церуссит, смитсонит, образовался позже ярозита, бедантита и гидроокислов марганца; кристаллы позднего гемиморфита в этом месторождении обнаружены на выделениях миметезита, ванадинита, вульфенита, деклуазита, гипергенного кварца, опала, халседона, гипергенного кальцита, гидроокислов Mn , малахита [15]. В месторождении Карагайлы установлен среди выделений нонтрэнита,ряду с вульфенитом, пироморфитом и другими минералами относится к поздней стадии гипергенного минералообразования [30]. В месторождении Коксу гемиморфит — один из наиболее распространенных гипергенных минералов, а местами — главный минерал окисленных руд [19].

В Средней Азии гемиморфит известен в некоторых месторождениях Карамазарских гор; ассоциируется с аллофаном, апглезитом, брошантитом, линаритом, ярозитом, хризоколлой, смитсонитом [55]. В свинцово-цинковом месторождении Кургапшинкан (Узб. ССР) наблюдается вместе с платнеритом [33]. В оловянно-свинцово-цинковом рудопроявлении на Северном склоне Тянь-Шаня сопровождается кальцитом, вторичным касситеритом, биндгеймитом, плюмбоярозитом, миметезитом, валадинитом, пиролюзитом, гаусманитом, гётитом, малахитом и др. [42]. В месторождении Иокуньж (Тадж. ССР) (хим. анализ 5) образовался по метакolloидному сфалериту, слагает сферолитовые, частью ячистые агрегаты, содержит включения гринокита [43, 56]. На Кавказе в месторождениях Садон и Холст гемиморфит образовался позже гидроцинкита [15]. В больших количествах обнаружен в зонах сажистых и охристых руд алтайских месторождений: Березовского, Зыряновского, Камышевского, Петровского, Таловского

и др. [16, 54]. В Алайском рудопроявлении в Восточной Сибири гемиморфит наблюдается в виде решетчатых образований по клейофану; промежутки между выделениями гемиморфита заполнены смитсонитом [38].

Встречен в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья — Тайнинском, Акатуевском, Воздвиженском, Кличкинском, Трехсвятительском, Нерчинском и др. [57, 58]; в Тайнинском месторождении наблюдается гемиморфит черного цвета с вростками доломита, обогащенного углистым веществом [58]; в Акатуевском и Воздвиженском месторождениях выделения гемиморфита заключены в плотном лимонитизированном монтеймите [58]. Известен также в месторождениях других регионов СССР.

В США наиболее распространен в Моренси (шт. Аризона); представлен выделениями на доломите, сфалерите, галените и гроздевидной хризоколле, сопровождается виллемитом, диоптазом и др. [59]. В Тинтике (шт. Юта) обычны друзы гемиморфита среди выделений смитсонита и в известняке; наблюдаются также прожилки и пропластки гемиморфита, перемежающегося со смитсонитом, в известняке [60]. В Маунт Принстон Гарфилд (шт. Колорадо, США) гемиморфит ассоциируется с золотом, серебром, кераргиритом, англезитом и вторичными медными минералами [61]. В Ледвилле (шт. Колорадо) он наблюдается вместе с кераргиритом, образовался позже смитсонита [26, 62]. В Лед Хил Барстоу и других месторождениях Южной Калифорнии сопровождается аурихальцитом, азуритом и более поздними кальцитом и флюоритом [63]. Во Франклине и Стерлинг Хиле (шт. Нью-Джерси) гемиморфит встречается в ассоциации с виллемитом, иногда — с тростнитом [64]. В Канаде гемиморфит встречается в Салмо (Британская Колумбия) вместе со сфалеритом и фосфатами цинка. В месторождении Брокен Хил в Замбии гемиморфит ассоциируется с более ранним деклаузитом и с более поздним тарбуттитом [65]. В некоторых месторождениях Юго-Западной Африки гемиморфит сопровождается виллемитом, ковеллином, гипергенным галенитом, кварцем, пиролюзитом и др. [66, 67]. В Иране в Кали-Кафи встречается вместе с платнеритом, в Абдул-Абаде — с кварцем, в районе Гумушкана — с линаритом, азуритом и другими гипергенными минералами [68]. В Италии, в Небида, компактные массы, корочки и бесцветные прозрачные кристаллы гемиморфита образуют кокарды в пустотах [69], в Фасса у Монцони (Тироль) в известняке гемиморфит наблюдается вместе с аллофаном (по Хинце, 1897). В свинцово-цинковых месторождениях Южной Португалии цинковые руды с гемиморфитом выделяют зоны брекчий в известняках или пустоты растворения в них [46]. В Райбле (Каринтия, Австрия) гемиморфит со сфалеритом и галенитом образует выделения на агрегатах сидерита и барита, предположительно является гидротермальным. В Румынии в Бенца Бихорулуй (б. Рецбанья) гемиморфит ассоциируется с более ранними хризоколлой и азуритом. В Болгарии в Говерданике встречается в ассоциации с самородной серой, ковеллином, хризоколлой, англезитом, аурихальцитом, линаритом и другими гипергенными минералами; в Крушов Четал (Центральные Родопы) наблюдались кристаллы гемиморфита ранней генерации, образующие включения в кристаллах гемиморфита поздней генерации [3]. У Джебюрке (Чехословакия) гемиморфит частью отлагался на кристаллах вульфенита [37]. В Рудных горах Саксонии (ГДР) гемиморфит встречается в ассоциации с эвлитинитом и арсенатами. Известен также в месторождениях многих других стран.

Изм. Замещается смитсонитом, кварцем [41, 70], иногда виллемитом; эти минералы образуют псевдоморфозы по гемиморфиту [15].

Искусств. Образуется из нагретых до кипения растворов ацетата цинка (1 г Zn в 1 л) и силиката натрия при $\text{pH } 6,4$ [71], из смеси ZnO , SiO_2 и H_2C [26]. Из растворов хлорида цинка и силиката натрия с добав-

кой едкого натра (до pH 12) и нитрата бериллия при комнатной температуре осуществлен синтез гемиморфита с замещением части кремния бериллием [40].

Практ. знач. Вместе со смитсонитом входит в состав цинковых руд.

Отл. От смитсонита в плотных и патечных агрегатах отличается выделением при растворении в HCl студенистого SiO₂ и отрицательной реакцией на CO₂.

Межплоскостные расстояния гемиморфита из Стерлинг Хила *
SiK_α-излучение

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
110	86	6,60	022	3	2,309	431	6	1,702
020	55	5,36	141	2	2,284	350	4	1,699
011	41	4,62	321	11	2,229	242	4	1,693
200	38	4,18	330	19	2,198	013	3	1,686
220	73	3,296	202	16	2,183	332	10	1,668
130	75	3,288	400	10	2,092	161	6	1,654
211	100	3,104	150	1	2,077	440	8	1,650
031	40	2,929	222	13	2,020	260	4	1,644
310	10	2,698	051	2	1,977	402	3	1,620
040	7	2,679	312	4	1,857	123;501	3	1,590
002	51	2,559	042	7	1,851	213	8	1,563
301	32	2,450	341	17	1,808	033	6	1,540
231	54	2,400	060;251	16	1,786	530	14	1,516

* ASTM, 5—0555.

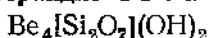
Л и т е р а т у р а

1. Ito T., West J. Zs. Krist., 1932, 83, 1.
2. Barclay G. A., Cox E. G. Zs. Krist., 1960, 113, 23.
3. Киров Г. Н. Годичник Софийск. ун-та, биол.-геол. фак., 1961/62, 56, кн. 2, 285.
4. McDonald W. S., Cruickshank D. W. J. Zs. Krist., 1967, 124, Н. 3, 180.
5. Gossner B., Mussgnug F. Zs. Krist., 1929, 70, 180.
6. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 142.
7. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 34.
8. Soltai T. Am. Min., 1960, 45, Nos. 9—10, 960.
9. Seebach M., Paul F. P. Zs. Krist., 1913, 51, 149 (критическая сводка и библиография по гониметрии).
10. Самойлов Я. В. Зап. Мин. об-ва, 1903, 40, 25 (Забайкалье, морфология кристаллов).
11. Реауцкая Е. Д. Bull. Soc. natur., Moscou, 1903, 17, 435 (Урал); 1906, 20, 213 (Польша).
12. Vuitgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1919, 42, Мém., F. 1, 100.
13. Янишевский Е. М. Тр. геол.-разв. упр., 1931, вып. 109, 16 (Средняя Азия).
14. Флинт Е. Е. Сб. «К 50-летию научн. и педагог. деятельности акад. В. И. Вернадского». Изд-во АН СССР, 1936, т. 1, 109 (гониметрия кристаллов из Сулейман-Сая; сопоставление данных по гониметрии).
15. Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950, 172 (особенности и закономерности парагенезиса).
16. Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 542; Болгов Г. П., Розыбакиева Н. А. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, 1957, 2, 268.
17. Barić L. Bull. sci., Conseil Acad. RPFY, 1959, 5, No. 1, 11.
18. Газизова К. С. Основные черты геологии и минералогии Гульшадского месторождения (Центр. Казахстан). Изд-во АН Каз. ССР, 1962, 134.
19. Розыбакиева Н. А. Тр. ИГН АН Каз. ССР, 1966, 15, 134.
20. Baumhauer H. N. Jb. Min., 1876, 6.
21. Bauer M., Brauns R. N. Jb. Min., 1889, 1, 22.
22. Wooster W. A. A text-book on crystal physics. Cambridge, 1938—1949, 228.
23. Барсанов Г. П., Шегалева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
24. Smith O. C. Identification and qualitative chemical analysis of minerals. New York, 1946, 37.

25. *Otori K.* Sci. Rep. Tohoku univ., 1964, 9, No. 1, 81.
26. *Roy D. M., Mumpton F. A.* Econ. Geol., 1956, 51, No. 3, 432.
27. *Matossi F., Krüger H.* Zs. Phys., 1936, 99, H. 1—2, 1.
28. *Бергер Г. С.* Флотирруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 131.
29. *Seve P. J.* phys., radium, 1924, ser. 6, 5, 249.
30. *Фурсова М. З.* Тр. ИГиН АН Каз. ССР, 1966, 15, 126.
31. *Palomar M. L., Hoyos A.* Bol. Real. Soc. Española hist. nat., sec., geol., 1966, 64, Núm. 3—4, 235.
32. *Волынский И. С.* Сб. «Исследование минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1955, 44.
33. *Голованов И. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 334.
34. *Vujanović V. N.* Jb. Min., 1956, H. 3, 83.
35. *Витовская И. В.* Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 102.
36. *Витовская И. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 75, 42.
37. *Novak F., Drabek M.* Časop. min., geol., 1967, 12, N 2, 143.
38. *Алешин С. М.* Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, 1960, вып. 6 (27), 144.
39. *Куликова М. Ф.* Геохимия, 1966, № 6, 691.
40. *Меркулов А. Г., Пустыльников А. М., Христофоров Б. С.* Геохимия, 1969, № 4, 492.
41. *Бадалов С. Т.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 8, 161.
42. *Латии В. Т., Вишневский А. С.* Вісник Київськ. ун-та, сер. геол.-геогр., 1962, вып. 1, № 5, 28.
43. *Лебедев Л. М.* Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. Изд-во «Наука», 1965, 211.
44. *Шафринский Ю. С., Чижиков Д. М., Тимофеева З. Ф.* Изв. Физ.-хим. н.-и. ин-та при Иркутск. ун-те, 1966, 7, вып. 1, 48.
45. *Готман Я. Д.* Минеральное сырье, 1937, № 5, 37.
46. *Ferreira A. B.* Intern. geol. congress, report of the 18-th session, Great Britain 1948, pt. 7, London, 1950, 249.
47. *Simpson E. S.* Minerals of Western Australia. Perth, 1957, 2, 573.
48. *Фазорская Л. В., Столярова Е. Н.* Изв. АН Каз. ССР, сер. горн. дела, строймат. и металлург., 1956, вып. 6, 92 (по реферату РЖ Геол., 1956, № 12, реф. 13139).
49. *Чухров Ф. В.* Сб. «Кора выветривания», 1956, вып. 2, 107.
50. *Иванова В. П.* Мин. сб. ВСЕГЕИ, Отдел. н.-техн. информации, 1961, № 2, 1. *Тимофеева З. Ф., Тарновский Г. Н., Шафринский Ю. С.* Сб. «Рентгенография минерального сырья». Изд-во «Недра», 1967, № 6, 91.
51. *Taylor H. F. W.* Am. Min., 1962, 47, Nos. 7—8, 932.
52. *Faust G.* Am. Min., 1951, 36, Nos. 11—12, 804.
53. *Щербина В. В.* Советская геология, 1955, № 43, 137.
54. *Розыбакиева Н. А.* Вестн. АН Каз. ССР, 1958, № 3, 78.
55. *Пилипенко П. П.* За недра Средней Азии, 1932, № 2, 44.
56. *Лебедев Л. М.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1954, вып. 6, 127.
57. *Смирнов С. С.* Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1961, 455.
58. *Дубинина В. Н., Корнилов И. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 43.
59. *Pough F. H.* Am. Min., 1941, 26, No. 2, 92.
60. *Loughlin G. F.* Econ. Geol., 1914, 9, 1.
61. *McClelland G. D., Robinson Ch. S.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1957, No. 289, 110.
62. *Heyl A. V.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1964, No. 1135 — C, 12.
63. *Murdoch J.* Am. Min., 1942, 27, No. 4, 323.
64. *Palache C.* The Minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex county, New Jersey. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 22, 106.
65. *Spencer L. J.* Min. Mag., 1908, 15, 3.
66. *Taylor J. H.* Colonial geol., min. res., 1954, 4, No. 4, 335.
67. *Verwoerd W. J.* Ann. Univ. Stellenbosch, 1957, 33, sect. A, Nos. 1—11, 265.
68. *Bariand P.* Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No 1, 17.
69. *Carlo R.* Sopra alcuni minerali di Nebida, 1898, Padova, 12.
70. *Кормилицын В. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 452.
71. *Esjuevin J. C. R., Paris,* 1956, 243, No 18, 1334.

СТРУКТУРА ТИПА БЕРТРАНДИТА

	Символия	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Бертрандит $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$	Ромб.	8,73	15,31	4,58	2,6

Берtrandит *Bertrandite*

Обнаружен Баретом в 1875 г. в Пти-Пор близ Нанта, Франция. Описан Бертрамом (Бертрам, 1880, 1883) [1], назван по его имени (Дамур, 1883) [2].

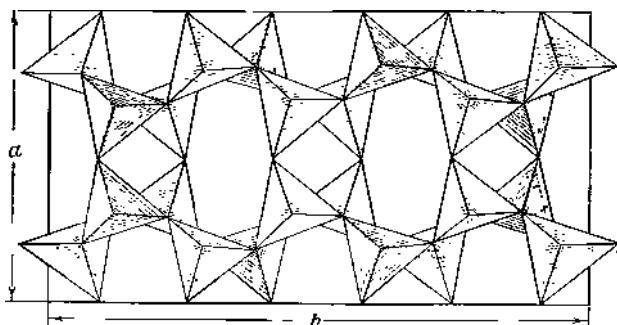
Синон. Гессенбергит — *hessenbergite* (Кенгот, 1863, 1868, Еремеев, 1863), сидероксен — *sideroxen* (Хессенберг, 1866) — идентичность с берtrandитом доказана Грюнлингом [3] и Паркером [4].

Разнов. Гельбертраунит, сфероберtrandит?

Характ. выдел. Кристаллы (до 3—6 мм), зернистые агрегаты, редко радиально-лучистые сростки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{12}-Cm2_1$; $a_0=8,73$, $b_0=15,31$, $c_0=4,58\text{Å}$; $a_0:b_0:c_0=0,5702:1:0,2991$; $Z=4$ (Соловьева, Белов, 1961) [5]; $a_0=8,70$, $b_0=15,26$, $c_0=4,56$; $a_0:b_0:c_0=0,5701:1:0,2988$ (ASTM). По Ито [6]: $a_0=15,22$, $b_0=8,69$, $c_0=4,54\text{Å}$; $a_0:b_0:c_0=1,751:1:0,522$; $Z=4$.

В структуре берtrandита [5, 7, 8] диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ вытянуты вдоль ос a и b и соединены двойными тетраэдрами BeO_4 (фиг. 240); в месте сочлепе-



Фиг. 240. Структура берtrandита, проекция на (001)

(по Белову и Соловьевой)

BeO_4 -тетраэдры помечены точками, SiO_4 -тетраэдры заштрихованы

ния пары BeO_4 -тетраэдров находится не O, а OH. Бесконечные в двух направлениях, параллельные (001) слои состоят из псевдогексагональных (дигригональных) колец. В элементарной ячейке два таких слоя. Согласно Белову [7], берtrandит является каркасным бериллосиликатом, но в отдельных O-вершинах сходятся два BeO_4 и один SiO_4 -тетраэдр. Структура полярная, все тетраэдры направлены в одну сторону. Со структурой берtrandита согласуется его гемиморфизм. Мотив расположения BeO_4 - и SiO_4 -тетраэдров близок к корундовому.

Средние межатомные расстояния: $\text{Be}-\text{O}=1,64$, $\text{Si}-\text{O}=1,62\text{Å}$ [8].

Ранее [6] структура берtrandита рассматривалась как состоящая из кремнекислородных радикалов двух типов: изолированных ортогрупп $[\text{SiO}_4]$ и цепочек $[\text{SiO}_2]$. Первоначально на основании кристаллографической близости берtrandита и гемиморфита [5, 9] допускалось их структурное сходство, но по последним данным [7] структура берtrandита отлична от структуры гемиморфита.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v}-mm2(L_22P)$; $a:b:c=0,5688:1:0,5973$ (Пенфилд, 1889) [10].

Главные формы (по Гольдшмидту, буквенные обозначения по Дана):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>f</i>	130	30 22	90 00	0 00	59 38	90 00
<i>m</i>	110	60 22	90 00	0 00	29 38	90 00
<i>h</i>	310	79 16	90 00	0 00	10 44	90 00
<i>i</i>	049	0 00	14 52	75 08	90 00	0 00
<i>с</i>	011	0 00	30 51	59 09	90 00	0 00
η	021	0 00	50 04	39 56	90 00	0 00
<i>e</i>	031	0 00	60 50	29 10	90 00	0 00
<i>d</i>	102	90 00	27 42	90 00	62 18	27 42
<i>x</i>	162	16 20	61 50	29 10	75 39	27 43

<i>mm</i> (110):(110) = 59°16'	<i>dd</i> (102):(102) = 55°24'	<i>de</i> (102):(031) = 64° 26'
<i>hh</i> (310):(310) = 21 28	<i>es</i> (011):(011) = 61 42	<i>xx</i> (162):(162) = 28 43
<i>ff</i> (130):(130) = 60 44	$\eta\eta$ (021):(021) = 100 08	<i>cx</i> (001):(162) = 61 50
<i>cd</i> (001):(102) = 27 42	<i>ee</i> (031):(031) = 121 40	

Второстепенные и редкие формы [11—20, 20a]:

190	<i>t</i> 076	0.12.1	9.0.16	<i>u</i> 302	113	451
320	054	104	304	135	111	521
023	053	308	504	133		

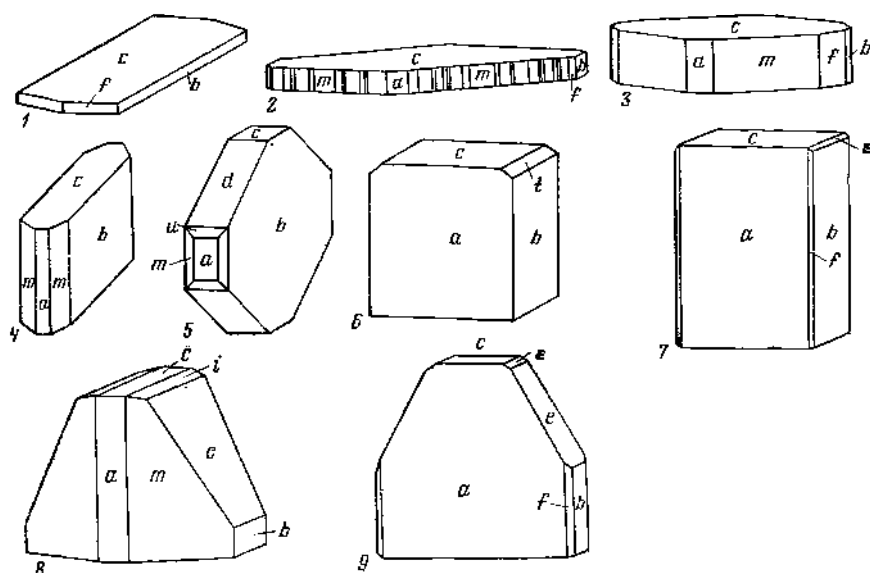
Недостаточно установленные формы: (210), (134), (114), (334) [4, 11].

Рентгеновская установка Белова [5] отличается от морфологической установки Пенфилда в два раза меньшим значением *c*.

Кристаллы тонкопластинчатые по (001) (фиг. 241, 1, 2), таблитчатые по (001) (фиг. 241, 3) или по (010) (фиг. 241, 4, 5), реже призматические (фиг. 241, 7) и псевдокубические (фиг. 241, 6), а также клиновидные с сильно развитыми гранями (*OkI*) и резко выраженным гемиморфизмом в направлении оси *c* (фиг. 241, 8, 9).

Гемиморфизмом обусловлено различие в характере граней: (001) сильно изъеденная, (00 $\bar{1}$) гладкая. Только на одном конце кристаллов — с гранью (001) наблюдались грани (*OkI*) и (*h0I*), причем большая грань (001) часто сопровождается слабо развитыми гранями (*OkI*) [11, 17]. Грани (100) всегда гладкие и блестящие, иногда слабо закругленные. Грани (110) и (010) часто вертикально исштрихованы. Двойники полисинтетические или сердцевидные с осями, пересекающимися под углом около 60° (фиг. 242). Дв. пл. чаще всего (011) или (021), реже (130), (031), (001), (053) и (100) [12, 21]. Отмечались сложные двойниковые сростки [22].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) совершенная, по (001) и (010) менее совершенная. Хрупок. Тв. 6—7. Уд. вес 2,57—2,63. Бесцветный, белый, иногда с розоватым оттенком, светло-желтоватый, светло-бурый. Бл. стеклянный, на (001) перламутровый. Наличием трещин спайности обуславливается иризация пластинок берtrandита. Прозрачен. Относительная энергоемкость 309,84 эв [23]. Пирозлектричен: (001) электризуется при охлаждении положительно, (00 $\bar{1}$) отрицательно [10]; для кристаллов берtrandита с Алтая Пилипенко [17] доказал обратное распределение пирозлектричества. рН суспензии колеблется от 7,0 до 7,7 [24]. В катодных и ультрафиолетовых лучах не люминесцирует [24]. Инфракрасный спектр характеризуется широкой полосой в области 1250—650 cm^{-1} с рядом интенсивных узких максимумов (1108, 1040—1015, 945 cm^{-1}) и широким максимумом с тонкой структурой между 827—695 cm^{-1} ; две сильные



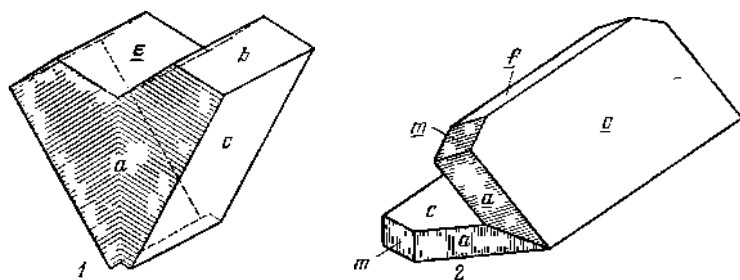
Фиг. 241. Кристаллы берtrandита

- 1 — Урал (по Бласову и Кутуковой);
 2 — Корнуэлл (по Боуману и Раселу);
 3 и 9 — Северный Коунрад, Центральный Казахстан (по Чухрову и Смольяниновой);
 4 — Барбен, Франция (по Бертрану);
 5 — СССР (по Чепижному и Яковлевской);
 6 — Центральный Казахстан (по Смольяниновой);
 7 и 8 — Алтай (по Пилипенко)

полосы лежат у 542 и 432 см^{-1} ; гидроксильным группам соответствует полоса с двумя максимумами (3550 — 3585 см^{-1}) [25].

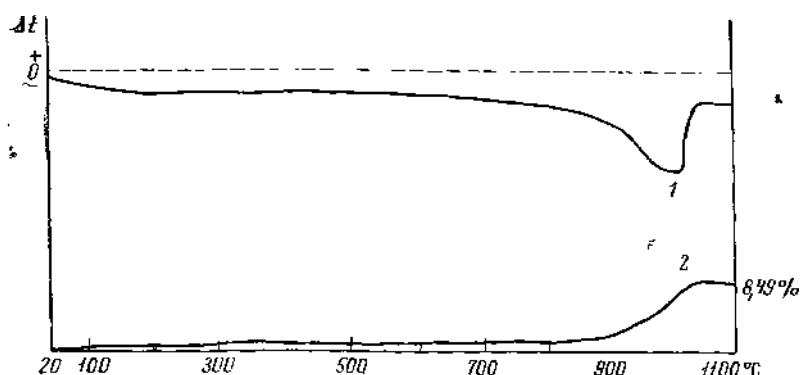
Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двусный (—). Удлинение отрицательное или положительное. Пл. опт. осей (010); $Nm=b$, $Np=a$ (у сфероберtrandита $Nm=c$ [26]); $n_g=1,610$ — $1,614$, $n_m=1,598$ — $1,606$, $n_p=1,585$ — $1,592$; $n_g-n_p=0,025$ — $0,014$; $2V=70$ — 81° (см. при химических анализах); $n_g=1,610$ — $1,611$, $n_p=1,586$ — $1,598$ для искусственного [27]. Дисперсия слабая, $r < v$.

Диэг. исп. Растворим полностью в HF (конц. и 50%) и в H_2SO_4 (конц.), частично — в HCl, CH_3COOH и H_3PO_4 [28]. Конц. NaOH нацело разлагает минерал при 50° (в раствор переходит 75,7% BeO). П. п. тр. не пла-



Фиг. 242. Двойники берtrandита

- 1 — Писек, Чехословакия (по Врба); 2 — Шатель, Франция (по Лакруа)



Фиг. 243. Кривая нагревания (1) и кривая потери веса (2) берtrandита (по Кутуковой)

вится, но становится непрозрачным. Характерна реакция на бериллий с хинализиарином.

Повед. при нагр. Вода выделяется в интервале 875—1000° (фиг. 243) [24, 29, 30]. Частичное разрушение структуры берtrandита начинается уже при 860°; об этом свидетельствуют некоторые изменения в дифракционной ине; прокаливание при 1100° в течение 1 часа приводит к окончательному разрушению структуры, образуется бромеллит [28].

Хим. Теор. состав: BeO — 42,02, SiO₂ — 50,42, H₂O — 7,56. Отмечено присутствие Ge до 0,02% [24, 31, 32], B — 0,046—0,217% [24, 32a] и He — 0,965 мм³/г [33].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
BeO	41,45	40,67	35,90	41,60	40,83	35,07	40,36
MgO	—	—	He обн.	—	He обн.	0,29	Сл.
CaO	0,25	Сл.	He обн.	—	0,68	1,34	2,12
Al ₂ O ₃	—	—	3,3	—	Сл.	0,86	0,13
Fe ₂ O ₃	—	—	1,4	—	0,14	0,40	0,20
SiO ₂	51,03	50,12	51,00	49,63	50,93	55,37	48,58
TiO ₂	—	—	He обн.	—	He обн.	—	—
H ₂ O ⁺	7,18	8,87	7,80	8,65	7,46	7,14	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,30	—	0,14	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	8,65
Сумма	99,91	99,66	99,70	99,88	100,18	100,47	100,04
Уд. в.	2,597	2,603	—	2,63	—	2,57	2,609
<i>n_D</i>	1,614	—	1,613	—	1,614	1,610	1,612
<i>n_m</i>	1,605	—	—	—	1,606	—	1,598
<i>n_p</i>	1,591	—	1,591	—	1,592	1,591	1,587
2V	75°	—	81°	—	74°	70°	—

1 — из гранитных пегматитов, Ивеланд (Южная Норвегия) [13]; 2 — Тигерекве белки (Алтай); авал. Пилипенко [17]; 3 — Северо-Восток СССР, авал. Белопольская [19]; 4 — из пегматитов Колева (Швеция) [34]; 5 — Изумрудные копи (Урал), авал. Казакова [31]; 6 — из оловорудных гидротермальных жил Ингодинского м-ния (Центральное Забайкалье), авал. Степан [36]; 7 — Северный Косунрад (Центральный Казахстан), авал. Молева [36].

	8	9	10	11	12	13
BeO	41,60	40,50	37,85	41,11	45,20	34,16
MgO	—	0,50	Сл.	Не обн.	—	—
CaO	Сл.	0,76	Не обн.	Не обн.	—	1,93
Al ₂ O ₃	Сл.	0,70	1,88	0,57	1,40	1,20
Fe ₂ O ₃	0,56	0,08	0,05	0,46	0,07	—
SiO ₂	50,44	48,03	52,68	50,88	41,03	38,70
TiO ₂	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—
H ₂ O ⁺	7,87	8,80	7,18	7,12	11,70	15,62
H ₂ O ⁻	—	—	Не обн.	0,12	0,30	8,17
П. п.	—	—	0,03	—	—	—
Сумма	100,47	99,37	(99,67)	100,47*	99,70	100,11**
Уд. в.	—	—	—	—	2,5	2,176
<i>n_g</i>	1,610	—	—	1,611	1,612	—
<i>n_m</i>	1,602	—	—	—	—	—
<i>n_p</i>	1,585	—	—	1,597	1,595	—
2V	—	—	—	74°	~70°	—

* В том числе FeO — 0,21.

** В том числе Na₂O + K₂O — 0,33.

8 — Центральный Казахстан, анал. Сендерова (новые данные); 9 — вольфрамовое м-ние в Восточном Забайкалье [37]; 10 — фенакит-берtrandитовое м-ние, анал. Лопаилова (в оригинале сумма 99,99) [24]; 11 — фенакит-берtrandитовое м-ние, анал. Ольховская [38]; 12 и 13 — на щелочных пегматитах, Ловозерский массив (Кольский п-ов), анал. Казакова [26] (12 — сфероберtrandит; 13 — гельберtrandит).

Наход. Малораспространенный минерал. Может возникать не только в безалюминиевых, но и в алюмосиликатных породах [24]. Встречен в небольших количествах в гранитных пегматитах, в вольфрамитовых и молибденит-вольфрамитовых гидротермальных месторождениях и в более низкотемпературных флюоритовых и флюорит-фенакитовых месторождениях. Входит в состав некоторых альбитизированных и грейзенизированных гранитов [39]. Образовался при низких температурах и давлениях в поздние стадии гидротермального процесса. В гранитных пегматитах наблюдается преимущественно как продукт замещения берилла в ассоциации с фенакитом, полевым шпатом, кварцем, турмалином и другими минералами; вместе с мусковитом слагает псевдоморфозы по бериллу. В гидротермальных вольфрамитовых месторождениях также образовался по бериллу; иногда наблюдается в виде мелких кристалликов на реликтовых выделениях берилла [18] и в полостях от его растворения [20a]. В эпитермальных близповерхностных месторождениях флюорит-берtrandитовой формации, которые связаны с субвулканическими и вулканическими породами субщелочного и кислого состава, берtrandит ассоциируется с флюоритом, халцедоном, опалом, кальцитом, адуляром и гематитом. В более глубоких и более высокотемпературных месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, которые связаны с кислыми и субщелочными гранитоидами и преимущественно находятся в известняках или в толщах переслаивающихся карбонатных и кислых алюмосиликатных пород, в ассоциации с берtrandитом обнаруживаются флюорит, фенакит, хризоберилл, эвклаз, берилл, бавенит, гельвин, альбит, кварц, кальцит и сульфиды (пирит, сфалерит, галенит) [24]. Отмечено также образование берtrandита по фенакиту, гельвину [40], эвидимиту [26] и гамбергиту [41]. Известны псевдоморфозы берtrandита, флюорита и слюды по пириту [42].

Наиболее многочисленны паходки бертрандита в гранитных пегматитах. В СССР количество бертрандита в пегматитах невелико; он известен на Алтае [17], на Урале [31], в Закавказье [43], на Северо-Востоке [19], в Восточном Забайкалье [21, 44], в Средней Азии [45] и в других районах. В пегматитах Волыни, генетически связанных с биотит-амфиболовыми рапакививидными гранитами, бертрандит встречается в зоне выщелачивания и перекристаллизации вместе с акцессорным бериллом и слюдой [20а, 46]. В Изумрудных коях на Урале [31] установлен как акцессорный минерал в пегматитах линии скрещения и в плевматолит-гидротермальных жилах; образовался по бериллу и бавениту, ассоциируется с флюоритом, альбитом, корундофиллитом.

За рубежом бертрандит встречается в пегматитовых месторождениях: Пти-Пор и Барбен близ Нанта (Франция) [1], Монт-Аптеро, шт. Колорадо (США) [14, 47], Бэйлис Куори (США) [48], Ивеланд (Норвегия) [13, 49], Мариньяк в Верхней Вьенне (Франция) [50], район Сен-Готарда (Швейцария) [4], Хенеберг у Вурцбаха, Тюрингия (ГДР) [51], Колева (Швеция) [34], Корнуэлл (Англия) [52, 53], а также в Квинсленде (Австралия) [54], на Мадагаскаре [55], в Юго-Западной Африке [11, 12], в Чехословакии [41, 49, 56—58]. В Гренландии бертрандит найден в наузитовых пегматитах горы Куапфельд с анальцитом, эвидимитом и эпидидимитом [59].

В гидротермальных жилах бертрандит известен в Илгодипском оловянно-вольфрамовом месторождении в Центральном Забайкалье [35] (с альбитом, топазом, кварцем, арсенопиритом и флюоритом); в Восточном Забайкалье он обнаружен в кварц-полевошпатовых и в кварц-вольфрамитовых жилах [37] и на Кличкинском свинцово-цинковом месторождении с серицитом, флюоритом, турмалином [60]. В кварцевых жилах с молибденитом и вольфрамитом встречается в качестве акцессорного минерала в ряде месторождений Центрального Казахстана: в Восточном Коунраде — среди жильбертит-флюоритовых агрегатов в жильном выполнении и среди позднего калиевого полевого шпата с родохрозитом и флюоритом; в Северном Коунраде — в друзовых полостях среди кварца, флюорита и на акцессорном берилле в виде мелких прозрачных кристаллов и агрегатов (иногда веерообразных) небольших тонких пластинок [15, 36]; на месторождении Караоба — с родохрозитом и сидеритом в псевдоморфозах по гелвину и в друзовых полостях кварца с серицитом [61]. Отмечены также единичные находки бертрандита в некоторых редкометалльных штокверках Центрального Казахстана [62].

К месторождениям флюорит-бертрандитового типа относятся: Топаз-Маунтин (шт. Юта, США) [63] — флюорит-бертрандитовая минерализация приурочена к измененным пористым риолитовым туфам; Агуачиле в Мексике [64] — жиллообразные метасоматические тела флюорит-бертрандитовых руд залегают в брекчированных известняках близ кольцевой дайки риолитового порфира; бертрандит представлен мелкими радиально-лучистыми агрегатами. Большой частью флюорит-бертрандитовая минерализация известна в молодых вулканогенных образованиях (верхнемелового — палеогенового возраста): в гидротермально-измененных кварцевых порфирах и в адуляр-флюорит-кварцевых жилах [65]. Флюорит-бертрандит-фенакитовые месторождения имеются в США, Бразилии и других странах. Их минеральный состав зависит от типа интрузий, с которыми они связаны, и от характера вмещающих пород [24]. В некоторых рудных телах [38] бертрандит наблюдается в порах катаклазированных и измененных пород; с ним ассоциируются кварц, гематит, сульфиды и флюорит, реже фенакит; иногда рудные тела [24, 66] залегают в карбонатных породах на контакте с альбитизированными кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами (минерализованные зоны дробления); в рудах содержатся бер-

трапидит, флюорит, микроклип, кварц, фенакит, альбит, а также минералы более поздней стадии минерализации: кальцит, сидерит, молибденит, пирит, галенит, сфалерит; берtrandит образовался за счет фенакита.

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах берtrandит известен в Восточной Сибири [67]; в Казахстане [68] — в виде спорадической вкрапленности в грейзенизированных гранитах и грейзенах мусковит-берtrandитового, фенакит-берtrandитового и мусковит-топазового состава. Берtrandитсодержащие грейзены имеются в районе Лейк-Джордж в шт. Колорадо (США) [69].

В Шотландии берtrandит встречен с гентгельвином в пустотах среди адамеллитов [20].

В ассоциации с бериллом и фенакитом берtrandит установлен в шее-литоносных скарнах месторождения Маунт Вилер в шт. Невада (США) [70]. Акцессорный берtrandит обнаружен во флюорит-слюдистых метасоматитах, возникших при замещении скарнированных доломит-известняковых пород [71].

Изм. Характерно замещение берtrandита мелкочешуйчатой слюдой. При незначительном изменении прозрачные выделения становятся мутными. Измененный (мутный, до молочно-белого) из Северного Коунрада берtrandит содержит повышенное количество воды (12,24%) и значительное количество кальция (11,66% CaO); содержание BeO (26,50%) и SiO₂ (43,73%) в нем пониженно [36]. Отмечено замещение берtrandита не определенным бесцветным минералом с низкой интерференционной окраской и низким показателем преломления [21].

Искусств. Получен в виде таблитчатых и короткопризматических кристаллов, сферических сростков диаметром 1,5—2 мм и спутанноволокнистой массы (сфероберtrandит, длина волокон 7—9 мм) гидротермальным путем при 300—500° и pH 4,8—8,3 из химически чистых Be(OH)₂, Be(NO₃)₂, BeCl₂, NaCl (NaF), NaOH, HCl и аморфного SiO₂ [27].

Отл. От бериллита отличается опт. свойствами и бóльшим уд. весом.

Разнов. Г е л ь б е р т р а н д и т — gelbertrandite. Be₃[Si₂O₇](OH)₂·nH₂O (Семенов, 1957) [26]. Метаколлоидный аналог берtrandита. Стекловатый, с раковистым изломом. Цв. бледно-фиолетовый. Тв. около 4. Уд. в. 2,176. Оптически изотропен; $n=1,525$. Легко разлагается HCl. В отличие от берtrandита вода выделяется постепенно в интервале 40—700°. Хим. анализ 13. Порошкограмма близка к таковой берtrandита. Встречен в пегматитах Карнасурта и Маннепахка в Ловозерском массиве (Кольский п-ов). Является продуктом гидротермального изменения эпидидимита; ассоциируется с бериллитом и сфероберtrandитом.

С ф е р о б е р т р а н д и т—spherobertrandite. Be₃[Si₂O₇](OH)₄ (Семенов, 1957) [26]. Требуется дополнительное изучение [73].

Назван по форме выделений в виде сферантов (диаметром до 1 см).

Бесцветный или желтоватый. Бл. стекляный. Тв. 5. Уд. вес 2,5. Показатели преломления и 2V как у берtrandита. Вода (около 12%) выделяется в интервале 600—800°. Хим. анализ 12. Порошкограмма несколько отличается от берtrandитовой особенно по интенсивности линий. Найден в щелочных пегматитах Ловозерских и Хибинских тундр [26] и в пегматитах Кекертаусака, Гренландия [72]. Является продуктом гидротермальной переработки эпидидимита, иногда вместе с ним образует псевдоморфозы по чкаловиту; при изменении переходит в бериллит (?) [26].

Межплоскостные расстояния бертрандита из Виргинии *

CuK_α-излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020; 110	10	7,56	310	6	2,850	261	6	1,978
	130	55	4,385	060	75	2,543	171	4
	200	35	4,350	330	40	2,521	351; 080	12
021; 111	20	3,914	311	4	2,417	152	2	1,790
040; 220	100	3,807	002	20	2,283	081	2	1,761
	131	45	3,161	061	14	2,222	062	2
	041	4	2,925	331	6	2,208	460; 530	4
	221	4	2,913	400; 022	4	2,177		2
	150	6	2,876	170; 350	4	2,102		4
	240	8	2,865	132; 202	4	2,021		6

* ASTM, 12—452.

Л и т е р а т у р а

- Bertrand E. Bull. Soc. fr. min., 1880, 3, 96. 1883. 6, 248.
- Damour A. Bull. Soc. fr. min., 1883, 6, 252.
- Grünling F. Zs. Krist., 1904, 39, 386.
- Parker R. L., Indergard P. Schweiz. min., petr. Mittl., 1957, 37, H. 2, 554.
- Соловьева Л. П., Белов Н. В. ДАН СССР, 1961, 140, № 3, 685.
- Ито Т., West J. Zs. Krist., 1932, 83, 384.
- Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 26.
- Соловьева Л. П., Белов Н. В. Кристаллография, 1964, 9, вып. 4, 551.
- Соболев В. С. Геохимия, 1956, № 6, 49.
- Penfield S. L. Am. J. Sci., 1889, 37, 213.
- Ramdohr P. Zbl. Min., 1936, A, Nr 9, 257.
- Ramdohr P. N. Jb. Min., Abhandl., 1940, 76, II. 1, 1.
- Vogt T. Zs. Krist., 1912, 50, H. 1, 6.
- Schützer G. Am. Min., 1939, 24, No. 12, 791.
- Чухров Ф. В., Смольянинова Н. Н. ДАН СССР, 1956, 107, № 4, 579.
- Чепицкий К. И., Яковлевская Т. А. Вестн. Моск. ун-та, сер. IV геол., 1961, № 3, 41.
- Пилипенко П. П. Изв. Томск. ун-та, 1915, кн. 62, 539.
- Смольянинова Н. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 276.
- Топунова Г. А. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1958, вып. 13, 135.
- Morgan W. C. Min. Mag., 1967, 36, No. 277, 60.
- Возняк Л. К., Калужный В. А., Сорокин Ю. Г. Мин. сб., Львов, 1969, вып. 1, № 23, 81.
- Тилменко Т. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 139.
- Вардьянц Л. А. Триадная теория двойниковых образований минералов. Изд-во АН СССР, 1950, 44.
- Давиденко И. В. ДАН СССР, 1965, 164, № 3, 670.
- Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Курьянова И. И., Назарова А. С., Новикова М. И., Шпанов Е. П. Геология м-ний редких элементов, 1965, вып. 27, 92, 132.
- Плюснина И. И. Геохимия, 1963, № 2, 158.
- Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 64.
- Букин Г. В. ДАН СССР, 1967, 176, № 3, 664; Букин Г. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 131.
- Назарова А. С., Журкова З. Л. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 4, 425.
- Кутукова Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 3, 74.
- Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 50.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 141.
- Назарова А. С. Геохимия, 1964, № 10, 1069.
- Назарова А. С., Хитров В. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 192.
- Хлопин В. Т., Абидов Ш. А. ДАН СССР, 1941, 32, № 9, 637.
- Martensson C. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, II. 2, 1248.
- Доломанова Е. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23, 174.
- Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 169.
- Сырицо Л. Ф. Вестн. Ленингр. ун-та, 1962, № 18, сер. геол., вып. 3, 124.
- Недзиковский П. Т., Абысолов Э. Г., Демченко В. С., Залищак Б. Л. Геология и геофизика, 1966, № 7, 33.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд-во АН СССР, 1962, 99.

40. Орлов Ю. Л., Гинзбург А. И., Пиневич Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 103.
41. *Cech F.* Univ. Carolina, Praha, Geol., 1957, 3, No. 2, 129.
42. Гетманская Т. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 190.
43. Кузнецова Е. В. Изв. Всес. геол.-разв. объедин, 1931, 50, вып. 98, 1482.
44. Торновский Г. Н. Зап. Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 128.
45. Курбатов С. С. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1935, вып. 41, 1.
46. Лазаренко Е. К., Матковский О. И., Павлович В. И., Сорокин Ю. Г. ДАН СССР, 1967, 176, № 1, 171.
47. Adams J. W. U. S. Geol. Surv. Bull., 1953, No. 982-D, 1.
48. Pough F. H. Am. Min., 1936, 21, No. 4, 264.
49. Strand Trygve. Norsk geol. tidsskr., 1953, 31, 1.
50. Barland P. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, N° 10—12, 547.
51. Heide F. Chem. d. Erde, 1953, 16, H. 3, 295.
52. Bowman H. L. Min. Mag., 1911, 16, No. 73, 47.
53. Russell A. Min. Mag., 1913, 17, No. 78, 15; *Phemister J.* Min., Mag., 1940, 25, No. 170, 573.
54. Vernon R. V., Williams K. L. Am. Min., 1960, 45, Nos. 11—12, 1360.
55. Behier J. Ann. geol. de Madagascar, 1960, F. 29, 21.
56. Černý P. Časop. min., geol., 1936, 3, 198.
57. Novotný M. Zvláštní otisk z Casopisu Vlast spolku musejního v Olomouci. Brno, 1948, roč. 57.
58. Bouška V., Čech F. Časop. min., geol., 1961, 6, No. 1, 4.
59. Andersen S. Medd. Grønland, 1967, 181, Nr. 5, 21.
60. Талдыкина К. С. Тр. Геол. музея АН СССР, 1962, вып. 10, 50.
61. Ермилова Л. П. Минералы мслибдено-вольфрамового м-ния Караоба в Центральном Казахстане. Изд-во «Наука», 1964, 96.
62. Мельникова В. Л. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1962, вып. 2 (47), 105.
63. Staats M. H., Griffiths W. R. Econ. Geol., 1961, 56, No. 5, 941.
64. Levinson A. A. Am. Min., 1962, 47, Nos. 1—2, 67.
65. Коваленко А. П., Журавлев В. Н., Коваленко Р. А. Геология рудных м-ний, 1968, № 5, 87.
66. Назарова А. С. Бюлл. н.-техн. информ. ОНТИ, ВИЭМС, 1967, № 8, 106; Назарова А. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 46.
67. Темников Ю. И., Гладков В. Г. Научн. тр. Иркутск. н.-и. ин-та редких металлов, 1965, вып. 13, 74.
68. Субботин К. Л., Гинзеева Л. Ф. Советская геология, 1965, № 3, 113.
69. Sharp W. N., Huxley C. C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No. 400-B., 773.
70. Stager H. K. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No. 400-B., 70.
71. По данным Комаровой Г. Н., 1966.
72. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. Изд-во «Наука», 1969, 118.
73. *Fleischer M.* Am. Min., 1958, 43, Nos. 11—12, 1219.

СТРУКТУРА ТИПА БАФЕРТИСИТА

Сингония a_0 b_0 c_0 β Уд. в.Бафертисит $BaFe_2TiO[Si_2O_7](OH)_2$ МСВСКЛ. 10,60 13,64 12,47 $119^\circ 30'$ 3,9—4,3Бафертисит *Bafertisite*

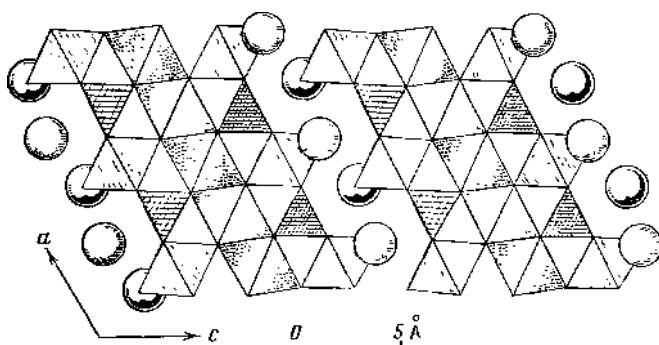
Назван по составу (Семенов, Чжан Пэй-шань, 1959) [1].

[Характ. выдел. Игольчатые и пластинчатые кристаллы, сферолиты диаметром до 2 см.

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_2^2 - C_m$; $a_0 = 10,60$, $b_0 = 13,64$, $c_0 = 12,47$ Å; $\beta = 119^\circ 30'$; $a_0:b_0:c_0 = 0,777:1:0,914$; $Z = 8$ (Гуань Я-сянь, Симонов, Белев [2]). Пэн Чжи-чжун и Цзень Цзинь-чуань (1936) [3] установили последовательку $a'_0 = 10,98$, $b'_0 = 6,80$, $c'_0 = 5,36$ Å, $\beta = 94^\circ$ (оси a и c предыдущих авторов переставлены местами); $Z = 2$.

Структура бафертисита напоминает структуру слюды. Трехэтажные слои параллельны (001) (фиг. 244); внутренняя сетка слоя состоит из Fe-ок-

таэдров (как у лепидомслана, биотита), наружные — из пар SiO_4 -тетраэдров (диортогруппы Si_2O_7), соединенных TiO_6 -октаэдрами. Угол Si—O—Si в группе Si_2O_7 равен $140\text{—}150^\circ$. Между трехэтажными слоями располагаются атомы Ва и анионы $\text{O}(\text{OH})$, занимающие вершины октаэдров [3, 4].



Фиг. 244. Структура бафертисита, проекция на (010)

(по Гуань Я-сяню, Симонову и Белову)

TiO_6 -октаэдры обозначены прямой штриховкой, FeO_6 -октаэдры — пунктиром, SiO_4 -тетраэдры — перекрещивающейся штриховкой; круги — атомы Ва

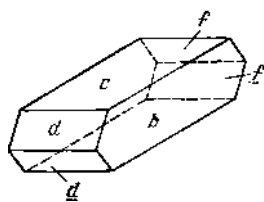
Диэдр. бесосный кл. C_s — m (P); $a:b:c=0,777:1:0,914$; $\beta=119^\circ30'$
(по рентгеновским данным).

Формы [5]:

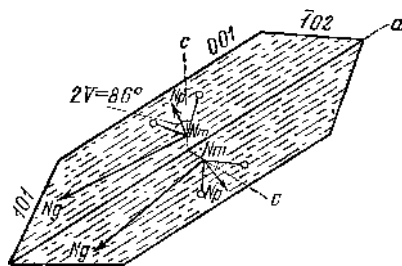
	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ00'$	$29^\circ30'$	d 101	$90^\circ00'$	$62^\circ27'$
b 010	$0^\circ00'$	$90^\circ00'$	\bar{f} 102	$-90^\circ00'$	$6^\circ17'$

$$dc (101) : (001) = 32^\circ57' \quad fc (\bar{1}02) : (001) = 35^\circ47' \quad df (101) : (\bar{1}02) = 68^\circ44'$$

Кристаллы уплощены по (001), несколько вытянуты вдоль оси a . Двойники по (001) (фиг. 245).



Фиг. 245. Двойник бафертисита по (001)
(по Яковлевской)



Фиг. 246. Оптическая ориентировка в двойнике бафертисита
(по Яковлевской)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) менее отчетливая. Тв. $4\frac{1}{3}$ —5. Микротвердость 406 кг/мм^2 . Уд. вес $3,96\text{—}4,35$ (вычисл. $4,03$ [2], $4,27$ [3]). Цв. ярко-красный, буровато- и желтовато-красный.

Микр. [1, 5] Плеохроизм: по N_g — зеленовато-желтый, по N_m — желтый, по N_p — буровато-красный; $N_p > N_g$. Двусный (—). Пл. опт. осей

(010), $cNp=24^\circ$ (в тупом углу), $aNg=5^\circ30'$ (фиг. 246); $n_g=1,862$, $n_m=1,835$, $n_p=1,805$; $n_g-n_p=0,057$; $2V=86^\circ$.

Хим. Теор. состав: BaO — 29,77, FeO — 27,89, TiO₂ — 15,52, SiO₂ — 23,33, H₂O — 3,49. В бафертисите из Бурпалы содержится Cs — 0,008 — 0,27% [6].

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,49	0,42	Al ₂ O ₃	0,29	1,43	Cl	0,63	0,20
K ₂ O	0,12	0,50	Fe ₂ O ₃	1,08	3,43	F	—	3,46
MgO	0,50	0,10	SiO ₂	23,68	24,40	Сумма	99,34	101,02
CaO	0,37	0,13	TiO ₂	15,39	14,06	—O=Cl ₂ +F ₂	0,14	1,48
BaO	29,98	26,61	Nb ₂ O ₅	0,84	0,81		99,20	99,54
MnO	1,62	2,82	H ₂ O ⁺	1,65	} 1,71			
FeO	22,56	20,94	H ₂ O ⁻	0,14				

1 — Байюнь-Обо, анал. Казакова [1]; 2 — Восточный Казахстан, анал. Катаева (новые данные Минсева).

Наход. Широко распространен в гидротермальном месторождении Байюнь-Обо (Внутренняя Монголия, КНР), генетически связанном с щелочными граносиенитами. Ассоциируется с эгирином, флюоритом, бафнезитом, доломитом. Часто встречается в биотитовых сланцах близ контакта с гидротермальными жилами.

В СССР обнаружен в Тарбагатае (Казахстан) [5] в приконтактной зоне альбитизированных щелочных гранитов в ассоциации с рибекитом, эгирином, пироксеном, цирконом; в альбититах бафертисит частично образовался по астрофиллиту. Установлен также в щелочном массиве Бурпала (Северное Прибайкалье) [6].

Изм. При выветривании бафертисита образуются желтые охристые продукты типа лейкоксона в смеси с баритом.

Межплоскостные расстояния бафертисита, КНР [1]

Fe-излучение, $D=57,3$ мм

hkl [*]	l	d	hkl	l	d	l	d
211?	2	2,91	032	2	2,17	2	1,67
040	2	2,77	150; 321	4	2,11	3	1,57
221	2	2,71	330	3	2,07	3	1,323
002; 230	10	2,65	411	3	1,75	2	1,145
300; 102	3	2,52		4	1,72	2	0,987
240; 311	3	2,23		2	1,70		

* Индексы даны по ASTM (14—541), исходя из ромбической решетки.

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И., Чжан Пэй-шань. Science Record, 1959, 3, No. 12, 652.
2. Гуань Я-сянь, Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 149, № 6, 1416.
3. Пэн Чжи-чжун, Шень Цзинь-чунь. Scientia Sinica, 1963, 12, No. 2, 278.
4. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 22.
5. Яковлевская Т. А., Минеев Л. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 293.
6. Ганзев А. А., Ефимов А. Ф., Семенова Н. Г. Геохимия, 1968, № 3, 335.

ГРУППА АСТРОФИЛЛИТА

Лампрофиллит $(Sr, Ba)_2 (Na, K)_2 TiFeTi_2O_2 [Si_4O_{12}] (O, OH, F)_4$
 Баритолампрофиллит $(Ba, Sr)_2 (Na, K)_2 (Ti, Fe^{3+}) (Fe, Mn) Ti_2O_2 [(Si, Al)_4O_{12}] (O, OH, F)_4$
 Астрофиллит $(K, Na)_3 (Fe, Mn)_7 Ti_2 [Si_4O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
 Куллетскит $(K, Na)_3 (Mn, Fe)_7 Ti_2 [Si_4O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
 Цезийкуллетскит $(Cs, Na, K)_3 (Mn, Fe)_7 (Ti, Nb)_2 [Si_4O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
 Ниобофиллит $(K, Na)_3 (Fe, Mn)_7 (Nb, Ti)_2 [(Si, Al)_4O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
 [Килхоанит] $Ca_2 [Si_2O_7]$
 [Эрикссонит] $Ba Mn_2^{2+} Fe^{3+} O [Si_2O_7] (OH)?$

	Сингония:	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Уд. в.
Лампрофиллит	Монокл.	5,40	7,06	19,76	—	93°30'	—	3,45
Баритолампрофиллит	»	5,43	7,07	19,96	—	96 30	—	3,6
Астрофиллит	Перикл.	5,36	11,76	21,08	85°08'	90	103°13'	3,3
Куллетскит	»	5,42	11,97	21,6	—	—	≈98	3,2
Цезийкуллетскит	»	5,41	11,74	21,16	83	90	102 23'	3,68
Ниобофиллит	»	5,39	11,88	21,16	95 12	87 42	103 12	3,41
[Килхоанит]	Ромб.	5,09	11,42	21,95	—	—	—	2,99
[Эрикссонит]	Монокл.	5,34	7,93	23,46	—	95 30	—	4,38

В этой группе объединены слюдоподобные титаносиликаты со структурой, близкой к структуре бафертисита; SiO_4 -тетраэдры образуют не простые диортогруппы, а более сложную композицию, как и в бафертисите [1]. Наличие $NaTi$ -слоев в лампрофиллите сближает его с ранкинитом, вёлеритом, ловенитом [2].

Минералы группы являются членами изоморфных рядов: лампрофиллит $(Sr > Ba)$ — баритолампрофиллит $(Ba > Sr)$, астрофиллит $(Fe > Mn)$ — куллетскит $(Mn > Fe)$ [3], куллетскит $(K, Na > Cs)$ — цезийкуллетскит $(Cs > Na, K)$; вероятен и изоморфный ряд астрофиллит (Ti) — ниобофиллит (Nb, Ti) .

Для всех минералов здесь принята одинаковая установка кристаллов с плоскостью совершенной спайности (001). Килхоанит и эрикссонит, структуры которых не изучены, включены в эту группу условно.

Литература

1. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 23.
2. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 271.
3. Семенов Е. И. ДАН СССР, 1956, 108, № 5, 933.

Лампрофиллит *Lamprophyllite*
 $(Sr, Ba)_2 (Na, K)_2 TiFeTi_2O_2 [Si_4O_{12}] (O, OH, F)_4$

Впервые описан как «ловенитоподобный» минерал Рамзаем в 1890 г. Название от греч. *λαμπρός* (лампрос) — блестящий и *φύλλον* (филлон) — лист (Гакман, 1894).

Синон. Моленграафит — *molengraaffite* (Брувер, 1911 [1]; Тили, 1938 [2]).

Разнов. Ромбический лампрофиллит, бариевый лампрофиллит.

Характ. выдел. Отдельные пластинки (до 20 см в длину), звездчатые и радиально-лучистые скопления, — редко мелкие игольчатые кристаллы и тонкоигольчатые выделения, переходящие в спутанноволокнистые.

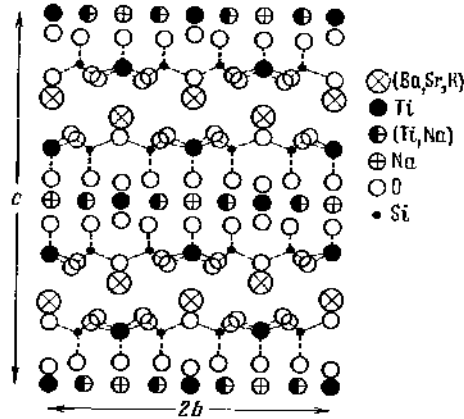
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$. $Z = 2$.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Сп.	
5,40	7,06	19,76	93°30'	0,765:1:2,799	(001)	Данные Уудроу в новой установке
19,76	7,06	5,40	95 30	2,799:1:0,765	(100)	Уудроу [3]
19,44	7,05	5,43	96 30	2,757:1:0,770	(100)	Пенг, Чанг [4]

Близкие параметры для ромбической ячейки были получены Госпером и Дрекслером [5]: $a_0=19,09$; $b_0=7,06$; $c_0=5,36 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0=2,703 : 1 : 0,759$. Новая установка аналогична установке астрофиллита, отличается от прежних установок перемещением осей a и c ; соответственно плоскость совершенной спайности принята за (001).

Структура лампрофиллита близка к структурам бафертисита, астрофиллита, сейдозерита, розенбуллита. В центральном слое трехслойных пакетов находятся атомы Na и Ti в октаэдрической координации (фиг. 247); внешние слои пакетов состоят из SiO_4 -тетраэдров и Ti-полиэдров, числа которых

Фиг. 247. Структура лампрофиллита в проекции вдоль оси a в новой установке (по Уудроу)



относятся, как 4:1. В Ti-полиэдре шестая вершина занята Sr(Ba), соответственно Ti находится в тетрагональной пирамиде в пятерной координации по отношению к O [3, 4, 6].

Призм. кл. $C_{2h}-2/m (L_2PC)$; $a:b:c=0,765:1:2,799$; $\beta=96^\circ 30'$ (в новой установке, на основе параметров Уудроу).

Формы (данные Бонштедт [7] в новой установке):

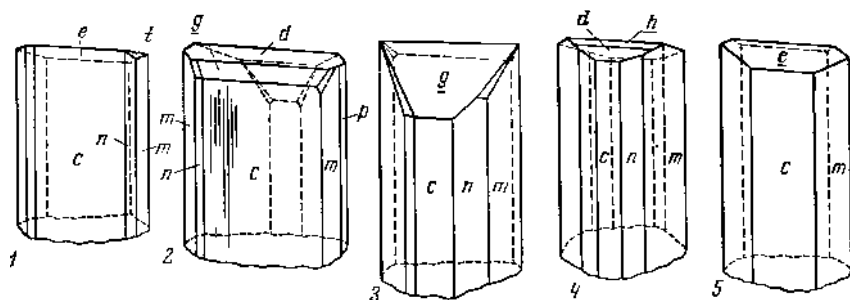
	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$6^\circ 30'$	g 106	$90^\circ 00'$	$36^\circ 03'$
n 015	$11^\circ 30'$	29 45	d $\bar{1}03$	$-90^\circ 00'$	48 05
m 013	6 58	43 13	e 203	90 00	68 41
p 011	2 20	70 20	h 403	90 00	78 46
mt (013) : ($\bar{0}13$)	$=85^\circ 38'$	dg ($\bar{1}03$) : (106)	$=84^\circ 08'$	gm (106) : (013)	$=50^\circ 20'$
mn (013) : (013)	$=93^\circ 34'$	pp (011) : (011)	$=39^\circ 34'$	gn (106) : (015)	$=40^\circ 31'$

Недостовверны формы s ($\bar{3}23$), t ($\bar{1}39$), v ($\bar{1}3.15$) (в установке Бонштедт соответственно s ($\bar{1}11$), t ($\bar{5}51$), v ($\bar{8}51$)). Не ясно положение грани r (20.3.0) по Бонштедт. В новой установке за ось c принята a морфологической установки Бонштедт ($a : b : c=0,9231 : 1 : 0,6052$; $\beta=-102^\circ 43'$). Соотношение форм в установках Бонштедт (Б) и новой, здесь принятой (Н):

Н c (001)	n (015)	m (013)	p (011)	d ($\bar{1}03$)	h (403)	e (203)	g (106)
Б a (100)	n (530)	m (110)	p (130)	d (102)	h (304)	e ($\bar{1}01$)	g (301)

Кристаллы с хорошо образованными головками очень редки [7] (фиг. 248), призматические, удлиненные по оси a , в большей или меньшей степени пластинчатые по (001) (в новой установке). На гранях c (001) штриховка параллельна удлинению. Распространены двойники (фиг. 248, 2—5) по (001) [7], иногда полисинтетические.

Обычны включения эгирина, роговой обманки, рудных минералов. Наблюдались нарастания лампрофиллита на кристаллах ринколита (оси

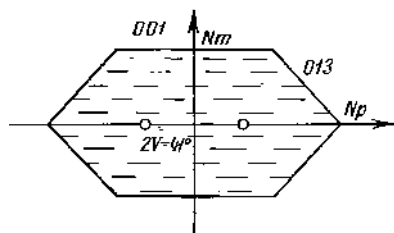


Фиг. 248. Кристаллы лампрофиллита, Ловозерские тундры
(по Бонштедт, буквы — согласно новой установке)
1 — монокристалл; 2—5 — двойники

удлинения кристаллов двух минералов взаимно перпендикулярны, а их плоскости спайности совпадают) [8]. Лампрофиллит и мурманит образуют закономерные сростания по (001)—направлению спайности обоих минералов [9].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) слабо выраженная; отмечалась также спайность по (110) (в новой установке) [4, 7]. Изл. неровный, иногда зигзагообразный. Хрупок. Тв. 2—3. Микротвердость 189—216 кг/мм^2 [10]. Уд. вес 3,37—3,54 (вычисл. 3,45) [4]. Цв. золотисто-бурый с красноватым оттенком, также золотисто-желтый, зеленовато-желтый. Более светлую окраску имеют тонкоигольчатые и волокнистые разновидности. Черта буровато-желтоватая, почти белая. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности полуметаллический, у волокнистых разновидностей шелковистый. В тонких сколах просвечивает.

Микр. В шлифах желтый. Плеохроизм сильный у хибинского лампрофиллита: по N_g — оранжево-желтый, по N_m — соломенно-желтый, бледно-



Фиг. 249. Оптическая ориентировка лампрофиллита, разрез $\parallel (100)$
(по Бонштедт)

желтый, по N_p — желтый, бледно-желтый; $N_g > N_p \geq N_m$; у лампрофиллита из Ловозерских тундр плеохроизм слабо выражен в желтых тонах. Двуосный (+). Пл. опт. осей $\perp (010)$, $N_p = b$, $aNg = 2-8^\circ$ (фиг. 249). Удлинение (+) [7]. Лампрофиллит из Боргушатского хребта оптически отрицательный [11].

n_g	1,779 (Na)	1,778	1,770	1,773
n_m	1,76 (вычисл.)	1,754	1,74 (вычисл.)	1,750
n_p	1,747	1,746	1,735	1,747
$n_g - n_p$	0,032	0,032	0,035	0,026
$2V$	21—43°	40°	28°	39°40'
	Хибинны [7]	Берпо [12]	Пиландсберг [1]	Хибинны [13] (барневый лампрофиллит)
№ хим. анализа	—	2	8	13

2V(Na) у хибинского пластинчатого лампрофиллита 21—43°, у ловозерского 21—27°, у лампрофиллита с Турьего мыса 53° [14], у иглычатого из ущелья Гакмана 21—28° [15]. Дисперсия сильная, $r > v$. В шлифах обычные простые и полисинтетические двойники. Для разрезов, параллельных направлению спайности, характерно волнистое погасание.

Хим. Формула твердо не установлена. По Уудроу [3]—(Sr, Ba, K) Na (Ti, Fe) TiSi₂(O, OH, F)₈, по Белову (1965) [6]—Sr₂Na₂TiFeTi₂O₂[Si₂O₇]₂F₄. Устанавливается непрерывный изоморфный ряд от лампрофиллита (Sr > Ba) к баритолампрофиллиту (Ba > Sr); промежуточное положение (отношение SrO:BaO близко к 1:1) занимает бариевый лампрофиллит. Содержание SrO в этом ряду колеблется от 16,76 до 1,47, BaO — от 0,56 до 17,24%. Количество TR₂O₃ в ловозерском лампрофиллите достигает 0,21%. Состав группы редкоземельных элементов (к их сумме, равной 100%) [16]: La — 48, Ce — 44, Pr — 1,8, Nd — 6,0, Sm — 0,2, Dy — 0,1%. Лампрофиллит из контактовых пород Ловозерского массива содержит 0,03% ZrO₂, 0,31% Nb₂O₅ [17]. Отмечались примеси: Th — 18 г/т [18], Be — 3,2·10⁻⁴% [19], Cr — 3,3·10⁻³, Ni — 1,0·10⁻³, V — 4,6·10⁻³, Cu — 6,1·10⁻³% [20], Mo < 1,2·10⁻⁴% [21], Hg — 2·10⁻⁵—9·10⁻⁴% [22].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	10,83	10,64	12,70	12,35	11,96	11,84	15,70
K ₂ O	1,50	0,99	—	2,31	1,01	1,16	1,52
MgO	0,26	0,31	0,53	0,25	0,23	0,30	0,46
CaO	1,72	1,68	1,20	1,41	1,61	1,83	2,92
SrO	16,76	14,66	14,49	14,58	14,01	13,43	15,90
BaO	0,56	1,12	1,09	1,25	1,45	1,47	1,96
MnO	3,29	2,01	3,21	2,33	2,32	2,61	5,20
FeO	5,21	2,90	3,16	1,97	2,82	2,95	2,17
Al ₂ O ₃	—	0,32	—	—	0,63	0,66	0,77
Fe ₂ O ₃	0,29	0,97	0,37	3,87	0,82	0,78	1,65
SiO ₂	31,75	30,92	30,80	30,40	29,85	29,60	29,09
TiO ₂	25,26	31,73	31,26	27,48	30,12	29,78	21,18
ZrO ₂	—	—	0,05	—	—	—	0,30
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0,62	0,62	—
H ₂ O ⁺	} 0,36	1,07	0,39	0,60	0,51	0,62	0,17
H ₂ O ⁻					0,20	0,26	
F	1,83	1,71	1,65	1,82	1,55	1,34	1,25
Cl	0,62	—	0,27	—	—	0,08	—
Сумма	100,24	101,03	101,17	100,62	(99,71)	99,33	100,24
—O=							
=F ₂ +Cl ₂	0,91	0,86	0,76	0,77	0,65	0,60	0,53
	99,33	100,17	100,41	99,85	99,06	98,73	99,71
SrO:BaO	40:1	20:1	19:7	18:1	15:1	13:1	12:1
Уд. в.	—	3,46	—	3,53	3,46—3,54	—	3,45

1—Чингласуай, анал. Борнема-Старынкевич [7]; 2—Берис, анал. Гонвер [12]; 3—Сенгисчорр, анал. Влодавец [7]; 4—Жила 580, Кукисвумчорр, анал. Борнема-Старынкевич [23]; 5—Ловозерский массив; в оригинале сумма 99,89 [4]; 6—Ловозерский массив, анал. Казакова [24]; 7—Кольский п-ов, без указания местонахождения [25].

	8	9	10	11	12	13
Na ₂ O	10,30	10,63	10,64	10,86	9,80	9,94
K ₂ O	0,60	1,17	1,26	1,45	1,82	2,26
MgO	2,38	0,67	0,40	1,39	0,86	0,92

	8	9	10	11	12	13
CaO	1,90	1,74	2,48	0,30	1,64	1,44
SrO	14,4	14,07	14,12	13,83	7,99	7,22
BaO	1,8	2,31	3,49	6,88	10,51	9,23
MnO	2,72	4,29	3,46	1,89	1,05	1,51
FeO	2,07	1,91	2,31	0,76	4,15	3,00
Al ₂ O ₃	3,75	0,44	0,56	1,06	0,22	0,42
Fe ₂ O ₃	0,95	0,54	1,36	1,79	0,89	1,82
TR ₂ O ₃	—	—	—	0,009	—	—
SiO ₂	28,90	30,70	30,93	29,85	30,95	29,75
TiO ₂	27,70	29,14	27,14	28,60	28,15	29,07
ZrO ₂	—	—	—	0,21	—	—
Nb ₂ O ₅	—	0,15	0,16	0,09	—	—
H ₂ O ⁺	} 1,00	0,90	0,56	} 0,88	0,99	1,19
H ₂ O ⁻		0,20	0,16		0,32	0,54
F	—	0,84	1,10	0,46	1,45	1,80
Cl	—	0,28	—	—	0,04	0,59
Сумма	98,47	99,98	100,13	(100,30)	100,83	100,70
—O=F ₂ +Cl ₂		0,41	0,46	0,19	0,62	0,88
		99,57	99,67	100,11	100,21	99,82
SrO:BaO	11:1	9:1	6:1	3:1	1,1:1	1,1:1
Уд. в.	—	—	—	3,45	3,543	3,545

8—«моленграфит», Пиландсберг, ЮАР, анал. Пизани [1]; CaO, BaO и SrO определены Винсентом [2]; 9 и 10—Хибинский массив, анал. Казакова [26]; 11—Инаглинский массив, анал. Катасва; в оригинале сумма 99,61 [27]; 12 и 13—барный лампрофиллит (12—г. Юкспор, анал. Мокрцова и Горощенко [13], 13—Расвумчорр, анал. Кульчицкая [13]).

Диагн. исп. Слабо разлагается сильными кислотами; HCl и смесь ее с HNO₃ разлагают порошок минерала с выделением кремнезема. Легко растворяется при небольшом нагревании в смеси HF с H₂SO₄; раствор при стоянии мутнеет, выпадает осадок BaSO₄. П. п. тр. легко сплавляется в темно-серый, непрозрачный, немагнитный шарик.

Нахожд. Довольно редкий минерал. Характерен для щелочных пород и их пегматитов. В Ловозерском массиве акцессорный лампрофиллит наиболее типичен для лейкократовых щелочных пород — фойнитов и пойкилитовых содалитовых сиенитов [24]. Встречается также в луявритах в ассоциации с эвдиалитом, мурманитом, эгирином, микроклином, альбитом, роговой обманкой. Обогащенные им луявриты выделяются под названием лампрофиллитовых луявритов. В эндоконтактных породах Ловозерского массива образовался при замещении ильменита в зонах альбитизации нефелиновых сиенитов [28]. В Хибинах — один из акцессорных минералов хибинитов, массивных ийолит-уртитов, рихсчорритов [22, 29]; волокнистый лампрофиллит наблюдается в неравномерно-зернистых нефелиновых сиенитах [15]. В небольшом количестве установлен в малиньитах Турьего мыса, а также в пироксенитах Африканды (Кольский п-ов) [14, 30]. Обнаружен в альбититах Инаглинского массива (Южная Якутия) [31], в щелочных сиенитах Боргушатского хребта (Армения) [11]. Лампрофиллит («моленграфит») встречен в нефелиновых сиенитах Пиландсберга, ЮАР, в ассоциации с микроклином, нефелином, эгирином, кальцитом, анальцимом, флюоритом и пектолитом [1].

В пегматитах распространен в Ловозерском массиве в долине р. Чинглусуай и г. Сенгисчорр (пегматиты эвдиалитовых луявритов); наблюдается в ассоциации с эгирином, рамзаитом, эвдиалитом, нефелином, ломоносо-

витом, мурманитом [24]. В Хибинских тундрах (г. Кукисвумчорр, Расвумчорр, Вудъяврчорр и др.) в ринколитовых пегматитах лампрофиллит ассоциируется с ринколитом, эвдиалитом, нефелином, калиевым полевым шпатом и игольчатым эгирином II; в пегматитах лампрофиллит-эвдиалитового типа главными спутниками лампрофиллита являются эгирин II и эвдиалит, а также нефелин и микроклин; лампрофиллит выделялся одновременно с эгирином II или несколько раньше [7]. Своеобразный игольчато-волоконистый лампрофиллит наблюдался в пегматитах слюдистых мелкозернистых нефелиновых сиенитов вместе с ринколитом, пектолитом, юкспоритом (волокна юкспорита и лампрофиллита тесно переплетаются). Отмечен в апофиллитовых жилах г. Юкспор (Хибины) [26]. В Инаглинском массиве (Южная Якутия) найден в лейкофенит-томсонитовых пегматитах в ассоциации с альбитом, натролитом, эвдиалитом, микроклином [27].

Отмечались псевдоморфозы лампрофиллита по титаниту (в пегматитах Берпо (шт. Монтана, США); характерно частичное замещение лампрофиллитом санидина [12], описано замещение им ильменита и щелочного амфибола [29].

Изм. В начальную стадию изменения лампрофиллит становится матовым. Установлено его замещение анатазом и лимонитом [32], анатазом и баритом [33], рамзанитом [34].

Отл. Внешне лампрофиллит похож на астрофиллит. Легко различимы эти минералы по характеру плеохроизма и по поведению перед паяльной трубкой: лампрофиллит сплавляется в темно-серую немагнитную массу, астрофиллит — в черный магнитный шарик.

Разнов. По структуре: ромбический лампрофиллит — orthorhombic lamprophyllite — субмикроскопические кристаллы в полисинтетически сдвойникованных участках обычного лампрофиллита: $a_0 = 19,34$, $b_0 = 7,05$, $c_0 = 5,43$ Å; $a_0:b_0:c_0 = 2,743:1:0,770$ (Пенг и Чанг) [4].

По составу: бариевый лампрофиллит — barium lamprophyllite (Дудкин, 1959) [13] — промежуточный член изоморфного ряда лампрофиллит — баритолампрофиллит с отношением SrO:BaO около 1:1 (анализы 12 и 13). По физ. свойствам мало отличается от лампрофиллита (окраска несколько светлее, плеохроизм более резкий). Обнаружен в Хибинском массиве в жильных луювритах и пегматитах, секущих апатит-нефелиновые породы.

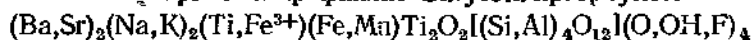
Межплоскостные расстояния лампрофиллита из Хибины*
FeK $_{\alpha}$ -излучение, $D=90$ мм

hkl	I	d [Å]	hkl	I	d [Å]	I	d [Å]
400; 301	10	4,73	120	30	2,65	10	1,91
011	10	4,24	220; 502	20	2,58	10	1,88
310	10	4,09	611; 701	30	2,54	30	1,76
	30	3,70	320	10	2,45	20	1,74
002	10	3,50	710; 221	10	2,42	20	1,66
501	30	3,37		10	2,23	20	1,64
600; 411	100	3,17	520	10	2,19	30	1,59
302?	10	3,05	810; 612	10	2,17	20	1,55
012	20	2,97	900; 122	50	2,12	30	1,47
511	20	2,86	521; 811	20	2,09	30	1,44
212; 402	10	2,83	901; 322	20	2,03	20	1,36
610	90	2,75	712; 503	20	2,00	20	1,30
700	20	2,71		10	1,94		

* ASTM, 14—199. Индексирование проведено на основании ромбической ячейки с параметрами $a_0=19,09$, $b_0=5,36$, $c_0=7,06$ Å.

Л и т е р а т у р а

1. Brodner H. A. Zbl. Min., 1911, 129.
2. Tilley C. E. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1938 (1939), 41, 109.
3. Woodrow P. J. Nature, 1964, 204, No. 4956, 375.
4. Peng Tze-chung, Chang Chien-hung, Scientia Sinica, 1965, 14, No. 12, 1827; Кехие Tong-bao, 1966, No. 15, 44.
5. Gossner B., Drechsler K. Zs. Krist., 1935, 91, 494.
6. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5; 1965, № 19, вып. 3, 271.
7. Бонштедт Э. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1930, вып. 4, 35.
8. Ферсман А. Е. Тр. Северной н.-промысл. экспед., 1923, вып. 16, 26.
9. Гуткова Н. Н. Тр. Ин-та по изучению Севера, 1928, 2, вып. 39, 356.
10. Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89.
11. Татевосян Т. Ш. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., геогр., 1960, 13, № 5, 15.
12. Pecoга W. T. Am. Min., 1942, 27, № 6, 398.
13. Дудкин О. Б. Зап. Восс. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 713.
14. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 414.
15. Барabanov В. Ф. Вестн. Ленингр. ун-та, сер. геол., геогр., 1958, № 12, вып. 2, 15.
16. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 190; Минеев Д. А. Геохимия, 1968, № 7, 825.
17. Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 125.
18. Поляков А. И., Кот Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73.
19. Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. Геохимия, 1965, № 5, 562.
20. Герасимовский В. И., Беляев Ю. И., Геохимия, 1963, № 1, 23.
21. Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. Геохимия, 1965, № 1, 9.
22. Абдинян Н. Х., Шилин Л. Л., Белавская Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 16.
23. Бонштедт Э. М., Борнемин-Стирынкович И. Д. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 349.
24. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 370.
25. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 211.
26. Барabanov В. Ф. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 186.
27. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.
28. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 3.
29. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиезиты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963, 31.
30. Флоровская В. Н. Зап. Мин. об-ва, 1939, 68, вып. 4, 562.
31. Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 14, 142.
32. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41.
33. Дорфман М. Д., Бурова Т. А., Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 219.
34. Костылева Е. Е. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 387.

Баритолампрофиллит *Barytola nrophyllite*

Назван по высокому содержанию бария (Пенг Тзе-чунг и Чанг Чин-хунг, 1965) [1].

Характ. выдел. Пластинчатые выделения, отдельные зерна.

Структ. и морф. крист. [1]. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$; $a_0=5,43$, $b_0=7,07$, $c_0=19,96$ Å; $\beta=96^\circ 30'$; $a_0:b_0:c_0=0,768:1:2,823$; $Z=2$.

Аналогично установке астрофиллита и лампрофиллита здесь перемещены оси a и c Пенг Тзе-чунга и Чанг Чин-хунга, плоскость совершенной спайности принята за (001).

Физ. св. Сп. (в новой установке) по (001) совершенная, по (110) слабо выраженная, по (010) несовершенная. Хрупок. Тв. 2—3. Уд. вес 3,62—3,66 (вычисл. 3,61). Цв. темно-коричневый. Бл. стеклянный. Черта желтовато-белая.

Микр. Сильный плеохроизм: по Ng — темно-бурый, по Nm — буровато-желтый, по Np — светло-желтый; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010); $Np = b$; $aNg = 6-7^\circ$ (в тупом углу β); Nm почти \perp (001); $n_g = 1,776-1,778$ (Na), $n_m = 1,754$ (вычисл.), $n_p = 1,742-1,743$; $n_g - n_p = 0,035$; $2V = 29-30^\circ$; дисперсия ясная, $r > v$.

Хим. Бариевый член изоморфного ряда баритолампрофиллит — лампрофиллит с $BaO: SrO = 8:1$. Состав баритолампрофиллита из Ловозерского массива (анал. Кунг По-хуей и Чэн Тсао-ву): $Na_2O - 9,52$, $K_2O - 3,10$, $MgO - 1,00$, $CaO - 1,70$, $BaO - 17,24$, $SrO - 1,47$, $MnO - 1,75$, $FeO - 2,63$, $Al_2O_3 - 1,12$, $Fe_2O_3 - 2,72$, $SiO_2 - 28,53$, $TiO_2 - 26,60$, $P_2O_5 - 0,06$, $F - 1,60$, $Cl - 0,51$, $H_2O^+ - 0,70$; сумма $100,25-0,91$ ($-O=F_2$) = $99,34$.

Наход. Обнаружен в музейном образце из Ловозерского массива; сопровождается лампрофиллитом, эгирином, нефелином, полевым шпатом, канкринитом, апатитом [1].

Отл. От лампрофиллита под микроскопом отличается цветом и меньшим углом $2V$.

Межплоскостные расстояния баритолампрофиллита
из Ловозерского массива [1]

CoK_α -излучение; Fe-фильтр; $D = 57,3$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (ÅX)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	3,737	10	2,795	5	2,047	1,2	1,453
7	3,440	5	2,685	1	1,984	1	1,417
5	3,287	5	2,628	7	1,786	2	1,331
2	3,055	1	2,48	8	1,598	1	1,144
1	2,914	9	2,149	9	1,479	3	1,024

Л и т е р а т у р а

1. Peng Tze-chung, Chang Chien-hung. Scientia Sinica, 1965, 14, No. 12, 1827.

Астрофиллит *Astrophyllite*
(K,Na)₃(Fe,Mn)₇Ti₃[Si₄O₁₂]₂(O,OH,F)₇

Назвап от греч. *αστήρ* (астер) — звезда и *φυλλόν* (филлон) — лист, по характеру агрегатов и сходству со слюдами (Шерер, 1854).

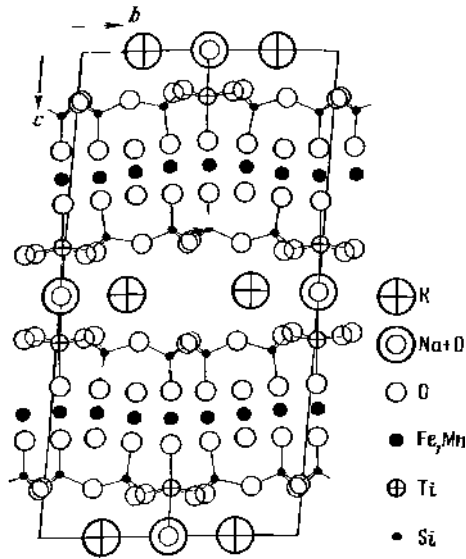
Синон. Мнганно-астрофиллит — manganese-astrophyllite (Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн, 1963).

Разнов. Магнезиоастрофиллит.

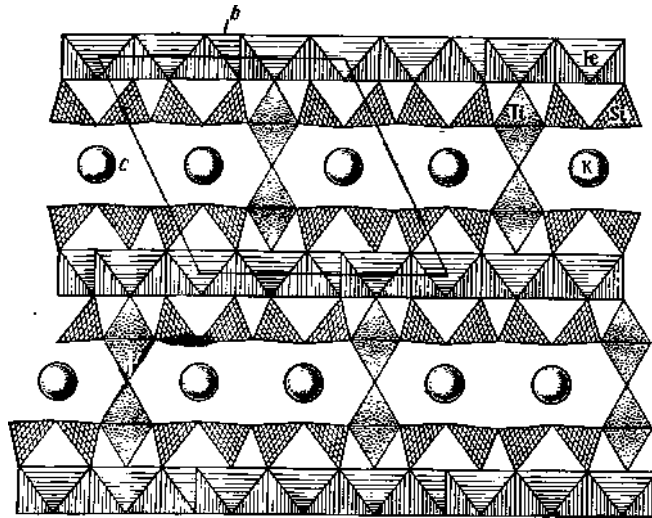
Характ. выдел. Пластинчатые выделения, радиально-лучистые скопления, редко мелкие таблитчатые кристаллы, иногда игольчатые кристаллики и мелковолокнистые массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P\bar{1}$ [1]; магнезиоастрофиллит — монокл. с. $C_{2h}^3 - A2/m$ [2].

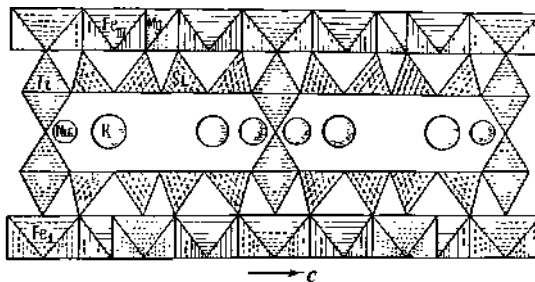
Сингония	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Сп.	Авторы
Трикл.	5,36	11,76	21,08	$85^\circ 08'$	90°	$103^\circ 13'$	(001)	Уудроу [1]
»	11,72	21,14	5,41	~ 90	94	~ 90	(100)	Госнер, Райвуд [3]
»	13,14	12,82	6,42	93 34	$101^\circ 40'$	113 38	(100)	Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн [4]
Монокл.	10,43	23,00	5,35	—	102	—	(100)	» » [2]



Фиг. 250. Структура астрофиллита в проекции вдоль оси a (по Уудроу)
 Положение атомов дано в А-центрированной ячейке; указаны связи Ti—O и Si—O



Фиг. 251. Структура астрофиллита в проекции вдоль оси a в установке Уудроу (по Пэн Чжи-чжуну и Ма Чже-шэну)

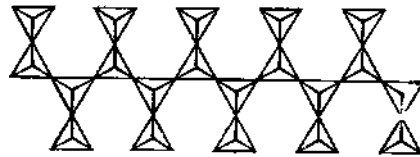


Фиг. 252. Структура моноклинного магнезиоастрофиллита в проекции вдоль оси a , в установке Уудроу (по Пэн Чжи-чжуну и Ма Чже-шэну)

Параметры, определенные Пэн Чжи-чжуном и Ма Чже-шэном [4], даны для примитивной ячейки. В пересчете на А-центрированную ячейку и при перемете местами осей *a* и *c* параметры становятся: $a_0=5,42$, $b_0=13,14$, $c_0=23,66$ Å; $\alpha=96^\circ56'$, $\beta=80^\circ29'$, $\gamma=101^\circ40'$. У моноклинного астрофиллита в новой установке переставлены оси *a* и *c* по сравнению с оригиналом [2].

$a_0:b_0:c_0=0,456:1:1,792$ (Уудроу, 1967); $Z=2$. Структура астрофиллита (фиг. 250—252) [1, 2, 4, 5] состоит из трехэтажных слоев, параллельных (001) (в принятой установке Уудроу) [1]; внутренняя сетка каждого слоя состоит из (Mg, Fe, Mn) O₆-октаэдров, внешние сетки — из SiO₄-тетраэдров и TiO₆-октаэдров, число которых относится как 4:1; между пакетами расположены атомы K и Na. Одна из кислородных вершин TiO₆-октаэдра находится между слоями на одном уровне с атомами K и Na. Атомы O этих вершин оказываются общими для соседних слоев и делают связь между ними

Фиг. 253. Цепочечный радикал [Si₄O₁₂], входящий в состав внешних слоев астрофиллитового пакета (по Бслоу)



более прочной [2, 4, 5]. Кремнекислородный мотив наружных частей слоев (не считая TiO₆-октаэдра) отвечает вытянутой по оси *a* пироксеновой цепочке с добавочными SiO₄-тетраэдрами: [Si₄O₁₂]⁸⁻ = [Si₂₊₂O₆₊₆]_∞ (фиг. 253) [4—6]. В астрофиллите Na замещает K; Fe статистически замещается Mn; в моноклинном астрофиллите, кроме того, Fe закономерно замещается Mg (фиг. 252) [4].

Пинакоид. кл. C₂v—1 (C); $a:b:c=0,456:1:1,792$; $\alpha=85^\circ08'$, $\beta=90^\circ$, $\gamma=103^\circ13'$ (рентгеновская установка Уудроу).

Формы [7—10]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	—	0°00'	<i>i'</i> 308	—105°24'	56°48'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	<i>z'</i> 302	—103 00	80 43
<i>a</i> 100	77 48	90 00	<i>g</i> 013	0 00	27 45
<i>n</i> 105	83 59	38 20	<i>w</i> 012	0 00	39 47
<i>l</i> 104	82 44	44 43	<i>s</i> 014	180 00	28 41
<i>i</i> 308	81 04	56 13	<i>g'</i> 013	180 00	35 00
<i>x</i> 102	80 15	63 20	<i>v</i> 034	180 00	55 43
<i>z</i> 302	78 37	80 30	<i>o</i> 218	85 57	44 34
<i>i'</i> 104	—106 57	45 06	<i>k</i> 114	99 16	44 53

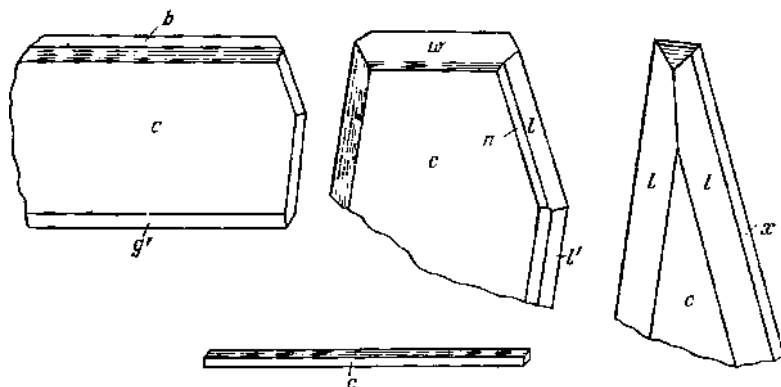
h' (104) : (104) = 89°25' kl (114) : (104) = 12°17' gl (013) : (104) = 47°54'

la (104) : (100) = 45 29 lx (104) : (102) = 18 43 $i'i$ (308) : (308) = 112i 45'

Соотношение принятых здесь символов форм в установке Уудроу (У.) с символами по морфологическим установкам Бонштедт (Бо.) (монокл. с., $a:b:c=0,987:1:1,659$, $\beta=94^\circ40'$) и Брётгера (Бр.) (ромб. с., $a:b:c=1,0098:1:4,7556$):

У. <i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>o</i> 218	<i>g</i> 013	<i>g'</i> 013	<i>a</i> 100		
Бо. <i>a</i> 100	<i>c</i> 001	<i>o</i> 110	<i>g</i> 101	<i>g'</i> 101	<i>q</i> 031		
Бр. <i>a</i> 100	β 1.0.50	<i>o</i> 110	<i>ε</i> 303		<i>q</i> 011		
У. <i>l</i> 104	<i>i'</i> 104	<i>k</i> 114	<i>i</i> 308	<i>x</i> 102	<i>z</i> 302	<i>z'</i> 302	<i>n</i> 105
Бо. <i>l</i> 331	<i>i'</i> 331		<i>i</i> 231	<i>x</i> 493	<i>z</i> 162	<i>z'</i> 162	<i>n</i> 431
Бр. <i>l</i> 111			<i>i</i> 344	<i>x</i> 122	<i>z</i> 166		<i>n</i> 655

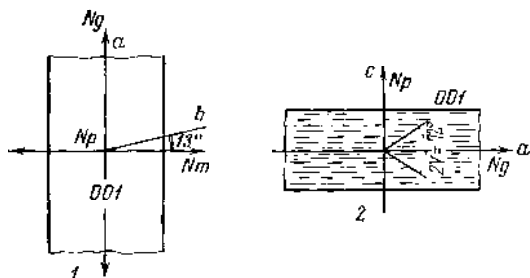
Хорошо развита только грань (001). Остальные грани очень редки, узкие, несовершенные и матовые. Кристаллы уплощены по c (001), несколько удлинены по оси b (фиг. 254), реже по оси a ; иногда кристаллы игольчатые по оси a . Мишль-Леви и Лакруа отмечали псевдогексагональный характер кристаллов [11]. На гранях (0 kl) и ($h0l$) штриховка \parallel ребру их пересечения с (001) [7]. Двойники по (001).



Фиг. 254. Кристаллы астрофиллита, Хибинский массив (по Бонштедт, буквы и индексы согласно установке Уудроу)

Описаны [12] закономерные срастания астрофиллита с лепидомеланом. Наблюдались иголки астрофиллита, образующие гексагональную сетку в лепидомелане (плоскости спайности астрофиллита и лепидомелана совпадают) [10].

Физ. св. Сп. слюдоподобная по (001) и слабо выраженная по (010). Изл. неровный. Хрупок. Тв. около 3. Микротвердость 142—187 кг/мм^2 [13]. Листочки не гибки. Уд. вес 3,28—3,421. Цв. золотисто-бурый, бронзово-желтый, золотисто-желтый. Черта буровато-желтая. Бл. на плоскостях спайности сильный, перламутровый до полуметаллического. Иногда на плос-



Фиг. 255. Оптическая ориентировка астрофиллита

1 — сечение \perp (001) (по Никелу и др.)
2 — перпендикулярно оси b (по Бонштедт, в новой установке)

костях спайности наблюдается побегалость. В мелких осколках просвечивает.

В ближней ИК-области полосы 8220 и 11000 см^{-1} связаны с $d-d$ переходом в электронных орбитах Fe^{2+} , занимающего октаэдрическое положение, в УФ-области сильно плеохроичная полоса 23000 см^{-1} , обуславливающая окраску и плеохроизм астрофиллита, связана с электронным взаимодействием $\text{Ti}^{3+}-\text{Ti}^{4+}$; интенсивность полосы максимальна, когда направление колебаний электрического вектора в падающем свете параллельно связи $\text{Ti}-\text{O}-\text{Ti}$ [13а].

Микр. В шлифах оранжево-желтый с очень сильным плеохроизмом: по Ng — желтый, оранжево-желтый, лимонно-желтый; по Nm — желтый, по Np — ярко-оранжевый, красно-оранжевый; $Np > Nm > Ng$. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (001), $Ng=a$, $Np \perp$ (001), $bNm=13^\circ$ (в тупом углу γ) (фиг. 255); удлинение (+) [10, 14].

n_g (Na)	1,738	1,750	1,765	1,731	1,733
n_m	1,705	1,720	1,746	1,700	1,703
n_p	1,691	1,708	1,740	1,676	1,678
n_g-n_p	0,047	0,042	0,025	0,055	0,055
$2V$	$70-74^\circ$	72°	80°	84°	77°
М-ние	Хибаны [7]	Джилисуйский массив [15]	Урма-Варака [16]	Кителисп-ара, Финляндия [17]	Лангесунд-фиорд [11]
№ хим. анализа	9	12	3	—	—

Дисперсия $r > v$. У более железистого астрофиллита показатели преломления выше. Вхождение Mn понижает значения показателей преломления. При замещении титана цирконием показатели преломления несколько возрастают [18, 19].

Хим. Формула твердо не установлена. Здесь принята формула, выведенная Уудроу на основе структурных данных [1]. Устанавливается непрерывный изоморфный ряд от астрофиллита ($Fe > Mn$) к куплетскому ($Fe < Mn$). Возможно, существует изоморфный ряд от астрофиллита к ниобофиллиту. Содержание FeO в астрофиллите колеблется от 29,8 до 8,08%, Mn — от 0,57 до 15,18%. Содержание Fe_2O_3 меняется от 0 (анализ 8) до 14,34%, Al_2O_3 — от 0,58 до 6,35%. Высокожелезистые астрофиллиты характерны для щелочных гранитов; в астрофиллитах из нефелиновых сиенитов отношение $Fe:Mn:Mg$ изменяется в более широких пределах [19a]; K изоморфно замещается Na (до отношения $K:Na=2:1$, чаще 3:2). Установлено наличие Ba (0,2%), Tl (0,001%) [20].

Астрофиллит из Енисейского края содержит 0,54% TR_2O_3 [21], из массива Бурпала — 0,4% TR_2O_3 [22]. По Рапкама [23], максимальное содержание Nb_2O_5 — 2,15%, однако астрофиллит из Илимаусака содержит 6,16% Nb_2O_5 (анал. 13); значительно больше Nb_2O_5 в нисобфиллите. По данным Комлева, хибинский астрофиллит заметно обогащен Th [10]. Астрофиллит из сиенит-пегматитов Бурпала содержит 1% Rb, 1,32% Cs, из сиенитов того же массива — 0,8% Rb и 0,6% Cs [24]. Высокое содержание Cs обнаружено в цезийкуплетском (11,60% Cs_2O).

В астрофиллите из Хибин обнаружено $1,9-3,4 \cdot 10^{-5}$ Hg [25] и 0,04—0,81% SrO [26]. В астрофиллите из щелочных сиенитов Тувы содержится Sn до 4300 γ/g , из щелочных гранитов — Be 17,4 γ/g [26a].

По данным ИК спектроскопии, в астрофиллите наряду с основным количеством Ti^{4+} присутствует небольшое количество Ti^{3+} [13a].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Li_2O	0,10	—	—	сл.	—	—	—	0,0199
Na_2O	1,86	1,42	2,16	3,07	2,2	2,54	4,10	2,33
K_2O	4,00	5,58	3,50	5,20	6,7	5,01	6,35	6,07
Rb_2O	0,55	—	—	сл.	—	—	—	0,2226
MgO	сл.	0,92	сл.	0,67	0,9	0,30	2,83	1,50
CaO	—	1,53	2,12	0,69	1,2	0,42	2,33	1,58
MnO	0,57	1,22	1,38	1,40	2,8	3,48	4,96	5,56
FeO	20,36	20,21	—	23,07	29,8	26,10	21,91	28,24
Al_2O_3	6,35	4,27	сл.	0,58	1,2	0,70	3,26	2,02

	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe ₂ O ₃	14,34	12,08	34,25	10,64	3,9	6,56	4,39	Не обн.
SiO ₂	33,41	39,05	44,87	36,56	34,1	34,68	39,00	35,10
TiO ₂	15,60	9,36	10,36	9,68	12,2	13,58	9,73	10,67
ZrO ₂	—	—	Сл.	3,32	0,8	2,20	—	2,22
Nb ₂ O ₅	—	—	—	0,80	—	0,80	0,71	0,64
Ta ₂ O ₅	—	—	—	0,15	—	—	—	0,10
H ₂ O ⁺	—	,55	1,21	2,60	3,3	3,54	—	3,12
H ₂ O ⁻	—		2,36	0,19			—	Не обн.
F	1,31	0,55	—	1,63	—	—	—	1,24
П. п.	2,23	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,68	100,74	102,21	100,25	99,1	99,91	99,57	100,73*
—O=F ₂	0,55	0,23	—	0,68	—	—	—	0,52
	100,13	100,51	—	99,57	—	—	—	100,21
Уд. в.	—	3,12	3,24	—	3,282	3,375	3,06	3,341

* В том числе Cs₂O — 0,0426, SrO — 0,05.

1 — из щелочных гранитов Вост. Казахстана [27]; 2 — Ровгора, Қейны, анал. Разина [20]; 3 — Урма-Варака, Қейны, анал. Тщенико [16]; 4 — из щелочных гранитов Приморья [27]; 5 — Науикавик, Гренландия [19]; 6 — Эль-Пасо, шт. Колорадо, анал. Кенне [9]; 7 — Кузальпор, Хибинь, анал. Федорчук [20]; 8 — из нефелин-сyenитового пегматита, Хибинь, анал. Забавникова (анализ произведен без растирания минерала) [27a].

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	3,00	2,08	2,39	3,06	3,26	2,77	2,96	1,43	3,18
K ₂ O	5,90	5,11	6,03	5,83	4,11	5,78	5,85	2,7	6,12
MgO	1,54	1,72	1,19	0,97	0,20	0,92	1,07	3,69	0,63
CaO	1,61	1,90	1,77	1,31	1,09	1,26	0,72	3,50	1,16
BaO	0,15	—	Сл.	—	—	—	—	—	—
SrO	0,05	—	0,04	—	—	—	—	—	—
MnO	6,65	6,70	6,92	7,45	8,80	11,96	12,97	14,15	15,18
FeO	26,71	23,19	20,27	23,25	23,79	21,76	20,18	8,08	16,58
Al ₂ O ₃	0,60	2,76	2,33	5,04	0,70	0,98	1,31	4,05	1,72
Fe ₂ O ₃	2,76	4,37	6,66	2,78	2,06	2,53	3,98	12,74	4,36
SiO ₂	34,78	34,28	33,98	34,22	34,86	33,02	34,22	34,95	33,81
TiO ₂	11,86	11,85	13,34	9,53	9,90	11,11	8,96	9,94	8,02
ZrO ₂	0,57	0,96	—	—	0,48	3,65	3,89	—	5,34
Nb ₂ O ₅	—	—	—	1,25	6,16	—	—	—	—
Ta ₂ O ₅	—	—	—	0,03	0,43	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,98	3,19	3,56	4,08	1,74	3,47	3,62	—	3,43
H ₂ O ⁻	0,11	0,25	0,98	0,24				—	—
F	0,86	1,55	1,32	0,64	0,19	0,97	—	0,81	0,70
Cl	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	3,91	—
Сумма	100,48	99,95*	100,78	99,68	99,98**	100,18	99,73	99,95	100,23
O=F ₂	0,44	0,65	0,56	0,27	0,08	0,41	—	0,34	0,30
	100,04	99,30	100,22	99,41	99,90	99,77	—	99,61	99,93
Уд. в.	—	3,498	—	3,282	—	3,334	3,367	—	—

* В том числе P₂O₅ — 0,04%.

** Rb₂O — 1,35%, Cs₂O — 0,86%.

9 — Кувксвумчорр, анал. Влодажц [7]; 10 — из нефелинового сyenита, м-ние неизвестно, анал. Ян Фои-хуа [4]; 11 — Юксфор, анал. Егоров [7]; 12 — Джилсуйский массив, Тадж. ССР [15]; 13 — Криглерне, Илимаусак, Гренландия, анал. Капитонова [28]; 14 — Айкахольмен, Норвегия, анал. Бэкстром [8]; 15 — о-ва Лос [19]; 16 — из щелочных гранитов Восточного Казахстана [27]; 17 — Лагезундфиорд, анал. Райндл [3].

Диagn. исп. В кислотах растворяется, особенно легко в HCl. С фосфорной солью дает реакцию на железо.

Легко плавится. П.п.тр. сплавляется в черный магнитный шарик. В закр. тр. выделяет немного воды.

Повед. при нагр. На кривой нагревания фиксируется эндотермический прогиб при 800° (разложение и плавление минерала) [20].

Нахожд. Довольно редкий минерал сиенитов и щелочных гранитов, а также связанных с ними пегматитов. Впервые был найден в нефелиновых сиенитах и их пегматитах в Лангезундфиорде в Норвегии, где широко распространен [8]. Является типичным минералом центральных частей Хибинского массива (Кукисвумчорр, Юкспор, Эвеслогчорр, Рисчорр), входит в состав фойяитов, неравномернозернистых слюдяных нефелиновых сиенитов, астрофиллитовых гнейсовидных нефелиновых сиенитов; менее типичен для хибинитов и контактовых зон. Нередко наблюдается в Хибинах в пегматитовых и шпировых выделениях и более поздних жилах. В шпирях фойяитов и в роговообманково-полевошпатовых жилах крупнопластинчатый астрофиллит ассоциируется с эгирином II, эвколитом, арфведсонитом, иногда с энigmatитом, лопаритом [10]. В полевошпатово-астрофиллитовых линзовидных выделениях среди фойяитов и слюдяных нефелиновых сиенитов астрофиллит наблюдается в ассоциации с калиевым полевым шпатом, иногда с эгирином, канкринитом, альбитом, роговой обманкой, эвколитом, натролитом, галенитом [28a]. В жилах и прожилках, секущих пегматиты нефелиновых сиенитов центральных частей Хибинского массива, распространены игольчатый астрофиллит с волокнистым эгирином, эвдиалитом, титанитом, апатитом, пектолитом [10, 29]. Более поздний астрофиллит образовался по энigmatиту, арфведсониту, ильмениту [30], лепидомелану [10], эгириновому [31].

В хибинитах и их пегматитах вокруг выделений энigmatита наблюдаются золотисто-бурые оторочки («корониты») мелких иголочек астрофиллита (внутренние зоны) и эгирина II (наружные зоны) [32]. Некоторые выделения энigmatита замещены астрофиллитом нацело. Астрофиллит по энigmatиту менее плеохроичен и отличается наличием бурых полосок, параллельных плоскостям спайности.

В Ловозерском щелочном массиве [33] астрофиллит встречается редко; известен в пегматитах г. Малый Пункаруайв и г. Аллуайв, залегающих в фойяитах, ассоциируется с нефелином, микроклином, эгирином, эвдиалитом, содалитом, рамзаитом, энigmatитом. В контактовой зоне Ловозерского массива встречен среди мезократовых нефелиновых сиенитов в виде оторочек около выделений энigmatита [34] вместе с игольчатым эгирином.

Обнаружен в ущелье Гаумьш (Алайский хребет) в контактной зоне нефелиновых сиенитов Джури-сая в ассоциации с эгирином [7], в сиенит-пегматитах щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье) [22].

Известен в ряде мест массива Илимаусак (Гренландия): в Кангердлуарсуке наблюдался в ассоциации с полевым шпатом и лейкофаном [35], в Кринглерне вместе с эвдиалитом, катафоритом, микроклином [28]. Отмечался среди эгириновых нефелиновых сиенитов и луявритов о-вов Лос (Гвинея) [36].

Со щелочными гранитами связаны кварц-роговообманковые жилы на Кольском п-ове, где астрофиллит ассоциируется с кварцем, титаномагнетитом, реже с микроклином [16, 37]. В массиве Ак-Джиляу на Аягуз-Иртышском водоразделе астрофиллит содержится в рибекитовом граните [38]. Найден в щелочных гранитах Приморья и Восточного Казахстана [27]. В Эль-Пасо (шт. Колорадо, США) обнаружен в плотном кварце вместе с арфведсонитом и цирконом [9], в щелочных гранитах и пегматитах в ас-

социации с кварцем, полевым шпатом, торитом [39]; в шт. Нью-Гэмпшир (США) — среди рибекитового гранита [40].

Изм. В зоне гипергенеза иногда замещается оранжево-желтым слюдитым веществом («гидроастрофиллит» по Семенову) [20], которое содержит 10,62% H_2O . Иногда по астрофиллиту развивается анатазовый лейкоксен в смеси с гидроксидами железа [41].

Отл. Внешне сходен с лампрофиллитом; отличие — см. «Лампрофиллит».

Разнов. Магнезиоастрофиллит — magnesioastrophyllite — моноклинный астрофиллит. Содержание MgO несколько повышено [2, 4]. Назван по составу (Пэн Чжи-чжун и Ма Чже-шэи, 1964) [4].

В отличие от собственно астрофиллита в структуре моноклинного астрофиллита SiO_4 -тетраэдры соединяются MgO_6 -октаэдрами таким образом, что возникает ось симметрии второго порядка, проходящая через слой октаэдров (см. фиг. 252) [2]. О параметрах ячейки оригинала анализа 1 см. выше. Сингония оригиналов анализов 2 и 3 не проверялась.

ИК-спектр поглощения магнезиоастрофиллита отличается от спектра собственно астрофиллита большей разреженностью полос, большей расщепленностью полос валентных колебаний и изменением их положений [27а].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Li_2O	—	0,0044	—	SiO_2	37,98	39,01	38,27
Na_2O	5,38	5,04	4,48	TiO_2	12,18	12,42	13,49
K_2O	7,28	7,69	7,35	ZrO_2	—	Не обн.	—
Rb_2O	—	0,1240	—	Nb_2O_5	—	1,15	—
Cs_2O	—	0,0053	—	Ta_2O_5	—	0,08	—
MgO	6,39	6,03	5,27	H_2O^+	3,44	2,53	3,60
CaO	1,15	0,30	1,03	H_2O^-	—	Не обн.	0,90
				F	0,45	1,30	0,36
SrO	—	0,003	0,07	Сумма	100,28*	100,87	100,21
MnO	4,00	5,87	2,49	—O=F ₂	0,19	0,55	0,15
FeO	17,91	18,89	18,82		100,09	100,32	100,06
Al_2O_3	1,11	0,42	0,35	Уд. в.	—	3,171	3,30
Fe_2O_3	2,95	Не обн.	3,73				

* В том числе F_2O — 0,06%.

1 — СССР, анал. Чэн Чао-у и Гун Бай-хуе [2]; 2 — из пегматитов, Хибин, анал. Забавникова [27а]; 3 — из апатит-нефелиновых пород г. Ку-кисвумчорр, Хибин, анал. Горощенко [41].

Найден впервые в музейных образцах из Советского Союза [2, 4]. Известен в Хибинах в апатит-нефелиновых породах [41] и в пегматитах [27а].

Межплоскостные расстояния астрофиллита из Лангесундфюрда, Норвегия*
FeK_α-излучение, D=90 мм

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
002	100	10,6	$\bar{2}19; 120$	60	2,64	20	1,73
$\bar{1}03$	30	9,82	410; 121	60	2,57	20	1,65
200; $\bar{2}05$	10	5,79		20	2,47	20	1,62
	10	4,34		10	2,38	10	1,59
$\bar{2}07; \bar{4}05$	10	4,07		20	2,29	20	1,57
$\bar{3}15$	20	3,73		10	2,22	10	1,55
006; $\bar{4}02$	80	3,51		20	2,11	10	1,43
$\bar{2}17; \bar{4}15$	20	3,25		10	2,04	10	1,41
$\bar{1}08; \bar{5}04$	20	3,07		10	2,01	10	1,40

hkl	l	d	l	d	l	d
204; $\bar{5}08$	20	3,01	10	1,96	10	1,34
$\bar{4}18$; $\bar{4}12$	10	2,96	10	1,78	10	1,31
106	20	2,86	30	1,76	10	1,29
$\bar{4}19$; $\bar{4}11$	60	2,77				

* ASTM, 14—194.

Л и т е р а т у р а

1. Woodrow P. J. Acta cryst., 1963, 16, 2; 1967, 22, 673.
2. Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн. Scientia Sinica, 1963, 12, No. 2, 272; Кехис Тонгбао, 1963, No. 5, 67.
3. Gossner B., Reindl E. Zbl. Min., 1934, A, 162.
4. Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн. Scientia Sinica, 1964, 13, No. 7, 1180.
5. Белов Н. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 3, 249.
6. Бахакин В. В., Белов Н. В. Геохимия, 1964, № 2, 91; Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 23; Он же. Мип. сб. Львов, 1965, № 19, вып. 3, 271.
7. Бонштедт Э. М. Зап. Мин. об-ва, 1931, 60, № 2, 280.
8. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 200.
9. König G. A. Zs. Krist., 1877, 1, 423.
10. Бонштедт Э. М. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 328.
11. Michel-Lévy A., Lacroix A. Minéraux des roches. Paris, 1888, 156.
12. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, V.-Bd. 16, A, 404.
13. Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89.
- 13а. Manning P. G. Canad. Min., 1969, 9, pt. 5, 663.
14. Nickel E. H., Rowland J. F., Charette D. J. Canad. Min., 1964, 8, pt. 1, 40.
15. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1964, 264.
16. Куплетский Б. М. ДАН СССР, 1929, А., 343.
17. Eskola P., Sahlfstein T. G. C. R. Soc. géol. Finlande, 1930, No 3, 1.
18. Семенов Е. И. ДАН СССР, 1956, 108, № 5, 983.
19. Kunitz W. N. N. Jb. Min., 1936, V.-Bd. 70, A. 429.
- 19а. Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чивгизской зоны. Изд-во «Наука», 1969, 51.
20. Семенов Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 120.
21. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 211.
22. Портнов А. М., Расцветова Р. К. ДАН СССР, 1966, 166, № 4, 941.
23. Rankama K. Bull. Comm. géol. Finl., 1944, No 133, 5.
24. Ставров О. Д., Портнов А. М. Геохимия, 1965, № 3, 337.
25. Айдинян Н. Х., Шилин Л. Л., Белая Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 16.
26. Шилин Л. Л., Мурашук Г. Н., Сидорычева А. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 165.
- 26а. Коваленко В. И., Лезейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. Геохимия, 1968, № 9, 1078.
27. Перчук Л. Л., Зырянов В. Н. ДАН СССР, 1965, 162, № 3, 671.
- 27а. Данные Забавниковой Н. И. и Шлюковой Э. В., 1970.
28. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. Изд-во «Наука», 1969, 44.
- 28а. Тр. Ин-та по изучению Севера, 1928, 2, вып. 39, 243 (описание месторождений).
29. Барабанов В. Ф. Сб. «Вопросы минералогии и геологии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 161.
30. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963, 31.
31. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962, 52.
32. Ферман А. Е. Изв. Российск. АН, сер. 6, 1923, 17, 285; Тр. Северной промышленной экспед., 1923, вып. 16, 26.
33. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 376.
34. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 3.
35. Vögild O. V. Medd. Grønland, 1905, 32, 351.
36. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1910, 1, 762.
37. Куплетский Б. М., Воробьева О. А. Тр. Ленингр. об-ва ест., 1930, 60, вып. 4, 62.
38. Коржинский Д. С. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1932, вып. 108, 33.
39. Gross E. V., Heinrich E. W. Am. Min., 1966, 51, Nos. 3—4, 299.
40. Billings M. Proc. Am. Acad. arts a. sci., 1928, 63, No. 3, 117.
41. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Помаранчева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изд-во «Наука», 1964, 171.

Куплетскит Kupletskite
 $(K, Na)_3(Mn, Fe)_7Ti_2[Si_4O_{12}]_2(O, OH, F)_7$

Назван по имени петрографа Б. М. Куплетского и минералога Э. М. Боншведт-Куплетской (Семенов, 1956) [1].

Характ. выдел. Пластинчатые, мелкочешуйчатые и игольчатые выделения.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 5,42$, $b_0 = 11,97$, $c_0 = 21,6 \text{ \AA}$; γ около 98° ; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,453 : 1 : 1,805$ (Симонов, личное сообщение). Структура типа астрофиллита.

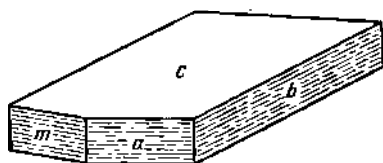
$a : b : c = 0,452 : 1 : 1,804$; $\alpha = 89^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $\gamma = 102^\circ 30'$ (Яковлевская) [2].
 Формы [2]:

c 001	ψ —	ρ 0°00'	a 100	ψ 77°30'	ρ 90°00'
b 010	0°00'	90 00	m $\bar{1}10$	103 34	90 00

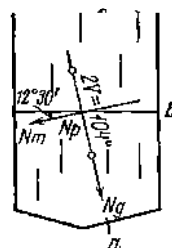
$$ma (\bar{1}\bar{1}0) : (100) = 26^\circ 04' \quad mb (\bar{1}\bar{1}0) : (0\bar{1}0) = 76^\circ 26'$$

Кристаллы уплощены по (001), несколько удлинены по оси a (фиг. 256).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) слабо выраженная. Хрупок. Тв. около 3. Микротвердость на (001) — 230 кг/мм^2 при нагрузке 20 г. [3].



Фиг. 256. Кристалл куплетскита, г. Непха (по Яковлевской)



Фиг. 257. Оптическая ориентировка куплетскита, разрез \parallel (001) (по Яковлевской)

Уд. вес 3,2. Цв. темно-коричневый до черного, на поверхности выветрелого минерала светло-коричневый. Черта коричневая. Бл. на плоскостях спайности сильный, стеклянный. Уд. магнитная восприимчивость $47,1 \cdot 10^{-6}$ CGSM [3].

Микр. [1, 2]. Сильный плеохроизм: по Ng — желто-бурый, по Nm — золотисто-бурый до оранжево-желтого, по Np — зеленовато-желтый, $Ng > Nm > Np$. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (001). $Ng = a$, $bNm = 12^\circ 30'$ (в тупом углу γ) (фиг. 257). Удлинение (+); $n_g = 1,731 - 1,751$, $n_m = 1,699 - 1,708$, $n_p = 1,660 - 1,681$; $n_g - n_p = 0,070 - 0,075$; $2V = 76 - 79^\circ$; дисперсия сильная, $r > v$. Для куплетскита из Приазовья $2V$ в белом свете 82° , при $\lambda = 486 \text{ мкм}$ — 79° , при 562 мкм — 85° [3].

Хим. Куплетскит — конечный марганцовый член изоморфного ряда куплетскит — астрофиллит ($Mn > Fe$). К замещается Pb и Ba, Ti на Nb, а Mn на Fe. Содержит до 4,35% Nb_2O_5 [1]. Предполагается, что Mn содержится в минерале в виде Mn^{3+} [3]. Рентгеноспектральным анализом в ловозерском куплетските установлены (в %): Sr — 1, Rb — 0,2, Ce — 0,1, Nd — 0,1, спектральным — (следы) Be, Zn, Ga, Ta [4]; в образце с г. Непха — 0,0969% Li_2O и 0,37% Rb_2O [5].

Анализы:

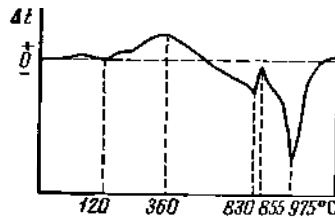
	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	2,14	2,14	3,04	ZrO ₂	1,19	Не обн.	3,10
K ₂ O	4,38	5,63	4,75	Nb ₂ O ₅	0,66	2,48	0,65
MgO	2,98	1,63	6,88	H ₂ O ⁺	3,83	3,90	4,08
CaO	3,60	1,45	1,10	H ₂ O ⁻	1,08	0,80	0,44
BaO	—	0,32	—	F	1,22	—	1,00
MnO	27,65	23,60	19,73	Сумма	100,49	100,28	100,58
FeO	} 5,44	5,35	7,80	-O=F ₂	0,51		0,43
Fe ₂ O ₃		7,80	0,94			99,98	100,15
Al ₂ O ₃	1,68	1,00	5,47	Уд. в.	3,201	3,229	—
SiO ₂	32,60	33,54	36,10	Fe:Mn	1:5	1:3	1:2
TiO ₂	12,04	10,64	5,50				

1 — г. Куйвчорр, анал. Бурова [1]; 2 — г. Непха, анал. Молева [1];
3 — Октябрьский щелочной массив, анал. Лысенко [3].

Диagn. исп. В кислотах растворяется. П.п. тр. легко сплавляется в черный слабо магнитный шарик.

Повед. при нагр. П, 3]. На кривой нагревания (фиг. 258) имеются три эндотермических прогиба (120, 830 и 975°), природа которых изучена недостаточно.

Фиг. 258. Кривая нагревания куплетскита (по Семенову)



Находж. Редок. Впервые встречен на Кольском п-ове в пегматитах гор Куйвчорр и Непха в Ловозерском массиве. В краевых участках пегматитовых жил наблюдается в виде вростков в микроклине и эвдиалите; в центральных (натролитовых) участках тех же пегматитовых жил встречается тонкопластинчатый и мелкочешуйчатый куплетскит в ассоциации с шизолитом, нептунитом и др. Отмечен как акцессорный минерал вмещающих пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Частично образовался путем замещения рамзаита и эвдиалита [1], слагает оторочки на их кристаллах. В щелочных пегматитах массива Бурпала (Северное Прибайкалье) ассоциируется с пирофанитом, катаплетом, лопаритом, пирохлором и др. [6]. В Октябрьском щелочном массиве (Восточное Приазовье) обнаружен в трещинах пород вместе с альбитом, лепидомеланом, флюоритом, рикнитом, филлипситом; тесно сростается с лепидомеланом, по которому образовался [3].

Отл. По сравнению с астрсфиллитом куплетскит обладает более темной окраской, несколько меньшими показателями преломления и меньшим удельным весом.

Изм. В поверхностных условиях легко переходит в черные порошковатые массы, представляющие, по-видимому, смеси окислов марганца и титана [1].

Межплоскостные расстояния куплетскита [4]*

FeK_{αβ}-излучение, D=57,9 мкм

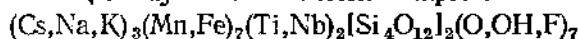
<i>l</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	3,505	8	2,642	1	2,212	1	1,590
1	3,249	4	2,573	3	2,099	1	1,553
1	2,998	1	2,423	3	1,732	1	1,438
1	2,764	1	2,294	1	1,665	1	1,408

* Рентгенограмма требует уточнения.

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И. ДАН СССР, 1956, 109, № 5, 933.
2. Яковлевская Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 249.
3. Вальтер А. А., Еременко Г. К., Лысенко Т. А. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 248.
4. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 376.
5. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 20.
6. Портнов А. М. ДАН СССР, 1963, 153, № 1, 187.

Цезийкуплетскит Caesium-kupletskite



Назван по составу (Ефимов и др., 1971) [1].

Синон. Св-астрофиллит (Ганзеев и др., 1969) [2].

Характ. выдел. Кристаллы, чешуйки, розетковидные сростки.

Структ. и морф крист. Трикл. с $Ci^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 5,41$, $b_0 = 11,74$, $c_0 = 21,16 \text{ \AA}$; $\alpha = 89^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $\gamma = 102^\circ 23'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,461 : 1 : 1,802$ (Ефимов и др.) [1]. Изоструктурен с астрофиллитом. Кристаллы не изучены, чешуйки уплотнены по (001).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Уд. вес 3,68. Тв. 4. Микротвердость 186 кГ/мм². Цв. золотисто-бурый. Бл. тусклый, стеклянный.

Микр. Плеохроирует: по *Ng* — бурый, по *Nm* — желтовато-бурый, по *Np* — желто-зеленый. Двуосный (+); bNm около 10° ; $n_g = 1,758$; $n_m = 1,726$; $2V = 75^\circ$.

Хим. Анализ (анал. Катаева): $\text{Li}_2\text{O} - 0,46$, $\text{Na}_2\text{O} - 2,46$, $\text{K}_2\text{O} - 1,15$, $\text{Rb}_2\text{O} - 0,18$, $\text{Cs}_2\text{O} - 11,60$, $\text{MgO} - \text{сл.}$, $\text{CaO} - 0,35$, $\text{MnO} - 19,66$, $\text{FeO} - 10,00$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,52$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,05$, $\text{SiO}_2 - 33,00$, $\text{TiO}_2 - 8,28$, $\text{ZrO}_2 - 1,01$, $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 4,95$, $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,06$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 1,47$, $\text{H}_2\text{O}^- - \text{не обн.}$, $\text{F} - 1,26$; сумма 99,46 — 0,54 ($-\text{O} = \text{F}_2$) = 98,92.

Нахожд. Обнаружен в СССР в одном из массивов Алайской щелочной провинции в пегматитовых жилах эгирин-кварц-микроклинового состава, секущих граниты и кварцевые сиениты. Выделения цезийкуплетскита тяготеют к границе незамещенного пегматита и полилитнионит-кварц-метасоматического образования; характерна ассоциация его с пироклором, стилвеллитом, тяньшанитом, согдианитом, торитом [1].

Межплоскостные расстояния цезийкуплетскита из Алайского хребта [1]

Cu-излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
$1\bar{2}0$	1	4,35	$1\bar{3}1$	8	2,79	2	2,06
$1\bar{0}2$	3	4,09	$1\bar{4}0$	8	2,66	4	1,772
$1\bar{2}1$	3	3,76	200	6	2,58	2	1,743
111	8	3,54	$2\bar{1}2$	2	2,48	2	1,661

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
033	3	3,27	2	2,36	3	1,579
122	2	3,09	3	2,30	2	1,563
123	3	3,01	2	2,24	1	1,447
031	1	2,93	3	2,13	1	1,410
042	2	2,88				

Л и т е р а т у р а

1. Ефимов А. Ф., Дусматов В. Д., Ганзеев А. А., Катаева З. Т. ДАН СССР, 1971, 197, № 6, 1394.
2. Ганзеев А. А., Ефимов А. Ф., Семенова Н. Г. Геохимия, 1969, № 3, 335.

Ниобофиллит Niobophyllite
 $(K,Na)_8(Fe,Mn)_7(Nb,Ti)_2(Si,Al)_4O_{12}I_2(O,OH,F)_7$

Назван по содержанию ниобия и по слоноподобному характеру выделений — от греч. *φύλλον* (филлов) — лист (Никель, 1964).

Характ. выдел. Слоноподобные мелколистоватые выделения.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. C_1^1-P1 или $C_1^1-P\bar{1}$; $a_0=5,391$, $b_0=11,88$, $c_0=21,16 \text{ \AA}$; $\alpha=95^\circ 12'$, $\beta=87^\circ 42'$, $\gamma=103^\circ 12'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,454 : 1 : 1,781$; $Z=1$ — для гранецентрированной ячейки; $a_0=5,391$, $b_0=11,88$, $c_0=11,66 \text{ \AA}$; $\alpha=113^\circ 06'$, $\beta=94^\circ 30'$, $\gamma=103^\circ 06'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,454 : 1 : 0,981$ — для примитивной ячейки (Никель и др., 1964) [1].

Структура, по-видимому, подобна структуре астрофиллита.

Кристаллы не обнаружены. Установлены двойники по (001).

Физ. св. Сп. слоноподобная по (001) и слабая по одной из граней (0*kl*). Уд. вес 3,42 (вычисл. 3,406). Цв. коричневый.

Микр. Сильный плеохроизм: по *Ng* — оранжево-красный; по *Nm* — буровато-желтый; по *Np* — буровато-желтый. Двухосный (—). Пл. опт. осей $\perp(001)$; $Ng \perp(001)$, $Nm=a$, $bNp=13^\circ$ (в тупом углу γ). Удлинение (\pm). $n_g=1,772$ (вычисл.), $n_m=1,760$, $n_p=1,724$, $n_g-n_p=0,048$; $2V=60^\circ$.

Хим. Возможно, существует изоморфный ряд между ниобофиллитом и астрофиллитом. Анализ ниобофиллита из района оз. Сил (анал. Чарег и Пенер): Na_2O — 2,49, K_2O — 5,51, MgO — 0,16, CaO — 0,72, MnO — 9,83, $FeO+Fe_2O_3$ — 23,74, Al_2O_3 — 0,89, $(Ce, La)_2O_3$ — 1,50, SiO_2 — 33,40, TiO_2 — 2,94, Nb_2O_5 — 14,76, Ta_2O_5 — 0,52, H_2O^+ — 3,64, H_2O^- — 0,08, F — 0,46; сумма 100,64 — 0,19 ($-O=F_2$)=100,45.

Находк. Очень редок, обнаружен лишь в Be-содержащих щелочных сиенитах в районе оз. Сил (Лабрадор, Канада) в ассоциации с альбитом и арфведсонитом.

Отл. От сходного астрофиллита отличается оптической ориентировкой, ббльшими значениями показателей преломления и по составу.

Межплоскостные расстояния ниобофиллита из Канады [1]

CoK_{α} -излучение, $D=114,6 \text{ мм}$

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
001; 010	9	10,52	102; 021	3ш	4,06	131	1	2,977
011	3	9,68	013	1/2	3,87	112	3ш	2,859
011	1/2	6,15	121; 112; 023	4ш	3,74	121; 141	1/	2,820
021	2	5,76	131	10ш	3,506	131; 142	8	2,778

hkl	l	$d \text{ \AA}$	hkl	l	d	hkl	l	d
$\bar{1}10$; 020	1	5,26	$\bar{1}\bar{2}2$; 102	1/2	3,40	$0\bar{3}4$; $0\bar{4}3$	1/2	2,720
100	1/2	5,15	033	5	3,258	$\bar{1}40$	1	2,662
$\bar{1}\bar{1}1$; $\bar{1}11$	1	4,69	022	1 2	3,12	004	3	2,636
$1\bar{1}\bar{1}$; $\bar{1}\bar{2}0$	3ш	4,42	$\bar{1}\bar{2}2$	1	3,07	130; 143	7	2,574
101; $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$	3ш	4,36	$\bar{1}\bar{2}3$; $1\bar{2}\bar{3}$	6	3,019	$\bar{2}\bar{1}2$; 023	4	2,475
110	1/2	4,20						

Л и т е р а т у р а

1. Nickel E. H., Rowland J. F., Charette D. J. Canad. Min., 1964, 8, pt. 1, 40.

Килхоанит **Kilchoanite**

Назван по селению в Шотландии, вблизи которого был обнаружен (Агрел и Гэй, 1961) [1]. Возможно, соответствует искусств. $\beta\text{-3CaO}\cdot 2\text{SiO}_2$ [2].

Характ. выдел. Выделения неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{28} — *Imam* или C_{2v}^{22} — *Ima2*; $a_0 = 5,09$, $b_0 = 11,42$, $c_0 = 21,95 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,446 : 1 : 1,922$; $Z = 8$ (Агрел, Гэй, 1961) [1]. Здесь по сравнению с данными авторов переставлены оси a и b в соответствии с установкой других минералов группы астрофиллита. Полиморфен с ранкинитом.

Физ. св. Сп. не обнаружена. Уд. вес 2,992. Бесцветен (несколько затемнен мельчайшими включениями).

Микр. Двуосный (—) [3]; $n_g = 1,650$, $n_p = 1,647$; $n_g - n_p = 0,003$. Цвета интерференции синие и бурые; $2V = 60^\circ$; дисперсия отчетливая, $r > v$ [1].

Хим. Данные анализа не опубликованы.

Повед. при нагр. В результате прокаливании при 1000° в течение 10 час. переходит в ранкинит [1].

Наход. Обнаружен около мыса Арднамёрхан (Шотландия) и в Карлингфорде (Ирландия) в известняках, метаморфизованных интрузией габбро; тесно ассоциируется со спёрритом, тиллситом и волластонитом; образовался за счет ранкинита при повторном метаморфизме, вероятно, в условиях низкого давления CO_2 и в присутствии воды при довольно низкой температуре [1]. Как продукт замещения ранкинита установлен в месторождении Токатока в Новой Зеландии [4].

Искусств. Синтезирован («фаза Z») в гидротермальных условиях при 715° и давлении 1100 бар [5]. Искусственный $\beta\text{-3CaO}\cdot 2\text{SiO}_2$ образуется при гидротермальной обработке в течение 14 дней ранкинита при 500° и давлении 380 атм. Переходит в ранкинит при 1024° [2].

Межплоскостные расстояния килхоанита из Арднамёрхана [1]

hkl	l	$d \text{ (\AA)}$	hkl	l	d	l	d
202	60	5,17	222	20	2,26	40	1,569
112	40	4,26		20	2,18	40	1,559
024	40	4,00		40	2,06	40	1,548
114	80	3,56		40	1,996	60	1,526
213	20	3,39		80	1,964	40	1,487
206; 310	90	3,07		60	1,906	60	1,418
116; 215	100	2,89		60	1,872	20	1,398
402	20	2,77		20ш	1,814	20	1,379
017; 314	95	2,68		40	1,779	20	1,357

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020	66	2,55	60	1,745	20	1,337
121; 411	60	2,48	60	1,694	40	1,332
217	60	2,42	20	1,659		
118; 123	80	2,36	40	1,602		

Интенсивность и индексы даны по ASTM, 14—77.

Л и т е р а т у р а

1. Agrell S. O., Gay P. *Nature*, 1961, 189, No. 4766, 743.
2. Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1938, 21, No. 5, 628.
3. Fleischer M. *Am. Min.*, 1962, 47, Nos. 3—4, 420.
4. Black P. M. *Min. Mag.*, 1969, 37, No. 288, 517.
5. Roy D. M., Gard J. A., Nicol A. W., Taylor H. F. W. *Nature*, 1960, 188, No. 4757, 1187.

Эрикссонит Ericssonite



Назван по имени шведского инженера Э. Эрикссона (Мур, 1967) [1].

По последним данным Мура [1], две полиморфные разновидности — эрикссонит и ортоэрикссонит (orthoericssonite) — образуют тесные прорастания и различаются лишь при монокристалльном рентгеновском анализе.

Характ. выдел. Таблички (до 2 см), зерна.

Структ. и морф. крист. Эрикссонит монокл. с.; $a_0 = 5,34$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 20,46$ Å, $\beta = 95^\circ 30'$; ортоэрикссонит ромб. с. $a_0 = 5,34$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 20,37$ Å; $Z = 4$.

По сравнению с данными автора здесь перемещены оси a и c , соответственно плоскость совершенной спайности принята за (001), как для других минералов этой группы.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (110) заметная (в новой установке). Тв. $4\frac{1}{2}$. Очень хрупок. Уд. вес 4,21 (вычисл. 4,38). Цв. красновато-черный, бурый до желтовато-бурого. Прозрачен в мелких зернах. Слабо магнитен.

Микр. Плеохроирует: по Ng — темно-бурый, по Nm — красновато-бурый, по Np — зеленовато-бурый; $Ng > Nm > Np$. Двусосный (+); $n_g = 1,89$, $n_m = 1,833$, $n_p = 1,807$; $n_g - n_p = 0,08$; $2V = 43^\circ$; дисперсия $r > v$, слабая.

Хим. Анализ при помощи электронного микроскопа (анал. Смит): BaO — 29,81, MnO — 24,38, PbO — 1,40, Fe₂O₃ — 14,47, SiO₂ — 20,83, As₂O₅ — 1,23; сумма 92,12. Содержит 1,52% H₂O.

Диагн. исп. Почти нерастворим в теплой HCl (1 : 1).

Наход. Обнаружен в коллекции Г. Флинка, собранной в Лонгбане (Швеция), в слонстом тефroit-родонит-шефферитовом скарне.

Межплоскостные расстояния смеси эрикссонита и ортоэрикссонита [2]

FeK α -излучение, $D = 229,2$ мμ

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6	10,1	4	3,05	2	2,40	6	1,752
1	5,1	2	2,87	2	2,28	1	1,699
2ш	4,2	2	2,84	2	2,21	3	1,651
4	3,74	8	2,78	7	2,13	6	1,597
1	3,62	7ш	2,68	3	2,06	2	1,554
10	3,51	2	2,60	5	2,03	1	1,501
5	3,40	2	2,55	1	1,922	3	1,462
4	3,31	2	2,43	2	1,819	2	1,441

Л и т е р а т у р а

1. Moore P. B. *Canad. Min.*, 1967, 9, pt. 3, 301; *Lithos*, 1971, 4, No 2, 131.
2. Welin E. *Ark. min., geol.*, 1969, 4, H. 6, nr. 30, 499.

ГРУППА ЛОМОНОСОВИТА

Ломоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{O}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_4(\text{P}_2\text{O}_7)]?$
Беталомоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2(\text{OH})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_2\text{P}_2(\text{O}, \text{OH})_7]?$
Мурманит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2(\text{OH})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Эпистолит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Nb}_2\text{O}_2(\text{OH})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$

	Сингония	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Уд. в. (вычисл.)
Ломоносовит	Трикл.	5,40	7,03	14,65	100°00'	96°00'	89°00'	3,08
Беталомоносовит	»	5,40	7,00	14,60	103 58	95 06	89 00	2,89
Мурманит	»	5,45	7,00	11,94	96 00	100 26	88 55	2,67
Эпистолит	»	5,41	7,08	12,07	103 03	96 06	88 36	2,91

Структурные формулы [1] этой группы не соответствуют полностью химическим анализам. На основе анализов выведены следующие формулы [2, 3]:

Ломоносовит	$\text{Na}_2\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O}, \text{F})_{18} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$
Беталомоносовит	$[\text{Na}_3\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{18} \cdot \text{Na}_3\text{H}_3(\text{PO}_4)_2]$
Мурманит	$\text{Na}_3\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Эпистолит	$\text{Na}_5\text{Nb}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{27}(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

В структуре перечисленных минералов имеются элементы структуры бафертисита [1]. Ломоносовит и мурманит ранее трактовались как крайние члены непрерывного ряда, промежуточные различия которого различаются по содержанию P_2O_5 и H_2O [3 — 6]. Последними исследованиями [2, 7] установлено, что между ломоносовитом и мурманитом промежуточные по составу члены отсутствуют: присутствие фосфора в мурманите связано с реликтами ломоносовита. Беталомоносовит, несмотря на некоторое сходство с ломоносовитом, является самостоятельным минеральным видом; отличается от ломоносовита по составу и структурным особенностям [2].

Халилов и Макаров [1] под названием «минерал X» выделили промежуточный член ряда беталомоносовит — мурманит (монокл. с.; $a_0=5,4$; $b_0=7,2$; $c_0=24,25 \text{ \AA}$; $\beta=96^\circ$), который подробнее не охарактеризован.

Эпистолит, возможно, является ниобиевым аналогом мурманита [7, 8]; структурными исследованиями доказано, что Ti и Nb в его структуре занимают различное положение [1].

Л и т е р а т у р а

1. Халилов А. Д., Макаров Е. С. Геохимия, 1966, № 3, 259; Геохимия, 1963, № 7, 673.
2. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 3, 77.
3. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41; Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во АН СССР, 1964, 2, 539.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 66.
5. Борнеман-Старынкевич И. Д. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 6, 153.
6. Еськова Е. М. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 110.
7. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Рудницкая Е. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 22.
8. Danø M., Sørensen H. Medd. Grønland, 1959, 162, Nr. 5, 1.

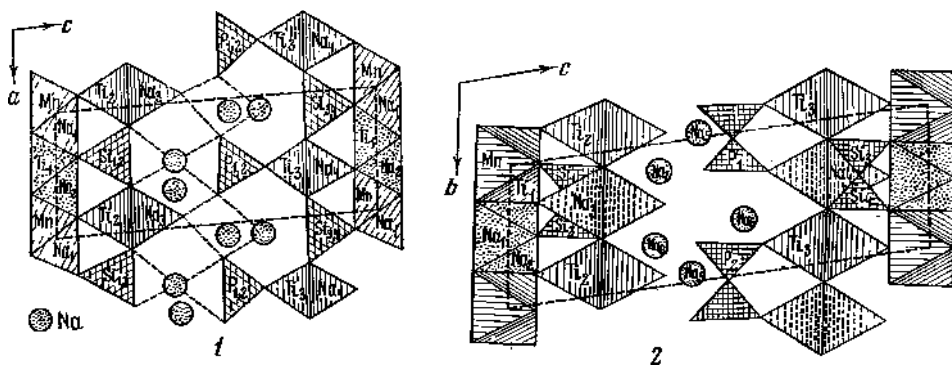
Ломоносовит Lomonosovite
 $\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{O}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_4(\text{P}_2\text{O}_7)] ?$

Найден В. И. Герасимовским в 1936 г., назван им по имени М. В. Ломоносова (Герасимовский, 1950) [1].

Синон. Ортолломоносовит — ortholomonosovite (Белов, Органова, 1962) [2], ди-ломоносовит — di-lomonosovite (Халилов, Макаров, 1963) [3].

Характ. выдел. Тонкопластинчатые, таблитчатые (до 10×7 см) и чешуйчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P1$; $a_0 = 5,40$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 14,65 \text{ \AA}$; $\alpha = 100^\circ 00'$, $\beta = 96^\circ 00'$, $\gamma = 89^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,768 : 1 : 2,084$; $Z = 1$ (Халилов, Макаров, 1966) [3]. Сходные данные приведены у Белова и Органовой [2]: $a_0 = 5,40$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 14,3 \text{ \AA}$; $\alpha = 100^\circ$, $\beta = 96^\circ$, $\gamma = 90^\circ$.



Фиг. 259. Структура ломоносовита
(по Халилову и др.)

1 — в проекции вдоль оси b ; 2 — в проекции вдоль оси a

В структуре ломоносовита (фиг. 259) [3, 4] повторяется полностью мотив структуры мурманита; Si находится в тетраэдрах, образующих диортогруппы; Na занимает октаэдрические пустоты, которые в мурманите не заполнены. Между пакетами находятся натрий-фосфатные сетки. PO_4 -тетраэдры, сочлененные общим O, образуют диортогруппы, ось которых параллельна оси b . В гексагональных каналах структуры (между пакетами и Na—P сетками) ломоносовита имеются два дополнительных атома Na; Si и P занимают различное положение в структуре и не замещают изоморфно один другой [2]. Расцветаева и др. [4а] отрицают возможность наличия в структуре Ti^{2+} , Mn^{2+} и диортогрупп (P_2O_7) . По данным этих авторов, простр. гр. $C_1^1 - P1$; $a_0 = 5,44$, $b_0 = 7,163$, $c_0 = 14,83 \text{ \AA}$; $\alpha = 99^\circ$, $\beta = 106^\circ$, $\gamma = 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,759 : 1 : 2,070$; $Z = 2$ для формулы $\text{Na}_5\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{PO}_4]\text{O}_2$.

При структурном исследовании двойники не отмечались.

Кристаллы не наблюдались.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 3—4 (2—3 у измененного минерала). Уд. вес 2,88—3,15 (вычисл. 3,08). Уд. вес и твердость уменьшаются при уменьшении содержания фосфора, щелочей и увеличении содержания воды. Цв. темно-коричневый до черного, при изменении становится коричневато-желтым, желтым, розовато-фиолетовым. Черта бледная розовато-коричневая. Бл. на плоскостях спайности стеклянный до алмазного, в изломе стеклянный до жирного.

Инфракрасный спектр ломоносавита характеризуется широкой полосой и рядом мелких полос в области $1100-700 \text{ см}^{-1}$ с максимумами 1070, 1045, 990, 940, 870, 760, 700 см^{-1} . В области $700-400 \text{ см}^{-1}$ проявляется двойная полоса с двумя максимумами одинаковой интенсивности — при 560 и 430 см^{-1} [5].

Микр. В прох. свете темно-коричневый, измененный — желтый и розовый. Плесохроизм у темно-коричневого: по *Ng* — темно-коричневый до темно-фиолетового, по *Nm* — коричневато-желтый, оранжево-желтый, по *Np* — желтый, бледно-желтый, почти бесцветный; у желтого: по *Ng* — коричневато-желтый, по *Nm* — буровато-желтый, по *Np* — соломенно-желтый; у фиолетово-розового: по *Ng* — буровато-желтый, по *Nm* — бледно-желтый, по *Np* — розовый, бледно-розовый [6]; $Ng > Nm > Np$. Двусный (—); удлинение пластинок (+); в разрезе по спайности наблюдается косой выход опт. оси. Погасание по отношению к совершенной спайности косое [1, 7].

n_g	n_m	n_p	Местонахождение
1,778	1,750	1,670	Ловозерские тундры, из пегматита, анализ 3 [1, 6]
1,764	1,736	1,654	Ловозерские тундры, из породы [6]
1,773	1,759	1,708	Хибинские тундры, из пегматита, анализ 6 [8].

$2V=46-64^\circ$; $r > v$

В разрезах по спайности наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Закон двойникования не установлен [6, 7].

Хим. Забавниковой [5] на основе пересчета многочисленных анализов выведена формула: $\text{Na}_3\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O},\text{F})_{18} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$. Структурная формула [3, 4].

Неизмененный ломоносавит практически не содержит воды. Было высказано предположение, что в катионной части Ti — трехвалентный, а в анионной — четырехвалентный [3], однако аналитическими методами Ti^{3+} обнаружен не был [9].

P и часть Na выщелачиваются водой на холоду [5, 10, 11]. В водной вытяжке отношение $\text{Na} : \text{P} = 2,5 : 1$ [10].

В ломоносавите из пегматита Чинглусуай в Ловозерском массиве, содержащем 2,07% $\text{ZrO}_2 + \text{HfO}_2$, отношение $\text{ZrO}_2 : \text{HfO}_2 = 52-53$ [12]. Ломоносавит из пегматитов того же массива содержит 0,01% TR_2O_3 , состав группы TR: $\text{La}_{2,2}\text{Ce}_{4,6}\text{Pr}_{3,6}\text{Nd}_{2,8}\text{Sm}_{4,3}$ [13].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
K_2O	0,98	1,68	—	—	Сл.	—	0,02
Na_2O	24,72	10,18	26,09	20,31	15,25	26,83	26,60
MgO	0,13	0,93	0,58	0,60	0,60	0,11	0,42
CaO	1,25	3,61	0,80	1,60	1,69	1,85	2,00
BaO	0,09	He обн.	—	—	—	—	0,59
MnO	1,68	1,97	3,17	1,20	1,70	0,89	1,31
FeO	1,43	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	0,38	0,15	—	—	—	0,69	0,14
Mn_2O_3	—	—	—	0,31	—	—	—
Fe_2O_3	1,59	2,24	2,39	2,27	2,88	3,72	2,84
SiO_2	24,48	32,46	24,07	26,17	29,88	23,42	23,58
TiO_2	19,73	25,40	24,43	26,79	29,77	22,11	25,13
ZrO_2	2,55	1,40	2,10	0,91	1,98	1,99	0,49

	1	2	3	4	5	6	7
Nb ₂ O ₅	} 6,34	5,50	3,00	5,66	3,96	2,44	1,95
Ta ₂ O ₅						0,37	—
P ₂ O ₅	14,62	4,57	12,84	8,20	4,36	13,99	14,03
H ₂ O ⁺	0,58	4,46	0,26	2,24	2,53	—	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,10	5,60	—	3,96	5,68	0,49	0,38
F	—	—	—	—	—	0,53	0,59
Сумма	100,65	100,15	99,73	100,22	100,28	99,43	100,07
—O→F ₂						0,22	0,25
						99,21	99,82
Уд. в.	3,15	2,89	3,13	2,957	2,906	3,125	3,116

1—5—Ловозерские тундры (1—2—из фойяитов г. Карнасурт, анал. Казакова [6, 7]; 3—5—из пегматитов г. Чингласуай; 3—коричневый, анал. Бурова [6, 10], Cl—следы; 4—5—анал. Борнеман-Старынкевич [10, 14]; (4—розовато-фиолетовый; 5—бледно-желтый); 6 и 7—Хибинские тундры (6—Юкспор, анал. Бурова [8]; 7—Расвумчорр, анал. Забавникова [5]).

Диангн. исп. Легко разлагается HCl, H₂SO₄, более интенсивно — при нагревании; остающийся каркас кремнезема растворяется лишь в щелочной среде [5]. Легко плавится с образованием светло-бурого (при 880°) стекла. Перл буры в окислительном пламени бледно-фиолетовый, в восстановительном — бледно-желтовато-зеленый; после охлаждения перл бесцветный. В дистиллированной воде легко извлекаются Na и P (даже на холоду).

Повед. при нагр. При нагревании до 800° становится красновато-фиолетовым. После прогревания при 800—900° под лупой наблюдаются застывшие капельки, расположенные по мельчайшим трещинкам на поверхности минерала [10]. Нагревание ломоносовита не сопровождается термическими эффектами до 900°, когда наблюдается эндотермическое понижение, отражающее плавление минерала [5].

Наход. Встречен лишь в Ловозерском и Хибинском щелочных массивах на Кольском полуострове. Распространен в породах всех комплексов Ловозерского массива; особенно характерен для лейкократовых полевошпатовых пород. Самые крупные выделения приурочены к центральным частям горизонтов фойяитов, реже — к их висячим бокам. В эгириновых луавритах ломоносовит встречается совместно с лопаритом. Иногда обнаруживается в порфириовидных луавритах с эвдиалитом, в пойкилитовых сиенитах.

В пегматитах встречается реже (пегматиты, связанные с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами и фойяитами). Впервые обнаружен в образцах из пегматитовых жил г. Чингласуай, ассоциируется с гакманитом (частично замещенным уссингитом), лампрофиллитом, эвдиалитом, арфведсонитом, реже с микроклином, рамзантом, эгирином, чингласунитом, нордитом, нептунитом, сфалеритом, молибденитом [1, 7].

Неизменный ломоносовит встречается только на глубине 250—300 м от поверхности. Характерно отсутствие в ассоциации с ломоносовитом натролита. Сонахождение ломоносовита и виллиомита (NaF) указывает на образование этих минералов из расплава, обедненного водой; оба они могут сохраняться только в породах, не подвергшихся воздействию гидротермальных растворов [6].

В Хибинских тундрах (горы Юкспор, Расвумчорр, Кукисвумчорр) ломоносовит установлен в эгирин-микроклиновых участках пегматитов ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых пород вместе с эгирином, лампрофиллитом, эвдиалитом, микроклином [5, 8].

Изм. Под воздействием гидротермальных растворов и поверхностных вод меняет темно-коричневую окраску и становится желтым, фиолетово-розовым; при этом из ломоносита выносятся Р и часть Na, в результате по нему образуется мурманит. Этот процесс сопровождается натролитизацией пород [6]. Отмечены псевдоморфозы ненадквичита и белянкинита по ломоноситу [5]. В рихорритах Хибин найден гипергенный фосфат натрия, возникновение которого предположительно связывается с изменением ломоносита [15]. При искусственном выщелачивании водой на холоду в течение года ломоносит превратился в прозрачный янтарно-желтый мурманит (подтверждено рентгеновскими данными). В раствор перешли Na, P, а также часть Fe, Ca, Mn и Si [5, 9, 11].

Практ. знач. Может быть использован для извлечения Ta и Nb.

Отл. От мурманита отличается содержанием фосфора, извлекаемого водой на холоду, а также по цвету, более высокому удельному весу и сильному плеохроизму. Имеются отличия по данным инфракрасной спектроскопии и порошкограмме.

Межплоскостные расстояния ломоносита из Ловозерского массива [16]

FeK_{αβ}-излучение, D=57,3 мμ

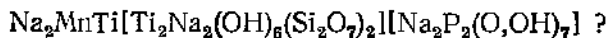
hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	l	d
001	4	14,04		7	2,08	4	1,351
	4	5,46	007	4	2,01	5	1,331
	2	4,67		4	1,952	2	1,305
	3	4,14		8	1,840	2	1,277
004	6	3,52	008	9	1,778	2	1,252
	5	3,10		2	1,699	1	1,230
005	10	2,83		6	1,673	4	1,208
	7	2,73		5	1,633	1	1,169
	7	2,65		5	1,601	1	1,149
	7	2,60		4	1,576	4	1,132
	1	2,50		1	1,543	4	1,113
	1	2,41		1	1,515	2	1,093
	4	2,36		5	1,475	1	1,078
	4	2,23					

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1950, 70, № 1, 83.
2. Белов Н. В., Органова Н. И. Геохимия, 1962, № 1, 6.
3. Халилов А. Д., Макаров Е. С. Геохимия, 1966, № 3, 259; 1963, № 7, 673.
4. Халилов А. Д., Макаров Е. С., Мамедов Х. С., Пьянзина Л. Я. ДАН СССР, 1965, 162, № 1, 179.
- 4а. Расцветова Р. К., Симонов В. И., Белов Н. В., ДАН СССР, 1971, 197, № 1, 81.
5. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Рудницкая Е. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 22.
6. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 345.
7. Еськова Е. М. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 110.
8. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в нйолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962, 49.
9. Забавникова Н. И. Сб. «Химические анализы минералов и их химический состав». Изд-во «Наука», 1964, 78.
10. Борнеман-Старынкевич И. Д. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 66.
11. Забавникова Н. И. Сб. «Методы химического анализа и химический состав минералов». Изд-во «Наука», 1967, 69.
12. Герасимовский В. И., Тузова А. М., Шевалевский И. Д. Геохимия, 1962, № 2, 591.

13. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 170.
 14. Борнеман-Старынкевич И. Д. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 6, 153.
 15. Дорфман М. Д., Абрашев К. К. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 226.
 16. Семенов Е. И., Орғанова Н. И., Кухарчик М. В. Кристаллография, 1961, вып. 6, 925.

Беталомоносовит Beta-lomonosovite



Упоминается впервые В. И. Герасимовским в 1938 г. как неопределенный минерал № 2. Назван им по близости к ломоносовиту (Герасимовский, 1962) [1], однако название представляется неудачным, так как беталомоносовит существенно отличается от ломоносовита [2].

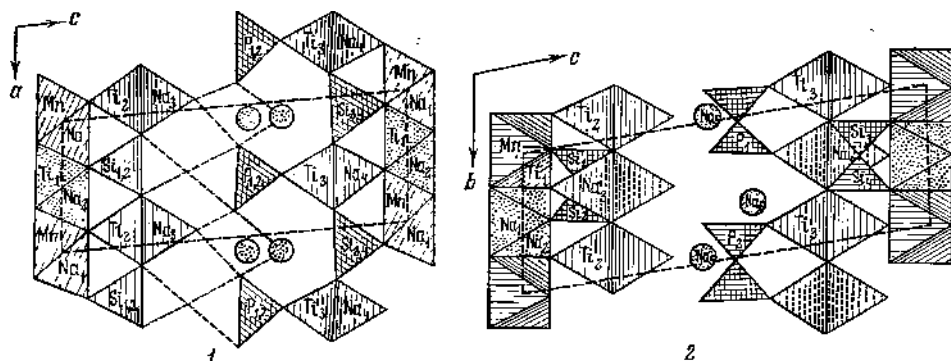
Синон. Металомоносовит — metalomonosovite (Семенов и др., 1961) [3].

Характ. выдел. Таблитчатые и пластинчатые агрегаты (до $5 \times 4 \times 1$ см), редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P1$. По Халилову и др. [4, 5]:

$a_0 = 5,40$, $b_0 = 7,00$, $c_0 = 14,60$ Å; $\alpha = 103^\circ 58'$, $\beta = 95^\circ 06'$, $\gamma = 89^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,771 : 1 : 2,086$; $Z = 1$. Близкие данные получены Шibaевой [3]:

$a_0 = 5,28$, $b_0 = 7,05$, $c_0 = 14,50$ Å; $\alpha = 102^\circ 24'$, $\beta = 96^\circ 50'$, $\gamma = 90^\circ$.



Фиг. 260. Структура беталомоносовита

(по Халилову и др.)

1 — в проекции вдоль оси b ; 2 — в проекции вдоль оси c

В структуре беталомоносовита (фиг. 260) повторяется мотив структуры мурманита [4, 5], но два пустых октаэдра структуры заполнены атомами Na. Кроме того, пакеты структуры соединяются Na—P сетками (как в ломоносовите).

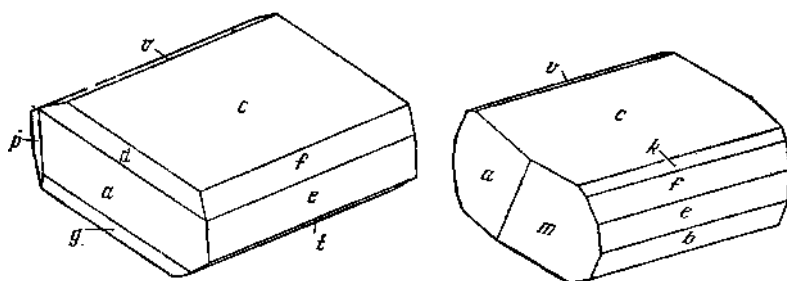
По геометрическим данным, пинакоидальн. кл. $C_1 - \bar{1}$ (C); $a : b : c = 0,771 : 1 : 2,086$; $\alpha = 103^\circ 58'$, $\beta = 95^\circ 06'$, $\gamma = 89^\circ 00'$ (по рентгеновским данным).

Формы [2]:

	φ	ρ		φ	ρ
a	100	$89^\circ 46'$	$90^\circ 00'$	v	$0\bar{1}3$ $169^\circ 16'$ $25^\circ 35'$
b	010	90 00	90 00	t	$0\bar{1}2$ 173 52 39 52
c	001	19 43	14 49	d	101 84 40 70 28
m	110	51 30	90 00	g	$\bar{1}01$ -95 11 69 13
h	013	5 18	44 01	r	111 49 20 74 53
f	012	3 52	52 56	p	$\bar{1}11$ -47 44 74 16
e	011	2 08	67 23		

dg	$(101):(\bar{1}01) = 139^\circ 40'$	ec	$(011):(001) = 53^\circ 22'$	dc	$(101):(001) = 64^\circ 50'$
dr	$(101):(111) = 33$ 58	rc	$(111):(001) = 62$ 11	fe	$(012):(011) = 14$ 32

Кристаллы таблитчатые, уплощены по (001) (фиг. 261).

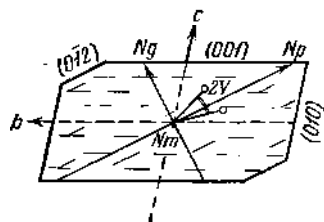


Фиг. 261. Кристаллы бегаломоносовита, Хибинский массив (по Яковлевской)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (012) несовершенная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 4. Уд. вес 2,91—2,98 (вычисл. 2,89). Цв. желтый или светлый желтовато-коричневый, иногда с розовым оттенком. Черта белая. Бл. на плоскости спайности стеклянный, перламутровый, в изломе стеклянный до жирного.

Инфракрасный спектр бегаломоносовита характеризуется интенсивной полосой с максимумом около 935 см^{-1} и менее четкими при 1090, 1030 и 800 см^{-1} [2].

Микр. В шлифах бесцветный, бледный коричневатобурый. Двуосный (—). Пл. опт. осей близка к (212); $cNp=59^\circ$, $bNg=31^\circ$, $aNm=27^\circ$ [2]



Фиг. 262. Проекция осей индикатриссы бегаломоносовита, на плоскость (100) (по Соколовой и др.)

(фиг. 262); $n_g=1,779$, $n_m=1,770$, $n_p=1,670$, $n_g-n_p=0,109$ для бегаломоносовита из Ловозерского массива; $n_g=1,781$, $n_m=1,770$, $n_p=1,670$, $n_g-n_p=0,109$ для бегаломоносовита из Хибинского массива; значения $2V$ у различных авторов не одинаковы: $2V=24^\circ$ [1], $10-20^\circ$ [3], $27-36^\circ$ [2]; $r > v$.

Хим. Формула, выведенная на основе пересчета химических анализов [2]: $\text{Na}_3\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{18} \cdot \text{Na}_3\text{H}_3(\text{PO}_4)_2$.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
K_2O	Сл.	0,88	0,90	0,40	0,35	—
Na_2O	16,50	17,13	15,16	17,63	16,19	10,05
MgO	0,24	0,22	0,30	0,36	0,37	—
CaO	1,66	0,62	1,80	2,68	3,04	1,00
MnO	0,96	1,40	1,70	0,35	0,78	2,20
FeO	—	Не обн.	—	—	0,16	—
Al_2O_3	Не обн.	0,69	0,40	0,30	0,12	1,00
Fe_2O_3	2,13	2,38	2,20	2,75	3,87	1,50

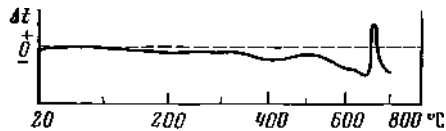
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	24,60	25,18	24,81	26,07	25,22	29,53
TiO ₂	23,85	25,01	25,66	28,77	27,64	30,00
ZrO ₂	2,24	1,89	2,50	0,71	0,54	2,10
P ₂ O ₅	18,54	16,12	15,05	14,55	14,86	5,00
Nb ₂ O ₅	} 3,05	4,78	4,00	1,16	1,17	} 6,00
Ta ₂ O ₅			0,52	0,02	0,012	
H ₂ O ⁺	} 5,70	3,50	4,30	3,80	4,95	} 11,66
H ₂ O ⁻			0,16	0,80	0,70	
F	—	—	—	0,42	0,64	—
Сумма	(99,47)	99,96	100,10	100,67	99,94*	100,04
—O=F ₂				0,18	0,27	—
				100,49	99,67	—
Уд. в.	2,98	2,98	2,95	2,905	—	—

* В том числе Li₂O — 0,018, Rb₂O — 0,013, Cs₂O — 0,0007 [2].
 1—3 — р. Тулбьюнуай (1 — анал. Бутова, в оригинале сумма 99,60 [1];
 2 — анал. Казакова [1]; 3 — анал. Кухарчик [3]); 4—5 — Расвумчорр,
 анал. Забавникова [2]; 6 — измененный («метамурманит»), Ловозерский
 массив, анал. Бякова [3].

Диагн. исп. Растворяется в разбавленной HCl и H₂SO₄ при нагревании; дистиллированная вода слабо (даже при нагревании) извлекает из минерала Na и P [1, 2, 6].

Повед. при нагр. [1—3]. На кривой нагревания (фиг. 263) имеются эндотермическое понижение при 400° (выделение воды) и резкий экзо-

Фиг. 263. Кривая нагревания беталомоносвита (по Семенову)



термический пик при 650—670° (структурное превращение). Как показало рентгеновское исследование, на порошкограмме прокаленного беталомоносвита появились линии ломоносвита, в то время как некоторые линии беталомоносвита исчезли [2].

Наход. На г. Кедыквернахк и в долине р. Тулбьюнуай в Ловозерском щелочном массиве обнаружен в пегматитах, залегающих среди пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Наблюдается главным образом в крайних зонах пегматитов в ассоциации с микроклином, эвдиалитом, рамзаитом, эгирином II, арфведсонитом, содалитом, цеолитами [1, 3].

На г. Расвумчорр в Хибинском массиве развит в полевошпат-арфведсонитовых пегматитовых жилах среди рихчорритов, а также в самих рихчорритах; ассоциируется с эвдиалитом, дельхайелитом, ловозеритом, ваддеитом, шербаковитом, гизингеритом [2, 8, 9].

Изм. Переходит в белянкинит [2, 3]. Продукты изменения беталомоносвита, обедненные P и Na (анализ 6), по свойствам близкие к беталомоносвиту, описаны Семеновым под названиями метамурманит — *metamurmanite* [3] — и бетамурманит — *β-murmanite* [7].

Отл. От ломоносвита отличается окраской, меньшим уд. весом, оптическими свойствами, кривой нагревания, составом и по порошкограмме.

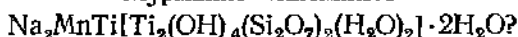
Межплоскостные расстояния беталомоносовита
из Ловозерского массива [3]
FeK_{αβ}-излучение, D=57,3 мμ

hkl	l	d (Å)	l	d	hkl	l	d
001	8	13,53	5	2,65	007	4	1,991
	2	4,59			2,57		2
004	9	3,45	2	2,31	008	3	1,741
005β	7	3,03	1	2,19		1	1,701
005	10	2,77	1	2,05			

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1962, 142, № 3, 670.
2. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 3, 77.
3. Семенов Е. И., Орбанова Н. И., Кухарчик М. В. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 925.
4. Халилов А. Д., Макаров Е. С., Мамедов Х. С., Пьянзина Л. Я. ДАН СССР, 1965, 162, № 1, 179.
5. Халилов А. Д., Макаров Е. С. Геохимия, 1966, № 3, 259.
6. Забавникова Н. И. Сб. «Методы хим. анализа и хим. состав минералов». Изд-во «Наука», 1967, 69.
7. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 539.
8. Соколова М. Н., Бурова Т. А., Рудницкая Е. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 6, 641.
9. Соколова М. Н., Бурова Т. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1965, № 1, 173.

Мурманит Murmanite



Впервые описан В. Рамзаем в 1890 г. («новый минерал № 3 из Ловозерских тундр») Экспедицией А. Е. Ферсмана в 1923 г. был найден в небольшом количестве и предварительно обозначен виолофиллитом — *violophyllite*. Позднее назван по району находки (Гуткова, 1924) [1].

Синон. Ди-мурманит — *di-murmanite* (Халилов, Макаров, 1963) [2].

Характ. выдел. Пластинчатые выделения, лучистые сростки, чешуйчатые агрегаты, несовершенные кристаллы.

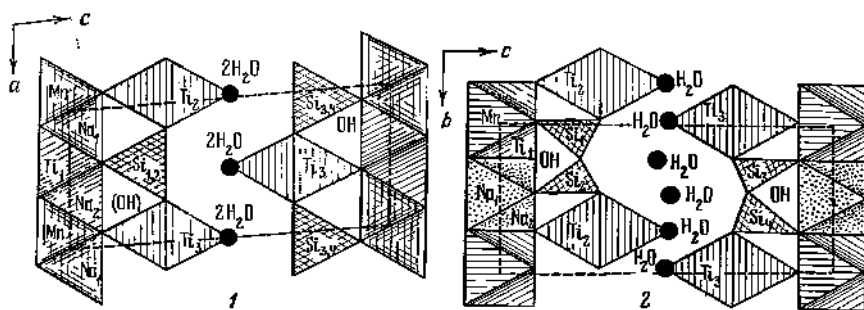
Структ. и морф. крист. Трикл. с. C_1^1 — $P1$; $a_0=5,45$, $b_0=7,00$, $c_0=11,94$ Å; $\alpha=96^\circ 00'$, $\beta=100^\circ 26'$; $\gamma=88^\circ 55'$; $a_0 : b_0 : c_0=0,779 : 1 : 1,706$; $Z=1$ (Халилов, Макаров, 1966) [2].

Основой структуры (фиг. 264) являются трехслойные пакеты со слоями, параллельными (001). Внутренние катионные слои состоят из сочлененных (по общим ребрам) кислородных октаэдров с Na, Ti и Mn в них; внешние слои пакетов являются анионными сетками, включающими TiO_6 -октаэдры и изолированные группы Si_2O_7 ; оси последних параллельны оси b . Вдоль оси c пакеты скреплены молекулами H_2O , каждая из которых занимает шестую выступающую вершину TiO_6 -октаэдров [2—4]. Межатомные расстояния (в Å) [3]: Mn—O=2,00—2,27, Ti_1 —O=2,02—2,43, Ti_2 и Ti_3 —O=1,76—2,40, Si—O=1,50—1,90, Na—O=2,15—2,56.

Кристаллы таблитчатые по (001), очень редки и несовершенны [1]. Наблюдались параллельные срастания с лампрофиллитом [5], с эпистолитом [6]. Отмечены мелкие включения керита, игольчатого эгирина, содержит реликты ломоносавита [7].

Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, по двум другим направлениям несовершенная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 2—3. Уд. вес 2,76—2,84

(у свежего), 2,47—2,64 (у измененного) (вычисл. 2,67). Цв. фиолетовый, иногда светло-малиновый, сиренево-розовый, розовато-белый; при выветривании изменяется до коричневатого и черного. Черта светло-розовая с буроватым оттенком, у измененного — бурая, вишнево-красная. Бл. на плоскостях спайности металлический, в изломе стеклянный, жирный. Непрозрачен. Пьезоэффект положительный [2, 3].



Фиг. 264. Структура мурманита (по Халывову и Макарову)

1 — в проекции вдоль оси *a*; 2 — в проекции вдоль оси *b*

Инфракрасный спектр мурманита характеризуется наличием интенсивной полосы около 935 см^{-1} и слабо выраженных ступенек при 1030 и 790 или 770 см^{-1} ; в области $700\text{—}400\text{ см}^{-1}$ наблюдаются два четких максимума при 550 и 425 см^{-1} , интенсивность их неодинакова в отличие от спектра ломоносовита. Полосы поглощения в области деформационных колебаний около 1660 и 1610 см^{-1} и в области валентных колебаний при 3600 и 3460 см^{-1} связаны с присутствием молекулярной воды [7].

Микр. В прох. свете бледно-розоватый или буроватый. Плеохроизм слабый, но ясно выражен: по *Ng* — темно-бурый, бурый с фиолетовым оттенком, розовато-коричневый, по *Nm* — светло-бурый или светло-желтовато-бурый, по *Np* — розовый, розовато-серый или светло-розовый; $Ng > Nm > Np$. Двусный (—). Пл. опт. осей $\perp (001)$, $Np \perp (001)$; удлинение положительное. Оптические константы мурманита из Ловозерских и Хибинских тундр:

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение	Авторы
1,839	1,765	—	0,104	64°	Чинглусуй	Гуткова [1]
—	1,765	—	—	64°	Ангвудасчорр	»
—	1,765	—	—	—	Раслак	»
—	1,767	—	—	$50; 86^\circ$	Пункаруайв (свежий)	Герасимовский [5]
1,745	1,712	—	—	56°	Пункаруайв (измененный)	»
1,807	1,770	1,682	0,125	60°	Ловозерские тундры	Власов и др. [8]
1,750	1,726	1,702	0,048	75°	Эвдиалитовая перемычка	Куплетский [9]

В измененных образцах показатели преломления уменьшаются [8]. Дисперсия слабая, $r > v$; $2V(\text{Li}) = 61^\circ$, $2V(\text{Na}) = 59^\circ$, $2V(\text{Ti}) = 57,5^\circ$ [8].

В шлифах наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Закон двойникования не установлен [10] (при исследовании структуры двойники не отмечались).

Наблюдаются включения эгирина, арфведсонита, нефелина, полевого шпата, эвдиалита, рамзаита. В некоторых пластинках мурманита вклю-

чения одного из минералов (содалита, нефелина, эвдиалита и рамзанита) располагаются ориентированно; после выщелачивания нефелина пластинки мурманита приобретают ячеистое строение [1].

Хим. Состав минерала постоянен: присутствующий иногда в мурманите P и переменное содержание Na и H₂O объясняются наличием реликтов ломоносовита [7]. Вышеприведенная структурная формула Халилова и др. [2, 3] не вполне отвечает хим. анализам и требует уточнения. Пересчеты анализов приводят к формуле Na₅Ti₄Si₄(O, OH, F)₁₈·nH₂O, предложенной Забавниковой [7]. В мурманите из порфиридных лужавитов Ловозерского массива содержатся редкие земли (сотые доли процента TR₂O₃). Состав группы редкоземельных элементов в % (Σ TR=100%): La₂₀Ce₃₆Pr_{5,3}Nd₂₀Sm₄Gd_{3,8}Tb_{1,2}Dy₄Ho_{1,5}Er_{1,6} [11]. Мурманит из Ловозерского массива содержит 16 *z/m* Th [12] и от 4·10⁻⁴ до 21·10⁻⁴% Be [13, 14].

При обработке мурманита водой происходит незначительное выщелачивание Na [5, 7, 8, 15].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	10,38	8,64	7,44	10,28	3,04	2,34	1,72	11,23
K ₂ O	0,83	0,62	0,56	0,83	0,78	0,70	4,88	0,80
MgO	0,35	0,64	0,27	0,35	0,21	0,38	0,54	0,16
CaO	2,56	3,16	2,74	2,80	3,44	3,76	2,19	1,38
SrO	—	сл.	сл.	—	сл.	сл.	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	5,18	—
MnO	2,30	2,38	2,42	1,45	2,84	2,26	4,88	2,27
FeO	0,30	—	—	2,85	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,10	—	0,24	3,79	0,20
Fe ₂ O ₃	2,33	2,96	3,34	—	3,08	3,04	2,34	1,38
SiO ₂	30,06	31,24	30,93	32,11	28,86	24,52	30,60	30,31
ZrO ₂	2,08	1,62	1,40	2,31	1,50	1,18	2,36	2,24
TiO ₂	—	30,40	29,51	29,44	29,42	31,36	22,92	33,52
Nb ₂ O ₅	} 38,24	6,56	7,71	} 5,74	} 8,32	} 10,00	} 7,47	} 5,92
Ta ₂ O ₅		0,56	0,50					
P ₂ O ₅	—	—	—	0,60	—	—	не обл.	0,28
H ₂ O ⁺	4,17	5,37	6,46	4,17	9,30	9,35	7,92	4,74
H ₂ O ⁻	6,03	6,13	6,06	6,03	9,52	10,69	3,74	4,87
F	—	—	—	—	—	—	—	0,74
Сумма	99,63	100,28	99,53*	99,06	100,31	100,38	100,53	100,04
-O=F ₂ (Cl ₂)	—	—	0,04	—	—	—	—	0,31
	—	—	99,49	—	—	—	—	99,73
Ул. в.	2,64	2,763	2,769	2,883	2,475	2,472	—	2,85

* В том числе Cl — 0,19.

1 — р. Чингисуай, анал. Борнеман-Старынкевич [1]; 2 — г. Сенгисхорр, анал. Бурова [16]. 3 — г. Пункаруай, анал. Бурова [8, 16]; 4 — р. Чингисуай, анал. Борнеман-Старынкевич [18]. 5—7 — измененный мурманит (5 и 6 — г. Пункаруай, анал. Бурова [16, 19]; 7 — г. Карнасурт; анал. Бурова [8]); 8 — г. Кедькверпахк, анал. Забавникова [7].

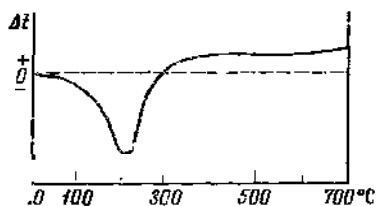
Диагн. исп. В HCl и H₂SO₄ легко растворяется с выделением скелета кремнезема. П.п.тр. легко сплавляется. Температура плавления 750—800° [7].

Повед. при нагр. [7, 18]. На кривой нагревания (фиг. 265) (для оригинала анализа 9) имеется основной эндотермический прогиб с максимумом

около 200° , связанный с выделением большей части воды из минерала. Небольшой прогиб при 270° , обнаруженный на дифференциальной термогравиметрической кривой, указывает на второй этап выделения воды (отражает двоякое положение воды в структуре мурманита).

Наход. Известен в трех массивах щелочных пород — Ловозерском, Хибинском (Кольский п-ов) и в массиве Илимаусак (Гренландия). Наиболее широко распространен в Ловозерских тундрах [5, 8, 10, 11], является породобразующим минералом мурманитовой разновидности люавритов [20], известен в урритах [21], в нормальных люавритах, в эгириномурманитовом порфирите, иногда в фойяите (горы Пункаруайв, Суолуайв).

Фиг. 265. Кривая нагрева
мурманита
(по Соколовой и др.)



В этих породах мурманит ассоциируется с калиевым полевым шпатом, нефелином, эгирином, часто с содалитом, арфведсонитом, эвдиалитом и лампрофиллитом. Отмечен в порфиридных щелочных породах г. Куанефельд, Илимаусак, Гренландия [6]. Также наблюдается в жильных породах Ловозерских тундр: уррите (Нинчурт, Маннепахк), содалит-нефелиновом сиените (р. Чинглусуай) и тавите. В Хибинских тундрах (г. Рисчорр) обнаружен в жильном микрофойяите. Является характерным минералом ряда пегматитовых жил Ловозерских тундр, но в пегматитах встречается реже, чем в породах. Пегматитовые жилы, генетически связанные с лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, всегда содержат больше мурманита, чем пегматиты меланократовых пород. В полнодифференцированных пегматитовых телах мурманит наблюдается во внешних мелкозернистых полевошпат-эгириновых зонах, реже в центральных частях, сложенных в основном натролитом. В слабодифференцированных пегматитах мурманит приурочен к центральным частям, богатым эгирином II. Пегматиты со значительным содержанием мурманита приурочены к содалит-нефелиновому сиениту или к тавиту (гора Пункаруайв, р. Чинглусуай, цирки Сенгисчорра, Ангвундасчорра и Раслака). Мурманит образует пойкилитовые включения в содалите, нефелине, эвдиалите, рамзаите; цементирует нефелин, содалит, лампрофиллит, рамзаит, К-полевошпат, арфведсонит и эгирин [1]. Ассоциируется также с цеолитами, нелтунитом, уссингитом [22]. Выделялся в конце пегматитовой и в начале пегматоидной фаз. Встречается в полевошпат-эгириновых, уссингитовых и альбитовых пегматитах [16]. Встречен также на горах Карнасурт и Кедыкверпахк.

В составе пегматитов Хибинских тундр встречен в ринколит-эвдиалитовой жиле (жила Черника) на Индичвумчорре с эвдиалитом, лампрофиллитом и шизолитом, также на Эвдиалитовой перемычке Кукисвумчорра и в приконтактной зоне (Маннепахк, Тахгарвумчорр). Наблюдается в пегматитах ийолит-уртитового комплекса г. Юкспор в тесном парагенезисе с лампрофиллитом [1] и на горах Кукисвумчорр, Расвумчорр [7].

Допускается, что основная масса мурманита образовалась за счет ломоносавита при воздействии на него гидротермальных растворов или поверхностных вод [7, 8]; по Герасимовскому [23], образуется из остаточного расплава, обогащенного водой.

Изм. Сравнительно легко изменяется. Превращается в белянкинит [7, 17, 24] и различные охры, состоящие в основном из гидроокислов титана (лейкоксен) и ниобия [25]; некоторые окристые продукты выветривания мурманита обогащены марганцем, железом, цирконием и барием. При гидротермальном изменении образуются псевдоморфозы лабунцовита по мурманиту [26].

Практ. знач. Может быть использован для извлечения ниобия.

Отл. От ломоносовита отличается по цвету, меньшему уд. весу, слабому плеохроизму, отсутствию фосфора и по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния мурманита из Ловозерского массива [27]

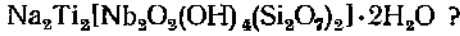
FeK _{αβ} -излучение, D=57,3 м.м.							
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	l	d
	5	13,50		1	2,78	2	1,718
001	10	11,00		1	2,66	3	1,635
002	8	5,65		1	2,50	3	1,594
	4	4,20	005	5	2,28	1	1,514
003	7	3,80	006	2	1,894	2	1,437
	3	3,16		1	1,827	2	1,342
004	10	2,86		2	1,759		

Л и т е р а т у р а

1. Гуткова Н. Н. ДАН ССР, 1930, сер. А, 731.
2. Халилов А. Д., Макаров Е. С. Геохимия, 1966, № 3, 259; 1963, № 7, 673.
3. Халилов А. Д., Мамедов Х. С., Макаров Е. С., Пьянзина Л. Я. ДАН СССР, 1965, 161, № 6, 1409; Халилов А. Д., Макаров Е. С., Мамедов Х. С., Пьянзина Л. Я. ДАН СССР, 1965, 162, № 1, 179.
4. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 271.
5. Герасимовский В. И. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 398.
6. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. Изд-во «Наука», 1969, 70.
7. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Рудницкая Е. С., Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 22; Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Рудницкая Е. С., Органова П. И. Сб. «Вопросы однородности и неоднородности минералов». Изд-во АН СССР, 1972, 174.
8. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 345.
9. Куплетский Б. М. ДАН СССР, 1930, сер. А, 333.
10. Еськова Е. М. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 110.
11. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 170.
12. Поляков А. И., Кат Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73.
13. Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 125.
14. Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. Геохимия, 1965, № 5, 571; Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. Геохимия, 1963, № 1, 30; Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. Геохимия, 1963, № 12, 1120.
15. Забавникова Н. И. Сб. «Методы химического анализа и химический состав минералов». Изд-во «Наука», 1967, 69; Сб. «Методы химического анализа и состав минералов». Изд-во «Наука», 1970.
16. Герасимовский В. И. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 5.
17. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962, 123.
18. Борнеман-Старынкевич И. Д. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 66.
19. Бузова Т. А. Тр. Кольской базы АН СССР, 1936, вып. 2, 15.
20. Буссен И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд. «Апатиты», 1962, вып. 2, 61.
21. Золотарь М. Л., Сахаров А. С. Редкие металлы, 1936, № 2, 37.
22. Герасимовский В. И. Редкие металлы, 1936, № 4, 37.

23. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1950, 70, № 1, 83.
 24. Герасимовский В. И., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1950, 71, № 5, 925.
 25. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41.
 26. Семенов Е. И., Бурова Т. А. ДАН СССР, 1955, 101, № 6, 1113.
 27. Семенов Е. И., Органова Н. И., Кухарчик М. В., Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 925.

Эпистолит Epistolite

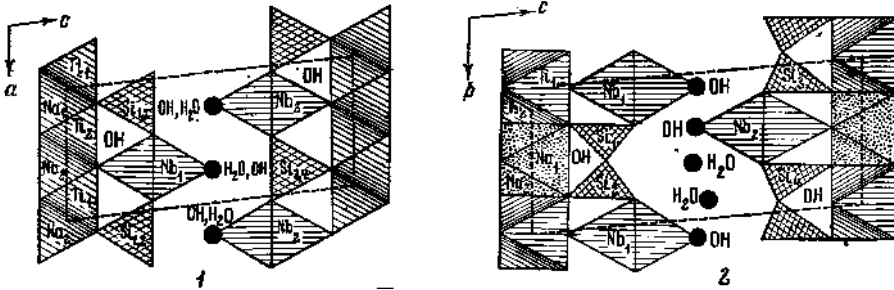


Назван от греч. *ἐπιστολή* (эпистоле) — письмо — в связи с прямоугольной формой кристаллов и белым цветом впервые найденных выделений минерала (Бёггильд, 1899) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (иногда до $10 \times 7 \times 0,7$ см), агрегаты параллельно сросшихся прямоугольных изогнутых пластинок.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P1$; $a_0 = 5,41$, $b_0 = 7,08$, $c_0 = 12,07$ Å; $\alpha = 103^\circ 03'$, $\beta = 96^\circ 06'$; $\gamma = 88^\circ 36'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7641 : 1 : 1,7048$; $Z = 1$ (Халилов, Макаров, 1966) [2].

Структура эпистолита сходна со структурой мурманита [2]. В плоскости ab трехслойного пакета находится внедренный слой, состоящий из соединенных общими ребрами кислородных октаэдров, которые заполнены



Фиг. 266. Структура эпистолита
(по Халилову и Макарову)

1 — в проекции на (010); 2 — в проекции на (100)

упорядоченно Na и Ti. Внешние слои пакета представляют анионные сетки, включающие NbO_6 -октаэдры и кремнекислородные диортогруппы Si_2O_7 (фиг. 266). Молекулы воды и гидроксильные группы находятся между слоями структуры на внешних вершинах NbO_6 -октаэдров. Слои соединяются

Фиг. 267. Кристалл эпистолита
из Юлианехааб
(по Бёггильду)



водородными связями. Ti входит в катионную сетку, а Nb — в анионную, изоморфизм между ними отсутствует.

Кристаллы очень редки и несовершенны; уплощены по (001) (фиг. 267). (Бёггильдом [1], считавшим минерал моноклинным, они измерены лишь приближенно).

Ориентировочно Бёггильдом вычислено отношение осей $a : b : c = 0,803 : 1 : 1,206$, $\beta = 105^{\circ}15'$ и приведены двугранные углы (средние):

$$\begin{array}{ll} cp (001):(110) = 78^{\circ} & co (001):(011) = 49^{\circ}20' \\ pp (110):(\bar{1}10) = 102^{\circ}30' & cr (001):(504) = 50^{\circ}20' \end{array}$$

На основе этого отношения осей в справочнике Хинце — Линка приведена таблица значений φ и ρ для граней, наблюдавшихся Бёггильдом. Сопоставить эти данные с триклинной установкой точно не удается. По-видимому, соотношение принятых здесь символов в новой триклинной установке по Халилову и др. (Н.) с символами в морфологической установке Бёггильда (Б.) следующее:

Н. с 001	ρ 320 или $\bar{1}50$, или $\bar{3}20$, или $\bar{1}50$	r 313	s $\bar{1}38$ или $\bar{1}36$	o $\bar{2}14$ или $\bar{2}14$
Б. с 001	ρ 110	r 504	s $\bar{1}02$	o 011

Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, по (110) отчетливая (в моноклинной установке) [1]. Уд. вес гренландского 2,885 [1], ловозерского 2,65 [3] (вычисл. 2,906). Очень хрупок, легко растирается пальцами. Тв. 1—1 $\frac{1}{2}$. Цв. белый, желтый, серый, коричневатый, на пл. (001) — серебрино-белый с перламутровым блеском. Прозрачен.

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двусный (—). Пл. опт. осей (010), $Nm=b$ [1]. У гренландского, по Бёггильду: $n_m=1,67$, $2V$ около 80° , $r > v$; по Ларсену: $n_g=1,682$, $n_m=1,650$, $n_p=1,610$, $2V$ около 80° , $r < v$; по Данс и Соренсену [4], эпистолит из Нунарсуатсьяка имеет $2V(-) = 83 \pm 5^{\circ}$, из Тугтуна (+) $84 \pm 2^{\circ}$. У ловозерского минерала n_g около 1,77, n_p (n_m) около 1,72, $2V$ около 60° [3].

Хим. Формула требует уточнения. Структурная формула Халилова [2] $Na_2Ti_2[Nb_2O_5(OH)_4(Si_2O_7)_2] \cdot 2H_2O$ не согласуется с данными анализов. Пересчет анализа 1 приводит к формуле $Na_5Nb_2TiSi_4O_{17}(OH) \cdot 5H_2O$, пересчет анализа 2 — к формуле $Na_4Nb_2TiSi_4O_{17} \cdot 6H_2O$.

Анализы:

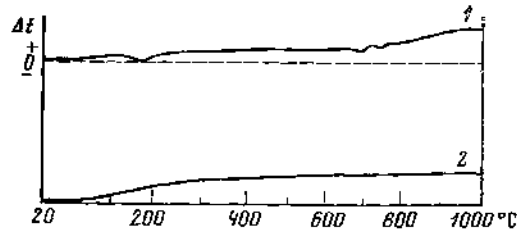
	1	2	3	1	2	3	
Na ₂ O	17,59	13,79	4,97	ZrO ₂	Не обв.	—	Не обв.
K ₂ O	сл.	1,03	0,70	Nb ₂ O ₅	33,56	30,81	31,40
BeO	—	0,29	—	Ta ₂ O ₅	Не обв.	0,22	0,90
MgO	0,13	0,28	Не обв.	P ₂ O ₅	—	—	2,10
CaO	0,77	0,59	Не обв.	H ₂ O ⁺	9,26	} 10,78	7,35
MnO	0,30	0,10	1,20	H ₂ O ⁻	1,75		8,20
FeO	0,20	—	0,90	F	1,98		
CuO	—	0,34	—				
Al ₂ O ₃	—	0,61	2,05	Сумма	100,35	99,51	99,92
Fe ₂ O ₃	—	1,44	—	— O—F ₂	0,83		
SiO ₂	27,59	29,09	25,60				
TiO ₂	7,22	10,14	14,55		99,52		

1 — Кангердлуарсук, Гренландия, анал. Христенсен [1]; 2 — г. Накалак, Гренландия, анал. Новоросова [5]; 3 — Пункаруайв, Ловозерский массив, анал. Кухарчик [3].

Повед. при нагр. На кривой нагревания ловозерского эпистолита (фиг. 268) имеются небольшие эндотермические понижения при 160, 680 и 740°; основная потеря воды соответствует первой остановке [3]. Для гренландского отмечалась постепенная потеря воды (общая потеря при 400° 9,47%) [6]. По данным Семенова [5], на кривой нагревания эпистолита из Илимаусака наблюдаются эндотермические прогибы около 200° (потеря воды) и 630°.

Находж. Очень редкий минерал массивов нефелиновых сиенитов. В Гренландии (Кангердлуарсук, г. Накалак) [1, 5] встречается в пегматитах и в скоплениях массивного альбита в ассоциации с содалитом, уссингитом, эгирином, шизолитом, стенструпином, чкаловитом, сфалеритом, ринкитом

Фиг. 268. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) ловозерского эпистолита (по Семенову и др.)



(включения эпистолита в ринките), полилитионитом (характерна взаимно-параллельная ориентировка листочков). В Ловозерских тундрах [3] встречен в уссингитовых пегматитах с альбитом, микроклином, содалитом, арфведсонитом, эгирином, стенструпином, эвдиалитом, сфалеритом, ринкитом, полилитионитом.

Изв. Замечается лейкоксеном, ненадкевичитом, герасимовскитом; наблюдались псевдоморфозы по эпистолиту пирохлора, нептунита и белого неизвестного Nb- силиката [5].

Межплоскостные расстояния эпистолита из Ловозерского массива [3]

CuK_α-излучение, D=57,3 мм

l	d (ÅK)	l	d	l	d	l	d
4	5,86	1 1/2	3,38	3 1/2	2,18	3	1,630
1 1/2	5,39	10	2,98	<1	2,06	<1	1,591
8	4,40	4	2,75	<1	1,898	1 1/2	1,495
1 1/2	4,06	3 1/2	2,60	6	1,804	<1	1,339
1	3,67	1 1/2	2,38	1	1,712	<1	1,193

Л и т е р а т у р а

1. Boeggild O. B. Medd. Grønland, 1899, 24, 183.
2. Халилов А. Д., Макаров Е. С. Геохимия, 1966, № 3, 259.
3. Семенов Е. И., Органова Н. И., Кухарчик М. В. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 925.
4. Даня М., Sørensen H. Medd. Grønland, 1959, 162, Nr. 5, 31.
5. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. Изд-во «Наука», 1969, 68.
6. Zambonini F. Atti Reale Accad. sci., fis. mat., Napoli, [22]1910, 14, No 1, 67.

ГРУППА ХАРАДАИТА

Харадаит	SrV {Si ₂ O ₇ }
[Иннэлит]	Ba ₂ Na (Ti, Mn) ₃ [(O, OH, F) ₂ (S, Si) O ₄ Si ₂ O ₇]P
[Иошимураит]	(Ba, Sr) ₂ (Mn, Fe, Mg) ₂ (Ti, Fe) [(O, OH, Cl) ₂ (S, P, Si)O ₄ Si ₂ O ₇]

	Символия	a ₀	b ₀	c ₀	α	β	γ	Уд. в.
Харадаит	Ромб.	7,06	14,64	5,33	—	—	—	3,8
[Иннэлит]	Трикл.	5,38	7,14	14,76	99°	95°	~90°	3,9
[Иошимураит]	»	7,00	14,71	5,39	93°30'	90°12'	95°18'	4,1

До настоящего времени расшифрована только структура харадаита [1]. По Халилову [2], иннэлит и иошимураит имеют структуру типа ломоносо-вита. Штрунц [3] отметил изотипию иннэлита и иошимураита и некоторое сходство параметров их элементарных ячеек с таковыми лампрофиллита

и сейдозерита. Более сходны параметры ячеек иошимураита [4] и иннэли-та [5] с параметрами ячейки харадаита [1], поэтому иннэлит и иошимураит, несмотря на резкое отличие их состава от состава харадаита и принадлежность к триклинной сингонии, отнесены условно в группу харадаита.

Л и т е р а т у р а

1. Takéuchi Y., Josswig W. Mineral. J., Japan, 1967, 5, No. 2, 98.
2. Халилов А. Д. Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр., 1967, № 4, 82.
3. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1962, H. 11—12, 260.
4. Watanabe T., Takéuchi Y., Ito J. Mineral. J., Japan, 1961, 3, No. 3, 156.
5. Краченко С. М., Власова Е. В., Казикова М. Е., Илюхин В. В., Абришев К. ДАН СССР, 1961, 141, № 5, 1198.

Харадаит Haradaite



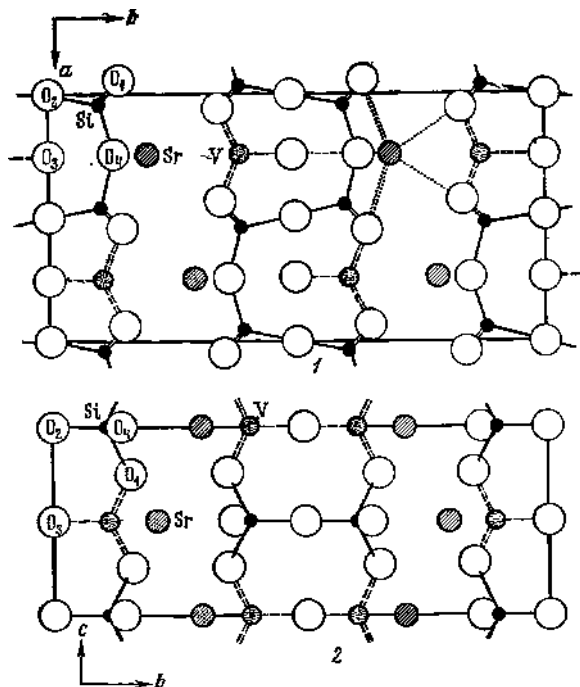
Назван по имени японского минералога проф. Ц. Харада (Иошимура и др., 1963) [1].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы (до 5 см).

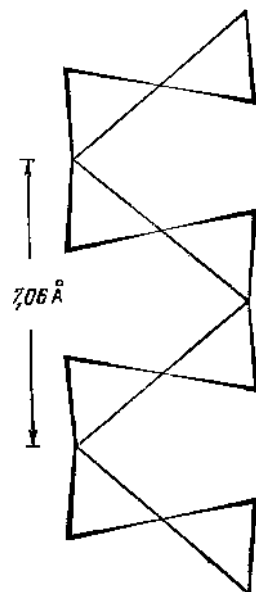
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} — Атит; $a_0 = 7,06$, $b_0 = 14,64$,

$c_0 = 5,33$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,480 : 1 : 0,368$; $Z = 4$ (Такеучи и Джосвич) [2].

Структура (фиг. 269 и 270) характеризуется цепочками Si_4O_{12} нарсарсукитового типа, ориентированными параллельно оси a ; эти цепочки связаны между собой атомами V и образуют слои, аналогичные слоям в лампрофиллите и астрофиллите (места Ti в харадаите занимают атомы V). В отличие от структур лампрофиллита и астрофиллита в структуре харадаита слои двойные. В цепочках Si_4O_{12} различаются атомы O, образующие



Фиг. 269. Структура харадаита (по Такеучи и Джосвичу)
1 — проекция на (001);
2 — проекция на (100)



Фиг. 270. Мотив структуры харадаита — цепочки $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ (по Такеучи и Джосвичу)

мостики Si—O—Si двух типов: в одних мостиках угол Si—O—Si равен 180° и расстояния Si—O равны $1,578 \text{ \AA}$, в других угол Si—O—Si составляет 150° и расстояние Si—O = $1,664 \text{ \AA}$; остальные расстояния Si—O = $1,588 \text{ \AA}$. Атомы V окружены пятью атомами O при четырех расстояниях V—O = $1,98$ и одном, значительно меньшем, $1,573 \text{ \AA}$. По отношению к атомам Sr, расположенным между слоями, ближайшими являются 11 атомов O: четыре расстояния Sr—O равны $2,66_9$, четыре $2,83_3$, два $2,851$ и одно $3,016$. Расстояния O—O в SiO₄-тетраэдрах $2,57$ — $2,69$ (в среднем $2,62_5$), в V-полиэдрах: $2,63_8$, $2,70_1$ и $2,90_8$ [2].

Зерна уплощены по (010).

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) и (001) отчетливая. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. вес. $3,80$ (вычисл. $3,85$). Цв. ярко-зеленый. Черта бледно-зеленая. Бл. стеклянный.

Микр. В шлифах в прох. свете плесохроирует: по Ng — сине-зеленый, по Nm — бесцветный до светло-желтовато-зеленого, по Np — бесцветный до зеленоватого. Двуосный (+); Ng = a, Nm = b, Np = c [2], $n_g = 1,734$, $n_m = 1,721$, $n_p = 1,713$; $n_g - n_p = 0,021$; 2V около 75° ; дисперсия $r < v$, очень сильная [1].

Хим. Теор. состав: SrO — $33,75$, VO₂ — $27,05$ (V₂O₅ — $12,22$, V₂O₃ — $14,83$), SiO₂ — $39,20$. Анализ минерала из рудника Ямато (анал. Ито) [1]: Na₂O — $0,01$, K₂O — $0,04$, CaO — $1,27$, BaO — $4,90$, SrO — $27,08$, MnO — $0,19$, FeO — $0,12$, Al₂O₃ — $0,36$, VO₂ — $26,16$, SiO₂ — $38,38$, TiO₂ — $0,06$, Cu — $0,20$, Pb — $0,02$, H₂O⁺ — $1,24$, H₂O⁻ — $0,20$; сумма $100,23$. Sr частично изоморфно замещен Ba (Sr : Ba около $8,1 : 1$).

Находж. Редок, установлен лишь в двух марганцовых месторождениях Японии: Нода-Тамагава (префектура Ивате) и Ямато (префектура Кагосима). Содержится в кварцевых жилах, секущих выделения родонита и марганцового голдманита в Ямато и родонита в Нода-Тамагава; в первом из этих месторождений сопровождается марганцовым роскозитом.

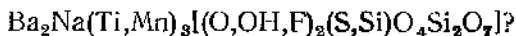
Отл. Наиболее интенсивные линии порошкограммы: $3,66$ (10—040), $7,33$ (6—020), $3,20$ (5—131), $3,24$ (3—140), $2,563$ (2—051), $2,303$ (2—310, 160).

Искусств. Синтезирован Ито [3].

Л и т е р а т у р а

1. Yoshimura T., Momoi H., Watanabe T., Kato A., Ito J., Hukuda K. J. Min. Soc. Japan, 1963, 6, 116.
2. Takéuchi Y., Joswig W. Min. J., Japan, 1967, 5, No. 2, 98.
3. Ito J. Min. J., Japan, 1965, 4, 299 (по указанию Такеучи и Джосвича).

Иннэлит Innelite



Назван по месту находки в массиве Инагли — по-якутски Иннэли (Кравченко и др., 1961) [1].

Синон. Иннэлит.

Характ. выдел. Пластинчатые выделения величиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, радиально-лучистые сростки, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. C₁—P1; $a_0 = 5,38$, $b_0 = 7,14$, $c_0 = 14,76 \text{ \AA}$; $\alpha \approx 99^\circ$, $\beta = 95^\circ$, $\gamma \approx 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,75 : 1 : 2,06$ (Кравченко и др.) [1, 2]; Z = 2 (при формуле по Штрунцу [3]). Халилов [4] предполагает структурное сходство с ломоносовитом. Кристаллы несовершенные, пластинчатые

по (010), образованы гранями (010) и (001); наблюдались также три грани пояса [100].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (110) и (110) несколько менее совершенная (измеренный угол между плоскостями спайности равен $100 \pm 5^\circ$, вычисленный $105^\circ 47'$); сп. по (001) средняя. Хрупок. Микротвердость 435 кг/мм^2 . Уд. в. 3,96. Цв. желтый, коричнево-желтый, бледно-желтый. Бл. на плоскостях спайности стеклянный, на изломе слабый, жирный. В тонких пластинках прозрачен.

☒ Слабо магнитен. Пьезоэффект положительный.

Микр. В шлифах в прох. свете слабый плеохроизм: по Np и Nm — светло-желтый, бесцветный, по Ng — светло-буровато-желтый. Двусный (+). Плоскость оптических осей образует угол около 12° с плоскостью (001), в разрезе по (001) Ng параллельна третицам спайности по (010); с нормалью к (001) Ng образует угол 88° , Nm — 12° , Np — 77° . У минерала из массива Инагли [1, 2]: $n_g = 1,766$, $n_m = 1,737$, $n_p = 1,726$, $2V = 82 \pm 2^\circ$ (Na), дисперсия $r > v$, сильная; в разрезах, параллельных (001), наблюдаются аномальные сизоватые интерференционные цвета. У иннэлита из других мест Южной Якутии n_g и $2V$ меньше: $n_g = 1,754$, $n_p = 1,726$, $2V$ (+) $70-75^\circ$ [2].

В шлифах наблюдаются полисинтетические двойники.

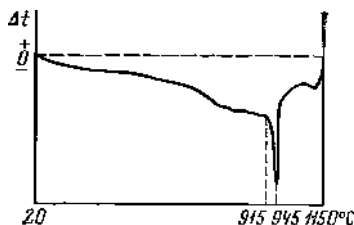
Хим. Состав сложный. По Кравченко и др. [1], формула $(\text{Na}_{2,33}\text{Ca}_{0,16}\text{Mg}_{0,27}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Fe}_{0,11}^{2+})_{2,97}(\text{Ba}_{8,69}\text{K}_{0,20}\text{Mn}_{0,19})_{4,08}(\text{Ti}_{2,96}\text{Al}_{0,06})_{3,02}\text{Si}_4\text{O}_{24}(\text{OH}_{1,25}\text{F}_{0,27})_{1,53} \cdot 1,15\text{S}$ или, возможно, $(\text{Ba}, \text{K}, \text{Mn})_4(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ti}, \text{Al})_3\text{Si}_4\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_{1,5} \cdot n\text{Na}_2\text{SO}_4$. Шрунц [3] предложил формулу $\text{Ba}_2(\text{Na}, \text{K}, \text{Mn}, \text{Ti})_2\text{Ti}[(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2(\text{S}, \text{Si})\text{O}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$, Поваренных [5] — $\text{Na}_2\text{Ba}_4\text{MgTi}_3[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SO}_4]\text{O}_4(\text{OH})_2$, Халилов [4] — $\text{Na}_2\text{MgTiO}_4[\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_3][\text{Ba}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_2]$.

Анализ (анал. Казакова) [1, 2]: $\text{Na}_2\text{O} - 5,63$, $\text{K}_2\text{O} - 0,72$, $\text{MgO} - 0,83$, $\text{CaO} - 0,72$, $\text{BaO} - 44,16$, $\text{MnO} - 1,04$, $\text{FeO} - 0,57$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,23$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,66$, $\text{SiO}_2 - 18,78$, $\text{TiO}_2 - 18,50$, $\text{SO}_3 - 7,19$, $\text{F} - 0,40$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,88$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0,09$; сумма $100,40 - 0,17 = 100,23$.

Отмечается [6] также содержание редкоземельных элементов цериевой группы (0,77% TR_2O_3), среди которых резко преобладает La ($\text{La}_{61}\text{Ce}_{31}\text{Nd}_{4,7}$). Спектральным анализом установлены Nb и Sr (0,0n%), Zr, V (0,0n%) и Cu (0,00n%) [1].

Диагн. исп. Почти не растворим в HCl, HNO₃ и H₂SO₄. Легкоплавок.

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеется эндотермический пик при $915-945^\circ$ (фиг. 271).



Фиг. 271. Кривая нагревания иннэлита (по Кравченко и др.)

Наход. Очень редок. Встречен лишь на юге Якутской АССР в массиве Инагли [1, 2, 7] в щелочных пегматитах, залегающих в дунитах, приурочен к натролит-альбитовым гнездам и пустотам, сопровождается рамзанитом и батиситом. Установлен также в протолочках пуласкистов массива Инагли, малиньитов Якокутского массива и меланитовых сиенитов гольца Ефим [1, 2].

Межплоскостные расстояния ионизита [7]*

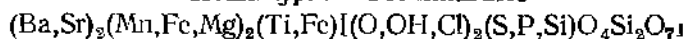
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	4,37	4	3,12	6	2,82	2	2,26	3	2,08
3	3,34	9	2,92	10	2,69	10	2,15	2	2,01
								1	1,84
								1	1,61

* По указанию авторов, первоначально [1, 2] были опубликованы данные неверной порошковой диаграммы.

Л и т е р а т у р а

1. Кравченко С. М., Власова Е. В., Казакова М. Е., Игловин В. В., Абрашев К. ДАН СССР, 1961, 141, № 5, 1198.
2. Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 14, 68, 88 и 120.
3. String H. N. Jb. Min. Monatsh., 1962, H. 11—12, 260.
4. Халилов А. Д. Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр., 1967, № 4, 82.
5. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Изд-во «Научкова думка», 1966, 318.
6. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Геохимия, 1960, № 7, 618.
7. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.

Иошимураит Yoshimuraite



Назван по имени японского минералога проф. Т. Иошимура (Ватанабе, 1959) [1].

Характ. выдел. Таблитчатые и слюдоподобные выделения до 5 см в длину [2], редко — кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 7,00$, $b_0 = 14,71$, $c_0 = 5,39$ Å, $\alpha = 93^\circ 30'$, $\beta = 90^\circ 12'$, $\gamma = 95^\circ 18'$ (все углы $\pm 12'$), $a_0 : b_0 : c_0 = 0,476 : 1 : 0,366$ (Ватанабе и Такеучи для минерала из Нода-Тамагава [2]); $a_0 = 7,01$, $b_0 = 14,68$, $c_0 = 5,38$ Å, $\alpha = 93^\circ 30'$, $\beta = 90^\circ 12'$, $\gamma = 95^\circ 18'$ (все $\pm 12'$), $a_0 : b_0 : c_0 = 0,477 : 1 : 0,366$ (из рудника Тагути, Хироватари и Исоне) [3]; $Z = 2$. Халилов [4] предполагает структурное сходство с ломоносовитом.

Кристаллы таблитчатые по (010); наблюдались грани $b(010)$, $m(130)$, $M(1\bar{3}0)$, $d(031)$, $D(0\bar{3}1)$ [5].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (101) и (10 $\bar{1}$) менее совершенная. Хрупок. Тв. 4½. Уд. вес 4,13 [2], 4,19 [3] (вычисл. 4,21 при параметрах по Ватанабе и Такучи). Цв. темно-бурый, оранжево-бурый. Пьезоэлектрического эффекта не дает.

Микр. В шлифах в прох. свете плеохроирует: по Ng — бурый, по Nm — оранжево-бурый, по Np — ярко-желтый; $Np < Nm < Ng$. Двусосный (+); Ng почти || оси c , Np почти || оси a ; $n_g = 1,785$, $n_m = 1,777$, $n_p = 1,763$; $2V = 85 - 90^\circ$ (у оригинала анализа 1); $n_p = 1,794$, $n_p = 1,768$, $2V$ около 80° (у оригинала анализа 2); $r > v$.

В шлифах характерны полисинтетические двойники по (010).

Хим. Состав сложный, по Ватанабе и др. [2, 3], отвечает формуле $A_2B_2(\text{Ti}, \text{Fe})\text{O}(\text{Si}_2\text{O}_7)[(\text{P}, \text{S})\text{O}_4](\text{OH})$, где $A = \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Na}$; $B = \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}$ и Zn . Штрунц [6] предложил сходную формулу: $(\text{Ba}, \text{Sr})_2(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Ti}, \text{Fe})[(\text{OH}, \text{Cl})_2(\text{S}, \text{P}, \text{Si})\text{O}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$, Поваренных [7] — формулу $\text{Ba}_4\text{Mn}_4\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SO}_4]\text{O}_4(\text{OH})_2$, Халилов [4] — $\text{Mn}_4\text{O}_4[\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Ba}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_2]$.

Анализы:								
	1	2	1	2	1	2		
Na ₂ O	0,16	0,10	MnO	17,61	15,83	SO ₃	5,40	3,84
K ₂ O	0,03	0,01	FeO	1,47	3,16	Cl	0,41	—
MgO	0,56	0,31	Al ₂ O ₃	—	0,21	H ₂ O	2,34	1,06
CaO	—	1,45	Fe ₂ O ₃	1,32	3,48	Сумма	100,19	99,88
ZnO	0,50	—	SiO ₂	18,25	17,20	—O=Cl ₂	0,09	—
SrO	4,62	3,03	TiO ₂	10,00	7,47		100,10	
BaO	33,51	38,11	P ₂ O ₅	3,98	4,62	Уд. в.	4,13	4,19

1— Нода-Тамагава, анал. Ито [2], 2 — Туагути, анал. Исоно [3].

Нахожд. Очень редок. Обнаружен лишь в двух местах в Японии в щелочном пегматите, секущем марганцовые залежи Нода-Тамагава (префектура Ивате), и в марганцовом месторождении Тагути (префектура Аицти) [2].

Отл. От внешне сходных астрофиллита и лампрофиллита отличим надежно лишь по хим. анализам и рентгенограммам; показатели преломления несколько выше, чем у астрофиллита; уд. вес и $2V$ выше, чем у лампрофиллита.

Межплоскостные расстояния ношимуранта из Японии [2]

CuK_α-излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
010	1	14,8	140	4	3,13	132	2	2,15
011	6	4,90	131	4	3,05	212; 301	2	2,13
101	2	4,28	041; 201	10	2,94	212; 161	3	2,11
101; 021	2	4,22	211	2	2,88	142; 222	2	2,10
111; 111	4	4,11	321; 141	6	2,78	212	2	2,07
111	3	3,99	002	4	2,71	222	2	2,06
031	3	3,71	240	2	2,65	331	1	2,03
210	2	3,45	012	2	2,62	152	1	1,992
131	10	3,40	231	2	2,42	033; 043	1	1,649
140; 210	2	3,34	241	3	2,24	421; 213	2	1,595
130	6	3,24	061	2	2,17			

Индексы даны по ASTM, 13 — 564.

Л и т е р а т у р а

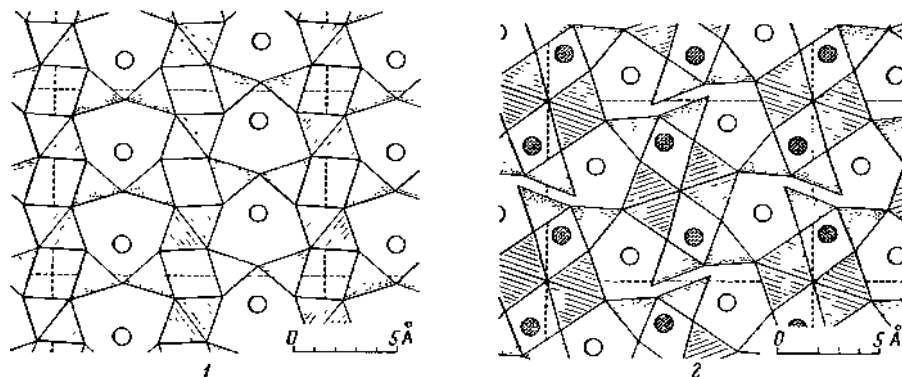
1. Watanabe T. Min. J., Japan, 1959, 2, No. 6, 408 (первое упоминание).
2. Watanabe T., Takéuchi Y., Ito J. Min. J., Japan, 1961, 3, No. 3, 156 (основная работа).
3. Hirowatari F., Isono K. J. Min. Soc. Japan, 1963, 6, 230 (текст японский; по реферату Min. Abstr., 1966, 17, No. 7, 694).
4. Халилов А. Д. Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр., 1967, № 4, 82.
5. Introduction to Japanese Minerals. Tokyo, 1970, 73.
6. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1962, H. 11—12, 260.
7. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Изд-во «Наукова думка», 1966, 318.

СТРУКТУРА ТИПА ИЛЬВАИТА

ГРУППА ИЛЬВАИТА

	Символия	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	Уд. в.	
Лавсонит	CaAl ₂ [Si ₂ O ₇](OH) ₂ ·H ₂ O	Ромб.	8,83	13,20	5,80	3,1
Ильваит	CaFe ₂ ²⁺ Fe ³⁺ [Si ₂ O ₇]O(OH)	»	8,80	13,05	5,85	3,8—4,1

Группа выделена на основании изоструктурности (гомеотипии). Впервые на сходство структур ильваита и лавсонита обратил внимание Штрунц в 1937 г. [1]. Структуры обоих минералов [2, 3] характеризуются наличием диортосиликатных групп, перпендикулярных оси c — направлению удлинения кристаллов. Вдоль этого направления тянутся колонки из октаэдров, соединенных ребрами: одинарные колонки из AlO_6 -октаэдров в лавсоните,



Фиг. 272. Сопоставление структур лавсонита (1) и ильваита (2)
(по Готтарди)

Полые кружки — Ca, заштрихованные — Fe

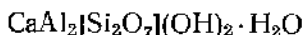
двойные колонки из $Fe^{3+}O_6$ -октаэдров в ильваите [2, 4] (фиг. 272); подробное описание структур см. на стр. 683 и 693; a_0 и b_0 минералов группы сходны с аналогичными параметрами анортита и ортоклаза [1].

Несмотря на близость структур, никакого сходства в свойствах, составе и генезисе ильваита и лавсонита нет.

Л и т е р а т у р а

1. Strunz H. Zs. Krist., 1937, 96, 504.
2. Бедов И. В., Мокеева В. И. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1954, вып. 9, 47.
3. Руманова И. М., Скипетрова Т. И. ДАН СССР, 1959, 124, № 2, 324.
4. Gottardi G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1968, 12, H. 2—3, 129.

Лавсонит Lawsonite



Назван в честь А. Лоусона (Лавсона) — профессора Калифорнийского университета (Рэнсом, Пэлэч, 1894).

Синон. Лоусонит, лосонит, лавзонит, лаусонит.

Характ. выдел. Зерна, мелкие кристаллы (по Трёгеру, также волокнистые агрегаты).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} — *Стт* (Руманова, Скипетрова, 1959) [1].

Первоначально Госпером и Мусгнутом (1931) [2] на основании рентгеновского исследования была определена принадлежность лавсонита к центросимметричной пространственной группе D_{2h}^{17} . В 1947 г. Викман [3] отнес лавсонит к группе $D_2^5-C222_1$. В 1959 г. Пабст [4] сделал вывод о более высокой «сложной» симметрии лавсонита, объяснив ее эффектом Темплетона. Руманова и Скипетрова [1] на основании отсутствия пьезоэффекта и распределения электронных плотностей на рентгенограммах вращения a , b , c и развертки слоевой линии вокруг b

пришли к выводу, что структура имеет центр симметрии и относится к пространственной группе D_{2h}^{17} —*Cm*. Тем не менее в справочниках (Дир и др., 1965), а также в отдельных работах (Писториус, 1961) [5] продолжали цитироваться данные Викмана (1947) [3] и Пабста (1959) [4]. В 1960 г. Руманова и Белов [6] указали, что структура лавсонита имеет центр симметрии и поэтому не может служить примером проявления ложной симметрии и эффекта Темплетона; Пабст (1961) согласился с этими выводами [4].

Значения параметров элементарной ячейки лавсонита, установленные разными авторами, несколько колеблются; причина этого не выяснена. При рентгеновском изучении принимались различные установки кристаллов, что привело к противоречивым данным в справочниках.

Значения параметров ячейки (в Å) в установках разных авторов:

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение, № хим. анализа	Авторы
8,85	13,22	5,87	0,677:1:0,450	—	Штрунц, 1937 [7]
8,786	13,134	5,848	0,669:1:0,445	Тибурон, Калифорния	Дэвис, Пабст, 1960 [8]
8,787	13,127	5,842	0,669:1:0,445	Блэк Гарденс, Калифорния; anal. 5.	
8,793	13,134	5,848	0,670:1:0,446	Долина Форд, Калифорния	
8,786	13,134	5,848	0,669:1:0,446	»	
8,785	13,127	5,842	0,669:1:0,445	Куба	
8,785	13,126	5,842	0,669:1:0,445		
8,903	5,76	13,33	1,545:1:2,314	—	Викман, 1947 [3]
8,831	5,80	13,20	1,522:1:2,276	—	Руманова, Скипетрова, 1959 [1]
8,759	5,84	13,09	1,498:1:2,242	Капто, Япония	Секи, 1957 [9]
8,7875	5,836	13,123	1,506:1:2,250	Искусств.	Писториус, 1961 [5]
5,88	8,87	13,25	0,663:1:1,494	—	Госнер, Мусгнуг, 1931 [2]

$Z=4$.

Нами для лавсонита принята установка Штрунца 1937 г., отвечающая соотношению параметров $c_0 < a_0 < b_0$ и аналогичная установке ильванита; ей соответствуют и более простые символы граней. По Румановой и Скипетровой, в этой установке: $a_0 = 8,83$, $b_0 = 13,20$, $c_0 = 5,80$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,669 : 1 : 0,439$.

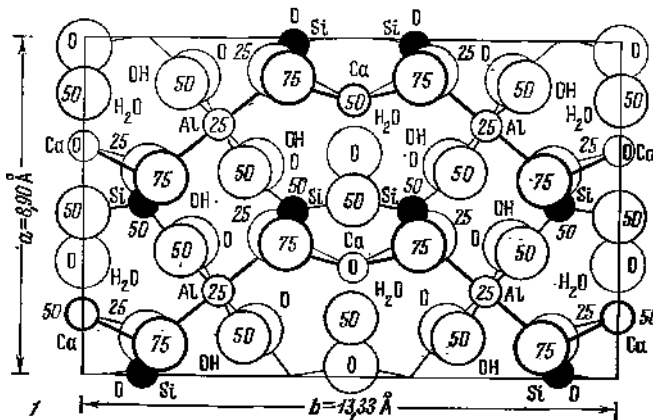
Соотношение различных установок и символов плоскостей спайности:

Авторы установки	Оси	Плоскости спайности		Авторы, принимавшие установку
		хорошей	несовершенной	
Штрунц, 1937 [7]	$a \ b \ c$	100	010 101	Донэй (1951), Суитнер (1951), Дэвис, Пабст, (1960), Грёгер (1958)
Госнер, Мусгнуг, 1931 [2]	$b \ c \ a$	010	001 110	Винчел (1953), Ларсен, Берман (1937, 1965)
Викман, 1947 [3]	$a \ c \ b$	100	001 101	Штрунц (1949, 1959, 1966), Ветехтия (1950), Секи (1957), Руманова, Скипетрова (1959), Писториус (1961), Дир, Хаун, Зусман (1962), Поваренных (1966), Готгарди (1968)
Рэнсом, Пэлэч (1895), морфологическая [10]	$b \ c \ a$	010	001 110	Шэлер (1905), Роджерс (1915), Гольдшмидт (1918), Хице-Ланк (1938), Лодочников (1941)

В ряде современных сводок и справочников указания на спайность, оптическую ориентировку и параметры ячейки не согласованы; так, в справочнике Дира и др. параметры указаны в установке Викмана, спайность и оптическая ориентировка в установке Штрунца (1937 г.); в руководстве Бетехтина (1950) параметры даны по Викману, а спайность в морфологической установке Рансона и Пэлча.

Структура впервые определена Викманом (1947) [3], но пространственная группа, а также расстояния Si—O в кремнекислородных тетраэдрах им были установлены неточно [4, 11]; структура уточнена Румановой и Скипетровой [1].

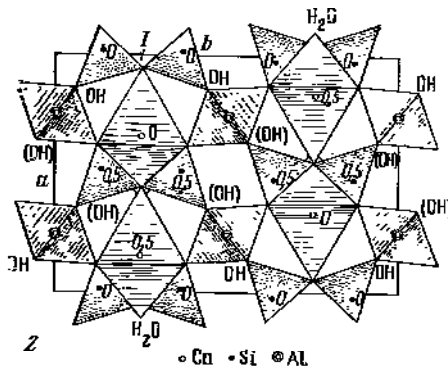
Основной структурный мотив [1, 11a] — бесконечные колонки из AlO_6 -октаэдров, тянущиеся параллельно оси c (в принятой здесь установке) (фиг. 273). В элементарной ячейке по этой оси размещаются лишь два октаэдра цепи, связанные между собой общими горизонтальными ребрами (O—OH). Всего в ячейке четыре колонки AlO_6 -октаэдров, соединенных друг с другом группами $[Si_2O_7]$. Расстояния Si—O колеблются в пределах 1,65—1,69 Å, расстояния O—O в SiO_4 -тетраэдрах — от 2,60 до 2,78 Å, расстояния Al—O = 1,92—1,95 Å; валентный угол Si—O—Si диортогруппы равен $135^{\circ}24'$. Каждый Al, находящийся в центре октаэдра, окружен четырьмя атомами O (общими с кремнекислородными тетраэдрами) и двумя OH. В пустотах между Al-октаэдрами и группами Si_2O_7 находятся крупные катионы Ca с несколько искаженными (H_2O) -октаэдрами вокруг них. Атомы Ca также связывают соседние Al-колонки. Шесть расстояний Ca—O (H_2O) составляют 2,36—2,53 Å, два расстояния — 3,06 Å. Положе-

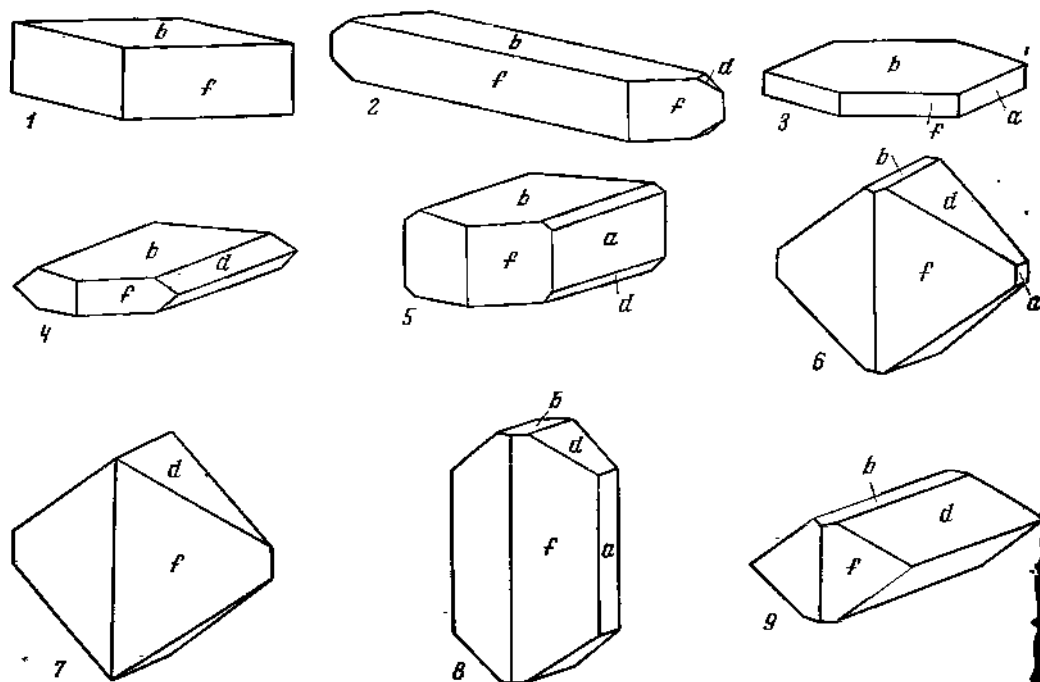


Фиг. 273. Структура лавсонита

1 — в проекции на плоскость (001) принятой установки; налагающиеся атомы кислорода симметрично смещены; на диаграмме изображено только по одной октаэдрической группе каждой цепи (по Викману). 2 — в координационных полиэдрах (по Румановой и Скипетровой).

Цифрами указана высота расположения полиэдров





Фиг. 274. Кристаллы лавсонита, Калифорния (в установке авторов оригиналов; буквенные обозначения новые)

1, 2, 7 и 8 — о. Тибурон; 3 и 9 — округ Аламеда; 4 — район г. Хамилтон; 5 и 6 — долина Калаверас (1, 2, 7 и 8 — по Рэнсому и Пэлэчу; 3—6 и 9 — по Роджерсу)

ние атомов Са и молекул H_2O в полостях каркаса, а не в каналах, как у цеолитов, объясняет и иное поведение лавсонита при обезвоживании. Расположение колонок AlO_6 -октаэдров обуславливает положительный оптический знак лавсонита [1].

Ромбо-дипирам. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,677 : 1 : 0,450$ (по рентгеновским данным, в установке Штрунца, 1937).

Наблюдавшиеся формы [10, 12, 13]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00	—	0 00	$90^\circ 00'$	90 00
d 120	36 27	90 00	0 00	53 33	90 00	36 27
e 210	71 18	90 00	0 00	18 42	90 00	71 18
f 101	90 00	33 37	90 00	56 23	33 37	90 00
r 111	55 54	38 45	65 46	58 47	33 37	69 27
s 212	71 18	35 04	77 19	57 02	33 37	79 23

$$dd (120):(\bar{1}20) = 72^\circ 54'$$

$$ff (101):(\bar{1}01) = 67^\circ 14'$$

$$fd (101):(120) = 70^\circ 48'$$

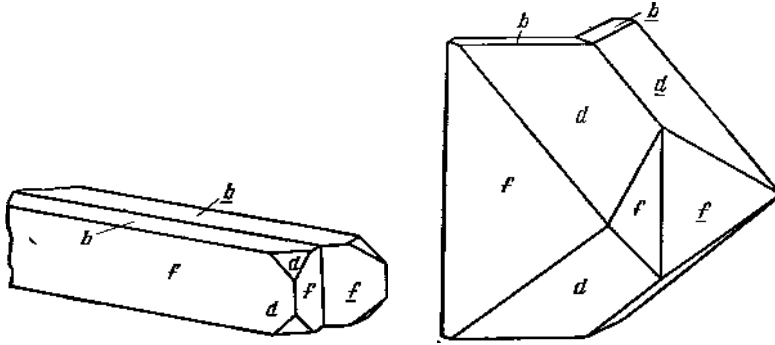
$$fe (101):(210) = 58^\circ 22'$$

Грани r и s редки.

Соотношение буквенных обозначений и символов форм в принятой здесь установке и в прежней морфологической установке Рэнсома и Пэлэча ($a : b : c = 0,6652 : 1 : 0,7385$):

Новая	b (010)	a (100)	d (120)	e (210)	f (101)	r (111)	s (212)
Прежняя	c (001)	b (010)	d (011)	e (041)	m (110)	r (221)	s (331)

Кристаллы различного облика (фиг. 274): призматические, удлиненные по оси c (в принятой здесь установке), реже по оси b , таблитчатые по b (010), псевдодипирамидальные, иногда удлиненные вдоль ребра (010) : (101). Обычны двойники по (101) простые и часто полисинтетические с углом между гранями f индивидов $67^{\circ}14'$ [10, 14, 15] (фиг. 275).



Фиг. 275. Двойники лавсонита, о. Тибурон
(по Рэнсому и Пэлэчу)

Физ. св. Сп. (в принятой здесь установке) по (100) и по (010) в различной степени совершенная, по (101) несовершенная. Хрупок. Тв. 6 (первоначально Рэнсомом указывалась тв. 8). Уд. вес 3,09 (вычисл. 3,100 [5]). Цв. бесцветный, белый, голубой или серовато-синий. Бл. стеклянный до жирного.

Инфракрасный спектр поглощения в области от 909 до 400 см^{-1} лавсонита из глаукофановых сланцев долины Форда (округ Сонома, шт. Калифорния, США) характеризуется средней полосой при 877 см^{-1} и широкой от 606 до 571 см^{-1} [16].

Микр. В шлифах бесцветен, до голубовато-зеленого. В толстых пластинках плеохроирует: по N_g — бесцветный, по N_p — голубой, по N_m — желтовато-зеленый; $N_p > N_m \geq N_g$. Двуосный (+). Пл. опт. осей (100); $N_g = b$, $N_m = a$, $N_p = c$ (в принятой здесь установке).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	М-вне	№ хим. анализа	Ссылка
1,684 (Na)	1,669	1,665	0,019	84°	Тибурон	—	[10]
1,686	1,673	1,665	0,021	$79-85^{\circ}$	Блэк Гарденс	5	[8]
1,686	1,675	1,665	0,021	$76-87^{\circ}$	Япония	9	[21]
1,682	—	1,663	0,019	82°	Камчатка	1	[18]
$<1,687$ и $>1,684$	1,677	1,668	—	$62-75^{\circ}$	Урал	—	[14]

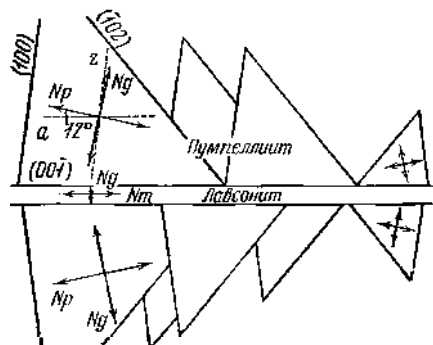
Дисперсия $r > v$, сильная.

В шлифах характерен резкий идиоморфизм. Обычны ромбические, квадратные и прямоугольные сечения; характерны высокий рельеф и полисинтетические двойники, реже наблюдаются срастания, сходные с двойниками пренита [14]. Несмотря на ромбическую сингонию, в лавсоните из долины Калаверас (округ Санта Клара, шт. Калифорния, США), установлено погасание под углом 5° к (100) (в принятой здесь установке).

Крупные кристаллы лавсонита из Блэк Гарденс (шт. Калифорния, США) деформированы, обнаруживают волнистое погасание и полигональ-

ное строение кристаллов (площадки с погасанием от 1 до 20° в пределах одного кристалла). Полисинтетическое двойникование по (101) и $(\bar{1}01)$ наблюдается только в кристаллах, не обнаруживающих резко выраженной деформации [8].

Известны сростания индивидов лавсонита и двойников пумпеллиита, имеющих вид «дубовых листьев» (фиг. 276): $Np (=c)$ лавсонита $\parallel Nm (=b)$



Фиг. 276. Закономерное сростание лавсонита со сдвойникованным пумпеллиитом (по Кумбсу)

пумпеллиита, а $Nm (=a)$ лавсонита \parallel оси a пумпеллиита [8, 17]. Некоторые из таких прорастаний возникли при замещении лавсонита пумпеллиитом [8]. Нередко порфиробласты лавсонита содержат включения более ранних минералов, например титанита [17].

Хим. Теор. состав: $\text{CaO} - 17,80$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 32,44$, $\text{SiO}_2 - 38,34$, $\text{H}_2\text{O} - 11,42$. Химический состав анализированных лавсонитов близок к теоретическому; Ti и Fe^{3+} в незначительных количествах изоморфно замещают Al, Fe^{2+} ; Na и K замещают Ca.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,07	0,06	—	—	0,06	0,51	0,36	—	0,18
K_2O	2,53	0,23	—	—	0,14	0,24	сл.	—	0,21
MgO	1,50	0,17	—	—	0,03	0,32	0,18	0,25	0,16
CaO	15,08	17,52	16,85	17,74	17,54	16,10	18,14	18,23	17,81
MnO	0,02	сл.	—	—	0,01	сл.	—	—	сл.
FeO	не обн.	0,10	—	—	0,13	0,34	—	—	0,28
Al_2O_3	26,90	31,35	33,39	32,21	30,91	32,56	32,27	31,98	32,02
Fe_2O_3	2,00	0,86	—	—	1,56	0,05	0,23	сл.	0,21
SiO_2	41,80	38,45	38,43	38,10	38,14	37,80	38,37	38,21	38,81
TiO_2	0,80	0,38	—	—	0,29	0,69	—	—	0,12
CO_2	—	—	—	1,12	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—
H_2O^+	9,07	11,21	9,83	10,85	10,72	11,26	11,02	11,24	10,67
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,04	—	—	0,36
Сумма	(99,72)	100,33	98,50	100,02	99,53	99,93	100,57	99,91	100,83
Уд. в.	—	3,121	—	—	3,07	3,056	—	—	3,10

1 — из глаукофановых сланцев; Пекинский хребт, Северо-Западная Камчатка; предполагается, что избыток SiO_2 и K_2O обусловлен примесью кварца и слюды; в оригинале сумма 99,73 [18]; 2 — кристаллы из мусковит-лавсонитовых жил в глаукофановых сланцах, округ Мэрин, шт. Калифорния, анал. Шэлер [13]; 3 — окрестности Беркли, шт. Калифорния, анал. Икл [19]; 4 — стяжения в глаукофановых амазонитовых сланцах, округ Аламеда, шт. Калифорния, анал. Смол; по-видимому, с примесью кальцита [12]; 5 — из глаукофановых сланцев Блэк Гарденс, шт. Калифорния, анал. Темлиц [8]; 6 — из жилок, сосущих ксенолит хлоритового сланца в серпентините, провинция Санта-Клара, Куба, анал. Ван Тонгерен [15]; 7 — из хлорит-актинолитовых пород Рокка Ньера, Италия, анал. Замбонини [20]; 8 — из измененных диабазовых порфиритов, Вал Марна, Италия, анал. Замбонини [20]; 9 — из лавсонитсодержащего роговика, префектура Сантама, Япония, анал. Секи [21].

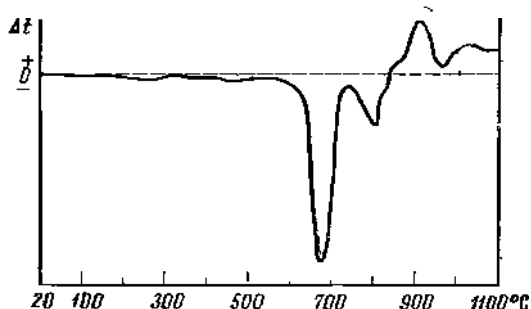
Два самых первых анализа Рэнсома [10] здесь не приведены, так как суммы их существенно отличаются от 100%.

Диagn. исп. [14]. Растворим в HF (при нагревании), в других кислотах не растворяется. П.п.тр. легко плавится, вспучиваясь и разлистываясь, но не округляясь в краях зерен. В закр. тр. выделяет воду. Желатинирует в кислотах после нагревания до красного каления.

Повед. при нагр. Теплота образования из элементов $\Delta H_{298} = (-)1062,1 \pm 0,8$ ккал/моль, из окислов $\Delta H_{298} = (-)31,7 \pm 0,6$ ккал/моль; энтропия $S_{298}^{\circ} = 56,8 \pm 0,5$ кал/град.моль [22].

Кривая нагревания (фиг. 277) имеет два эндотермических прогиба — при 675 и 805°, по Норину [23] (по Кумбсу [17] — 630 и 760°; по Суитцеру [24], а также Дэвису и Пабсту [8] — 641 и 744°). При нагревании до 650° выделяется приблизительно 9,5% воды; нагревание в течение 30 мин. при 700° сопровождается выделением 10,76% H₂O; практически полное обезвоживание происходит при нагревании в течение 16 час. при 750° [25]. Измельченный лавсонит при нагревании в течение 24 час. при 650° полностью переходит в субмикроскопическую метастабильную промежуточную фазу — гексагональный CaAl₂Si₂O₈; прогреванием до температуры несколько выше 800° в течение 24 час. лавсонит превращается в анортит; около 1050° переход в анортит происходит в течение 4 час. или быстрее. Прогревание при температурах 550 и 600° в течение 24 час. вызывает образование смеси лавсонита и гексагональной фазы CaAl₂Si₂O₈ [8, 26]. Минимальная температура, при которой лавсонит начинает разлагаться на воздухе, не установлена [26].

Фиг. 277. Кривая нагревания лавсонита (по Норину)



Изучение методом монокристаллической съемки кристалла лавсонита из Блэк Гарденс (Калифорния) показало, что минерал начинает переходить очень медленно в гексагональный CaAl₂Si₂O₈ при 410° или более низкой температуре. В области температур 410—550° превращение кристаллов лавсонита может остаться незавершенным даже при многодневном нагревании. При температуре около 700° этот процесс завершается в течение одного часа [8]. По Файфу и Тернеру [25], распад лавсонита на анортит и воду происходит примерно при 650°; часть H₂O сохраняется в анортите, который полностью обезвоживается при более высокой температуре без разрушения кристаллической структуры.

Отмечалось [5], что, несмотря на присутствие H₂O, молярный объем лавсонита почти такой же, как у анортита. Следовательно, лавсонит может быть устойчив лишь при высоком давлении водяных паров (см. раздел «Искусств.»). Поэтому Файф и Тернер [25] рассматривают лавсонит как индикатор давления H₂O при образовании соответствующих минеральных ассоциаций.

Наход. Относительно редок. Характерен для низкотемпературных ассоциаций метаморфических и измененных основных пород. В метаморфизованных базальтах, туфах, граувакках и кремнистых породах, от-

носящихся к так называемой фации глаукофановых сланцев, является порообразующим минералом или представлен жилками и выделениями в пустотах. Помимо типичных минералов данной фации (жадеит, акмит-жадеит, глаукофан и кроссит), в породах с лавсонитом наблюдаются минералы других фаций — зеленых сланцев и цеолитовой фации (стильпномелан, пумпеллит, хлорит, эпидот, титанит, мусковит, кальцит) [27—29]. Более высокотемпературные минералы лавсонитсодержащих пород представляют реликты ранних фаз метаморфизма (роговая обманка, диоксид-жадеит, альмандин). Предполагается, что образование лавсонита происходило при температурах 300—400°, очень высоком давлении H_2O и большой нагрузке [30].

Согласно экспериментальным данным Ньютона и Кеннеди [31], лавсонит не является показателем очень высокого давления; его образование происходит при температурах 200—450° и давлении H_2O 3—8 кбар.

Поскольку экспериментально определенные поля устойчивости лавсонита и глаукофана близки, было предложено вместо «глаукофановая фация» ввести название «лавсонит-глаукофановая фация» [18].

В измененных габбро, диабазах, диабазовых туфах и порфиритах лавсонит образовался по основным плагиоклазам; частью он наблюдается в виде кристаллов по трещинам. Псевдоморфозы лавсонита по плагиоклазу отмечались в глаукофановых сланцах долины Диао (Новая Каледония) [32]. В серицит-лавсонит-глаукофановых сланцах Скалеа (Южная Италия) известны серицит-лавсонитовые псевдоморфозы по фенокристам плагиоклаза [14].

На Южном Урале (хребет Урал-Тау) установлены лавсонит-тальковые и лавсонит-хлоритовые породы, образовавшиеся по основным и ультраосновным интрузивным докембрийским породам. Содержание лавсонита достигает 44,5%; его спутники, помимо хлорита и талька, — мусковит, лейкоксенизированный титанит, циркон, изредка — цоизит и амфибол (актинолит). При регрессивном метаморфизме лавсонит подвергся замещению мусковитом и эпидотом [14, 33—35].

На северо-западе Камчатки в метаморфизованных (местами до глаукофановых сланцев) эффузивах Пенжинского хребта (нижняя подсвита предположительно нижнепалеозойской метаморфической свиты) лавсонит наблюдается в следующих ассоциациях: 1) глаукофан, лавсонит, эпидот, хлорит, мусковит (иногда карбонаты или кварц); 2) глаукофан, лавсонит, эпидот, альбит (иногда карбонат); 3) глаукофан, лавсонит, пумпеллит, пирит, альбит (иногда карбонат); 4) глаукофан, лавсонит, пумпеллит, стильпномелан, альбит, мусковит или фенгит; 5) лавсонит, хлорит, альбит [18]. Совместно с жадеитом, хлоромеланитом и глаукофаном лавсонит наблюдается также в миндалинах и миндалевидных метасоматических образованиях в пелитизированных порфиритах и авгититах [36]. В метаморфических породах о. Сахалин лавсонит совместно с глаукофаном и эгирин-жадеитовыми пироксенами установлен в сланцах промежуточной субфации между зеленосланцевой и глаукофановой фациями [37].

В Калифорнии (США) в области развития францисканской формации (мел. юра) лавсонит содержится в глаукофановых сланцах, образовавшихся за счет осадочных и основных изверженных пород; именно здесь (округ Мэрин) лавсонит был впервые обнаружен как новый минерал; характерна его ассоциация с актинолитом, мусковитом, глаукофаном, эпидотом, хлоритом и титанитом [19]. В породах глаукофановой фации Калифорнии наблюдаются ассоциации [30]: кварц, жадеит, лавсонит, глаукофан; кварц, лавсонит, глаукофан; лавсонит, глаукофан (титанит); лавсонит, пумпеллит, глаукофан, (титанит); альмандин, лавсонит, глаукофан, мусковит; лавсонит, жадеит, глаукофан, (титанит). На основе экспериментального

изучения ассоциаций, характерных для францисканской формации, высказано допущение, что образование глаукофановых сланцев Калифорнии связано с серпентинизацией пород, претерпевших глубокое (до 30 км) погружение [38].

Лавсонит, образовавшийся по плагиоклазу изверженных пород, при их метаморфизме, представлен гипидиоморфными призмами или табличками. Является продуктом перегруппировки анортитовой составляющей плагиоклаза (альбитовая составляющая послужила для образования волокнистого жадеита) [39].

В районе перевала Пачеко, помимо интенсивно метаморфизованных пород, лавсонит установлен и в относительно слабо измененных осадочных и изверженных породах. В метаосадочных породах лавсонит выделялся первым, образовался как по плагиоклазу, так и по слюдам; в метаизверженных породах он в основном является продуктом преобразования плагиоклаза и кристаллизовался после хлорита и пумпеллиита [40]. В метаконгломератах этого же района лавсонит обнаруживается в гальках и в цементирующей их песчано-глинистой массе в сопровождении кварца, жадеита, арагонита, глаукофана, реже — хлорита, альбита, мусковита и титанита [41]. Вблизи Петалумы в лавсонитовых и лавсонит-глаукофановых сланцах имеются секущие лавсонитовые и лавсонит-пумпеллиитовые жилы (две генерации лавсонита) [42]. В подчиненных количествах в Калифорнии лавсонит встречается в эклогитах, ассоциирующихся с глаукофановыми сланцами. Совместно с роговой обманкой, глаукофаном, рутилом, титанитом, хлоритом, пиритом (доминирующие минералы) лавсонит концентрируется главным образом около трещин в эклогитах; является более поздним в сравнении с гранатом и омфацитом [40, 43, 44].

Исключительно широко развит лавсонит (жилки и прослои) в глаукофановых сланцах, которые образуют на холмах Беркли в Калифорнии тектонические блоки в поясе серпентинитов [8, 19, 45]. Здесь же, помимо глаукофановых сланцев, лавсонит наряду с глаукофаном встречается в виде аксессуарного минерала в породах, богатых пироксеном (от диопсида — акмита до жадеита) и амфиболом (роговая обманка). На севере Калифорнии у каньона Уорд Крик в породах францисканской формации в глаукофановых сланцах, образовавшихся по подушечным базальтовым лавам, лавсонит представлен порфиробластами, часто полисинтетически сдвойникованными и содержащими включения остаточного титанита [46]. В Калифорнии в глаукофановых сланцах лавсонит обнаружен также в окрестностях Аламедо [12], на острове Тибурон [47] и в других местах; в хлоритовых сланцах — вблизи Сан Луи Обиспо [19]. В разных местах Калифорнии он установлен в метаграувакках францисканской серии [39, 48]. Считается, что жадеитсодержащие кварц-лавсонитовые метаграувакки образовались в условиях более высокого давления, чем метаграувакки кварц-альбит-лавсонитового состава [49]. На острове Ангел в заливе Сан-Франциско лавсонит присутствует в прорвавших граувакки и затем метаморфизованных диабазов [50].

В Гранатовом хребте, шт. Аризона (США), в серпентинитовых трубках среди неметаморфизованных осадочных пород наблюдаются включения лавсонитовых эклогитов; лавсонит частично замещен цоизитом. Высказано предположение о возникновении этого лавсонита в обогащенной H_2O магме при температуре не меньше 520° в нижних частях земной коры [31].

На Кубе в провинции Санта Клара лавсонит встречается в тектонических блоках хлоритовых сланцев, заключенных в серпентинитах [8].

В Новой Зеландии в полосе метаморфических пород встречаются лавсонитовые сланцы и содержащие лавсонит пермские граувакки; здесь же обнаружен лавсонитсодержащий мрамор [51]. В Новой Каледонии в до-

лерите и габбро, подвергшихся региональному метаморфизму низкой ступени, содержится лавсонит, образующий псевдоморфозы по плагиоклазу; в тех же породах содержится глаукофан [32, 52]. На острове Сулавеси (Индонезия) в горах Румбия и Мендок лавсонит наблюдается в кристаллических сланцах, образовавшихся по осадочным породам (глинам, песчанникам, конгломератам, известнякам), а также перидотитам и др. (альпийский региональный метаморфизм низкой ступени); ассоциируется с глаукофаном, кросситом, жадеитом, пумпеллитом и др. [29, 53].

В Альпах (Италия, Франция, Швейцария) лавсонит характерен для регионально метаморфизованных пород (особенно основного состава) [28, 52, 54]. В Швейцарии он встречается тоже в хлоритовых сланцах [55], в Италии — в породах офиолитовой формации, претерпевших региональный метаморфизм низкой ступени, а также (с глаукофаном и жадеитом) в регионально метаморфизованных породах риолитового комплекса (слюдистые сланцы и гнейсы) [56]. Кроме того, в Италии лавсонит известен как составная часть сосюритизированных габбро-диабаз-перидотитов; лабрадор и битовнит этих пород превращены в смесь альбита, слюды, кварца, эпидота и лавсонита [19]. В северо-восточной части Корсики развит в регионально метаморфизованных породах, образовавшихся за счет основных изверженных пород, их туфов, спилитов, а также различных осадочных пород [57].

В Центральной Японии в метаморфическом поясе Санбагава входит в состав кристаллических сланцев, сформировавшихся по основным вулканическим породам (характерна ассоциация с жадеитом, глаукофаном, хлоритом, эпидотом, пумпеллитом, реже с актинолитом), а также по пелитовым и псаммитовым осадочным породам (ассоциация с жадеитом, кварцем, натровым плагиоклазом, хлоритом, мусковитом, стильпномеланом, гематитом и графитом). В северной части Японии в метаморфическом поясе Камункотан имеются кристаллические сланцы лавсонит-пумпеллит-эпидот-глаукофановой субфации; предполагается, что их образование происходило при температуре 200—300° и давлении 6—12 кбар [21].

Изм. Отмечено замещение пумпеллитом, мусковитом, серицитом, реже — кальцитом [40], цоизитом [14, 42, 45]. Описаны псевдоморфозы по лавсониту: кальцитовые, кальцит-хлоритовые, хлоритовые, хлорит-кальцит-серицит-стильпномелановые; образование их связывается с проявлением эпидот-актинолит-стильпномелановой фазы метаморфизма [55].

Искусств. Синтезирован только при высоком давлении паров воды [5]. При давлении 10 000 атм и 700° получен из смеси каолинита, $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ [58]. В отсутствие избытка SiO_2 из соответствующего состава смеси гидроокислов синтезируется уже при давлении H_2O 19 кбар (возможно, и ниже) и температуре 500—650°; оптимальные условия: давление H_2O 28,5 кбар, температура 650°, время 1 час [5]. Если состав смеси гидроокислов соответствует составу цоизита, лавсонит образуется только при давлении H_2O 27 кбар и температуре 650° [5].

В системе анортит — кварц — вода устойчив при давлении паров H_2O выше 23 кбар и температуре 400—600°, а также выше 20 кбар и температуре 850° [59]. Установлено, что в системе $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — H_2O при давлении водяного пара от 100 до 1000 атм и температуре 300—370° лавсонит не образуется, а кристаллизуется гексагональный $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и при более высоких температурах — анортит [26]. Не возникает лавсонит и при давлении H_2O 3 кбар и температуре 300° [25].

Условия равновесия реакции лавсонит = анортит + вода экспериментально определены для интервала температур 370—500° и давления 4—8 кбар. Полученные результаты хорошо согласуются с предсказанными ранее Ньютоном и Кеннеди [31]. Термодинамическими расчетами показано, что

при более низких температурах и давлениях возможны следующие ассоциации: лавсонит — кальцит — альбит, лавсонит — арагонит — альбит, лавсонит — арагонит — жадеит — кварц (в порядке увеличения степени метаморфизма); это находится в соответствии с полевыми наблюдениями [22].

Установлены условия равновесия для следующих реакций [60]:

1) гейландит = лавсонит + кварц + H_2O — при давлении H_2O 7 кбар и температуре $185 \pm 25^\circ$;

2) ломонит = лавсонит + кварц + H_2O — при 3 кбар и 345° ;

3) лавсонит = цоизит + кварц + алюмосиликат + H_2O — при 4—7 кбар и $380-420^\circ$.

Отл. От цоизита отличается более высоким двупреломлением, наличием двойников, совершенной спайностью и отсутствием аномальных интерференционных окрасок; от пренита — более низким двупреломлением, более высокими показателями преломления, более совершенной спайностью, а также большим количеством направлений спайности; от скаполита — двуосностью; от андалузита — более высоким двупреломлением, большими показателями преломления и положительным оптическим знаком [45].

Межплоскостные расстояния лавсонита из Тибурона, Калифорния *
CuK α -излучение, $D=114,59$ мμ

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	35	6,58	202; 321	60	2,433	351	5	1,852
101	60	4,84	212	30	2,395	252	5	1,786
111	30	4,57	151	15	2,311	062	35	1,752
210	40	4,18	222	20	2,284	270	20	1,726
121	5	3,91	250	35	2,254	422	15	1,697
220	60	3,66	400; 060	15ш	2,190	450; 501	5	1,685
040; 131	35	3,26	232	60	2,129	143	5	1,657
002	45	2,925	420	5	2,089	521; 432	30	1,631
141	70	2,726	341	5	2,053	262	40	1,626
022	50	2,680	161	5	1,990	323; 531	10	1,575
240; 301	100	2,624	430	30	1,965	460	80	1,550
311	5	2,573	113	15	1,884	004	40	1,464

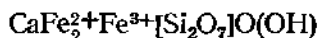
* ASTM, 13—533.

Л и т е р а т у р а

1. Руманова И. М., Скипетрова Т. И. ДАН СССР, 1959, 124, № 2, 324.
2. Gossner B., Musgnug F. Zbl. Min., 1931, A, Nr 12, 419.
3. Wickman F. E. Ark. kemi., min., geol., 1947, 25, A., II. 3. No 2, 1.
4. Pabst A. Zs. Krist., 1959, 112, Laue Festschrift, 53; 1961, 115, H. 3—4, 207.
5. Pistorius C. W. F. T. Am. Min., 1961, 46, Nos. 7—8, 982.
6. Руманова И. М., Белов Н. В. Кристаллография, 1960, 5, вып. 2, 215.
7. Strunz H. Zs. Krist., 1937, 96, 504.
8. Davis G. A., Pabst A. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 10, 692.
9. Seki Y. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1957, 41, No. 4, 155.
10. Ransome F. L., Palache C. Zs. Krist., 1895, 25, H. 6, 531.
11. Barclay G. A., Cox E. C. Zs. Krist., 1960, 113, 23.
- 11a. Gottardi G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1968, 12, H. 2—3, 129.
12. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1915, 39, No. 229, 165.
13. Schaller W. T., Hillebrand W. F. U. S. Geol. Surv., Bull., 1905, No. 262, 58.
14. Лодыжников В. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, вып. 1, 125.
15. Schürmann H. M. E. Zbl. Min., 1936, A, 245.
16. Otari K. Sci. Rep. Tohoku univ., 1964, 9, No. 1, 82.
17. Combs D. S. Min. Mag., 1953, 30, No. 221, 113.
18. Добрецов Н. Л., Починаяева Л. Г. ДАН СССР, 1965, 160, № 1, 196.
19. Eakle A. Univ. of California publ., Bull. depart. geol., 1907, 5, No. 6, 81.

20. Zambonini F. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1904, 13, 466 (по рефератам N. Jb. Min., 1906, 1, 340; Zs. Krist., 1907, 42, 60).
21. Seki Y. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 10, 705.
22. Crawford N. A., Fyfe W. C. Am. J. Sci., 1965, 263, No. 3, 262.
23. Norin R. Geol. för. förhandl., 1941, 63, H. 3, No 426, 203.
24. Switzer G. California Department of conservation of mines and geol., Bull., 1951, No. 161, 51 (по указанию Дэвиса и Пабста [8]).
25. Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. Mem. Geol. Soc. Am., 1958, No. 73, 95.
26. Goldsmith J. R., Ehlers E. G. J. of Geology, 1952, 60, No. 4, 386.
27. Bearth P. Schweiz. min., petr. Mitt., 1962, 42, H. 1, 123.
28. Ellenberger F. Bull. Soc. géol. France, 1960, 2, No 2, 190.
29. De Roever W. P. Am. J. Sci., 1955, 253, No. 5, 283.
30. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит-ры, 1961, 467.
31. Newton R. C., Kennedy G. C. J. geophys. res., 1963, 68, No. 10, 2967.
32. Jorin G. A. Min. Mag., 1937, 24, No. 157, 534.
33. Григорьев Д. П. Природа, 1948, № 10, 67.
34. Ленних В. И. Путеводитель экскурсий по южной части хребта Урал-Тай на Южном Урале. Уфа, 1961, 9.
35. Жданов Г. Ш. Сб. «Материалы к 1-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков». Свердловск, 1967, 102.
36. Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 659.
37. Егоров А. Е., Добрецов Н. Л., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. ДАН СССР, 1967, 175, № 3, 693.
38. Essen E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1966, No. 87, 53.
39. McKee B. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No. 12, 1612.
40. McKee B. Am. J. Sci., 1962, 260, No. 8, 596.
41. Fyfe W. S., Zardini R. Am. J. Sci., 1967, 265, No. 9, 819.
42. Irving J., Vonsen M., Gonyer F. A. Am. Min., 1932, 17, No. 7, 338.
43. Switzer G. Am. J. Sci., 1945, 243, No. 1, 1.
44. Bloxam T. W. Am. J. Sci., 1959, 257, No. 2, 95.
45. Brothers R. N. Am. J. Sci., 1954, 252, No. 10, 614.
46. Coleman R. G., Lee D. E. J. of Petrology, 1963, 4, No. 2, 274.
47. Chromy B. J. Rocks a. Minerals, 1955, 30, No. 245, 130.
48. Bloxam T. W. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5—6, 488.
49. Cotton W. R. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1966, No. 87, 200.
50. Bloxam T. W. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 2, 555.
51. Coombs D. S. Am. Min., 1960, 45, Nos. 3—4, 454.
52. Routhier P. Bull. Soc. fr. min., 1946, 69, 99.
53. De Roever W. P. Verhandl. Nederl. geol.-mijnbouw. genotsch., Geol. ser., 1956, 16, 385.
54. Termier P. Bull. Soc. fr. min., 1904, 27, 265.
55. Schnell J. R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1921, 1, 243.
56. Lefevre R., Michard Q. Bull. Soc. fr. min., 1965, 88, No 4, 664.
57. Brouwer H. A., Egeler C. G. Verhandl. Nederl. Akad. Wet., 1952, 48, No. 3, 71.
58. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, Nos. 7—8, 298.
59. Pistorius C. W. F., Kennedy G. C., Sourirajan S. Am. J. Sci., 1962, 200, No. 1, 44.
60. Nitsch K. H. Naturwissenschaften, 1968, 55, H. 8, 388.

Ильваит Ivaité



Впервые найден в 1806 г. на о-ве Эльба Леллевром. Название от латинского Ива — о-в Эльба (Стеффенс, 1811).

Синон. Иенит (енит) — usnife (Леллевр, 1897), ливерит — lievrite — в честь первооткрывателя (Вернер, по Хофману, 1812); эльбант — elbaité (Гизеке, 1832), лепор — lerp (д'Обюссон, по Хинце, 1897). Одно время ильваитом считался брейслакит, описанный в 1817 г. Брокки и затем рядом других авторов; в настоящее время, однако, доказана его принадлежность к боратам из ряда людвиит — пайтеит (Федерико, 1957) [1].

Характ. выдел. Кристаллы, друзы, иногда радиально-лучистые сростки типа «турмалиновых солнц»; также массивные, шестоватые, реже зернистые выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — $Pbmm$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	М-ние	№ хим. анализа	Авторы
8,80	13,05	5,85	0,674:1:0,448	Тельохе	—	Белов, Мокеева [2]
8,84	13,06	5,88	0,677:1:0,450	Япония	15	Такеучи, 1948 [3]
8,84	13,10	5,87	0,675:1:0,448	—	—	Госнер, Райхель, 1932 [4]
8,78	13,07	5,83	0,672:1:0,446	—	—	Кокорос, 1936 [5]
8,84	13,15	5,88	0,672:1:0,447	о. Эльба, Кампидья-Марицма	27	Грамлинг-Менде, 1942 [6]
8,78	12,99	5,85	0,676:1:0,451	Хановер, Нью-Мексико	—	Леонард и др. [7]
8,78	13,01	5,83	0,675:1:0,448	Копер Квин	24	»
8,80	13,03	5,83	0,675:1:0,447	Тырныауз	13	Каленов, 1966 [8]
8,79	13,03	5,81	0,674:1:0,446	Малый Мукулан	—	Каленов, 1966 [8]
8,79	13,03	5,80	0,674:1:0,445	Тырныауз	—	Каленов, 1966 [8]

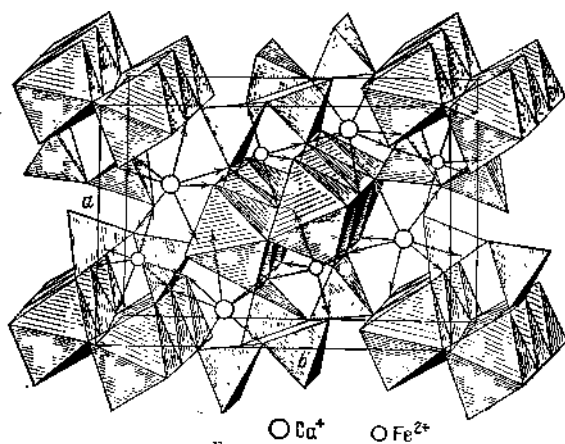
z=4

Штрэнцем (1966) принята иная установка — переименованы местами оси b и c ($a_0=8,84$, $b_0=5,87$, $c_0=13,10$ Å; $a_0:b_0:c_0=1,506:1:2,232$).

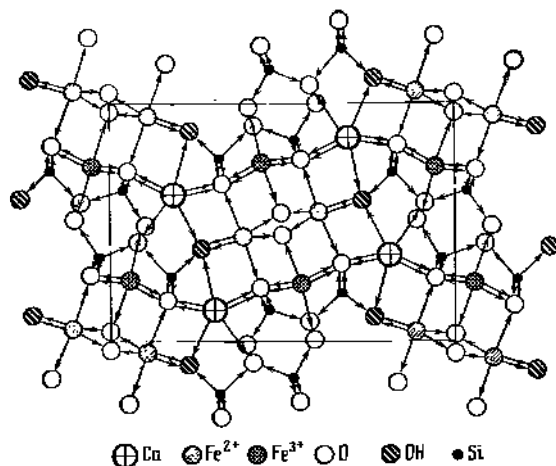
Размеры элементарной ячейки, по данным разных авторов, несколько варьируют. Предполагалось, что причиной этого является значительное различие в содержании марганца [6, 9], однако в дальнейшем это не подтвердилось [8].

Ильваит из Сан Леона (Сардиния) моноклинный: $a_0=8,81$, $b_0=13,60$, $c_0=5,85$ Å, $a_0:b_0:c_0=0,677:1:0,450$, $\beta=90^\circ 15'$; предполагается, что причиной моноклинности являются условия кристаллизации [10].

Основной мотив структуры [2] — двоянные колонки из $Fe^{2+}O_6$ -октаэдров, параллельные оси c (фиг. 278 и 279); эти октаэдры в двоянных колонках имеют общие горизонтальные ребра. Двоянные колонки $Fe^{2+}O_6$ -октаэдров соединяются кремнекислородными тетраэдрами, которые в горизонтальном направлении связаны в диортосиликатные группы $[Si_2O_7]$. Эти группы почти целиком принадлежат какой-либо колонке $Fe^{2+}O_6$ -октаэдров и лишь одной вершиной касаются другой двоянной колонки. Между кремнекислородными тетраэдрами диортотетраэдров находится незаполненный октаэдр, примыкающий к двоянной колонке $Fe^{2+}O_6$ -октаэдров. Между $Fe^{2+}O_6$ -октаэдрами двоянной колонки с двух ее сторон зажаты одиночные $Fe^{3+}O_6$ -октаэдры; каждый из них имеет четыре общих наклонных ребра с соседними четырьмя $Fe^{2+}O_6$ -октаэдрами. По оси c $Fe^{3+}O_6$ -октаэдры чередуются с группами $[Si_2O_7]$.



Фиг. 278. Структура ильваита (по Белову и Максевой)



Фиг. 279. Проекция структуры пльваита на (001) (по Такеучи)

В широких пустотах между двойными Fe^{2+} -колонками располагаются осмивершинники катионов Ca; Fe^{3+}O_6 -октаэдры и Ca-полиэдры связывают между собой двойные колонки из Fe^{2+}O_6 -октаэдров и, чередуясь друг с другом, создают мотив цепочек, вытянутых вдоль оси b .

Из восьми атомов O в кремнекислородные тетраэдры $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ входит только семь; остальные образуют цепочки вдоль оси c . Каждый такой атом (O_1) связан с четырьмя Fe^{3+}O_6 -октаэдрами колонки и с одним атомом Fe^{2+} . Группы (OH) располагаются в тех наружных вершинах Fe^{2+}O_6 -октаэдров, которые не имеют связи ни с SiO_4 -тетраэдрами, ни с Fe^{3+}O_6 -октаэдрами.

Расстояния $\text{Si}_I\text{—O}$ в тетраэдрах равны 1,59, 1,72 и 1,69; $\text{Si}_{II}\text{—O}=1,72, 1,68, 1,67$; в октаэдрах: $\text{Fe}^{3+}\text{—O}=2,07, 2,06, 2,10, 2,12, 2,14$; $\text{Fe}^{2+}\text{—OH}=\text{—}2,04$; $\text{Ca—O}=2,48, 2,53, 2,41, 2,28$; $\text{Ca—OH}=\text{—}2,24$; $\text{Fe}^{2+}\text{—O}=\text{—}2,11, 2,17, 2,22, 2,04 \text{ \AA}$. В группах Si_2O_7 угол $\text{Si—O—Si}=120^\circ$. Связь между кремнием и кислородом в кремнекислородных тетраэдрах промежуточная ионно-ковалентная [11].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h}\text{—}mmm (3L_23PC)$; $a : b : c = 0,6665 : 1 : 0,4427$ (Деклуазо, 1855).

Главные формы (по Гольдшмидту и [12—16]):

	ψ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
$c\ 001$	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
$b\ 010$	$0^\circ 00'$	90 00	0 00	90 00	—	0 00
$a\ 100$	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
$d\ 140$	20 33	90 00	0 00	69 27	90 00	20 33
$t\ 130$	26 34	90 00	0 00	63 26	90 00	26 34
$s\ 120$	36 52	90 00	0 00	53 08	90 00	36 52
$p\ 230$	45 00	90 00	0 00	45 00	90 00	45 00
$v\ 340$	48 22	90 00	0 00	41 38	90 00	48 22
$m\ 110$	56 19	90 00	0 00	33 41	90 00	56 19
$h\ 210$	71 34	90 00	0 00	18 26	90 00	71 34
$n\ 012$	0 00	12 29	77 31	90 00	0 00	77 31
$\varphi\ 011$	0 00	23 52	66 08	90 00	0 00	66 08
$e\ 021$	0 00	41 31	48 29	90 00	0 00	48 29
$z\ 106$	90 00	6 19	90 00	83 41	6 19	90 00
$r\ 101$	90 00	33 35	90 00	56 25	33 35	90 00
$w\ 301$	90 00	63 21	90 00	26 39	63 21	90 00
$u\ 131$	26 34	56 02	36 59	68 14	33 35	42 07

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>i</i> 121	36 52	47 54	48 29	63 34	33 35	53 35
<i>o</i> 111	56 19	38 36	66 07	58 44	33 35	69 45
<i>x</i> 211	71 34	54 28	66 07	39 28	53 02	75 05
<i>y</i> 311	77 28	63 54	66 07	28 45	63 21	78 45
<i>k</i> 411	80 32	69 38	66 07	22 22	69 22	81 08

Наиболее распространены: *b* (010), *s* (120), *m* (110), *h* (210), *e* (021), *r* (101), *o* (111).

<i>mm</i> (110):(1 $\bar{1}$ 0)=67°22'	<i>oo</i> (111):(1 $\bar{1}$ 1)=40°29'	<i>ro</i> (101):(111)=20°14'
<i>ss</i> (120):(1 $\bar{2}$ 0)=73 45	<i>rr</i> (101):(1 $\bar{0}$ 1)=67 11	<i>so</i> (120):(111)=53 58
<i>hh</i> (210):(2 $\bar{1}$ 0)=36 52	<i>ee</i> (021):(0 $\bar{2}$ 1)=83 02	

Формы второстепенного значения:

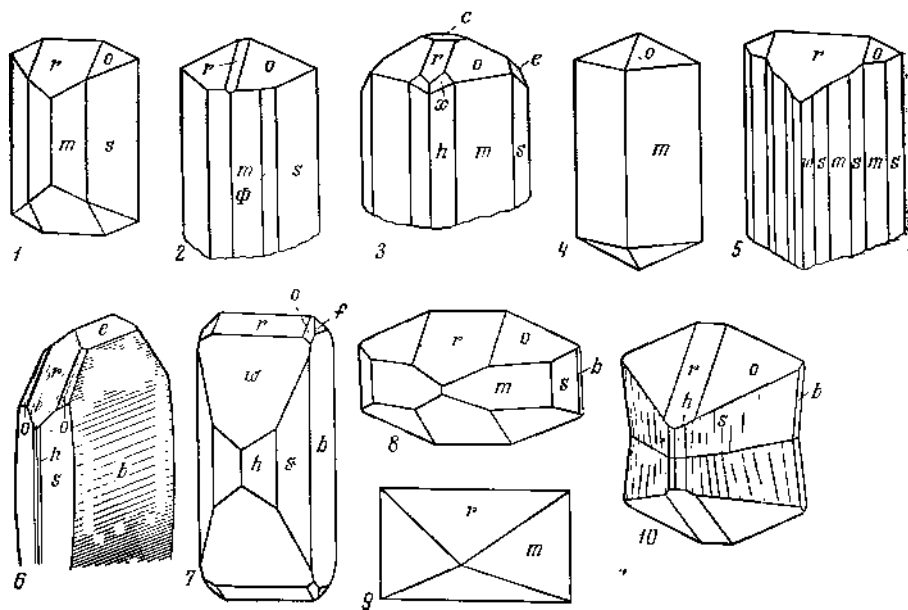
γ 160	450	950	<i>f</i> 041	<i>q</i> 132	ζ 331	λ 212
490	ψ 560	<i>v</i> 530	σ 081	Δ 114	Γ 434	<i>l</i> 421
Φ 350	μ 540	η 730	Ξ 091	221	ε 431	

Очень редкие и вицинальные формы по Гольдшмидту, Кузнецову [15] и Шинеру [16]:

1.140.0	9.22.0	570	44.41.0	720	20.1.0	28.27.27	818
1.105.0	370	13.17.0	12.11.0	11.3.0	22.1.0	13.12.13	919
1.72.0	7.17.0	18.29.0	10.9.0	410	26.1.0	12.11.12	10.1.10
1.55.0	11.23.0	790	870	510	58.1.0	28.25.28	11.1.11
1.42.0	6.13.0	13.16.0	760	610	0.190.1	767	12.1.12
1.28.0	7.15.0	670	650	710	0.30.1	434	13.1.13
3.50.0	9.19.0	780	430	810	0.12.1	431	14.1.14
170	12.25.0	890	320 κ	910	0.10.1	11.8.3	26.1.26
14.45.0	7.13.0	10.11.0	13.8.0	10.1.0	104	11.7.11	58.1.58
4.11.0	11.20.0	12.13.0	12.7.0	11.1.0	103	323	
23.72.0	9.16.0	17.18.0	740	12.1.0	401	631	
7.20.0	580	19.20.0	23.12.0	13.1.0	280.840.3	313	
5.13.0	7.11.0	36.37.0	14.5.0	14.1.0	18.19.19	621	
380	9.14.0	21.20.0	310	16.1.0	32.33.32	515	
250	9.13.0	19.18.0	10.3.0	17.1.0	32.31.32	11.2.11	

Морфологическое отношение осей ильваитов из разных месторождений несколько отличается, что не всегда можно объяснить различным содержанием Mn [12, 14] (см. также стр. 693), очевидно имеет значение и содержание других элементов [15].

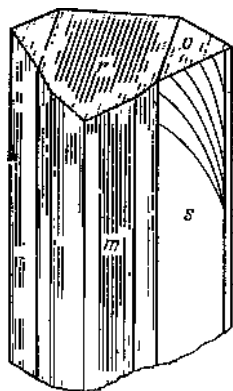
<i>a</i> : <i>b</i> : <i>c</i>	MnO, %	М-ние	Авторы
0,66195:1:0,43897	—	Тириль, Исландия	Флиак, 1886 [17]
0,6665:1:0,4427	0,74—1,55	о. Эльба	Дейлуазо, по Бауэру, 1890 [12]
0,6744:1:0,4484	1,97	Кангердлуарсук	Лоренция, 1881 [13]
0,6766:1:0,4499	2,20	Смоарсунт	Бётгильд, 1902 [14]
0,6711:1:0,4469	2,26	Джимара I	} Кузнецов, 1925 [15]
0,6843:1:0,4538	3,75	Джимара II	
0,6795:1:0,4576	6,78—8,68	Херборнзебах	Бауэр, 1890 [12]
0,669:1:0,442	8,64	} о. Эльба, Кам-пилья-Маритима	} Грамлинг-Менде, 1942 [6]
0,6623:1:0,4358	9,5		



Фиг. 280. Кристаллы ильванта

- | | |
|---------------------------------------|-----------------------------------|
| 1 — Тетюхе (по Мозговой и Бородаеву); | 6 — Кангердлуарсуки (по Лоренцу); |
| 2 — Джмара (по Кузнецову); | 7 — Сварсунг (по Бёггильду); |
| 3 — о. Эльба (по Филиппу); | 8 — Потер-Крик (по Прескотту); |
| 4 — о. Эльба (по Аюи); | 9 — о. Эльба (по Аюи); |
| 5 — о. Серифос (по Шинеру); | 10 — Херборнзельбах (по Бауэру) |

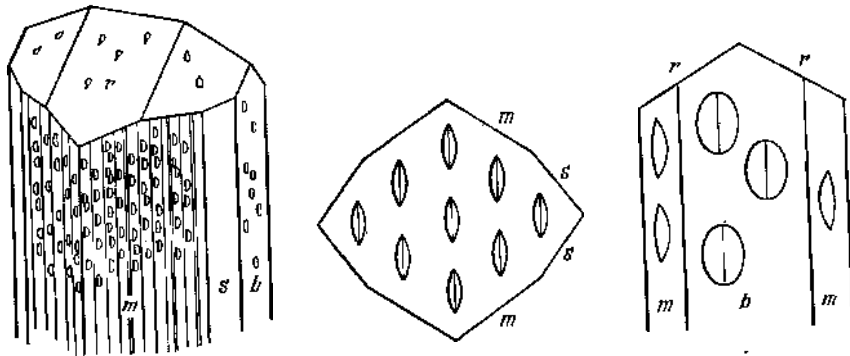
Кристаллы (фиг. 280) призматического облика, вытянуты по оси c , иногда столбчатые и близкие к игольчатым, изредка короткопризматические почти изометрические, реже несколько уплощенные по (010) или укороченные по оси a и вытянутые по оси b (иногда почти игольчатые); описаны



Фиг. 281. Характер штриховки на кристалле ильванта с о-ва Серифос (по Шинеру)

также сноповидные кристаллы. Грани вертикальных призм обычно несут продольную штриховку, для граней пинакоидов (010) и (100) характерна штриховка, параллельная осям a и b ; штриховка на гранях o (111) и r (101) параллельна их общему ребру, на гранях s (120) наблюдались изогнутые штрихи (фиг. 281) [16]. Грани h (210) , как правило, блестящие, без штриховки. Обычны многочисленные вциналы. В шлифах изредка наблюдаются пластинчатые двойники. Законы двойникования не установлены. Отме-

чались двойники деформации, нередко изогнутые [18]. На призматических кристаллах часты параллельные нарастания более мелких кристаллов такого же облика и параллельные нарастания кристаллов, близких к изометрическим. На некоторых кристаллах наблюдались канавки естественного травления, преимущественно параллельные кристаллографическим осям (фиг. 282); наиболее многочисленны они на (110). При искусственном



Фиг. 282. Фигуры естественного травления на различных гранях кристаллов ильванта с о-ва Серифос (по Шиверу)

травлении разбавленной горячей HCl возникают ямки травления, форма которых неодинакова на различных гранях [16]. При осторожном травлении базопинакоида сильно разбавленной HCl быстро выявляются зоны с шестигольными очертаниями.

Физ. св. Сп. по (010) и (001) совершенная, по (100) менее совершенная, по (110) и (101) несовершенная. Уменьшение степени совершенства спайности в порядке: (010), (001), (100) определяется числом О-вершин, отрываемых $[Si_2O_7]$ -группами у FeO_6 -октаэдров [2]. Излом неровный или раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Для ильванта из Гренландии отмечена анизотропия твердости царапания: $\parallel c$ — 6, $\perp c$ — несколько меньше (по Хинце). Микротвердость несколько колеблется:

Микротвердость, кг/мм ²			Нагрузка, г	Авторы	Примечание
максимальная	минимальная	средняя			
1050	614	820	100—200	Лебедева, 1963 [19]	—
—	—	805	50	Вельчев, 1962 [20]	MnO—12,77 Sn—0,03—0,06
—	—	774	100		
579	430	—	—	Пудовкина, 1957 [21]	—
642	593	—	—	Бадалов, Голованов, 1962 [22]	MnO—8,47
713	471	—	—	Янулова, 1962 [23]	—
711	596	—	100	Мозгова, Бородаев, 1965 [9]	—
772	703	—	100	Милман, 1964 [24]	—

Установлена анизотропия микротвердости на разрезах, параллельных пинакоидам: наибольшая на (001), меньше на (010) и наименьшая на (100); соответственно минимальная хрупкость и максимальная упругость на (100) [9]. Примесь Sn повышает микротвердость минерала [9].

Уд. вес 3,8—4,14 (вычисл. 4,02). Незначительная примесь олова повышает уд. вес [9]. Установлены различия уд. веса в разных зонах некоторых кристаллов. Высказано предположение о зависимости уд. веса от содержания алюминия [16]. Цв. черный, нередко с сероватым, буроватым или

зеленоватым оттенком (буроватые оттенки окраски характерны для слегка измененных ильваитов). Черта черная или темно-серая с зеленоватым или буроватым оттенком, иногда коричневая. Бл. полуметаллический до стеклянного, иногда жирноватый, на гранях свежих кристаллов очень сильный. На поверхности кристаллов несколько измененного ильваита с о-ва Эльбы и о-ва Серифос блеск напоминает стальной; на всех гранях таких кристаллов имеются многочисленные более мелкие грани, параллельные (001) и возникшие, по-видимому, при естественном травлении [16, 25]. Непрозрачен или просвечивает (в тонких шлифах).

Слабо магнитен. Магнитная восприимчивость χ от 500 до 800 · 10⁻⁶ CGSM [26]. Относится к минералам-полупроводникам с преобладающей проводимостью электронного типа. Близок к диэлектрикам [9]. Для ильваита из Тетюхе характерна анизотропия термо-э.д.с. (в мкВ/град): \parallel оси a (—) 25,9—34,5, $\parallel b$ (—) 18,1—23,4, \perp (110) (—) 4,5—13,6; в направлении оси c термо-э.д.с. не наблюдается, что объясняется обратной зависимостью между термо-э.д.с. и плотностью атомов Fe в структуре минерала [9].

Инфракрасный спектр поглощения содержит полосы с максимумами (в см⁻¹): ~3400, 1038, 945, 901, 818, 754, 697, 570, 536, 494, 452; характер ИК спектра подтверждает принадлежность ильваита к диортоксиликатам [9, 27].

Микр. В прох. свете почти непрозрачен. Просвечивает при ярком освещении и больших увеличениях или в очень тонких шлифах. Характеристика оптических свойств ильваита у разных авторов несколько отличается; причиной этого можно считать трудность их определения из-за малой прозрачности минерала в обычном свете, а также, возможно, и некоторое различие в составе [9].

Плеохроизм сильный. У ильваита из Тетюхе [9] по Np — темно-зеленый до почти черного, по Nm — темно-коричневый, по Ng — светлый желтовато-коричневый иногда с зеленоватым оттенком; по последним исследованиям [7, 9], $Np > Nm > Ng$; в более ранних работах [14, 28] $Ng > Nm > Np$; данные по оптической ориентировке разноречивы: для ильваита из Тетюхе [9] $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$, удлинение (—); для ильваита из Ганновера [7] $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$; по Трёгеру, $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$. Двусный (—) [2, 9]; некоторыми авторами [14] указывался (+). Для ильваита из Тетюхе [9] $n_g = 1,976$, $n_m = 1,865$, $n_p = 1,681$, $n_g - n_p = 0,295$ (при 550 мкм), $2V \approx$ (—) 37—48° (в белом свете), 25—29° ($\lambda = 850$ мкм), 52° (вычисл.); для ильваита из Ганновера [7] $n_g = 1,883$, $n_m = 1,870$, $n_p = 1,727$, $2V \approx$ 20—30°; по Трёгеру, $n_g = 1,926$, $n_m = 1,890$, $n_p = 1,878$, $2V \approx$ (+) 60°. У ильваита с Верхнего Гарца Рамдором [29] наблюдалось косое погасание; $2V$ зависит от содержания марганца: при 8—12% MnO $2V = 29—31^\circ$, при 1—3% MnO $2V = 25^\circ$ [9].

В отраж. свете, по Рамдору, серовато-белый с розоватым оттенком. Отраж. способность умеренная, близка к отраж. способности гидрогётита, для средней части спектра 10—15%, в иммерсии значительно ниже. Дисперсия отражательной способности ильваита из Тетюхе (фотоэлектрический метод, эталон — пирит) [9]:

λ , мкм	R_g $\parallel b$	R_m $\parallel a$	R_p $\parallel c$	λ , мкм	R_g $\parallel b$	R_m $\parallel a$	R_p $\parallel c$
662	9,5	9,5	6,7	518	10,2	9,7	8,1
636	9,7 ($\parallel a$)	9,5 ($\parallel b$)	6,1	500	10,2	9,8	8,0
613	9,9	9,5	6,0	486	10,2	9,8	8,6
583	9,9	9,0	6,2	472	10,2	9,8	8,7
558	9,9	9,3	7,0	459	10,0	9,6	8,6
537	10,2	9,7	7,5	447	10,1	9,9	9,1
				436	10,2	10,0	9,3

Сходные результаты получены для ильваита Леонардом и др. [7], а также Капдекомом и Журавским [30]. Результаты изучения отражательной способности ильваита, полученные Грэм и Миллэном [31] фотоэлектрическим методом, заметно отличаются от приведенных выше (точная ориентировка плоскостей, на которых проводились замеры отражательной способности, не приведена).

По Капдекому и Журавскому [30], отраж. способность на грани (100) изменяется следующим образом (углы даны на плоскости bc , отсчет от оси b):

	0°	30°	45°	60°	90°
R для синих лучей	10,2	9,8	9,3	9,0	8,5
желтых лучей	9,9	9,0	8,2	7,4	6,4
красных лучей	9,8	8,7	7,7	6,5	5,6

Двуотражение с цветным эффектом очень характерно и особенно значительно в разрезах, параллельных вертикальной оси: $\parallel c$ — наиболее темный глубокий сине-серый с бархатным отливом; $\parallel a$ и $\parallel b$ окраска серая с розоватым оттенком (по b при непосредственном сравнении с a очень слабый голубоватый оттенок) [9]. В иммерсии $\parallel a$ — темный серо-коричневый, $\parallel b$ — почти как $\parallel a$ [32].

Оптические свойства ильваита [2] определяются расположением ионов Fe²⁺, плотность которых максимальна по оси c и минимальна по оси b . В соответствии с этим параллельно оси c у ильваита показатели преломления и отражения меньше, а по оси b больше. В направлении двойных колонок Fe²⁺O₆-октаэдров устанавливается максимальная дисперсия отражения.

Связь между химическим составом и плеохроизмом отражения ильваита отсутствует [7, 9].

Анизотропия очень высокая, в иммерсии несколько меньше. В разрезе \parallel (010) при наиболее сильном освещении — оранжево-красная окраска 1-го порядка, не меняющаяся при повороте на 90°. Даже самое незначительное отклонение от этого положения вызывает сильное нарушение окраски [32].

Угол вращения (A_r) плоскости поляризации для главных сечений ильваита из Тетюхе [9]:

λ , мкм	\parallel (100)	\parallel (010)	\parallel (001)
486	3,6°	3,2°	0,4°
589	6,9	5,2	0,8
620	8,2	6,3	0,9

Мозговой и Бородаевым [9] отмечалась зависимость между A_r при 583 мкм и количеством марганца в ильваите: при содержании Mn 0,1% — $A_r = 6,2^\circ$, при Mn ~ 10% $A_r = 7,5^\circ$.

Аналогичная дисперсия при близких значениях A_r указывается Капдекомом и Журавским [30] для (100) ильваита. Углы вращения, определенные Кэмероном [32] при том же характере дисперсии, выше на 2°. Максимальные углы вращения, по Капдекому [33] (ортоскопический метод): на (100) — 7°, на (010) — 6°, на (001) < 1°.

Внутренние рефлексы красно-коричневые, особенно заметные в иммерсии. В шлифах наиболее характерна гилидиоморфнозернистая структура; характерна призматическая форма зерен, часты ромбические сечения. Также обычны коротколучистые агрегаты и выделения неправильной формы. Травлением изредка (в связи со слабым изменением) выявляется зональное строение.

Хим. Теор. состав: CaO — 13,69, FeO — 35,20, Fe₂O₃ — 19,55, SiO₂ — 29,36, H₂O — 2,20; Fe²⁺ замещается Mn и Mg. Отношение FeO : MnO

варьирует от 60 : 1 [34] до 1,5 : 1 [20]. Наибольшее содержание марганца (7—12% MnO) характерно для ильвайта из скарпов со свинцово-цинковым оруденением. Нередко в ильвайтах устанавливаются Al, Zn, Sn; содержание олова в ильвайтах из некоторых месторождений:

М-ние	Sn, %	Автор
Малый Мукулан	0,59	Барсанов [35]
Тырныауз	0,01	"
»	0,03—0,05	Мясников [36]
Богословский р-к	Не обн.	Барсанов [35]
Греция, о-в Серифос	»	»
Рио Марина, о-в Эльба	0,3	»
Медзянка (Силезия, Польша)	0,04—0,05	»
Лянгар	0,5	Мясников [36]

В отдельных месторождениях олово содержится только в ильвайте ранних генераций [9, 37]. Наличие Sn иногда объясняется микровключениями стапнина [36]. Однако наиболее распространено мнение о вхождении олова в решетку ильвайта [9, 35, 38]; с этим согласуется зависимость ряда физических свойств ильвайта (микротвердости, термо-э.д.с., уд.веса) от содержания в нем олова [9]. Согласно Барсанову [35], Sn^{4+} изоморфно замещает в ильвайте Fe^{2+} , по Мозговой и Бородаеву [9], Fe^{2+} ; по Белову [38], олово может входить в структуру в виде Sn^{2+} . Допускается также [22, 39] замещение в ильвайте $[\text{SiO}_4]^{4-}$ на $[\text{SnO}_4]^{4-}$. Методом гамма-резонансной спектроскопии показано, что олово в ильвайте находится в центре кислородного октаэдра в виде Sn^{4+} [38a]. Из примесей, определяемых спектроскопически, наиболее характерен германий (тысячные доли процента); содержание германия в ильвайте из рудника Райуо (префектура Нагано, Япония) составляет 0,00353% [40].

В ильвайтах из разных месторождений встречаются следующие элементы: Тырныауз — Ga, As [41], Тетюхе — Be [37], Алтын-Топканский район — Ga, Pb, Cd [42], Лянгар — Ga [36, 43], месторождения Среднего и Северного Урала — Be, V, Ti, Co [34]; Дашкесан — Co, Ti [44], Капо-Каламита, о-в Эльба (Италия) — В [45], Шаренка (Болгария) — Zr, Ba, Ag [20], медно-никелевые месторождения СССР — Cr, V, Co, Ba, Ti [46].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	} 0,05	—	—	—	—	0,23	—
K_2O	—	—		—	—	—	—	0,25	—
MgO	0,25	0,56	0,46	0,89	сл.	0,42	0,16	1,04	—
CaO	13,75	14,10	13,16	13,78	13,88	12,18	12,66	12,72	14,38
MnO	0,27	0,56	0,89	1,68	1,68	1,74	1,96	1,98	2,20
FeO	35,12	33,48	31,73	33,39	29,59	34,82	33,48	31,08	33,28
Al_2O_3	1,75	2,78	1,89	0,83	сл.	1,94	1,18	2,21	—
Fe_2O_3	17,57	15,90	21,26	18,65	23,63	17,43	18,67	17,23	19,48
SiO_2	29,60	29,43	28,10	29,28	28,55	29,25	29,57	29,30	29,62
TiO_2	—	—	сл.	сл.	—	сл.	Не обн.	0,10	—
SnO_2	—	—	—	—	—	—	0,06	0,75	—
H_2O^+	2,00	2,30	2,42	1,99	} 2,50	2,01	0,81	2,44	2,24
H_2O^-	—	—	0,25	0,21		0,32	1,51	0,40	—
S	—	0,56	—	—	—	—	—	0,63	—
Cl	—	0,64	—	—	—	—	—	сл.	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сумма	100,32*	100,51	100,21	(100,70)	99,83	(100,11)	100,06	(100,36)	101,20
O=S, Cl ₂		0,47						0,32	

100,04

100,04

Уд. в.	4,0397	3,28	4,1	—	—	—	4,04	3,844	—
2V	+52°	-39°	—	—	—	—	—	—	—
n	1,89	1,91	—	—	—	—	—	—	—

* В том числе F — 0,01.

1 — о-в Серифос (Греция), анал. Шинер [16]; 2 — 1-й Северный рудник, анал. Прахова [34]; 3 и 7 Тырнауз; 3 — анал. Свержнская [41]; 7 — анал. Борнеман [36]; 4 и 6 — Капо-Каламита (о-в Эльба); 4 — несколько лимонитизирован, в оригинале указаны суммы 100,26 и 100,42 [45]; 5 — Эльба [26]; 8 — Малый Мукулан; в оригинале указана сумма 100,34 [35]; 9 — Сиорасуит (Гренландия), анал. Христensen [14].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,21	—	—	0,37	—	—	—
MgO	0,30	0,26	0,46	0,13	0,18	0,71	0,87	1,77	0,19
CaO	13,82	14,11	13,65	13,25	15,89	13,57	14,80	13,78	12,94
MnO	2,22	2,26	2,55	2,94	3,24	3,41	3,47	3,96	4,24
FeO	32,50	33,32	30,28	31,85	29,93	32,82	29,70	31,42	29,53
Al ₂ O ₃	0,16	0,46	0,60	0,16	0,32	2,04	—	0,17	0,62
Fe ₂ O ₃	18,89	18,67	19,57	18,09	20,80	15,53	19,70	17,98	20,15
SiO ₂	29,81	29,18	29,08	29,15	28,09	29,32	29,48	29,00	29,13
TiO ₂	—	—	0,25	He обн.	—	сл.	—	—	—
H ₂ O ⁺	} 1,62	1,53	2,17	2,93	} 1,62	2,26	2,26	1,49	2,02
H ₂ O ⁻			0,28	0,06					
Сумма	99,32	99,79	99,40	(100,10)*	100,20**	100,03	100,28	99,57	98,84

Уд. в.	3,85	4,000	—	—	—	—	3,95	—	—
--------	------	-------	---	---	---	---	------	---	---

n _g	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9
n _m	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8

* В том числе CuO — 0,08, As — 0,02, SO₃ — 0,44, CO₂ — 0,23, S — 0,74, SnO₂ — 0,03 (спектральное определение).** Включая 0,13 Cr₂O₃.

10 — Барклай Саидес, Канада, анал. Хофман [47]; 11 — Джинмара, анал. Морачевский [15]; 12 — р-к Райус, Япония, анал. Андо [40]; 13 — Тырнауз, анал. не указан, в оригинале сумма 100,06 [8]; 14 — Потер-Крик, шт. Калифорния (США), анал. Мосс [48]; 15 — Япония [3]; 16 — Саитардак (Узб. ССР), анал. Суковкина [22]; 17 — гипергенный, Балмат, шт. Нью-Джерси (США), анал. Браун [49]; 18 — Дашкесан, анал. Бон [44].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	—	—	0,08	—	—	—	—	0,1	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,32	0,32	0,15	—	0,51	0,20	—	—	—
CaO	13,40	13,36	13,02	15,17	13,25	13,68	12,57	14,7	13,97
MnO	4,74	4,85	5,15	5,72	6,48	7,34	7,55	7,8	8,64
FeO	29,66	30,84	29,14	28,84	27,74	26,94	27,77	29,7	26,61
Al ₂ O ₃	0,36	He обн.	0,52	6,74	0,67	0,42	—	1,2	—
Fe ₂ O ₃	19,39	19,61	20,40	15,31	19,47	20,74	20,62	14,8	20,76
SiO ₂	28,90	28,15	29,16	25,72	29,37	29,30	29,36	28,4	27,93

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
H ₂ O ⁺	} 2,30	2,83	2,64	} 2,05	2,66	1,80	} 2,06	2,5	2,15
H ₂ O ⁻		—	0,15			0,00			
Сумма	99,57*	99,96	100,41	99,55	100,15	100,56**	99,93	99,2	100,09
Уд. в.	3,985	—	4,059	—	—	3,988	4,037	3,97	4,12
<i>n_g</i>	—	—	—	—	—	—	—	1,94	—
<i>n_p</i>	—	—	—	—	—	—	—	1,82	—

* В том числе SnO₂ — 0,50 (спектроскопическое определение), TiO₂ — следы.

** В том числе Cl — 0,14, TiO₂ — следы.

19 — Лянгар, анал. Мясников [36]; 20 — Верхний рудник, Тетюхе, анал. Морачевский [50]; 21 — Голконда (США), анал. Хилсбранд [51]; 22 — Орроли (Сардиния) [52]; 23 — Перда-Нведла (Сардиния) [53]; 24 — Копер Квин (США), анал. Влиссидис [7]; 25 — Груа (Норвегия), анал. Гольдшмидт [54]; 26 — Каратас (Каз. ССР) [55]; 27 — Камплья Маритима (о. Эльба), анал. Грамлинг-Менде [6].

	28	29	30	31	32	33	34	35
Na ₂ O	—	—	—	—	—	Сл.	—	—
MgO	0,22	0,51	—	0,27	0,36	0,35	—	6,95
CaO	12,60	12,66	13,71	13,43	12,52	13,60	13,50	13,48
MnO	9,08	9,11	9,50	10,92	11,90	12,17	12,25	12,77
FeO	26,32	26,29	25,38	23,71	25,06	23,25	23,22	19,46
Al ₂ O ₃	—	—	0,36	0,43	—	0,30	—	0,30
Fe ₂ O ₃	20,10	19,09	19,22	18,89	18,85	18,10	19,30	16,46
SiO ₂	28,80	29,60	29,29	29,60	28,92	28,90	29,00	27,38
TiO ₂	—	—	—	—	—	Сл.	—	Не обл.
H ₂ O ⁺	2,23	2,54	2,37	2,50	2,45	2,15	2,20	} 3,20
H ₂ O ⁻	0,50	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	1,20	—	—
Сумма	99,85	99,80	99,83	99,75	100,06	100,02	99,47	100,00
Уд. в.	—	—	—	4,0	—	—	3,9	—
<i>n_m</i>	—	—	—	—	1,88	—	—	—

28 — Минбулак (Каз. ССР), анал. Приходько [56]; 29 и 32 — 1-й Советский рудник, Тетюхе (29 — 1-я генерация, 32 — 2-я генерация), анал. Закозская [37]; 30 — Камплья-Маритима (о. Эльба), анал. Родолько [6]; 31 — Алтын-Топканский р-н, анал. Рудина [4]; 33 — Угловское м-ние, анал. Клитина [57]; 34 — м-ние Дыкавица (Болгария), анал. Христова; в работе приведен также анализ ильванита из м-ния Джурково (по-видимому, с включениями Мп-геденбергита и родонита) [58]; 35 — Шаренка (Болгария), анал. Армарчук [20].

Диagn. исп. Разлагается соляной и муравьиной кислотами с образованием студневидного осадка [34]. С фосфорной солью реагирует на Fe, дает скелет кремнезема.

Травится HCl, HNO₃, H₂SO₄, HF и другими кислотами, а также щелочами при их длительном воздействии [7, 9, 16, 59]. Для структурного травления применяется сильно разбавленная HCl [16]. При продолжительном (10—15 мин.) действии HF обнаруживаются границы зерен, зоны деформации, трещины спайности и зоны роста [60]. П.п.тр. легко сплавляется в черный стекловатый магнитный шарик. С бурой дает перлы грязно-зеленого цвета [61].

Повед. при нагр. Температура плавления — около 980°. На кривой нагревания имеется экзотермический максимум около 800° (фиг. 283) [9, 44, 62]. В области экзотермического максимума сначала фиксируется не-

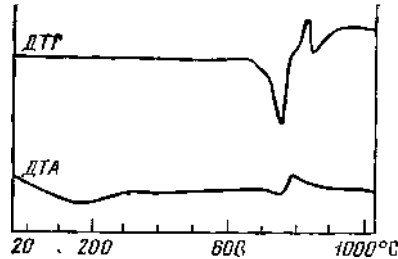
большое уменьшение веса (дегидратация), а затем его возрастание (окисление Fe^{2+}), поэтому вес пробы существенно не меняется. Порошкограмма продукта, полученного прокаливанием ильваита при 900° , отличается от ильваитовой; при нагревании до 1000° получено изотропное вещество [42]. Выше 1000° на кривой нагревания [62] имеется эндотермический прогиб.

Фиг. 283. Кривые нагревания ильваита из Тетюхе

(по Мосговой и Бородаеву)

ДТГ — производная по кривой потери веса;

ДТА — дифференциальная термическая кривая



Отмечался также нечеткий эндотермический прогиб в области $50-400^\circ$ [41]. Кривая нагревания уральского ильваита [34] характеризуется двумя эндотермическими понижениями — при 766 и 800° , разделенными экзотермическим максимумом при $775-780^\circ$; нагревание сопровождается потерей веса (2%), которое происходит в два этапа: $300-350^\circ$ и $650-800^\circ$. Для ильваита из Сангардака Бадаловым и Головановым [22] приведена кривая с двумя эндотермическими прогибами (650 и 760°) и с одним экзотермическим пиком (820°). Не исключено, что указанные термические эффекты обусловлены загрязнением проб.

Наход. Сравнительно распространенный гидротермальный минерал. В значительных количествах наблюдается только в связи с известковыми скарнами и скарнированными породами; встречается в медно-никелевых сульфидных месторождениях и в гидротермально измененных породах; частью ассоциируется с цеолитами. Имеются также указания на образование ильваита в зоне гипергенеза [49]. Было высказано мнение, что олово-содержащий ильваит может служить индикатором гидротермальных руд олова [7, 22]; позже было установлено, что такой ильваит встречается и в тех месторождениях, в которых минералы олова отсутствуют (Тетюхе).

В скарнах ильваит образует массивные зернистые и шестоватые скопления и гнезда, а также друзы кристаллов (до $5-6$ см). В главной массе ильваит выделялся после скарновых минералов, но раньше магнетита и сульфидов. Встречаются псевдоморфозы ильваита по пироксену. Более поздний ильваит образовался по пироксену совместно с низкотемпературным кварцем, кальцитом, хлоритами и другими минералами [9]. Характерен для разных типов скарновых месторождений; в наибольших количествах встречается в скарнах со свинцово-цинковыми и железными рудами. В свинцово-цинковом месторождении Тетюхе [9, 37] различаются три генерации ильваита: I — призматические метакристаллы, радиально-лучистые сростки и гнезда среди агрегатов геденбергита, граната, пирротина, Fe -содержащего галенита, арсенопирита, сфалерита и халькопирита; II — продукт разложения геденбергита; сопровождается даннеморитом, стильпномеланом, кварцем, галенитом и другими минералами; в полостях ассоциируется также с датолитом и апофиллитом, образует щетки призматических кристаллов; III — тонкие прожилки (с кварцем, халцедоном и пиритом); в полостях — тонкопризматические (до 1 см) кристаллики на дипирамидальном кварце, раннем ильваите и скаленоздрическом кальците; изредка наблюдаются шарообразные агрегаты — тонкозернистые в центральных частях и сложенные тонкопризматическими кристалликами по периферии. В Угловском месторождении (Южное Приморье) в магнетит-геденбергитовых скарнах с магнетитом, галенитом, сфалеритом, гранатом и эпидотом встречен богатый марганцем ильваит ($MnO - 12,17\%$, ана-

лиз 33), частью образующий мономинеральную породу [57]. В Средней Азии в Алтын-Топканском районе ильваит представлен столбчатыми кристалликами (до 2—3 мм) около кварц-карбонатных и кварцевых гнезд в салитовом скарне, а также прожилками (до 2—3 мм), секущими скарпы и скарпированные туфокогломераты; реже ильваит наблюдается в виде псевдоморфоз по пироксену [42]. В Казахстане установлен в нескольких скарновых месторождениях. В скарново-баритовом месторождении свинцово-цинковых руд Карагайлы он присутствует в небольших количествах в мелких кварцево-кальцитовых гнездах в ассоциации с высокожелезистым сфалеритом [23]. В месторождении Кызыл-Эспе встречается в скарнах с минералами свинца и цинка [63]. К востоку от г. Каркаралинска в салитовых скарнах сопровождается кварцем, кальцитом, гематитом и сфалеритом [64]. В железорудном месторождении Каратас (Прибалхашье) представлен радиально-лучистыми сростками и призматическими кристаллами; характерна ассоциация с кварцем, кальцитом, роговой обманкой, гематитом и пиритом [55]. В сходной ассоциации установлен в месторождении Джимара (Северная Осетия) среди диопсидовых скарнов с арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом и пиритом [15].

Встречается в скарнах месторождения Трещца в Югославии [65, 66]. В Болгарии в месторождениях Джурково, Горенска падина и Лыкавица ильваит с высоким содержанием марганца ($FeO : MnO = 2 : 1$) входит в состав геденбергит-везувин-родонитовых скарнов с магнетитом, гематитом и сульфидами [58]. Наиболее богат марганцем ильваит ($MnO = 12,77\%$, хим. анализ 35) [20] в свинцово-цинковом месторождении Шаренка. В ряде скарновых свинцово-цинковых месторождений Италии ильваит ассоциируется с родонитом, бустамитом; таковы Кампилья-Маритима [4], Рио-Марина, Капо-Каламита [44], Орроли (Сардиния) [52].

Парагенезисы ильванта в скарнах Италии изучались Бартоломе и Диманни [67]. Они исследовали зависимость парагенезисов ильванта от химических потенциалов воды и углекислоты, а также парагенезисы в системе $CaO - Fe - O - SiO_2 - H_2O$.

Известен в скарнах некоторых месторождений Японии [68] — в Райуо (преф. Нагано) вместе с гранатом, ферротремолитом, пирротинном и пиритом. В Норвегии обнаружен в скарнах цинкового месторождения близ Груа в районе Осло [54], в Мексике — в месторождении Сонора (по Рамдору), в США — в цинковом месторождении Хановер Эмпайр (шт. Нью-Мексико) [7] в скарнах свинцово-цинковых месторождений хребта Оуайхи (шт. Айдахо) [69].

В железорудных скарнах преимущественно с магнетитом образует небольшие гнездообразные тела и прослои. В Дашкесане (Азерб. ССР) ильваит обычен среди кальцит-магнетитовых руд с дашкесанитом; тесно ассоциируется с гематитом, сфалеритом, иногда с арсенопиритом. В безрудном эпидотовом скарне с ильваитом иногда наблюдаются дашкесанит и хлорит [44, 70]. В пироксен-гранат-магнетитовых скарнах Минбулака (хр. Каржантау Каз. ССР) ильваит обособляется в виде гнездообразных тел массивного сложения [56]. Почти мономинеральная ильваитовая порода встречается в Абагасском контактово-метасоматическом магнетитовом месторождении (Алтае-Саянский рудный район) [71]. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта ильваит в виде небольших гнезд и вкраплений установлен в пироксеновых скарнах Тиллякана и Макьяпсая [72]. Является составной частью железорудных скарнов ряда месторождений Урала (Серафимо-Саровское и др.); на Первом Северном Руднике (Урал), помимо раннего, отмечается также более поздний ильваит, образовавшийся наряду с кварцем и гематитом по роговой обманке или совместно с дафнитом и гриналитом по магнетиту [34].

За рубежом известны многочисленные железорудные месторождения с ильваитом (преимущественно ранней генерации) в скарнах: Данимора (Швеция) [28], Фоссум (Норвегия, по Хинце), Янагигаура в преф. Бузен и Дорогава в преф. Ямото (Япония) [68], Насау (Хернбернзеельбах) [112] и Шпитцберг-Клипен (ФРГ) [29], Жупановичи (Чехословакия) [73], о. Серифос (Кикладский архипелаг, Греция) [74, 75], Ка-Бу-Гарун (Алжир) [61], Потер-Крик, шт. Калифорния (США) [48] и др.

В Турьинских меднорудных месторождениях (Урал) ильваит вместе с пиритом представляет продукт замещения салита в скарнах [34, 76].

В Эргани (Турция) [77] ильваит наблюдается совместно со шинелью, магнетитом, хлоритом, актинолитом, эпидотом, рутилом, халькопиритом, пирротином и борнитом; образование ильваита предшествовало отложению сульфидов. В Медзьянке (Польша) является одним из минералов магнетитовых залежей, которые пересекаются жилами медных руд [78].

В Лянгаре (Средняя Азия) приурочен в основном к участкам уралит-гранат-пироксенового скарна; образование ильваита связывается с амфиболлизацией пироксена [36, 42]. В Тырнаузе (Кабардино-Балкарская АССР) в залежах гранат-пироксеновых скарнов с молибдошеелитом и молибденитом ильваит наблюдается вблизи контакта с известняками в ассоциации с амфиболом, кальцитом, пирротином, сфалеритом и другими сульфидами [79]. В пределах Тырнаузовского рудного поля в оловянно-свинцово-цинковом месторождении Малый Мукулан в гранат-магнетитовых скарнах встречается совместно с актинолитом, хлоритом, карбонатами и сульфидами, а в геденбергитовых скарнах Тырнауз — с амфиболом, стильпно-сланом, кальцитом и кварцем [8].

В золотоносных пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах Акташа (Галасское ущелье, Туркестанский хребет) [59] содержится ильваит с очень мелкой (0,001—0,01 мм) вкрапленностью золота.

В бороносных известковых скарнах известен как продукт замещения геденбергита; сопровождается датолитом и волластонитом; в ассоциации с гранатом, папиршпатом, стильпомеланом и кварцем встречается в полостях бороносных скарнов Приморья, в скарновых месторождениях Японии — с сульфидами и минералами бора в Обира (преф. Оита) [80] и Киура (преф. Хигуа) [68]; образовался ранее минералов бора.

В Якутии обнаружен в магнезиальных скарнах. По данным Перцева, выделялся позже кальцита, андрадита, везувiana и салита, которые образовались по вонсениту.

Для месторождений других типов ильваит менее характерен. В Береговском свинцово-цинковом месторождении (Закарпатье) он встречен в адуляризованных и окварцованных плагиолипаритовых туфах в виде очень мелких идиоморфных кристалликов (0,003—0,04 мм), иногда собранных в звездчатые и пучковидные сростки; в основном приурочен к друзовидным кварцевым прожилкам с редкой вкрапленностью сфалерита, галенита, гематита, пирита, халькопирита, иногда карбоната [81].

В Южной Гренландии ильваит обнаружен в гидротермально измененных породах ряда щелочных массивов; в массиве Илимаусак встречается в зоне натролитизации науякита и акмит-арфведсонитовой породы, ассоциируется с арсенидами и антимонидами пикела [82]; в массивах Кангердлуарсук и Туногддиарфик образовался по арфведсониту и эгирину сиенитов, луявритов и фойяитов наряду с зеленым гранатом, кальцитом, гематитом, альбитом, флюоритом, анальцитом и натролитом. В сходных условиях встречается на севере Норвегии [14]. В мандельштейне Тирила (Исландия) обнаружен вместе с цеолитами, кварцем, кальцитом и гематитом [17]. В Новой Гвинее установлен в ассоциации с эпидотом как продукт замещения пироксена в гидротермально измененных микропегматитовых диоритах [83].

Г В Трансваале (ЮАР) в вольфрамо-оловянных месторождениях района Потгьетерорус изредка отмечается в виде микроскопических выделений как продукт замещения магнетита [84]. Найден также в бериллопосных пегматитах вблизи Клейн-Шпитцкопье (ФРГ) [85].

Позднемагматический ильваит содержится в докембрийских габбро шт. Миссури (США) в количестве 0,1—2%; он тесно ассоциируется с пирротинном, ильменитом и магнетитом, частью образовался по пироксену ильменит-пироксеновых сростаний [86].

В медно-никелевых сульфидных рудах установлен в пескольких месторождениях СССР. На Кольском полуострове в Аллареченском месторождении наблюдается как в оруденелых ультраосновных породах, так и во вмещающих породах с небольшим количеством сульфидов и магнетита. В оруденелых ультраосновных породах ильваит представлен крупнозернистыми гнездобразными скоплениями, в слабоизмененных породах — мелкими включениями и сростками в прожилках позднего магнетита; для участков магматизации и скарнирования амфиболитов и гнейсов характерны мелкие жгутовидные включения ильваита в марказите и пирите, а также его вкрапления, каемки у зерен силикатов и сульфидов, мirmekитовые вроски в них [87]. В некоторых месторождениях медно-никелевых руд [88] ильваит связан с поздними минералами: никелистым пиритом, кварцем, кальцитом и хлоритом, в других — с ранними гидротермальными минералами досульфидной стадии минерализации — пирротинном, пентландитом, магнетитом, иногда с железистым карбонатом и другими минералами (образовался позже магнетита, подвергся замещению минералами группы эпидота, цоизитом и сульфидами) [46].

В залежах кремнистых красных железняков Хуттала в поясе диабазов Верхнего Гарца (ГДР) представлен мелкими выделениями в кварце и халцедоне, а также идиоморфными короткопризматическими и таблитчатыми кристалликами; из других минералов тех же залежей отмечаются пирит, арсенонирит, сфалерит, халькопирит и марказит [89]; по Краузе [90], образовался позднее сульфидов.

Как гипергенный минерал описан ильваит, содержащийся в цинковых рудах Балмата (шт. Нью-Джерси, США); образование его связывается с замещением барита в сфалерит-пирит-галенитовых рудах [49].

Изм. В качестве продуктов гидротермального изменения ильваита отмечены гизингерит, хлориты и кальцит [22, 44, 71]. Продуктами выветривания ильваита являются гематит, лепидокрокит, гетит, гидрогетит, кварц [16, 25, 91]. Известны псевдоморфозы гематита по ильваиту [85].

Искусств. Не получен.

Практ. знач. Не имеет. Изучалась возможность использования минерала в черной металлургии [26].

Отл. Характерна форма кристаллов. В проходящем свете по плеохроизму сходен с энigmatитом, от которого отличается по прямому погасанию и максимальной абсорбции параллельно плоскостям наиболее совершенной спайности, а также легкой растворимостью в кислотах [91]. От людвигита [92], с которым сходен по оптическим свойствам, отличается плеохроизмом: людвигит — по N_g темно-красный, по N_p темно-зеленый, ильваит — по N_p темно-зеленый, по N_g светлый, желтовато-коричневый; кроме того, в ближней инфракрасной области ($\lambda \approx 1,2 \text{ мкм}$) ильваит прозрачен, а людвигит непрозрачен. В отраженном свете ильваит легко определяется по умеренной отражательной способности, сильному двуотражению и очень сильной анизотропии; от людвигита отличается большим углом вращения плоскости поляризации в отраженном свете [7, 86].

Межплоскостные расстояния ильваита из Хаповер Эмпайр (Нью-Мексико)*

FeK_α-излучение, D=114,59 мμ

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
110	70	7,28	231	10	2,734	251; 420?	14	2,091
020	18	6,52	112; 141	100	2,709	430?	18	1,967
120	4	5,19	320	50	2,673	260; 350	10	1,943
101	10	4,88	240; 301	14	2,614	152?	14	1,900
111	18	4,57		14	2,570	103	14	1,892
210	10	4,16	122	14	2,547	261	4	1,846
130; 121	18	3,88	150	10	2,494	170; 440	4	1,820
211	6	3,40	330; 202?	50	2,439	213	4	1,767
0,40; 131	25	3,239	212; 241	25	2,386	402; 360	10	1,746
220; 221	10	3,085	132	25	2,336	270; 223	14	1,712
002	4	2,923	250	4	2,250	450; 043	14	1,672
310	4	2,860	340; 060	35	2,175	143	14	1,636
041	85	2,839	160; 142	35	2,112	080; 530	14	1,621

Также 33 дополнительные линии до 1,002

* ASTM, 14—67.

Л и т е р а т у р а

1. Federico M. Period. min., Roma, 1957, 26, 191.
2. Белов Н. В., Мокева В. И. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1954, вып. 9, 47; *Gottardi G. Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1968, 12, H. 2—3, 129.
3. Takeuchi Y. X-Rays. Osaka, 1948, 5, 8 (по реферату *Min. Mag.*, 1951, 29, No. 212; *Min. Abstr.*, 11, No. 4, 243).
4. Gossner B., *Reichel Ch. Zbl. Min.*, 1932, A, 225.
5. Kckkoros F. *Naturwissenschaften*, 1936, 24, H. 39, 619.
6. Gramling-Mende Y. *Zbl. Min.*, 1942, A, 107.
7. Leonard B. F., Hildebrand F. A., Vlisidis A. C. *Petrologic Studies*, A volume in honor A. F. Buddington, 1962, 523.
8. Каленов А. Л., Яковлева С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 6, 719.
9. Мозгова Н. Н., Бородаев Ю. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 114.
10. Bartholomé P., Duchesne J. C., van der Plas L. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1966—1967 (1968), 90, Bull. No 7—10, 779.
11. Урусов В. С. *Геохимия*, 1967, № 4, 399.
12. Bauer M. *N. Jb. Min.*, 1890, 1, 31.
13. Lorenzen J. *Medd. Grönland*, 1881, H. 2, 45.
14. Böggild O. B. *Medd. Grönland*, 1902, 25, 43.
15. Кузнецов И. Г. Изв. Геол. ком-та, 1925, 44, № 6, 728.
16. Schiener A. *Zs. Krist.*, 1933, 85, 89.
17. Flink G. *Mineralogische Notizen*, 1886, 1, 44.
18. Krause H. *N. Jb. Min., Abhandl.*, 1960, 94, H. 2, 1277.
19. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 108.
20. Велчев В. Н. Списание на Българского геол. дружество, 1962, т. XXIII, кн. 3, 348.
21. Пудовкина И. А. Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957, 139.
22. Бадалов С. Т., Голованов И. М. *АН Узб. ССР*, 1962, № 1, 26.
23. Янулова М. К. Минералогия скарново-барито-полиметаллического месторождения Карагайлы (Центральный Казахстан). Изд-во АН Каз. ССР, 1962.
24. Young B. B., Millman A. P. *Bull. Inst. mining, metallurgy*, 1964, 73, No. 689, 450.
25. Mügge O. *Zbl. Min.*, 1917, 82.
26. Burdese A. *Ricerca scientifica*, Roma, 1952, 22, N. 1, 31.
27. Назарев А. Н. Оптика и спектроскопия, 1960, 9, вып. 2, 195.
28. Sundius N. *Geol. för. förhandl.*, 1915, 37, H. 4, No 305, 299.
29. Ramdohr P. *N. Jb. Min.*, 1927, B.-Bd. 55, A, 356.
30. Cardecotte L., Jouravsky G. C. R., Paris, 1937, 204, No. 1, 137.
31. Grey I. M., Millman A. P. *Econ. Geol.*, 1962, 57, No. 3, 325.
32. Кэмерон Ю. Н. Рудная микроскопия. Перев. с англ. Изд-во «Мир», 1966, 286.
33. Cardecotte L. *Bull. Soc. fr. min.*, 1946, 69, 24.
34. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 1.

35. Бирсанов Г. П. ДАН СССР, 1941, 31, № 6, 594.
36. Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951, 82.
37. Хетчиков Л. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 298.
38. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 1, 36.
- 38a. Мкртчян В. М., Мозгов Н. Н., Мкртчян А. Р.—Геохимия, 1972.
39. Бадалов С. Т., Голованов И. М. Узб. геол. журн., 1963, вып. 6, 7.
40. Ando A., Takashima K. Bull. Geol. Surv., Japan, 1963, 14, No. 11, 18.
41. Соловьев С. П. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного р-на Тарныауз. Изд-во АН СССР, 1940.
42. Келлерт С. Я., Суворкин В. М. Тр. Ср.-Аз. в.-и. ин-та геол. и мин. сырья, 1966, вып. 7, 39.
43. Абдушев Х. М. Собр. сочин. Изд-во АН Узб. ССР, 1964, 2, 269.
44. Грудов А. П., Ратчикова Г. И. Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1960, № 5, 89.
45. Soso G., Garavelli C. Rend. Soc. min. Ital., 1954, 10, 269.
46. Горбунов Г. И., Корнилов Н. А. ДАН СССР, 1954, 94, № 2, 323.
47. Hoffman G. C. Am. J. Sci., 1891, 42, 432.
48. Prescott B. Am. J. Sci., 1908, 26, 14.
49. Brock J. S. Econ. Geol., 1936, 31, No 4, 331.
50. Григорьев И. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 1, 155.
51. Hillebrand W. F. U. S. Geol. Surv. Bull., 1915, No. 591, 318.
52. Comucci P. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Roma, 1920, 29, 202 (по реферату N. Jb. Min., 1924, 2, 358).
53. Manasse E. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. n. t., Roma, 1915, ser. 1, 24.
54. Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristiania Gebiet. 1911, 402.
55. Тиленов Э. Т. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1967, вып. 6, 65.
56. Баталов А. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 3, 224.
57. Лобанова Г. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 534.
58. Маринова-Петрова Р., Христова Р. Годишник геол. и минни проучвания, 1960, 11, 133.
59. Курбанов А. Ш., Боршанская С. С. Тр. НИГРИзолото, 1952, вып. 19, 78.
60. Сергеев В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 66.
61. Gentil L. Bull. Soc. fr. min., 1895, 18, No 7, 410.
62. Иванова В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 69.
63. Еникеева Г. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1959, 23, 145.
64. Наконник Н. И. Уч. зап. Казахск. ун-та, геол. и геогр., 1954, 15, № 1, 162.
65. Выдрин В. Н. Советская геология, 1958, № 6, 157.
66. Schumacher F. Die Lagerstätte der Trepča und ihre Umgebung. Belgrad, 1950.
67. Bartholomé P., Dimanche F. Ann. Soc. géol. Belg., 1966—1967, 90, Bull. No 5, 533.
68. Fukuchi N. Beitr. Min. Japan, 1907, No. 3, 75 (по реферату N. Jb. Min., 1909, 1, 32).
69. Shannon E. V. Am. J. Sci., 1918, 45, No 4, 118 (по реферату N. Jb. Min., 1926, 1, A, 236).
70. Каикай М. А. Петрология и металлогения Дашкессана и других железорудных месторождений Азербайджана. Изд-во «Недра», 1965, 489.
71. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных м-ний Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965, 146.
72. Исамуламеёв И. М., Кулченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, 1962, 357.
73. Nemes Dusan. Casop. min., geol., 1964, 9, N 3, 333.
74. Frenzel A. Tscherms. min., petr. Mitl., 1895, 14, N. 2, 121.
75. Marias G. Geol. Geophys. Surv. Athens., 1951, 95 (по реферату Min. Mag., 1952, 29, No. 217, Min. Abstr., 11, No. 9, 54).
76. Коржинский Д. С. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68, № 10, 66.
77. Wijkerslooth P. Maden Tetkik ve Arama enstitüsü mecmuasi, 1944, 9, s. 1/31.
78. Ramdohr P. Zbl. Min., 1923, 292.
79. Родзянко И. Г. Сб. «Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматизму», Изд-во «Недра», 1966, 259.
80. Miyahisa M. J. Mining Inst. Kuushu, 1958, 26, No. 1, 11 (по реферату Р. Ж. Геол. 1959, № 11, 23479).
81. Ясинская А. А. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 2, 210.
82. Soen O. Sc. rensen H. Medd. Grönland, 1964, 172, Nr 1, 22.
83. Baker G. Am. Min., 1953, 38, Nos. 9—10, 840.
84. Steyn J. G. D. Geol. Surv. South Africa, Mem., 1962, No. 51, 51.
85. Ramdohr P. N. Jb. Min., 1940, V.-Bd. 76, A, 1.
86. Desborough G. A., Amos Decey H. Am. Min., 1961, 46, Nos. 11—12, 1509.
87. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 47.
88. Генкин А. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 2, 138.

89. Daube F. Bergbaumwissenschaften, 1961, 8, Nr 16, 380.
 90. Krause H. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, II, 2, 1277.
 91. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1962, 1, 711.
 92. Шобынин Л. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 3, 308.

СТРУКТУРА ТИПА ЦОИЗИТА

ГРУППА ЦОИЗИТА

	Сингонии	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Цоизит $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$	Ромб.	16,23	5,51	10,16	3,25—3,37
Арденнит $\text{Mn}_2\text{Al}_3(\text{As}, \text{V})\text{O}_4(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	»	8,72	5,83	18,56	3,60—3,75

Объединение цоизита и арденнита в одну группу основано на их структурном сходстве. Структура их близка к структуре эпидота.

Цоизит Zoisite



Назван по имени Цоиза, в коллекции которого впервые был обнаружен (Вернер, 1805).

Синон. Зауальпит — saualpите (Цоиз, до 1805 г.), иллюдерит — illudcrit (Леонхард, 1806), унионит — unioinite (Сялмен, 1849), кальциевый эпидот — lime-epidote (Дана, 1852), ортоцоизит — orthozoisite (Нич, Винклер, 1965).

Разнов. По оптическим свойствам: α -цоизит и β -цоизит; по цвету: тулит, хромцоизит, тавзанит.

Характ. выдел. Характерны агрегаты, преимущественно зернистые, шестоватые, пластинчато-шестоватые и волокнистые (частью радиально-лучистые); наблюдаются кристаллы.

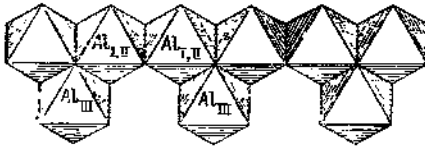
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pnma*.

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	М-кис	Авторы
16,23	5,51	10,16	2,945:1:1,838	—	Фесенко, Руманова, Белов [1]
16,24	5,64	10,10	2,879:1:1,790	Прегратен	Госнер, Мусгуг [2]
16,33	5,61	10,23	2,911:1:1,823	»	Вальдбауер и Макэн [3]
16,20	5,56	10,04	2,911:1:1,809	Камингтон (α -цоизит)	Секн [4]
16,20	5,56	10,04	2,911:1:1,809	Нагатаро (β -цоизит)	»
16,212	5,559	10,036	2,916:1:1,805	Массачусетс	Долэс [5]

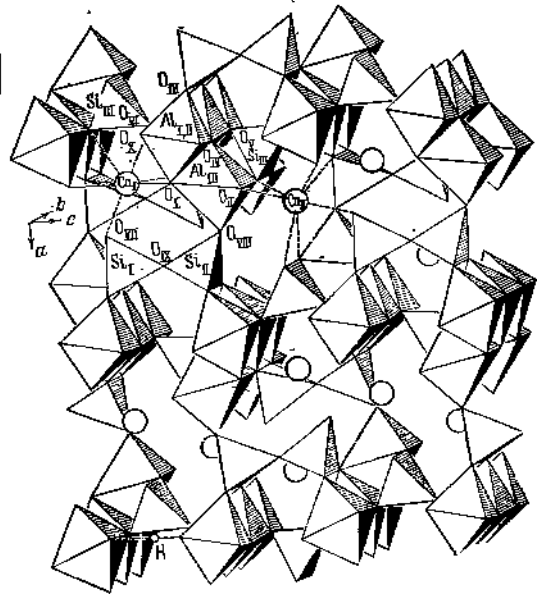
$Z=4$.

Параметры ячейки увеличиваются с увеличением содержания Fe^{3+} [6]. Структурно цоизит весьма близок к эпидоту. Как и для последнего, для него характерны колонки AlO_6 -октаэдров, параллельные оси b [1], по колонки построены по-иному [5].

Структура цоизита была определена Фесенко, Румановой и Беловым [1] и уточнена Долэсом [5]. Основу структуры (фиг. 284 и 285) составляют расположенные вдоль оси b колонки из AlO_6 -октаэдров двух типов, связанных общими ребрами: $\text{Al}_{\text{I,II}}$ -октаэдры имеют три общих ребра с соседними октаэдрами, в свободных их вершинах расположены группы OH; Al_{III} -октаэдры связаны лишь двумя общими ребрами; Al_{III} может ограниченно замещаться Fe^{3+} (до 5% Fe_2O_3). Колонки октаэдров связаны между собой одиночными SiO_4 -тетраэдрами и диортогруппами Si_2O_7 . Атомы Ca располагаются в семи-вершинниках, занимающих в структуре два равных положения. Межатом-



Фиг. 284. Строение колонки из октаэдров в структуре цоизита (по Долэсу)



Фиг. 285. Структура цоизита (по Долэсу)

ные расстояния (в Å) [5]: в тетраэдрах Si—O=1,58—1,67, в октаэдрах Al_{I,II}—O=1,839—1,963, Al_{III}—O=1,784—2,133 Ca_I—O=2,415—2,587, Ca_{II}—O=2,307—2,789.

Цоизит и клиноцоизит диморфны.

Ромбо-пирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 2,9158 : 1 : 1,7900$ (Вайншенк, 1896) [7].

Обычные формы [7—11]:

	ψ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
b 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
m^* 110	18 56	90 00	0 00	71 04	90 00	18 56
u 210	34 27	90 00	0 00	55 33	90 00	34 27
x 410	53 54	90 00	0 00	36 06	90 00	53 54
l 610	64 05	90 00	0 00	25 55	90 00	64 05
d 011	0 00	60 49	29 11	90 00	0 00	29 11
k 103	90 00	11 34	90 00	78 26	11 34	90 00
q 102	90 00	17 04	90 00	72 56	17 04	90 00
n 305	90 00	20 13	90 00	69 47	20 13	90 00
s 203	90 00	22 15	90 00	67 45	22 15	90 00
f^* 101	90 00	31 33	90 00	58 27	31 33	90 00
r 201	90 00	51 29	90 00	38 31	51 29	90 00
t 301	90 00	61 30	90 00	28 30	61 30	90 00
e 401	90 00	67 50	90 00	22 10	67 50	90 00
o 111	18 56	62 09	29 11	73 21	31 26	33 20
v 211	34 27	65 16	29 11	59 05	50 51	41 30
p 311	45 49	68 44	29 11	48 04	61 31	49 30
z 611	64 05	76 17	29 11	29 06	74 49	64 53
ff (101): $\bar{1}$ (01)=63°06'			of (111):(101)=56°45'		of (100):(101)=58°27'	
oo (111): $\bar{1}$ ($\bar{1}$ 1)=33 20			of (211):(101)=51 17		am (100):(110)=71 04	
vv (211): $\bar{2}$ ($\bar{1}$ 1)=61 50			cr (001):(201)=51 29		au (100):(210)=55 38	

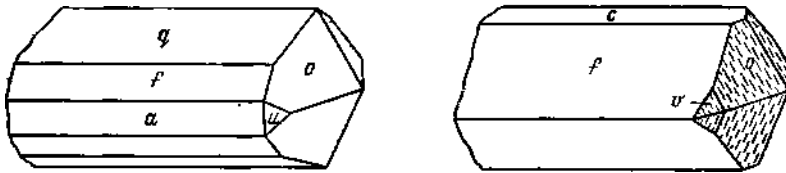
* Обозначения m и f других авторов здесь взаимно переставлены.

Редкие, вицинальные и недостоверные формы [10—13]:

340	14.1.0	207	704	441	312	511	24.1.16
510	16.1.0	4.0.11	133	641	314	719	11.2.1
11.2.0	18.1.0	409	A 122	5.2.20	321	814	
910	24.1.0	<i>i</i> 509	112	<i>y</i> 212	322	919	
10.1.0	<i>g</i> 105	<i>j</i> 405	113	214	625	10.1.5	
12.1.0	<i>h</i> 104	302	115	421	B 411	20.1.10	

Принятая здесь установка Вайншенка отвечает рентгеновской установке и выявляет соотношение с минералами группы эпидота. Брёггером [9], Палэчем [10], Дана, Хипце, Гольдшмидтом, Хёрлбатом [12] принималась установка Чермака [8]: $a : b : c = 0,6196 : 1 : 0,3429$. Формула перехода от установки Чермака к установке Вайншенка $010/001/100$, для обратного перехода $001/100/010$ (оси a, b, c Чермака отвечают, соответственно, осям c, a, b Вайншенка).

Кристаллы обычно призматические, удлиненные по оси b . Для граней, параллельных оси b , характерна горизонтальная штриховка, для граней o (111) и v (211) — штриховка, параллельная ребру между ними [7]. Кристаллы с головками очень редки (фиг. 286).



Фиг. 286. Кристаллы цоизита, Церматт (по Вайншенку)

У цоизита из Дактауна [8] и из Карелии [14] под микроскопом наблюдались полисинтетические двойники по (310) (в установке Вайншенка) с плоскостью срастания (101). Описаны параллельные сростки цоизита и клиноцоизита [15], цоизита и эпидота [16].

Физ. св. Сп. по (100) весьма совершенная, по (001) несовершенная. Отдельность по (010). Изл. неровный до неяснораковистого. Хрупок. Тв. 6—6½. Уд. вес 3,25—3,37. Цв. серовато-белый, серый, зеленовато-серый, яблочно-зеленый (у хромсодержащего), розовый (у тулита — марганецсодержащего), желто-бурый, синий (у танзанита). Кривая поглощения света у розового цоизита (тулита) из габбро Первоуральского месторождения имеет четко выраженный максимум при 510 $m\mu$, что указывает на содержание Mn^{2+} . Черта белая. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен до полупросвечивающего.

Микр. В прох. свете в шлифах бесцветен; тулит плеохроирует: по Ng — желтый, светло-желтый, по Nm — ярко-розовый до почти бесцветного, по Np — светло-розовый до ярко-розового; зеленый хромовый цоизит по Nm — светло-оранжевый, по Np — голубовато-зеленый [7]; танзанит [12, 16a] плеохроирует в сапфирово-синих, розовых и бледно-зеленых тонах. Двусный (+). Различают две разновидности цоизита с различной оптической ориентировкой, названные Термье [17] α -цоизитом и β -цоизитом; иногда они наблюдаются в срастаниях (с взаимнопараллельными осями $Ng=c$): у α -цоизита пл. опт. осей (100), $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$, удлинение (—); у β -цоизита пл. опт. осей (010), $Ng=c$, $Nm=b$, $Np=a$, удлинение (\pm). Причина различной оптической ориентировки не выяснена.

Предполагалось, что α -цоизиты безжелезистые, а β -цоизиты содержат более 5% Fe_2O_3 [14], однако против этого говорит содержание 1,75% Fe_2O_3 в зеленом и бесцветном β -цоизите из Танзании [18]. Высказанное Орловым [19] предположение, что β -цоизит Термье является клиноцоизитом, было опровергнуто Секи [4], который установил, что порошкограммы и размеры элементарной ячейки α -цоизита и β -цоизита (см. выше) одинаковы.

По показателям преломления α -цоизит и β -цоизит не отличимы: $n_g = 1,698-1,725$, $n_m = 1,688-1,700$, $n_p = 1,685-1,705$; $n_g - n_p = 0,007-0,022$; $2V$ от 60 до 0° (β -цоизит) и от 0 до 70° (α -цоизит) [6]; у α -цоизитов очень сильная дисперсия, $r < v$; у β -цоизитов дисперсия менее сильная, $r > v$ [20]. У бесцветного β -цоизита из Танзании при длине волны 4358 \AA $2V = 27,2^\circ$, при 6550 \AA — $36,7^\circ$ [18]; у марганцевого цоизита из Борзовки (оригинал хим. апализа 3) $2V$ в желтом свете 48° , в красном 56° [21]. В некоторых разрезах наблюдаются характерные аномальные интерференционные окраски: синяя, серо-синяя и тусклая желтовато-бурая. При $2V = 0^\circ$ в красном свете в сечениях, перпендикулярных Ng , наблюдаются аномально синие интерференционные цвета, в синем свете — желтовато-серые.

Хим. Теор. состав: $\text{CaO} - 24,69$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 33,66$, $\text{SiO}_2 - 39,68$, $\text{H}_2\text{O} - 1,97$; Fe^{3+} замещает Al (до 10% Fe_2O_3), $\text{Mn}^{2+} - \text{Ca}$ (до $0,47\%$ MnO), $\text{Mg} - \text{Al}$ (редко более 1% MgO). Довольно часто содержит K , Na , Ti , иногда — Sr . В акцессорном цоизите из пород Уруптского интрузивного комплекса на Кавказе установлено $2,50\%$ SrO и $0,39\%$ BaO [22]; в цоизите из кварц-мусковитовых жил того же района наряду со SrO обнаружено $0,07\%$ TR_2O_3 [23]; в цоизите из Танзании содержится $0,20\%$ V_2O_5 [12].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,00	—	—	0,00	—	—	} Сл.	—	0,45
K_2O	—	—	—	—	—	—		—	1,35
MgO	Сл.	0,08	0,11	0,00	—	—	Сл.	0,11	Сл.
CaO	24,01	23,55	25,36	24,52	24,52	25,02	23,65	24,30	19,80
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	1,44
MnO	0,10	0,09	0,47	0,04	0,02	0,014	0,18	0,05	Сл.
FeO	0,37	0,33	—	0,00	0,15	—	0,23	0,08	0,72
Al_2O_3	29,13	33,08	31,78	33,44	32,06	33,50	33,03	33,52	30,80
Fe_2O_3	5,11	1,40	0,90	1,33	1,47	1,75	1,88	0,20	3,40
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	0,33	—	—	—
SiO_2	38,97	39,12	37,86	37,47	39,37	39,16	39,09	39,80	40,16
TiO_2	—	0,007	—	—	0,36	0,001	Не обн.	Сл.	Сл.
H_2O^+	2,26	2,28	} 3,80	2,73	} 1,89	0,57	—	—	2,24
H_2O^-	0,12	0,10		0,05		0,06	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	2,38	1,82	—
Сумма	100,07	100,04	100,28	99,58	99,84	100,40	(100,44)	99,88	100,37*
Уд. в.	—	3,31	3,22	—	3,355	3,364	3,329	3,34	3,174
n_g	1,714	1,708	1,697	1,707	1,7073	1,705	—	1,702	1,700
n_m	1,707	1,703	—	1,698	1,7020	1,700	—	1,698	1,697
n_p	1,702	1,702	1,693	1,694	1,7011	1,700	—	1,698	1,695
(+) $2V$	72— 87°	50°	48°	39— 49°	41°41'	17°30'— 33°	—	40—42°	50°

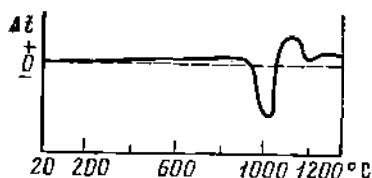
* В том числе $\text{TR}_2\text{O}_3 - 0,07$.

1 — α -цоизит, сероватый, Камнягтон, шт. Массачусетс (США), анал. Секн и Като [4]; 2 — α -цоизит, бледно-зеленый, окрестности пос. Слюдорудник, Челябинская обл. [21]; 3 — β -цоизит, розовый, Борзовка, Челябинская обл., анал. Пуртова [21]; 4 — β -цоизит, бесцветный, Нагата, преф. Сайтама (Япония), анал. Секн и Като [4]; 5 — β -цоизит, Вестерботтен, Швеция, анал. Грнп [25]; 6 — β -цоизит, зеленый, Танзания, анал. Босуэл [18]; 7 — β -цоизит, Лампи-Варака, Карелия, анал. Курбатов [14] (в оригинале сумма 100,46); 8 — Новая Земля, анал. Лоскутов (по данным Лоскутова); 9 — р. Блыб, Северный Кавказ, анал. Гусева (в оригинале указаны сумма 100,07) [23].

Хим. анализы см. также в справочниках Лёльтера, Дира и др. и [26—31].
 Диагн. исп. Кислотами не разлагается. После прокаливания растворяется в HCl с образованием студневидного SiO_2 . П.п.тр. вспучивается и плавится в белую пузырчатую массу.

Повед. при нагр. Температура разложения 995° , температура плавления 1090° . На кривой нагревания имеется эндотермический прогиб при 950 — 1000° (фиг. 287) [32—34].

Фиг. 287. Кривая нагревания цоизита (по Ивановой)



Наход. Породообразующий минерал метаморфических пород — кристаллических сланцев, амфиболитов и др. Для образования цоизита при региональном метаморфизме, помимо количественного соотношения Al и Fe^{3+} , благоприятны гидростатическое давление и отсутствие стресса; последний, как и высокое содержание Fe^{3+} , благоприятствует образованию клиноцоизита [35].

Согласно опытным данным, цоизит существует в области температур выше 650° и давления в несколько *кбар*. В этих условиях цоизит образуется также при замещении эпидота [36]. Граница стабильности цоизит + кварц = анортит + гроссуляр + H_2O существует при 400° и давлении 1600 *атм*, а также при 600° и 3400 *атм*. Равновесие сильно зависит от давления [37].

Описаны цоизиты, слагающие внешние зоны кристаллов эпидота, в котором содержание железа уменьшается от центральных частей кристаллов к периферии [38] (в СССР — Алтайская обл., Шалым и Шеретгш [39]; в США — Филипсберг, шт. Монтана и Юрика, шт. Невада [40]; в Норвегии — Кристиансанн; в Англии — Ивернесшар [38—41]).

Нередко образуется при действии относительно низкотемпературных слабоминерализованных вод на плагиоклазы основных изверженных пород наряду с альбитом (или олигоклазом), кальцитом, серицитом, эпидотом, слагает вместе с этими минералами так называемый сосюрит. В амфиболитах, корунд-роговообманковых плагиоклазитах и эклогитах наблюдается в виде гнезд, жилков и сбособлений неправильной формы вместе с кварцем, рутилом, титанитом, пренитом, клинохлором, фукситом и кальцитом: в СССР — Борзовка в Челябинской обл. (тулит) [21]; в Австрии — около Церматта и около Прегратена (хромсодержащий) [7]; в Норвегии — в Квестебеке (тулит). Входит в состав измененных дунит-серпентинитов Полярного Урала [42].

Встречается в кварцевых жилах, секущих измененные основные породы: в СССР (кварц-хрусталеносные жилы) — Новая Земля (по данным Лоскутова), в США — шт. Нью-Мексико (тулит) [40]; в Норвегии — Телсмарк, Квестебек [31]. В последнем месторождении тулит встречается в ассоциации с цитрином, гроссуляром, эпидотом, диопсидом, олигоклазом, скаполитом, десмином и др. На Северном Кавказе (р. Блыб) в гидротермальных жилах с кварцем, мусковитом и молибденитом встречен цоизит, содержащий Sr [23].

В гидротермальных жилах, залегающих в змеевиках, сопровождается гранатом, пироксенами, флогопитом, везувияном и хлоритом; часто пред-

ставляет продукт изменения граната (Северо-Западный Кавказ, Даховский массив) [43].

В пегматитах, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов, цоизит наблюдается как продукт изменения полевых шпатов, реже сканолита (Карельская АССР — Хитаостров, оз. Печное, Лампи-Варака [14, 44]; США: Стоун-Маунтин, шт. Джорджия; Райт Куэри, шт. Мэриленд; Уэлти, шт. Виргиния).

Входит в состав некоторых скарнов; местами слагает мономинеральную цоизитовую породу — цоизитит. В скарнах вблизи грапитного массива Рыла, Болгария, вместе с розовым клиноцоизитом встречен тулит [45].

Известен в метаморфизованных сульфидных рудах с халькопиритом, пирротином и др. (Гумешевское месторождение, Свердловская обл.) [26]. На Урале отмечен также в Сугурском медном месторождении с хлоритом и в месторождениях Тагильской группы [46].

Встречен как новообразование в песчаных и алевроитовых мезозойских породах Верхоянья [47] в виде мелких кристалликов, а также корочек и оторочек вокруг зерен терригенных цоизита и эпидота, а также в песчано-алевритовых породах угленосной толщи восточного склона Урала в районе р. Миасс [48] в виде мелких кристалликов. Известны псевдоморфозы цоизита по везувияну.

Изм. Отмечено замещение цоизита пренитом [49] и слюдой с образованием псевдоморфоз [50]. В зоне гипергенеза как продукты изменения цоизита отмечены гиббсит, каолинит, кварц и кальцит.

Отл. От эпидота в шлифах отличается оптическим знаком (+), более слабым двупреломлением и отсутствием окраски, от клиноцоизита — прямым погасанием, от везувияна — оптическим знаком, несколько более низкими показателями преломления, наличием спайности.

Практ. знач. Некоторые прозрачные разновидности могут употребляться как драгоценные камни [12, 13, 16а, 51].

Разнов. По оптическим свойствам: α -цоизит — α -zoisite (Термье, 1898) и β -цоизит — β -zoisite (Термье, 1898). См. раздел «Микр.». Параметры элементарной ячейки α - и β -цоизита идентичны [4].

Синон. β -цоизита: псевдоцоизит — pseudozoisite (Трёгер, 1952).

По цвету: тулит — thulite (Брук, 1823) — розовый марганецсодержащий цоизит.

Синон. Манганцоизит — manganoisite (Шабанин, 1934).

Хромцоизит (хромовый цоизит) — chromzoisite (Вайншенк, 1896) — зеленый хромсодержащий цоизит.

Танзанит — tanzanite [12, 16а] — синий цоизит ювелирного качества с необычно сильным плеохроизмом, проявляющимся макроскопически; $a_0=16,20$, $b_0=5,55$, $c_0=10,00$ Å [12]. По N_g желтый, по N_m синий, по N_p красный; в отраженном свете желтоватый, зеленый, бурый, синий, бесцветный, аметистоподобный. В результате нагревания становится сапфирово-синим. Окраска предположительно обусловлена присутствием V (содержит 0,20% V_2O_3); $n_g=1,7015$, $n_m=1,6943$, $n_p=1,6925$; $2V=+53^\circ$; $r>v$ [12]. Образцы минерала получены из Танзании (месторождения и геология их не известны).

Назван по стране находки (Дидикот и Кроунингшилд, 1968) [16 а].

Межплоскостные расстояния цоизита из Дактауна, США *
SiK_α-излучение

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d	l	d
200	30	8,13	412	35	2,783	6	2,020	35	1,453
002	50	5,03	511; 600	100	2,703	15	1,982	10	1,429
111; 210	15	4,68	601	20	2,626	20	1,903	<1?	1,406
211; 202	8	4,25	004	30	2,531	30	1,844	45	1,388
400	40	4,05	512; 022	<1?	2,459	<1?	1,715	2	1,369
311	60	3,615	204	40	2,407	8	1,685	30	1,347
410	2	3,328	503	60	2,335	4	1,666	20	1,291
501; 312;	35	3,106	322	10	2,238	75	1,615	8	1,268
203			702; 603	10	2,111	25	1,591		
303	100	2,869	521	65	2,064	20	1,544		

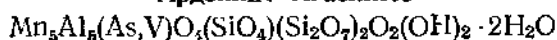
* ASTM, 11-665.

Л и т е р а т у р а

- Фесенко Е. Г., Руманова И. М., Белов Н. В. ДАН СССР, 1955, 102, № 2, 275.
- Gossner B., Mussgrug F. Zbl. Min., 1930, A, 369.
- Waldbauer L., McCann D. C. Am. Min., 1935, 20, No. 2, 106.
- Seki Y. Am. Min., 1959, 44, Nos. 7-8, 720.
- Dollase W. A. Am. Min., 1968, 53, Nos. 11-12, 1882.
- Myer G. H. Am. J. Sci., 1966, 264, No. 5, 364. (хим. анализы).
- Weinschenk E. Zs. Krist., 1896, 26, 156 и 337.
- Tschermak G., Sipőcz. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 1880, 82, 154 (по реферату Zs. Krist., 1880, 6, 200).
- Brögger W. Zs. Krist., 1879, 3, 471.
- Palache C. Am. J. Sci., 1907, 24, 249.
- Game P. M. Min. Mag., 1954, 30, No. 226, 458.
- Hurlbut C. S. Am. Min., 1969, 54, Nos. 5-6, 702.
- Strunz H. Aufschluss, 1969, 20, No. 3, 57.
- Курбанов С. М. Изв. АН СССР, сер. мат. и ест. наук, 1932, № 2, 242.
- Termier P. Bull. Soc. fr. min., 1900, 23, 50.
- Gossner B., Reichel Ch. Zbl. Min., 1932, A, 225; Strunz H. Zs. Krist., 1935, 92, H. 5-6, 402.
- Anderson B. W. J. of Gemmology, 1968, 11, No 1, 1; Meen V. B. Lapidary Journal 1968, august, 636; Liddicoat R. T., Crowningshield G. R. Lapidary Journal, 1968, 736.
- Termier P. Bull. Soc. fr. min., 1898, 21, 148.
- Rogers A. F. Am. Min., 1924, 9, No. 11, 221.
- Orlov A. Veštník Král. České Společnosti Nauk, 1926, no. 19, 1.
- Фоминых В. Г. Сб. «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». Изд-во «Недра», 1967, 52.
- Шабалин Л. И. Зап. Мин. об-ва, 1934, 63, вып. 2, 456.
- Афанасьев Г. Д. ДАН СССР, 1948, 62, № 5, 677.
- Плошко В. В., Боданова В. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 122; Плошко В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. Изд-во «Наука», 1965, 96.
- Белковский А. И. Сб. «Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Изд-во «Наука», 1967, 49.
- Grip F. Bull. Geol. inst. Upsala, 1930, 22, 289.
- Курьянов Р. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, вып. 20, 25.
- Eitel W. N. Jb. Min., 1919, B.-Bd. 42, A, 173.
- Yoshimura T. J. Fac. sci., Hokkaido univ., Ser. 4, Geol., 1938, 4, Nos. 1-2, 21.
- Northrop Stuart A. Am. Min., 1936, 20, No. 11, 805.
- Slavik F. Zbl. Min., 1901, Nr 22, 686.
- Neumann H., Steinthal S. Norsk geol. tidsskr., 1955, 34, H. 2-4, 139.
- Simonen A. Bull. Comm. géol. Finl., 1953, N: o 159, 9.
- Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 69.
- Ehlers E. J. of Geology, 1953, 61, No. 3, 231.
- Harpum J. R. Bull. Geol. Soc., Am., 1954, 65, No. 11, 1075.
- Winkler H. G. F., Nitsch K. H. Naturwissenschaften, 1963, 50, H. 19, 612.
- Nitsch K. H., Winkler H. G. F. Fortschr. Min., 1963, 40, 64.
- Barth T. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 57, A, 1069.

39. Сумин Н. Г. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, 193.
 40. Schaller W. T., *Glass J. Am. Min.*, 1942, 27, No. 7, 519.
 41. Francis G. H. *Bull. Brit. Museum (nat. hist.) Mineralogy*, 1958, 1, No. 5, 121.
 42. Моркожина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во «Наука», 1967, 123.
 43. Афанасьев Г. Д. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, 319.
 44. Лобуцов А. Н. Пегматиты СССР. Изд-во АН СССР, 1939, т. 2, 113.
 45. Арнаудов В., Петрусенко Св. Списание на Българского геол. дружество, 1968, 29, кн. 3, 317.
 46. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 262.
 47. Косовская А. Г., Шутов В. Д. ДАН СССР, 1956, 108, № 1, 139.
 48. Черников О. А. ДАН СССР, 1958, 122, № 5, 909.
 49. Watson P. *Am. Min.*, 1942, 27, No. 9, 638.
 50. Blum A. R. *Pseudomorphosen*, 1879, 4, Nachtrag, 45.
 51. Bank H., Berdesinski W., Nuber B. *Zs. Dtsch. Ges. f. Edelsteinkunde*, 1967, 61, 27; Anderson B. W. *J. Gemmology*, 1968, 11, 1.

Арденнит Ardennite



Назван по месту находки (Лазо, 1872) [1].

Синон. Мангандистен — Mangandisthen (Лазо, 1872); девалькит — dewalquite (Пизани, 1872) [2].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 1 мм), скопления волокон и радиально-лучистые агрегаты (до 10 см).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{13} — $Pmmn$ или C_{2v}^7 — $Pnm2_1$. У минерала из Сальм-Шато:

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Авторы
8,72	5,83	18,56	1,496:1:3,184	Штрунц [3]
8,69	5,79	18,28	1,501:1:3,157	Брасёр [4]
8,70*	5,80*	18,49	1,500:1:3,188	Мур [5]
8,68	5,82**	18,54	1,491:1:3,186	Семе, Моро [6]
8,7126	5,8108	18,5214	1,492:1:3,187	Донэй, Алман [7]
8,707	5,807**	18,570**	1,499:1:3,198	Наяк [13]

* По сравнению с оригиналом оси a и b переставлены.

** По сравнению с оригиналом оси b и c переставлены.

$Z=2$.

Штрунц [3] высказал предположение о структурном сходстве арденнита с эпидотом (параметры a_0 и b_0 минералов близки, c_0 арденнита отвечает $2c_0 \cos(\beta - 90^\circ)$ эпидота) и указал, что кристаллы арденнита могут рассматриваться как субмикроскопические двойники по (001) эпидота. Донэй и Алман [7], подтвердившие, что структура арденнита может быть выведена из структуры эпидота путем отражения плоскостью (001), отметили наличие в структуре арденнита линейных групп Si_3O_{10} (в которых тетраэдры, связанные общими O, обращены в одну сторону) и цепочек из AlO_6 -октаэдров, вытянутых параллельно оси b . В цепочках октаэдры имеют по два общих ребра; цепочки связаны SiO_4 -тетраэдрами. Два октаэдра и три тетраэдра образуют пятичленные кольца. Два таких кольца имеют общий (Al, Mg, Fe) O_6 -октаэдр и центральный тетраэдр (из группы Si_3O_{10}).

Межатомные расстояния: Al—O=1,91; (Al, Mg, Fe)—O=2,01; Si—O=1,63; (As, V)—O=1,70; Mn—O=2,19; (Mn, Ca)—O=2,24 Å [7].

$a : b : c = 1,487 : 1 : 3,190$ (по измерениям Рата, пересчитаны для установки Штрунца).

Наблюдавшиеся формы [6, 8, 9]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	0°00'	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>m</i>	110	33 55	90 00	0 00	56 05	90 00
<i>l</i>	102	90 00	47 00	90 00	43 00	47 00
<i>k</i>	305	90 00	52 09	90 00	37 51	52 09
<i>e</i>	101	90 00	65 01	90 00	24 59	65 00
<i>n</i>	302	90 00	72 44	90 00	17 16	72 45
<i>o</i>	111	33 55	75 25	17 24	57 19	65 00
<i>u</i>	332	33 55	80 10	11 48	56 39	72 45

$$mm(110):(\bar{1}10)=67^{\circ}50'$$

$$ee(101):(\bar{1}0\bar{1})=49\ 58$$

$$ll(102):(\bar{1}0\bar{2})=86\ 00$$

$$na(302):(100)=17^{\circ}16'$$

$$ea(101):(100)=24\ 59$$

$$la(102):(100)=43\ 00$$

$$oo(111):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})=65^{\circ}22'$$

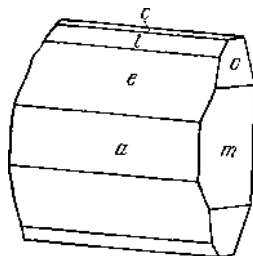
$$oa(111):(100)=57\ 19$$

Редкие формы [9]: (108), (107), (106), (2.0.11), (205), (305), (771).

Кристаллам придавалась различная установка. Впервые Раг [8] вывел отношение осей $a:b:c=0,4663:1:0,3135$; близкие данные были получены Гизани [2] и Семе и Моро [6]. Этой же установке придерживались Гольдшмидт, Хинце и другие авторы [4, 9, 10]. Формула перехода от символов по Рагу к символам по Штрунцу 100/001/010.

Кристаллы несколько удлинены по оси *b*. Для граней призм, параллельных оси *b*, характерна горизонтальная штриховка (фиг. 288).

Фиг. 288. Кристалл арденнита, Сальм-Шато (по Семе и Моро, в установке Штрунца)



Физ. св. Сп. совершенная по (001), менее совершенная по (101). Изл. мелкораковистый до неровного. Отдельность по (010). Очень хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7. Уд. вес 3,60—3,75. Цв. канифольно-коричневый или оранжево-желтый, иногда черно-бурый. Бл. стеклянный до шелковистого. Прозрачен или слабо просвечивает, в толких сколах красноватый.

Микр. Плеохроизм наблюдается не всегда [10, 11]; по *Nm* — золотисто-желтый, по *Ng* — бледно-желтый до зеленоватого, по *Np* — буро-желтый [12]. $Nm > Np \geq Ng$ [6]. Двусный (+). Пл. опт. осей (100); $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$ (Цезаро и Абрахам, в установке Штрунца).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение	Ссылка
1,758	1,744	1,742	0,016	24—36°	Индия	[11]
1,770	1,753	1,753	0,017	20—42°	Сальм-Шато	[6]

Угол $2V$ варьирует [6], дисперсия $r > v$ или $v < r$ [6].

Цезаро и Абрахам (соответственно Ларсен и Винчел) указывали для минерала из Сальм-Шато более высокие показатели преломления: $1,8 < n_m < 1,9$ и до 2. Мишель-Левн и Лакруа принимали за пл. опт. осей (001) — в установке Штрунца.

Хим. Формула отвечает представлениям Штрунца; по структурным данным Донэй и Алмана [7], формуле арденнита может быть придан вид $Mn_4 (AlOH)_4 [(Al, Mg, Fe) OH]_2 (As, V) O_4 (Si_3O_{10}) (SiO_4)_2$. По новым данным Наяка [13], формула арденнита (анализ 6): $(Mn, Ca, Mg)_5 (Al, Fe^{3+}, Mg)_5 (As, V) O_4 (Si, Al)_5 O_{20} (OH)_2 \cdot 2H_2O$; As^{5+} замещается V^{5+} и в незначительном количестве P^{5+} . С преобладанием As — арсеноарденнит — arsenoardennite (Замбонини, 1922), с преобладанием V — ванадиоарденнит — vanadioardennite (Замбонини, 1922). Отношение Si : (As, V) равно 5 : 1. Al замещается Mg, в меньшей степени Fe^{3+} ; Mn^{2+} частично замещен Ca. Как показало изучение инфракрасных спектров [6], молекулярная вода в минерале отсутствует (вся H_2O принадлежит гидроксильным группам).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
K_2O	—	—	—	—	0,12	—
Na_2O	—	—	—	—	0,07	—
MgO	1,38	5,20	2,00	2,28	4,03	5,26
CaO	1,83	1,44	2,53	1,16	5,61	1,13
MnO	30,61	22,70	26,44	25,87	18,76	28,53
SiO_2	0,17	—	—	0,42	0,75	—
FeO	—	0,55	0,93	—	—	Не обн.
NiO	—	—	—	—	0,04	—
Al_2O_3	22,76	25,25	24,78	23,43	22,40	20,70
Fe_2O_3	1,15	0,53	0,11	1,03	3,11	3,28
SiO_2	27,50	27,77	28,65	27,75	29,53	27,77
TiO_2	—	—	—	—	—	0,05
As_2O_5	9,33	9,91	4,14	12,13	10,30	7,71
V_2O_5	0,53	0,81	4,84	0,87	0,25	0,01
P_2O_5	—	—	—	—	0,12	0,53
H_2O^+	5,13	}	5,08	5,03	5,42	5,24
H_2O^-	—					
П. п.	—	5,24	—	—	—	—
Сумма	100,39	99,50	99,50	99,99	100,63	100,21
Уд. в.	3,656	3,657	3,630	3,747	—	3,715

1—4 — Сальм-Шато (1 — анал. Лазо [14]; 2 и 3 — анал. Праудл [15, 16]; 4 — по Семс и Моро [6]); 5 — Валь д'Ала, Пьемонт; CaO и SiO_2 — следы; анал. Замбонини [17]; 6 — Каджидонгри, анал. Уик [13].

Арденнит из Индии содержит 28,53% MnO , 7,71% As_2O_5 , 0,01% V_2O_5 [11].

Диagn. исп. С трудом разлагается серной кислотой. Нерастворим в HCl и HNO_3 .

П.п.тр. с вспучиванием сплавляется в черное стекло. В закр. тр. при нагревании выделяет воду. При сплавлении арденнита с фосфорной солью образуется бесцветное стекло, которое становится фиолетовым при действии H_2SO_4 .

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются два эндотермических понижения: слабое около 270° и более резкое при 810° . Эндотермические реакции, вероятно, представляют дегидратацию и разрушение структуры минерала [13]. Для температурного интервала $850-1000^\circ$ характерна экзотермическая реакция.

Находж. Очень редок. Впервые найден в Сальм-Шато (Арденны, Бельгия) в кварцевых жилах, секущих красные гематитовые и обогащенные марганцем сланцы; также встречается в сланцах; ассоциируется с альбитом,

пирролюзитом, апатитом [1, 6]. В том же районе в Арденнах встречен в кварцевых прожилках с гематитом или хлоритом [18]. В Пьемонте (Италия) волокнистый арденнит в ассоциации с кварцем и эпидотом наблюдался в Валь д'Ала [17], а также в марганцевом руднике Варенче в долине д'Аоста [19].

В марганцевом месторождении Каджлидонгри (шт. Мадхья-Прадеш, Индия) арденнит наблюдается в кварцевых жилах, секущих рудные тела и вмещающие породы [5, 13].

Указание [20] на находку арденнита в шт. Нью-Мексико (США) оказалось ошибочным: за арденнит был принят сантафит [21].

Межплоскостные расстояния арденнита из Сальм-Шато [6]

FeK α -излучение, $D=114,6$ мн

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
020	3	9,29	122	2	2,636	203	1	1,771
100	3	8,67	161	10	2,597	1.10.1	2	1,727
120	2	6,31	251	2	2,531	422	1	1,708
011	3	5,55	132; 260	3	2,515	233	1	1,700
101	4	4,84	042	3	2,458	390; 470	2	1,678
040	4	4,64	202	3	2,413	511	1	1,660
121; 210	5	4,26	212; 331	2	2,392	442	2	1,629
140	1	4,08	142	1	2,367	303	4	1,611
220	1	3,92	222	3	2,336	323	1	1,586
131	4	3,80	171	3	2,317	452	4	1,576
230	3	3,56	232	3	2,256	0.10.2	1	1,560
201	1	3,49	152	2	2,208	0.12.2	3	1,540
150; 211	2	3,42	400	3	2,163	462	4	1,516
141	2	3,34	062	3	2,113	502	1	1,490
221	2	3,26	302; 280	3	2,047	2.10.2	4	1,469
240	6	3,17	252	4	2,022	004; 472	5	1,452
231	2	3,03	361	1	1,983	024	1	1,435
151	8	2,94	013	1	1,924	093	2	1,409
300; 002	7	2,90	172	1	1,906	044	2	1,384
310	1	2,86	113; 450	2	1,876	224	1	1,363
250	3	2,82	123	1	1,850	650; 234	2	1,345
022; 320	4	2,77	133	3	1,808	Кроме того, 36 слабых линий до 0,9785.		
112	3	2,72	272; 451	2	1,784			

Л и т е р а т у р а

1. Lasaulx A. v. Verhandl. Natur. Ver. preuss. Rheinl. Wesph., 1872, 29, Sitzber., 174 и 189; N. Jb. Min., 1872, 930; 1873, 124; 1874, 276.
2. Pisani F. C. R., Paris, 1873, 77, 329.
3. Strunz H. Zs. Krist., 1935, 92 A, 402.
4. Brasseur H. C. R. Congrès National sci., Bruxelles, 1930, 141.
5. Moore J. B. Canad. Min., 1965, 8, pt. 2, 262.
6. Semet M., Moreau J. Ann. Soc. géol. Belg., 1965, 88, Bull. No 10, 545 (обзорная статья с новыми данными).
7. Donnay G., Allman R. Referate Dtsch. Geol. Gcs., Berlin, 1967, 45, 20 (автореферат).
8. Rath G. Ann. Phys., Chem., 1873, 147, 247.
9. Buttgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1930—31, 55, 176.
10. Cesaro G. Abraham. Ann. Soc. géol. Belg., 1909—1910, 36, M. 197.
11. Nayak V. K. Nature, 1963, 198, No. 4882, 778.
12. Michel-Lévy A., Lacroix A. Minéraux des roches, Paris, 1888, 155.
13. Nayak V. K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 9—10, 295.
14. Lasaulx A. v. Verhandl. Natur. Ver. preuss. Rheinl. Wesph., 1876, 363.
15. Prundt W. Zs. Krist., 1905, 40, 392.
16. Gossner B., Strunz H. Zs. Krist., 1932, 83, 415.

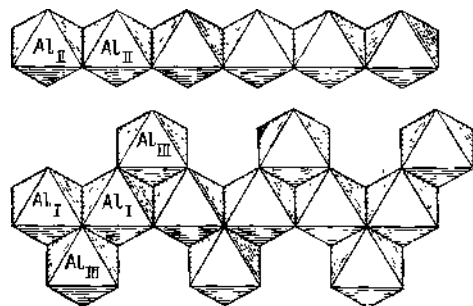
17. Zambonini F. Atti (Rend.) R. Accad. Lincei, Roma, 1922, ser. 5, 31, 147 (по реферату N. Jb. Min., 1926, 1, 248).
 18. Corin F. Ann. Soc. géol. Belg., 1927—28, 51, B140; 1928—29, 52, B27.
 19. Pelloux. Rend. Soc. min. Ital., 1946, 3, 188.
 20. Sun M.-S., Weber R. H. Am. Min., 1955, 40, Nos. 3—4, 338.
 21. Sun M.-S., Weber R. H. Am. Min., 1958, 43, Nos. 7—8, 677.

СТРУКТУРА ТИПА ЭПИДОТА

ГРУППА ЭПИДОТА

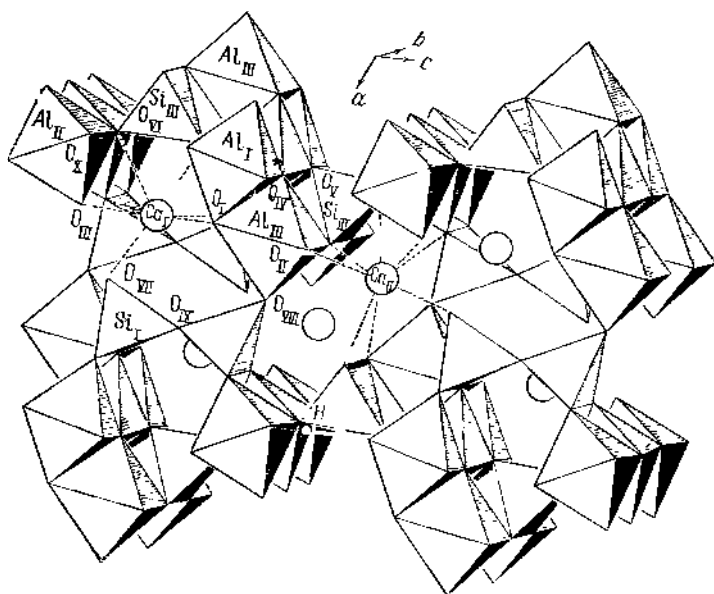
	Синго- вия	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Клиноцоизит	Монокл.	8,87	5,59	10,15	115°27'	3,2— 3,4
$\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{OH})$	»	8,90	5,63	10,25	115 24	3,2— 3,5
Эпидот	»	8,87	5,65	10,17	115 30	3,4— 3,5
Пьмонит	»	—	—	—	—	4,03
$(\text{Ca, Mn})_2(\text{Al, Mn, Fe})_3[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{OH})$	»	8,95	5,75	10,22	115 01	3,3— 4,2
[Ханкоит] $(\text{Ca, Pb, Sr})_2(\text{Al, Fe})_3[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{OH})$	»	16,13	5,61	18,24	115 30	3,8
Орнит $(\text{Ca, TR})_2(\text{Al, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{OH})$	»	8,82	5,84	9,71	108 24	3,25
[Ломбардит] $(\text{TR, Ca})_2(\text{Fe, Mg, Mn})(\text{Al, Fe})_2[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{OH})$	»					
[Сурсаент] $(\text{Mn, Ca})_2(\text{Al, Mn, Mg, Fe})_3[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2$						

Структура эпидота была определена Беловым и Румановой [1], затем неоднократно уточнялась [2—6] — выяснялось положение взаимозамещающих катионов Al, Fe, Mn и др. Основу структуры минералов группы эпидота составляют вытянутые вдоль оси b колонки из октаэдров AlO_6 и



Фиг. 289. Два типа колонок из октаэдров в структуре клиноцоизита (по Долэсу)

$\text{AlO}_4(\text{OH})_2$, имеющих общие ребра (фиг. 289). В отличие от цоизита в минералах группы эпидота содержатся колонки двух типов, в которых Al_IO_6 -октаэдры имеют по четыре общих ребра с соседними октаэдрами, а Al_{II}O_6 - и $\text{Al}_{III}\text{O}_6$ -октаэдры — по два общих ребра. Две вершины Al_{II}O_6 -октаэдров заняты группами OH. Места Al_I и Al_{III} (иначе M_IO и M_{III}O) могут занимать атомы Fe, Mn, Mg и др. Колонки, как и в структуре цоизита, связаны одиночными SiO_4 -тетраэдрами, спаренными тетраэдрами (группами Si_2O_7) и полиэдрами Ca (фиг. 290). В половине последних атомы Ca, по Долэсу [6], находятся в координации 7 с шестью расстояниями Ca_I-O в пределах 2,284—2,522 и одним расстоянием Ca_I-O , равным 2,745 Å в структуре эпидота, от 2,888 до 2,557 у клиноцоизита и 2,873 Å соответственно у пьмон-



Фиг. 290. Структура клиноцоизита
(по Дюлесу)

тита. В остальных Са-полиэдрах атомы Са_{II} имеют координацию 8 при Са_{II}—О от 2,267 до 2,819 Å в клиноцоизите, от 2,277 до 2,745 в пьомонтите. Межатомные расстояния в октаэдрах структуры пьомонтита также больше таковых у клиноцоизита, что отражено в большем объеме элементарной ячейки пьомонтита. Расстояния Al_{II}—О в клиноцоизите 1,859, 1,925 и 1,852 (по два расстояния), в пьомонтите — 1,857, 1,934 и 1,881; Al_I—О (по два расстояния) 1,930, 1,850 и 1,937 у клиноцоизита, M_I—О 1,941, 1,872 и 1,985 у пьомонтита; Al_{III}—О: 2,184 и 1,927 (по два расстояния), 1,862 и 1,781 (по одному расстоянию), соответственно M_{III}—О=2,274 и 2,031; 1,900 и 1,861.

Клиноцоизит диморфен с цоизитом. Полиморфные соотношения между ними подтверждены методом дискриминантной функции [7].

Не оправдалось мнение Ито и др. [2] о том, что цоизит можно рассматривать как субмикроскопически двойникованный эпидот (клиноцоизит).

Ханкоцит — очень редкий и недостаточно изученный минерал, условно отнесен к этой группе и рассматривается как Pb-содержащий эпидот. Ломбардит — редкий минерал, сходный по составу с ортитом; по величине псевдоячейки он близок к другим минералам группы эпидота.

Структура сурсассита не изучена, но по параметрам элементарной ячейки он обнаруживает общность с минералами группы эпидота; пересчет химических анализов [8] позволяет принять для этого минерала химическую формулу, весьма мало отличающуюся от формулы эпидота.

Для основных минералов этой группы характерны вариации состава, а следовательно, значительные колебания физических свойств. Можно выделить несколько главных изоморфных рядов.

1. Непрерывный изоморфный ряд Ca₂(Al, Fe)₃[SiO₄]₂[Si₂O₇]₂O(OH) — —Ca₂(Fe, Al)₃[SiO₄]₂[Si₂O₇]₂O(OH). К клиноцоизиту относятся оптически положительные минералы изоморфного ряда; эпидотом (пистацитом) называют оптически отрицательные члены ряда. Изменение оптического

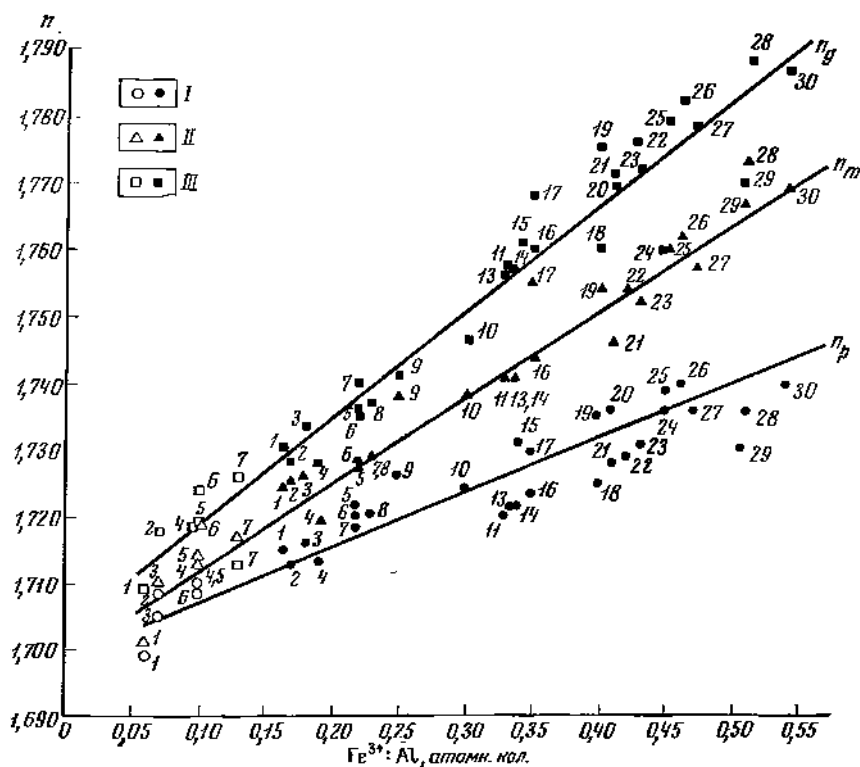
знака вызывается увеличением содержания Fe^{3+} в минерале; клиноцоизиты содержат не более 0,1 Fe^{3+} на формульную единицу. Свойства минералов изоморфного ряда в основном определяются содержанием Fe^{3+} . С его возрастанием увеличиваются размеры элементарной ячейки: a_0 от 8,87 у маложелезистого клиноцоизита до 8,90 у эпидота, b_0 от 5,59 до 5,63, c_0 от 10,15 до 10,20 Å. Зависимость параметров элементарной ячейки минералов изоморфного ряда клиноцоизит — эпидот от содержания Fe^{3+} (хим. анализы см. на стр. 726 и 735—737):

$Fe^{3+}:Al$ (в атомн. кол.)	a_0	b_0	c_0	β	Местонахождение	№ хим. анализа
Клиноцоизиты						
0,06	8,872	5,590	10,149	115°30'	Энсенада [9]	1
0,097	8,87	5,59	10,15	115 27	Сасагури [10]	4
0,10	8,87	5,59	10,15	115 27	Канто [10]	5
0,10	8,876	5,605	10,15	115 17	Хдес-Цкали [11]	6
0,13	8,879	5,603	10,151	115 28	Хантингтон [9]	7
Эпидоты						
0,165	8,886	5,606	10,155	115 29	Байя, Калифорния [9]	1
0,17	8,884	5,608	10,155	115 20	Хдес-Цкали [11]	2
0,18	8,889	5,621	10,161	115 27	Найтингейл [9]	3
0,19	8,884	5,607	10,135	115 32	Хдес-Цкали [11]	4
0,22	8,889	5,621	10,161	115 27	Силезия [9]	7
0,25	8,88	5,61	10,17 $\frac{1}{2}$	115 25	Холивил [10]	9
0,33	8,893	5,634	10,159	115 24	Пойнз Крик [9]	11
0,33	8,896	5,627	10,159	115 24	Бэйкерсвил [9]	13
0,335	8,898	5,635	10,164	115 25	Сэлида [9]	14
0,35	8,898	5,631	10,163	115 25	»	16
0,40	8,90	5,63	10,18	115 30	Кюгу-Бизан [12]	19
0,41	8,89	5,63	10,17	115 36	»	21
0,42	8,89	5,63	10,19	115 24	Канто [10]	22
0,43	8,90	5,63	10,18	115 30	Кюгу-Бизан [12]	23
0,45	8,90	5,63	10,18	115 30	»	25
0,47	8,89	5,62	10,17	115 30	»	27
0,51	8,904	5,649	10,173	115 26	Сан-Исидро [9]	28
0,54	8,90	5,63	10,20	115 24	Дофипе [10]	30

При увеличении содержания железа показатели преломления и уд. вес возрастают (фиг. 291).

2. Изоморфный ряд $Ca_2(Fe, Al)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH) - Mn_2^{2+}Mn^{3+}[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$. Крайний Mn-член в природе не известен. Пьемонтит как самостоятельный минерал выделяется при содержании свыше 1% MnO; Mn в пьемонтите может быть двухвалентным или трехвалентным; некоторые пьемонтиты содержат Mn^{2+} и Mn^{3+} .

3. Изоморфный ряд $Ca_2(Fe, Al)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH) - (Ca, TR)_2(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+})_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$. Существование непрерывности этого ряда некоторые авторы [13, 14] подтверждают наличием ортитов с незначительным содержанием редкоземельных элементов и эпидотов, содержащих редкие земли. Костов [15] отрицает непрерывность изоморфного ряда эпидот — ортит, считает, что эти минералы являются изоструктурными, а изменение их состава происходит скачкообразно; среди них им выделяются четыре самостоятельных минерала: баграгонит, алланит, ортит и букландит. Кепежинская и Хлестов [7], применив метод дискриминантной функции, рассчитанной по 470 анализам, показали, что между



Фиг. 291. Зависимость значений показателей преломления в изоморфном ряду клиноцоизит — эпидот от содержания Fe^{3+} (по Якубовой)

Цифры на графике — номера химических анализов; I — n_p , II — n_m , III — n_g , светлые значки — клиноцоизит, черные — эпидот

полями составов эпидота и ортита существует область несмесимости. В ячейке эпидота только половина Ca может замещаться TR [4]; одновременно происходит замещение Al на Fe^{2+} ($CaAl \rightarrow TRFe^{2+}$). Вхождение TR и Fe^{2+} в структуру эпидота увеличивает размеры элементарной ячейки. Ортиты часто содержат U и Th и часто находятся в метамиктном состоянии.

Л и т е р а т у р а

1. Белов Н. В., Руманова И. М. ДАН СССР, 1953, № 5, 853.
2. Ito J., Morimoto N., Sadanaga R. Acta cryst., 1954, 7, 53.
3. Фесенко Е. Г., Руманова И. М., Белов Н. В. ДАН СССР, 1955, 102, № 2, 275.
4. Руманова И. М., Николаева Т. В. Кристаллография, 1959, 4, вып. 6, 829.
5. Burns R. G., Strens R. G. J. Min. Mag., 1967, 36, No. 278, 204.
6. Dollase W. A. Am. Min., 1968, 53, Nos. 11—12, 1882 (структура клиноцоизита); Am. Min., 1969, 54, Nos. 5—6, 710 (структура пьомонита).
7. Кекежинская К. Б., Хвостов В. В. ДАН СССР, 1967, 175, № 2, 435.
8. Geiger Th. Beitr. Geol. Schweiz., 1948, 27, 44.
9. Myer G. H. Am. J. Sci., 1965, 263, No. 1, 78.
10. Seki Y. Am. Min., 1959, 44, Nos. 7—8, 720.
11. Ахаледзиани Р. А. Сообщ. АН Груз. ССР, 1967, 48, № 1, 115.
12. Ernst W. G. Geoch., cosm. acta, 1964, 28, No. 11, 1631.
13. Хвостова В. А. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 11, 79.
14. Белолипецкий А. П., Денисов А. П., Елина Н. А., Кульчицкая Е. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1964, вып. 5, 129.
15. Костов И. Сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез манералов)». Изд-во «Наука», 1966, 81.

Клиноцонзит *Clinzoisite*

Название указывает на близость к цонзиту по составу и на моноклинную сингонию митерала (Вайншенк, 1896) [1].

Синон. Фукеит — *fouqueite* (Лакруа, 1889) [2], алюминисвый эпидот — *aluminium-epidote* (Гольдшлаг, 1916), алюмоэпидот — *almoepidote* (Замбонни, 1920), клиноэпидот — *clinoepidote* (Усов, 1933).

Характ. выдел. Кристаллы, волокнистые агрегаты, сплошные массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^2 — $P2_1/m$; $a_0=8,87$, $b_0=5,59$,

$c_0=10,15$ Å; $\beta=115^\circ 27'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,586 : 1 : 1,816$ (для оригиналов хим. анализов 4 и 5) [3]; $Z=2$. Структура аналогична структуре эпидота.

Призматический кл. $C_{2h}^2 - 2/m$ (L_2PC); $a : b : c = 1,5853 : 1 : 1,8117$, $\beta=115^\circ 30'$ (Вестергард, 1905) [4].

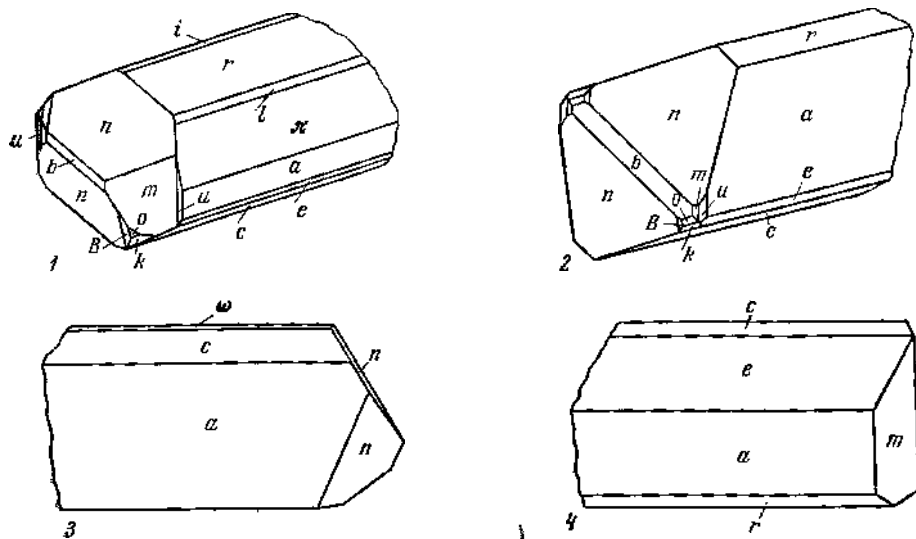
Угловые координаты лишь незначительно отличаются от координат для эпидота.

Наблюдавшиеся формы [1, 5—7]:

<i>c</i>	001	<i>y</i>	310	<i>e</i>	101	σ	$\bar{1}03$	<i>r</i>	$\bar{1}01$	<i>l</i>	151	<i>v</i>	$\bar{1}71$
<i>b</i>	010	<i>k</i>	012		807	<i>i</i>	$\bar{1}02$	<i>l</i>	$\bar{2}01$	<i>P</i>	144	<i>B</i>	$\bar{2}33$
<i>a</i>	100	<i>a</i>	023		504	<i>s</i>	$\bar{2}03$	<i>l</i>	$\bar{3}01$	Σ	113	<i>n</i>	$\bar{1}11$
<i>m</i>	110	<i>o</i>	011		403	<i>N</i>	$\bar{3}04$	φ	$\bar{7}02$	<i>d</i>	111	<i>q</i>	$\bar{2}21$
<i>u</i>	210	Ω	105	ω	$\bar{1}01$		506	π	$\bar{7}01$	λ	213	<i>H</i>	$\bar{7}32$

Видиальные формы [7]: (0.41.83), (0.18.35), (13.0.20), (17.0.7), ($\bar{6}$.0.25), ($\bar{1}7$.0.5), ($\bar{2}3$.0.12), (6.6.17), ($\bar{2}$.13.2).

Кристаллы призматические (фиг. 292), удлиненные по оси *b*, иногда с головками на обоих концах. Двойники прорастания по (100), также полисинтетическис. Иногда двойники имеют зональное строение [8, 9].

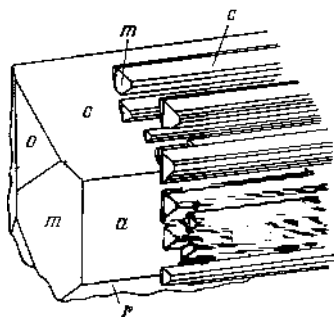


Фиг. 292. Кристаллы клиноцонзита

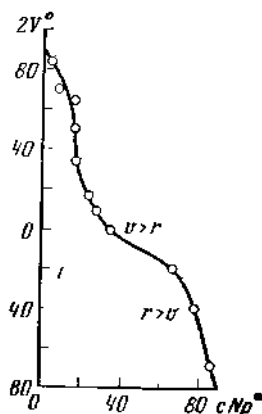
1 и 2 — Гослервальд, Австрия (по Вайншенку); 3 и 4 — Северный Кавказ (по Яковлевской)

Наблюдались закономерные сростания клиноцоизита и роговой обманки [10]: (110) роговой обманки параллельна (001) и (101), реже (100) клиноцоизита; угол между (010) клиноцоизита и (001) роговой обманки — от 2 до 90° [11]. Известны параллельные сростания цоизита и клиноцоизита, параллельное нарастание кристаллов клиноцоизита на эпидот (фиг. 293) [12].

Физ. св. Сп. по (001) и (100) совершенная. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,212—3,399, зависит от содержания железа — увеличивается при его возрастании. Цв. бесцветный, серовато-белый, желтый, зеленый, светло-розовый, ярко-малиновый. Бл. стеклянный. Просвечивает.



Фиг. 293. Кристаллы клиноцоизита, наростшие на кристалл эпидота (по Черши)



Фиг. 294. Зависимость между углом оптических осей, дисперсией оптических осей и углом погасания клиноцоизита (по Джонстону)

Инфракрасный спектр клиноцоизита (как и спектр эпидота) имеет пики при 1102, 1068, 1025, 947 и 885 см^{-1} , а также пик при 3340 см^{-1} , вызванный колебанием групп (OH) [13].

Микр. [8, 9, 14]. В прох. свете бесцветен. Розовый клиноцоизит из Вернирович (Чехословакия) плеохроирует: по Ng — светло-розовый, по Nm — светло-лиловый, по Np — бесцветный [15]. Двуосный (+). Удлинение (\pm). Пл. опт. осей (010), Nm=b, cNr=0— 90° . Различным углом погасания отвечают определенные значения 2V, дисперсии оптических осей (фиг. 294) и двупреломления. При увеличении cNr (начиная с 0°) двупреломление и 2V постепенно уменьшаются, достигая наименьших значений ($n_g - n_p = 0,001$, $2V = 0^\circ$) при cNr=30— 50° ; при возрастании cNr от 50 до 90° двупреломление и 2V постепенно возрастают. Одновременно изменяются характер и величина дисперсии оптических осей: при cNr от 0 до $\sim 45^\circ$ дисперсия $v > r$, слабая; при cNr около 45° дисперсия $r > v$, сильная. По Орлову [8], у клиноцоизита из Чехословакии зависимость между двупреломлением, 2V и дисперсией (при $\lambda = 630$ и 510 мкм) менее выдержана; $n_g = 1,681 - 1,735$, $n_m = 1,674 - 1,729$, $n_p = 1,670 - 1,724$; $n_g - n_p = 0,001 - 0,023$. Оптические свойства клиноцоизита находятся в зависимости от содержания Fe^{3+} (см. фиг. 291). При содержании в минерале менее 5% Fe_2O_3 , 2V, n_g и cNr, по-видимому, зависят от содержания других примесей.

Дисперсия двупреломления также связана величиной cNr: при cNr, меньшем 45° , дисперсия $r < v$, сильная; при cNr, большем 45° , дисперсия $r > v$, слабая. При дисперсии $r < v$ наблюдается аномальная голубая интер-

ференционная окраска, при $r > v$ интерференционная окраска серая или серовато-желтая.

Хим. К клиноцоизиту относятся оптически положительные минералы изоморфного ряда, состав которых в общем виде выражается формулой $nCa_2Al_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH) \cdot mCa_2Fe_3^{2+} [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$, где $n = 100-90\%$ и $m = 0-10\%$, или формулой $Ca_2Fe_nAl_{3-n} [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$, где $n \leq 0,1$. Основной изоморфной примесью клиноцоизита, оказывающей наибольшее влияние на его свойства, является Fe^{3+} ; в незначительном количестве Al замещается Fe^{2+} и Mn^{2+} . Довольно часто клиноцоизит содержит Mg, реже Ti, K, Na. Содержание H_2O составляет от 1,5 до 3,5%.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	—	—	—	—	0,11	0,41	—
K ₂ O	0,00	0,27	—	—	—	—	0,08
MgO	—	1,66	1,10	0,02	Сл.	1,01	—
CaO	24,1	24,57	23,65	23,65	23,92	23,05	24,4
MnO	0,14	0,08	—	0,60	0,14	0,14	0,10
FeO	0,14	0,24	0,43	0,29	0,58	1,66	0,31
Fe ₂ O ₃	2,79	2,94	3,05	4,03	4,09	3,23	5,36
Al ₂ O ₃	30,9	29,10	30,39	29,53	29,88	30,23	27,5
SiO ₂	39,7	38,97	38,72	37,35	37,41	38,31	38,4
TiO ₂	0,08	—	—	—	—	0,04	0,20
H ₂ O ⁺	—	1,92	2,24	3,21	3,12	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,08	0,62	0,34	0,10	—
П. п.	—	—	—	—	—	2,06	—
Сумма	97,85	99,70	99,66	99,30	99,59	100,24	96,35
Fe ³⁺ : Al *	0,06	0,07	0,07	0,097	0,10	0,10	0,13
Уд. вес.	—	—	3,52	—	—	3,25	—
n_g	1,709	1,718	1,710	1,719	1,719	1,724	1,726
n_m	1,701	1,710	—	1,713	1,714	1,719	1,717
n_p	1,700	1,709	1,705	1,710	1,710	1,709	1,713
+2V	40°	64—66°	86°	65°	74—78°	—	70°

* Во всех анализах Fe^{2+} пересчитано на Fe^{3+} .

1—Энсенада, Мексика, анал. Розе и Фланаган [16]; 2—Зардалекский массив, Алайский хр., анал. Морозова [17]; 3—Оспинский массив, Восточный Саян, анал. Лахно [18]; 4—Сасагури, Япония, анал. Сски и Като [3]; 5—Канто, Япония, анал. Секи и Като [3]; 6—Хдес-Цкали, Груз.ССР, анал. Кобиашвили [19]; 7—Хавтингтон, США, анал. Росе и Фланаган [16].

Диагн. исп. Только после предварительного прокаливания разлагается в HCl с выделением студневидного SiO₂. П.п.тр. вспучивается и плавится в белую пузырчатую массу.

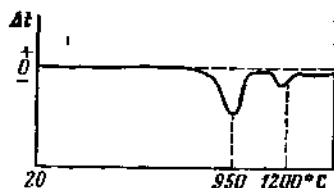
Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются два эндотермических прогиба с максимумами при температурах 950° (дегидратация) и ≈1200° (спекание) [3, 18] (фиг. 295).

Находж. Породообразующий минерал метаморфических пород амфиболитовой зеленосланцевой фации и альбит-эпидот-амфиболитовой субфации. При метаморфизме анортозитов образуется по анортиту наряду с корундом и гроссуляром; примеры: в Индии (шт. Мадрас) — Салем и Ситтампунди [20], в Танзании — Укинга, Бандели Хилз, Пейр Маунтинз и Морогоро [21].

Вместе с эпидотом образуется в андезитовых лавах и туфах как продукт автометаморфизма (Бороудейл в Англии) [13].

При сосюритизации плагиоклазов основных пород образуется вместе с альбитом или олигоклазом, цоизитом, эпидотом, кальцитом, серицитом и др. В альпийских жилах в основных породах выделялся совместно с кварцем, альбитом, пренитом, титанитом, тремолитом и цеолитами; таковы в СССР жилы Новой Земли (по данным Лоскутова), в Чехословакии — Горка и Просеч [8]; встречен также в Англии и других странах. Как продукт изменения гранитоидов Уруштенского магматического комплекса

Фиг. 295. Кривая нагревания клиноцоизита (по Коржевскому)



(Северный Кавказ) наблюдается в ассоциации с эпидотом, амфиболом, мусковитом, хлоритом, альбитом, кварцем и др. [7]. Встречается в ассоциации с флогопитом, хлоритом, цоизитом и др.: в СССР — в Даховском массиве на Северо-Западном Кавказе [22], в Оспинском месторождении и в месторождении Маргоз в Восточном Саяне [18,23], а также в Австрии (Гослерванд), Японии (Хукуока, Сасагури) [3].

При контактово-метасоматических процессах образуется наряду с типичными минералами скарнов — эпидотом, гранатом, скаполитом, амфиболами, пироксенами, хлоритом и др. (Греховское, Сокольное и Лазурское месторождения на Алтае [24], г. Володя-Кеу на Полярном Урале [25]). В флогопит-пироксеновых скарнах встречается розовый клиноцоизит с кальцитом, роговой обманкой, эпидотом, апатитом и пиритом. Под действием гидротермальных растворов развивается по гранату, везувияну и диопсиду; по последнему образует псевдоморфозы (Зардалекский массив, Алайский хр.) [17].

Искусств. Получен при нагревании до 550—650° смеси соответствующих окислов и стекла в течение 12—17 дней и при давлении 2,1—4,0 кбар [26].

Отл. От эпидота отличается оптическим знаком и более низким двуупреждением, от цоизита — косым погасанием.

Межплоскостные расстояния клиноцоизита из Самлина, Норвегии*
FeK_α-излучение, D=90 м.м

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	l	d
100; 10 $\bar{1}$	10	8,02	120; 12 $\bar{1}$	20	2,62	20	1,58
10 $\bar{2}$; 10 $\bar{1}$	20	5,01	31 $\bar{1}$; 31 $\bar{2}$	40	2,57	20	1,56
011	10	4,75	104; 103	20	2,50	10	1,53
20 $\bar{1}$	10	4,41	121; 12 $\bar{2}$	20	2,42	20	1,44
—	10	4,10	02 $\bar{2}$; 310	40	2,38	40	1,39
200; 20 $\bar{2}$	20	3,98	220; 004	20	2,27	30	1,38
11 $\bar{2}$; 111	10	3,71	122; 12 $\bar{3}$	20	2,14	20	1,29
21 $\bar{1}$	40	3,45	22 $\bar{3}$; 221	40	2,09	20	1,25
10 $\bar{3}$	10	3,38	41 $\bar{2}$	20	2,05	20	1,12
20 $\bar{3}$; 201	40	3,18		20	1,99	20	1,11
003	10	3,04		50	1,86	20	1,10
11 $\bar{3}$; 112	100	2,87		50	1,62	20	1,07
020	50	2,77		40	1,61	30	1,06
013; 021	40	2,66					

* ASTM, 16—705.

Л и т е р а т у р а

1. Weinschenk E. Zs. Krist., 1896, 26, 156.
2. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1889, 12, 83.
3. Seki Y. Am. Min., 1959, 44, Nos. 7—8, 720.
4. Westergård A. H. Zs. Krist., 1907, 42, 279, 437.
5. Zambonini F. Boll. Com. geol. Italia, 1920, 47, 65 (по Хинце — Худоба).
6. Balzac F. R. Acad. Sci. Torino, 1915—1916, 51, 899 (по Хинце — Худоба).
7. Пловичко В. В., Богданова В. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 122.
8. Orlov A. Věstník Král. České Společnosti Nauk, 1926 no. 19, 1.
9. Johnston R. W. Min. Mag., 1949, 28, No. 204, 505.
10. Ladurner J. N. Jb. Min., Abhandl., 1951, 82, H. 3, 317.
11. Rogers A. F. Am. Min., 1924, 9, No. 11, 221.
12. Cerný P. Přírodověd. sborn. Ostrovského kraje, 1956, 17, No. 2, 176.
13. Strens R. G. J. Min. Mag., 1964, 33, No. 265, 868.
14. Tempel H. G. Chem. d. Erde, 1938, 11, H. 4, 525.
15. Paděra K., Procházka J. Časopis min., geol., 1967, 12, No. 3, 291.
16. Myer G. H. Am. J. Sci., 1965, 263, No. 1, 78.
17. Ильинский Г. А. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. I, 125.
18. Коржинский А. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 327.
19. Ахаледиани Р. А. Сообщ. АН Груз. ССР, 1967, 48, № 1, 115.
20. Subramaniam A. P. Bull. Geol. Soc. Am., 1956, 67, № 3, 317.
21. Harrum J. R. Bull. Geol. Soc. Am., 1954, 65, No. 11, 1075.
22. Афанасьев Г. Д. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, 319.
23. Виноградова Р. А., Сычкова В. А. Вестн. Моск. ун-та, геол., 1969, № 6, 85.
24. Таццинина М. В., Петровская Н. М. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, 1957, 2, 267.
25. Знаменский Н. Д. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1958, вып. 34, 57.
26. Strens R. G. J. Nature, 1964, 201, No. 4915, 175.

Эпидот Epidote



Название от греч. εἰδος (эпидозис) — увеличение, приращение, так как одна из двух сторон сечений призматических кристаллов длиннее другой (Лонг, 1801).

Сион. Таллит — thalite (Деламетри, 1796), дельфинит — delphinite (Сосюр, 1796), узатит — oisanite (Сосюр, 1796), арендалит — arendalite (Карстен, 1800), акантikon (акантikonит) — akantikon (д'Андрода, 1800), пистацит (фистацит) — pistacite (Вернер, 1803) — название, иногда используемое для обозначения собственно эпидота, букландит — bucklandite (Герман, 1833), пупкинит — ruschkinite (Вагнер, 1841), ахматит — achmatite (Герман, 1845), эшерит — escherite (Шеерер, 1855), россстреворит — rossstrevorite (Гер, Летом, 1858), багратионит — bagrationite (Герман, 1862), беустит (беустит, бойстит) — beustite (Брайтхаупт, 1865), аллочит (аллохит) — allochite и арендит — arendite (до 1896 г., по словарю Честера), ферриэпидот (железистый эпидот) — ferriepidote (Замбонини, 1920).

Скорца — skorza — эпидотовый песок золотых приисков Трансильвании (Клапрот, 1802). Иттроэпидот — yttrioepidote (Лутц, Минсеев, 1967) — иттрийсодержащий эпидот (хим. анализ 12).

Разнов. Тавмавит, мухинит.

Характ. выдел. Кристаллы, часто образующие друзы, параллельно-волокнистые и лучистые агрегаты, зернистые выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^2 — $P2_1/m$; $a_0=8,90$, $b_0=5,63$, $c_0=10,25$ Å; $\beta=115^\circ 24'$, $a_0 : b_0 : c_0=1,5815 : 1 : 1,8002$; $Z=2$ (для эпидота, содержащего около 16% Fe_2O_3) [1].

Близкие данные получили Бужор [2], Штунц [3], Ито и др. [4] для неанализированных эпидотов. Параметры и объем элементарной ячейки возрастают с увеличением содержания железа (см. «Группа эпидота»). По данным Майера [5], существует регрессионная зависимость между параметрами элементарной ячейки эпидота и содержанием в нем железа: $\text{Fe}_x^{3+} = -80,581 + 9,086 a_0$; $\text{Fe}_x^{3+} = -25,797 + 4,624 b_0$, где x — атомное

количество Fe^{3+} . Содержание Fe^{3+} в маложелезистых эпидотах предлагается определять по порошкограммам (со стандартом SiO_2): $Fe_x^{3+} = 2,985 - 0,827 (\Delta 2\theta_{CuK\alpha 020_{EP}} - 111_{Si})$.

Описание структуры — см. «Группа эпидота».

Впервые структура была изучена Ито в 1947 г. [6]. Его определения оказались ошибочными, что было установлено Беловым и Румановой в 1953, а затем подтверждено в 1954 г. Ито, Моримото и Саданага [4].

Призм. кл. $C_{2h} — 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,5807 : 1 : 1,8057$; $\beta = 115^\circ 24'$ (Кокшаров) [7].

Наиболее обычные формы (по Гольдшмидту и [8—12]):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2		
<i>c</i>	001	90°00'	25°24'	25°24'	90°00'	<i>L</i>	706	-90 00	45 06	-45 06	90 00
<i>b</i>	010	0 00	90 00	—	0 00	<i>κ</i>	302	-90 00	54 53	-54 53	90 00
<i>a</i>	100	90 00	90 00	90 00	90 00	<i>l</i>	201	-90 00	64 02	-64 02	90 00
<i>m</i>	110	35 00	90 00	90 00	35 00	<i>l</i>	301	-90 00	73 14	-73 14	90 00
<i>t</i>	320	46 24	90 00	90 00	46 24	<i>ε</i>	113	56 07	47 11	41 52	65 52
<i>u</i>	210	54 28	90 00	90 00	54 28	<i>v</i>	112	50 48	55 00	47 54	58 40
<i>k</i>	012	27 44	45 34	25 24	50 48	<i>d</i>	111	43 55	68 15	60 06	48 01
<i>o</i>	011	14 44	61 49	25 24	31 30	<i>λ</i>	213	65 27	55 23	52 48	70 00
<i>Ω</i>	105	90 00	36 02	36 02	90 00	<i>ω</i>	211	58 59	74 04	71 35	60 18
<i>A</i>	103	90 00	41 52	41 52	90 00	<i>φ</i>	121	-12 20	74 51	-38 18	19 26
<i>m</i>	102	90 00	47 54	47 54	90 00	<i>B</i>	233	-11 31	61 31	-20 13	30 33
<i>e</i>	101	90 00	60 06	60 06	90 00	<i>ρ</i>	113	5 03	31 08	3 03	59 00
<i>h</i>	201	90 00	71 35	71 35	90 00	<i>x</i>	112	-9 53	42 30	-8 57	48 16
<i>ω</i>	104	90 00	9 01	9 01	90 00	<i>n</i>	111	-23 37	63 06	-38 18	35 13
<i>σ</i>	103	90 00	3 03	3 03	90 00	<i>q</i>	221	-29 38	76 28	-64 02	32 19
<i>i</i>	102	-90 00	8 57	-8 57	90 00	<i>y</i>	211	-48 41	69 55	-64 02	51 41
<i>s</i>	203	-90 00	20 13	-20 13	90 00	<i>V</i>	623	-59 38	67 13	-64 02	62 13
<i>N</i>	304	-90 00	25 20	-25 20	90 00	<i>Γ</i>	512	-71 25	70 34	-69 35	72 31
<i>r</i>	101	-90 00	38 18	-38 18	90 00						

<i>ac</i> (100):(001)=64°36'	<i>oo</i> (011):(011)=63°00'	<i>nd</i> (111):(111)=70°26'
<i>rc</i> (101):(001)=63 42	<i>kk</i> (012):(012)=101 28	<i>nu</i> (111):(100)=69 04
<i>ra</i> (101):(100)=51 42	<i>oa</i> (011):(100)=77 03	<i>nc</i> (111):(001)=75 12
<i>ic</i> (102):(001)=34 21	<i>ka</i> (012):(100)=70 34	<i>da</i> (111):(100)=49 54
<i>ec</i> (101):(001)=34 42	<i>oc</i> (011):(001)=58 29	<i>dc</i> (111):(001)=52 20
<i>mm</i> (110):(110)=70 00	<i>kc</i> (012):(001)=39 12	<i>dn</i> (111):(111)=61 02

Менее обычные и редкие формы:

<i>Ξ</i> 150	<i>β</i> 203	<i>g</i> : 705	<i>P</i> 144	<i>α</i> 122	<i>s</i> : 323
<i>η</i> 120	<i>t</i> : 304	<i>k</i> : 503	<i>Σ</i> : 122	<i>Φ</i> 353	<i>v</i> 212
<i>y</i> : 310	<i>j</i> : 302	<i>m</i> : 704	<i>Φ</i> 121	<i>U</i> 234	<i>H</i> 732
<i>p</i> 016	<i>g</i> 301	<i>n</i> : 905	<i>X</i> 231	<i>Z</i> 232	<i>ζ</i> 521
<i>Σ</i> 015	<i>F</i> 106	<i>p</i> : 904	<i>μ</i> : 116	<i>A</i> : 577	<i>ξ</i> 313
<i>ω</i> : 014	<i>C</i> 105	<i>q</i> : 703	<i>κ</i> : 521	<i>G</i> 344	<i>χ</i> 311
<i>γ</i> 013	<i>M</i> 509	<i>r</i> : 502	<i>ι</i> 171	<i>ρ</i> : 454	<i>Ψ</i> 413
<i>D</i> 023	<i>μ</i> 305	702	<i>Δ</i> : 161	<i>π</i> 114	<i>S</i> 914
<i>J</i> 104	<i>θ</i> 508	<i>T</i> 401	<i>E</i> 151	332	<i>D</i> : 412
<i>α</i> : 205	<i>θ</i> : 507	<i>x</i> : 902	<i>δ</i> 141	<i>ξ</i> : 994	<i>R</i> 411
<i>τ</i> 307	<i>η</i> 405	501	<i>Δ</i> 131	<i>λ</i> : 552	
<i>W</i> 305	<i>β</i> : 403	<i>z</i> : 601	<i>ω</i> : 123	<i>ν</i> 331	

Очень редкие, вицинальные и недостоверные формы:

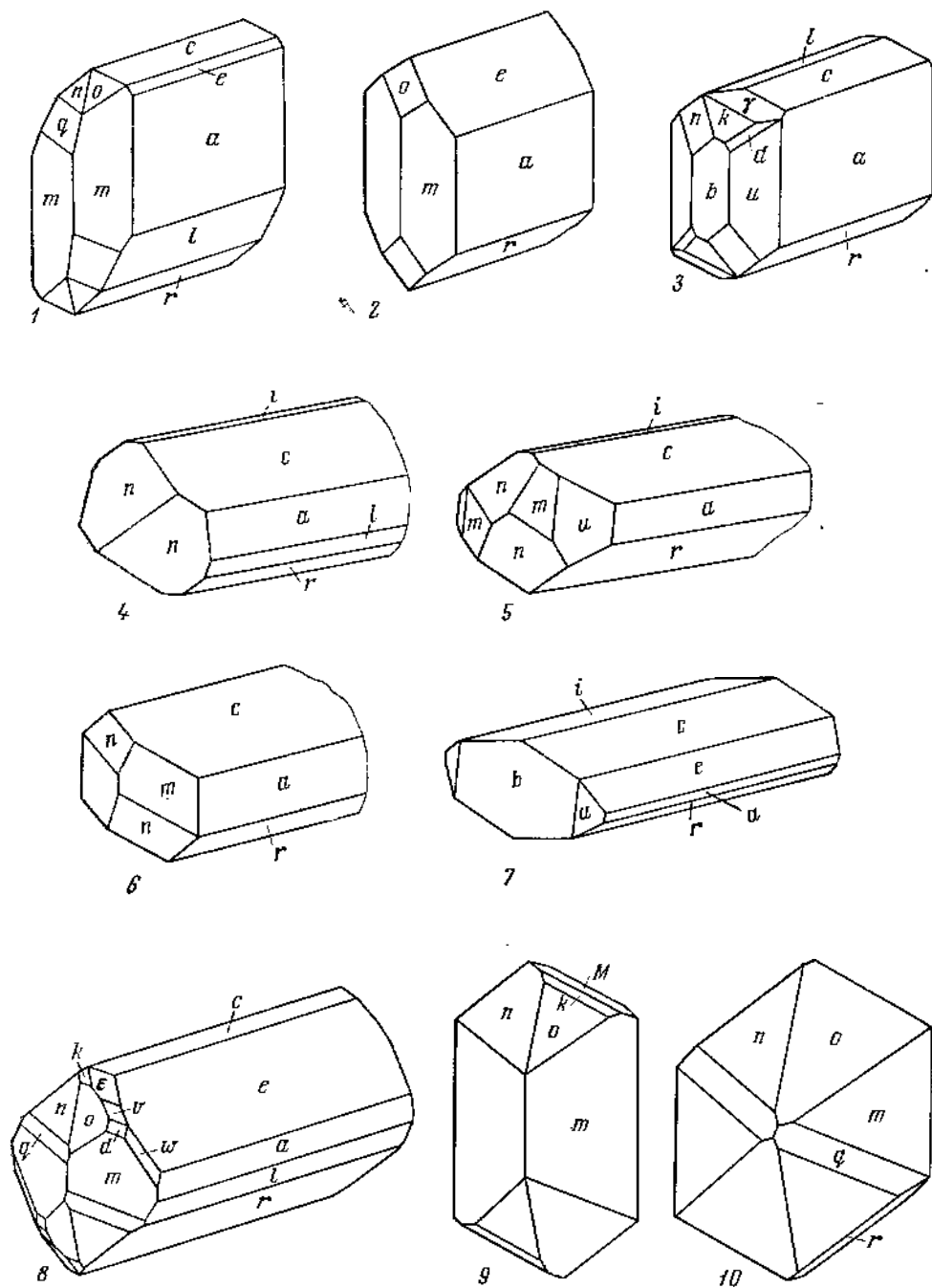
350	8.0.15	10.0.1	8.0.15	$\bar{11}.0.10$	$\bar{27}.0.4$	4.4.11	$\bar{7}67$
21.10.0	6.0.11	12.0.1	6.0.11	908	701	14.14.1	544
410	11.0.15	13.0.1	9.0.16	807	801	544	755
0.1.20	709	17.0.1	407	605	901	214	322
0.1.17	405	18.0.1	$\bar{11}.0.19$	$\bar{13}.0.10$	$\bar{10}.0.1$	611	977
018	506	22.0.1	$\bar{13}.0.21$	$\bar{10}.0.7$	$\bar{11}.0.1$	1.26.1	$\bar{11}.6.5$
017	13.0.14	39.0.1	7.0.11	16.0.11	12.0.1	1.24.1	744
0.2.13	22.0.23	1.0.18	13.0.20	10.0.7	13.0.1	1.17.1	423
0.3.17	13.0.12	1.0.16	7.0.10	11.0.7	14.0.1	1.13.1	12.6.5
0.2.11	807	1.0.12	8.0.11	805	15.0.1	1.10.1	421
0.4.21	13.0.11	109	20.0.27	17.0.10	16.0.1	181	21.10.10
0.4.19	504	108	11.0.14	11.0.6	18.0.1		13.6.6
029	403	107	9.0.11	13.0.7	20.0.1	2.13.2	23.10.7
0.3.10	27.0.20	3.0.16	506	25.0.12	22.0.1	3.17.3	26.11.8
037	19.0.14	6.0.25	11.0.13	15.0.7	26.0.1	2.11.2	28.12.9
0.7.12	13.0.8	8.0.25	13.0.15	13.0.6	30.0.1	5.16.5	19.8.4
052	19.0.11	17.0.50	809	20.0.9	161	8.15.8	10.4.3
031	905	7.0.20	9.0.10	19.0.8	151	11.20.20.	522
1.0.25	11.0.5	7.0.18	12.0.13	22.0.9	1.1.25	7.12.12	833
1.0.16	703	13.0.33	13.0.14	13.0.5	1.1.24	9.14.14	722
1.0.10	17.0.7	205	16.0.17	803	1.1.21	577	41.10.30
109	13.0.4	9.0.22	19.0.20	19.0.7	1.1.20	566	511
107	702	7.0.17	20.0.21	11.0.4	1.1.19		613
3.0.20	501	17.0.40	24.0.25	25.0.9	1.1.15	499	711
3.0.14	11.0.2	307	30.0.31	17.0.6	1.1.10	477	811
209	601	11.0.25	33.0.34	23.0.8	119	787	24.1.12
19.0.50	13.0.2	5.0.11	49.0.50.	10.0.3	118	9.10.10	
	701	23.0.50	26.0.25	17.0.5	117	15.16.16	
7.0.17	801	7.0.15	16.0.15	22.0.5	3.3.17	61.60.61	
5.0.11	901	11.0.2	14.0.13	25.0.4	3.3.10	10.9.9	

По Хорнстра и Терпстра [13], очевидно, существуют такие формы, которые не являются самостоятельными, а принадлежат к различным индивидам двойниковых сростаний; ряд граней как бы зеркально отражены плоскостью (100), таковы: (001) и $(\bar{3}04)$, (011) и $(\bar{3}44)$, (201) и $(\bar{1}1.0.4)$, (302) и (904), (504) и $(\bar{2}01)$, (101) и $(\bar{7}04)$, (304) и (302), (102) и (504), (104) и $(\bar{1}02)$, (111) и $(\bar{7}44)$, (111) и (144), (122) и (544).

Главные формы, определяющие облик кристаллов: a (100), e (101), c (001), i ($\bar{1}02$), r ($\bar{1}01$), l ($\bar{2}01$); обычно менее развиты b (010), u (210), m (110), o (011), k (012), n ($\bar{1}11$), d (111), y ($\bar{2}11$), q ($\bar{2}21$), также B ($\bar{2}33$).

Кристаллы (фиг. 296) обычно призматические, вытянутые по оси b , иногда изометрические (у «букландита»), таблитчатые по c (001) или по a (100). У кристаллов обычны головки на одном конце; в одной и той же друзе встречаются кристаллы с головками как на положительном, так и на отрицательном конце оси b [9]. Грани призм, параллельные оси b , часто имеют горизонтальную штриховку. Обычны двойники по a (100) (фиг. 297), часто полисинтетические; очень редки двойники по c (001)

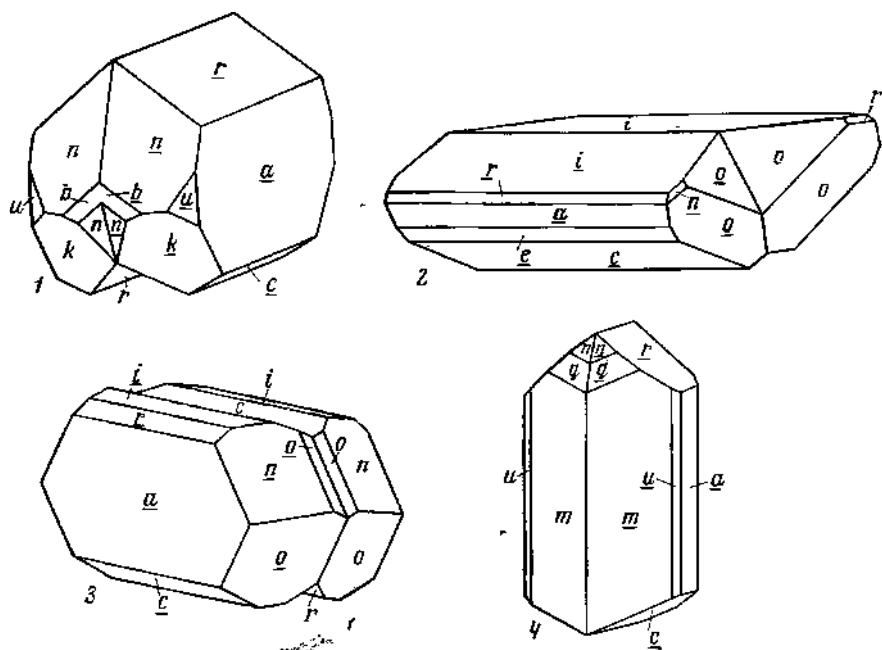
Встречаются параллельные сростки кристаллов эпидота и клиноцоизита [14], эпидота и цоизита [15]. Обычны нарастания кристаллов клиноцоизита на кристаллах эпидота (см. «Клиноцоизит»). Нередки ориентированные нарастания кристаллов эпидота на кристаллах ортита [16]. В Азегуре (Высокий Атлас, Марокко) встречены кристаллы эпидота с ортитовыми «сердечниками»; эпидот и ортит сдвойникованы и имеют общие



Фиг. 296. Кристаллы эпидота

1—3 — Урал (по Кокшарову):
 1 — Ахматовская копь, 2 — Поляковский
 рудник, 3 — Верхнейанск;
 4—6 — Кузнецкий Алатау (по Солодовни-
 ковой):

4 и 5 — Кладбищенский рудник,
 6 — Дарьинский рудник;
 7 — Силезия (по Бюкингу);
 8—10 — Ахматовская копь (по Кокшарову)

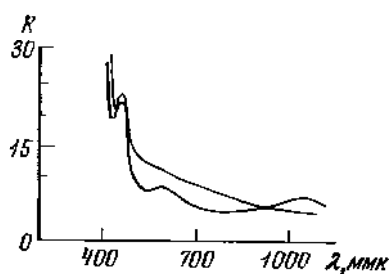


Фиг. 297. Двойники эпидота

1 — Урал, Верхнейвикск (по Кокшарову); 2 — Бавария (по Брунзятеллу); 3 — Гренландия (по Бёггилду); 4 — Траверселла, Пьемонт (по Бюкинггу)

грани (100), (010) [17] (см. «Ортит»). Описаны закономерные срращения эпидота с биотитом: плоскости зоны [010] эпидота срращаются с (001) биотита, реже с (101) и (100) [18]. В эпидоте встречаются включения турмалина и рутила, оси удлинения которых параллельны оси удлинения эпидота; аналогична взаимная ориентировка удлиненных кристаллов эпидота и глаукофана в сланцах Сулавеси [11].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) совершенная, по (100) несовершенная. Изл. неровный. Хрупок. Сжимаемость при комнатной температуре при нагрузке от 0 до 12 кбар $-1,1 \cdot 10^{-6}$ [19]. Тв. 6—7. Микротвердость эпидота из Уфалейского района $943,8 \text{ кг/мм}^2$ [20], для мухинита



Фиг. 298. Кривые спектрального поглощения по Ng и Np темно-зеленого эпидота (по Грум-Гржемайло)
K — коэффициент поглощения

1375 кг/мм^2 [21]. Уд. вес 3,25—3,52 (увеличивается при возрастании содержания железа) [22]. Цв. светло-зеленый до темно-зеленого, желтый, коричневый, серый, черный. Цв. тавмавита ярко-зеленый или ярко-желтый, мухинита — черный. Причиной окраски эпидота является содержание Fe^{3+} (кривые спектрального поглощения темно-зеленого эпидота даны на фиг. 298) [23]. Черта белая, сероватая. Бл. стеклянный, на (001) перламутровый или смоляной. Прозрачен до непрозрачного.

Пьезоэффект не наблюдается. Относится к парамагнитным минералам со слабой магнитной восприимчивостью. Для эпидота с уд. весом 3,45 магнитная восприимчивость $\kappa=22,7 \cdot 10^{-6}$ CGSM, с уд. весом 3,46 — $23,6 \cdot 10^{-6}$ [24], объемная восприимчивость $80,7 \cdot 10^{-6}$; анизотропия восприимчивости $<2\%$ (по Дельтеру). Главная ось эллипсоида электропроводности — ось b (по Дельтеру). Диэлектрические константы эпидота из Кнапенванда при частоте 7 Мгц и комнатной температуре: $\epsilon=14,29$ (в направлении оси b), $\epsilon_1=7,51$, $\epsilon_2=10,79$ (в направлениях, близких к Ng и Np соответственно) [25]. Температурный максимум пика диэлектрической потери находится около 400 и 520° [26]. Усредненные значения (в $\text{дин/см}^2 \cdot 10^{11}$) модуля упругости (E) 15,42, модуля сдвига (G) 6,13, модуля объемного сжатия (K) 10,60; коэффициент Пуассона $\sigma=0,25$ [27].

Эпидот, содержащий редкие земли, радиоактивен; вокруг его зерен наблюдалось покраснение вмещающих минералов [20].

В инфракрасном спектре эпидота [28] имеются полосы с частотами 460, 520, 570 см^{-1} (валентные колебания групп SiO_4) и полосы 650 и 720 см^{-1} (деформационные колебания групп Si_2O_7). Колебаниям связей Si—O обязано появление раздвоенных полос 850, 890, 960 см^{-1} ; и 1040, 1080 и 1100 см^{-1} ; по-видимому, они вызваны группами Si_2O_7 . Стренс [29] наряду с пиками 1102, 1068, 1025, 947, 885 см^{-1} указывает пик при 3340 см^{-1} , который он приписывает группе (OH). Инфракрасный спектр метамиктного иттриевого эпидота характеризуется полосой в области валентных колебаний при 950 см^{-1} и сплошным поглощением ниже 550 см^{-1} [28].

Спектр поглощения эпидота [30], содержащего 13,79% Fe_2O_3 , в области 4000—22 000 Å по Np имеет слабую полосу при 8400 Å, слабый перегиб при 5600 Å и два острых пика при 4720 и 7550 Å; по Nm отмечены два перегиба около 9000 и 5600 Å и два острых пика при 4720 и 4550 Å; по Ng наблюдаются две хорошо выраженные полосы при 10 450 и 6070 Å и два острых пика при 4720 и 4550 Å. У тавмавита имеются две средней интенсивности полосы поглощения при 4000 и 6000 Å, обусловленные вхождением Cr .

Микр. Плеохроизм слабый: по Ng — бесцветный, желтовато-зеленый, по Nm — зеленовато-желтый, по Np — бесцветный, лимонно-желтый, светло-зеленый; $Np < Ng < Nm$, иногда $Np < Nm < Ng$; иттриевый эпидот в шлифе желто-зеленый, не плеохроирует; тавмавит изумрудно-зеленый, обнаруживает сильный плеохроизм: по Ng — изумрудно-зеленый, по Nm — ярко-желтый, коричневый, по Np — изумрудно-зеленый, оливково-желтый. Характерна сильная наклонная дисперсия биссектрис: $r < v$ для одной оси индикатрисы и $r > v$ — для другой. Двусный (—). Удлинение (\pm). Пл. опт. осей (010); $Nm=b$, $cNp=0$ до 5° , $aNg=25-30^\circ$. Дисперсия cNp $r > v$. Величина cNp уменьшается при увеличении содержания Fe^{3+} [31]. У тавмавита пл. опт. осей \perp (010), $Ng=b$, $cNp=24^\circ$. Мухнитт двусный (+); $aNg=32^\circ$ [21]. Ориентировка оптической индикатрисы эпидота по отношению к полюсу плоскости спайности: $Ng=77-61^\circ$, $Nm=90^\circ$, $Np=23-29^\circ$; по отношению к полюсу двойниковой плоскости: $Ng=12-4^\circ$, $Nm=90^\circ$, $Np=78-86^\circ$ [24]; $n_g=1,74-1,78$, $n_m=1,73-1,77$, $n_p=1,72-1,73$; $n_g - n_p = 0,018-0,051$. Показатели преломления, двупреломление и угол оптических осей увеличиваются с возрастанием содержания Fe_2O_3 (см. хим. анал. и фиг. 291). У уральского редкоземельного эпидота и у тавмавита показатели преломления и двупреломление более низкие (см. при хим. анализах). Часто зональное строение, отдельные зоны отличаются по двупреломлению.

Дисперсия показателей преломления, двупреломления и угла опт. осей [32]:

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
C	1,7612	1,7277	0,0335	74°35'	1,7398	1,7297	1,7194	0,0204	88°27'
D	1,7682	1,7333	0,0349	74 23	1,7444	1,7324	1,7228	0,0216	86 34
F	1,7865	1,7451	0,0414	74 04	1,7590	1,7469	1,7326	0,0264	82 02
М-ние	Нордмаркен *				Циллерталь				

* Al_2O_3 — 22,61, Fe_2O_3 — 14,35, FeO — 0,25.

В отраж. свете у иттрийсодержащего эпидота из Уфалейского района отраж. способность слабая, внутренние рефлексы слабые, красно-коричневые и бурые [20].

Газово-жидкие включения наблюдались в эпидоте из Хрусталеносного месторождения (Центральный Казахстан), температура их гомогенизации около 170°; в эпидоте из скарнов Восточного Забайкалья трехфазовые включения гомогенизировались при 410—420°, двухфазовые — при 340—390° [33].

Хим. Теор. состав (при отношении $Fe^{3+}: Al=1:2$): CaO — 23,04, Al_2O_3 — 20,32, Fe_2O_3 — 17,75, SiO_2 — 37,04, H_2O — 1,85.

К эпидоту относятся минералы с формулой $nCa_2Al_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O(OH) \cdot mCa_2Fe_3^{3+} [SiO_4] [Si_2O_7] O(OH)$, где n от 90—66% и m от 10—34%, или $Ca_2Fe_n^{3+}Al_{3-n} [SiO_4] [Si_2O_7] O(OH)$, где $1,00 \geq n > 0,1$. Конечный член этого изоморфного ряда имеет формулу: $Ca_2Fe^{3+}Al_2 [SiO_4] [Si_2O_7] O(OH)$.

Все колебания физических свойств эпидота в основном зависят от соотношения Al и Fe^{3+} (см. введение к группе эпидота). Содержание Ca в эпидотах довольно постоянно. Известны эпидоты, в которых Ca частью замещен стронцием (до 1,14% SrO , анализ 8). В незначительных количествах в эпидотах обычно содержатся Na и K , также замещающие Ca . Кроме Fe^{3+} , замещающего Al , в эпидотах почти всегда содержатся Mg , Fe^{2+} , Mn , Ti (обычно менее 1% соответствующих окислов). Существование магниевого эпидота — пикроэпидота недостоверно, так как отсутствует его химический анализ. Некоторые эпидоты содержат Cr ; значительно его содержание в тавмавите.

В эпидоте из скарна района Каспера (Британская Колумбия) установлено 0,8% SnO_2 [34]. В некоторых эпидотах из скарнов содержится 0,02—0,07% BeO [35]. В уральском эпидоте содержится до 1,36% TR_2O_3 [20], в эпидоте с Кольского п-ова 2,59—4,57% [36], в эпидоте из гранитов Верхнего Саяна до 3,22% TR_2O_3 [37]. Состав редких земель в эпидотах определяется средой минералообразования. В основном это редкие земли цериевого ряда (см. ниже). Имеются данные [38] о содержании в эпидотах Ga (2—31% g/m) и Ge (7—270 g/m).

В эпидоте из золотоносных россыпей Верхнейвинского р-на на Урале обнаружены 0,46% Li_2O и 1,67% Na_2O , что дало основание Вагнеру (1841) [39] выделить этот эпидот как особую разновидность под названием пупкинита. Повторные анализы этого эпидота произведены не были; в других эпидотах литий не обнаружен.

В акцессорном эпидоте горных пород обычно содержатся U и Th [40]. Уральский редкоземельный эпидот содержит 0,14% U и 0,006% Th [20].

АНАЛИЗЫ:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	0,37	—	0,37	0,31	0,15	—	0,12	—
K ₂ O	Не обн.	—	0,01	—	0,15	1,00	0,10	0,46	—
MgO	—	1,26	—	0,75	0,95	0,74	—	1,10	0,34
CaO	24,1	22,18	23,9	23,10	22,23	20,32	23,6	21,59	22,07
SrO	—	—	—	—	0,03	0,52	—	1,14	—
MnO	0,08	0,12	0,07	0,15	0,12	0,14	0,20	0,15	0,16
FeO	0,22	0,37	0,13	1,13	0,01	0,20	0,27	1,49	0,97
Fe ₂ O ₃	6,86	6,45	7,61	6,66	8,62	8,44	8,90	7,81	8,88
Al ₂ O ₃	27,1	25,95	27,8	26,86	25,09	25,15	26,7	25,94	27,34
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	0,01	0,03	—	0,11	—
SiO ₂	39,7	41,56	40,0	39,12	39,87	40,35	39,6	38,20	37,96
TiO ₂	0,10	0,06	0,10	0,05	0,17	0,25	<0,10	0,27	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	1,52	2,12	—	1,36	2,14
H ₂ O ⁻	—	0,07	—	0,09	—	0,26	—	0,09	0,08
П. п.	—	1,94	—	1,94	0,71	—	—	—	—
Сумма	98,16	100,33	99,62	100,22	99,79	99,74**	99,47	99,83	99,94
Fe ²⁺ : Al * (в атомн. кол.)	0,165	0,17	0,18	0,19	0,22	0,22	0,22	0,23	0,25
Уд. вес	—	3,34	—	3,36	3,341	3,301	—	3,334	—
n _g	1,730	1,728	1,733	1,728	1,736	1,735	1,740	1,737	1,741
n _m	1,724	1,725	1,726	—	—	1,728	—	1,729	1,738
n _p	1,715	1,712	1,716	1,713	1,721	1,720	1,718	1,720	1,726
(-) 2V	88°	—	80°	—	75—83°	77—86°	85°	80°	50°

* Во всех анализах Fe²⁺ пересчитано на Fe³⁺.

** В том числе Cl — 0,07.

1 — Вайя, Калифорния, Мексика, анал. Розе и Фланаган [5]; 2 и 4 — Хдес-Цкали, Груз.ССР, анал. Кобиашвили [12]; 3 — Найтштейл, Невада, анал. Розе и Фланаган [5]; 5 и 6 — р. Мьялая Лаба, Кавказ, анал. Богданова [11]; 7 — Силесия, Польша, анал. Розе и Фланаган [5]; 8 — Уруитсенский комплекс, Северный Кавказ, анал. Варшал [42]; 9 — Холвилл, США, анал. Хёрдсман [43].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	1,20	—	—	—	—	0,49	—	—	—
K ₂ O	0,87	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	0,18	0,10	0,15	—
MgO	0,17	—	—	—	—	1,01	—	0,46	0,58
CaO	20,74	23,5	21,16	23,1	23,5	21,30	23,3	22,74	22,63
SrO	0,30	—	0,64	—	—	—	—	—	—
MnO	0,13	0,14	0,29	0,11	0,10	0,08	0,04	0,15	0,25
FeO	0,06	0,36	3,56	0,28	0,28	1,25	0,22	0,66	1,43
Fe ₂ O ₃	11,26	11,98	8,63	12,09	12,29	12,58	12,16	12,44	13,16
Al ₂ O ₃	24,28	23,8	23,98	23,8	24,0	22,92	22,6	24,46	23,25
TR ₂ O ₃	0,08	—	1,36	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	38,10	39,4	37,78	39,0	39,7	38,12	38,9	37,43	37,46
TiO ₂	0,65	0,20	0,07	0,10	0,42	0,06	0,20	0,17	0,18
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,56	—	2,86	—	—	2,08	—	2,18	1,78
H ₂ O ⁻	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—
П. п.	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,64	99,38	100,41	98,48	100,29	100,23*	97,52	100,84	100,72

* В том числе BaO — 0,07, Cl — 0,02, S — 0,06.

	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	36,30	38,4	36,86	36,88	37,77	39,26	37,92	36,50
TiO ₂	1,04	0,10	0,33	—	0,19	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	—	0,10	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,30	—	2,05	2,30	1,87	} 4,41	2,38	1,76
H ₂ O ⁻	0,15	—	0,14	0,02	—			
Сумма	100,15	99,20	100,00*	99,65	100,85	99,64	99,57	96,16**
Fe ³⁺ :Al	0,47	0,51	0,51	0,54	0,32	0,11	0,49	
Уд. в.	—	—	3,40	—	3,378	3,343	—	—
n _g	1,778	1,788	1,770	1,787	1,849	1,715	—	1,755
n _m	1,757	1,773	1,767	1,768	1,741	—	—	1,739
n _p	1,736	1,736	1,730	1,740	1,721	1,695	—	1,723
(-) 2V	85°	65°	—	74°	64°	50°	45°	+88

* В том числе SO₂ — 0,22, Zn — 0,04.

** В том числе S — 0,98; кроме того, ZnO около 2.

27-31 — эпидот (27 — Клоту-Бизан, Сиккоу, Япония, анал. Харамура [46]; 28 — Сан-Исидро, Мексика, анал. Розе и Фланган [5]; 29 — Карагайлы, Казахстан, анал. Кенарская [49]; 30 — Дофинс, Франция, анал. Секи и Като [43]; 31 — Изумрудные копи, Урал, анал. Казакова [50]); 32 — 33 — тавмавит (32 — Оутокумпу, Финляндия, анал. Эскола [51]; 33 — Тавмив, Бирма, анал. Блик [52]); 34 — мухняит, Горная Шория, Западная Сибирь, анал. Карпенко [21].

Хим. анализы эпидота см. также в работах: Солодовниковой [9], Кирьянова [53], Сердоченко и др. [44], Горошниковой и Джуня [54], Эйтеля [55], Малмквиста [32], в сводке Дири и др.

Состав группы редкоземельных элементов (в % к их сумме):

	1	2	3	4	5	6	7
La	21,0	17,0	11,0	7,6	19,0	14,0	10,0
Ce	48,0	41,0	34,0	25,3	36,0	48,0	32,0
Pr	6,1	4,9	3,9	7,6	6,0	6,0	5,0
Nd	20,0	17,0	12,0	16,4	13,0	13,0	19,0
Sm	2,1	3,8	5,4	7,6	5,1	3,0	10,0
Eu	0,2	0,5	0,8	0,6	1,0	0,1	0,8
Gd	1,7	4,6	4,8	8,8	6,0	4,0	11,0
Tb	0,3	0,8	0,8	1,9	1,0	0,6	1,7
Dy	0,8	3,8	9,2	8,8	5,0	4,0	7,0
Ho	0,1	0,8	2,0	2,5	1,0	0,6	1,0
Er	—	3,5	6,3	6,3	4,0	2,5	2,0
Tu	—	0,6	1,0	0,6	0,5	0,2	—
Yb	—	1,8	7,3	5,1	2,0	4,0	1,0
Lu	—	0,2	1,4	0,8	0,3	0,4	—
ΣTR _{Ce}	99,4	89,6	72,7	75,8	87,0	88,7	89,5
ΣTR _Y	0,9	10,2	27,2	24,1	12,8	11,7	11,0
ΣTR _{gO₂}	0,32	0,20	0,10	0,38	0,44	0,52	0,21
(вс. %)							

1-3 — Талыцкий массив, Горный Алтай (1 и 2 — из гранита; 3 — из апфита [56, 57]); 4-6 — Сютхольский массив, Западная Тува [57] (4 — из гранита, 5 — из апфита, 6 — из кварцевой жилы); 7 — из гранита, Байтыгинский массив, Западная Тува [57].

	8	9	10	11	12	13	14
La	23,7	15,5	20,0	4,0	18,5	14,5	2,4
Ce	43,3	36,6	47,0	10,0	26,9	26,3	7,8
Pr	4,7	4,4	7,4	1,3	7,2	7,7	1,0
Nd	21,6	16,6	21,0	4,0	30,9	23,3	2,4
Sm	1,5	6,7	2,6	1,3	6,2	9,8	2,0
Eu	0,2	0,9	0,5	0,5	—	—	1,0
Gd	2,1	7,2	1,3	4,0	6,2	5,8	5,8
Tb	0,4	1,2	0,2	0,6	0,5	9,8	1,0
Dy	1,1	5,5	—	4,0	0,9	2,8	13,7
Ho	0,2	1,1	—	1,2	0,1	—	3,9
Er	0,8	2,8	—	8,0	2,6	—	—
Tu	0,1	0,3	—	1,3	—	—	4,9
Yb	—	0,9	—	52,0	—	—	19,5
Lu	—	0,1	—	8,0	—	—	3,9
ΣTR_{Ce}	97,5	89,1	100,00	25,7	—	—	—
ΣTR_{Y}	2,2	10,7	—	74,5	—	—	—
ΣTR_2O_3 (вес. %)	0,47	0,16	0,84	3,22	0,20	0,05	1,36

8 — из гранита, Еловский массив, Горный Алтай [57]; 9 — из гранита, Усть-Беловский массив, Горный Алтай [57]; 10 и 11 — из гранита, реки Тагул и Гутара, Восточный Саян [57]; 12 — из гнейса, Топорная Варака, Карелия (в сумму включен Y_2O_3) [58]; 13 — из гнейса, участок Чкалова, Карелия (в сумму включен Y_2O_3) [58]; 14 — из пегматита, г. Слюдяная, Средний Урал [20].

Данные о составе группы редкоземельных элементов см. в [37] и [59].

Диагн. исп. В HCl разлагается после прокалывания с выделением студенистого SiO_2 . В полир. шлифах редкоземельный эпидот (оригинал анализа 12) кипящей HCl травится плохо, при действии HF — мгновенно выявляются трещиноватость и двойники [20]. П.п.тр. вспучивается и плавится; богатые железом эпидоты при этом дают магнитный шлак.

Повед. при нагр. Относится к слабо расширяющимся при нагревании минералам. Коэффициент объемного термического расширения β (при температуре 20—100°) = $19 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$ (по Берчу и др.).

Термическое расширение эпидота (увеличение объема в %) по Стренсу [19]: до 100° — 0,16, до 200° — 0,42, 400° — 0,96, 600° — 1,56, 800° — 2,20 и до 1000° — 2,85.

Главная ось эллипсоида теплопроводности образует с осью *c* угол 14,5° (по Дёльтеру). Удельная теплоемкость в пределах 13—100° 0,1877 кал/г·град (Джоли, по Дёльтеру).

В процессе нагревания образца (оригинала анализа 18) при 100° выделилось небольшое количество адсорбированной воды; значительная потеря веса происходит при 900—1000° (фиг. 299); на кривой нагревания при 440° имеется небольшое поднятие (переход Fe^{2+} в Fe^{3+}), при 970—990° — четкий эндотермический прогиб (выделение конституционной воды, разрушение кристаллической решетки) [45].

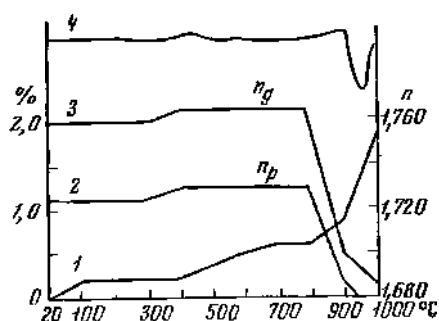
На кривой нагревания мухинита [21] наблюдались эндотермические прогибы в интервале 250—360° и при 970°. Показатели преломления эпидота при нагревании до 440° увеличивались очень незначительно, при 900—1000° они резко понижались ($n_g = 1,690$, $n_p = 1,674$), зерна эпидота становились мутными и почти не просвечивающимися.

При 500° и давлении 800 атм эпидот разлагается в растворах NaCl, как кислых (с добавкой HCl), так и щелочных (с добавкой NaOH); в щелочных растворах образуются гранат, шпинель и магнетит, в кислых и щелоч-

ных — содалит, плагиоклаз, в кислых только гелсинит [60]. При напряжениях 650 *в* и температурах 80, 100 и 140° получены кривые пирозлектрического момента, величина наклона которых приблизительно пропорциональна температуре, а время между началом нагревания и началом падения пирозлектрического напряжения тем короче, чем выше температура [2].

Наход. Распространенный минерал. Характерен для метаморфических пород амфиболитовой зеленосланцевой фации и альбит-эпидот-амфиболитовой субфации (эпидот-хлоритовые, эпидот-амфиболитовые сланцы, амфиболиты, эпидотовые гнейсы и др.), а также для лавсонит-глаукофановых сланцев. Характерна закономерная ориентировка эпидота в этих породах;

Фиг. 299. Кривые потери веса (1), изменения показателей преломления при нагревании (2 и 3) и кривая нагревания (4) эпидота (по Матковскому)



его ось *b* перпендикулярна направлению давления, действовавшего при метаморфизме [61]. Мономинеральные или существенно эпидотовые метаморфические породы — эпидотиты, эпидозиты. Миаширо и Секи [62, 63] пришли к выводу, что в Японии наименее метаморфизованные породы содержат эпидот, в составе которого отношение Fe : Al почти равно 1 : 2; при увеличении температуры метаморфизма колебания в составе эпидота увеличиваются с тенденцией к уменьшению содержания железа. Угол оптических осей эпидота находится в зависимости от степени метаморфизма пород: в эпидоте слабометаморфизованных основных пород — от 69 до 84°, в неиятнстых темных сланцах (более высокая температура метаморфизма) — от 64 до 98°, в пятнистых темных сланцах (еще более высокая температура метаморфизма) — от 60 до 110°; по-видимому, зональная структура эпидота — уменьшение содержания железа в наружных зонах — указывает на прогрессивный метаморфизм с повышением температуры.

Согласно экспериментальным данным, эпидот образуется в условиях низких и средних температур метаморфизма при давлении около 100 *бар*; в области давления 1500 *бар* образуется при температуре 315–430°, при температурах выше 650° и давлении несколько *кбар* эпидот замещается цоизитом и гематитом [64].

Эпидот является также обычным минералом пропилитизированных пород, в которых ассоциируется с хлоритом, альбитом, адуляром, кварцем, апатитом, актинолитом и пиритом (Турьинские рудники Урала [65, 66], Кураминский хребет в Средней Азии [67]).

При процессах автometаморфизма под действием постмагматических растворов эпидот развивается по полевым шпатам (плагиоклазам и микроклину) и темноцветным минералам (роговым обманкам, пирокссам, биотиту), например в гранитах УССР (на Вольпи в Осницком массиве [45]), Канады (Темискаминг, Онтарио) [68], Финляндии (район Хельсинки) [69], в габбро и норитах Танзании (Укинга и Улангва) [70].

Вместе с клиноцоизитом известен в андезитовых туфах и лавах Бороу-

дейла (Англия) [29]. В Танзании выполняет миндалины в базальтах (Сингиде) [70], андезитах (Иджомбе, Увани, Иринга) [70] вместе с хлоритом, кальцитом и кварцем; в районе Княжева (Болгария) [71] значительное количество эпидота находится в андезитовых агломератовых туфах с медной минерализацией.

Наблюдается как продукт гидротермального изменения некоторых минералов пегматитов — полевых шпатов (микроклина, плагиоклаза), биотита, ортита и др.; также обнаруживается во вмещающих пегматиты породах, часто в ассоциации с цеолитами, хлоритом, альбитом, аксинитом и др. В связи с пегматитами установлен в СССР (хут. Ждилов) [45], в США — Шрум Лэйк (шт. Нью-Йорк) [72], Холивил (шт. Коннектикут) [73], в Финляндии (район Хельсинки) [69], Польше (Силезия, Стшегом, бывш. Штригау) [74]. Обогащенный иттрием эпидот встречен в гранитных пегматитах г. Слюдяная на Среднем Урале в ассоциации с фергусонитом, колумбитом, эвксенитом, цирконом, титанитом и др.; выделялся до начала альбитизации [20,75].

Характерный минерал контактово-метасоматических образований, залегающих на контакте гранитоидов с карбонатными породами. В эпидотовых скарнах содержание эпидота составляет до 90—95% (УзССР, ТаджССР) [67, 76]. Образование эпидота связано с замещением гранатов, везувiana, пироксенов, амфиболов, скаполита и др.; часто наблюдаются реакционные каймы эпидота вокруг выделений этих минералов и псевдоморфозы по ним. Известны пойкилобластические сростания ксенобластов эпидота с идиобластами титанита, скаполита и кальцита [77]. Зерна эпидота в скарнах часто имеют зональное строение; обычно содержание железа постепенно уменьшается к внешним зонам зерен; иногда эти зоны сложены цоизитом. В связанных со скарнами месторождениях магнетита, шеелита, молибденита и других эпидот встречается в виде друз, шестоватых и радиальнолучистых агрегатов вместе с пироксенами, гранатами, скаполитом, везувianом, кальцитом, апатитом и другими минералами: в СССР — Назямские и Шишимские горы, Челябинская обл. [7], Магнитогорское, Теченское и другие месторождения магнетита Урала [47, 78], Бенкалинское и Шагыркульское магнетитовые месторождения в районе Тургайского прогиба, КазССР [79], контактово-метасоматические месторождения железа Кузнецкого Алатау (в бассейнах рек Черный и Белый Июс) [80], Дзамское скарново-железородное месторождение, Груз. ССР [81]; в Норвегии — Арендаль и Кристиансанн [77], в Австрии — Пфитцталль [82], в ГДР — Шварценберг и др.

В качестве продукта инфильтрационного метасоматоза, генетически связанного с трапповым магматизмом, эпидот известен в измененных осадочных и изверженных породах в северо-западной части Сибирской платформы (в бассейне р. Горбиячин) [83].

При воздействии слабоминерализованных гидротермальных растворов на эпидот-роговообманковые, эпидот-хлоритовые и другие эпидотсодержащие породы в процессе переотложения возникали гнезда и прожилки эпидота с очень хорошо образованными отдельными кристаллами и их друзами; эпидот сопровождается адуляром, кварцем, биссолитом, титанитом, апатитом, цеолитами и другими минералами (в СССР — Кацна яма в Челябинской обл. [7], в Австрии — Унтерзульцбахталь [84], во Франции — Бурд'Уазан).

Образовался при гидротермальном метаморфизме метасадков Юго-Восточной Калифорнии в ассоциации с хлоритом, гематитом, пиритом, кварцем, альбитом, К-полевым шпатом или с тремолитом, кварцем и пиритом [48]. Отмечен на Паужетке, Камчатка [85], совместно с кварцем в виде новообразований в пустотках туфопесчаников.

Эпидот составляет до 75% тяжелой фракции в глинистых и песчано-глинистых породах Западно-Сибирской низменности, привнесен из пород юго-восточной ее окраины [86].

Известны новообразования эпидота в осадочных породах, например: в девонских кремнистых сланцах Эльзаса (с хлоритом, кварцем и альбитом), в песчаных и алевритовых породах мезозойских и верхнепалеозойских отложений Верхоянья [87], в песчано-алевритовых породах Южного Урала [88]; эпидот встречается в виде мелких кристалликов, тонкоагрегатных скоплений и дендритовидных выделений, образовался при эпигенетическом преобразовании глинистого и глинисто-карбонатного вещества.

Изм. При воздействии поздних гидротермальных растворов эпидот некоторых пород подвергся замещению пренитом и пумпеллиитом [89] с образованием псевдоморфоз. В Шишимских горах (Челябинская обл.) известны псевдоморфозы по эпидоту лейхтенбергита и «сталькапатита» [90]. Отмечено замещение итриевого эпидота гранатом, цоизитом, слюдкой, альбитом и кварцем [20].

Искусств. Доказана возможность кристаллизации эпидота из смесей продуктов его термического разложения в присутствии воды при 505 и 630° [91]. Получен при нагревании до 610° смеси соответствующих окислов в течение 12—17 дней и давлении 2,1 кбар [92].

Отл. От клиноцоизита в шлифах отличается оптическим знаком, более высокими показателями преломления и двупреломлением; от цоизита — оптическим знаком и двупреломлением; от ортита — более низким двупреломлением; от пьомонтита — плеохроизмом; от роговой обманки — более высокими двупреломлением и показателями преломления, а также плеохроизмом; от моноклинных пироксенов — спайностью, отрицательным оптическим знаком и плеохроизмом; от везувиана — двуосностью; от ханкокита — более низкими показателями преломления.

Практ. знач. Прозрачные красиво окрашенные разновидности являются полудрагоценными камнями.

Разнов. Т а в м а в и т — tawmawite — эпидот и клиноцоизит, содержащие изоморфную примесь Cr^{3+} (6,79—11,16% Cr_2O_3) (хим. анализы 32 и 33).

Назван по месту находки (Блик, 1908) [52]. Синон. томоит, хромэпидот — *chromepidote* (Вайншенк, 1896) [93], хромклиноцоизит — *chrome-clinozoisite* и хромпистазит — *chromepistazite* (Эскола, 1933) [51].

Первое указание на хромсодержащий эпидот — хромэпидот было сделано Вайншенком [93], обнаружившим эту разновидность эпидота в гнездах среди амфиболитов и эклогитов в ассоциации с кварцем, фукситом и титанитом в Прегратене (Центральные Альпы). В Тавмаве (Бирма) [52] тавмавит встречается в дайках породы, которая, по-видимому, первоначально состояла из нефелина и альбита; дайки находятся в серпентинитах; образование тавмавита связывается с взаимодействием между нефелин-альбитовой породой и вмещающими серпентинитами. Характерна своеобразная ассоциация минералов: альбит, жадеит, клиноцоизит, тавмавит, хлорит, хлоритоид и др.

В месторождении Оутокумпу в Финляндии [51] в серпентинитах имеются содержащие тавмавит кварц-сульфидные тела с халькопиритом, пирротинном, пиритом, уваровитом и хромитом или пирротинном, уваровитом и хром-тремолитом.

М у х и н и т — mukhinite — ванадиевый эпидот, содержащий 11,29% V_2O_5 (хим. анализ 34) [21]. Формула $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{VSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Назван в честь русского геолога А. С. Мухина. Встречен в мраморах Ташелгинского желе-

зорудного месторождения в Горной Шории (Западная Сибирь) вместе с голдманитом.

Пикроэпидот — picroepidote — недостоверен; по Деклуазо и Ламуру (1883) [94], отличается значительным содержанием MgO. Белый или желтоватый минерал встречается в районе Слюдянки на берегу оз. Байкал в ассоциации с лазуритом, кальцитом и серым диопсидом.

Межплоскостные расстояния эпидота из Холливуд, США *

			CuK _α -излучение				
hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
100; 10 $\bar{1}$	5	7,98	31 $\bar{2}$	55	2,593	1	1,773
?	3	7,02	103; 202	10	2,525	1	1,742
101; 10 $\bar{2}$	40	5,018	121; 310	7	2,449	1	1,705
11 $\bar{1}$; 002	<1?	4,621	21 $\bar{3}$; 31 $\bar{3}$	70	2,396	1	1,687
200; 20 $\bar{2}$	40	3,997	22 $\bar{2}$; 301	25	2,289	1	1,669
111	<1?	3,762	40 $\bar{1}$; 40 $\bar{3}$	25	2,161	65	1,635
21 $\bar{1}$	40	3,492	22 $\bar{3}$; 221	40	2,111	11	1,622
102; 10 $\bar{3}$	7	3,372	41 $\bar{2}$; 20 $\bar{5}$	11	2,065	11	1,590
21 $\bar{2}$; 201	15	3,197	203	<1?	2,043	13	1,574
003	<1?	3,060	404; 400	1	2,020	7	1,539
30 $\bar{2}$	100	2,900	105	1	2,003	15	1,458
211; 020	50	2,809	401	<1?	1,914	30	1,404
013; 300	60	2,677	312; 41 $\bar{4}$	60	1,869	25	1,389

* ASTM. 9—438. Оригинал хим. анализа 9.

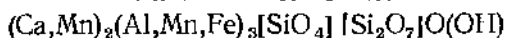
Л и т е р а т у р а

1. Белов Н. В., Руманова И. М. ДАН СССР, 1953, 89, № 5, 853.
2. Vujor D. J. Zs. Krist., 1931, 78, 386.
3. Strunz H. Zs. Krist., 1935, 92, 402.
4. Ito T., Morimoto N., Sadanaga R. Acta cryst., 1954, 7, 53.
5. Myer G. H. Am. J. Sci., 1963, 263, No. 1, 78.
6. Ito T. Am. Min., 1947, 32, Nos. 5—6, 309.
7. Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1958, ч. 3, 299.
8. Matthes O. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 56, A, 414.
9. Солодовникова Л. Л. Тр. Геол. музея АН СССР, 1926, 5, вып. 8, 233.
10. Раушенбах К. В. Зап. Ленингр. ун-та, 1941, сер. геол.-почв., вып. 10, № 66, 151.
11. Bücking H. Zs. Krist., 1872, 2, 360.
12. Ахведиани Р. А. Сообщ. АН Груз. ССР, 1967, 48, № 1, 115.
13. Hornstra J., Terpstra P. Min. Mag., 1950, 29, No. 208, 68.
14. Černý P. Přírodověd. sborn. Ostrovskeho kraje, 1956, 17, N 2, 181; Vuttée J. Fortsch. Min., 1952, 29—30, H. 2, 340.
15. Strunz H. Zs. Krist., 1935, 92, 402.
16. Hobbs W. H. Am. J. Sci., 1889, 38, 223.
17. Permingeat F. Notes et mém. Serv. géol. Maroc., 1956, 14, No 133, 125.
18. Ladurner J. N. Jb. Min., Abhandl., 1951, 52, H. 3, 317.
19. Strens R. G. J. Min. Mag., 1966, 35, No. 275, 928.
20. Милеев Д. А. ДАН СССР, 1959, 127, № 4, 865.
21. Шепель А. Б., Карпенко М. В. ДАН СССР, 1969, 185, № 6, 1342.
22. Tempel H. G. Chem. d. Erde, 1938, 11, H. 4, 525.
23. Грум-Гржимайло Е. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 129.
24. Sigatony A. Proc. Indian Acad. Sci., 1944, 20 A, 200.
25. Wappler G. Zs. phys. Chem., 1965, 228, H. 1—2, 33.
26. Ukai Y. Mem. Coll. sci. Kyoto univ., 1954, ser. B, 21, No. 2, 164.
27. Александров К. С., Великов Б. П., Рыжова Т. В. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 2, 3.
28. Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 3.
29. Strens R. G. J. Min. Mag., 1964, 33, No. 265, 868.
30. Burns R. G., Strens R. G. J. Min. Mag., 1967, 36, No. 278, 204.
31. Myer G. H. Am. J. Sci., 1966, 264, No. 5, 364 (хим. анализ).
32. Malmquist D. Bull. Géol. inst. Upsala, 1927—1930, 22, 223.

33. Мязь Н. И., Колтун Л. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 325.
34. Milligan R., Jambor J. L. Canad. Min., 1968, 9, pt. 3, 358.
35. Зубков Л. Б., Ложникова О. Н., Яковлева С. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 32.
36. Белолипецкий А. П., Денисов А. П., Елина Н. А., Кульчицкая Е. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 129.
37. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 178.
38. Исаев В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. Изд-во «Недра», 1966, 63.
39. Wagner. Bull. Soc. natur. Moscou, 1841, N 1, 112.
40. Harley P. M., Fairbairn H. W. Trans. Am. geophys. union, 1957, 38, No. 6, 939; Smith W. L., Franck M. L., Scherwood A. M. Am. Min., 1957, 42, Nos. 5—6, 367.
41. Платоко В. В., Богданова В. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 122.
42. Афанасьев Г. Д., Платоко В. В., Варшал Г. М. ДАН СССР, 1962, 143, № 3, 682.
43. Seki Y. Am. Min., 1959, 44, Nos. 7—8, 720.
44. Сердюченко Л. П., Глебов А. В., Каденская М. И., Леонова Е. П., Каденский А. А., Павлов В. А. Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 403.
45. Матковский О. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 291.
46. Ernst W. G. Geoch., cosm. acta, 1964, 28, No. 11, 1631.
47. Дунаев В. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1959, вып. 45, 119.
48. Keith T. E. C., Muffler L. J. P., Cremer M. Am. Min., 1968, 53, Nos. 9—10, 1635.
49. Янулова М. К. Минералогия скарпово-барито-полиметаллического месторождения Карагайлы (Центр. Казахстан). Изд-во АН Каз. ССР, 1962, 1, 169.
50. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 167.
51. Eskola P. Bull. Comm. géol. Finl., 1933, 7, N:o 103, 37.
52. Bleesck A. W. Rec. Geol. Surv. India, 1908, 36, 269.
53. Карьянов Р. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, вып. 20, 25.
54. Горюшинов Б. И., Дожуль В. С. Сб. «Материалы з минералогії України». Изд-во АН Укр. ССР, 1961, вып. 2, 106.
55. Eitel W. N. Jb. Min., 1919, V.-Bd. 42, A, 173.
56. Ляхович В. В., Баринский Р. Л. Геохимия, 1961, № 6, 467.
57. Ляхович В. В. Геохимия, 1962, № 1, 40.
58. Леонова В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 3, 272.
59. Минеев Д. А. Геохимия, 1968, № 7, 825.
60. Калинина Д. В. ДАН СССР, 1966, 167, № 5, 1127.
61. Crampton C. V. Geol. Mag., 1957, 94, No. 2, 89.
62. Miyashiro A., Seki Y. Am. J. Sci., 1958, 256, No. 6, 423.
63. Seki Y. Japanese J. geol., georg., 1958, 29, No. 4, 233.
64. Winkler H. G. F., Nitsch K. H. Naturwissenschaften, 1963, 50, N. 19, 612.
65. Коржинский Д. С. Тр. ИГиН АН СССР, 1948, вып. 68, 1.
66. Коржинский Д. С. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953, 332.
67. Моисеева М. И. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 10, 93.
68. Johnston W. G. Q. Bull. Geol. Soc. Am., 1954, 65, No. 11, 1047.
69. Kranck E. H. Bull. Comm. géol. Finl., 1931, N: o 89, 98.
70. Nagrit J. R. Bull. Geol. Soc. Am., 1954, 65, No. 11, 1075.
71. Велинов И., Черноколев Н. Тр. вверху геологията на България, сер. геохим., мин., петрогр., 1965, кн. 5, 193.
72. Bowley E. V. Rocks a. Minerals, 1957, 32, Nos. 9—10, 451.
73. Lapham D. M. Am. Min., 1957, 42, Nos. 1—2, 71.
74. Mitchell W. D. Am. Min., 1941, 26, No. 4, 262.
75. Нефедов Е. И. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3, 82.
76. Сквалецкая Л. В. Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1958, вып. 102, геол., кн. 8, 35.
77. Barth T. N. Jb. Min., 1928, V.-Bd. 2, A, 2-te Hälfte, 1069.
78. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 261.
79. Бекмухаметов А. Е. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1966, № 6, 35 (2 хим. анализа).
80. Тюлюпо Б. М. Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края». Изд-во Томск. ун-та, 1965, вып. 3, 50.
81. Купарадзе М. Д. Тр. Геол. ин-та Груз. ССР, нов. сер., 1966, вып. 9, 34.
82. Frugnatelli L. Zs. Krist., 1890, 6, 529.
83. Олейников Е. В. Сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966, 207.
84. Kontrus K. Tscherm. min., petr. Mitt., 1953, 3-te Folge, 3, N. 4, 407.
85. Русинев В. Л. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 2, 33.
86. Биккенина Ф. Г. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., геол., 1966, 41, вып. 3, 104.
87. Косовская Л. Г., Шутлов В. Д. ДАН СССР, 1956, 108, № 1, 139.
88. Черников О. А. ДАН СССР, 1958, 122, № 5, 909.
89. Коржинский Д. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, 87.

90. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1894, 31, 389.
 91. Fyfe W. S. Nature, 1960, 187, No. 4736, 67.
 92. Strens R. G. F. Nature, 1964, 201, No. 4915, 175.
 93. Weinschenk E. Zs. Krist., 1896, 26, 337.
 94. Damour A., DesCloizeaux A. Bull. Soc. fr. min., 1883, 6, 23.

Пьомонит Piemontite



Назван по месту находки (Кеплот, 1853) [1].

Синон. Витамит (витгамит) — withamite (Брюстер, 1825) [2], мanganэпидот (марганцовый эпидот) — manganepidote (Глокер, 1831) [3]; пьомонит, пьедмонит — piemontite (Дана, 1892).

Характ. выдел. Кристаллы, тонкозернистые, шестоватые и лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$.

a_0	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	β	Хим. анализ	Авторы
8,87	5,65	10,17	1,572:1:1,800	115°30'	6	Эрст [4]
8,89	5,67	10,22	1,568:1:1,803	115 30	11	Нейвоген [5]
8,90	5,68	10,17	1,565:1:1,790	115 24	5	Хашимото [6]
8,87	5,66	10,15	1,568:1:1,794	115 26	7	Нейвоген [5]
8,89	5,67	10,17	1,568:1:1,794	115 36	9	Нейвоген [5]
8,88	5,66	10,16	1,569:1:1,795	115 30	13	Нояк и Нейвоген [7]

Близкие значения параметров элементарной ячейки пьомонита из разных месторождений установлены Асклунд и др. [8]; $Z=2$.

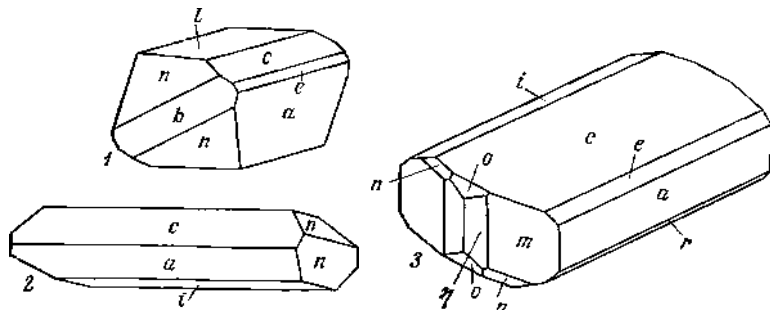
Величина b_0 пьомонитов увеличивается с возрастанием содержания (Mn+Fe). По данным Стренса [9], при содержании Mn+Fe=0,69 (на формульную единицу) $b_0=5,632$ (месторождение не указано), при Mn+Fe=1,44 $b_0=5,690$ (Чикла, Индия); a_0 и c_0 пьомонитов примерно равны или несколько меньше a_0 и c_0 эпидотов с высоким содержанием Fe.

Изоструктурен с эпидотом и клиноэпидотом (описание структуры см. на стр. 720).

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,5820 : 1 : 1,8034$; $\beta = 115^\circ 23'$ (Малмквист. 1930) [10]. Углы между гранями, соответственно ϕ и ρ , близки к таковым у эпидота.

Наблюдавшиеся формы: $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$, $m(110)$, $\eta(120)$, $o(011)$, $e(101)$, $i(\bar{1}02)$, $r(\bar{1}01)$, $l(\bar{2}01)$, $n(\bar{1}11)$.

Кристаллы призматические до игольчатых, вытянуты по оси b , со штриховкой параллельно удлинению (фиг. 300). Кристаллы с головкой редки.



Фиг. 300. Кристаллы пьомонита

1 — Пьомонит (по Ласпелресу); 2 — Япония (по Кото); 3 — Якобсберг (по Флянку)

Двойники по (100), очень редко по (001). Внешняя зона кристаллов иногда представлена эпидотом. Под микроскопом наблюдались включения браунита [11], кварца и титанита [12].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) и (010) несовершенная. Очень хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,425—3,52; четкой зависимости уд. веса от состава не наблюдается. Цв. вишнево-красный, красновато-черный, красновато-бурый, темно-коричневый. Окраска вызвана одновременно присутствующими Fe^{3+} и Mn^{3+} [13]. Черта вишнево-красная. Бл. стеклянный, слабо перламутровый. Обычно слабо просвечивает.

Спектр абсорбции пьезонтита, содержащего 10,25% Mn_2O_3 , имеет по *Np* полосы: интенсивную при 4500 Å и менее интенсивную при 5400 и 8000 Å; по *Nm* интенсивные полосы при 4500, 5600 и 8300 Å; по *Ng* — один интенсивный пик при 5500 и слабый около 8000 Å характер спектра объясняется вхождением Mn^{3+} в $(Al, Fe)O_6$ -октаэдр и в меньшей степени — в октаэдр $AlO_4(OH)_2$ [14].

Микр. Сильный плеохроизм, обусловленный содержанием марганца: по *Ng* — ярко-красный, малиново-красный, фиолетовый, по *Nm* — аметистовый, фиолетовый, розовый, по *Np* — лимонно-желтый, оранжево-желтый, коричнево-желтый; абсорбция сильная: для белого света $Ng > Nm > Np$, для красного $Nm > Ng > Np$, для желтого $Ng > Nm > Np$. Модуль абсорбции (A_0) для разных пьезонтитов [10]:

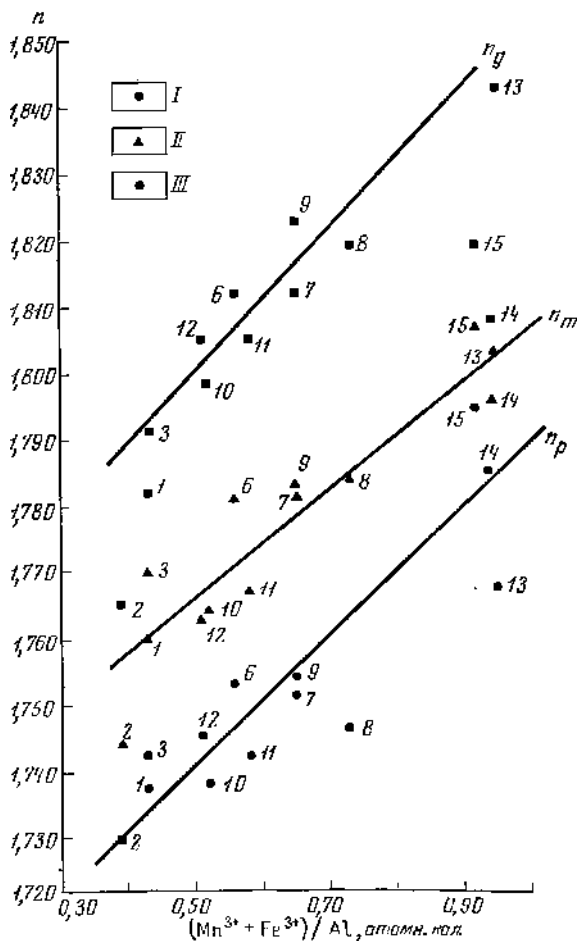
A_0/Ng		A_0/Nm		A_0/Np		Месторождение
C	D	C	D	C	D	
12,4	16,9	19,7	10,0	9,9		Якобсберг
17,6	37,1	45,4	16,3	26,8		Лонгбан
23,7	45,8	46,9	22,7	25,2		Тунаберг
29,6	44,5	52,5	22,7	36,7		Сан Марсель
16,5	27,1	31,3	13,9	20,1		Обервалис
13,7	21,0	28,9	10,3	10,4		Отакисан

Двуосный (+) и (-). Пл. опт. осей (010); $aNg=29-30^\circ$, $Nm=b$, $cNp=-4-7^\circ$; удлинение (\pm). Углы осей оптической индикатрисы с перпендикуляром к двойниковой плоскости (100): $Ng=3-7^\circ$, $Nm=90^\circ$, $Np=83-87^\circ$; с перпендикуляром к плоскости совершенной спайности по (001) соответственно $58-62^\circ$, 90° и $32-28^\circ$ [15]; $n_g=1,750-1,825$, $n_m=1,730-1,796$, $n_p=1,710-1,794$; $n_g-n_p=0,023-0,082$. Дисперсия двупреломления $v \geq r$; $(\pm)2V=55-110^\circ$. Дисперсия двупреломления и $2V$ пьезонтита, по Малмквисту [10]:

Лиции	n_g-n_p	$(-)2V$	n_g-n_p	$(-)2V$	n_g-n_p	$(-)2V$
C	0,0414	88°24'	0,0693	96°04'	0,0577	112°04'
D	0,0445	87 16	0,0730	94 04	0,0604	111 49
F	(0,0379)	82 56	—	81 33	0,0615	108 37
Месторождение	Якобсберг		Лонгбан		Тунаберг	

Существует зависимость величины показателей преломления пьезонтитов от содержания в них $Mn+Fe$ (см. фиг. 301, хим. анализы и [5, 10]).

Хим. Хим. состав непостоянен и может быть выражен формулой $nCa_2Al_3[SiO_4]_m[Si_2O_7]_lO(OH) \cdot m(Ca, Mn)_2(Mn, Fe)_s[SiO_4]_l[Si_2O_7]_lO(OH)$ ($n=82-50\%$, $m=18-50\%$) или формулой $(Ca, Mn)_2(Mn, Fe)_nAl_{3-n}[SiO_4]_l[Si_2O_7]_lO(OH)$ ($1,5 \geq n > 0,5$); Mn в пьезонтитах может быть двухвалентным и трехвалентным. Некоторые пьезонтиты содержат только Mn^{2+} или только Mn^{3+} , в состав других входят как Mn^{2+} , так и Mn^{3+} . Содержание



Фиг. 301. Зависимость показателей преломления пьемонтита от содержания Mn+Fe (по новым данным Якубовой)

Цифры на графике — номера химических анализов:
I — n_p , II — n_m , III — n_g

MnO колеблется от 0 до 3,98%, Mn_2O_3 от 0 до 22%; Mn^{2+} замещает Ca, а Mn^{3+} наряду с Fe^{3+} замещает Al.

Анализы (сводку хим. анализов до 1919 г. см. у Эйтеля [16]):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,45	0,23	—	0,89	0,32	0,07	0,13	—	0,10
K_2O	0,29	сл.	—	0,34	0,26	0,07	0,01	—	—
MgO	0,19	0,30	<0,04	0,36	0,14	0,36	0,08	—	0,04
CaO	23,84	22,70	23,11	23,15	19,61	20,81	20,47	20,88	22,29
MnO	2,26	3,14	3,98	—	—	3,60	2,00	1,75	0,51
FeO	—	—	0,2	0,26	0,03	не обн.	—	—	—
Al_2O_3	22,52	22,75	21,91	26,38	18,93	20,53	19,80	20,08	19,17
Fe_2O_3	12,96	10,55	11,22	5,17	12,14	8,86	10,46	11,92	8,03
Mn_2O_3	—	—	—	3,90	4,85	5,31	7,32	6,77	10,80
SiO_2	37,14	38,40	37,22	37,98	40,57	38,42	37,54	37,40	36,82
TiO_2	0,26	0,05	0,61	—	0,56	0,10	0,54	1,00	0,07
P_2O_5	—	—	—	—	0,04	0,06	—	—	—
H_2O^+	} 0,1	1,68	1,32	} 2,38	2,38	1,80	1,46	} 0,20	1,85
H_2O^-		0,20	0,29		0,26	—	0,04		0,04

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сумма	100,01	100,00	(99,90)	100,76	100,09	99,99	99,85	100,00	99,78*
Mn+Fe									
Al	0,43	0,39	0,43	0,22	0,60	0,56	0,65	0,73	0,65
Уд. в.	3,425	—	—	—	—	—	3,485	3,439	3,511
n_g	1,782	1,765	1,791	1,710— 1,732	—	1,812	1,812	1,819	1,823
n_m	1,7606	1,744	1,770	—	—	1,781	1,781	1,784	1,783
n_p	1,7375	1,730	1,742	1,706— 1,716	1,739	1,753	1,751	1,746	1,756
(+) 2V	92°44'	—	106°	—	94°	90°	86°	93°	72°

* В том числе PbO — 0,01, SnO — 0,01, CuO — 0,04.

1 — Якобсберг, Верmland, Швеция, анал. Якоб [10]; 2 — Икадацу, преф. Эхиме, Япония [17]; 3 — Сацаре, Эхиме, преф. Япония [6]; в оригинале сумма 99,66; 4 — Перевал Турпи, Алайский хр., анал. Ляшкевич [13]; 5 — Инасаго, преф. Нагао, Япония [6]; 6 — Коту-Бязан, Сякоку, Япония, анал. Харамура [4]; 7 — Церес, Пьемонт, Италия, анал. Оянперё [5]; 8 — Обервалс, Швеция, анал. Якоб [10]; 9 — Марамла, Сьерра-Леоне, анал. Оянперё [5].

	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	—	0,05	—	0,41	2,41	—	2,59
K ₂ O	—	—	—	0,04	0,95	—	0,59
MgO	0,20	0,17	0,85	—	2,92	0,85	—
CaO	21,75	22,60	23,06	22,25	17,47	18,98	16,10
MnO	—	0,45	—	0,55	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	22,49	19,96	21,50	15,89	15,24	17,21	12,43
Fe ₂ O ₃	4,45	6,47	5,49	11,06	7,04	6,85	6,43
Mn ₂ O ₃	11,61	11,11	12,12	11,99	14,93	17,78	22,00
SiO ₂	38,05	37,16	36,06	36,40	36,60	36,63	36,55
TiO ₂	0,11	0,04	—	0,11	0,60	0,21	0,31
H ₂ O ⁺	} 1,31	1,75	} 0,58	0,93	} 1,95	1,75	3,02
H ₂ O ⁻		0,04		—			
Сумма	99,97	99,81*	99,66	99,80**	100,42***	100,26	100,02
Mn+Fe							
Al	0,52	0,58	0,51	0,95	0,94	0,92	1,45
Уд. в.	3,46	3,486	3,447	3,522	—	—	3,47
n_g	1,7985	1,805	1,806	1,843	1,808	1,819	1,8286
n_m	1,7649	1,767	1,7636	1,803	1,796	1,807	1,7886
n_p	1,7385	1,742	1,7455	1,768	1,785	1,794	1,7556
(+) 2V	75°	81°	68°11'	68°	74°	79°	86°16'

* В том числе SnO — 0,01.

** В том числе PbO — 0,04, P₂O₅ — 0,13.

*** В том числе CuO — 0,31.

10 — Шедоу Лейн, шт. Калифорния, анал. Камеда [18]; 11 — Каджлдонгри, Индия, анал. Оянперё [5]; 12 — Тунаберг, Швеция, анал. Салбом [10]; 13 — Голдонгри, Индия, анал. Вейнсен [7]; 14 и 15 — Чикла, Индия, анал. Филипп [12]; 16 — Лонган, Швеция, анал. Якоб [10].

Диagn. исп. В кислотах нерастворим. После прокаливания разлагается HCl с выделением студенистого кремнезема. П. п.тр. вспучивается, плавится легко. С бурой дает реакцию на Mn.

Наход. Пороодообразующий минерал метаморфических горных пород: глаукофановых, зеленокаменных, кварц-мусковитовых, биотитово-кварцевых и серицитовых сланцев (в Тувинской АССР — р. Хемчик [19]; в Японии — Сякоку, Отакисан [20], Сацаре [21], Икадацу [17]; в Индии —

Чикла [12]; в Новой Зеландии — Шотовер взли [22]; во Франции — Иль-де-Круа [23]; в США — Шедоу Лейк [18]). Как акцессорный минерал известен в гондитах, входящих в состав серии марганцовых метаморфизованных пород провинции Мадхья Прадеш в Индии; ассоциируется со спессартином, марганцовым диопсидом, браунитом и гаусманнитом [24].

Как минерал поствулканических процессов встречается в андезитах, риолитах и фельзитах (в Шотландии — Глен [25], Саут Маунтинз в шт. Пенсильвания [26], Шедоу Лейк в шт. Калифорния [27], Тусан в шт. Аризона [28]).

В нефелиновых сиенитах пьомонит обнаружен как продукт гидротермального изменения нефелина и биотита, ассоциируется с серицитом и пренитом, также образует мономинеральные пьомонитовые агрегаты (Алайский хрбст, перевал Турпи) [13]. При внедрении пегматитов в тела марганцовых руд образовался наряду с родонитом, бланфордитом, алургитом, манганофиллитом, кварцем, олигоклазом, браунитом и баритом (Чикла, Индия) [12]. В месторождениях метаморфизованных марганцовых руд находится в ассоциации с браунитом, родонитом, спессартином, манганофиллитом и другими минералами (в СССР — Ялимбетовское и Уразовское месторождения на Урале [11] и др.; в Италии — Пьомонт, Сан-Марсель [10]; в Швеции — Лонгбан [10], Ультевис [29], Тунаберг и Якобсберг [10]).

Мияширо и Секи [21] пришли к заключению, что содержание марганца в пьомоните увеличивается при повышении температуры его образования; этот вывод недостаточно обоснован. Более вероятно, что количество марганца в пьомоните зависит от его содержания в среде минералообразования; это подтверждается тем, что разновозрастные пьомониты из разных участков одного и того же месторождения иногда отличаются по содержанию марганца.

Отмечен в мраморах Македонии [30] и в шт. Нагпур, Индия [31].

Изм. Не изучено.

Искусств. Получен при нагревании смеси соответствующих окислов и стекла до 550—650° и давлении 2,1—4,0 кбар в течение 12—17 дней [32].

Отл. От эпидота отличается цветом и плеохроизмом, от марганцового цоизита (тулита) — сингонией.

Межплоскостные расстояния пьомонита из Инасато [6]

CuK_α-излучение, дифрактометр

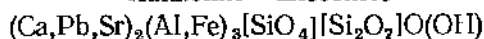
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	
001	15	9,2610	211	20	2,7968	401	40	2,1684	
100; 101	16	8,0430	013; 300;	54	2,6827	014	33	2,1246	
102	63	5,0249	120; 121			221	29	2,1151	
002; 111	19	4,6225	311; 312	43	2,5996	023	22	2,0849	
200	56	4,0220	202	55	2,5321	203	26	2,0490	
211	35	3,4930	121	13	2,4813	400	16	2,0102	
102	41	3,4140	122	20	2,4649	114; 115	30	1,8769	
201	30	3,2090	313	47	2,4075	132	64	1,6367	
003	32	3,0582	113; 212;	29	2,3066				
113	100	2,9029	222; 004;						
020	64	2,8356	114						

Л и т е р а т у р а

1. Kenngott A. Mineralsystem, 1853, 75.
2. Brewster D. Edinb. Journ. Sci., 1825, 2, 218.
3. Glocker E. F. Handbuch der Mineralogie, 1831, 2, 630.

4. Ernst W. G. Geoch., cosm. acta, 1964, 28, No. 11, 1631.
5. Marmo V., Neuvonen K. J., Ojanperö P. Bull. Comm. géol. Finl., 1959, 31, N: o 184, 11.
6. Hashimoto M. Bull. Nat. Sci. Museum, Tokyo, 1959, 4, No. 2, 183.
7. Nayak V. K., Neuvonen H. J. Bull. Comm. géol. Finl., 1964, 35, N: o 212, 27.
8. Asklund A. M., Gaudesroy C., Laurent Y., Permingeat F. Bull. Soc. fr. min., 1966, 89, No. 2, 246.
9. Strens R. G. J. Min. Mag., 1966, 35, No. 275, 928.
10. Malmquist D. Bull. Geol. inst. Upsala, 1927—1930, 22, 223.
11. Бетехтин А. Г. Тр. ИГи АН СССР, 1940, вып. 30, 1.
12. Bilgrami S. A. Min. Mag., 1956, 31, No. 234, 236.
13. Ляшкевич Э. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 323.
14. Burns R. G., Strens R. G. J. Min. Mag., 1967, 36, No. 278, 204.
15. Соболев В. С. Федоровский метод. Госгеолтехиздат, 1954, 235.
16. Eitel W. N. Jb. Min., 1919, B.-Bd. 42, A, 173.
17. Tsuboi S. Japanese J. geol., geogr., 1936, 13, Nos. 3—4, 333.
18. Short A. M. Am. Min., 1933, 18, No. 11, 493.
19. Вознесенский С. Л. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 345.
20. Koté B. J. Univ. Tokyo, 1887, 1, 393; Quart. J. Geol. Soc. London, 1887, 43, 474.
21. Miyashiro A., Seki Y. Am. J. Sci., 1958, 256, No. 6, 423.
22. Turner F. J. Min. Mag., 1933, 23, No. 142, 416.
23. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1888, 11, 148.
24. Straczec J. A., Subramanyam M. R., Narayanasevani S., Shukla K. D., Vemban N. A., Chakravarty S. C., Venkatesh V. 20-th Intern. Congreso Geol., Simposium sobre yacimientos de Manganeso, Mexico, 1956, 4, 63.
25. Hutton C. O. Am. Min., 1938, 23, No. 6, 415; Min. Mag., 1938, 25, No. 1, 119.
26. Williams G. H. Am. J. Sci., 1893, 46, 59.
27. Mayi E. B. Am. Min., 1932, 17, No. 6, 238.
28. Guild F. N. Am. Min., 1935, 20, No. 10, 679.
29. Ödman O. H. Sver. geol. unders., Ser. C., 1956, N: o 516, 3.
30. Barić L. Гласник природ Музеја, 1960, А, кн. 13, 199, Београд.
31. Malak A. R. J. Univ. Geol. Soc. Nagpur, 1962—64, 1, N. 10—11, 11.
32. Strens R. G. J. Nature, 1964, 201, No. 4915, 175.

Ханкокиг Hancockite



Назван по имени Э. Ханкока — коллекционера из Бёрмингтона (Пенсильд, Уорен, 1899).
Синон. Ганкокиг.

Мелкие несовершенные кристаллы (до 0,5 мм в длину, 0,15 мм в ширину), их друзы, также плотные и ячеистые выделения.

Монокл. с. Приближенными измерениями установлены грани: c (001), a (100), e (101), r ($\bar{1}01$), n ($\bar{1}11$).

ce (001) : (101) = 36°15'	ra ($\bar{1}01$) : ($\bar{1}00$) = 55°30'
ea (101) : (100) = 30 45	nn ($\bar{1}11$) : (111) = 67
cr (001) : ($\bar{1}01$) = 63	cn (001) : ($\bar{1}11$) = 77

Кристаллы уплощены по (100), вытянуты по оси b , сходны с кристаллами эпидота.

Тв. 6 $\frac{1}{2}$ —7. Уд. вес 4,03. Цв. сплошных выделений буро-красный, кристаллы желтовато-коричневые (отдельные части кристаллов зеленовато-бурые и бледно-розовые). Бл. стеклянный, сильный.

В толстых шлифах по Nr или по Ng — розовый или зеленовато-желтый, по Nm — желтовато-бурый; $Ng > Nr$. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010); $n_g = 1,830$, $n_m = 1,81$, $n_p = 1,788$; $n_g - n_p = 0,042$; $2V = 50^\circ$; дисперсия $r > v$.

Анализ (анал. Уорен): MgO — 0,52, CaO — 11,50, SrO — 3,89, MnO — 2,12, PbO — 18,53, Al₂O₃ — 17,89, Mn₂O₃ — 1,38, Fe₂O₃ — 12,33, SiO₂ — 30,99, H₂O — 1,62; сумма — 100,77.

Нерастворим в HCl. После сплавления растворяется, дает студень SiO₂. П.п.тр. сплавляется, вспучиваясь, в черный магнитный королск.

С содой на угле дает налст PbO. В закрытой трубке при высокой температуре выделяет немного воды.

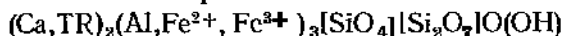
Встречен [1, 2] только в контактово-метасоматическом месторождении Франклин в шт. Нью-Джерси (США) в ассоциации с гранатом и биотитом и в виде включений в аксините, датолите, виллемите и гиалофане.

От эпидота отличается более высокими показателями преломления. Природа минерала требует уточнения.

Л и т е р а т у р а

1. Penfield S. L., Warren C. H. Am. J. Sci., 1899, 8, 339; Zs. Krist., 1900, 32, 227.
2. Palache Ch. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 98.

Ортит Orthite



Назван — от греч. *ὀρθός* (ортос) — прямой (по очертаниям кристаллов) (Берцелиус, 1818).

Синон. Алланит — allanite (Томсон, 1810) по фамилии шотландского минералога Аллана — название, широко применяемое за рубежом.

Утратившие значение синонимы: церин — cerine (Хизингер, 1815), пирортит — pyrorthite (Берцелиус, 1818), букландит — bucklandite (Левин, 1824), таутолит (тавтолит) — tautilite (Брайтхаупт, 1826), уралортит — uralthite, багратионит — bagrationite (Кокшаров, 1847), скотин — scotine (по словарю Редуина, 1867; см. у Хен) , ортоид — orthoide (по словарю Иглстона, 1892), церисевый эпидот (церэвидот) — cerium epidote (по Иглстону, 1892), трипорит (трепорит) — trealorite (Уулфорд, 1940, 1943), церортит — ccerorthite (Bull. Soc. fr., 1933).

По-видимому, измененными ортитами (Хвостова, 1962), содержащими повышенное количество воды, являются финбоортит — finboorthite и фалуортит — faluorthite (Герман, 1811), ксантортит — xanthorthisite (Герман, 1848), вазит — vasite, wasite (Бар, 1862 и 1863), гидроалланит — hydroallanite (Simpson, J. Roy. Soc. W. Australia, 1938, 24, 113) и гидроортит — hydroorthite (Quensel, Gabrielson, Geol. För. forh., 1939, 61, H. I., 67). Возможно, ортитом является метаалланит — meta-allanite (Robinson S. C., Geol. Surv. Canada Bull, 1955, No. 31, 70) — акцессорный минерал пегматитов района Голдфилдс (Саскачеван, Канада). Эпидот-ортитом — epidote-orthite (V. M. Goldschmidt. Zbl. Min., 1911, 4) назван минерал, слагающий зоны кристаллов ортита и занимающий по оптическим свойствам промежуточное положение между эпидотом и ортитом.

Разнов. Манганортит, иттроортит, магнизортит, бериллийортит, нагательит.

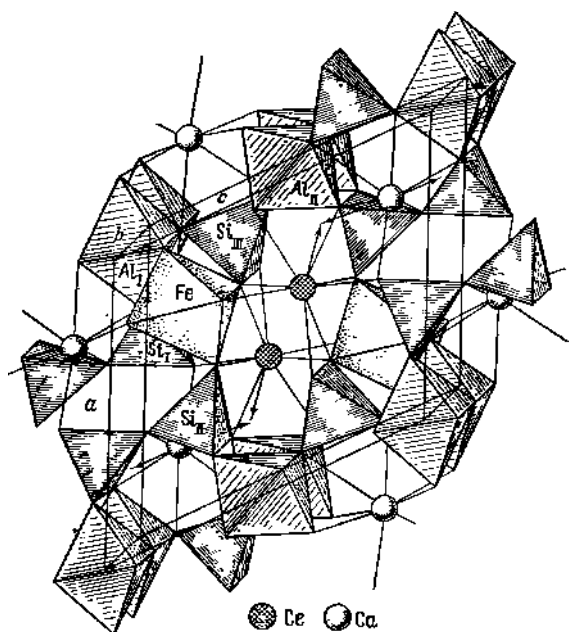
Характ. выдел. Кристаллы, радиально-лучистые агрегаты, зерна, сплошные выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^2 — $P2_1/m$.

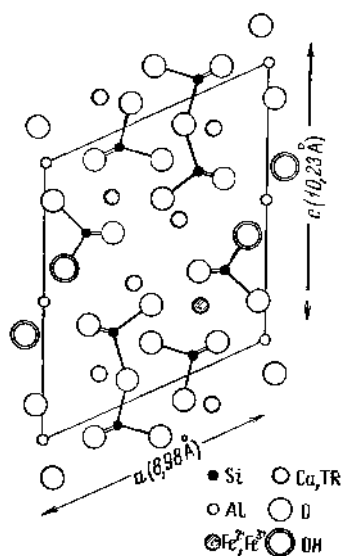
a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	№ хвм. анализ-ва	Местонахождение	Авторы
8,95	5,75	10,22	115°01'	1,5507:1:1,7684	23	Вишневые горы	Румапова, Николаева [1]
8,98	5,75	10,23	115 00	1,562:1:1,779	14	Даймонджи-яма	Уэда [2]
9,05	5,79	10,24	116 39	1,5613:1:1,7685	26	Алдан	Здорик [3]
9,12	5,82	10,22	116 49	1,5670:1:1,7560	25	Дальний Восток	*

Z = 2.

Структура ортита [1] аналогична структуре эпидота. Ее основой служат колонки Al-октаэдров двух типов, вытянутые вдоль оси b . К колонкам Al₁-октаэдров примыкают Fe-октаэдры, к колонкам Al_{II}-октаэдров — TR- и Ca-полиэдры. Al-колонки соединены одиночными тетраэдрами SiO₄, диортогруппами Si₂O₇ и Ca-полиэдрами (фиг. 302 и 303). Половина Ca-полиэдров характеризуется восьмерной координацией Ca, вторая половина (полиэдры, примыкающие к колонкам Al_{II}-октаэдров) — девятерной коор-



Фиг. 302. Структура ортита (по Румановой и Николаевой)



Фиг. 303. Структура ортита в проекции на (010) (по Уэду)

динацией Ca. Межатомные расстояния [1]: в Si_IO₄-тетраэдрах Si—O=1,58—2,87 Å, в Si_{II}O₄-тетраэдрах Si—O=1,62—2,87 Å, в Si_{III}O₄-тетраэдрах Si—O=1,64—2,87 Å, в Al_IO₆-октаэдрах Al—O=1,95—2,87 Å, в Al_{II}O₆-октаэдрах Al—O=1,83—2,87 Å, в FeO₆-октаэдрах Fe—O=1,99—3,41 Å, в Ca-полиэдрах Ca—O=2,31—3,11 Å, в TR-полиэдрах TR—O=2,29—3,03 Å. Отсутствие совершенной спайности у ортита объясняется тем, что в Ca-полиэдрах, через которые проходят плоскости спайности у эпидота, Ca в ортите замещается редкоземельными элементами, имеющими больший заряд.

Большинство ортитов метамиктны (содержат уран и торий).

Призм. кл. C_{2h} — 2/m (L₂PC); a : b : c — 1,5527 : 1 : 1,7780; β = 115°00' (Кокшаров) [4].

Болсе обычные формы (по Гольдшмидту):

	φ	ρ	φ ₂	ρ ₂		φ	ρ	φ ₂	ρ ₂
c 001	90°00'	25°00'	25°00'	90°00'	r 101	—90°00'	38°34'	—38°34'	90°00'
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00	K 302	—90 00	55 01	—55 01	90 00
m 110	35 24	90 00	90 00	35 24	l 201	—90 00	64 07	—64 07	90 00
u 210	54 52	90 00	90 00	54 52	f 301	—90 00	73 15	—73 15	90 00
k 012	27 41	45 06	25 00	51 09	v 112	51 00	54 42	47 40	59 06
o 011	14 42	61 27	25 00	31 50	d 111	44 13	68 02	59 58	48 20
m 102	90 00	47 40	47 40	90 00	w 211	59 17	73 58	71 31	60 36
e 101	90 00	59 58	59 58	90 00	x 112	—10 32	42 07	—9 23	48 45
h 201	90 00	71 31	71 31	90 00	n 111	—24 09	62 50	—38 34	35 44
σ 103	90 00	2 35	2 35	90 00	q 221	—30 06	76 19	—54 07	32 47
i 102	—90 00	9 23	—9 23	90 00	y 211	—49 13	69 49	—64 07	52 11
s 203	—90 00	20 36	—20 36	90 00					

ca (001):(100)=65°00'
 cr (001):(101)=63 34
 lc (201):(001)=89 07
 ec (101):(001)=34 58

mm (110):(110)=70°48'
 am (100):(110)=54 36
 cm (001):(110)=75 50
 me (110):(101)=59 54

dc (111):(001)=52°15'
 nc (111):(001)=74 56
 da (111):(100)=49 42
 na (111):(100)=68 39

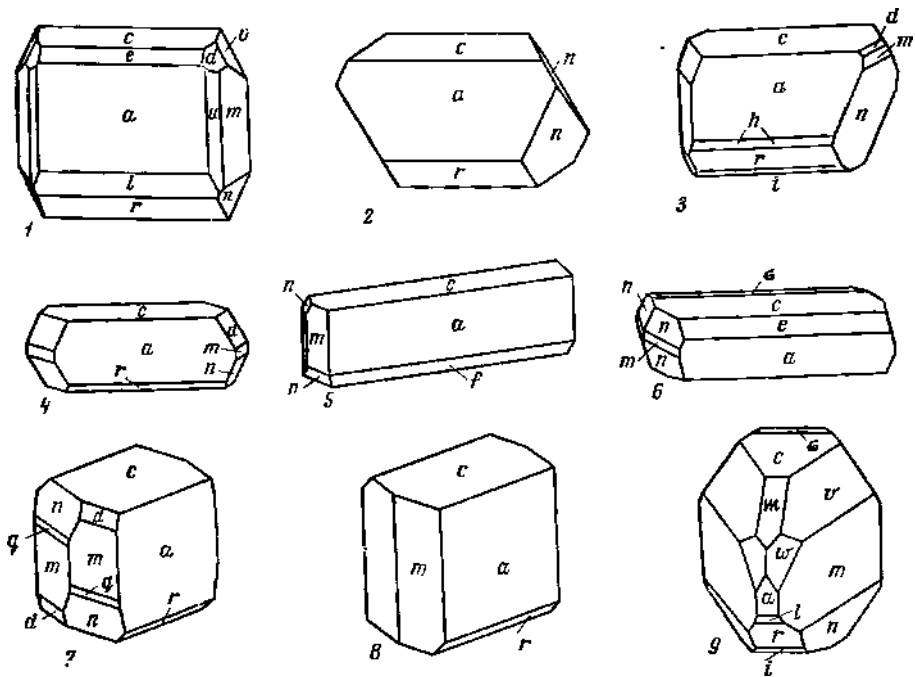
Редкие и не вполне достоверные формы:

ρ 610 103 $S \bar{1}04$ $g \bar{7}03$ $V 115$ 322 $\pi \bar{1}14$
 П 10.1.10 α 209 $\bar{3}04$ $\lambda \bar{5}01$ $t 114$ $\rho \bar{1}24$ $\bar{3}32$

Главными формами, определяющими облик кристаллов, являются: a (100), c (001), k (012), h (201), e (101), m (110), d (111), u (210), n ($\bar{1}11$). Кристаллы часто уплощенные, таблитчатые по a ($\bar{1}00$) (фиг. 304, 1—3), также призматические, удлиненные по оси b (фиг. 304, 4—6), реже изометрические (фиг. 304, 7—9). Двойники по a (100), реже по c (001).

Известны включения ортита в эпидоте и обрастания эпидотом его кристаллов. В Азгурсе (Марокко) ортит и обрастающий его кристаллы эпидот ориентированы одинаково, оба минерала sdвойникованы: (100), (010) и ось b являются общими для четырех индивидуумов — двух ортита и двух эпидота [5].

В кристаллах ортита наблюдались включения полевого шпата [5—7], кварца [6], магнетита [8—10], пирита [9], торита [11], ниоботанталатов [11], циркона [10], церита [12], титанита [12], апатита [13] и других минералов.



Фиг. 304. Кристаллы ортита

1 — Лахсское озеро (по Рату);

2 — Северный Кавказ (по Яковлевой и Плоско);

3 — Киргизия (по Бонштедт-Куллетской);

4 — Урал (по Кокшарову);

5 и 6 — Карелия (по Лабунцову);

7 и 8 — Урал (по Кокшарову);

9 — «Багратионит», Ахматовская копь (по Кокшарову)

Физ. св. Сп. по a (100) и c (001) несовершенная, иногда по (110). У метамиктных ортитов спайность отсутствует. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 5—6 $\frac{1}{2}$ (наиболее высокая у манганортита). Микротвердость колеблется от 555 до 1077 кг/мм^2 , у метамиктных 103—412; значение микротвердости увеличивается с увеличением содержания TR_2O_3 . Эти соотношения связаны регрессионной зависимостью: $y=10,64+0,009x \pm 1,03$ для кристаллического ортита и $y=14,23+0,07x \pm 1,12$ для метамиктного (y — содержание TR_2O_3 в %, x — микротвердость в кг/мм^2) [14]. Уд. вес 3,3—4,2; более низкий уд. вес (до 2,68) указывает на изменение минсрала. Колебания уд. веса вызываются непостоянством состава ортита, а также его изменениями — метамиктизацией и выветриванием. При возрастании содержания TR и Fe уд. вес увеличивается [12, 15]. Изменение ортита сопровождается увеличением содержания H_2O , вследствие чего уд. вес уменьшается [16]. Цв. темно-зеленый, смоляно-черный, светло-коричневый с розоватым оттенком (магнезиортит), у измененных ортитов красновато-коричневый и бурый. Часто центральные неизмененные части кристаллов смоляно-черные, а их наружные измененные зоны красновато-коричневые, бурые. Черта серая, иногда светло-зеленоватая до темно-зеленой или коричневая до светло-коричневой (нагательит). Бл. полуметаллический, смоляной, иногда матовый. Вокруг выделений ортита в окружающих минералах часто наблюдаются радиально-лучистые трещины и плеохроичные дворники (орсолы) [17, 18].

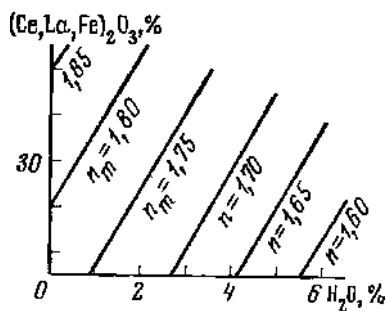
Инфракрасный спектр [19, 20] кристаллического ортита имеет полосы 460, 505, 575 и 630 см^{-1} в области деформационных колебаний тетраэдров SiO_4 ; в области валентных колебаний полоса поглощений имеет два максимума: 900—930 и 1060 см^{-1} , что объясняется присутствием в структуре групп Si_2O_7 . Для метамиктных ортитов характерны размытые полосы деформационных колебаний с одним максимумом при 470 см^{-1} и одна широкая полоса с максимумом при 960 см^{-1} в области валентных колебаний; характерны полосы поглощения молекулярной воды при 1660 и 3300—3600 см^{-1} [19].

Микр. Плеохроизм: по Ng — светло-зеленый, красновато-коричневый, темно-бурый; по Nm — светло-зеленый, светло-желто-коричневый, бурый; по Np — бесцветный, светло-голубой (манганортит) [21], светло-бурый, красно-коричневый. Особенностью Sr-содержащего ортита (Алданский щит, Сибирь), а также ортита из альбититов является резкий плеохроизм: по Ng — кроваво-красный, по Nm — медово-желтый, по Np — светло-зеленый; характерны также аномально высокие показатели преломления [3]. У магнезиортита (14,15% MgO) плеохроизм слабый в розовато-коричневых тонах; у нагательита слабый: по Ng — желтый, по Nm — красновато-коричневый, по Np — коричневатожелтый [22]. Двусный (—), иногда (+) (утверждение некоторых авторов, что оптический знак ортита зависит от содержания Mg, является ошибочным — см. хим. анализы). Обычно пл. опт. осей (010), $cNp=20-47^\circ$, $Nm=b$, $aNg=47-72^\circ$ (ортит I рода, по Соболеву [23] и по Вартановой и Золотухину [24]); иногда пл. опт. осей \perp (010); $cNp=22-41^\circ$ (ортит II рода); $n_g=1,66-1,89$, $n_m=1,65-1,86$, $n_p=1,64-1,81$; $n_g-n_p=0,010-0,078$; $2V=34-123^\circ$ [22, 25—27]; дисперсия $r>v$, очень сильная. Колебание оптических свойств ортита объясняется значительным непостоянством его состава вследствие изоморфных замещений. Особенно значительное влияние оказывает содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} , а также редкоземельных элементов и воды [12]. Увеличение содержания редкоземельных элементов и железа, особенно трехвалентного, вызывает повышение показателей преломления ортита, увеличение содержания H_2O — их уменьшение (фиг. 305). У изотропного метамиктного ортита $n=1,531-1,70$.

В шлифах вокруг выделений ортита в биотите и амфиболе нередко наблюдаются плеохроичные дворики [13, 28].

В отраж. свете — серый, в иммерсии — светло-желтый с красноватыми внутренними рефлексами [29]. Манганортит [21] серый, двуотражение от слабо-синеватого до розово-серого. В скрещенных николях отдельные участки манганортита имеют окраску от черной до буровато-красной.

Хим. [25—27, 30]. Состав непостоянный из-за значительного развития изоморфных замещений (см. табл. хим. анализов). Может рассматриваться



Фиг. 305. Зависимость показателя преломления ортита от содержания редких земель, железа и H_2O (по Трёгеру)

как эпидот $Ca_2(Fe^{3+}, Al)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$, в котором часть Ca замещена TR, а Al соответственно замещен Fe^{2+} или Mg. Относительно непрерывности изоморфного ряда эпидот — ортит см. на стр. 722. Формула ортита в общем виде: $nCa_2(Fe^{3+}, Al)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH) \cdot mCaTRFe^{2+}(Al, Fe^{3+})_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$, где m — от 50 до 100%, n — от 50% до 0 или $(Ca_{2-n}TR_n)Fe_n^{2+}(Fe^{3+}, Al)_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$, где $1,00 \geq n > 0,06$. Хасегава [25] пересчитал атомные содержания элементов 126 ортитов различных месторождений и установил следующие пределы их изменений: Ca — 0,80—1,30, Mn — 0,20—0,10, TR — 1,00—0,60 (TR = TR + U + Th), Fe^{2+} — 0,60—1,05 ($Fe^{2+} = Fe^{2+} + Mg$), Fe^{3+} — 0,15—0,45 ($Fe^{3+} = Ti + Be$) и Al — 1,50—1,95. Однако, по данным ряда авторов, существуют ортиты с меньшим содержанием редкоземельных элементов, чем указано выше.

В конечном кальцисво-редкоземельном члене изоморфного ряда эпидот — ортит отношение атомных количеств Ca : TR равно 1,00, так как редкоземельные элементы замещают лишь атомы Ca, находящиеся в кислородных полиэдрах с координационным числом 9, т. е. половину атомов кальция [1]. Большинство ортитов обогащены элементами цериевой группы и представляют собственно ортит (церортит французских авторов); характерен максимум Ce (allanite — Ce, по Левинсону [31]) или La (allanite — La, по Левинсону [31]); при повышенном содержании редкоземельных элементов иттриевой группы выделяется разновидность иттроортит. Намечается некоторая зависимость между составом редкоземельных элементов в ортитах и характером пород, из которых они происходят: ортиты гранитоидов и их пегматитов отличаются более высоким содержанием элементов группы Y, чем ортиты щелочных пород [32].

Обычно часть позиций TR занята U (до 0,15% U_3O_8), Th (до 5,60% ThO_2 в торортите) и радиоактивным Pb (до 1,00%). Существует обратная зависимость между содержанием Th и Y в ортитах [33]; ортиты с редкими землями Ce-ряда содержат относительно большее количество Th, чем ортиты с редкими землями Y-ряда. Для иттроортитов характерно повышенное содержание U [32]. Отношение Th/U в ортитах из месторождений Урала и Карелии

меняется от $4 \cdot 10^2$ до $4 \cdot 10^{-2}$ [33]. Ортиты из Восточного Египта содержат от 0,066 до 0,51% U_3O_8 , их радиоактивность колеблется от 0,087 до 0,672 $\alpha/cm^2/сек$ [34].

Часть Са ортитов замещена на Na и K, иногда Sr (до 5% SrO). Содержащие MnO может достигать 7%; ортиты, в которых содержится более 1% MnO, называют манганортитами.

Количество Al колеблется в значительных пределах, что обуславливается значительным изоморфным замещением его (среднее содержание Al_2O_3 около 16%). Существует зависимость между содержанием Fe^{2+} и TR (гетеровалентный изоморфизм $Ca^{2+}Al^{3+} \rightarrow TR^{3+}Fe^{2+}$). Соотношение Fe^{2+}/TR теоретически не должно превышать 1, но, как показывают химические анализы, оно колеблется от 1 до 1,3. Содержание FeO обычно составляет 5—14%, содержание Fe_2O_3 — 2—6%; в основном Fe^{3+} — продукт вторичных процессов. Характерно содержание 1—2% MgO; ортит с повышенным содержанием Mg выделяется под названием магниортита (MgO до 14,15%).

Некоторое количество позиций R^{3+} нередко занято Ti, Sc и Sn; содержание окислов этих элементов обычно менее 1%. В ортите из финских месторождений Импилахти и Ваарела установлено соответственно 0,80% Sc_2O_3 (скандисвый ортит, по Шубниковой) и 1% Sc_2O_3 [35].

Пределы колебания содержания SiO_2 в ортите очень узки (30—32%). Спектральными анализами часто устанавливается Be; ортиты, содержащие BeO, выделяются под названием бериллийортитов. В некоторых ортитах часть Si замещена P; содержание P_2O_5 обычно менее 1%; исключением является нагелит, содержащий 6,48% P_2O_5 [22].

В неизменных ортитах содержится 1—3% H_2O . При метамиктизации и выветривании содержание H_2O увеличивается. В состав ортитов с повышенным содержанием Mg входит F (до 3%), по-видимому, изоморфно замещающий (OH) [36].

По данным спектральных анализов, в ортитах изверженных пород обнаружены (в %): Zr — 0,5—0,005, В — 0,1—0,005, Ва — 0,05—0,005, Nb — 0,05—0,001, V — 0,05—0,001, Cu — 0,05—0,001, Ni — 0,01—0,001, Zn — 0,05—0,01, Cr — 0,05—0,005, Be — 0,005—0,0001, Co — 0,005—0,001, Li — 0,01—0,001 [37, 38].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	0,36	—	0,35	—	—	0,17	0,18	0,15
K ₂ O	0,07	—	—	—	—	—	—	0,20	—
MgO	0,26	3,43	0,80	2,60	0,60	2,00	0,67	2,13	1,27
CaO	12,43	6,29	15,10	9,67	12,15	11,55	11,51	11,75	11,90
SrO	—	0,73		0,55	0,12	—	—	—	—
MnO	0,67	0,04	0,50	0,09	0,52	—	—	1,09	1,39
FeO	10,66	5,55	6,00	4,55	8,62	—	9,94	7,15	7,85
Fe ₂ O ₃	7,07	8,43	3,00	5,98	6,94	16,10	4,93	7,95	6,72
Al ₂ O ₃	14,93	17,48	19,90	19,36	17,43	15,00	17,38	14,12	15,54
Sc ₂ O ₃	7,14	15,70	16,30	18,13	19,14	19,37	9,40	—	—
ΣY_2O_3	0,84						0,48	0,17	0,04
ΣLa_2O_3	7,13						9,49	19,75	20,02
SiO ₂	31,81	36,16	34,60	32,85	31,52	32,91	32,47	30,28	31,81
TiO ₂	0,83	0,29	—	0,21	0,64	0,77	1,72	0,21	0,75
ThO ₂	3,48	1,64	1,25	2,42	0,75	0,50	1,38	1,67	0,14
H ₂ O ⁺	2,81	3,22	2,55	2,78	1,46	0,43	0,55	3,51	1,93
H ₂ O ⁻	0,03	0,68	—	0,46	0,08				0,62

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сумма	100,16	100,00	100,09*	100,00	99,97	99,88**	100,09	100,16	100,17***
Уд. в.	—	—	3,53	3,496	—	—	—	3,314	3,69
n_g	—	1,716—	1,716—	1,718—	—	—	—	—	—
		1,710	1,711	1,713					
n_m	—	1,710—	1,709—	1,714—	—	—	—	—	—
		1,706	1,706	1,709					
n_p	—	1,704—	1,703—	1,704—	—	—	—	—	—
		1,693	1,705	1,700					
2V	—	—	(+) 80°	(-) $80-86^\circ$	—	—	—	—	—

* В том числе U_2O_5 — 0,09.

** В том числе п. п. — 1,25.

*** В том числе S — 0,04.

1 — Баяла Рекалова (р. Баявдук), Приазовье, анал. Нязаренко [39]; 2 — р. Малая Лаба, Северный Кавказ, анал. Тумилович [40]; 3 — из гранитоидов, р. Блыб, Северный Кавказ, анал. Быкова [27, 30]; 4 — р. Малая Лаба, анал. Тумилович [27]; 5 — Восточная Сибирь, из пегматитов, анал. Казакова [41]; 6 — Йокарга, Кольский п-ов, анал. Капитонова [32]; 7 — Туркестанский хр., анал. Разица [32]; 8 — р. Гсха, Азерб. ССР, из пегматитов [42]; 9 — Мочалин Лог, Урал, анал. Алимарин [43].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,13	0,10	—	—	—	—	0,25	—	—
K_2O	0,06	—	—	0,08	—	—	0,40	—	—
MgO	1,18	0,50	0,22	1,58	0,85	0,18	1,00	1,97	0,80
CaO	11,39	12,28	13,52	11,47	11,00	10,71	10,19	9,48	9,90
SrO	—	—	—	—	—	0,08	Сл.	—	0,10
MnO	0,10	1,05	1,21	0,23	0,58	0,30	1,19	1,90	1,88
FeO	11,52	9,40	7,85	11,37	9,22	10,30	10,40	10,66	8,93
Fe_2O_3	3,95	5,06	4,78	4,02	4,19	5,11	6,06	3,21	7,61
Al_2O_3	15,45	16,32	17,30	14,66	17,48	17,63	13,23	14,85	14,75
Y_2O_3	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
Ce_2O_3	—	10,04	10,73	—	9,94	—	—	—	—
ΣY_2O_3	20,22	—	0,21	0,21	0,63	—	21,52	21,40	0,09
ΣLa_2O_3	—	10,38	9,60	20,61	10,55	21,19	—	—	22,18
SiO_2	31,38	31,99	32,57	32,23	30,54	31,61	31,29	32,59	30,64
TiO_2	0,35	0,59	0,47	0,73	1,10	0,95	1,84	1,67	0,80
ThO_2	1,93	0,97	0,30	1,76	1,27	1,24	1,07	0,90	0,66
H_2O^+	1,97	—	0,70	0,76	1,59	0,50	1,34	0,84	—
H_2C^-	0,05	1,25	0,17	0,02	0,88	0,06	—	—	1,60
F	0,09	—	—	—	—	—	—	0,51	—
Сумма	(99,98)*	100,01	99,63	99,872*	100,233*	99,86	99,824*	99,98	99,94
--C—F ₂	0,08	—	—	—	—	—	—	0,21	—
	99,90	—	—	—	—	—	—	99,77	—

Уд. в.	3,25	3,58	3,89	3,540	3,85	—	3,999	3,90	3,79
n_g	—	—	1,780	—	—	—	—	1,762	—
n_m	—	—	1,765	—	—	—	—	—	—
n_p	—	—	1,754	—	—	—	—	1,725	—
2V	—	—	(+) 69°	—	—	—	—	(-) $75-82^\circ$	—

* В том числе UO_2 — 0,21.

** В том числе S — 0,13.

*** В том числе п. п. — 0,41.

* В том числе Cl — 0,04.

10 — из пегматитовых гранитов, р. Вольянка, УССР, анал. Усоница; в оригинале дана сумма 99,72 [44]; 11 — Ильменские горы, анал. Борнеман-Старыкенич [45]; 12 — из хрусталеносных пегматитов, Кав. ССР, анал. Казакова [46]; 13 — Копь Якунина, Слюдянка, Иркутская обл., анал. Фрид [43]; 14 — Даймонджима, Япония [2]; 15 — Восточная Сибирь, из пегматитов, анал. Казакова [41]; 16 — р. Ковлинка, Северный Кавказ, анал. Богданова [27]; 17 — Ломозерский массив, Кольский п-ов, анал. Казакова [47]; 18 — Урал, анал. Казакова [45].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	} 0,16	0,24	0,15	1,04	0,14	—	—	0,27	—
K ₂ O				1,40	0,64	—	—	0,1	—
MgO	1,64	1,43	0,33	2,75	0,99	0,57	1,25	0,30	0,82
CaO	11,36	11,51	8,65	4,24	9,23	8,12	10,16	6,41	10,56
SrO	—	—	—	5,01	—	—	—	3,72	—
MnO	0,18	3,02	1,44	0,40	1,26	0,83	1,90	0,15	5,37
FeO	10,58	8,64	11,97	8,15	7,69	11,10	8,87	11,31	9,38
Fe ₂ O ₃	4,13	9,46	4,02	7,30	5,68	4,68	15,17	5,74	8,38
Al ₂ O ₃	15,04	9,24	13,66	13,85	17,82	12,93	6,94	11,69	14,34
Ce ₂ O ₃	—	} 22,90	12,62	} 24,2	24,35	25,07	26,07	28,07	17,20
Σ Y ₂ O ₃	0,37		1,32						
Σ La ₂ O ₃	22,16		9,68						
SiO ₂	31,25	30,60	30,16	29,68	31,71	30,06	29,40	30,12	29,60
TiO ₂	0,79	—	0,33	2,05	0,05	0,95	Сл.	0,22	1,96
ThO ₂	1,46	1,68	1,32	—	—	—	Сл.	0,1	—
H ₂ O ⁺	1,12	} 0,24	4,12	0,30	} 0,87	—	—	0,05	1,08
H ₂ O ⁻	0,02		0,05	—		—	0,7	—	
F	—	—	0,84	—	—	—	0,44	0,30	—
Сумма	100,35*	99,132*	100,68**	100,42	100,43	99,584*	100,20	99,775*	99,686*
—O—F ₂	—	—	0,35	—	—	—	0,18	0,13	—
			100,33				100,02	99,64	
Уд. в.	—	3,50	3,43	3,85	3,88	—	4,18	4,07	4,00
n _g	—	—	—	—	1,766	—	1,891	1,827	1,795
n _m	—	—	—	—	—	1,71	1,857	1,813	—
						1,77			
n _p	—	—	—	—	1,757	—	1,813	1,784	1,770
2V	—	—	—	—	—	(+) 82°	(-) 80°	(-) 85°	(-) 70°

* В том числе S — 0,09.

** В том числе ZrO₂ — 0,17.

** В том числе SnO₂ — 0,07.

** В том числе п. п. — 5,27.

** В том числе U₂O₈ — 0,51.

** В том числе V₂O₅ — 0,27, ZnO — 0,72.

19 — Рудник № 1, Слюдянка, Иркутская обл., анал. Фрид [43]; 20 — Гарбагатай, Каз. ССР, анал. Сатрапниевская [49]; 21 — Кольский п-ов, из грейзенов, анал. Волкова и Горощенко [32]; 22 — Гилутский массив, анал. Неверова [50]; 23 — Вишневые горы, Челябинская обл., анал. Капитопова и Разина [1]; 24 — Адул-Чылов, Читинская обл., анал. Книпович [51]; 25 — из альбититов, Дальний Восток [3]; 26 — из карбонатитов, Алданский щит [3]; 27 — манганортит, Вишневые горы, Челябинская обл., анал. Петровская [21].

	28	29	30	31	32	33	34	35
Na ₂ O	} —	—	1,10	—	—	—	—	—
K ₂ O			—	—	—	—	—	—
BeO	—	—	0,44	—	—	—	2,49	—
MgO	0,07	—	0,72	0,20	7,42	14,15	—	1,04
CaO	4,90	15,36	10,76	5,16	9,57	9,36	8,20	10,40
SrO	—	—	Сл.	—	—	—	—	—
MnO	6,52	0,76	0,97	6,28	0,27	0,50	2,05	1,12
FeO	10,95	8,26	10,44	9,68	5,34	2,29	10,81	7,89
Fe ₂ O ₃	3,48	2,54	4,53	4,07	5,83	1,12	5,74	2,40
Al ₂ O ₃	15,44	23,20	16,80	16,50	10,09	8,05	12,71	14,30
Y ₂ O ₃	—	—	—	3,32	—	—	—	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	8,76	11,66	12,10	—	14,58
Σ Y ₂ O ₃	2,98	8,70	12,42	} 11,36	15,5	17,00	23,94	4,51
Σ La ₂ O ₃	20,35	2,12	1,21					7,84

	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	30,78	34,68	34,69	30,68	31,85	31,39	30,58	25,20
TiO ₂	0,26	0,17	0,56	0,34	0,02	0,005	—	0,57
ZrO ₂	—	0,61	—	—	—	—	0,57	—
ThO ₂	2,04	0,22	—	0,90	—	—	0,26	0,88
H ₂ O ⁺	1,80	3,02	4,58	2,35	—	—	—	2,35
H ₂ O ⁻	0,26	—	—	—	1,79	2,02	3,33	0,22
F	—	—	—	—	0,87	3,31	—	—
Сумма	99,83	(99,64)	(99,25)*	99,91**	100,21	101,295	100,68	99,78**
— O=F ₂					0,36	1,39		
					99,85	99,905		
Уд. в.	—	2,916	3,42	3,33	4,00	3,90	3,67	3,91
<i>n_g</i>	—	1,670	—	—	1,78	1,733	—	1,765
<i>n_m</i>	—	1,662	—	—	1,78	1,718	1,663	1,760
<i>n_p</i>	—	—	—	—	1,76	1,715	—	1,750
2 <i>V</i>	—	—	—	—	—	(+) 50°	—	—

* В том числе BaO — 0,03.

** В том числе п. п. — 0,31.

** В том числе P₂O₅ — 6,48.

28 — манганортит, Алакюртти, Карелия, анал. Кухарчки [52]; 29 — иттроортит, Сияя Пала, Северная Карелия, анал. Непадкевич [53]; в оригинале указана сумма 100,04; 30 — иттроортит, Сияя Пала, Северная Карелия, анал. Черник [53]; в оригинале сумма 99,24; 31 — иттроортит, Алакюртти, Карелия, анал. Кухарчки [52]; 32 и 33 — магнезиортит, Останмossa, Швеция, анал. Бигден [36]; 34 — бериллийортит, Исака, проф. Фукусима, Япония; следы UO₃ [54]; 35 — нагелит, Нагатеяма, Япония [22].

Сводки химических анализов имеются у Эйтеля (до 1919 г.) [55], Хасегавы [25], Хвостовой [26].

Содержание отдельных редкоземельных элементов в ортитах колеблется в следующих пределах (при ΣTR+Y=100%): La 0,1—41,1, Ce 1,1—59,0, Pr 3,0—6,7, Nd 0,2—31,0, Sm 0,1—11,0, Eu 0—0,9, Gd 0—9,6, Tb 0—1,4, Dy 0—14,0, Ho 0—3,3, Er 0—8,5, Tm 0—0,3, Yb 0—10,0, Y 0—50,0. Содержание отдельных редкоземельных элементов может быть непостоянным как в ортите из одного и того же месторождения, так и в разных зонах одного и того же кристалла; особенно отчетливо это видно на примере зонального кристалла иттроортита из Сияя Палы (Карелия) [56]: во внутренней зоне кристалла содержание ΣTR₂O₃ колеблется от 14,2 до 21,4% (La — 2,2—4,2, Ce — 3,8—7,0, Pr — 0,5—2,1, Nd — 2,4—4,2, Sm — 7,0—8,4, Eu — 0,9—2,1, Gd — 21,9—25,8, Tb — 4,2—4,3, Dy — 25,5—26,9, Ho — 2,8—3,3, Er — 7,5—8,1, Tm — 0,9—1,4, Yb — 7,0—10,8, Lu — 1,4—2,8); во внешней зоне ΣTR₂O₃ — от 15,05 до 17,8% (La — 1,7—2,7, Ce — 1,7—6,0, Pr — 0—1,3, Nd — 2,2—4,6, Sm — 8,0—9,0, Eu — 0,7—1,2, Gd — 27,4—35,9, Tb — 3,9—4,1, Dy — 16,6—25,3, Ho — 2,7—4,1, Er — 7,3—9,6, Tm — 1,0—1,2, Yb — 8,0—11,2, Lu — 1,3—2,2).

Вайншисин, Тугаринов и Туранская [57] сделали вывод, что ортиты гранитов характеризуются определенным составом редких земель; в некоторых ортитах из пегматитов содержание La и Ce по отношению к Nd является пониженным, а содержание Sm — повышенным, иногда превышающим содержание Pr; гидротермальные ортиты значительно обогащены Ce и La и резко обеднены Sm.

Состав группы TR_2O_3 в ортитах (в % к их сумме):

La_2O_3	31,2	22,7	22,8	20,8	24,9
Ce_2O_3	48,1	50,3	45,6	50,0	53,4
Pr_2O_3	6,3	4,4	7,6	6,9	4,4
Nd_2O_3	11,4	19,1	20,17	20,6	13,8
Sm_2O_3	1,1	1,5	2,1	0,6	1,9
Eu_2O_3	—	—	0,1	—	—
Gd_2O_3	1,1	1,2	0,8	0,9	0,7
Tb_2O_3	—	0,8	—	0,2	—
Dy_2O_3	—	—	0,3	—	—
Ho_2O_3	—	—	—	—	—
Er_2O_3	—	—	—	—	—
Tm_2O_3	—	—	—	—	—
Yb_2O_3	—	—	0,1	—	—
Lu_2O_3	—	—	—	—	—
Y_2O_3	0,8	—	—	—	—
М-ште	р. Коз- линка	Малая Лаба	Хр. Ма- гншо	Малая Лаба	Казах- стан
№ хим. анализа	16	2	3	4	12
Ссылка	[27]	[40]	[27]	[27]	[46]

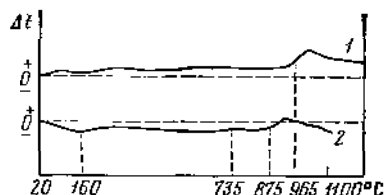
Состав группы редкоземельных элементов (в % к сумме TR):

La	33,5	23,4	23,0	10,0	1,3
Ce	42,5	48,6	46,0	28,0	2,2
Pr	5,8	4,2	4,8	6,4	0,2
Nd	16,7	12,1	11,0	17,0	0,4
Sm	1,5	7,0	0,8	6,4	1,1
Eu	—	0,2	0,1	0,2	0,2
Gd	—	0,9	0,2	4,0	15,0
Tb	—	—	—	0,6	2,7
Dy	—	0,9	2,0	5,6	2,7
Ho	—	—	0,3	0,5	6,5
Er	—	0,4	0,5	0,6	17,0
Tm	—	—	0,1	—	2,7
Yb	—	2	1,4	0,2	20,0
Lu	—	0,4	0,2	—	4,1
Y	—	—	(10)	(20)	41,9
М-ште	Алдан	Лов- озеро	Иокапта	Алакуртти	Синяя Пала
№ хим. анализа	26	17	6	31	29
Ссылка	[3]	[47]	[32]	[52]	[53]

Данные о составе редких земель приводятся также в работах Семенова [32], Хвостовой [26, 58], Плошко и Богдановой [30], Орс и др. [59], Коптяева [60], Бабаева и др. [61], Ляховича [62].

Диагн. исп. При значительном содержании железа ортит быстро растворяется при нагревании в концентрированной HCl, при незначительном — медленно; неизмененные ортиты дают осадок в виде порошка, метамиктные — желатинообразный кремнезем [63]. После прокаливании ортит переставшим в кислотах. П. п. тр. вспучивается и легко плавится; образуется бурое или черное пузыристое стекло.

Повед. при нагр. Температура плавления 1400° . Кривые нагревания для отдельных образцов кристаллических ортитов не одинаковы в связи с различной степенью их метамиктности и гидратированности [3, 26, 27, 64]. На некоторых кривых (фиг. 306) наблюдается незначительное эндотермическое понижение в пределах $150\text{--}175^{\circ}$ (выделение низкотемпературной



Фиг. 306. Кривые нагревания ортита
1 — из пегматита, Средняя Азия;
2 — из гранитов, Якутия
(по Хвостовой)

воды). Характерен экзотермический подъем при $930\text{--}1000^{\circ}$; иногда имеются также экзотермические подъемы при более низкой температуре ($720\text{--}880^{\circ}$). Структура ортита сохраняется до 900° ; выше этой температуры происходит распад на окислы. После нагревания параметры элементарной ячейки ортита уменьшаются. После прокаливании кристаллического ортита в течение 5 час. при 700° его удельный вес и показатели преломления возрастают [65].

При нагревании метамиктных ортитов происходит восстановление кристаллической структуры, наблюдается свечение. Порошкограммы продуктов прокаливании некоторых метамиктных ортитов содержат наряду с линиями неизмененного ортита линии церианита (CeO_2), а также линии, возможно принадлежащие другим фазам [66]. Появление дополнительных линий, очевидно, зависит от степени метамиктности минерала [67—69]. Некоторые слабометамиктные ортиты дают после прокаливании порошкограмму, очень сходную с порошкограммой неизмененного ортита, но с меньшим количеством линий и их меньшей четкостью. На кривых нагревания метамиктных ортитов обычно фиксируются экзотермические эффекты при $600\text{--}670$ и $873\text{--}905^{\circ}$. Вода метамиктных ортитов выделяется в интервале $650\text{--}1150^{\circ}$ [26].

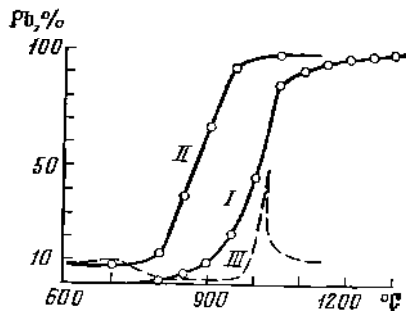
Некоторые ортиты дают кривые нагревания с эндотермическим понижением при $160\text{--}175^{\circ}$ [26, 65].

При нагревании ортита выделяют гелий (в интервале $300\text{--}1000^{\circ}$) [64]. Выделение содержащегося в ортитах свинца начинается при 850° и заканчивается при $1200\text{--}1250^{\circ}$ [64]. Эманулирующая способность ортита при нагревании до 700° возрастает очень медленно; выше 700° она уменьшается почти до 0, при $1000\text{--}1050^{\circ}$ быстро возрастает и затем вновь падает (фиг. 307) [64]. При нагревании в интервале $400\text{--}520^{\circ}$ возрастает диэлектрическая постоянная ортита [18].

Находж. Акцессорный минерал изверженных горных пород: гранитов (Укр. ССР — Салтычьы Могила, р. Сось, Среднее Приднестровье [70] и др., Кирг. ССР — р. Басы-Джия [12], Тадж.ССР — Памир [71], Тувинская АССР — Алычтяжский и Эрзинский массивы [72], Приполярный Урал [73], Кольский п-ов [74]), гранодиоритов (Малый Хинган [75]; США — Калифорния, Темекуло и Дескансо [38]), диоритов (Узб. ССР — Кара-Тюбе и Зирабулак [28]), кварцевых сиенитов (США — Нью-Гэмпшир, Пассаконвей [38]), сиенитов (ГДР — Плауэншел Грунд), кварцевых монцопитов (Калифорния — Бэйсин Маунтин [38]), монцонитов (Арм. ССР — Мегринский плутон, Каджаран [37]). Встречается в эффузивных породах: в трахитах Лаахерского озера (ФРГ), игнимбритах (р. Козлинка на Кавказе [27]).

Установлен во многих метаморфических породах: в гранитогнейсах Прибайкалья и Северного Урала (р. Вангыр и оз. Паток [76]), в гнейсах и мигматитах УССР [77], в гнейсах докембрия БССР (у сел. Шнипки [78]),

Фиг. 307. Кривые зависимости от температуры выделения свинца (I и II) и эманулирующей способности (III) ортита (по Иорданову)



в плагиогранито- и плагиоаляскито-гнейсах Уруптненского магматического комплекса на Кавказе [27], в фенитах и фенитизированных гнейсах на Урале [48, 79], в плагиоклаз-диопсидовых и плагиоклаз-скаполит-диопсидовых сланцах вместе с эпидотом в ДСС-Савгельском железорудном районе Алдана [80], в парагнейсах Шварцвальда (ФРГ).

Характерен для некоторых гранитных микроклин-плагиоклазовых и слюдяных пегматитов, генетически связанных с ортитовыми гранитами. А. Е. Ферсман [81] выделил в особый тип ортитовые пегматиты, в которых ортит ассоциируется с биотитом, роговой обманкой, магнетитом и халькопиритом (на Урале — Верхотурье [81], в Финляндии — Кангасала, Варарала [65], Аландские о-ва [82], в Новой Зеландии — Уилмот Пас [6]). Иногда встречается в редкоземельных пегматитах; сопровождается титанитом, спессартином, апатитом, монацитом, цирконом, фергусонитом и другими редкоземельными минералами (в СССР — Ильменские горы, Урал [83], Северная Карелия [53]; в Швеции — Иттерби и Фалун [81]; в Норвегии — Хиттерё и Крагерё [81]; в США — Роунок в шт. Виргиния, Барингер Хил в шт. Техас [81, 84], Национальный Парк в шт. Калифорния [63]; в Гренландии — Годхааб [63]; в Японии — преф. Иваки, Ишикава, Минаяма и др. [20, 25, 67]). В некоторых пегматитах Ильменских гор образует псевдоморфозы по чевкиниту [83]. В пегматитах часто наблюдаются две генерации ортита, ранний ортит находится в более крупных кристаллах, а поздний (гидротермальный) — мелких кристаллов в хрусталоносных полостях, а также в виде радиально-лучистых и сноповидных сростков, заключенных в кварце и флюорите (Казахстан) [46]. В пегматитах ортит встречается в ассоциации с бетафитом, эшинитом, монацитом, ильменорутилом, колумбитом, флюоритом и др.

На контактах кислых изверженных пород с карбонатными толщами обнаруживается в скарпах в ассоциации с диопсидом, эпидотом, магнетитом, актинолитом, волластонитом и др. (Ауэрбах в ФРГ), а также в выделениях магнетита (в ГДР — Шварцер Крукс; в Швеции — Бастнес и Гитторп) [85]. Обнаружен среди халькопирит-магнетитовых руд в скарновом Cu-Au-месторождении в СССР в ассоциации с роговой обманкой, титанитом, апатитом, гранатом, биотитом и др. [86].

В Прибайкалье и на Алдане встречается в жилах со скаполитом, диопсидом, флюоритом и др. [8, 26, 87].

В некоторых карбонатитах наблюдается в ассоциации с бастнезитом, паризитом, монацитом, ферриторитом, ксенстимом, карбонатами, баритом, целестином, сульфидами и другими минералами (США [88], Сибирь [3])

и др.). Содержащий значительное количество Sr ортит встречен в анкеритовых карбонатитах Алдана [3]. Ортит карбонатитов выделялся после редкоземельных карбонатов; представлен мелкими кристаллами, их друзами и веерообразными сростками.

На Дальнем Востоке в метасоматических постмагматических альбититах [89] ортит встречается с апатитом, флюоритом, кварцем, бритолином, бастнезитом и редкоземельным мизеритом; образование части ортита связано с замещением бритолита, бастнезита, меланодерита и мизерита. В Випневых горах известны альбититы с ортитом и цирконом [79, 90].

В фенитизированных пегматитах и гнейсах Урала ортит входит в состав концентрически-зональных овоидов, сложенных редкоземельными минералами; в некоторых овоидах ядро сложено бастнезитом, промежуточная зона представляет агрегат церита, тернебомита, бритолита, чевкинита, а наружная состоит из ортита; кроме того, наблюдаются овоиды, ядро которых сложено монацитом, промежуточная зона — редкоземельным апатитом, а наружная зона состоит из ортита, эшинита и ильменорутила [91]. В тех же породах встречается в прожилках с кварцем, кальцитом, арфведсонитом, эшинитом и чевкинитом [92]. В гранитах и пегматитах Фитчберга (шт. Массачусетс, США) имеются кварцевые прожилки с уранинитом и ортитом [93]; во Франклине (шт. Нью-Джерси, США) среди нефелинового сненита — жилы с ортитом, патролитом, андрадитом, целестином и кварцем [94]; в Азегуре (Высокий Атлас, Марокко) в роговиках — прожилки ортита, эпидота и кварца [5]. В пепловых слоях миоценового, олигоценного и плейстоценового возраста в штатах Колорадо, Канзас, Небраска, Вайоминг, Калифорния (США) ортит встречается вместе с перьеритом и чевкинитом [95]. Обнаружен в виде мелкой вкрапленности среди известковистых глинистых отложений в карстовых воронках ратинских известняков Приднестровья [96].

Изм. Следствием воздействия гидротермальных растворов является эпидотизация ортитов с выносом редкоземельных элементов; известны псевдоморфозы эпидота по ортиту. Отмечено замещение ортита тонкочешуйчатой слюдой [97]. В зоне гипергенеза ортиты, особенно метамиктные, выветриваются [25, 39, 53, 65, 98—101]. При выветривании ортита Fe^{2+} частично или полностью окисляется, образуются гидроокислы Fe^{3+} , происходит вынос Ca и Mn (Al выносятся не всегда); обычно уменьшается содержание TR. Для ортитов Зирабулака (Узб.ССР) отмечены значительный вынос цериевых и накопление иттриевых редких земель; для ортитов Випневых гор (Урал) — относительное увеличение содержания La, Ce, Er, Yb и уменьшение Pr, Nd и Sm [29]. При процессах выветривания происходит изменение содержания U, Th и Pb, изменяется изотопный состав Pb [64, 102].

Очевидно, для определения абсолютного возраста пригодны только неизмененные ортиты. Абсолютный возраст докембрийских гранитов Вольно-Подольи и Среднего Приднепровья Украинского щита определен по ортиту в 3050—2320 млн. лет [103], докембрийских гнейсов Индии — в 2700 млн. лет [104].

При выветривании в ортитах всегда увеличивается содержание H_2O . Присутствие в продуктах выветривания ортита CO_2 (до 6,5%) указывает, что его изменение происходит под влиянием углекислых растворов; экспериментально это доказано Хата [100]. В пегматитах Акжайляу (Каз.ССР) [21] обнаружены псевдоморфозы по ортиту, состоящие из иллита (70%), бастнезита (25%) и гидроокислов железа [105]. Продукты изменения ортитов Элбертона (шт. Джорджия, США) содержат бастнезит, хатгопит, гематит и светло-желтый изотропный или почти изотропный минерал [106]. Бастнезит установлен также в составе продуктов выветривания ортита Пьярянаа в Финляндии [107].

Для измененных ортитов Черной Салмы (Карелия) [53] характерны незначительное окисление Fe^{2+} и вынос небольших количеств Si (Лабунцов предложил такой ортит назвать гидроортитом, но это название является излишним).

Отл. От сходных радиоактивных минералов ортит отличается низким уд. весом. В отличие от титансодержащего граната изотропный ортит имеет более низкий показатель преломления. Так как многие ортиты метамиктные (рентгеноаморфные), восстановление структуры ортита при нагревании имеет большое значение для диагностики, но требует осторожной трактовки [66]. Во многих случаях достаточно произвести прогревание ортита при $800-850^\circ$ в течение 3—14 час, чтобы получить довольно четкую порошкограмму.

Практ. знач. При нахождении в большом количестве может быть сырьем для извлечения редких земель.

Разнов. М а н г а н о р т и т — manganorthite. Содержит до 7% MnO (хим. анализ 28).

Назван по составу (Овчинников, Цымбаленко, 1948) [21].

Минерал некоторых гранитных пегматитов. Помимо кварца и полевых шпатов, вместе с манганортитом наблюдаются: биотит, иттриалит, фергусонит, ксенотим (Япония — Абукума, Озима, Исака, Ота) [100], уранинит (Япония — Окума) [100], самарскит, колумбит, ксенотим, циркон, берилл (Япония — Ногисава) [100], пироксмангит и марганецсодержащий гранат (Япония — окрестности Ивайцумы, Митанти) [9]. Обнаружен также в кварц-ортоклазовых пегматитах Рэтед Пик в шт. Калифорния (США) [63] и в пегматитах нефелиновых сиенитов (в мелкозернистом сахаровидном альбите с ильменитом, малаконом, титанитом и магнетитом) в Вишневых горах на Урале [21]. Известен в Алакуртти, Карелия [52].

И т т р о о р т и т — yttrio-orthite. Содержит до 12,42% ΣY_2O_3 (хим. анализы 29 — 31).

Назван по составу (Ферман, Пегматиты, 1931). Предположительно, иттроортитом является и боденит — bodenite (Брайтхаутт, 1844, см. Дана, 1892, стр. 526). Синон. Allanite-Y (Левинсон, 1966).

Встречается в пегматитах, для которых характерно повышенное содержание иттрия и редкоземельных элементов иттриевой группы. Характерна ассоциация с ксенотимом, иттриалитом, гадолинитом, таленитом (в Карельской АССР — Синяя Пала [53] и Алакуртти [108], в Японии — Такехината, преф. Яманаси) [109]. Вместе с поликразом и эвксепитом встречен в альбититах в Тувинской АО [56].

Ма г н е з и о о р т и т (магноортит) — magnesium orthite. Содержание MgO достигает 14,5% (хим. анализы 32 и 33). Характерно содержание F (до 3,31%).

Назван по составу (Гейер, 1927) [36].

Оптически положительный. Плеохроизм в розовато-коричневых тонах; $n_g=1,78$, $n_m=1,78$, $n_p=1,76$ у магнезиортита с содержанием 7,42% MgO; $n_g=1,733$, $n_m=1,718$, $n_p=1,715$ при 14,15% MgO; (+)2V большой. Характерны аномальные голубые цвета интерференции.

Встречается сравнительно редко, обычно в ассоциации с церитом. В магнетитовых контактово-метасоматических месторождениях Останмossa и Мальмкяро в Швеции магнезиортит ассоциируется с церитом, тремолитом, хондритом, норбергитом и магнетитом; встречается как в скарнах, так и в магнетитовых рудах вместе с церитом; в Бастнесе (Швеция) магнезиортит сопровождается церитом и бастнезитом.

Бериллийортит (бериллиевый ортит) — berylliumorthite.

Назван по содержанию Be (Имори, 1939) [54]. Синон. муромонит — murosomite (Кендт, 1848).

Содержание Be (5,52% BeO) было обнаружено Кендтом в 1848 г. [110], но достоверность данных автора не является ясной. Неизмененный бериллийортит из месторождения Фукусима в Японии [54] содержит 2,49% BeO (анализ 34). Бериллийортит из Скулебода (Швеция) — измененный [101]. Встречается в гранитных пегматитах в ассоциации с иттриалитом, теллуритом, фергусонитом, ксенотимом, иттротанталитом, самородным висмутом и др. (Мауэрберг в Саксонии, ГДР [110], Фукусима в Японии — [54], Скулебода в Швеции [101]).

Нагательит — nagatelite. Содержит фосфор (6,48% P₂O₅), изоморфно замещающий кремнезем (анализ 35).

Назван по месту находки (Имори и др., 1931) [22]. Синон. фосфороортит — phosphoorthite (Махачки, 1930).

Редкий минерал. Встречен на п-ове Ното в Японии в пегматитовых жилах в ассоциации с уранинитом (или торинитом), магнетитом, биотитом, полевым шпатом [22].

Межплоскостные расстояния ортита [111]

FeK_{αβ}-излучение, D=57,3 м.м

<i>l</i>	<i>d</i> (<i>hK</i>)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6	3,51	2	2,38	2	1,751	6	1,406	3	1,091
5	3,18	2ш	2,29	9	1,632	2	1,381	3	1,061
10	2,88	3ш	2,14	4	1,576	4	1,247	2	1,050
8	2,68	1	1,93	3	1,556	3	1,165	3	1,035
5	2,59	7	1,876	1	1,450	3	1,099	4	0,9958
2	2,55	1	1,784	7	1,438	3	1,091	2	0,9878

Л и т е р а т у р а

1. Руманова И. М., Николаева Т. В. Кристаллография, 1959, 4, вып. 6, 829.
2. Ueda T. Mem. Coll. sci. Kyoto univ., 1955, Ser. B, 22, No. 2, 145.
3. Здорик Т. Б. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 147.
4. Кошкиаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1858, 3, 380.
5. Permingeat F. Notes et mém. Serv. géol. Maroc., 1956, 14, No. 133, 125.
6. Hutton C. O. Am. J. Sci., 1951, 249, No. 3, 208.
7. Смирнов С. С. Матер. по общей и прикладной геологии, 1928, вып. 83, 48.
8. Гаврусевич Б. А. Уч. зап. Свердловск. ун-та, 1937, вып. 1, 265.
9. Otori K., Hasegawa S. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1956, 5, No. 2, 129.
10. Бонштедт-Куплетская Э. М., Прископенко Н. И. Зап. Мин. об-ва, 1946, 75, вып. 3, 173.
11. Pellas P. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 4—6, 257.
12. Tempel H. G. Chem. d. Erde, 1938, 11, H. 4, 625.
13. Коленко Б. В. Изв. АН СССР, 1929, сер. 7, № 3, 243.
14. Калинин Е. П., Юшкин Н. П., Голдин Б. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 5, 647.
15. Белолипецкий А. П., Денисов А. П., Елица Н. А., Кульчицкая Е. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 129.
16. Zepfen N. Bull. Geol. inst. Upsala, 1916, 15, 61.
17. Bromley A. V. Am. Min., 1964, 49, Nos. 11—12, 1747.
18. Kakitani S. J. Inst. Polytech. Osaka City univ., ser. G, 1954, 1, No. 1, 9.
19. Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 3.
20. Utegaki Y., Nabara T., Soeda A. J. Sci. univ. Hiroshima, Ser. C, 1957, 2, No. 1, 29.
21. Овчинников Л. Н., Цимбаленко М. К. ДАН СССР, 1948, 63, № 2, 191.
22. Imori S., Yoshimura J., Hata S. Sci. Papers Inst. phys., chem. Res., Tokyo, 1931, 15, No. 285, 83.
23. Соболев В. С. Федоровский метод. Госгеолтехиздат, 1954, 234.
24. Вартанова Н. С., Золотухин В. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9, 37.
25. Hasegawa S. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3 1960, 6, No. 3, 331.

26. *Хвостова В. А.* Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 11, 3 (Минералогия ортита, всесторонняя характеристика, сводка апализов).
27. *Плошко В. В., Богданова В. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 122.
28. *Хамрабаев И. Х.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1958, вып. 12, 9.
29. *Саяжин Н. В.* Сб. «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». Изд-во «Наука», 1967, 7.
30. *Плошко В. В., Богданова В. И.* Геохимия, 1963, № 1, 58.
31. *Levinson A. A.* Am. Min., 1966, 51, Nos. 1—2, 152.
32. *Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 172.
33. *Минеев Д. А.* Геохимия, 1960, № 2, 131.
34. *Gindy A. R.* Am. Min., 1961, 46, Nos. 7—8, 985.
35. *Vesignie L.* Bull. Soc. fr. min., 1933, 56, 188.
36. *Geijer P.* Sver. geol. unders., Ser. C, N:o 343, 1926-27, Arsbok 20, N:o 4, 1.
37. *Меликсетян Б. М.* Изв. АН Арм. ССР, 1960, 13, № 1, 3.
38. *Smith W. L., Franch M. L., Sherwood A. M.* Am. Min., 1957, 42, Nos. 5—6, 367.
39. *Юрк Ю. Ю.* Редкие минералы пегматитов Приазовья. Изв. АН Укр. ССР, 1956, 48.
40. *Плошко В. В.* Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11, 113.
41. *Калинин П. В.* Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1961, 37, 82.
42. *Азадалиев Д. А.* ДАН Азерб. ССР, 1963, 19, № 9, 59.
43. *Алимарин И. П., Ромм И. И.* Тр. ВИМС, 1935, вып. 76, 20.
44. *Орса В. И.* Сб. «Морфология, свойства и генезис минералов». Изд-во «Наукова думка», 1965, 154.
45. *Борнеман-Старынкевич И. Д.* Тр. ИГи АН СССР, 1940, вып. 53, 195.
46. *Чистякова М. Б., Казакова М. Е.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 18, 245.
47. *Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е.* Сб. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964, 45.
48. Данные *Бонштедт-Куплетской Э. М.*, 1951.
49. *Ерджанов К. Н., Сатрапинская И. И.* Тр. Каз. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1960, вып. 3, 139.
50. *Любофеев В. П., Балацкий В. С.* Изв. АН Арм. ССР, 1961, 14, № 5, 23.
51. *Нефедов Е. И.* ДАН СССР, 1941, 32, № 5, 361.
52. *Салтыков В. С.* Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 202.
53. *Лобуцов А. И.* Пегматиты СССР. Изд-во АН СССР, 1939, 2, 120.
54. *Imori S.* Sci. Pap. Inst. phys. chem. Res., Tokyo, 1939, 36, 53.
55. *Eitel W. N.* Jb. Min., 1919, V.-Bd. 42, A, 173.
56. *Минеев Д. А.* Геохимия, 1963, № 12, 1082.
57. *Вайнштейн Э. В., Тугаринов А. И., Туранская Н. В.* Геохимия, 1956, № 2, 36.
58. *Хвостова В. А.* Геохимия, 1969, № 3, 328.
59. *Орса В. И., Елисеви Г. Д., Казанцева А. И.* Геохимия, 1967, № 2, 146.
60. *Коптяев А. Ф.* Геохимия, 1969, № 7, 894.
61. *Бабаяев А., Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т., Умаров М. У.* ДАН Тадж. ССР, 1969, 12, № 1, 48.
62. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы. Изд-во «Наука», 1968.
63. *Hutton C. O.* Am. Min., 1951, 36, Nos. 3—4, 233.
64. *Иорданов Н.* Тр. 7-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960, 274.
65. *Lokka L.* Bull. Comm. géol. Finl., 1935, N:o 111, 5.
66. *Berman J.* Am. Min., 1955, 40, No. 9, 805.
67. *Ueda T.* Mem. Coll. sci. Kyoto Univ., 1957, Ser. B, 24, 81.
68. *Bouska V., Cech F., Johan Z.* Acta Univ. Carolinae, geol. 1960, No. 1, 3.
69. *Lima-de-Faria J.* Min. Mag., 1958, 31, No. 242, 937.
70. *Еременко М. А.* Сб. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1967, вып. 2, 244.
71. *Халидов М. Х.* Петрология Ванчского гранитоидного интрузива (Памир). Душанбе, Изд-во «Донни», 1967, 236.
72. *Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В.* Геохимия, 1959, № 4, 291.
73. *Фишман М. В., Голдин Б. А., Юшкин Н. П., Калинин Е. П.* Сб. «Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана». Изд-во «Наука», 1966, 43; *Голдин Б. А.* Там же, 73; *Голдин Б. А., Фишман М. В.* Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Изд-во «Наука», 1967, 174 (хим. анализы, оптика).
74. *Виноградова Г. В.* Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 105.
75. *Недашковский П. Г., Глебов Н. А., Погорелова М. Г.* Сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». Изд-во «Наука», 1966, 157 (хим. анализы, оптика).
76. *Сердюченко Д. П.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 3.
77. *Бондарчук В. Г.* Геология родовищ корисних копалин України. Изд-во «Наукова думка», 1966, 95.
78. *Сердюченко Д. П., Поп А. М.* ДАН СССР, 1969, 185, № 1, 166.

79. Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 51.
80. Сердюченко Д. П. Сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961, 14; Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвиговская минерализация и Fe — В — TR парагенезис в древних платформах. Изд-во АН СССР, 1963.
81. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, т. 1.
82. Kaitaro S. Bull. Comm. géol. Finl., 1953, N:o 162, 47.
83. Данные Калинина П. В. 1949.
84. Hess F. L. U. S. Geol. Surv. Bull., 1908, No. 340, 286.
85. Geijer P. Sver. geol. unders., Ser. C, N:o 304, 1921, Årsbook 14, N:o 6, 1.
86. Семенов Е. И., Гармаш А. А. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 158.
87. Галюк В. А. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1957, 31, 102.
88. Olson J. C., Pray J. C., Shaw D. R., Hewett D. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1952, 63, No. 12, 341.
89. Здорик Т. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 60.
90. Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. ДАН СССР, 1959, 126, № 5, 1055.
91. Жабин А. Г., Солякин Н. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 55.
92. Роненсон Б. М. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 28, 91.
93. Hitchen C. S. Am. Min., 1935, 20, No. 1, 1.
94. Milton Ch., Dewidson N. Am. Min., 1950, 35, Nos. 7—8, 500.
95. Jett G. A., Wilcox R. E. Am. Min., 1968, 53, Nos. 9—10, 1558.
96. Сребродольский Б. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 418.
97. Blum J. R. Die Pseudomorphosen des Mineralreichs. Heidelberg, 1879, 4-г Nachtrag, 20, 45.
98. Кокшаров И. И. Матер. для минералогии России, 1858, ч. 3, 380; 1862, ч. 4, 47, 129.
99. Watson T. L. Am. Min., 1920, 5, No. 1, 67.
100. Hata S. Sci. Papers Inst. phys. chem. Res. Tokyo, 1939, 36, Nos. 898—948, 119—301.
101. Quensei P. Ark. kemi, min., geol., 1945, 18, A, H. 6, N:o 22, 1.
102. Жирова В. В., Зыков С. И., Тузарин А. И. Геохимия, 1957, № 7, 592.
103. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Орса В. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 11, 37; Ладивга В. Д., Ивантшин М. Н., Орса В. И., Казанцева А. И., Лечехлеб В. Р. Сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения». Изд-во «Наука», 1966, 95.
104. Виноградов А. П., Тузарин А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Бибикина Е. В., Кнорре К. Г., Мельникова Г. Л. Сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения». Изд-во «Наука», 1966, 394.
105. Чернов В. И., Кроль О. Ф., Степанов А. В. Сб. «Геслогия, геохимия и минералогия м-ний редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966, 138.
106. Silver L. T., Grunefeldler M. Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, No. 12, 1796.
107. Verma A., Ojanperä P., Hoffring V., Siivola J., Löfgren A. Bull. Comm. géol. Finl., 1966, N:o 222, 246.
108. Калита А. П. Сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965, 266.
109. Nagashima K. J. Chem. Soc. Japan, 1952, 73, No. 8, 600.
110. Kendt T. J. prakt. Chem., 1848, 43, 223.
111. Сидоренко Г. А. «Рентгенографический определитель уратовых и урансодержащих минералов». Гостеолтехиздат, 1960.

Ломбардит *Lombaardite*



Назван по имени профессора Ломбарда (Нел и др., 1949) [1].

Синон. Ломбаардит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, тонкие иголки (до 0,06 мм) и звездчатые розетки.

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_{2h}^1 - P2/m, C_s^1 - Pm$ или $C_2^1 - P2$; $a_0 = 16,13$, $b_0 = 5,61$, $c_0 = 18,24$ Å; $\beta = 115^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,875 : 1 : 3,251$; $Z = 1$. Отмечается псевдоячейка с $a_0/2$, b_0 , $c_0/2$; $\beta = 115^\circ 30'$, соответствующая ячейке эпидота (Нел и др., 1949) [1]. Кристаллы вытянуты по оси b . На них наблюдались четыре ровных хорошо развитых грани в зоне $\{010\}$.

Физ. св. Неясная сп. в зоне [010] [1], возможно сп. по (101) или $(\bar{1}01)$ [2]. Цв. темно-бурый, зеленовато-черный. Уд. вес 3,85 [1], 3,86 [2].

Микр. Плеохроизм: по Ng — коричневато-оливковый, по Nm — янтарно-коричневый, по Np — почти бесцветный; $Nm > Ng > Np$. Двусный ($\bar{1}$); $cNg = 15-16^\circ$, $Nm = b$; пл. опт. осей (010); $n_g = 1,777$, $n_m = 1,766$, $n_p = 1,756$; $n_g - n_p = 0,021$; $2V = 60 \pm 4^\circ$ [1]; $n_g = 1,777$; $n_p = 1,755$; $n_g - n_p = 0,022$; $2V = 70-80^\circ$ [2].

Хим. Первоначально [1] состав ломбардита выражался формулой: $Ca_{10}(Fe, Mg)_5(Al, Fe)_{27}Si_{18}O_{89}(OH)_5$ (не учтены редкие земли, которые при анализе были пропущены; см. хим. анализ 1).

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,50	0,11	Al ₂ O ₃	35,85	19,69	CO ₂	—	0,63
K ₂ O	нс обн.	0,47	Fe ₂ O ₃	4,80	2,60	F	—	0,22
MgO	1,54	0,47	TR ₂ O ₃	—	22,16	Сумма	99,19 (100,16)	
CaO	15,36	9,44	SiO ₂	31,88	32,35	—O—F ₂	0,10	
MnO	0,18	0,72	TiO ₂	сл.	0,02		100,06	
FeO	7,47	8,60	[H ₂ O] ⁺	1,43	2,37			
B ₂ O ₃	0,14	—	H ₂ O ⁻	0,04	0,31			

1 — Цайплате, анал. Либсберг; материал содержал примесь (около 1%) турмалина [1]; Нойманом [2] было доказано, что и в этом ломбардите содержится 10—15% редких земель; 2 — Оскагене, анал. Бруун; в оригинале сумма 100,14 (материал содержал примесь кальцита и полевого шпата) [2].

Состав группы TR₂O₃ (в % к их сумме) [2]:

Y ₂ O ₃	24,5	Pr ₂ O ₃	3,1	Sm ₂ O ₃	18,6	Tb ₂ O ₃	1,5	Er ₂ O ₃	1,3
Ce ₂ O ₃	4,8	Nd ₂ O ₃	25,9	Gd ₂ O ₃	12,7	Dy ₂ O ₃	6,5	Yb ₂ O ₃	1,8

Повед. при нагр. При 460° выделяется около 1,48% H₂O [2].

Наход. Редок. В вулканической брекчии оловорудного месторождения Цайплате в Трансваале (ЮАР) [1] наблюдается в прожилках с турмалином, кальцитом, кварцем, флюоритом, хлоритом, пиритом, арсениопиритом, паризитом, бастнезитом; является самым поздним из этих минералов. В Оскагене (Верmland, Швеция) [2] найден в перматите с бисмутитом, гадолинитом, ортитом и таленитом; с последним образует тесные сростания.

Межплоскостные расстояния ломбардита [1]

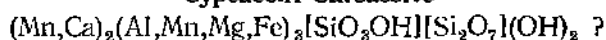
Cu-излучение

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
5	3,50	1	2,53	2	2,12	1	1,452
3	3,21	1	2,48	3	1,87	2	1,420
10	2,89	2	2,40	5	1,62	2	1,398
5	2,84	2	2,29	2	1,58	1	1,290
3	2,60	2	2,15	1	1,548	1	1,270

Л и т е р а т у р а

1. Nel H. J., Strauss C. A., Wickman F. E. Mem. Geol. Surv. S. Africa, 1949, No. 43, 45.
2. Neumann H., Nilsen B. Norsk. geol. tidsskr., 1962, 42, H. 3, 277.

Сурсассит Sursassite



Название от древнероманского наименования Оберхальбштайна—Sursass (Якоб, 1926) [1]. Сион. Сурсассит.

Характ. выдел. Мелкие игольчатые кристаллы, волокнистые и радиально-лучистые гроздевидные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^2 — $P2_1/m$; $a_0=8,82$; $b_0=5,84$; $c_0=9,71 \text{ \AA}$; $\beta=108^\circ 24'$; $a_0:b_0:c_0=1,510:1:1,663$; $Z=2$ (Фрид; для минерала из Канады) [2]. Кристаллы удлинены по оси b .

Физ. св. Сп. по (101) [3]. Уд. вес 3,252—3,256. Цв. красновато-бурый до медно-красного. Черта коричневатая. Бл. шелковистый.

Микр. [2, 3]. Плеохроизм: по Ng и Np — светло-коричневый до бесцветного, по Nm — золотисто-коричневый до темно-красновато-бурого. Двусосный (—). Пл. опт. осей (010); $Nm=b$. С перпендикуляром к плоскости спайности Ng образует угол 55° , $Nm=90^\circ$, $Np=25^\circ$ [4]; $n_g=1,767—1,766$, $n_m=1,753—1,755$, $n_p=1,735—1,736$; $n_g-n_p=0,030$; $2V$ около 65° , дисперсия $r>v$, сильная.

Хим. По химическому составу и размерам элементарной ячейки близок к минералам группы эпидота.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	0,12	0,43	0,18	SiO_2	34,70	34,91	39,39
K_2O	0,23	0,15	—	TiO_2	0,14	0,10	0,05
CaO	2,26	3,17	2,00	H_2O^+	5,81	5,79	6,69
MgO	2,79	2,80	2,68	H_2O^-	Не обн.	Не обн.	0,01
MnO	29,42	28,67	26,54				
FeO	1,67	1,36	} 3,47	Сумма	100,04	99,88	99,83
Fe_2O_3	—	—		Уд. в.	—	3,252	3,256
Al_2O_3	22,90	22,50	18,72				

1 и 2 — Парсеттенс (1 — анал. Кервен [1]; 2 — анал. Якоб [1]); 3 — Нью-Брансуик, анал. Вилк [5].

Формула требует уточнения. Вышесприведенная формула дана на основе пересчета двух первых анализов. Другие авторы, изучавшие этот минерал, дают следующие формулы:

Якоб [1]: $20\text{MnO} \cdot 8\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 21\text{SiO}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$;

Гейгер [6]: $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{Si}, \text{Al})_3(\text{O}, \text{OH})_{13}$;

Хейнрих [5]: $\text{Mn}_9\text{Al}_4(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{39} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Повед. при нагр. На кривой нагревания наблюдается эндотермический прогиб при 785° [6].

Нахожд. Редкий минерал метаморфизованных руд марганца. Встречен в прожилках с тинценитом, парсеттенситом, родонитом, кварцем, альбитом, баритом и манганокальцитом в Швейцарии (кантон Граубюнден, марганцовые месторождения Парсеттенс и Фалста [1, 3, 6]) и в Канаде (Глимут, провинция Нью-Брансуик [5]).

Отл. От пьомонита отличается по более низким показателям преломления и двупреломлению, менее интенсивному плеохроизму и по большему углу погасания; от ортита — по плеохроизму.

Межплоскостные расстояния сурсассита из Нью-Брансуик [2]

SiK α -излучение, $D=114,59$ мкм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
002	3	4,606	121	7	2,568	$\bar{4}14$	2	1,781
20 $\bar{2}$	6	3,740	220	3	2,394	412	2	1,643
210	3	3,401	$\bar{2}22$	2	2,301	424	2	1,575
020	10	2,919	402	6	2,182	006	2	1,536
202	7	2,702	$\bar{4}11$	2	2,055	040	2	1,460

Л и т е р а т у р а

1. Jakob J. Schweiz. min., petr. Mitt., 1926, 6, Н. 2, 376; 1931, 11, Н. 1, 178; 1933, 13, Н. 1, 17.
2. Freed R. L. Am. Min., 1964, 49, Nos. 1—2, 168.
3. Barth T., Berthmann H. Chem. d. Erde, 1930, 5, 22.
4. Соболев В. С. Федоровский метод. Госгеолтехиздат, 1954, 235.
5. Heinrich E. W. Canad. Min., 1962, 7, pt. 2, 291.
6. Geiger T. Beitr. Geol. Schweiz., 1948, 27, 44.

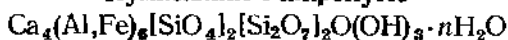
СТРУКТУРА] ТИПА ПУМПЕЛЛИТА

ГРУППА ПУМПЕЛЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Пумпеллит	Монокл.	8,81	5,94	19,14	97°36'	3,0—3,3
Ca $_4$ (Al, Fe) $_6$ [SiO $_4$] $_2$ [Si $_2$ O $_7$] $_2$ O(OH) $_3$ · n H $_2$ O						
[Джулголдит]	»	8,92	6,09	19,37	97 30	3,6
Ca $_2$ Fe $^{2+}$ +Fe $_2^{3+}$ [SiO $_4$] $_2$ [Si $_2$ O $_7$] $_2$ (OH) $_2$ ·H $_2$ O						

В структуре пумпеллита, как и в структуре минералов группы эпидота, наряду с изолированными тетраэдрами SiO $_4$ имеются двойные диортогруппы Si $_2$ O $_7$, а также цепочки из MeO $_6$ -октаэдров; в отличие от эпидота у пумпеллита различны цепочки октаэдров разных типов. Сходство структур обусловило и внешнее сходство кристаллов пумпеллита и эпидота. Джулголдит, по-видимому, железистый аналог пумпеллита.

Пумпеллит Pumpellyite



Назван по имени геолога Р. Пумпелли, изучавшего парагенезис минералов Верхнего овера (Пэлч, Васар, 1925) [1].

Синон. Хлорастролит — chlorastrolite [2], зонохлорит (цонохлорит) — zonochlorite [3], лотрит — lotrite [4]; идентичность с пумпеллитом лотрита установлена Соболевым [5], хлорастролита и зонохлорита — Кумбсом [6].

Характ. выдел. Мелкие игольчатые кристаллы, иногда таблитчатые или брусковидные радиально-волокнистые и войлокоподобные агрегаты, сферолиты; скрыто- и топкокристаллические выделения с признаками метаколлоидных образований.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $A2/m$; $a_0=8,81$, $b_0=5,94$, $c_0=19,14$ Å; $\beta=97^\circ 36'$; $a_0:b_0:c_0=1,483:1:3,222$; $Z=2$ (для минерала из Кальюмета, оригинала анализа [3]) [6]. Близкие данные опубликованы Секи для японского минерала [7] и Готтарди для пумпеллита из округа Сонома в Калифорнии [8]. Характерно возрастание объема элементарной ячейки с увеличением содержания железа [9]. У высокожелезистого пумпеллита

из Норильска (анализ 15): $a_0=8,49$, $b_0=5,99$, $c_0=19,40$ Å; $\beta=100^\circ 24'$; $a_0:b_0:c_0=1,417:1:3,239$ [10].

Для структуры [8] характерны вытянутые в направлении оси b цепочки двух типов, состоящие из октаэдров, имеющих общие ребра: в одних цепочках расположены только атомы Al, окруженные четырьмя атомами O и двумя группами (OH), в других — атомы Mg, Fe, Al. Цепочки связаны тетраэдрами SiO_4 и диортогруппами Si_2O_7 . Атомы Ca имеют координацию 7. Предположительно группы OH по-разному связаны в цепочках двух типов, что сказывается на характере кривых нагревания (два эндотермических эффекта, связанных с выделением воды).

Призм. кл. $C_{2h} — 2/m (L_3PC)$; $a:b:c=1,483:1:3,222$; $\beta=97^\circ 36'$ (по рентгеновским данным Кумбса).

Наблюдавшиеся формы [6]:

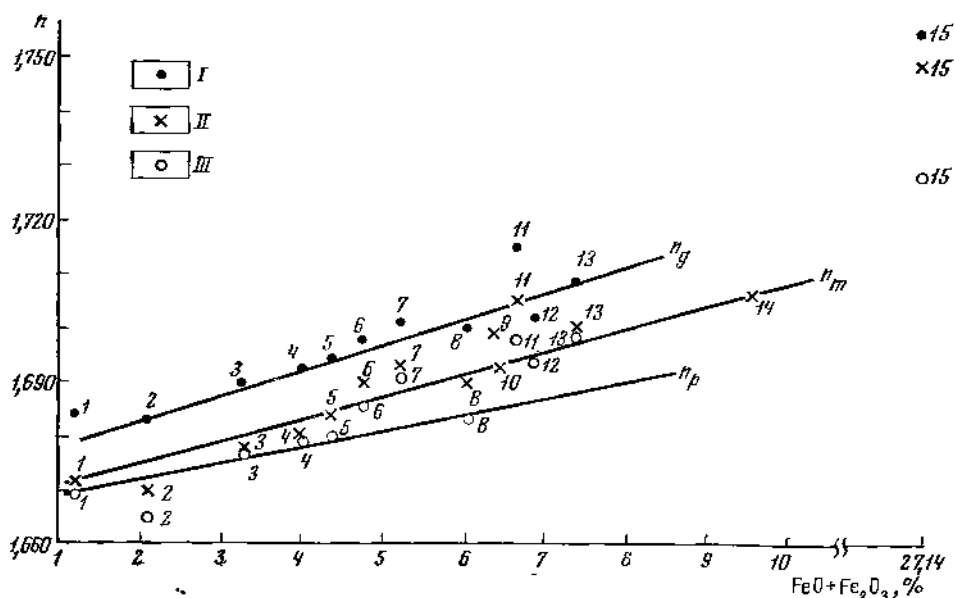
		ϕ	ρ	ρ_1	ρ_2
c	001	$90^\circ 00'$	$7^\circ 36'$	$7^\circ 36'$	$90^\circ 00'$
a	100	90 00	90 00	90 00	90 00
d	102	90 00	50 52	50 52	90 00
e	101	90 00	66 44	66 44	90 00
i	$\bar{1}02$	-90 00	43 54	-43 54	90 00
r	$\bar{1}01$	-90 00	64 05	-64 05	90 00

Игольчатые и призматические кристаллы, вытянутые по оси b , иногда таблитчатые по (100), очень несовершенные — измерены лишь приблизительно. Часты кристаллы с зональным строением. Двойники по (001), иногда по (100).

Встречаются параллельные сростки пумпеллиита с эпидотом [11] и ориентированные сростания с лавсонитом [6, 12], в которых Np лавсонита || $Nm=b$ пумпеллиита и Nm лавсонита образует угол в 12° с Np пумпеллиита (см. фиг. 276).

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (001) несовершенная. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. вес 3,04—3,30. Цв. синевато-зеленый, бурый, оливково-зеленый. Встречаются полихромные [6] кристаллы; у некоторых из них основание желтовато-бурое, промежуточная часть светло-зеленовато-желтая, головка — бесцветная; описаны также кристаллы с более темной окраской периферической зоны. Бл. стеклянный. Слабо магнитен до немагнитного (притягивается электромагнитом). Инфракрасный спектр пумпеллиита из Калифорнии имеет полосы 862, 606, 540, 495 cm^{-1} [13].

Микр. Оптические свойства — знак и опт. ориентировка варьируют. В шлифах сильный плеохроизм; при пл. опт. осей (010): по Ng и Np — бесцветный, по Nm — голубовато-зеленый; иногда по Ng — светло-голубовато-зеленый до коричнево-зеленого, по Nm — светло- или темно-золотисто-желтый, по Np — светло-голубовато-зеленый до светло-коричнево-зеленого; железистый пумпеллиит из Норильска по Ng — буровато-желтый, по Nm — травяно-зеленый, по Np — светло-желтый; $Nm > Ng > Np$ [10]. При пл. опт. осей \perp (010): по Ng — золотисто-желтый до желтовато-коричневого, оливково-зеленый, по Nm и Np — светло-голубовато-зеленый до светло-коричнево-зеленого или светло-зеленовато-желтый; $Np = Nm < Ng$. Иногда бесцветный. Двусосный (+) и (−). Пл. опт. осей (010), $cNg=14-27^\circ$, $Nm=b$ или пл. опт. осей \perp (010), $cNg=27^\circ$, $Np=b$. Удлинение (+). Показатели преломления варьируют [10, 14 и др.], с увеличением содержания железа они возрастают (см. фиг. 308 и при хим. анализах); $n_g=1,663-1,754$, $n_m=1,670-1,748$, $n_p=1,665-1,728$; $n_g-n_p=0,010-0,026$. Для пумпеллиита из Пизанцо (Италия) $n_g=1,820$, $n_m=1,79$, $n_p=1,776$; $n_g-n_p=0,044$ [15]. При пл. опт. осей (010): (+) $2V=12-85^\circ$, $\epsilon < \nu$ сильная; при пл. опт. осей \perp (010):

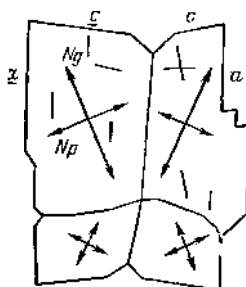


Фиг. 308. Зависимость показателей преломления пумпеллита от содержания железа (по новым данным Якубовой)

Цифры на графике — номера приведенных химических анализов; I — n_g , II — n_m , III — n_p

(-) $2V = 80^\circ$; $r < v$ сильная. У пумпеллита из Блэк Гарденс (Калифорния) $+2V = 51-52^\circ$ в красном свете, $57-59^\circ$ — в синем свете [12]. В разрезе, параллельном удлинению кристалла, — аномальные интерференционные цвета: коричневый для разреза с N_g и N_m и синий или фиолетовый [16]

Фиг. 309. Двойник прорастания пумпеллита из Кальюмета (по Кумбсу)



для разреза с N_m и N_p . У пумпеллита из Кальюмета под микроскопом наблюдались двойники прорастания (фиг. 309) [6].

У коричневого пумпеллита из месторождений Вартэкёпель и Келервальд (ФРГ) [11] и Норт Рэйндж (Новая Зеландия) наблюдались аномальные оптические свойства: плеохроизм по $N_p = N_g$ — светло-коричневый, по N_m — желтовато-коричневый; пл. опт. осей (010), $2V$ около 0° , $r > v$.

«Пумпеллит» из Витватерсранда, описанный Вильерсом [17] (соответственно и в справочнике Винчелов), по Кумбсу [6], по-видимому, не является пумпеллитом.

Хим. По составу близок к эпидоту, но содержит больше (ОН) наряду с H_2O . Так же, как и у минералов ряда эпидот — клиноцоизит, состав непостоянен; в минерале обычны изоморфные примеси. Наибольшее влияние на его свойства оказывает содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} (Fe_2O_3 до 18,05%, FeO до 9,09%). Содержание MgO достигает 4% и более, обычны MnO (ме-

нее 1%), Na_2O , K_2O , иногда TiO_2 . Содержание H_2O^+ достигает 7,27%. Спектральным анализом в пумпеллите Северного Кавказа обнаружены (в %): Ba — 0,004—0,006, Sr — 0,04—0,06, V — 0,01—0,03, Cu — 0,007—0,009, Co — 0,004—0,006, Ni — 0,001—0,003, Sc — 0,001—0,003, La — 0,004—0,006 [18]. Пумпеллит из Норильска содержит Ti, Zn — 0, n; Co, Bi, As — 0,0n, Cu, Cd, Zn, Ge, Ga, Ba — 0,00n% [10].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	0,06	0,19	0,46	0,46	0,48	0,58	0,22
K_2O	0,07	0,03	0,08		0,11	—	—
MgO	3,39	2,12	1,47	1,81	3,58	2,65	2,70
CaO	24,90	22,61	21,49	22,70	22,96	22,56	22,91
MnO	Сл.	0,19	1,03	0,17	0,50	0,13	0,12
FeO	0,34	1,41	3,25	2,90	1,18	2,95	3,11
Fe_2O_3	0,84	0,67	—	1,11	3,20	1,74	2,02
Al_2O_3	26,04	26,71	27,14	25,88	23,53	25,39	24,84
SiO_2	38,14	38,51	37,63	38,01	38,09	37,53	37,20
TiO_2	0,04	0,02	0,41	0,21	—	0,14	0,18
H_2O^+	5,40	6,61	7,27 ₆₁	6,64	6,56	6,37	6,60
H_2O^-	0,31	0,33	0,12		0,21	0,09	
Сумма	99,53	99,40	100,35	99,89	100,40	100,13	99,90
Уд. в.	—	—	3,22	3,18	—	3,20	3,23
n_g	1,684	1,683	1,690	1,692	1,694	1,698	1,701
n_m	1,672	1,670	1,678	1,680	1,684	1,690	1,693
n_p	1,670	1,665	1,677	1,679	1,680	1,686	1,691
2V	+10°	+15°	+38°	+40°	+38°	+36—40°	+12—25°

1 — Капсаки, Капто, Япония, анал. Курягава [19]; 2 — Сибукава, Центральная Япония, анал. Курягава [19]; 3 — Скэгс Спрингс, Калифорния, анал. Гоннер [20]; 4 — Портер Крик, Калифорния, анал. Гоннер [20]; (в статье Ирвинга и др. по замечанию Сунтцера [21], м-ние неверно названо Мид Крик); 5 — Сиссен-мура, Капто, Япония [7]; 6 — Асахин, Тушикава-мура, Япония, анал. Танака [22]; 7 — Эршир, Шотландия, из сплитовых лав [23].

	8	9	10	11	12	13	14	15
Na_2O	0,67	—	0,09	0,41	1,14	0,19	0,89	0,18
K_2O	0,20	—	Сл.	0,04	0,30	Сл.	0,06	—
MgO	1,54	1,67	2,70	2,30	2,48	3,18	4,06	0,94
CaO	21,72	21,04	22,08	22,51	16,35	23,06	20,95	20,50
MnO	0,42	0,12	0,10	0,10	0,24	0,13	0,30	0,02
FeO	2,29	3,74	2,95	3,60	4,30	2,09	1,55	9,09
Fe_2O_3	3,76	2,64	3,51	2,88	2,49	5,29	8,01	18,05
Al_2O_3	24,89	23,05	24,72	24,62	21,81	23,50	21,81	10,10
SiO_2	37,99	42,00	37,80	37,35	44,68	37,18	40,53	34,83
TiO_2	—	—	0,22	0,12	0,75	—	0,41	0,10
H_2O^+	6,64	5,62	6,29	6,39	5,38	6,28	1,43	5,62
H_2O^-	0,37	0,12	0,07	0,20	0,03	0,06		—
Сумма	100,49	100,00	100,53	100,52	99,95	(100,98)	100,00	99,43
Уд. в.	—	3,04	—	3,23	—	3,20	—	3,31
n_g	1,700	—	—	1,715	1,707	1,708	—	1,754
n_m	1,690	1,697	1,693	1,705	—	1,700	1,706	1,748
n_p	1,684	—	—	1,698	1,694	1,698	—	1,728
2V	+50°	—	+37°	+68°	+30°	Большой	+76°	(—) 60—30°

8 — Хигаситибу-мура, Капто, Япония, анал. Йокаяма [7]; 9 — Левиха, Средний Урал, анал. Покровская [24]; введены поправки на примесь кварца и титаниста; 10 — Ходака, Хокайдо, Япония, анал. Сски [19]; 11 — Мровдагский хр., Малый Кавказ [25]; 12 — Северный Кавказ, р. Малая Лаба, ручей Пикитица, анал. Ломейко; содержит 0,14% F и примесь кварца 8,91% [26]; 13 — Кальюмет, Верхнее озеро, анал. Васар [1]; в оригинале сумма 100,97; 14 — «дотрит», Лотру, массив Паринга, Южные Карпаты, анал. Радулеску [27]; 15 — Норильск, анал. Непсина [10].

См. также анализы пумпеллиита из Японии [19] и из Британской Колумбии [9].

Диагн. исп. В HCl не растворяется.

Повед. при нагр. На кривых пагревания имеются два эндотермических понижения: в пределах $632\text{--}740$ и $748\text{--}810^\circ$, а также экзотермический подъем при $850\text{--}910^\circ$ [6,14,16,19,21,24]. При 915° переходит в соединение со структурой плагиоклаза [18]. При температуре несколько выше 500° и давлении 1000 атм и при 530° и 3000 атм из смеси пумпеллиита с кварцем образуются анортит и клинохлор [27a].

Нахожд. Очевидно, нередко ошибочно принимается за эпидот, клиноцоизит, пренит. Характерен для метаморфизованных изверженных пород, в которых образовался под воздействием слабо минерализованных гидротермальных растворов. Развивается по полевым шпатам, пироксенам, гранатам, скаполиту, эпидоту и др. Нередко выполняет полости или слагает прожилки и гнезда совместно с цеолитами, пренитом, лавсонитом, хлоритом, кальцитом, кварцем и др. Выделения пумпеллиита этого типа известны на Урале в районе Турьинских рудников [28], где этот минерал встречается в частично пропилитизированных порфиритах и туфах; в вулканогенных породах Сибайского месторождения [16] содержание пумпеллиита достигает 50%; в этом же районе встречаются пумпеллиитизированные туфы и туфоконгломераты. Пумпеллиит обнаружен в плагиоклазовых порфиритах у пос. Левиха на Урале [24], в альбитофирах и их туфах в Учалинском районе в Башкирии [29]. На Кавказе пумпеллиит встречается в плагиоклазовых порфиритах и туфах Передового хребта (реки Большая и Малая Лаба, Уруп и др.) [18], в диоритах и монцитонидных породах Горной Осетии [30]. В Мрвдагском хребте Малого Кавказа [25] представляет продукт замещения альбита и моноклинного пироксена в миндалекаменных кварцевых альбитофирах; также слагает миндалины вместе с эпидотом, кварцем и хлоритом. В порфиритах в районе р. Бодрак в Крыму [31] пумпеллиит вместе с биотитом образовался по пироксену. В ортофирах Каракуты в Донбассе [32] он встречен в пустотах с эпидотом. В пустотах андезитовых базальтов Норильска [10] пумпеллиит сопровождается бабингтонитом и пренитом. Обнаружен в диабазях Закарпатья (район г. Поп-Иван и Петрочи) [5] и в Келервальде (ФРГ) [11]. Известен в измененных базальтах Окаямы и Хурутобе в Японии [33, 34] и полуострова Лабрадор [35]. В Маунтинс Олдрич в шт. Орегон [36] пумпеллиит образует прожилки в базальте, подушечных лавах и граувакках. На Корсике, в Новой Каледонии, в Норвегии [19] и Японии [37] встречается как продукт изменения полевых шпатов долеритов вместе с хлоритом, лейкоксеном, эпидотом, пренитом, лавсонитом и кальцитом. В базальтах Западных Альп [38] известны пумпеллиит-лавсонитовые породы с цоизитом, клиноцоизитом и эпидотом. Впервые подробно изучен пумпеллиит миндалекаменных пород Верхнего озера (США) [1]; ассоциируется с самородной медью, пренитом, датолитом, цеолитами, хлоритом, кальцитом и др. В спилитовых лавах Эршира в Шотландии [23] образовался по плагиоклазу вместе с кварцем, кальцитом и альбитом. В миндалекаменных спилитовых породах о-ва Гаити [19] наблюдается в ассоциации с хлоритом, пренитом, натриевым плагиоклазом и эпидотом.

В гранитах Предаццо (Италия) [15] пумпеллиит является аксессуарным минералом. В пустотах гранита Кёнигскопфа (ФРГ) [39] образует мохоподобные агрегаты на выделениях эпидота. Обнаружен («лотрит») в клиноцоизитовой породе на ее контакте с серпентинитом в массиве Паринга в долине Лотру (Юж. Карпаты) [4]. В кварц-диопсидовых и кварц-цоизитовых жилах в серпентинитах Иорданува в Польше [40] пумпеллиит наблюдается в более поздних кварц-альбитовых прожилках с авгитом и диопсидом.

В мелафировых породах долины Ждяр и вблизи Кветниц в Чехословакии [41] образует небольшие прожилки вместе с эпидотом.

В брекчиях мезозойских известняков Малых Карпат [42] пумпеллиит встречается в аксинит-актинолитовых прожилках. Обнаружен в скаполитизированных и прениитизированных сиенитах, в измененных скарнах и вкрапленных магнетитовых рудах г. Благодати и ряда других месторождений (Мироновское, Алексеевское, Кормильцевское) на Урале [28, 43].

В Новом Южном Уэльсе (Австралия) в тешенито-пикритовой интрузии пумпеллиит образует скопления во вторично измененных сиенитовых дифференциатах, а также встречается в тешените, тешенит-пегматите и анальцимовом сиените в ассоциации с эгирином, эгирин-авгитом, альбитом, биотитом, титанитом, флюоритом, апальцимом, пренитом, хлоритом, карбонатом и глинистыми минералами [44].

Встречен в жадеитсодержащем метагаббро в Самбагава в Японии [45] в ассоциации с авгитом, жадеитом, везувианом, гроссуляром, хлоритом, лавсонитом, лейкоксеном и др. Из регионально метаморфизованных пород содержащими пумпеллиит являются главным образом породы фации глаукофановых сланцев, реже — фации зеленых сланцев. Для глаукофановых сланцев он является породообразующим минералом, а также образует в них обособления и прожилки. Характерна ассоциация пумпеллиита с кварцем, альбитом, глаукофаном, эпидотом, лавсонитом, мусковитом (или серицитом), хлоритом, актинолитом, стильпномеланом, титанитом, гематитом. Известен в Японии (горы Канто и Ягуко) [7, 46], Калифорнии (Портер Крик, Скэгс Спрингс [20, 21], Блэк Гарденс [12]). Найден в хлоритовых сланцах Отаго в Новой Зеландии [19] и Ягуку в Японии [46]. В тяжелой фракции песков Голландии содержится 4% пумпеллиита [39].

По Коржинскому, пумпеллиит образуется при низкотемпературном метаморфизме в условиях малых глубин [28, 47]. Лендис и Роджерс [27а] отмечают, что в природных условиях он, по-видимому, может существовать лишь при температурах ниже 500°.

Изм. Отмечено замещение пумпеллиита альбитом, кальцитом [47], эпидотом [37].

Искусств. Получен при температуре 200—350° и давлении 5—8 кбар; при более высокой температуре пумпеллиит превращается в анортит, гроссуляр и диопсид [48].

Отл. От доизита отличается плеохроизмом, косым погасанием в сечении (010) и более низкими показателями преломления; от клинодоизита — плеохроизмом, сравнительно большим двупреломлением, меньшими показателями преломления; от эпидота — плеохроизмом; от хлорита — более высокими показателями преломления и более высоким двупреломлением; от пренита — большими показателями преломления, меньшим двупреломлением, плеохроизмом.

Межплоскостные расстояния пумпеллиита из Кальюмета, Верхнее озеро *

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D=190$ мм

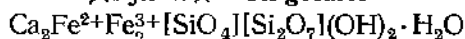
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
10 $\bar{2}$	<10	6,9	20 $\bar{0}$	50	2,74		10	2,01
102	<10	6,1	302	<10	2,69		10	1,920
004	10	4,75	311	30	2,64	028	10	1,853
111	10	4,66	021	20	2,51		<10	1,739
200; 10 $\bar{4}$	20	4,38	11 $\bar{7}$; 2.0 10	40	2,45		<10	1,718
20 $\bar{2}$	<10	4,18	222	20	2,33		20	1,698
104	<10	3,96		10	2,28	2.0 10	} 20	1,664
202	50	3,79	20 $\bar{8}$	30	2,21	1.1.1 $\bar{1}$		

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
204̄	10	3,45	402̄	20	2,19		<10	1,638
115; 106̄	<10	3,11	026	<10	2,16	424	30	1,597
204	20	3,03		10	2,12	0.0.12	20	1,581
020	10	2,96	404̄	10	2,09	2.2.10	10	1,556
115; 300	100	2,90	402	10	2,07	408]	20	1,513

* ASTM, 10-447. Оригинал анализа 13.

Л и т е р а т у р а

1. Palache C., Vassar H. E. Am. Min., 1925, 10, No. 11, 412.
2. Whitney J. D. J. Nat. Hist., Boston, 1847, No. 5, 488.
3. Foote A. E. Proc. Am. Assoc. Adv. Sci., Dubuque meeting, Aug., 1872, 65.
4. Munteanu-Murdochi G. Bull. Soc. Sci., Bucuresci, 1900, 9, 568, 764.
5. Соболев В. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1947, № 1, 83.
6. Coombs D. S. Min. Mag., 1953, 30, No. 221, 113.
7. Seki Y., Yokoyama S. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1957, 41, No. 6, 227; Seki Y. Japanese J. geol., geogr., Trans. a. abstr., 1958, 29, No. 4, 223.
8. Gottardi G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, 10, H. 1—4, 115.
9. Surdam C. Am. Min., 1969, 54, Nos. 1—2, 256.
10. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Эюзин Н. И. ДАН СССР, 1965, 165, № 5, 1156.
11. Quitzow H. W. Zbl. Min., 1936, A, 39.
12. Davis G. A., Pabst A. Am. J. Sci., 1960, 258, No. 10, 689.
13. Omori K. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1964, 9, No. 1, 83.
14. Heflik W. Polska Akad. nauk, Prace min., 1966, No. 5, 7.
15. Gandolfi G. Min., petr. acta, Bologna, 1965, 11, 111.
16. Печушкин В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 103.
17. Villiers J. E. Am. Min., 1941, 26, No. 4, 237.
18. Лупанови Н. П., Кудрявцев В. Т. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 6, 23.
19. Seki Y. J. of Petrology, 1961, 2, No. 3, 407; Seki Y., Oki Y., Matsuda T., Mikami K., Okumura K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1969, 61, No. 2, 50.
20. Irving J., Vonsen M., Gonyer F. A. Am. Min., 1932, 17, No. 7, 338.
21. Switzer G. Bull. Deptm. Nat. Res. Calif., 1951, 161, 63.
22. Tsuboi S. Japanese J. Geol., geogr., 1936, 13, Petrol. Notes, 333.
23. Bloxam T. W. Min. Mag., 1958, 31, No. 240, 811.
24. Кашин Л. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, № 2, 142.
25. Абдуллаев Р. Н., Азизов Дж. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 3, 352.
26. Лупанова Н. П., Кудрявцев В. Т. ДАН СССР, 1961, 141, № 6, 1457.
27. Radulescu D. P. Compt. Acad. Republ. Popul. Romine, 1961, 11, Nr. 1, 103.
- 27a. Landis C., Rogers J. Am. Min., 1968, 53, Nos. 5—6, 1038.
28. Коржиский Д. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, 87.
29. Заарницкий В. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, 92.
30. Варданянц Л. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 1, 93.
31. Шатагин Н. Н. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, 1964, № 4, 68.
32. Цок Т. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 317.
33. Seki Y., Mitsuno C. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 46, No. 1, 26.
34. Shimazu M. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1965, 54, No. 4, 127.
35. Seki Y., Kuriyagawa S. J. Geol. Soc. Japan, 1962, 68, No. 804, 538.
36. Brown C. E., Thayer T. P. J. sedim. petrology, 1963, 33, No. 2, 419.
37. Kanisawa S. Sci. Rep. Tohoku univ., 1964, 9, No. 1, 155.
38. Bearth P. Schweiz. min., petr. Mitt., 1962, 42, H. 1, 131.
39. Meixner H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, 10, 341.
40. Heflik W. Polska Akad. nauk, Prace min., 1966, No. 5, 7.
41. Vrana S. Časop. min., geol., 1966, 11, N 3, 255.
42. Vrana S. Časop. min., geol., 1966, 11, N 4, 415.
43. Овчиников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 292.
44. Raam A., O'Reilly S. Y., Vernon R. H. Am. Min., 1969, 54, Nos. 1—2, 320.
45. Seki Y., Aiba M., Kato O. Am. Min., 1960, 45, Nos. 5—6, 673; Seki Y. J. of Petrology, 1961, 2, No. 3, 407.
46. Seki Y., Ogino I. J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, No. 779, 548.
47. Коржиский Д. С. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. Изд-во АН СССР, 1953, 332.
48. Hinrichsen T., Schürmann K. Naturwissenschaften, 1968, 55, H. 3, 131.

Джулголдит *Julgoldite*

Назван по имени профессора Чикагского университета Джулнана Голдсмита [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $A2/m$; $a_0=8,92$; $b_0=6,09$; $c_0=19,37 \text{ \AA}$; $\beta=97^\circ 30'$; $a_0:b_0:c_0=1,464:1:3,181$; $Z=4$.

Призм. кл. C_{2h} — $2/m$ (L_2PC). $a:b:c=1,464:1:3,181$ (рентгеновское отношение осей).

Формы:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c	001	90°00'	7°30'	7°30'
a	100	90 00	90 00	90 00
x	$\bar{1}02$	—90 00	43 58	—43 58
z	$\bar{1}01$	—90 00	64 06	—64 06
o	111	36 09	75 46	66 44
p	$\bar{1}11$	—32 55	75 13	—64 06

Кристаллы вытянуты по оси b и уплощены по (100). Двойники по (001).

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,602. Цв. черный, зеленовато-черный. Черта зеленоватая с синеваым оттенком. Бл. стеклянный.

Микр. Сильный плеохроизм: по Np — светло-бурый, по Nm — светло-буровато-зеленый, по Ng — темно-изумрудно-зеленый; $Ng \gg Nm > Np$. Двухосный (—); $Ng=b$, $n_g=1,836$, $n_m=1,814$; $n_p=1,776$; $n_g - n_p = 0,060$. Аномальная интерференционная окраска в зеленых и синих тонах; $2V = 50-70^\circ$ (вычисл. 73°).

Хим. Вероятно, является железистым аналогом пумпеллиита. Спектроскопический анализ (анал. Раянди): $\text{MgO} - 0,15$, $\text{CaO} - 22,0$, $\text{BaO} - 0,01$, $\text{MnO} - 0,22$, $\text{FeO} - 8,7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 29,6$, $\text{SiO}_2 - 34,0$; $\text{TiO}_2 - 0,1$; $\text{H}_2\text{O} - 4,69$; сумма 100,77 (FeO и H_2O определены химическим методом).

Диagni. исп. Быстро растворяется в горячей HCl (1:1) с образованием геля кремнезема. В холодной HCl нерастворим.

Нахожд. Обнаружен в коллекции образцов Г. Флинка из Лонгбана (Швеция). Представлен пучками кристаллов в гематит-магнетитовой руде; ассоциируется с апофиллитом.

Межплоскостные расстояния джулголдита [1]

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
004; 111	7	4,80	300; 115	10	2,950	024; 31 $\bar{3}$	7	2,568
202; 113	8	3,84	12 $\bar{2}$; 20 $\bar{6}$; 215	6	2,778			

Литература

1. Moore P. B. *Sapad. Min.*, 1967, 9, pt. 2, 301; *Lithos*, 1971, 4, No. 2, 93.

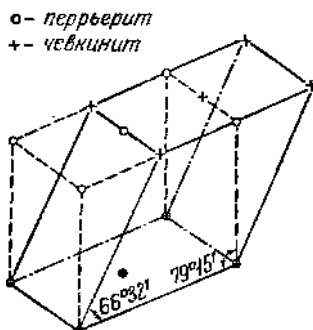
СТРУКТУРА ТИПА ПЕРРЬЕРИТА

ГРУППА ПЕРРЬЕРИТА

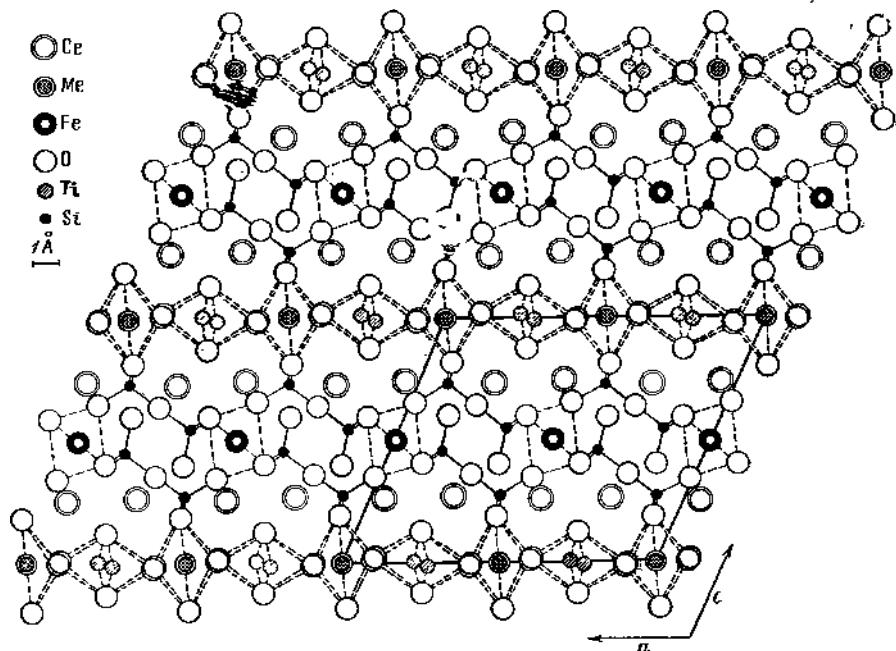
	Синго- ния	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Перрьерит $(\text{Ce, Ca, Sr, Th})_4(\text{Fe, Ti, Sc})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$	Мо- нокл.	13,61	5,62	11,67	$113^\circ 30'$	4,2— 4,5
Чевкинит $\text{Ce}_4(\text{Fe, Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$	Мо- нокл.	13,56	5,82	11,21	100 45	4,4— 4,9
[Орточевкинит] $\text{Ce}_4(\text{Fe, Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2 ?$	Ромб.	13,6?	5,8?	22,0?	--	4,5

Минералы данной группы имеют сложный состав, отвечающий формуле $A_4Me_3(TiO_4)_2(Si_2O_7)_2$. Вопрос об их соотношении поднимался неоднократно, начиная с открытия перрьерита; по последним данным Бонатти и Готтарди [1] (фиг. 310), перрьерит и чевкинит — две полиморфные модификации; по Ито [2], состав минералов сходен, но не идентичен, и они не могут рассматриваться как полиморфные модификации одного вещества. Вполне возможно, что существуют две полиморфные модификации

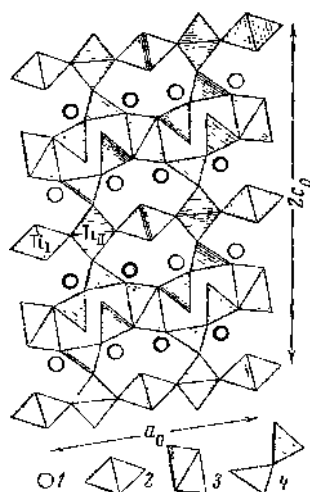
Фиг. 310. Соотношение элементарных ячеек перрьерита и чевкинита (по Бонатти и Готтарди)



чевкинита: моноклинная — собственно чевкинит и ромбическая — орточевкинит, наблюдавшийся на Мадагаскаре, но недостаточно охарактеризованный. Данные синтеза многочисленных соединений, состав которых отвечает формулам чевкинита и перрьерита [2], показывают, что средний радиус ионов Me у перрьерита больше, чем у чевкинита. Оба минерала обычно частично или полностью метамиктны, прокаленные образцы дают различные рентгенограммы. Для структур [3—5] характерно наличие групп сдвоенных тетраэдров Si_2O_7 и цепей из TiO_6 -октаэдров (фиг. 311 и 312).

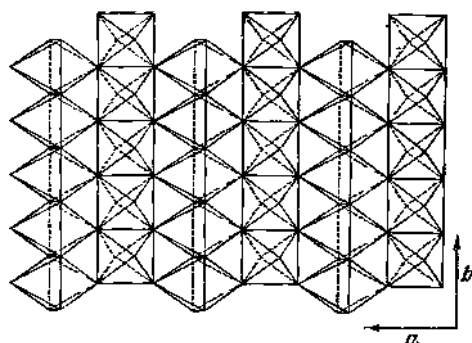


Фиг. 311. Структура перрьерита (по Галли)



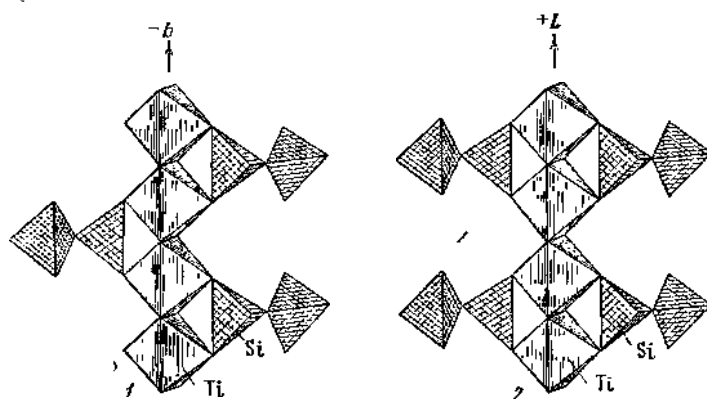
Фиг. 312. Структура чевкинита
(по Пэн Чжи-чжуну и Пан Чжао-лу)

1 — Се, 2 — TiO_6 -октаэдр,
3 — FeO_6 -октаэдр, 4 — группы Si_2O_7



Фиг. 313. Расположение TiO_6 -октаэдров в плоскости (001) структуры перрьерита
(по Галли)

Октаэдры соединяются ребрами в вытянутые вдоль оси b цепочки двух типов (фиг. 313): четверные оси октаэдров цепочек разных типов перпендикулярны друг другу. Цепочки слагают слои, параллельные (001). Группы Si_2O_7 , соединенные Fe^{2+}O_6 -октаэдрами, связывают слои TiO_6 -октаэдров. Атомы Се (замещаемые Са, Th, Sr, Na) в координации 10 находятся в полостях между октаэдрами и диортогруппами. В структуре перрьерита, по Галли [4], ближайшие к Се шесть атомов О расположены по вершинам тригональных призм, тригональные оси которых параллельны оси c ; расстояния $\text{Ce}_I - \text{O} = 2,463, 2,556$ и $2,497$ (по два расстояния), $\text{Ce}_{II} - \text{O} = 2,509, 2,485$ и $2,664$ (также по два расстояния); расположенные по обе стороны от базиса призм атомы О удалены от Ce_I на $3,080$, от Ce_{II} на $2,969$, остальные расстояния $\text{Ce}_I - \text{O}_{IV} = 3,051$, $\text{Ce}_I - \text{O}_{VII} = 2,456$, для Ce_{II} соответственно $2,639$ и $2,420$ Å. Одни TiO_6 -октаэдры связаны лишь



Фиг. 314. Сопоставление структурных мотивов чевкинита (1) и перрьерита (2)

(по Пэн Чжи-чжуну и Пан Чжао-лу)

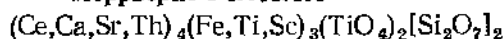
с соседними TiO_6 -октаэдрами, другие октаэдры имеют, кроме того, общие вершины с SiO_4 -тетраэдрами; отдельные октаэдры имеют общие вершины только с SiO_4 -тетраэдрами; в последних, согласно Галли, размещаются атомы Fe^{3+} (отчасти Mg^{2+}), замещающие атомы Ti. Октаэдры искажены, расстояния $Fe^{3+}-O=2,075, 1,968$ и $1,939$; $Ti-O=2,030, 2,331$ и $1,776$ Å. Атомы Ti располагаются зигзагообразно вокруг оси *b*.

Структуры перрьерита и чевкинита отличаются различным расположением Si_2O_7 -групп по отношению к цепям из TiO_6 (фиг. 314): в перрьерите через эти цепи проходит простая ось симметрии второго порядка, в чевкинита — винтовая ось второго порядка [5]. Структуры обоих минералов имеют общие черты со структурой эпидота; соответственно кристаллы их сходны с кристаллами ортита, за который чевкинит и перрьерит нередко принимаются. Кристаллографически перрьерит более близок к эпидоту, чем чевкинит [6]: параметры b_0 перрьерита и эпидота идентичны, a_0 и c_0 перрьерита равны соответственно $\frac{2}{3}c_0$ и $\frac{2}{3}a_0$ эпидота. Как среди эпидотов различимы моноклинный эпидот и ромбический цоизит, так известны моноклинный и ромбический чевкиниты; природа последнего, однако, окончательно не выяснена.

Л и т е р а т у р а

1. Bonatti S., Gottardi G. Period. min., Roma, 1966, 25, No 1, 69.
2. Ito J. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1094.
3. Gottardi G. Am. Min., 1960, 45, Nos. 1—2, 1.
4. Galli E. Min., petr. acta, Bologna 1965, 11, 39.
5. Пан Чжи-чжун, Пан Чжао-лу. Scientia Sinica, 1964, 13, No 9, 1539.
6. Bonatti S., Gottardi G. Rend. Soc. min. Ital., 1954, 10, 208; Bonatti S. Там же, 1959, 15, 338.

Перрьерит Perrierite



Назван по имени итальянского минералога К. Перрьерера (Бонатти, Готтарди, 1950) [1].
Синон. Перрьерит.

Характ. выдел. Кристаллы (4—5 см) [2, 3], их веерообразные группы (до 1 кг), а также выделения неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение
13,61	5,62	11,67	113°30'	2,422:1:2,076	Петтуло [4]
13,61	5,68	11,73	113 30	2,396:1:2,065	Виргиния [5]
13,72	5,61	11,77	113 30	2,445:1:2,098	Рудный Алтай [6]
13,64	5,63	11,84	113 54	2,423:1:2,103	Прибайкалье [6]
13,59	5,62	11,73	113 57	2,442:1:2,087	Небраска [7]
Искусственные [8]:					
13,55	5,63	11,70	113 36	2,406:1:2,078	$Ce_3CaFeAlTi (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$
13,58	5,64	11,73	113 36	2,407:1:2,079	$Ce_3SrFeAlTi (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$
13,72	5,65	11,68	113 54	2,428:1:2,067	$Ce_4FeAlTi (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$
13,48	5,60	11,57	113 30	2,407:1:2,066	$Ce_4FeAl_2 (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$
13,82	5,68	11,84	113 54	2,433:1:2,084	$La_3SrFeGaTi (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$

$Z=2$.

Описание структуры [9] см. выше. Наличие двояных тетраэдров Si_2O_7 подтверждено данными инфракрасной спектроскопии [10]. Прибайкальский стронциевый перрьерит [3], казахский скандиевый [11] и перрьерит из Виргинии [5] частично метамиктны.

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a:b:c=2,4217:1:2,076$; $\beta=113^\circ 30'$ (по рентгеновским данным Готтарди).

Наблюдавшиеся формы [1]:

	ψ	ρ	ψ_2	ρ_2	
<i>c</i>	001	90°00'	23°30'	23°30'	90°00'
<i>a</i>	100	90 00	90 00	90 00	90 00
<i>m</i>	110	24 14	90 00	90 00	24 14
<i>n</i>	310	53 29	90 00	90 00	53 29
<i>e</i>	101	90 00	53 52	53 52	90 00
<i>d</i>	201	90 00	66 33	66 33	90 00
<i>l</i>	$\bar{2}03$	-90 00	10 40	-10 40	90 00
<i>r</i>	$\bar{1}01$	-90 00	26 34	-26 34	90 00
<i>x</i>	$\bar{3}02$	-90 00	44 03	-44 03	90 00
<i>f</i>	$\bar{2}01$	-90 00	55 07	-55 07	90 00
<i>p</i>	111	33 25	68 06	53 52	39 15
<i>t</i>	$\bar{1}12$	-1 48	46 05	-1 52	46 03
<i>o</i>	$\bar{1}11$	-13 33	64 54	-26 34	28 19
<i>s</i>	$\bar{3}12$	-42 59	54 49	-44 03	53 17

$$ce (001):(101)=30^\circ 22'$$

$$cd (001):(201)=43 03$$

$$cr (001):(\bar{1}01)=50 04$$

$$cf (001):(\bar{2}01)=78 37$$

$$ae (100):(101)=37 08$$

$$ad (100):(201)=23^\circ 27'$$

$$ar (100):(\bar{1}01)=63 26$$

$$af (100):(201)=34 53$$

$$pa (111):(100)=59 16$$

$$pc (111):(001)=56 55$$

$$oa (\bar{1}11):(\bar{1}00)=77^\circ 45'$$

$$oc (\bar{1}11):(001)=72 18$$

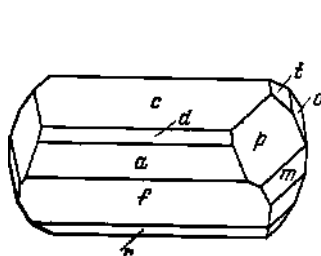
$$ta (112):(100)=88 42$$

$$tc (\bar{1}12):(001)=51 06$$

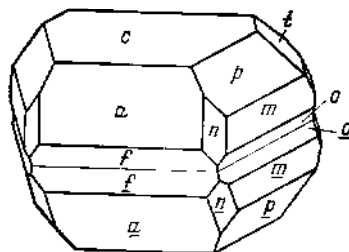
Отмечена также форма $(\bar{9}16)$ — в принятой здесь установке.

Первоначально Бонатти и Готтарди [1], на основе гониометрических данных, вывели отношение $a : b : c = 2,047 : 1 : 2,380$; при дальнейших рентгеновских исследованиях [4, 12, 13] они взаимно переместили оси a и c ; соответственно в рентгеновской установке (принятой здесь) символы форм отличаются от ранее указанных [1] перестановкой первого и третьего индексов.

Кристаллы в большей или меньшей степени удлинены по оси b (фиг. 315), иногда уплощены по f ($\bar{2}01$); обычны двойники по c (001) (фиг. 316).



Фиг. 315. Кристалл перрьерита, Неттуно (кристалл Бонатти и Готтарди перечерчен в новой установке)



Фиг. 316. Двойник перрьерита, Неттуно (по Бонатти и Готтарди)

Физ. св. Сп. неясная по одной из призм ($h0l$) [1]. Хрупок. Изл. раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. вес 4,2—4,5 (см. при хим. анализах). Цв. бархатно-черный, буровато-черный. Черта бурая. Бл. смоляной, у японского на свежем изломе стеклянный. Мало прозрачен, в тонких осколках просвечивает темно-красновато-бурый цвет. Радиоактивен.

Микр. Плеохроизм сильный; $Ng \gg Nm \gg Np$; итальянский перрьерит по Ng — непрозрачен или темно-бурый, по Nm — непрозрачен или красновато-фиолетово-бурый, по Np — желтый; прибайкальский по Ng — красно-бурый, темно-бурый, по Nm — темно-красный, по Np — желтовато-бурый, буровато-желтый; у японского плеохроизм незначительный от красно-бурого до темно-бурого. Двусный (—). Погасание прямое по отношению к удлинению кристаллов; $Ng = b$, cNp около 24° [11] (в новой установке).

n_g	n_m	n_p	$2V$	Дисперсия	Местонахождение
2,02—2,06	2,01 (выч. числ.)	1,90—1,95	$\sim 60^\circ$	—	Италия [12]
2,06	2,02	1,96	$60-65^\circ$	$r > v$	Прибайкалье * [3]
2,02	—	1,93	—	—	
—	около 1,92	—	—	—	Казахстан [11]
—	2,04	—	62°	—	Рудный Алтай [6]

* Первые значения для оригинала хим. анализа 3, вторые — для перрьерита с содержанием около 5% SrO и 2% ThO₂.

У перрьерита из Предаццо $2V = (-)74^\circ$ (Na), сильная дисперсия, $r > v$ [14].

Хим. Состав сложный, не вполне постоянный (см. анализы). Содержание Ti колеблется от 23,24 до 8,94% TiO₂, соответственно изменяется содержание Fe; некоторые перрьериты обогащены торием (до 4,05% ThO₂), стронцием (7,73% SrO) [3], скандием ($>4\%$ Sc₂O₃) [11]. Роль Al в перрьерите из Японии неясна. Изоморфные замещения достоверно не изучены; в скандиевом возможно замещение ScFe²⁺ — Fe²⁺Ti [11]; роль Nb неясна. В прибайкальском перрьерите соотношение ZrO₂:HfO₂ = 52 [15]. По составу перрьерит неотличим от чевкинита.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	1,05	—	0,72	—	—	—
K ₂ O	сл.	—	0,14	—	—	—
MgO	0,81	0,81	0,11	—	0,83	—
CaO	4,11	5,04	3,06	3,27	7,25	6,66
SrO	—	—	7,73	—	—	—
MnO	—	1,01	0,93	0,30	0,55	—
FeO	4,05	6,07	4,65	8,25	9,05	11,27
Fe ₂ O ₃	1,26		1,65	6,17	5,95	
Al ₂ O ₃	0,67	6,01	0,48	—	—	0,60
Sc ₂ O ₃	—	—	—	4,14	4,37	4,32
Y ₂ O ₃	1,51	6,96	32,14	41,44	38,29	40,16
Ce ₂ O ₃	31,80	17,57				
Σ (La, Dy) ₂ O ₃	6,83	16,30				
SiO ₂	19,31	19,10	20,30	19,85	20,44	20,00
TiO ₂	23,24	19,84	22,09	8,94	10,70	14,26
ZrO ₂	—	—	4,85	—	—	—
SnO ₂	—	0,06	—	—	—	—
ThO ₂	4,05	0,20	0,54	3,47	1,37	1,90
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	0,07	—	4,08	1,30	1,50
H ₂ O ⁺	0,31	0,55	0,08	не обн.	0,23	—
H ₂ O ⁻	0,30	0,34				
Сумма	99,30	99,93	99,47	99,91	100,33	(100,67)
Уд. в.	4,45	4,381	4,55	4,25	—	—

1 — Неттуно, Италия [12]; отмечается наличие P₂O₅; 2 — Кобе-мура, Япония; описан как чевкинит [2]; 3 — Прибайкалье, анал. Сикюгана [3]; 4—6 Юго-Восточный Казахстан, анал. Казакова [11]; в оригинале анализа 6 сумма 100,58.

По данным рентгеноспектрального анализа (анал. Рейхкалайнен), перрьерит с Рудного Алтая [6] содержит: Fe_2O_3 — 16,5, Y_2O_3 — 0,9, La_2O_3 — 9,1, Pr_6O_{11} — 1,4, CeO_2 — 22,3, Nd_2O_3 — 4,8, Sm_2O_3 — 0,6, Gd_2O_3 — 1,0, Dy_2O_3 — 0,4, Yb_2O_3 — 0,3, ThO_2 — 0,8, TiO_2 — 22,6. Среди TR перрьерита из других месторождений также резко преобладают Ce и элементы цериевой группы. Состав TR стронциевого (1) и обычного (2) перрьерита из Прибайкалья [3, 16], скандиевого (3 и 4) из Казахстана [11] и перрьерита из Японии (5) [2] (в % к их сумме):

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
La	36,0	33,1	27	27	9,8	Tb	—	—	0,03	—	0,45
Ce	50,0	51,0	56	55	56,5	Dy	—	—	0,1	0,1	0,90
Pr	2,8	2,5	6	4,8	8,4	Er	0,5	—	—	—	0,45
Nd	6,5	4,0	9,3	11,6	11,1	Yb	0,1	0,2	—	—	0,52
Sm	—	0,5	0,5	0,7	3,7	Lu	—	—	—	—	0,13
Eu	—	0,2	0,05	—	1,0	Y	4,0	7,6	—	—	(3,00)
Gd	0,1	0,9	0,3	0,3	4,1	№ хим. анализа	3	—	4	5	2

Диagn. исп. Японский перрьерит легко разлагается HCl с выделением геля SiO_2 [2]; на перрьерит из Италии концентрированная H_2SO_4 оказывает медленное действие, в горячей H_2SO_4 минерал растворим [1].

Повед. при нагр. У частично метамиктного минерала в результате прокаливании при 900° и выше [3, 17] восстанавливается кристаллическая структура (при нагревании в атмосфере азота при 700° [17]). На кривых нагревания кристаллического перрьерита термические эффекты не фиксируются, метамиктный дает около 810° небольшой экзотермический пик [10]. В результате нагревания до 1000° перрьерита из Виргинии образовалась фаза CeO_2 [5].

Нахожд. Редкий минерал; частично описан как чевкинит и как ортит. Установлен в продуктах извержения вулканов, в некоторых пегматитах, где связан с процессом метасоматоза; наблюдался как аксессуарный минерал пород. Впервые обнаружен в Неттупо около Рима (Италия) в прибрежных песках, образовавшихся за счет вулканических туфов; является первичным магматическим минералом лав, сопровождается пироксеном, гранатом, ильменитом, магнетитом и др. [1]. Встречен как первичный минерал в кремнистых пепловых слоях нижнемиоценового возраста в штатах Вайоминг и Небраска (США) [7].

Перрьерит метасоматического происхождения встречен в щелочном массиве Бурпала в Северном Прибайкалье; более богатый стронцием — в ассоциации с цирконом, рутилом и др. в эгиринизированных пегматитах; менее обогащенный стронцием — с цирконом и ринколитом в зонах альбитизации и эгиринизации [3]. В Тарбагатае (Каз. ССР) богатый скандием перрьерит найден в кварц-флюоритовых гранитных пегматитах среди альбитизированного микроклина; образование его связано с процессами альбитизации, сопровождается биотитом, малаконом, эвксенитом, ортитом [11]. В Кобе-мура (преф. Киото, Япония) наблюдался в тесной ассоциации с кобейтом в кварц-слюдяном пегматите, содержащем фергусонит, ксенотим, монацит, циркон и ильменит [2].

В Барли, округ Амхерст в шт. Виргиния (США) встречен в выветрелых пегматитах с цирконом, ильменитом, магнетитом и др. [5]; установлен и в музейных образцах из ряда мест шт. Виргиния; ранее принимался за ортит или чевкинит [5, 18]. Редкий аксессуарный минерал гранитов района Предаццо в Италии [13].

В Орловском массиве на Рудном Алтае — акцессорный минерал различных пород: габбро-диоритов, диоритов, гранитов, кварцевых сиенитов [6].

По данным порошкограмм, перрьеритом являются «чевкиниты» из Салема и Бангалура (Индия) и из Тете (Мозамбик) [18].

Изм. Отмечалось замещение бастнезитом и ортитом [11]. При гипергенном изменении покрывается желтовато-белыми корочками и налстами.

Искусств. Может быть получен в результате нагревания чевкинита на воздухе при 1000° и выше [17]. О синтезе редкоземельных соединений типа перрьерита [8] см. в разделе «Чевкинит».

Отл. От ортита, как и чевкинит, отличим по более высоким показателям преломления; от чевкинита отличается лишь порошкограммой. Для идентификации метамиктного перрьерита рекомендуется нагревание в течение 1 часа при 1000° в инертной атмосфере [17].

Межплоскостные расстояния перрьерита из Неттуно [18]

Дифрактометр								
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
002	65	5,34	311	55	2,93		15	2,095
110	25	5,13	020	65	2,82	600	15	2,088
	20	4,06	113	15	2,73	024	50	1,941
003	20	3,56	004	20	2,675		15	1,779
311	15	3,53	220	15	2,550		10	1,719
	20	3,43	022	15	2,488		10	1,658
400	15	3,15		50	2,229		15	1,649
	20	3,03		25	2,166		15	1,585
313	100	2,96		25	2,156			

Л и т е р а т у р а

- Bonatti G. Atti (Rend.) Accad. Naz. Lincei, ser. 8, Cl. sci. fis. mat., nat., 1950, 9^a f. 6, 361.
- Takubo J., Nishimura S. Mem. Coll. sci. univ. Kyoto, 1953, Ser. B, 20, No 4, 323.
- Портнов А. М. ДАН СССР, 1964, 156, № 3, 579.
- Gottardi G. Am. Min., 1960, 45, Nos. 1—2, 1.
- Mitchell R. S. Am. Min., 1966, 51, Nos. 9—10, 1394.
- Кашаев А. А., Аксенов В. С., Богомолова Е. И. Рентгенография минерального сырья, 1967, вып. 6, 46.
- Izoff G. A., Wilcox R. E. Am. Min., 1968, 53, Nos. 9—10, 1558.
- Ito J. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1094.
- Galli E. Min., petr. acta, Bologna, 1965, 11, 39.
- Александрова И. Т., Портнов А. М. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 129.
- Семенов Е. И., Кулаков М. П., Костюнина Л. П., Казакова М. Е., Дудькина А. С. Геохимия, 1966, № 2, 244; Семенов Е. И., Костюнина Л. П., Кулаков М. П. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермальных щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 144.
- Bonatti S., Gottardi G. Rend. Soc. min. Ital., 1954, 10, 208.
- Bonatti S. Rend. Soc. min. Ital., 1959, 15, 338.
- Gandolfi G. Min., petr. acta, Bologna, 1965, 11, 111.
- Портнов А. М. Геохимия, 1965, № 3, 370.
- Портнов А. М., Ганзев А. А., Бурсук К. В. ДАН СССР, 1967, 174, № 5, 1188.
- Lima-de-Faria J. Min Mag., 1964 (1962), 33, No. 256, 42
- Bonatti S. Am. Min., 1959, 44, Nos. 1—2, 115.

Чевкинит Chevkinite
 $\text{Ce}_4(\text{Fe, Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$

Впервые обнаружен в Ильменских горах, описан и назван Г. Розе (1839) по имени К. В. Чевкина — начальника Корпуса горных инженеров в Петербурге [1].

Синон. Клиночевкинит — clinochevkinite (Бонатти, Готтарди, 1954) [2].

Характ. выдел. Кристаллы, обычно несовершенные (от очень мелких до 8—10 см), выделения неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. [3]; C_{2h}^3 — $C2/m$. Наряду с кристаллическим наблюдается частично или полностью метамиктный; структура после нагревания обычно восстанавливается.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	№ хим. анализа
13,56	5,82	11,21	100°45'	2,329:1:1,926	Нью-Гэмпшир [4]	9
13,27	5,73	11,22	100 15	2,308:1:1,951	Сибирь [5]	6
13,7	5,82	11,2	100 30	2,354:1:1,924	Китай [6]	—
13,44	5,74	11,00	101 01	2,341:1:1,916	Дальний Восток [7]	8
13,44*	5,72	11,10	100 20	2,350:1:1,940	Нью-Гэмпшир [4]	—
13,32*	5,71	11,18	101 15	2,333:1:1,958	Ильменские горы [8]	1
13,26*	5,70	11,20	101 12	2,326:1:1,965	Восточная Сибирь [8]	—
13,60	5,82	11,22	100 45	2,337 : 1,928	Виргиния [9]	—
13,37	5,66	11,28	100 52	2,362:1:1,993	Канзас [9a]	—
13,37	5,67	11,24	100 43	2,358:1:1,986	Юта [9a]	—
13,32	5,68	11,31	100 43	2,345:1:1,975	Нью-Мексико [9a]	—
Искусственные [10]:						
13,30	5,73	11,07	100 54	2,321:1:1,932	$\text{Ce}_4\text{Fe}(\text{FeTi})(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$	—
13,50	5,75	11,10	101 00	1,348:1:1,930	$\text{La}_4\text{Fe}(\text{FeTi})(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$	—
13,39	5,75	11,08	100 54	2,329:1:1,927	$\text{Ce}_2\text{La}_2\text{Fe}(\text{FeTi})(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$	—

* Для прокаленных образцов.

$Z=2$. Структура сходна со структурой перьеррита.

Наличие групп Si_2O_7 в структуре чевкинита подтверждено данными инфракрасной спектроскопии [11].

Призм. кл. $C_{2h}^3-2/m (L_2PC)$. $a:b:c=2,329:1:1,926$, $\beta=100^\circ45'$ (по рентгеновским данным Джефа и др.) [4].

Наблюдавшиеся формы [3—6, 12—16]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2		
<i>c</i>	001	90°00'	10°45'	10°45'	90°00'	<i>u</i>	401	90°00'	74°18'	74°18'	90°00'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	—	0 00	<i>s</i>	$\bar{1}02$	—90 00	13 01	—13 01	90 00
<i>a</i>	100	90 00	90 00	90 00	90 00	<i>t</i>	203	—90 00	20 22	—20 22	90 00
<i>m</i>	110	23 36	90 00	90 00	23 36	<i>r</i>	$\bar{1}01$	—90 00	33 06	—33 06	90 00
<i>g</i>	320	33 15	90 00	90 00	33 15	<i>x</i>	$\bar{3}02$	—90 00	46 59	—46 59	90 00
<i>d</i>	012	11 09	44 28	10 45	46 35	<i>κ</i>	$\bar{2}01$	—90 00	56 12	—56 12	90 00
<i>e</i>	021	2 49	75 29	10 45	14 48	<i>f</i>	$\bar{3}01$	—90 00	66 49	—66 49	90 00
<i>w</i>	102	90 00	31 25	31 25	90 00	<i>p</i>	112	32 23	48 45	31 25	50 35
<i>M</i>	101	90 00	45 53	45 53	90 00	<i>o</i>	111	28 10	65 24	45 53	36 43
<i>y</i>	302	90 00	55 27	55 27	90 00	<i>p</i>	$\bar{1}12$	—13 29	44 43	—13 01	46 50
<i>t</i>	201	90 00	61 54	61 54	90 00	<i>n</i>	$\bar{1}11$	—18 42	63 49	—33 06	31 47
<i>z</i>	301	90 00	69 47	69 47	90 00						

Ma (101):(100)=44°07'

ra ($\bar{1}01$):($\bar{1}00$)=56 54

ta (201):(100)=28 06

ka (201):($\bar{1}00$)=33 48

Mc (101):(001)=35 08

rc ($\bar{1}01$):(001)=43°51'

tc (201):(001)=51 09

kc (201):(001)=66 57

ma (110):(100)=66 24

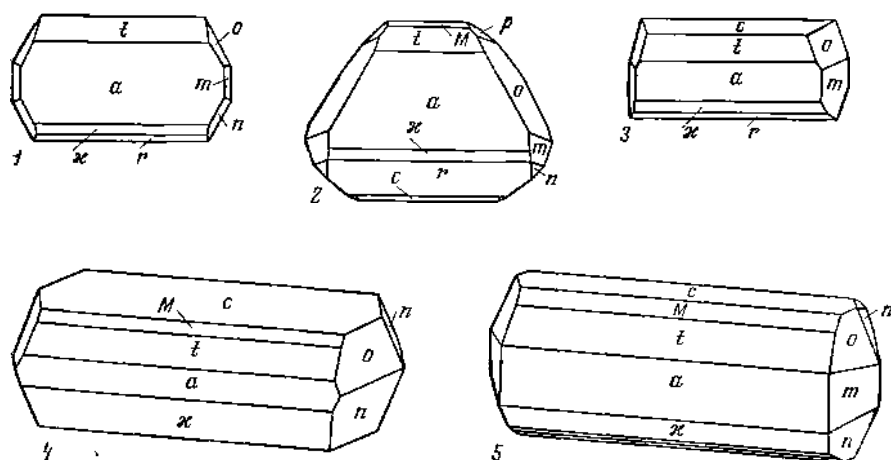
mc (110):(001)=85 43

na (111):(100)=64°35'

nc (111):(001)=60 43

oa ($\bar{1}11$):($\bar{1}00$)=73 17

oc ($\bar{1}11$):(001)=67 41

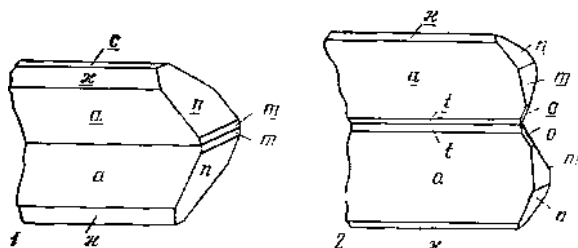


Фиг. 317. Кристаллы чевкинита

1 и 2 — Ильменские горы (1 — по Лабунцову, 2 — по Болдыреву); 3 — Китай (по Пэн Чжи-чжуну)
4 и 5 — Дальний Восток (по Яковлевской)

На кристаллах из Вишневых гор наблюдалась также грань φ ($\bar{4}36$) (измерения прикладным гониометром) [15]. Наиболее обычные грани c (001), a (100), t (201), \bar{x} ($\bar{2}01$), o (111), n ($\bar{1}11$), также менее развитые m (110), M (101), r ($\bar{1}01$). Кристаллы (фиг. 317) большей частью удлинены вдоль оси b , в той

Фиг. 318. Двойники чевкинита
1 — Нью-Хэмпшир (по Джефу и др.);
2 — Ильменские горы (по Джефу и др. на основе данных Болдырева)



или иной степени уплощены по a (100) или по c (001), реже кристаллы толсто-таблитчатые по a (100) (фиг. 317, 2) [3] или по c (001) [6]; в Вишневых горах встречаются кристаллы изометрического облика [13, 17]. Грани обычно шероховаты, покрыты налетами и корочками продуктов изменения минерала. Распространены двойники по (001) (фиг. 318).

Физ. св. Сп. несовершенная по (001) или отсутствует. Хрупок. Изл. раковистый или неровный. Тв. 5—6. Микротвердость 760 кг/мм^2 [7]. Уд. вес 4,4—4,9. Цв. смоляно-черный, бархатно-черный, темно-бурый. Черта бурая, от буровато-черной до светло-бурой. Бл. алмазовидный, стеклянный, смоляной. Непрозрачен или слабо прозрачен; в тонких осколках просвечивает красновато-бурый цвет. В катодных лучах сибирский чевкинит не светится [18]. Притягивается электромагнитом. Радиоактивен в различной степени, используется для определений абсолютного возраста [4, 19—26].

Инфракрасные спектры [11, 27, 28] кристаллического чевкинита характеризуются полосами поглощения (в см^{-1}) при 470—475, 515, 620 (не всегда), 850, 905—910, 1035—1040, 1120, 1460—1470, 1660—1680 [28].

Микр. В шлифах в прох. свете мало прозрачен, темно-красовато-бурый, обычно неоднородно окрашен. Двупреломляет или изотропен (метамиктный), часто изотропны отдельные участки, иногда зонален. Плеохроизм сильный: по N_g и N_m — темно-красовато-бурый до почти черного и непрозрачного, по N_p — буро-красный, желто-бурый до светло-бурого; $N_g > N_m \gg N_p$. Двуосный (—); $N_g = b$ (|| удлинению), $aNm = 11-26^\circ$ [3];

n_g	n_m	n_p	$2V$	Местонахождение
—	1,99	—	—	Аризона [29]
2,05	—	1,97	От малого до большого	Нью-Гэмпшир [4]
>2,00	>2,00	1,97--2,01	—	Техас [26]
2,02	—	1,979	80°	Северо-Восток СССР [30]
—	—	1,965	—	Дальний Восток [7]
1,925	1,920	1,902	—	Урал [28]

$n_g - n_p = 0,020-0,030$. Минерал из Аризоны обнаруживает заметную дисперсию, $r > v$ [29]. Метамиктный чевкинит имеет $n = 1,93-2,00$ [4, 12, 13, 18, 31].

Несколько иные оптические данные приведены Зуевым и др. [5] для чевкинита из Сибири: по N_p — желтовато-зеленый, по N_g — почти черный; $n_g = 1,90$, $n_m = 1,88$, $n_p = 1,87$; $+2V$ около 70° .

Хим. Состав сложный, при относительно небольших колебаниях содержания SiO_2 (15—20%) количество других главных компонентов колеблется (по данным разных анализов): TiO_2 — 14—20, FeO — 7—12, Fe_2O_3 — обычно до 5 (отличается анализ чевкинита из Аризоны с SiO_2 — 12,04, Fe_2O_3 — 9,56% [29]). Относительное содержание TR, Ca, Th варьирует; содержание TR_2O_3 составляет 39—45%, ThO_2 — 0,6—3,5, CaO — 0,4—4% и лишь в чевкините из Приазовья [22] определено 11,30% CaO , что, возможно, связано с загрязнением анализируемого материала, так как только в этом анализе отмечается 3,20% F. В чевкините из Нельсона (шт. Виргиния, США) содержится 2,15% BeO (Прайс, 1888; по Хинце).

Герман в 1866 г. установил в ильменском чевкините 20,91% ThO_2 ; позднее это не подтверждено, поэтому название торчевкинит — thorchevkinite [32], предложенное для этой разновидности, не является оправданным.

Количество Nb обычно незначительно, и только в одном из анализов чевкинита из Ильменских гор (из копи 378) установлено [13] 7,40% Nb_2O_5 (нибочевкинит — nibochevkinite по Семнову [32]). В небольшом количестве часто обнаруживается вода, по-видимому, адсорбированная; в чевкините из Якутии методом инфракрасной спектроскопии установлены гидроксильные группы [27]. Акцессорный чевкинит из гранитов Томмотского массива содержит в среднем $296 \cdot 10^{-4}$ % Sn [33]. В чевкините из Ильменских гор, содержащем 0,62% ThO_2 , установлен He — $0,109 \text{ см}^3/g$ [19].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	Сл.	} 0,42	—	0,35	} —	0,07	—	—	—
K_2O	»		—	0,15			—	—	—
MgO	0,24	0,07	0,50	1,09	0,28	0,3	—	0,26	0,35
CaO	2,55	3,56	2,36	0,43	2,19	2,34	1,43	3,20	3,20
SrO	—	—	—	Не обн.	0,14	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
PbO	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—
MnO	0,79	1,83	0,31	2,71	0,36	0,6	1,87	0,21	0,28
FeO	9,43	7,60	11,65	6,83	11,14	6,5	7,07	8,21	11,11
Al ₂ O ₃	—	—	0,48	0,35	0,74	2,3	Не обн.	1,80	2,08
Fe ₂ O ₃	2,56	2,97	3,52	2,13	1,18	3,50	3,04	3,73	1,22
ΣY ₂ O ₃	0,25	0,73	43,87	—	1,94	45,0	0,80	43,53	0,5
ΣCe ₂ O ₃	22,25	21,60		24,31	1,90		24,98		
Ce ₂ O ₃	—	—		23,81	39,82		20,76		
CeO ₂	21,98	21,63	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	18,95	18,61	19,65	18,74	19,45	20,0	19,39	19,25	20,15
TiO ₂	19,31	18,91	13,79	16,81	16,20	17,0	19,40	17,95	17,81
ZrO ₂	—	—	0,01	0,36	—	—	—	0,55	—
ThO ₂	1,80	1,16	2,20	0,85	1,93	0,8	0,83	0,30	1,0
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	0,48	0,11	—	0,62	0,65	1,00	0,05
Ta ₂ O ₅	—	—		0,08	—				
H ₂ O ⁺	—	0,55	0,89	0,24	0,66	—	0,14	—	0,90
H ₂ O ⁻	0,32	—	0,16		0,69	—	—		
Сумма	100,43	99,64	99,87	99,35	99,62	99,10	100,36	100,12*	99,59
Уд. вес.	4,361	4,55	4,564	4,72	—	4,63	4,83	4,694	4,94

* В том числе Sr₂O₃ — 0,13.

1 и 2 — из Ильменских гор (Челябинская обл.) (1 — копь 183, анализ Гонимбесова [13]; 2 — анализ Владимира [34]); 3 — из Вишневых гор (Челябинская обл.) [17]; 4 — из пегматитовой жилы экзоконтакта Хибинского массива (Мурманская обл.), анализ Бузова [31]; 5 — из пегматитов щелочных гранитов, Северо-Запад СССР, анализ Катаева [35] (опечатка оригинала здесь исправлена); 6 — из пегматитов щелочных гранитов Сибири, анализ Макарова [5]; 7 — из альбититов Восточной Сибири, анализ Казакова [18]; 8 — из пемзы щелочной лавы, Дальний Восток, анализ Бузова [16]; 9 — из жильного фаялит-кварцевого сиснитя, Старк, Нью-Гэмпшир (США), анализ Эджингтон [4].

Хим. анализы см. также [5, 12, 14, 20, 28 (сводка анализов), 30, 32, 36—41].

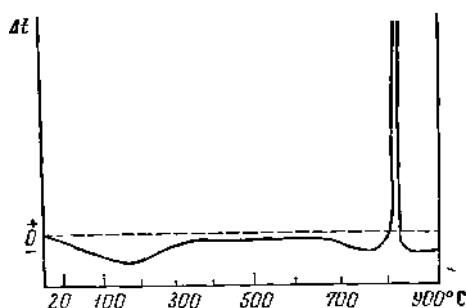
Состав группы редкоземельных элементов (в % к их сумме):

	1	2	3	4	5	6
La	28	34	20,2	14,0	30,0	27,5
Ce	50	52,4	42,6	44,66	45,4	52,1
Pr	3,9	3,0	5,5	3,9	1,6	4,25
Nd	14	9,5	21,3	20,1	8,0	13,2
Sm	1,7	0,64	4,9	3,0	3,8	1,9
Eu	—	—	—	0,29	0,3	—
Gd	1,2	0,6	3,2	2,0	1,1	0,35
Tb	—	—	—	0,1	—	—
Dy	—	0,1	2,3	0,1	2,6	0,03
Ho	—	—	—	0,1	—	—
Er	—	—	—	10,1	—	0,05
Tm	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	0,15	0,2	0,03
Lu	—	—	—	0,1	—	—
Y	—	—	—	1,3	7,0	0,59

1 — Нью-Гэмпшир, данные Джифа и др. [4] для оригинала анализа 9, пересчитанные Семеновым [42]; 2 — Вишневые горы [43]; 3 — Кейвы [42] (2 и 3 анализ Баринский); 4 — Сибирь, анализ Полякова [5]; 5 — Бурпала [44]; 6 — Кыта [6].

Диагн. исп. Метамиктный чевкинит при нагревании светится, затем вспучивается [36] и сплавляется в черное стекло [1]. Разлагается HCl при нагревании с выделением хлопьев SiO₂ [36], а также в нагретой HNO₃ [22] (на чевкинит из вулканического пепла Техаса HCl и HNO₃ действия не оказывают); горячая HF разлагает минерал, оставляя скелет SiO₂ [26]. Расплавленный KHSO₄, концентрированная и кипящая HNO₃, горячая H₂SO₄, HF (на холоду и нагретая) разъедают поверхность уральского чевкинита без образования отчетливых фигур травления, растворы KOH и Na₂CO₃ действия не оказывают [3]. Чевкинит из альбититов Восточной Сибири мгновенно травится HF, смесь HNO₃+KF выявляет структуру.

Повед. при нагр. Кривые нагревания кристаллического чевкинита характеризуются небольшим эндотермическим прогибом в пределах 100—300° (выделение воды) [28]; метамиктный чевкинит, кроме того, дает четко выраженный экзотермический пик около 800° [13, 17, 31] (фиг. 319), или



Фиг. 319. Кривая нагревания ильменского метамиктного чевкинита (по Макаренко и др.)

двойной экзотермический пик в интервалах 685—814 или 766—850° [8]. Кристаллический чевкинит плавится на воздухе при 1350°. При прокаливании ильменского и мальгашского метамиктных чевкинитов при 1000° в атмосфере азота образовался кристаллический чевкинит, при прокаливании на воздухе — кубическая SeO₂ с примесью перьеррита; прокалывание на воздухе выше 1350° приводило к образованию перьеррита [45]. Ильменский метамиктный чевкинит в запаянной бомбе при 700° и давлении 2000 бар. перешел в перьеррит [10].

Наход. По-видимому, довольно распространен, но частью принимается за ортит. Один из характерных акцессорных минералов щелочных гранитов и сиенитов и связанных с ними пегматитовых жил. Встречен также в составе молодых вулканических образований.

Акцессорный чевкинит наблюдался в СССР в щелочных гранитах Западных Кейв [14, 46] и в граносиенитах массива Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове [47], в эгириновых гранитах и сиенит-порфирах Северо-Востока [30], в сиенитах Приазовья [22] и др. Установлен в США в жиле кварцевого сиенита около Старка в Нью-Гэмпшире [4], в породах ряда других штатов США [9, 29], в районе Ориссы (Индия) [20] и др.

Содержится (обычно в небольшом количестве) в гранитных пегматитах, генетически связанных с щелочными гранитами: в СССР на Кольском полуострове — с магнетитом, титанитом, цирконом, флюоритом [12, 35], в Сибири — с иттриалитом, малаконом, пирохлором, бритоцитом и др. [5, 8] или с ортитом, цирконом, ильменитом и монацитом [5]. Совместно с титанитом, монацитом, апатитом, хлоритом установлен в пегматитах округа Мохрук в США [29].

Содержится в небольшом количестве в приконтактных частях массивов нефелиновых сиенитов. В СССР в Ильменских горах встречается в эгирин-

кварц-полевошпатовых жилах, залегающих в гранито-гнейсах на контакте с сиенитами, сопровождается титанитом, магнетитом, пирохлором, цирконом, малаконом, монацитом и др. [1, 13]; в Вишневых горах [17] распространен в районе развития фенитов — встречается в кварц-полевошпатовых жилах (с ортитом, бритолином, тёрнебомитом, церитом и бастнезитом), в арфведсонит-кварцевых и кальцитовых прожилках, в тесной ассоциации с монацитом, апатитом, ортитом обнаружен в прожилках, секущих мнаскиты. Найден в нефелин-сиенитовой жиле в экзоконтакте Хибинского массива [31] с эвдиалитом, цирконом, лопаритом и др. На Урале в полосе развития корунд-биотитовых сиенитов вблизи контакта их с гранито-гнейсами [40] обнаружен в кварц-полевошпатовой пегматитовой жиле в ассоциации с эгирином и марганцовым ильменитом.

Установлен в виде включений в стекле, фаялите, санидине и щелочном пироксене в пемзе липаритового состава на Дальнем Востоке (СССР) [7, 16]; распространен в вулканическом пепле (четвертичного возраста) риолитового состава в штатах Техас, Колорадо, Айдахо и др. (США) [9а, 26]. В ряде мест за чевкинит был принят перрьерит.

Изм. Обычно покрыт буроватыми или серыми налетами и корочками продуктов выветривания, природа которых детально не изучена. Отмечено замещение чевкинита бастнезитом [48], лейкоксеном и монацитом [49].

Искусств. Соединения состава $A_2BC(TiO_2)_2(Si_2O_2)_2$, где $A=Ce, Pr, La, Nd, Sr, Ca$; $B=Fe, Ni, Co, Mg$; $C=Fe^{3+}, Al, Ti, Ga, Ni, Co, Mg$, получены в запаянных бомбах в результате 40-часового нагревания при 700° и давлении водяных паров 2000 бар [10]. В зависимости от размера радиуса ионов взаимозамещающих элементов образуются соединения со структурой перрьерита или чевкинита; по Ито [10], зависимость эта отвечает уравнению $K=(0,52+0,74A)-X$, где A — средний радиус ионов элементов $(B+C)$, X — элементов в позиции A ; при $K>0$ образуются соединения со структурой чевкинита, при $K<0$ — перрьерита.

Отл. В отличие от сходного ортита чевкинит в осколках просвечивает красно-бурый цвет, черта бурая (ортит при просвечивании зеленый, дает пепельно-серую черту); уд. вес и показатели преломления выше, чем у ортита. Растворимость в HCl отличает чевкинит от внешне сходных эшинита, самарскита и фергусонита [13]. От перрьерита кристаллический чевкинит отличим по порошкограмме (характерны линии $2,71$ и $3,16 \text{ \AA}$); метамиктный чевкинит необходимо предварительно прокалить в инертной атмосфере при 1000° [45].

Межплоскостные расстояния испрокаленного чевкинита из Сибири * [5, 50]

Fe-излучение, Мп-фильтр, $D=57,3 \text{ мк}$

hkl	I	d(kX)	hkl	I	d	I	d	I	d
$\bar{1}11$	1	4,91	220	2	2,60	7	1,73	4	1,35
111	2	4,64	022	4	2,53	7	1,70	2	1,34
003	1	3,63		4	2,23	5	1,67	2	1,32
$\bar{3}11$	4	3,48	10	2,17	5	1,66	6	1,26	
311	10	3,16	1	2,06	5	1,63	4	1,24	
$\bar{1}13$	1	3,08	2	2,00	2	1,52	2	1,22	
401	3	2,99	9	1,96	2	1,50	6	1,20	
020	7	2,87	2	1,95	4	1,43	4	1,19	
403	10	2,71	4	1,78	2	1,38			

* Оригинал хим. анализа 6.

Л и т е р а т у р а

1. Крыжановский В. И. Изв. Российской АН, сер. 6, 1924, 18, 321.
2. Bonatti S., Gottardi G. Rend. Soc. min. Ital., 1954, 10, 208.
3. Boldireff A. K. Изв. Российской АН, сер. 6, 1924, 18, 257; Boldireff A. Bull. Soc. fr. min., 1925, 48, No 1, 120.
4. Jaffe H. W., Evans H. T., Chapman R. W. Am. Min., 1956, 41, Nos. 5—6, 474.
5. Зуев В. Н., Богородский О. В., Яковлева С. Я. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 203.
6. Пэн Чжи-чжун, Пан Чжао-лу. Scientia Sinica, 1964, 13, No 9, 1539.
7. Финько В. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 11, 90.
8. Кумская П. М., Макаровичкин Б. А., Кудрина М. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 68.
9. Mitchell R. S. Am. Min., 1966, 51, Nos. 9—10, 1394.
- 9a. Izett G. A., Wilcox R. E. Am. Min., 1968, 53, Nos. 9—10, 1558.
10. Но J. Am. Min., 1967, 52, Nos. 7—8, 1094.
11. Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 3.
12. Бельков И. В., Волкова М. И. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 140.
13. Макаровичкин Б. А., Гонибесова К. А., Макаровичкина М. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 547.
14. Бельков И. В. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 3, 139.
15. Чесноков Б. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 281.
16. Финько В. И., Яковлевская Т. А., Бурова Т. А. Новые данные, 1967.
17. Еськова Ф. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Виппсвских гор. Изд-во «Наука», 1964, 189.
18. Проценко Е. Г. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 103.
19. Лукашик А. И. ДАН СССР, 1928, сер. А, № 24, 499.
20. Chakrabarty S. C., Dutta Roy R. K., Chowdhury A. N. J. sci. industr. research, India, 1958, 17, A, No. 8, 326.
21. Миркина С. Л., Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А. Геохимия, 1962, № 8, 643.
22. Марченко Е. Я., Гончарова Ф. И. ДАН Укр.ССР, 1962, № 6, 793.
23. Ступникова Н. И., Зыков С. И., Минеев Д. А. Геохимия, 1962, вып. 7, 572.
24. Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубшина М. Н. ДАН СССР, 1963, 149, № 1, 152.
25. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 1, 23.
26. Young E. J., Powers H. A. Am. Min., 1960, 45, Nos. 7—8, 875.
27. Ахманова М. В. Геохимия, 1963, № 6, 581.
28. Александрова И. Т., Портьков А. М. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 26, 129 (сводка).
29. Kauffman A. J., Jaffe H. W. Am. Min., 1946, 31, Nos. 11—12, 582.
30. Некрасов И. Я. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 12, 103.
31. Шлюкова Э. В., Бурова Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 5, 597.
32. Семенов Е. И. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 305.
33. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Восточно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966, 115.
34. Владимировна М. Е. Тр. Радиового ин-та АН СССР, 1957, 6, 150.
35. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 107; Сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965, 266.
36. Алимарин И. П. ДАН СССР, 1935, 1, № 9, 648.
37. Кауфман Л. Э. Изв. Российской АН, 1924, 18, 315.
38. Макаровичкин Б. А. Геология и геофизика, 1960, № 12, 119.
39. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 3, 55.
40. Макаровичкин Б. А., Макаровичкина М. С. Сб. «Вопросы геологии и геоморфологии Западной Сибири». Барнаул, Алтайское книжное изд-во, 1966, 3.
41. Tachibana J., Nishimura S. Mem. Coll. sci. Univ. Kyoto, Ser. B, 1953, 20, 328; по Chem. Abstr., 1957, 51, 12761.
42. Семенов Е. И. Минералогия редких элементов. Изд-во АН СССР, 1963, 182.
43. Еськова Е. М., Ганзев А. А. Геохимия, 1964, № 12, 1267.
44. Портьков А. М., Ганзев А. А., Бурсук К. В. ДАН СССР, 1967, № 5, 1188.
45. Lima-de-Faria J. Min. Mag., 1964, 33, No. 256, 42.
46. Белолипецкий А. П., Елина Н. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 124.
47. Бергман И. А. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова», Апатиты, 1962, вып. 3, 20.

48. Марченко Е. Я., Чапка А. И., Гурова Е. П. ДАН Укр.ССР, сер. Б, 1968, вып. 1, 69.
 49. Минеев Д. А., Макарошкин Б. А., Жабин А. Г. Геохимия, 1962, № 7, 590.
 50. Ложникова О. Н. Рентгенометрический справочник-определитель минералов, содержащих редкоземельные элементы. Изд-во «Гиредмст», 1961, 181.

Орточевкинит — orthochevkinite — $\text{Ce}_4(\text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2?$
 Минерал ромбической сингонии. Соотношение с чевкинитом и перрьеритом не вполне ясно [1].

Описан впервые Лакруа [2], название дано Бонатти [3] для отличия от обычного — моноклинного чевкинита.

Сплошные скопления весом в несколько килограммов, несовершенные кристаллы (до 10 см) [4—6].

Частично или полностью метамиктен. Непрокаленный дает на порошковой пробе слабые широкие линии, отличающиеся по положению от линий чевкинита и перрьерита [3]. Предположительно [7] a_0 около 13,6, $b_0=5,8$, c_0 около 22,0 Å. Данные гониометрического и рентгеновского изучения сопоставить не удается.

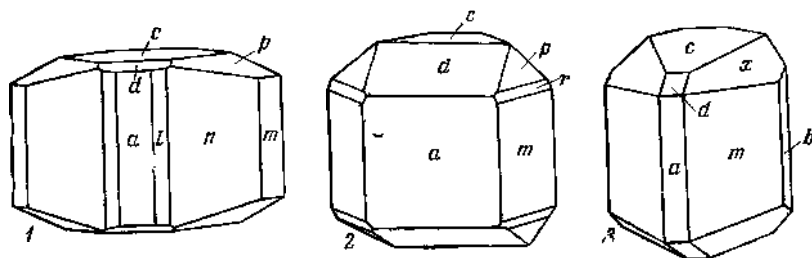
Ромб. с. $a:b:c=0,9238:1:0,4900$ (Унгемах, приближенные данные) [5].

Обычные формы [5]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>m</i> 110	47 16*	90 00	0 00	42 34	90 00	47 16
<i>n</i> 210	65 12	90 00	0 00	24 48	90 00	65 12
<i>d</i> 101	90 00	27 57	90 00	62 03	27 57	90 00
<i>p</i> 111	47 16	35 50*	63 54	64 32	27 57	66 36
<i>r</i> 221	47 16	55 18	45 34	52 51	46 41	56 05

* Наиболее достоверные углы [5].

Более редкие и менее достоверные формы: *h* (750), *k* (320), *l* (520), *j* (720), *x* (343). На кристаллах (фиг. 320) доминирует зона, принятая Лакруа и Унгемахом за зону вертикальных призм. Часто кристаллы развиты неравномерно и гемиморфны. По аналогии с кристаллами собственно



Фиг. 320. Кристаллы орточевкинита, Мальгаская республика
 1 — по Унгемаху; 2 и 3 — по Лакруа

чевкинита, перрьерита и позита наиболее развитую зону правильнее считать зоной призм, параллельных оси *b* (углы φ_2 и ρ_2); с учетом неточности как гониометрических, так и рентгенометрических данных, не представляется возможным дать достоверную новую установку кристаллам: ось *c* Унгемаха должна быть принята за ось *b*; правильная ориентировка двух других осей неясна.

Физические свойства, состав, растворимость, характер изменения идентичны с таковыми чевкинита. Анализы минерала из месторождения Итронг № 1 и Итрондрика — № 2 (анал. Пизани) [6]:

	1	2		1	2
MgO	0,60	1,10	SiO ₂	18,60	22,80
CaO	3,30	7,20	TiO ₂	19,30	16,10
FeO	8,20	4,40	ThO ₂	0,83	0,57
Al ₂ O ₃	3,35	7,00			
Fe ₂ O ₃	1,91	2,08	Сумма	100,59	99,89
Ce ₂ O ₃	22,67	33,13			
ΣCe ₂ O ₃	21,83	5,51	Уд. в.	4,49	—

Метамиктный рентгеноаморфный орточевкинит после прокаливании при 700 и 1000° в атмосфере азота, по данным Лима-де-Фариа [8], приобрел структуру чевкинита; нагревание при 1000° на воздухе вызвало образование кубической фазы (CeO₂) с примесью перрьерита; в продукте прокаливании на воздухе при 1300° перрьерит преобладал над кубической фазой. По Бонатти [3], после прокаливании (температура не указана) дает на порошкограмме слабые линии исходного минерала и линии Ce₂O₃ (в приведенных Бонатти данных порошкограммы прокаленного орточевкинита имеются линии перрьерита). По Бизэ [9], порошкограммы прокаленных чевкинита и орточевкинита различны.

Встречен только в Мальгашской республике в пегматитах щелочных сиенитов района Ифазина — Иторендрика с эгирином, щелочным амфиболом и бастнезитом и в гранитных пегматитах Бетрока и Итронгэ [6].

Межплоскостные расстояния; непрокаленного орточевкинита с Мадагаскара [3]

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	4,15	40	3,54	70	2,699	70	1,692
70	3,78	70	2,875	40	2,527	40	1,488

Л и т е р а т у р а

1. Bonatti S., Gottardi G. Period. min., Roma, 1966, 35, No. 1, 87.
2. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1912, 25, 108; C. R., Paris, 1912, 155, 441.
3. Bonatti S. Am. Min., 1959, 44, Nos. 1—2, 115.
4. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1915, 38, 106.
5. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1916, 39, 5.
6. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, Paris, 1922, 1, 585; 1923, 3, 313.
7. Пан Чжи-чжун, Пан Чжоа-лу. Scientia Sinica, 1964, 13, No. 9, 1539.
8. Lima-de-Faria J. Min. Mag., 1962, 33, No. 256, 42.
9. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 66.

СТРУКТУРА ТИПА КУСПИДИНА

ГРУППА КУСПИДИНА

	Сингония	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	β	Уд. в.
Вёлерит	Монокл.	10,80	10,26	7,26	108°57'	3,4
Ca ₂ Na (Zr, Nb) [Si ₂ O ₇] (O, F) ₂						
Ловенит	»	10,54	9,90	7,14	108 12	3,4
NaCa (Mn, Fe) (Zr, Ti) [Si ₂ O ₇] OF						
Ниокалит	»	10,83	10,42	7,38	109 40	3,3
Ca _{3,5} Nb _{0,5} [Si ₂ O ₇] (O, OH, F) ₂ ?						
Куспидин	»	10,85	10,43	7,55	110 04	2,9
Ca ₄ [Si ₂ O ₇] (F, OH) ₂						
[Русгумит] Ca ₄ [Si ₂ O ₇] (OH) ₂	»	15,51	18,55	7,62	104 20	2,9
Тиллеит Ca ₅ [Si ₂ O ₇] (CO ₃) ₂	»	15,02	10,27	7,63	105 50	2,8

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
[Гарстигит]	Ромб.	13,90	13,62	9,68	—	3,28
$MnCa_6Be_4O(OH)_2[Si_2O_7]_2$						
[Гротин] — силикат Al и Ca	»	—	—	—	—	3,1
[Дженнит]	Трикл.	10,56	7,25	10,81	97 40*	2,3
$Na_2Ca_6(SiO_3)_2[Si_2O_7](OH)_6 \cdot 8H_2O$						
Гиортдалит	»	10,93	10,33	7,33	108 50**	3,2
$Na_2Ca_2Zr[Si_2O_7]O(F, OH)$						

* $\alpha=99^\circ42'$, $\psi=110^\circ04'$.** $\alpha=90^\circ29'$, $\psi=90^\circ08'$.

Структура куспидина [1] характеризуется наличием устойчивого радикала — тиллентовой ленты, представляющей бесконечные по оси c колонки поставленных на ребро CaO_6 -октаэдров, которые связаны радикалами $[Si_2O_7]$ и одиночными O и (F, OH). В структуре вёлерита [2], ловенита [3] и ниокалита [4] (F, OH) частично заменяются O, который в этих положениях не связан с кремнием; значительная часть Ca в вёлерите и ловените замещается Na, меньшая — Zr (Ti, Mn), в ниокалите — Nb. В тиллентовых лентах содержатся двойные звенья цепочек CaO_6 -октаэдров (четыре октаэдра в звене) [4—8] (см. фиг. 324, 325, раздел «Ловенит» и фиг. 327, раздел «Куспидин»). В структуре тиллента [9] в отличие от структуры куспидина между тиллентовыми лентами, кроме групп Si_2O_7 , располагаются дополнительные CaO_6 -октаэдры и группы CO_3 [7, 10].

Структуры других минералов, отнесенных в данную группу, не расшифрованы; по параметрам элементарных ячеек дженнит и гиортдалит очень близки к вёлериту, ловениту и куспидину; рустумит по параметрам ячейки близок к тилленту.

Гарстигит и гротин отнесены в данную группу условно.

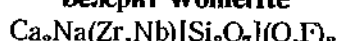
Тиллент — характерный минерал метаморфических пород, так же как и редкий рустумит, он ассоциируется со спёрритом, мервинитом, волластонитом и др. Куспидин и ниокалит встречаются в контактово-метасоматических образованиях, вёлерит и ловенит — типичные минералы щелочных пород, главным образом нефелиновых сиенитов, в которых наблюдается и редкий гиортдалит; ловенит и гиортдалит встречены также в санидинитах.

К ловениту, вёлериту и гиортдалиту, по-видимому, близки недостаточно охарактеризованные гианнетит, пеннаит и гайнит.

Л и т е р а т у р а

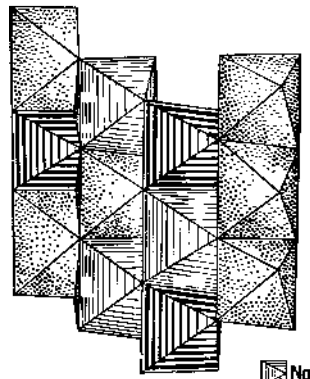
1. Смирнова Р. Ф., Руминова И. М., Белов Н. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 2, 159.
2. Шиблева Р. П., Белов Н. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 4, 897.
3. Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1960, 130, № 6, 1333.
4. Ли Дэ-Юй, Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 566.
5. Мамедов Х. С., Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1959, № 2, 379.
6. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 23.
7. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5.
8. Бакакин В. В., Белов Н. В. Геохимия, 1964, № 2, 93.
9. Smith J. V. Acta cryst., 1953, 6, 9.
10. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 14.

Вёлерит Wöhlerite

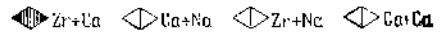
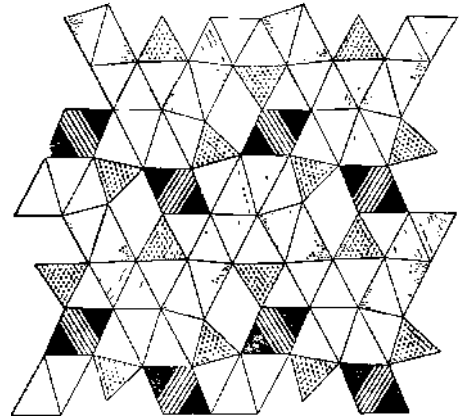


Назван по имени норвежского профессора Вёлера (Шеерер, 1843).

Характ. выдел. Зернистые выделения, кристаллы (0,05—7 см).



Фиг. 321. Распределение катионов в колонках октаэдров в структуре вёлерита (по Шибэевой и Белову)



Фиг. 322. Структура вёлерита в проекции вдоль оси *c* (по Шибэевой и Белову)

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$ [1]; $a_0=10,80$, $b_0=10,26$, $c_0=7,26$ Å; $\beta=108^\circ 57'$; $a_0:b_0:c_0=1,053:1:0,708$ (для вёлерита из Норвегии) [1]. Близкие данные получены Госнером и Краусом [2]; $Z=4$ [2].

Для структуры вёлерита характерны бесконечные вдоль оси *c* колонки катионных октаэдров (фиг. 321 и 322). Каждые четыре колонки сцеплены группами из связанных SiO_4 -тетраэдров. В отличие от кустидина и ловенита [1] характер заселения октаэдров катионами нецентросимметричный.

Диэдрич. осевой кл. $C_2 - 2(L_2)$; $a:b:c=1,0544:1:0,7090$; $\beta=109^\circ 06'$ (Гольдшмидт; среднее из данных измерений Деклаузо и Мортон).
 Формы [3, 4]:

	φ	ρ		φ	ρ	
<i>c</i>	001	90°00'	19°06'	<i>k</i>	$\bar{1}01$ —90°00'	20°04'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>δ</i>	201 —90 00	47 07
<i>a</i>	100	90 00	90 00	<i>i</i>	121 36 43	60 31
<i>h</i>	130	18 30	90 00	<i>p</i>	111 56 10	51 51
<i>g</i>	120	26 39	90 00	<i>u</i>	311 74 03	68 49
<i>m</i>	110	45 06	90 00	<i>ω</i>	$\bar{1}61$ — 4 54	76 49
<i>n</i>	210	63 31	90 00	<i>φ</i>	$\bar{1}21$ —14 27	55 40
<i>l</i>	720	74 06	90 00	<i>s</i>	$\bar{1}11$ —27 15	38 34
<i>x</i>	012	44 19	26 21	<i>j</i>	$\bar{2}21$ —37 13	60 41
<i>o</i>	011	26 02	38 16	<i>ξ</i>	$\bar{2}12$ —45 51	26 59
<i>f</i>	021	13 43	55 35	<i>π</i>	211 —56 38	52 12
<i>d</i>	101	90 00	46 36			

ca (001):(100)=70°54'

da (101):(100)=43 24

kc (101):(001)=39 10

ka (101):(100)=69 56

oc (011):(001)=33°49'

ob (011):(010)=56 11

oa (011):(100)=74 14

pa (111):(100)=49 47

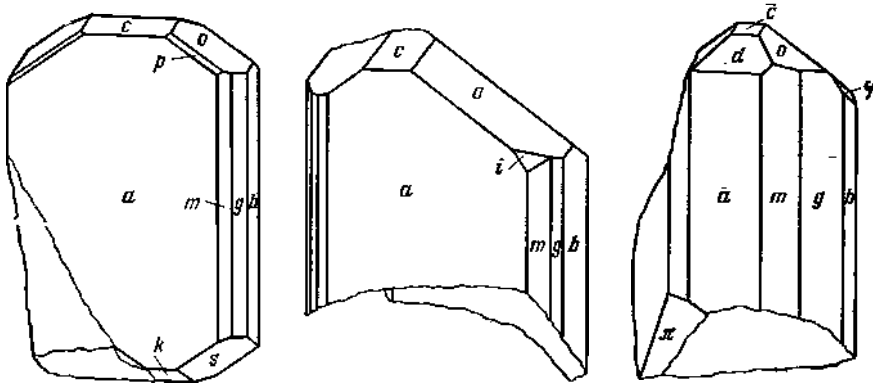
sa ($\bar{1}11$):($\bar{1}00$)=73°25'

πa ($\bar{2}11$):($\bar{1}00$)=48 40

pd (111):(101)=25 46

sk ($\bar{1}11$):($\bar{1}01$)=33 40

Кристаллы призматические, несколько удлиненные по оси *c*, таблитчатые по (100) (фиг. 323). Двойники преимущественно по (100), часто полисинтетические.



Фиг. 323. Кристаллы вёлерита, Лангсундфиорд
(по Брёггеру)

Физ. св. Сп. по (010) ясная, по (100) и (110) едва заметная [3]. Изл. раковистый до занозистого. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. вес 3,41—3,44 у норвежского [3], 3,31—3,32 у вёлерита с Енисейского края [5]. Цв. светло-желтый, винно- и медово-желтый, буроватый и сероватый. Черта желто-вато-белая. Бл. стеклянистый до матового. Прозрачен до просвечивающего.

Микр. Плеохроизм отчетливый: по Ng — темный винно-желтый, по Nm и Np — светло-желтый до бесцветного. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (010), почти параллельна (101); $Ng=b$, $cNp=43$ — 49° в остром углу β [3].

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение
1,726	1,716	1,700	0,026	71—79°	Лангсундфиорд (по Ларсену)
1,724	—	1,700	0,024	72°	р. Бий-Хем [6]
1,725	1,712	—	—	75°	Средне-Татарский массив [5]

Дисперсия слабая, $r < v$; $2V=78^\circ 18'$ (Li), $78^\circ 37'$ (Na) и $78^\circ 49'$ (Ti) [3].

Хим. Состав более постоянный, чем у ловенита; Zr изоморфно замещается Nb, Ti и Hf; содержание TiO_2 большей частью не превышает 2%, вёлерит из Енисейского края содержит до 10,49% TiO_2 [5]. В норвежском вёлерите определено 0,7% HfO_2 при 17,55 ZrO_2 [7], 0,5% HfO_2 при 15,61 ZrO_2 [8].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	7,63	7,50	7,99	8,30	TiO_2	—	0,42	2,07	0,72
K_2O	—	—	0,78	1,08	ZrO_2	22,72	16,11	16,35	13,91
MgO	0,71	0,12	Сл.	0,46	Nb_2O_5	11,58	12,85	8,35	10,33
CaO	24,98	26,95	24,97	20,00	Ta_2O_5	—	—	0,73	—
SrO	—	—	0,07	—	H_2O	0,33	0,74	0,67	0,09
PbO	—	—	0,06	—	F	—	2,98	1,99	1,60
MnO	1,52	1,00	1,66	1,80	П. п.	—	—	—	1,61
FeO	1,28	1,26	—	—	Сумма	99,91	101,19	100,81	99,41
Al_2O_3	—	—	1,41	2,47	—C—F ₂	—	1,24	0,84	0,67
Fe_2O_3	—	0,48	0,67	1,11			99,95	99,97	98,74
Ce_2O_3	—	0,66	1,12	—	Уд. в.	—	3,442	3,316	3,2
SiO_2	29,16	30,12	31,92	35,93					

1 — Лангсундфиорд, апал. Герман [8]; 2 — Лангсундфиорд, апал. Клеве [3]; 3 — Средне-Татарский массив, Енисейский край, апал. Бузова [5]; 4 — Бий-Хемский массив, апал. Казакова (материал содержал примесь альбита) [6].

Диагн. исп. [3]. В конц. HCl растворяется при нагревании. П. п. тр. сплавляется с трудом в желтоватое стекло.

Находж. Редок, встречается лишь в щелочных породах и их пегматитах. Как акцессорный минерал установлен в СССР в нефелиновых сиенитах Средне-Татарского массива в Енисейском кряже [5]. В альбитизированных эвдиалит-микроклиновых фенитах и в пегматоидных нефелиновых сиенитах Ловозерского массива наблюдается в виде мелких зерен совместно с апатитом и флюоритом; образовался по эвдиалиту [10]. Предположительно вёлеритом является минерал, слагающий в фенитах Ковдорского массива на Кольском п-ове псевдоморфозы по титаниту и оторочки на его выделениях [11]. Акцессорный вёлерит встречен в нефелиновых сиенитах Рэд Хила в шт. Нью-Гэмпшир (США) [12], в нефелиновых фонолитах Верхней Луары (Франция) [13], в щелочных породах Западной Австралии (Тасмания, Виктория, Новый Южный Уэльс) [14].

В Бий-Хемском (Верхний Саян) щелочном массиве вёлерит в тесной ассоциации с эвдиалитом обнаружен в мелкозернистых аплитовидных участках пегматитов на контакте с вмещающими породами [6]. Распространен в пегматитах нефелиновых сиенитов Лангезундфюрда (Норвегия), особенно на о-ве Скудесунд, где ассоциируется с лепидомеланом, розенбушитом, мозандритом, флюоритом [3]. Встречен в пегматитах на о-вах Лос (Гвинея) [15].

Имеются неподтвержденные указания о находжении вёлерита в нефелиновых сиенитах Хибинского щелочного массива [16] и в массиве Дитрэу (Румыния) [17].

Отл. От ловенита и других титано- и цирконосиликатов отличается по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния вёлерита из Норвегии *

СоK_α-излучение, D=114,6 мк

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
110	30	7,26	102	70	2,998	40	2,014
001; $\bar{1}01$	20	6,92	$\bar{3}02$	50	2,965	10	1,969
011; $\bar{1}11$	10	5,75	131	100	2,839	10	1,945
200; 020	20	5,15	$\bar{4}11$	10	2,625	10	1,932
101; $\bar{2}01$	30	5,02	040; 400	20	2,570	10	1,903
210; 120	30	4,60	140	30	2,494	10	1,879
111; $\bar{2}11$	30	4,50	330	30	2,422	10	1,852
021; $\bar{1}21$	30	4,11		10	2,358	30	1,826
201; 121	30	3,58		10	2,297	30	1,795
022; $\bar{1}12$	10	3,45		20	2,259	30	1,779
211; $\bar{3}11$	10	3,38		20	2,232	30	1,750
$\bar{2}12$; 310	60	3,25		10	2,103	40	1,689
031; $\bar{1}31$	30	3,07		10	2,050	10	1,652

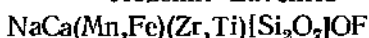
*ASTM, 10-462, $a_0=10,87, b_0=10,27, c_0=7,32\text{Å}$; $\beta=109^\circ 05'$.

Л и т е р а т у р а

1. Шибасва Р. П., Белов Н. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 4, 897; Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5.
2. Gossner B., Kraus O. Zs. Krist., 1933, 86, 308; Zbl. Min., 1934, A, 72; Kraus O. Norsk geol. tidsskr., 1939 (40), 19, N. 4, 311.
3. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 351 (сводка всех предшествующих работ по вёлериту, кристаллография, описание норвежского вёлерита).
4. Костылева Е. Е. Минералогия Союза, сер. А. Изд-во АН СССР, 1936, вып. 6, 65 (литературная сводка).
5. Свешникова Е. В., Бурова Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 22.
6. Тихоненков И. П., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 83.

7. Костылева Е. Е. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39, 41.
8. Боровский И. Б., Блюкин М. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 1, 185.
9. Hertmann R. Bull. Soc. natur. Moscou, 1865, 38, N 2, 467; J. prakt. Chem., 1865, 95, 125.
10. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 19.
11. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова И. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 423.
12. Pirsson L. W., Washington H. S. Am. J. Sci., 1907, 23, No. 136, 257.
13. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1893—95, 1, 627.
14. Jensen H. I. Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1908, 33, No. 131, 589.
15. Lacroix A. C. R., Paris., 1906, 142, 682; Nouv. Arch. Muséum d'histoire naturelle, 1911, ser. 5, 3, 1; C. R., Paris, 1924, 178, No 14, 1109.
16. Черник Г. П. Тр. Сев. н.-промышл. экспед., 1923, № 8, вып. 16, 44; Докл. Российской АН, 1923, 37; Горный журн., 1927, № 12, 751.
17. Streckeisen A. Schweiz. min., petr. Mitt., 1952, 32, H. 2, 259.

Ловенит Lavenite



Назван по о-ву Ловен в Норвегии — месту первой находки (Брёггер, 1875).

Синон. Лаавенит — laavenite (Хей, 1955), лавенит.

Разнов. Титаноловенит, ромбический ловенит.

Характ. выдел. Зерна, игольчатые выделения, лучистые агрегаты, кристаллы (до 1—2 см) [1, 2].

Структ. и морф. крист. Монокл. с C_{2h}^5 — $P2_1/a$ [3]. Отмечен также ромбический ловенит [4].

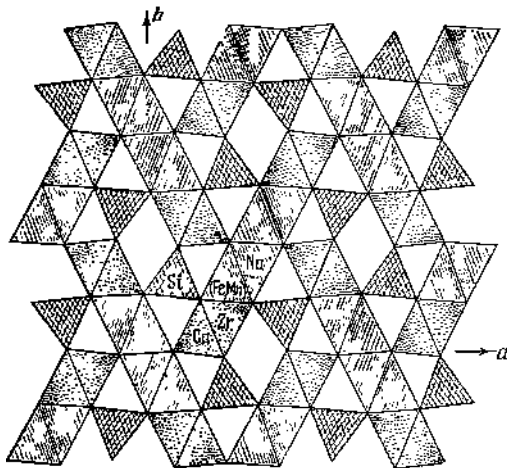
a_0	b_0	c_0	β	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение
10,54	9,90	7,14	108°12'	1,065:1:0,721	Ловозеро * [3]
10,95	10,01	7,19	110 18	1,094:1:0,718	Лангезундфиорд [5]
10,92	9,99	7,38	110 45	1,093:1:0,739	Дугдинский массив [6]
21,01	10,05	7,23	90	2,090:1:0,719	Бурпала ** [4]

* Титаноловенит. ** Ромбический ловенит.

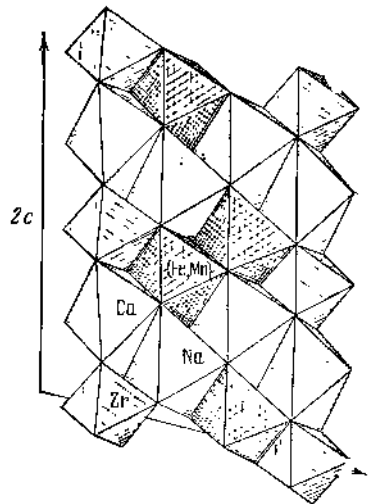
Расшифрована структура титаноловенита [3, 7]: четверные бесконечные ленты из катионных октаэдров связаны радикалами $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, одиночными О и (F, OH) (фиг. 324 и 325). Диортогруппы между лентами сдвинуты по оси c , сцепляются с вертикальными ребрами трех октаэдров. В каждой из четырех колонок ленты октаэдры сочленяются общими (горизонтальными) ребрами. В наружных колонках ленты чередуются Zr- и CaO_6 -октаэдры, во внутренних — (Fe, Mn)- и NaO_6 -октаэдры; (Fe, Mn) O_6 -октаэдры соседних колонок соединяются в пары общим ребром. Вдоль каждой колонки крупные октаэдры чередуются со средними; соответствующий двум октаэдрам период повторяемости составляет 7,14 Å. Положения атомов Ti однозначно не определены.

Расстояния Si — O в диортогруппе 1,55—1,67 Å; в ZrO_6 -октаэдрах пять расстояний Zr — O = 1,99—2,05 Å, шестое 2,19 Å; в (Fe, Mn) O_6 -октаэдрах расстояния: Fe — O и Mn — O равны 2,07—2,31 Å; все 12 расстояний катион — анион в Na- и CaO_6 -октаэдрах равны 2,10—2,62 Å [3, 7].

Призм. кл. C_{2h}^5 — $2/m$ (L_2PC). $a:b:c=1,0963:1:0,7151$; $\beta=110^\circ18'$ (Брёггер) [1, 8].



Фиг. 324. Структура ловенита
(по Симонову и Белову)



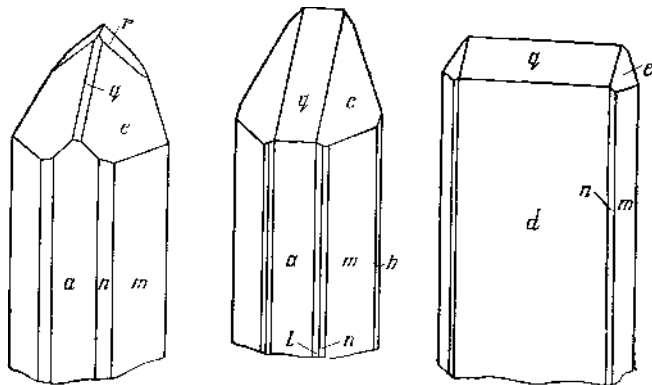
Фиг. 325. Заселение октаэдров ленты
в структуре ловенита различными
катионами
(по Симонову и Белову)

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
b 010	0°00'	90°00'	l 310	71°05'	90°00'
a 100	90 00	90 00	r 011	27 21	38 50
m 110	44 12	90 00	q 101	90 00	46 49
n 210	62 47	90 00	e 111	56 08	52 04

$mm(110):(1\bar{1}0)=91^{\circ}36'$	$ra(011):(100)=73^{\circ}16'$	$rr(011):(0\bar{1}1)=67^{\circ}42'$
$nn(210):(2\bar{1}0)=54\ 25$	$rm(011):(110)=53\ 06$	$ee(111):(1\bar{1}1)=52\ 09$
$qa(101):(100)=43\ 11$	$qm(101):(110)=59\ 27$	
$ea(111):(100)=49\ 05$	$em(111):(110)=39\ 29$	

Кристаллы призматического облика, удлинены вдоль оси c , иногда таблитчатые по (100) (фиг. 326). Двойники по $a(100)$ [11], иногда полисинтетические, дв. ось — ось c или перпендикулярна к (100) [61].



Фиг. 326. Кристаллы ловенита, Лангсундфиорд
(по Брёггеру)

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость 764—824 кг/мм² [9]. Уд. вес 3,4—3,5 (см. при хим. анализах), у ромбического 3,25. Цв. светло-желтый, медово-желтый, темно-желтый, бурый, темно-коричневый, буровато-красный. Бл. стеклянный. Прозрачен до полупрозрачного.

Микр. В шлифах в прох. свете красно-желтый до почти бесцветного; ромбический бесцветен. Плеохроизм интенсивный у теплых разностей, слабый — у светлых: по *Ng* — золотисто- или буровато-желтый до оранжевого, по *Nm* — бесцветный до зеленовато-желтого, по *Np* — бесцветный до светлого лимонно-желтого. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010), *cNp* около 20° в остром угле β [11].

Для «псевдоловенита» — pseudolavenite с о-ва Тамара (о-ва Лос) Лакруа (Nouv. Arch. Muséum, 1911, ser. 5, 3, 59) определял *cNp* ≈ 15°.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	2V	М-ние	№ хим. анализа
—	1,750	—	0,030	80°	Лангезундфиорд [1]	1
1,760	—	1,713	0,047	80	Лангезундфиорд [2]	—
1,762	—	1,724	0,038	—	Хибины [9a]	—
1,730	—	1,698	0,032	70	Средне-Татарский массив [10]	2
1,726	—	1,710	0,016			
1,759	—	1,713	0,046	80	Ловозерские тундры [2]	3
1,755	—	1,720	0,035	78	Ковдорский массив [11]	5
1,760	1,746	1,720	0,040	73—74	Ловозерские тундры [12]	6
1,807	—	1,741	0,066	80	Средне-Татарский массив [10]	7
1,656	1,652	1,645	0,011	86	Массив Бурпала [4]	9

Дисперсия слабая, $r < v$. Для зонального ловенита из Дугдинского массива характерны существенные колебания 2V (от 34 до 69°) и двупреломления [6]. Ромбический ловенит из Бурпалы отличается более низкими показателями преломления и двупреломления.

Хим. Состав непостоянный. Zr изоморфно замещается Ti и Hf; намечается прямая зависимость между содержанием Ti и Mn [2, 6]. Содержание TiO₂ в титаноловените достигает 15,78% (анализ 7). Содержание HfO₂ составляет 0,28% при 15,6% ZrO₂ [13], 0,30% при 13,5% ZrO₂ [2]. В ромбическом ловените установлено 0,52% HfO₂ [4]. Ловенит из Дугдинского массива содержит более 2,5% TR₂O₃ (анализ 8); состав группы редкоземельных элементов: La_{0,7} Ce_{1,4} Eu_{0,3} Gd_{0,3} Er_{0,3} Ti_{0,3} Yb_{3,3} Y_{92,8} [6]. Ромбический ловенит характеризуется низким содержанием Fe, Mn, Ti, Nb (анализ 9) [4].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	11,23	10,76	9,74	9,26	12,60	10,70	9,48	10,14	11,00
K ₂ O	—	0,23	0,11	—	Сл.	Сл.	0,30	0,10	0,09
MgO	—	0,53	—	0,58	—	—	0,42	0,17	Не обн.
CaO	6,93	9,84	13,61	12,14	11,36	10,92	14,30	15,19	14,80
SrO	—	0,92	—	—	—	—	0,14	—	—
MnO	7,30	7,93	6,00	6,28	5,62	10,34	12,31	3,40	1,52
FeO	3,02	—	3,73	1,63	—	4,89	—	0,45	0,36

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al ₂ O ₃	—	0,40	—	—	0,60	—	0,36	0,75	1,09
Fe ₂ O ₃	0,78	3,15	2,29	3,93	4,98	0,12	3,31	0,93	0,92
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	2,69	1,20
SiO ₂	29,17	34,09	30,94	32,03	28,80	30,92	33,40	30,36	32,02
TiO ₂	2,00	3,05	5,28	6,15	8,30	11,30	15,78	1,06	1,88
ZrO ₂	28,90	24,69	23,20	23,04	23,00	16,72	3,21	28,45	29,00
Nb ₂ O ₅	4,13	1,87	2,97	1,04	2,66	3,01	4,05	2,92	0,68
Ta ₂ O ₅	—	0,18	—	—	—	—	0,24	0,13	
H ₂ O	0,65	0,63	0,96	0,92	—	—	0,30	0,12	1,44
F	3,82	3,48	2,41	5,17	4,00	1,55	4,05	4,26	6,00
H. o.	3,08	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,01	101,75	101,24	102,17	101,92	100,47	101,65	101,12	102,00
—O=F ₂	1,60	1,46	1,00	2,17	1,68	0,65	1,70	1,78	2,52
	99,41	100,29	100,24	100,00	100,24	99,82	99,95	99,34	99,48
Уд. всс.	3,547	3,445	3,41	—	3,43	3,556	3,442	3,41	3,25

1 — Лангезундфjord, анал. Клеве [1]; 2 — Средне-Татарский массив, анал. Бурова [10]; 3—7 — титаноловеныты (3 — р. Муруай, Ловозерские тундры, анал. Казакова [2]; 4 — массив Бурпала, анал. Столярова; пересчет на 100% после вычета 8% альбита [4]; 5 — Ковдорский массив, анал. Быкова [11]; 6 — р. Коклухтиуай, Ловозерские тундры, анал. Бурова и Исаков [12]; 7 — Средне-Татарский массив, анал. Бурова [10]; 8 — Дугдинский массив, анал. Дорофеева [6]; 9 — ромбический ловенит, массив Бурпала, анал. Синюгина; содержит примесь (4,13%) альбита и нефелина [4].

Хим. апализ хибинского ловенита, содержащего 3,47 % TR₂O₃, см. [9a].

Наход. Редкий минерал щелочных пород и их пегматитов.

Ловенит как акцессорный минерал в СССР известен в нефелиновых сиенитах Средне-Татарского (Енисейский край) [14] и Хибинского массивов [9a, 15], в фенитах контакта Ловозерского массива [16], в щелочных и нефелиновых сиенитах массива Соустова на Кольском полуострове (единичные зерна) [17]. За рубежом — в нефелиновых сиенитах массива Норра Кэрт (Швеция) [18], Пузак и Верхняя Луара (Франция) [19], Корте Гранде (мыс Монлик, Португалия) [20], в Рио-де-Жанейро [21] и Минас Жераисе (Бразилия) [22], Бу Аграо (Марокко) [23], на островах Лос (Гвинея) [24], на Мадагаскаре [25], на г. Дэвис в шт. Техас (США) [26], в щелочных породах Западной Австралии [27], в санидинитах о-ва Мигуэл (Азорские о-ва) [28]. Имеются неподтвержденные указания на находжение ловенита в нефелиновых сиенитах массива Дитрэу (Румыния) [29].

В пегматитах нефелиновых сиенитов ловенит наблюдался в Дугдинском массиве (Восточная Тува) [6], на островах Рума и Нози Комба (Гвинея) [24] и на островах Лангезундфjord (Норвегия) [1]; на о-ве Ловен с мозандритом, эвколитом, капшеленитом, тритомитом, на о-ве Арё с капшеленитом и натро-катапелитом. Титаноловенит установлен в Ловозерских тундрах: в аплитовых прожилках, в роговообманковом сиените в качестве акцессорного минерала [12], в пойкилитовых сиенитах и их пегматитах, в сиенитах [2], в зоне контакта нефелинового сиенита и девонского ксенолита с розенбушитом, апатитом, флюоритом [30].

Титаноловенит известен также в массивах: Бурпала, Северное Прибайкалье [4], в Средне-Татарском, Енисейский край [10] и в Ковдорском, Кольский п-ов [11].

В Ковдорском массиве на Кольском п-ове ловенит обнаружен в карбонизированных фенитах с кальцитом, лопаритом, апатитом и нефелином [11].

Изм. В пегматитах Лангезундфиорда ловенит замещается флюоритом [1].

Разнов. Титаноловенит — titanolavenite — с повышенным содержанием TiO_2 (хим. анализы 3—7). Впервые найден Кутуковой в Ловозерских тундрах [12]. Синон. титанловенит — titan-lavenite.

Ромбический ловенит orthorhombic lavenite (Портнов и др., 1966) [4]. По оптическим данным близок к гиортдалиту, по химическому составу (анализ 9) и порошкограмме — к ловениту. Образует удлиненные кристаллы (до 2 см), таблитчатые по (100). Установлен в массиве Бурпала, Северное Прибайкалье, в зонах нефелинизации кварцевых сиенитов; частично в сиенитах образовался по микроклину [4, 31]; при более поздних процессах эгиринизации и альбитизации на кристаллах ловенита отлагались катапент, кальциевый сейдозерит, альбит, эгирин, флюорит.

Межплоскостные расстояния ловенита из Норвегии (1)
и ромбического ловенита из СССР (2)

hkl	1		2		1		2	
	l	d	l	d	l	d	l	d
001; 10 $\bar{1}$	30	6,79			30	2,01	4	2,01
	20	6,31						
200	20	5,11	4	5,57	20	1,99		
111	20	4,42			10	1,97		
021	30	3,99	5	4,50	10	1,95		
220; 10 $\bar{2}$	20	3,57	3	4,00	10	1,92		
002; 11 $\bar{2}$	20	3,36		3,53	10	1,90		
310; 21 $\bar{2}$	50	3,22	6	3,25	30	1,79		
	10	3,13			30	1,76		
	10	3,03	1	3,09	20	1,74	1	1,712
221	100	2,89	10	2,91	20	1,68		
112; 22 $\bar{2}$	90	2,81	9	2,79	30	1,64	3	1,660
131; 23 $\bar{1}$	20	2,77			10	1,61		
301	10	2,69			20	1,58	1	1,581
040; 410	20	2,49	2	2,49	10	1,55	3	1,543
140; 33 $\bar{1}$	10	2,44			20	1,53		
42 $\bar{1}$	30	2,41	2	2,41	20	1,52	3	1,523
331; 032	20	2,37					3	1,451
30 $\bar{3}$	10	2,27					2	1,244
	20	2,20	3	2,21			2	1,171
	10	2,18					2	1,123
	10	2,14						

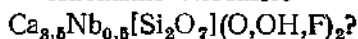
1 — FeK_{α} -излучение, $D=90$ мк; ASTM, 14—586; 2 — $FeK_{\alpha\beta}$ -излучение, $D=57,3$ мк [4].

Л и т е р а т у р а

1. Brögger O. V. Zs. Krist., 1890, 16, 339.
2. Семенов Е. И., Казакова М. Е., Симонов В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5, 591.
3. Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1960, 130, № 6, 1333.
4. Портнов А. М., Симонов В. И., Синюгина Г. П. ДАН СССР, 1966, 166, № 5, 1199.
5. Gossner V., Kraus O. Zbl. Min., 1934, A, 72.
6. Кудрина М. А., Кудрин В. С., Сидоренко Г. А., Дорофеева К. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 244.
7. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 8.
8. Костылева Е. Е. Минералогия Союза, сер. А. Изд-во АН СССР, 1936, вып. 6, 57 (литературная сводка).
9. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- 9а. Тихонянова Р. П., Скосырева М. В. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 85.

10. Свейникова Е. В., Бурова Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 22.
11. Капустин Ю. Л. Сб. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964, 196.
12. Купцова Е. И. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 31, 23.
13. Герасимовский В. И., Шевалевский И. Д. Геохимия, 1957, № 8, 696.
14. Свейникова Е. В. Сб. «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1965, 18, 21, 44.
15. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сср. кольская, 1932, вып. 2, 5.
16. Тихоненкова Р. П., Скосырева М. В. Сб. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964, 183.
17. Тихоненкова Р. П., Осокин Е. Д. Сб. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964, 123.
18. Adamson O. J. Geol. för. förhandl., 1944, 66, H. 2, No 437, 113.
19. Lacroix A. Bull. Soc. géol. France, 1890, 18, 514.
20. Kraatz-Koschlar K., Hackmann V. Tscherm. min., petr. Mitt., 1896, 16, H. 3—4, 197.
21. Graeff F. F. N. Jb. Min., 1887, 1, 201; N. Jb. Min., 1887, 11, 222.
22. Machado J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1888, 9, H. 4—5, 318; Franco R. R. Bol. Univ. Sao Paulo, Fac. filos., cienc., letras, 1945, 49, Min., No. 7, 7 (по реферату Chem. Abstr., 39, 4816).
23. Jérôme E. C. R., Paris, 1950, 230, No. 1, 110.
24. Lacroix A. Nouv. Arch. Muséum d'histoire naturelle, 1902, ser. 4, 4, 159; 1911, ser. 5, 3, 1; C. R., Paris, 1924, 178, No. 14, 1109.
25. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922, 1, 525.
26. Osann A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1896, 15, H. 5—6, 394.
27. Streckeisen A. Schweiz. min., petr. Mitt., 1952, 32, H. 2, 259.
28. Osann A. N. Jb. Min., 1888, 1, 117.
29. Jensen H. I. Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1908, 33, No. 31, 589.
30. Семенов Е. И., Кочемасов Г. Г., Быкова А. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 106.
31. Гинзбург А. И., Портынов А. М. Геохимия, 1966, № 4, 398.

Ниокалит Niocalite



Назван по начальным буквам основных элементов минерала — ниобия и кальция (Никель, 1956) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 10 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$ [2]; $a_0 = 10,83$, $b_0 = 10,42$, $c_0 = 7,38 \text{ \AA}$; $\beta = 109^\circ 40'$; $a_0:b_0:c_0 = 1,038:1:0,708$; $Z = 4$ (Роулэнд и др., 1957) [3]; $a_0 = 10,79$, $b_0 = 10,36$, $c_0 = 7,30 \text{ \AA}$; $\beta = 110^\circ$ (Ли Дэ-Юй и др., 1966) [2].

По данным Керна и др. [4], ромб. с.; $a_0 = 7,35$, $b_0 = 10,44$, $c_0 = 20,29 \text{ \AA}$. $Z = 6$ [2] (по-видимому, не учтено, что кристаллы являются двойниками).

Структура близка к структуре вёлерита и других минералов группы купидина [3]: характерны четверные бесконечные вдоль оси c ленты из катион-октаэдров. Октаэдры заселены, как в вёлерите, нецентросимметрично; NbO_6 -октаэдры сцеплены друг с другом в середине четверной бесконечной ленты или в первой и второй колонках этой ленты. Три диортогруппы связаны с чисто кальциевыми октаэдрами, четвертая одним своим ребром сопряжена с (Nb, Ca)-полиэдром.

Кристаллы призматические. Двойники наблюдаются в шлифах: дв. ось — ось c , дв. пл. перпендикулярна к оси c .

Физ. св. Тв. около 6. Уд. вес 3,32. Цв. светло-желтый. Бл. стеклянный.

Микр. $Ng = b$, $cNg = 12^\circ$ в тупом углу β , $aNm = 32^\circ$. Двуосный (—); $n_g = 1,730$, $n_m = 1,721$, $n_p = 1,700$; $n_g - n_p = 0,030$; $2V = 56^\circ$ [1, 2]. Характерно двойникование.

Хим. Анализ ниокалита из Ока (анал. Максвелл) [3]: $\text{Na}_2\text{O} = 0,78$, $\text{K}_2\text{O} = 0,02$, $\text{MgO} = 0,28$, $\text{CaO} = 47,50$ (в том числе SrO около 1); $\text{MnO} = 1,28$, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TR}_2\text{O}_3 + \text{ZrO}_2 = 1,31$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,54$, $\text{SiO}_2 = 29,70$, $\text{TiO}_2 =$

0,22, P_2O_5 — 0,60, Nb_2O_5 — 16,56 (в том числе Ta_2O_5 около 0,5); H_2O — 0,16, F — 1,70; сумма 100,65—0,71=99,94.

Находж. Найден в округе Ока около Монреаля (пров. Квебек, Канада) в крупнозернистой кальцитовой породе с апатитом, диопсидом, биотитом, пироксеном и др.

Отл. По оптическим и другим физическим свойствам близок к вёлериту, от которого отличается составом.

Межплоскостные расстояния ниокалита из Канады * [1]

$D=114,6$ м.м

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
110	3	7,31	031; $\bar{1}31$	1	3,117	$\bar{2}03$; 041	3	2,433
001	1	6,97	$\bar{1}22$	10	3,012	330; $\bar{4}12$		
011; $\bar{1}11$	2	5,77	022; $\bar{2}22$	6	2,891	$\bar{1}41$; 212	2	2,292
$\bar{2}01$	1	5,015	131; $\bar{2}31$	6	2,852	420		
120	1	4,677	320			132	2	2,268
210	1	4,595	$\bar{4}11$; 040	1	2,613	$\bar{1}42$	2	2,130
111; $\bar{2}11$	1	4,535	122			232	3	2,031
021; $\bar{1}21$	2	4,174	400	3	2,557	421; 510	2	2,006
$\bar{1}12$; 002;	1	3,473	$\bar{1}32$; 140	1	2,528	423; 322	1	1,949
030; $\bar{2}02$			402; 231	1	2,493	520	2	1,901
211; $\bar{3}11$	1	3,395	$\bar{3}31$			1	2,460	$\bar{5}13$; $\bar{2}04$;
310	5	3,240	032; $\bar{2}32$	431				

* Оригинал хим. анализа

Л и т е р а т у р а

1. Nickel E. H. Am. Min., 1956, 41, Nos. 9—10, 785.
2. Ли Дэ-Юй, Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 566.
3. Rowland J. F., Nickel E. H., Maxwell J. A. Canad. Mining a. Metall., Bull., 1957, 50, No. 547, 667.
4. Kern R., Rimsky A., Montier J. C. C. R., Paris, 1957, 245, No. 23, 2063; Bull. Soc. fr. min., 1958, 81, No. 4—6, 103.

Куспидин Cuspidine



Название от латин. *cuspis* — копье — по форме кристаллов (Скакки, 1876) [1].

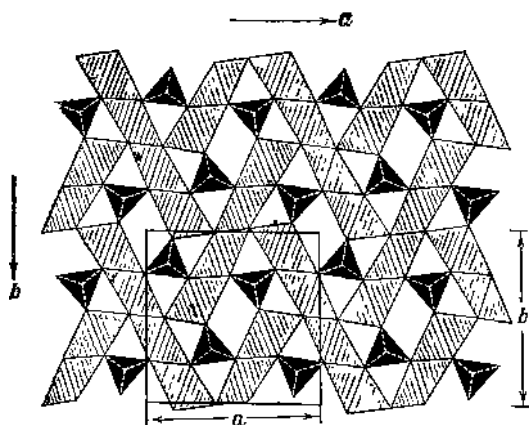
Синон. Кюстерит — *custerite* (Амплиби и др., 1914) [2—4].

Характ. выдел. Тонкозернистые массы, мелкие кристаллы (до 1 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/a$; $a_0=10,85$, $b_0=10,43$, $c_0=7,55$ Å; $a_0:b_0:c_0=1,040:1:0,724$; $\beta=110^\circ04'$; $Z=4$ (для куспидина с Везувия) [5—7]; $a_0=10,93$, $b_0=10,57$, $c_0=7,57$ Å; $\beta=110^\circ07'$ (по ASTM).

Первоначально [5] была принята установка: $a_0=7,55$, $b_0=10,43$, $c_0=10,85$ Å; $\beta=69^\circ56'$.

Основу структуры куспидина (фиг. 327) составляют колонки из CaO_6 -октаэдров (связанных общими ребрами), параллельные оси *c*. По четыре колонки из CaO_6 -октаэдров соединены в широкие ленты; между лентами располагаются диортосиликатные группы Si_2O_7 , оси которых параллельны осям колонок. Оси SiO_4 -тетраэдров параллельны ребрам CaO_6 -октаэдров, угол Si—O—Si близок к 180° . Расстояние Si—O в кремнекислородных тетраэдрах 1,57—1,64, длина ребра O—O этих тетраэдров 2,50—2,70 Å, расстояние Ca—O в октаэдрах 2,22—2,59 Å [5—7].



Фиг. 327. Структура куспидина в проекции вдоль оси c (по Смирновой и др.) Зачернены группы Si_2O_6 , штриховкой выделены CaO_4 -октаэдры

Рат [8] на основе приближенных измерений кристаллов вычислил отношение осей $a : b : c = 0,7243 : 1 : 1,9342$, $\beta = 90^\circ 38'$. Им приведены следующие формы: $\{$

$$\begin{array}{cccccccccccc} c (001) & m (110) & g (012) & h (103) & f (\bar{1}01) & n (111) & v (\bar{1}11) & r (872) & s (\bar{1}21) \\ b (010) & k (014) & d (011) & e (101) & p (113) & \pi (\bar{1}13) & q (233) & t (211) & \mu (\bar{4}31) \end{array}$$

Формула перехода от символов Рата к символам принятой здесь рентгеновской установки Белова: $\bar{1}01/020/200$. В рентгеновской установке грани $c (001)$, $f (\bar{1}01)$, $g (012)$ и дв. плоскость (100) Рата стали соответственно $a (100)$, $c (001)$, $m (110)$ и (102) . Символы остальных граней Рата в рентгеновской установке достоверно указать не удается.

Кристаллы копьевидной формы с матовыми гранями, измерены лишь приближенно. Обычно двойники по (102) (в рентгеновской установке) с углом между осями a обоих индивидов $1^\circ 16'$ [8]; отмечены полисинтетические двойники [3, 9].

Физ. св. Сп. совершенная по (100) , иногда также сп. по $(\bar{1}22)$ (в рентгеновской установке). Изл. неровный. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. вес 2,85—2,99. Цв. белый, палевый, бледно-розовый, розовато-красный, серый, зеленовато-серый, зеленый. Черта белая. Бл. стеклянный.

Диэлектрическая постоянная искусственного куспидина 5,8 в пределах температур 25—75°, 5,9 при 100°, 6,0 при 200°, 6,7 при 400°, 7,3 при 500° [4].

Микр. В прох. свете бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010) ; $Nm = b$, $cNp = 5-6^\circ$ в остром углу β (в рентгеновской установке).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение	№ хим. анализа
1,602	1,595	1,590	0,012	62°	Везувий [10]	—
1,598	1,589	1,586	0,012	60	Кастер [2]	4
1,601	1,596	1,590	0,011	63	Карлингфорд [9]	—
1,603	1,595	1,591	—	60	Бродфорд [3]	5
—	—	—	0,010	63	Нижняя Тунгуска [11]	—
1,600	—	1,590	0,010	59	Белогорское [12]	—
1,600	—	1,588	0,012	62—	Тырныауз [13]	6
				63		
1,606	—	1,594	—	68	Анакитский массив [14]	—
1,606	—	1,594	0,012	71	Трубка «Новинка» [15]	—

Дисперсия заметная, $r > v$; у куспидина из Кастера: $2V_{11} = 60,5^\circ$, $2V_{Na} = 60,1^\circ$, $2V_{Ti} = 59,8^\circ$ [2].

Хим. Теор. состав для формулы $\text{Ca}_4\text{Si}_3\text{O}_7\text{F}_2$: $\text{CaO} - 61,21$, $\text{SiO}_2 - 32,79$, $\text{F} - 10,37$; при $\frac{1}{2}\text{F}:\text{OH} = 1:1 - \text{CaO} - 61,54$, $\text{SiO}_2 - 32,97$, $\text{H}_2\text{O} - 2,47$, $\text{F} - 5,21$.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	—	Сл.	0,48	}	—	0,01
K_2O	—	»	0,27			0,15
MgO	Сл.	—	—	1,19	0,11	0,06
CaO	61,12	59,16	61,37	55,11	59,05	57,51
MnO	—	—	0,71	—	—	0,22
FeO	0,23	—	—	}	—	0,16
R_2O_3	—	1,53	—			0,85*
SiO_2	32,80	31,79	32,36	32,13	31,31	34,53
CO_2	0,19	0,62	—	—	0,75	—
H_2O^+	—	0,28	}	—	0,41	} 2,77
H_2O^-	—	0,16			5,53	
F	9,88	10,05	9,05	8,12	9,80	5,74
Cl	—	Сл.	—	—	0,10	—
Сумма	104,22	103,59	104,24	102,93	103,65	101,05
$-\text{O}=\text{F}_2$	3,98	4,23	3,81	3,42	4,13	2,42
	100,24	99,36	100,43	99,51	99,52	98,63
Уд. в.	—	2,97	2,965—	2,91	2,95	—
			2,989			

* Входит в состав примесей магнетита.

1 и 2 — Везувий (1 — анал. Замбонини [16]; 2 — анал. Винсент [3]); 3 — Франклин, анал. Уорен [17]; 4 — Кюстерит, Кастер, анал. Шэллер [2]; 5 — Бродфорд, о. Скай, анал. Винсент [3]; 6 — Тырнауз, анал. Овчаренко (спектроскопически установлены В 0,01—0,05% и $\text{Co} \approx 0,005\%$) [13].

Диагн. исп. В HNO_3 растворяется, HCl разлагает минерал с выделением геля кремнезема. П. п. тр. с трудом сплавляется в белую эмаль.

Повед. при нагр. При атмосферном давлении плавится конгруэнтно при температуре около 1410° [4, 18]. При нагревании происходит потеря веса: около 1% в интервале $300-500^\circ$ и около 1,4% в интервале $800-900^\circ$ [13]. Длительное прогревание при 1200° вызывает переход куспидина в ларнит (Ca_2SiO_4) [13].

Нахожд. Редок. Встречается на контактах изверженных пород с известняками, наблюдается в ассоциации с волластонитом, гранатом, диопсидом, монтичеллитом, везувианом и др.; отмечается образование куспидина при процессах пневматолита [16, 19].

В СССР широко распространен в скарнах Тырнауза на Кавказе, где ассоциируется с волластонитом, гранатом, везувианом, пироксеном, флюоритом, шеелитом [13]. В Белогорском месторождении в Южном Приморье [12] встречен на контакте известняков и гранитов (гранат-куспидиновые скарны), ассоциируется с магнетитом. В бассейне р. Нижней Тунгуски [11] обнаружен в спёррит-мервиллитовых мраморах близ их контакта с траппами. В контактовой зоне Анакитского траппового массива [14] образовался пелленту, который в виде каймы окружает псевдоморфозы волластонита по халцедоно-карбонатным конкрециям. В Якутии в порфиридных кимберлитах трубки «Новинка» — главный минерал гранатового роговика [15].

В США в Крестморе (шт. Калифорния) [20] встречен в метаморфизованных известняках в ассоциации с магнетитом, диопсидом, волластонитом, монтичеллитом, везувианом, кальцитом; во Франклин (шт. Нью-Джерси)

в ассоциации с назонитом [17]; в округе Кастер (шт. Айдахо) [2] — на контакте известняков и гранит-порфиров, ассоциируется с гранатом, диопсидом, магнетитом, флюоритом. В Бродфорде на о-ве Скай (Шотландия) — в скарнах с магнетитом, диоксидом, воластонитом, кальцитом [3], в Карлингфорде (Ирландия) — в метаморфизованных известняках [9].

На Монте-Сомме (Везувий, Италия), где был найден впервые, содержится в метаморфизованных известняках со слюдой, авгитом и кальцитом; в большей или меньшей степени заместил кальцит; наблюдается также в жодах в метаморфизованных известняках с везувианом, гранатом, реже с давином, сарколитом [1, 16, 21].

Изм. В гранат-куспидиновых скарнах Белогорского месторождения в Южном Приморье куспидин подвергся замещению гранатом, магнетитом, сфалеритом, ларнитом [12].

Искусств. Получен в результате прогревания при 1140° смеси CaCO_3 и SiO_2 в пропорции 3:2 при избытке CaF_2 [3]; путем обжига смеси CaCO_3 , SiO_2 , CaF_2 при 900° в течение 50—70 час. [18]; нагреванием до 1350° смеси 60% кварца и 40% флюорита в огнеупорном тигле; из расплава, состав которого отвечает теоретическому составу минерала [4], и другими способами [22]. Попытки получения куспидина, содержащего гидроксил, не удалась [4].

Наблюдается в составе доменных и электросварочных шлаков [23]. Впервые [24] вместе с виллиомитом, флюоритом, перовскитом, хромшпилью был установлен в продуктах кристаллизации электросварочного шлака (шихта состояла из CaF_2 , мела, ферромарганца и растворимого стекла). Отмечен в рабочих зонах огнеупоров из шлакового пояса; игльчатые копьевидной формы кристаллы куспидина обнаружены в подпиле и откосах большегрузной электропечи (в порах и трещинах); образовался путем кристаллизации из газовой фазы [25, 26].

Свойства искусственного куспидина аналогичны свойствам природного [4, 22—28].

Межплоскостные расстояния куспидина с Монте-Соммы*
CuK α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	14	10,1	230; 131	30	2,900	8	2,047
110	10	7,36	320	30	2,873	18	2,018
001; $\bar{1}01$	4	7,12	400	8	2,569	6	1,994
020	4	5,28	140; 202	8	2,550	6	1,984
200	6 диф	5,14	231; $\bar{3}31$	6	2,521	10	1,959
210	2 диф	4,62	$\bar{2}32$; 410	10	2,493	10	1,883
$\bar{2}11$	6 диф	4,55	141; 041	4	2,479	16	1,832
$\bar{1}21$; 021	4	4,23	330	4	2,451	12	1,821
220	10	3,68	$\bar{1}13$; $\bar{2}13$	<1	2,435	10	1,809
300; 211	4	3,43	421	4	2,421	4	1,787
$\bar{2}12$; 012	16	3,363	132; $\bar{3}13$	8	2,307	4	1,770
310	30	3,259	222	12	2,289	12	1,733
102?	100	3,062		4	2,158	6	1,691
$\bar{3}02$	25	3,034		6	2,089	4	1,658
222	35	2,943		10	2,063		

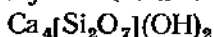
* ASTM, 13—410

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Zs. Krist., 1877, 1, 398.
2. Umpleby J. B., Schaller W. T., Larsen E. S. Am. J. Sci., 1913, 36, 384; Zs. Krist., 1914, 53, 321.

3. Tilley C. E. *Min. Mag.*, 1947, 28, No. 197, 90.
4. Van Valkenburg A., Rynders G. F. *Am. Min.*, 1958, 43, Nos. 11—12, 1195.
5. Смирнова Р. Ф., Руманова И. М., Белов Н. В. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1955, 84, вып. 2, 159.
6. Белов Н. В. *Мин. сб.*, Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5.
7. Мамедов Х. С., Симонов В. И., Белов Н. В. *ДАН СССР*, 1959, 126, № 2, 379; Белов Н. В. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1959, № 13, 23; 1960, № 14, 3; 1963, № 17, 24.
8. Rath G. *Zs. Krist.*, 1884, 8, 40.
9. Osborne G. D. *Geol. Mag.*, 1932, 69, No. 812, 61.
10. Larsen E. S. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1921, No. 679, 64.
11. Соболев В. *Зап. Мин. об-ва*, 1935, 64, вып. 1, 162.
12. Лобанова Г. М. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1960, 89, вып. 5, 523.
13. Скрипченко Н. С. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1960, 89, вып. 3, 346.
14. Ресердатто В. В. *ДАН СССР*, 1962, 146, № 3, 689.
15. Бобринский А. П., Панкратов А. А., Харькив А. Д. *Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии*. Изд-во «Недра», 1964, 72.
16. Zambonini F. *Mineralogia Vesuviana. Napoli*, 1935, 258.
17. Palache C. *Am. J. Sci.*, 1910, 29, No. 170, 177.
18. Brisi C. J. *Am. Ceram. Soc.*, 1957, 40, No. 5, 174.
19. Palache C. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1935, No. 180, 101.
20. Tilley C. E. *Geol. Mag.*, 1928, 65, No. 3, 171.
21. Sturaba F. S. *Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat.*, Roma, 1913, 22, 871 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1914, 1, 366).
22. Рашкович Л. Н., Вардамов В. П. *ДАН СССР*, 1964, 156, № 5, 1091.
23. McCaughey W. J., Kautz K., Wells R. G. *Am. Min.*, 1948, 33, Nos. 3—4, 200.
24. Лалин В. В. *ДАН СССР*, 1941, 31, № 7, 695.
25. Кайбичева М. Н., Пивник Л. Я., Шетникова И. Л. *Тр. Восточного ин-та огнеупоров* 1964, вып. 5, 134; Кайбичева М. Н., Пивник Л. Я. *Огнеупоры*, 1963, № 6, 259.
26. Кайбичева М. Н., Пивник Л. Я. 7-е Совещание по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Тезисы докладов. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 228.
27. Карякин Л. И., Гулько Н. В. *ДАН СССР*, 1954, 96, № 3, 581.
28. Wilson A., Leary J. K. *Am. Min.*, 1961, 46, Nos. 5—6, 759.

Рустумит Rustumite



Назван по имени исследователя минеральных систем Рустума Роя (Агрел, 1965) [1]

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 мм), зерна.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_s^4 - Cc$ или $C_{2h}^6 - C2/c$; $a_0 = 15,51$,

$b_0 = 18,55$, $c_0 = 7,62$ Å; $\beta = 104^\circ 20'$; $a_0:b_0:c_0 = 0,836:1:0,411$ (для рустумита из Шотландии; в установке, как у тиллеита; в оригинале дано $a_0 = 7,62$ и $c_0 = 15,51$ [1]). У минерала из Афганистана установлена [2] ромбическая симметрия, что может быть следствием субмикроскопического двойничкования.

Здесь принята установка, аналогичная таковой тиллеита.

Кристаллы более или менее изометрические, несколько уплощены по (001). Двойники по (001).

Физ. св. Сп. по (001) слабо выраженная, под микроскопом также по (010) и (100). Уд. вес 2,84 [3] (вычисл. 2,86). Бесцветен.

Микр. Двусосный (—); $Nm = b$, $cNg = 4-6^\circ$ (в принятой здесь установке); $n_g = 1,651$, $n_p = 1,640$; $2V = 80^\circ$ [1]; $n_g = 1,645$, $n_m = 1,641$, $n_p = 1,635$, $2V = 76^\circ$ [3]; дисперсия сильная, $r < v$ [3].

Хим. Теор. состав: CaO — 61,88, SiO₂ — 33,15, H₂O — 4,97. Анализ рустумита из Шотландии [1] (с помощью электронного микросонда, точность $\pm 1\%$): CaO — 61,6, SiO₂ — 33,8, H₂O (по разности) — 4,6; кроме того, содержит меньше 0,2% MgO, Al₂O₃ и Fe₂O₃; CO₂ — не обн. Анализ рустумита из Афганистана, *анал. Никитина* [3]: MgO — 0,25, CaO — 59,39, Al₂O₃ — 2,31, Fe₂O₃ — 0,20, SiO₂ — 30,51, H₂O⁺ — 3,77, H₂O⁻ — 0,08,

CO₂ — 1,31, Cl — 2,69; сумма 100,51—0,60=99,91 (содержит примесь кальция).

Наход. Наблюдался около Килхоана на мысе Арднамёрхан в Шотландии [1] в метаморфизованных известняках в тесной ассоциации со спёрритом, окерманитом, мервинитом, ларнитом, частью с ранкинитом и килхоанитом; образовался предположительно за счет ларнита или мервинита. В Афганистане встречен в скарпах со спёрритом, волластонитом, тиллеитом и везувианом [3].

Отл. От сходного в шлифах куспидина отличается более высокими показателями преломления и оптическим знаком, от тиллента — менее ясно выраженной спайностью.

Межплоскостные расстояния рустумита из Афганистана *

FeK_{αβ}-излучение, D=57,3 мм

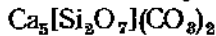
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	3,35	4	2,36	1	1,699	2	1,426	3	1,117
4	3,17	7	2,29	6	1,655	2	1,375	3	1,129
7	3,09	1	2,15	6	1,609	2	1,318	1	1,078
10	3,01	1	2,10	2	1,579	1	1,297	1	1,070
6 разм.	2,85	1	1,979	4	1,543	1	1,282	3	1,063
2	2,75	9	1,897	1	1,506	1	1,254	1	1,043
7	2,61	4	1,827	1	1,475	7	1,216	3	1,038
6 разм.	2,49	9	1,743	1	1,455	7	1,186	1	1,021

* Рентгеновская лаб. ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

1. Agrell S. O. Min. Mag., 1965, 34 (Tilley volume), 1.
2. Дорнбергер-Шифф К., Органова Н. И. Кристаллография, 1971, 16, вып. 1, 107.
3. По данным Богомолова М. А., Органовой Н. И., 1969.

Тиллеит Tilleyite



Назван по имени английского минералога и петрографа профессора С. Тилли (Ларсен, Давем, 1933) [1].

Синон. Тиллеит.

Характ. выдел. Мелкие зерна (1—2 мм, редко до 8—9 мм) [2].

Структ. и морф.крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/a$; $a_0=15,025$, $b_0=10,269$,

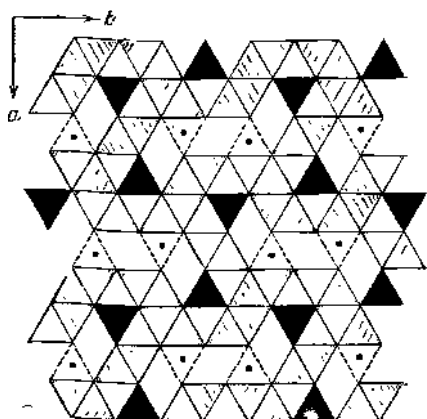
$c_0=7,628$ Å; $\beta=105^\circ 50'$; $a_0:b_0:c_0=1,463:1:0,743$ (для минерала из Карлингфорда, Смит, 1953) [3]; $Z=4$.

Для структуры [3] характерны диортогруппы Si₂O₇ и треугольные группы CO₃, связанные CaO₆-октаэдрами. В направлении оси *c* CaO₆-октаэдры, соединенные общими ребрами, образуют бесконечные колонки, в которых располагаются группы Si₂O₇. Боковыми ребрами октаэдры связаны в так называемые «тиллеитовые ленты», параллельные осям *b* и *c* [4, 5] (фиг. 328); вдоль оси *c* чередуются слои CaO₆-октаэдров с прилегающими диортогруппами и CaO₆-октаэдров без групп Si₂O₇. Тиллеитовые ленты соединены колонками из добавочных CaO₆-октаэдров и треугольными группами CO₃ (фиг. 329).

В среднем расстояния Si — O составляют (в Å) $1,61_0 \pm 0,02_0$, O — O в группах Si₂O₇ — $2,61_6 \pm 0,02_0$, в группах CO₃ — $2,30_6 \pm 0,03_0$, C — O — $1,33_6 \pm 0,04_0$; расстояния Ca — O варьируют от 2,17₅ до 2,62₆.



Фиг. 326. Тиллеитовая лента в структуре тиллеита (по Белову)
Зачернены группы Si_2O_7 .



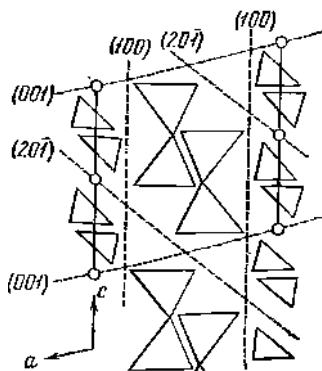
Фиг. 329. Структура тиллеита (по Белову)
Зачернены группы Si_2O_7 , штриховкой выделены CaO_8 -октаэдры, пунктиром — группы CO_2 .

Кристаллы не встречаются. Двойники по (100) простые и полисинтетические, наблюдаются под микроскопом.

Физ. св. Сп. по (201) совершенная, по (100) и (010) слабая, по (001) очень слабая (фиг. 330) [3]. Тв. 5 [2]. Уд. вес минерала из Крестмора 2,838 [1],

Фиг. 330. Расположение плоскостей спайности тиллеита по отношению к элементам его структуры (по Смиту)

Группы Si_2O_7 и CO_2 обозначены сплошными линиями, спайности — пунктиром; кружками показаны положения атомов Ca



из Карлингфорда 2,823 [6], из Сибири 2,9 [2] (вычисл. 2,88). Цв. белый. Бл. матовый.

Микр. Двуосный (+); $Nm=b$, $cNp=23-24^\circ$, $aNg=38^\circ$ [6, 1]; на (010) Ng образует угол около 13° со следом совершенной спайности [6, 7]. Колебания показателей преломления не выходят за пределы ошибок определений: $n_g=1,652-1,656$, $n_m=1,632-1,635$, $n_p=1,605-1,617$; $n_g - n_p = 0,035-0,046$; $2V=85-89^\circ$; $r < v$ [1, 2, 6-9].

Хим. Теор. состав: CaO — 57,34, SiO_2 — 24,66, CO_2 — 18,00.

Анализы:

MgO	0,43	—	0,03	0,21	CO_2	1	2	3	4
CaO	57,75	55,51	55,79	57,01	H_2O^+	15,82	18,07	18,68	17,23
Al_2O_3	0,61	0,42	0,64	0,23	H_2O^-	1,09	1,26	1,16	0,62
Fe_2O_3	0,12	0,40		0,08					
SiO_2	24,09	24,48	23,72	24,39	Сумма	99,91	100,44	100,02	99,77

1 — Крестмор, анал. Гоньер; материал содержал примесь волластонита (около 2%) и спёррита (1,5%) [1]; 2-4 — Карлингфорд (2 — с небольшой примесью волластонита и спёррита, анал. Винсент [6]; 3 — анал. Винсент [6]; 4 — анал. Скун [8]).

Диагн. исп. Бурно вскипает в HCl.

Повед. при нагр. [8]. На воздухе при атмосферном давлении около 650° начинает выделять CO₂, при 850—880° дает смесь волластонита и кальцита. При многочасовом прогревании при парциальном давлении CO₂ 280—300 кг/см² до 930° не изменяется, выше 930° обратимо переходит в спёррит.

Находж. Редок. Образуется на контактах основных изверженных пород с известняками при низких давлениях и высоких температурах (ларнит-мервинитовая фация, по Коржинскому). Сопровождается спёрритом, волластонитом, мервинитом, а также везувианом, гроссуляром, геленитом и др. Замещает спёррит и волластонит. Большею частью наблюдается в очень небольших количествах, но в метаморфизованных известняках Карлингфорда в Ирландии [6] и на о-ве Рам (Гебридские о-ва, Шотландия) [9] слагает почти мономинеральные тиллеитовые породы.

В СССР обнаружен в бассейне Нижней Тунгуски в зоне контакта Анабарской трапповой интрузии с мергелистыми известняками [2, 10]. Впервые был встречен на контакте гранодиоритов и монзонитов с известняками в Крестморе (шт. Калифорния, США), где образовался по волластониту [1, 11]. Входит в состав существенно гелепитовой породы, образовавшейся на контакте габбро с известняками в Кемес Мор на о-ве Мак (Гебридские о-ва, Шотландия) [7]. Наблюдался также в метаморфизованных известняках мыса Арднамерхан в Шотландии (совместно с килхоанитом) [12], в штате Нью-Мексико (США) [13] и др.

Изм. Замещается волластонитом, тиллебрандитом, куспидином [2, 6, 10].

Искусств. [8]. Получен под давлением при температурах выше 900° из смесей кальцита, кварца и аморфного кремнезема в присутствии CaF₂, а также из продуктов прокаливания природного тиллента. Образуется лишь при наличии F и примеси Al в исходных материалах (избыток алюминия приводит к образованию геленита, в его отсутствии образуется смесь кальцита, волластонита). Область устойчивости тиллента (при давлении около 332 кг/см² — от 930 до 970°, при 210 кг/см² — от 800 до 940°) граничит с областями устойчивости спёррита, с одной стороны, и смеси кальцита с волластонитом — с другой [8].

Отл. В отличие от встречающихся с ним вместе других силикатов кальция вскипает в HCl. В шлифах различаются несколько направлений спайности.

Межплоскостные расстояния тиллента из Карлингфорда *

CuK _α -излучение, дифрактометр									
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	
001	10	7,33	$\bar{2}22$	100	3,011	$\bar{6}22$	20	2,119	
$\bar{1}11$; 011	8	5,99	$\bar{4}21$; $\bar{2}31$	40	2,982	$\bar{7}11$; 213	40	2,100	
220; 021	3	4,21	$\bar{4}12$	4	2,896	$\bar{1}33$	14	2,032	
002; 401	4	3,674	$\bar{5}11$	4	2,860	151; 242	4	1,942	
320	12	3,534	122	40	2,803	$\bar{6}32$	20	1,926	
$\bar{4}11$; $\bar{3}21$	6	3,453	$\bar{5}12$; 222	8	2,566	$\bar{7}22$; $\bar{2}04$	20	1,910	
130	20	3,335	140; $\bar{2}03$	16	2,535	432	45	1,896	
$\bar{3}12$	20	3,214	$\bar{4}31$; 032	22	2,501	323; $\bar{5}33$	8	1,840	
112	30	3,190	$\bar{5}22$; 141	8	2,350	711; 004	6	1,831	
230; 031	60	3,099	$\bar{6}21$; $\bar{5}31$	4	2,248	$\bar{8}12$; 631	12	1,804	

* ASTM, 13—416.

Л и т е р а т у р а

1. Larsen E. S., Dunham K. C. Am. Min., 1933, 18, No. 11, 469.
2. Ревярдимо В. В. ДАН СССР, 1962, 142, № 5, 1155.
3. Smith J. V. Acta cryst., 1953, 6, 9.

4. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 14; 1959, № 13, 25.
5. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5; Мамедов Х. С., Белов Н. В. Геохимия, 1964, № 11, 1087.
6. Nockolds S. R. Min. Mag., 1947, 28, No. 198, 151.
7. Tilley C. E. Bull. Comm. géol. Finl., 1947, N:o 140 (Eskola publication), 97.
8. Harker R. I. Am. J. Sci., 1959, 257, No. 9, 656.
9. Hughes C. J. Geol. Mag., 1960, 97, No. 5, 384.
10. Реввердатто В. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 689.
11. Dunham K. C. Am. Min., 1933, 18, No. 11, 474.
12. Agrell S. O., Gay P. Nature, 1961, 189, No. 4766, 743.
13. Glass J. J., Jahns R. H., Stevens R. E. Am. Min., 1944, 29, Nos. 5—6, 163.

Гарстигит *Harstigte*

Назван по месту находки (Флинк, 1886) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^7 — *Pctm*; $a_0=13,90$, $b_0=13,62$, $c_0=9,68$ Å; $a_0:b_0:c_0=1,0206:1:0,7107$; $Z=4$ (Мур, 1968) [2].

В рентгеновской установке оси a и c взаимно переставлены по сравнению с морфологической установкой; формула перехода 001/010/100 [2].

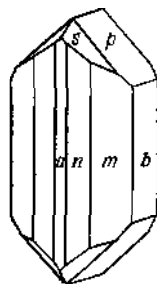
Структура минерала не изучена. Мур [3] предполагает, что гарстигит близок к аминовиту $\bar{3}A$ и минералам группы мелилита.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$); $a:b:c=0,7141:1:1,01495$ [4].

Формы (по Флинку) [4]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i> 010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
<i>o</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
<i>m</i> 110	54 28	90 00	0 00	35 32	90 00	54 28
<i>n</i> 210	70 21	90 00	0 00	19 39	90 00	70 21
<i>p</i> 011	0 00	45 25	44 35	90 00	0 00	44 35
<i>s</i> 122	35 00	51 06	44 35	63 29	35 24	50 24
<i>mm</i> (110):(1 $\bar{1}$ 0)=71°04'		<i>pm</i> (011):(110)=65°33'		<i>sa</i> (122):(100)=63°29'		
<i>mn</i> (210):(2 $\bar{1}$ 0)=39 18		<i>sp</i> (122):(011)=26 31		<i>sb</i> (122):(010)=50 24		
<i>pp</i> (011):(0 $\bar{1}$ 1)=90 50		<i>ss</i> ($\bar{1}$ 22):(122)=53 09		<i>ss</i> (122):(1 $\bar{2}$ 2)=79 13		

Наиболее обычны *b* (010) и *p* (011), а также *m* (110); кристаллы коротко-призматические, несовершенные (фиг. 331), похожи на кристаллы оливина. Характерны крестообразные двойники сростания и прорастания по *p* (011),



Фиг. 331. Кристалл гарстигита, Пайсберг (по Флинку)

напоминающие двойники ставролита. Неделимые двойников располагаются почти перпендикулярно друг к другу [4].

Физ. св. Сп. не обнаружена. Хрупок. Изл. раковистый до занозистого. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,049—3,16 (вычисл. 3,28). Бесцветен. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. В прох. свете бесцветен. Двусный (-+). Погасание прямое. $Nm=b$, $Np=c$; $n_g=1,683$, $n_m=1,68$, $n_p=1,678$; $n_g - n_p=0,005$; $2V=52^\circ$; дисперсия слабая, $r < v$ (по Ларсену); $n_g=1,68308$, $n_p=1,6782$ (Na) (методом призмы), по Рамзаю [5].

Хим. Теор. состав для приведенной формулы: $BeO - 11,29$, $CaO - 37,98$, $MnO - 8,01$; $SiO_2 - 40,69$, $H_2O - 2,03$. Анализ гарстигита из Гарстига (анал. Маузелюс): $BeO - 11,49$, $MgO - 0,94$, $CaO - 37,82$, $MnO - 7,05$, $SiO_2 - 40,00$, $F_2 - 0,15$, $H_2O - 2,48$; сумма 99,93 [4]. В более раннем анализе Флинка [1] ошибочно определен Al вместо Be: $Na_2O - 0,71$; $K_2O - 0,35$; $MgO - 3,27$; $CaO - 29,23$; $MnO - 12,81$; $FeO - сл.$; $Al_2O_3 - 10,61$; $SiO_2 - 38,94$; $H_2O - 3,97$; сумма 99,89.

Диагн. исп. При красном калении выделяется вода, порошок минерала становится коричнево-черным. Прокаленный порошок легко растворим в HCl с выделением хлора.

Нахожд. Встречен только в руднике Гарстиг около Пайсберга (Вермланд, Швеция) в трещинах с кальцитом, гранатами и родонитом.

Межплоскостные расстояния гарстигита из рудника Гарстиг [2]
Fe-излучение, $D=114,6$ мкм

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d	l	d
110	2	9,77	252	5	2,268	2	1,589	1	1,140
221	4	4,35	124	3	2,250	1	1,575	1	1,125
131	2	3,97	352	2,5	2,127	1	1,510	1	1,121
122	2	3,83	062	2,5	2,091	1,5	1,471	3	1,104
321	3	3,545	162	1	2,062	2	1,455	1	1,093
312	4	3,222		2	1,992	1,5	1,444	1ш	1,085
411	2	3,127		2,5	1,946	3ш	1,372	2ш	1,056
331	1	3,068		1	1,925	4ш	1,331	2ш	1,046
421	3	2,885		2,5	1,807	1	1,323	1,5	1,033
042	5	2,817		4	1,790	2	1,312	1	1,014
402	5	2,788		1	1,772	2	1,280	2	1,012
332	10	2,695		3	1,719	1	1,266	1	0,988
233	3	2,475		2	1,694	1	1,237	1	0,981
004	1	2,419		3	1,676	1	1,223	1	0,977
043	1	2,361		2,5	1,628	1	1,205		

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., Bihand, 1886, 12, Afd. 11, No 2, 59.
2. Moore P. B. Am. Min., 1968, 53, Nos. 1—2, 309.
3. Moore P. B. Am. Min., 1968, 53, Nos. 7—8, 1418.
4. Flink G. Ark. kemi, min., geol., 1916—17, 6, H. 5, No 21, 49.
5. Ramsay W. Zs. Krist., 1887, 12, 220.

Гротин Grothine Силикат Al и Ca

Назван по имени немецкого кристаллографа П. Грота (Замбонини, 1913) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 1,4 мм).

Структ. и морф. крист. Ромб. с.; $a:b:c=0,4575:1:0,8484$ [1].

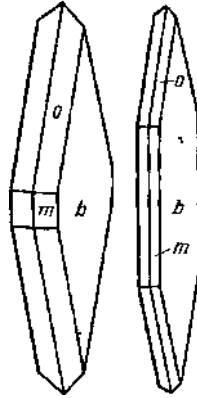
Наблюдавшиеся формы [1, 2]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>n</i> 120	47 32	90 00	0 00	42 28	90 00	47 32
<i>m</i> 110	65 25	90 00	0 00	24 35	90 00	65 25
<i>q</i> 021	0 00	59 29	30 31	90 00	0 00	30 31
<i>l</i> 101	90 00	61 40	90 00	28 20	61 40	90 00
<i>r</i> 121	47 32	68 18	30 31	46 44	28 20	51 09
<i>s</i> 112	65 25	45 33	67 01	49 31	47 10	72 43
<i>o</i> 111	65 25	63 53	49 41	35 16	28 20	68 04

$$\begin{array}{lll}
 mm(110):(\bar{1}\bar{1}0)=49^{\circ}10' & ob(111):(010)=68^{\circ}04' & oo(111):(\bar{1}\bar{1}1)=70^{\circ}32' \\
 om(111):(110)=26\ 07 & oo(111):(\bar{1}\bar{1}1)=43\ 52 & oo(111):(\bar{1}\bar{1}1)=52\ 14
 \end{array}$$

Кристаллы преимущественно таблитчатые по (010) с гранями (111) и (110) (фиг. 332), реже призматические, удлиненные по оси *a*, иногда с господствующими гранями (001) и (010), редко с преобладающими (021) и узкими (001) и (010).

Фиг. 332. Кристаллы гротина,
Италия
(по Замбонини)



Физ. св. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. вес 3,079—3,09. Бесцветный, реже желтоватый. Бл. сильный.

Микр. [2]. В прох. свете бесцветен. Двусный (+). Погасание прямое. Пл. опт. осей (001), $Nm=c$, $Np=b$. Двупреломление 0,016; $2V$ большой; $r < v$.

λ , мк	667	570	533	475	453
n_g	1,564	1,569	1,570	1,573	1,577
n_m	1,550	1,554	1,556	1,559	1,562

Хим. Состав изучен не полностью. По данным качественного анализа представляет собой содержащий воду силикат Al и Ca с небольшим количеством Fe и Mn.

Диagn. исп. Разлагается теплой HCl (с трудом) и H_2SO_4 . П. п. тр. становится мутно-белым, края зерен слегка оплавляются.

Наход. Встречен только в контактово-метаморфизованных известняках около Ночера и Сарно в Кампании (Италия), частью в ассоциации с флюосидеритом. Кристаллы покрыты мельчайшими выделениями позднего флюорита; сопровождается микросоммитом, авгитом и слюдой [1].

Л и т е р а т у р а

1. Zambonini F. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Roma, ser. 5, 1913, 22, 801 (по реферату N. Jb. Min., 1914, 1, 367).
2. Zambonini F. Mem. Descr. Carta geol. Italia, 1919, 7, pt. 2, 1 (рефераты: N. Jb. Min., 1922, 2, 138; Min. Abstr., 1922, 1, 106).

Дженнит Jennite



Назван по пьесе К. Дженни, впервые найдшего минерал (Карпентер и др.) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и волокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Трикл. с.; $a_0=10,56$, $b_0=7,25$, $c_0=10,81$ Å; $\alpha=99^\circ42'$, $\beta=97^\circ40'$, $\gamma=110^\circ04'$; $a_0:b_0:c_0=1,456:1:1,491$; $Z=1$ [1].

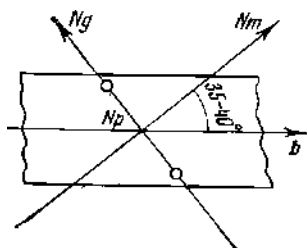
Параметры элементарной ячейки сходны с таковыми куспидина. Некоторое сходство намечается между этими минералами и по данным инфракрасной спектроскопии.

Кристаллы таблитчатые, удлинены вдоль оси b .

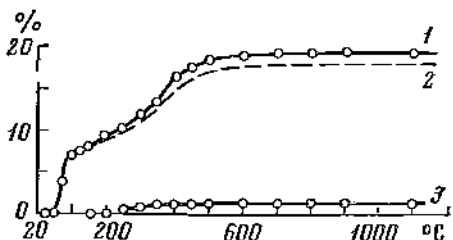
Физ. св. Сп. по (001). Уд. вес. 2,32 (вычисл. 2,31). Цв., бл. и другие свойства неизвестны.

На инфракрасных спектрах имеются полосы (в см^{-1}): 3565, 3490, 3190 и 1630 (гидроксильные группы и молекулы воды), 1070, 965, 950, 740 и 710 (кремнекислородные связи), также 1430—1470 (анион CO_3^{2-}).

Микр. Двуосный (—); $bNm=35-40^\circ$, $Np \perp (001)$ (фиг. 333); $n_g=1,571$, $n_m=1,564$, $n_p=1,552$, вычисл. $2V=74^\circ$.



Фиг. 333. Оптическая ориентировка дженнита (по Карпентеру и др.)
Плоскость спайности совмещена с плоскостью чертежа



Фиг. 334. Кривые изменения веса дженнита
1 — общая потеря веса; 2 — потеря воды;
3 — потеря CO_2
(по Карпентеру и др.)

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 6,14$, $\text{CaO} - 44,47$, $\text{SiO}_2 - 29,77$, $\text{H}_2\text{O} - 19,62$. Анализ (анал. Челмерс): $\text{Na}_2\text{O} - 5,0$, $\text{CaO} - 46,0$, $\text{SiO}_2 - 28,8$, $\text{CO}_2 - 1,5$, $\text{H}_2\text{O} - 18,5$; сумма — 99,8.

Карпентер и др. [1] считают CO_2 присущей минералу, а не связанной с примесью кальцита.

Повед. при нагре. Около 7% воды выделяется в пределах $70-90^\circ$ (фиг. 334) с образованием «метадженнита», сохраняющегося при нагревании до 250° ; «метадженнит» при дальнейшем нагревании переходит в слабо окристаллизованное вещество, при 900° образуется $\beta\text{-CaSiO}_3$, при 1100° $\beta\text{-Ca}_3\text{SiO}_4$.

Наход. Встречен только в контактных породах Крестмора в Калифорнии (США) в трещинах и прожилках (около 1 см толщиной) среди каль-

цит-монтichelлит-герцинитовых и везувиян-волластонитовых пород. Всегда сопровождается тоберморитом, иногда также кальцитом и скоутином; по отношению к этим минералам является более поздним.

Межплоскостные расстояния джсинита из Крестмора,
Калифорния [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D=114,6$ мμ

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
001	10	10,5	303; 104	8	2,66	2	1,610
101	7	6,46	204	1	2,52	4ш	1,58
111	1	5,95	400	1	2,43	2	1,521
002	1	5,20	402	1	2,40	2	1,486
111; 110	5ш	4,77	401	3	2,27	2	1,455
211	2	4,48	403	2	2,21	3	1,413
112	3	4,11	005; 205	2	2,08	1	1,393
111	1	3,93	322; 521	7	2,04	1	1,365
012	1	3,72	501; 205;	} 6	1,984	2	1,331
120; 121	3	3,55	224; 320; 521			3	1,312
003	7	3,47	105	4	1,957	1	1,266
020; 221;	} 7ш	3,29	124; 125;	} 4	1,946	1	1,214
301			500			1	1,177
121; 122	1	3,19	503	2	1,875	3	1,173
302	8	3,04	324; 523	2	1,833	1	1,155
121; 320	} 10	2,92	241	7	1,810	3	1,133
301			3	1,735	1	1,114	
120; 321	8	2,83		4	1,683	2	1,100
122; 321	6	2,78		4	1,637		

Л и т е р а т у р а

1. Carpenter A. B., Chalmers R. A., Gard J. A., Speukman K., Taylor H. F. W. Am. Min. 1966, 51, Nos. 1—2, 56.

Гиортдалит *Hiortdalite*
 $\text{NaCa}_2\text{Zr}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}(\text{F},\text{OH})$

Назван по имени профессора Т. Хиортдала (Брёггер, 1888).

Синон. Хиортдалит, йортдалит, гуаринит (гваринит) — *guarinite* (Гунскарди, 1857) [1]; идентичность гуаринита (первые анализы которого оказались неверными) с гиортдалитом установлена Замболини [2]. Цезаро [3] на основе оптического изучения отрицал идентичность обоих минералов и различал два гуаринита: ортогуаринит — *orthoguarinite* и клиногуаринит (клиногваринит) — *clinoguarinite*, образующие взаимные прорастания; природа их, однако, не уточнена.

Характ. выдел. [Кристаллы размером до 3—4 см.

Структ. и морф. крист. Трикл. с.; $a_0=10,93$, $b_0=10,33$, $c_0=7,33$ Å; $\alpha=90^\circ 29'$, $\beta=108^\circ 50'$, $\gamma=90^\circ 08'$; $a_0:b_0:c_0=1,060:1:0,711$ (Госнер и Краус для норвежского гиортдалита [4]).

Структура не изучена, очевидно близка к таковой минералов группы куспидина; $a:b:c=1,0583:1:0,7048$; $\alpha=90^\circ 29'$, $\beta=108^\circ 49'$, $\gamma=90^\circ 08'$ (Брёггер) [5].

Более обычные формы [5, 6] (в принятой здесь установке):

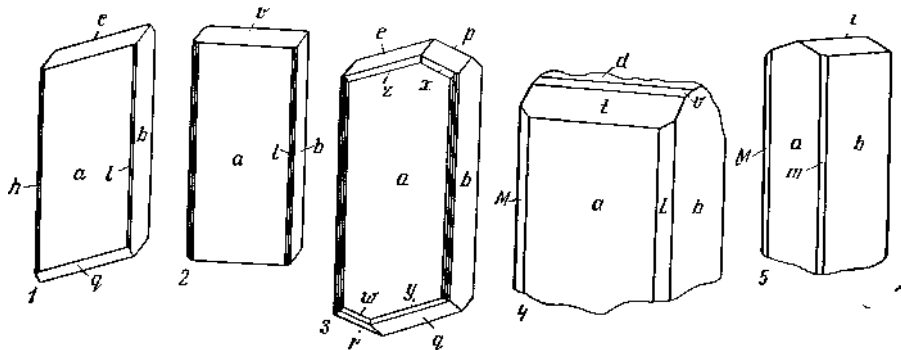
	φ	ρ		φ	ρ
<i>b</i>	010	0°00'	<i>q</i>	012	43°14' 26°28'
<i>a</i>	100	89 42	<i>v</i>	$\bar{1}01$	—88 58 19 56
<i>g</i>	120	26 28	<i>t</i>	$\bar{3}02$	—89 37 35 33
<i>m</i>	110	44 48	<i>y</i>	212	70 40 47 54
<i>l</i>	210	63 09	<i>e</i>	$\bar{2}12$	—45 18 27 02
<i>h</i>	$2\bar{1}0$	116 22	<i>p</i>	$\bar{2}\bar{1}2$	—133 39 26 37
<i>M</i>	$\bar{1}\bar{1}0$	134 43	<i>z</i>	$\bar{4}12$	—71 34 48 20
<i>k</i>	$\bar{1}\bar{2}0$	153 25	<i>x</i>	$\bar{4}\bar{1}2$	—108 09 48 18

<i>mM</i>	(110):(1 $\bar{1}0$)=89°55'	<i>ea</i>	($\bar{2}12$):($\bar{1}00$)=70°58'	<i>pb</i>	($\bar{2}\bar{1}2$):(010)=71°59'
<i>va</i>	(101):(100)=70 04	<i>eb</i>	($\bar{2}12$):(010)=71 19	<i>za</i>	($\bar{4}12$):($\bar{1}00$)=43 37
<i>ta</i>	($\bar{3}02$):(100)=54 27	<i>ya</i>	(212):(100)=45 28	<i>zb</i>	($\bar{4}12$):(010)=76 20
<i>qa</i>	(012):(100)=72 32	<i>yb</i>	(212):(010)=75 47	<i>xa</i>	($\bar{4}12$):($\bar{1}00$)=44 43
<i>qb</i>	(012):(010)=71 03	<i>pa</i>	(212):(100)=71 11	<i>xb</i>	($\bar{4}12$):(010)=76 33

Более редкие формы: *f* (310), *n* (3 $\bar{1}0$), *C* ($\bar{1}02$), *d* ($\bar{3}04$), *r* (0 $\bar{1}2$), *j* ($\bar{1}12$), *i* ($\bar{1}\bar{1}2$), *w* (2 $\bar{1}2$), *o* ($\bar{5}76$).

Гуискарди [1] первоначально считал гуаринит тетрагональным; позднее Ланг [7] установил ромбическую симметрию ($a : b : c = 0,9892 : 1 : 0,3712$); Крешнер [8], а затем Замбонни [9] также считали минерал ромбическим, и лишь позднее Замбонни [2] установил идентичность его с гюртдалитом и триклинную сингонию. Брёггер [5] для гюртдалита допускал возможность двух установок: I — $a : b : c = 0,9980 : 1 : 0,3537$, $\alpha = 89^\circ 31'$, $\beta = 90^\circ 29'$, $\gamma = 90^\circ 06'$ и II — принятая здесь установка, подчеркивающая близость к вёлериту. Установки отличаются поворотом кристалла на 180° вокруг оси *c*; *c* (001) и *v* (101) первой установки отвечают *C* ($\bar{1}02$) и *v* ($\bar{1}01$) второй. Формула перехода от установки I, которой придерживались Замбонни, Хинце, Гольдшмидт и др., к установке II, аналогичной таковой минералов группы куспидина: $\bar{1}01/\bar{0}10/002$.

Кристаллы (фиг. 335) удлинены по оси *c*, более или менее уплощены по *a* (100), нередко псевдотетрагональные. Грани (*hk*0) часто покрыты вертикальной штриховкой. Обычны двойники по (100), простые и полисинтетические.



Фиг. 335. Кристаллы гюртдалита (изображены с обратной стороны)

1—3 — Лангезундфюрд (по Брёггеру); 4 и 5 — Везувий (по Замбонни)

Физ. св. Сп. по (100) и по (010) слабо выражена (наблюдается лишь под микроскопом) [5, 6, 9]. Очень хрупок. Изл. неровный. Тв. $5\frac{1}{2}$ у норвежского, 6 — у итальянского. Уд. вес 3,25—3,27. Цв. соломенно-лимонно- или медово-желтый, желтовато-бурый, светло-бурый, почти бесцветный.

Черта белая. Бл. стеклянный, в изломе жирный [5]. Прозрачен или просвечивает.

Микр. Заметно плеохроирует: по N_g — винно-желтый, оранжево-желтый, по N_m — бледно-желтый почти до бесцветного, по N_p — почти бесцветный; $N_g > N_m > N_p$. Двухосный (+) [5, 6]. Пл. опт. осей почти совпадает с (012) (в принятой здесь установке), угол погасания на (100) по отношению к оси c 65° , на (010) 75° [5]; $n_g=1,665$, $n_m=1,658$, $n_p=1,652$ у норвежского (по Ларсену); $n_g=1,664$, $n_m=1,658$ и $n_p=1,653$ у гиортодалита с Везувия [6, 10]; $n_g=1,653$, $n_p=1,642$ у тувинского [11]; $2V$ около 90° , дисперсия сильная.

В шлифах характерны двойники, часто полисинтетические.

Хим.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	6,53	6,13	6,60	Nb ₂ O ₅	—	1,68	—
K ₂ O	—	0,43	—	Ta ₂ O ₅	—	0,21	—
MgO	0,10	0,57	—	H ₂ O	0,58	—	2,18
CaO	32,53	35,80	29,35	F	5,83	1,28	6,74
MnO	0,96	1,56	0,84	Сумма	102,39	99,80	102,96*
FeO	0,94	1,91	—	—O=F ₂	2,43	0,54	2,84
Fe ₂ O ₃	0,34	—	2,29		99,96	99,26	100,12
SiO ₂	31,60	30,53	31,20	Уд. в.	3,267	3,25	3,25
TiO ₂	1,50	—	1,44				
ZrO ₂	21,48	19,70	21,04				

* В том числе TR₂O₄ — 1,28.

1 — Лангезундфиорд, анал. Клеве [5]; 2 — Везувий, анал. Прайор [2]; 3 — Коргердабикский массив, Тува, анал. Быкова [11].

Первые опубликованные анализы «гуаринита» с Везувия неверны [2]; Гуискарди [1] установил 33,92% TiO₂; Ребуфа (1804 г.) — 25,37% Al₂O₃; цирконий обнаружен не был.

Диагн. исп. Кислотами разлагается, желатинирует. П. п. тр. легко сплавляется в желтоватую эмаль.

Находж. Очень редок. Впервые (гуаринит) в небольшом количестве установлен в выбросах санидинитов на Везувии (Молте-Сомма), сопровождается санидином, содалитом, амфиболом, флюоритом, меланитом, цирконом, титанитом [6, 12]. В нефелиновых сиенитах Лангезундфиорда (Южная Норвегия) встречен на острове Арё в небольшой жиле, сложенной полевым шпатом, черной слюдой и в меньшем количестве нефелином; тесно ассоциируется с флюоритом [5]. На острове Корай в архипелаге Лос (Гвинея) найден в нефелиновом сиените, обогащенном щелочным амфиболом [13]. В пегматитах нефелиновых сиенитов Коргердабикского массива (Тува) — с лепидомеланом [11].

Изм. В процессе альбитизации замещается розенбушитом, цирконом, реже катапентом с одновременным выделением ильменита [11]. Отмечено замещение желтым веществом, природа которого не определена [5, 6].

Межплоскостные расстояния гиортодалита из Норвегии * [14]

Fe-излучение, $D=57,9$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6	3,28	1	2,25	1	1,870	1	1,372
4	3,17	7	2,03	8	1,712	2	1,284
9	2,97	2	1,907	3	1,601	1	1,252
10	2,87	1	1,883	8	1,547	1	1,215
3	2,49	4	1,845	1	1,464	1	1,192
4	2,43	4	1,805	3	1,425	3	1,144

* Музейный образец.

Л и т е р а т у р а

1. Guiscardi G. Atti R. Accad. sci., Napoli, 1857, 2, 408; Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1858, 10, 14.
2. Zambonini F. Min. Mag., 1909, 15, No. 70, 247.
3. Cestaro G. Mém. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1932, 12, 1.
4. Gossner B., Craus O. K. Zbl. Min., 1934, A, 72.
5. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 367.
6. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 257 (сводка данных по гиортдалиту с Везувия).
7. Lang V. Tscherm. min., petr. Mitt., 1871, 81; Brezina A. Там же, 1874, 285.
8. Krenner A. Földt. Közlöny, 1888, 18, 153.
9. Zambonini F. Zbl. Min., 1902, 523.
10. Larsen E. S. Festschr. Goldschmidt zum 75 Geburtstag, Heidelberg, 1928, 172.
11. Капустин Ю. Л., Быкова А. В. ДАН СССР, 1965, 161, № 3, 683.
12. Franco S. Atti Accad. Gioenia sci. nation. Catania, 1942, 5, mem. 9, 1 (по реферату Chem. Abstr., 42, 491e).
13. Lacroix A. Nouv. Arch. Muséum d'histoire naturelle, 1911, ser. 5, 3, 1; C. R. Paris, 1924, 178, No 14, 1109.
14. Семенов Е. И., Казакова М. Е., Симонов В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5, 591.

К ловениту, вёлериту и гиортдалиту близки гайнит, гианнетит и пеннаит — недостаточно охарактеризованные минералы.

Г а й н и т — hainite. Силикат Na, Ca, Ti, Zr. Назван по месту первой находки (Блумрих, 1892) [1]. Мелкие игольчатые и таблитчатые кристаллы (до 1 мм). Трикл. с. Формы: a (100), b (010), m ($h\bar{k}0$); ab (100): (010) = $78^\circ 14'$, bm (010): ($h\bar{k}0$) около $31^\circ 30'$. Тонкоигольчатые кристаллы вытянуты по оси c . Двойники срастания по a (100) (входящий угол между гранями в неделимых около $22,5^\circ$) [1].

Сп. по (010) ясная, по (100) очень слабо выраженная. Хрупок. Тв. 5. Уд. вес 3,184. Изл. неровный. Цв. винно- или медово-желтый до бесцветного. Бл. сильный стеклянный до алмазовидного.

Плеохроизм слабый: по Ng — винно-желтый, по Nm — бледно-желтый, по Np — бесцветный; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (+). Удлинение отрицательное*. Пл. опт. осей и Ng почти перпендикулярны b (010); погасание на (100) очень близко к прямому; в разрезе, перпендикулярном (001), $bNg = 16^\circ 30'$, $aNm = 5^\circ$; в плоскости (010) $cNp = 4^\circ$; $n_m = 1,7$; $n_g - n_p = 0,012$; $2V$ большой; дисперсия сильная, $r > v$ [1].

На основе качественных микрохимических определений, возможно (кроме Na, Ca, Ti, Zr) содержит Ce; Mg и Al не обнаружены. Химического анализа нет.

В HCl, HF и разведенной H_2SO_4 растворяется быстро, в конц. H_2SO_4 — медленно.

Очень редок. Установлен как акцессорный минерал в нефелиновых фonoлитах Баварии (ФРГ) — в Верхнем Хайне [1], в Толенштайне [2] и других местах. Находится преимущественно в мелких пустотах, реже в основной массе фonoлита.

Л и т е р а т у р а

1. Blumrich J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1892, 13, H. 6, 465.
2. Trenkler H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1901, 20, H. 2, 129; Cornu F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1911, 30, H. 1—2, 43; Hirsch J. E. Die Minerale des Böhmischen Mittelgebirges. Jena, 1934, 172.

Г и а н н е т и т (хиантит, джианнетит — giannetite) (Гимараэс, 1948) — хлорсодержащий цирконо-титано-силикат Ca, Mg и Mn. Мелкие призматические кристаллы. Трикл. с.? Обычны двойники по (100). Сп. по (100) совершенная, по (010) и (001) очень слабо выраженная. Цв. бледно-желтый до бесцветного. Двуосный (—), $cNm = 22^\circ$; $n_g = 1,675$, $n_m = 1,664$, $n_p = 1,663$; $2V = 30^\circ$. Спектроскопически установлены Si, Ti, Zr, Mn, Fe, Ca и Na, следы Ta; TR отсутству-

* Винчел (1953), по-видимому, ошибочно указывает положительное удлинение.

ют. В чистом виде не анализировался, состав определен лишь на основе хим. анализа тингуамита, в котором, согласно подсчету под микроскопом, содержалось около 4,5% гланнетита. Данные расчиста (1 и 2) и среднее из них (3):

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	5,6	17,0	11,31	ZrO ₂	8,35	8,4	8,39
CaO	22,3	14,95	18,62	Cl	3,4	3,1	3,09
MnO	9,7	9,1	9,42	Сумма	99,80	100,35	99,94
Fe ₂ O ₃	2,45	2,5	2,45	-O=Cl ₂	0,78	0,70	0,70
SiO ₂	40,0	36,3	38,17		99,02	99,65	99,24
TiO ₂	8,0	9,0	8,49				

Совместно с эвдианитом, катаплеитом, эгирином, флюоритом и санидином обнаружен в составе нефелиновых пород (фосколите, тингуамите, фойяите, луэврите) плато Посус-ди-Калдас в Бразилии. Назван по имени горного инженера А. Жимасти из Минас-Жерайс (*Guimaraes D. Estudo Minas Gerais, Bol. Inst. Tech. Industr., 1948, № 6, 1, по рефератам; Fleischer M. Am. Min., 1949, 34, Nos. 9-10, 770; Шубникова О. М. Тр. ИГиЛ АН СССР, 1953, вып. 144, 95*).

Пеннаит — реннаит (Жимакас, 1948) — предположительно хлорсодержащий цирконио-титано-силикат Ca, Fe в Мп. Тризматические и игольчатые кристаллики. Трикл. с? Подсинтетический двойники. Цп. желтый до бурого. Двусосный (+). По *Np* — темно-желтый до грязловато-желтого, по *Nm* — серовато-желтый, по *Ng* — ярко-желтый, желто-бурый; *cNm* = 13°; *n_m* = 1,70; *n_g* - *n_p* = 0,044; 2*V* = 25°. Растворим в HCl. Данные приближенного хим. анализа: Na₂O — 10—12; CaO — 10—15; MnO — 3—4; FeO — 10—15; Fe₂O₃ — не обн., SiO₂ — 40—45; TiO₂ — 8—10; ZrO₂ — 4—6; Cl — 2—3. Встречен в составе тех же пород плато Посус-ди-Калдас, что и гланнетит. Предположительно является продуктом изменения эгирина. Назван по имени директора технологического института Минас-Жерайс Ж. Сантос Пейна (*Guimaraes, 1948* — см. при гланнетите).

ГРУППА СЕЙДОЗЕРИТА

	Сингония	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	β
Ринкит Na ₂ Ca (Ca, TR) ₂ (Ti, Nb) [Si ₂ O ₇] ₂ (O, F) ₂ F ₂ ¹	Монокл.	18,60	5,64	7,42	101°25'
[Кальциевый ринкит] (Ca, Na, Sr, TR) ₂ (Ti, Nb, Zr, Fe) [Si ₂ O ₇] (O, OH, F) ₂	Трикл.*	9,67	5,73	7,33	101 05
Сейдозерит Na ₁ MnTi (Zr, Ti) ₂ [Si ₂ O ₇] ₂ (F, OH) ₂	Монокл.	5,53	7,10	18,30	102 43
Розенбушит (Ca, Na) ₂ Zr (Ti, Nb, Mn) [Si ₂ O ₇] ₂ (F, O) ₂	Трикл.**	10,12	11,39	7,27	99 40

* α = 90°, γ = 101°31'. ** α = 91°20', γ = 111°54'.

В группу сейдозерита выделены политипные аналоги минералов группы купсидина с химической формулой A₃B [Si₂O₇] OF при Z=4, где A=Ca, Na, TR..., а B=Zr, Ti, Mn, Fe...

Основу структуры минералов группы [1—4] составляют образованные из тиллеитовых лент бесконечные в двух направлениях листы (стенки) октаэдров Na, Ca, Ti и Мп, соединенные двойными лентами октаэдров Na, Ca, TR и Zr (в сейдозерите Zr изоморфно замещается Ti). Между листами и лентами зажаты изолированные диортогруппы [Si₂O₇].

Широкие пределы изоморфизма, свойственные минералам этой группы, вносят некоторые особенности в их структуры; примером является различие структур сейдозерита и кальциевого сейдозерита [5].

Неоднократно возникал вопрос о соотношении ринкита, ионструпита, мозандрита, ринколита и ловчоррита. Близость химического состава, физических и кристаллографических констант позволяет считать их одним минеральным видом [6], который обозначен ринкитом, а не мозандритом, несмотря на то, что последний был описан раньше; мозандрит представляет

собой несколько измененный ринкит [6]. Ионструпит рассматривается как синоним ринкита, ловчоррит — как его скрытокристаллическая разновидность, ринколит — как разновидность, отличающаяся иной оптической ориентировкой (причина различия не ясна). Под названием вудъяврита объединены неоднородные продукты изменения ринкита и его разновидностей.

Кушев и Быкова [7] на основании изучения оптических свойств минералов различают два изоморфных ряда: ринкит — кальциевый ринкит и ринколит — кальциевый ринколит. Последний был первоначально описан как кальциевый ринкит из Приазовья [8], однако по оптическим свойствам он аналогичен ринкоlitу и отличается от кальциевого ринкита.

Кристаллическая структура кальциевого ринкита (гётценита) не расшифрована. К группе ринкита он отнесен условно. Старынкевич-Борнеман [9] ринкит и кальциевый ринкит рассматривает как конечные члены изоморфного ряда (от существенно редкоземельного ринкита до почти лишнего редких земель кальциевого ринкита). Ринкит и кальциевый ринкит сходны по характеру выделений и некоторым физическим свойствам; параметры их элементарных ячеек близки, но они резко отличаются по симметрии.

Сахама [10] установил идентичность описанного им совместно с Хютёненом [11] гётценита с кальциевым ринкитом. Нефедов [12] это отрицает и выделяет два ряда полиморфных модификаций: моноклинные — ринкит (TR), Са-TR-ринкит, Са-ринкит и соответствующие им триклинные: ринколит, турит и гётценит.

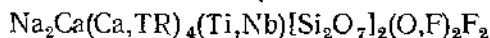
Нойман [13] предположил наличие изоморфного ряда розенбушит — гётценит (кальциевый ринкит), однако, как правильно указывают Сахама и др. [14], лишь после расшифровки структуры кальциевого ринкита можно будет судить о его соотношении с другими минералами данной группы.

Все минералы группы сейдозерита относятся к сравнительно редким; обнаружены главным образом в связи с нефелиновыми сиенитами.

Л и т е р а т у р а

1. Мамедов Х. С., Симонов В. И., Белоз Н. В. ДАН СССР, 1953, 123, № 2, 373; Мамедов Х. С., Белоз Н. В. Геохимия, 1954, № 11, 1087; Белоз Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5; Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 131.
2. Ли-Дэ-юй, Симонов В. И., Белоз Н. В. ДАН СССР, сер. мат.-физ., 1965, 162, № 6, 1288; Симонов В. И., Белоз Н. В. Геохимия, 1957, № 5, 848.
3. Симонов В. И., Белоз Н. В. ДАН СССР, 1958, 122, № 3, 473; Симонов В. И., Белоз Н. В. Кристаллография, 1959, 4, вып. 2, 163; Белоз Н. В., Симонов В. И. ДАН СССР, 1953, 125, № 4, 888.
4. Шибалева Р. П., Белоз Н. В. ДАН СССР, 1952, 143, № 6, 1428.
5. Скиат С. М., Симонов В. И. Кристаллография, 1955, 10, вып. 5, 591.
6. Слепнев Ю. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3, 63.
7. Кушев В. Г., Быков В. С. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 296.
8. Вальтер А. А., Фремэнко Г. К., Стояновский А. М. ДАН СССР, 1933, 153, № 3, 639.
9. Старынкевич-Борнеман И. Д. Тр. Кольской базы АН СССР, 1935, вып. 1, 43.
10. Sahama T. G. Am. Min., 1960, 45, Nos. 1—2, 221.
11. Sahama T. G., Pyöbönen K. Min. Mag., 1957, 31, No. 238, 503.
12. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 418.
13. Neumann H. Norsk geol. tidsskr., 1962, 42, No 1—2, 179.
14. Sahama T., Saari E., Pyöbönen K. Bull. Comm. géol. Finl., 1966, No 222, 135.

Ринкит Rinkite



Назван по имени датского промышленного деятеля Ринка, внесшего большой вклад в изучение геологии Гренландии (Норенсен, 1884) [1].

Синон. Ионструпит (джонструпит) — johnstrupite (Брёггер, 1890) [2].

Мозандрит — mosandrite (Эрдман, 1841) — измененный ринкит (Слепнёв, 1957) [3].

Разнов. Ринколит (по оптической ориентировке), ловчоррит.

Характ. выдел. Кристаллы, радиально-лучистые агрегаты, сплошные выделения до 15—20 см.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$; псевдоромбический [4]. По Галли $C_{2h}^5 - P2_1/c$ [4a]. Обычно рентгеноаморфный, метамиктный, но встречаются и неметамиктные кристаллы, дающие четкую рентгенограмму без прокаливания (не обнаруживающие экзотермического эффекта на кривой нагревания) [5].

$a_0=18,60$, $b_0=5,64$, $c_0=7,42$; $\beta=101^\circ 25'$; $a_0:b_0:c_0=3,300:1:1,317$ (Симонов, Белов [6], для ринкита из Гренландии); в работе [6] параметры по осям b и c ошибочно взаимно перемещены).

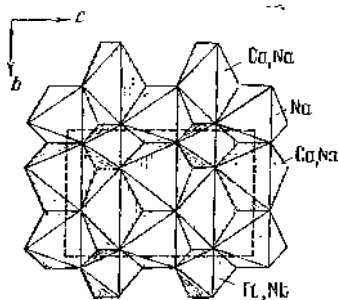
По Готтарди: $a_0=18,83$, $b_0=5,66$, $c_0=7,44$; $\beta=101^\circ 22'$; $a_0:b_0:c_0=3,327:1:1,314$ [7]; учитывая ромбичность структуры, он считает возможным приписывать ей также базоцентрированную ячейку $B2_1$ ($a_0=36,92$, $b_0=5,66$, $c_0=7,44$; $\beta=90^\circ$; $a_0:b_0:c_0=6,523:1:1,314$) [7]. Четко выражен псевдопериод по $c_0=1/2c_0$. $Z=2$.

Ранее выделялась ромбическая ячейка (Ли-Дэ-юй и др. [4]; Госнер и Краус [8]), однако при ее выводе не учитывались слабые отражения на рентгенограммах. Также ошибочны, по-видимому, данные о триклинной симметрии минерала (Сахама и Хюттвен [9], Хейров и др. [10]), хотя они получены на материале из других месторождений (соответственно из Норвегии и из Хибинского массива).

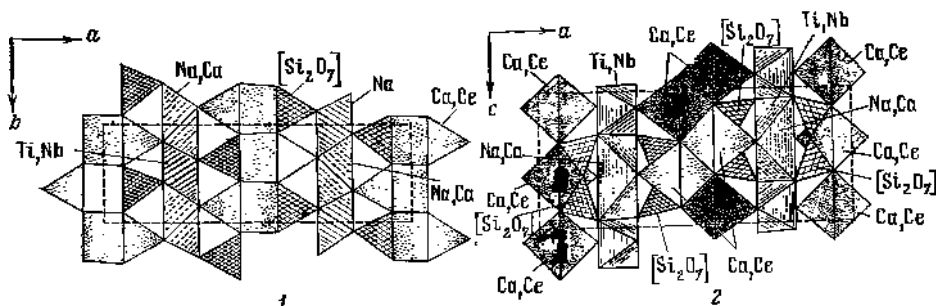
Структура определена для гренландского ринкита [4]. Ее основой являются бесконечные в двух измерениях листы, в которых (на двух уровнях вдоль оси b) чередуются колонки двух типов октаэдров: а) Na-октаэдры чередуются с (Ca, Na)-октаэдрами; б) мелкие (Ti, Nb)-октаэдры чередуются

Фиг. 336. Основной лист (стенка) октаэдров в структуре ринкита, деформированных в соответствии с размерами заселяющих катионов; проекция на (100)

(по Ли-Дэ-юй, Свонсону и Белону)



с вытянутыми (Ca, Na)-октаэдрами (фиг. 336). Листы связаны поперечными лентами, каждая из которых составлена из двух колонок (Ca, TR) O-семи-вершинников (фиг. 337). В каждом семивершиннике сохраняется один полуоктаэдр, второй превращается в тригональную призму. Такие призмы вытягиваются в параллельные основным бесконечные листы и расположены посередине между ними. Соединение листов осуществляется полуоктаэдрами среднего листа. Крупные катионы Ca и Ce, располагающиеся между основными «пакетами» октаэдров, делают структуру ринкита сплюснутой, с чем хорошо согласуется наличие спайности по (100). Полисинтетическое



Фиг. 337. Структура ринкита

(по Ли-Дэ-юй, Симонову и Белову)

1 — проекция вдоль оси c ; 2 — проекция вдоль оси b

двойникование по (100) находится в соответствии с возможностью различной ориентации ячеек по обе стороны от этого направления.

Диэдрич. осевой кл. C_2 — 2 (L_2); $a:b:c=1,6614:1:0,6566$; $\beta=101^\circ 26'$ (Гордон) [11].

Достоверные формы [1, 2, 11—13]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ 00'$	$11^\circ 26'$	e 401	$90^\circ 00'$	$61^\circ 09'$
b 010	0 00	90 00	n $\bar{1}01$	$-90^\circ 00'$	11 22
a 100	90 00	90 00	f $\bar{2}01$	$-90^\circ 00'$	31 08
h 120	17 04	90 00	δ $\bar{5}02$	$-90^\circ 00'$	38 52
m 110	31 33	90 00	g $\bar{4}01$	$-90^\circ 00'$	54 40
s 320	42 39	90 00	k 112	50 54	27 30
t 210	50 51	90 00	o 121	24 45	55 22
w 520	56 55	90 00	p 321	46 25	62 18
u 310	61 30	90 00	q $\bar{2}21$	$-24^\circ 42'$	55 20
v 410	67 51	90 00	l $\bar{1}21$	$-8^\circ 42'$	53 02

$$mm(110):(\bar{1}10)=63^\circ 06'$$

$$hh(120):(\bar{1}20)=34^\circ 08'$$

$$ec(401):(001)=49^\circ 43'$$

$$\delta c(\bar{5}02):(001)=50^\circ 18'$$

$$ca(001):(100)=78^\circ 34'$$

$$na(\bar{1}01)(100)=78^\circ 38'$$

Недостоверные формы хибинских кристаллов (720), (510), (610) и (710), норвежских (160), (203), (201), (601), (601), (233), (629) — в установке Гордона.

Для кристаллов гренландского ринкита на основе приблизительных измерений Лоренцен [1] вычислил отношение $a:b:c=1,5688:1:0,2922$ при $\beta=91^\circ 13'$, для норвежских — «сионструпита» и мозандрита Брэггер [2] в результате измерений плоских кристаллов определил $1,6229:1:1,3594$, $\beta=93^\circ 04'$. Бонштедт при описании хибинского ринколита придерживалась установки Лоренцена. Гордон принял $n(101)$ Лоренцена за $c(001)$. Морфологическая установка Гордона отличается от реппеновской установки в 2 раза меньшим значением a и c .

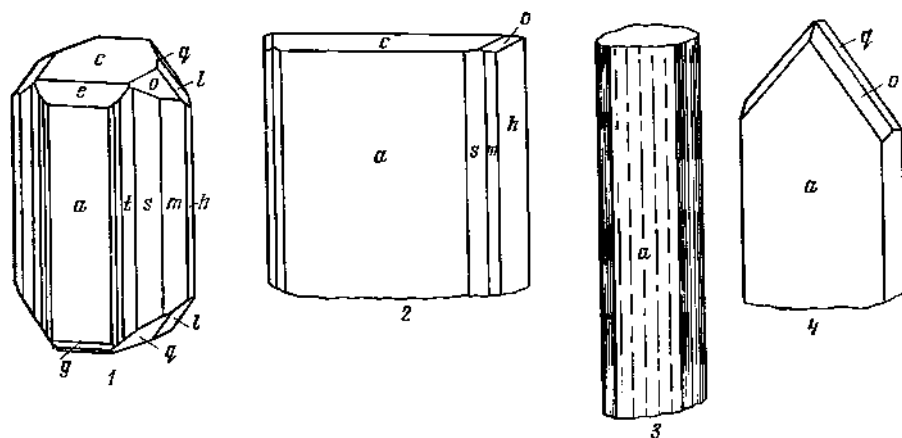
Кристаллы (фиг. 338) длиннопризматические, вытянутые по оси c и уплощенные по (100), с относительно хорошо развитыми гранями призматического пояса и с очень редкими и несовершенными гранями головок. На гранях вертикальных призм обычна вертикальная штриховка, на гранях $n(\bar{1}01)$, $q(\bar{2}21)$, $l(\bar{1}2\bar{1})$ и $o(121)$ наблюдается штриховка параллельно $a(100)$, обусловленная двойникованием [11].

Характерны полисинтетические двойники по $a(100)$.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (010) хорошая (проявляется не всегда). Изл. раковистый. Тв. 5. Микротвердость 500—570 $кг/мм^2$ [14]. Уд. вес 3,30—3,46 (у измененного ринкита—мозандрита 3,03—2,97). Цв. желто-красновато- или зеленовато-коричневый до бурого; описаны также

белые разности из Гренландии, обогащенные ниобием [5]. Черта бледно-желтоватая, почти белая. Бл. на плоскостях спайности стеклянный, в изломе — жирный. Полупрозрачен. Часто слабо радиоактивен [3, 15]; вокруг кристаллов, пронизывающих листочки лепидомелана, имеются «плеохроичные дворики».

В видимой области спектр отражения хибинского ринколита (в порошке) характеризуется полосами при 480, 510—530, 570—580, 675 и 770 м μ ; четкость полос усиливается после прокаливания ринколита [16]. Желтая окраска ринколита и ловчоррита может быть объяснена захватом свободных



Фиг. 338. Кристаллы ринкита

1 — Науйкванг, Гренландия (по Гордову);
2 — Кангердлуарсув, Гренландия (по Лорен-
цену);

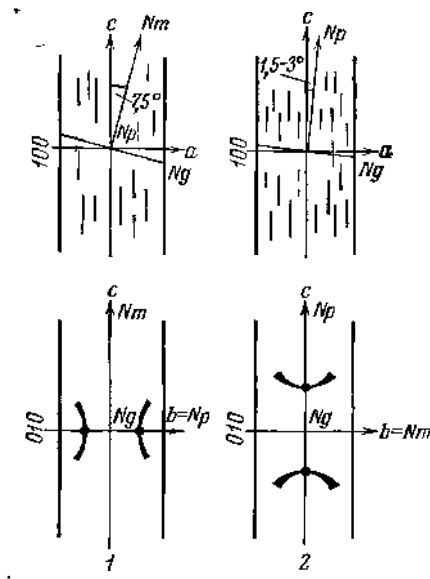
3 — Лангесундфjord, Норвегия (по Бреггеру)
4 — Иидичлумчорр, Хибинь (по Бошштедт)

электронов поливалентными катионами парамагнетиков, в частности ионами Ti^{3+} (неустойчивая ионная окраска из-за присутствия Ti^{3+}); гипотеза о радиогенном происхождении центров окраски не подтверждена [17].

Инфракрасный спектр поглощения ринкита из Гренландии, по новым данным Рудничкой, характеризуется в области призмы NaCl широкой основной полосой с максимумами 960 и 865 cm^{-1} , слабой полосой (в виде ступеньки) у 700 cm^{-1} , тремя очень слабыми максимумами (660, 595 и 560 cm^{-1}) и полосой средней интенсивности около 490 cm^{-1} ; в области призмы LiF имеется слабая широкая полоса воды с максимумом у 3430—3440 cm^{-1} . Деформационная полоса H_2O очень слабая, лежит у 1640 cm^{-1} . Хибинский ринколит дает в инфракрасной области спектр, подобный спектру ринкита: максимумы на основной полосе 955 и 860 cm^{-1} , плечо у 700 cm^{-1} слабее, полоса около 495 cm^{-1} шире, чем у ринкита; слабые дополнительные максимумы 660, 595, 500 cm^{-1} отсутствуют, полоса валентных колебаний H_2O очень слабая, а полоса деформационных колебаний H_2O отсутствует. Ловчоррит дает широкую, размытую основную полосу, на которой практически нет ясно выраженных максимумов; наличием воды обусловлена слабая полоса в области валентных колебаний. После прокаливания в течение часа при 640° ловчоррит дает инфракрасный спектр, подобный спектру ринколита, но полоса воды отсутствует. Инфракрасный спектр мозандрита в общем аналогичен таковому ловчоррита, но полоса воды в области валентных колебаний более сильная.

Мир. В шлифах бесцветен или бледно-желтоватый. Окрашенные разности обнаруживают слабый плеохроизм: по Ng — желтый (зеленовато-

желтый), по Nm — светло-желтый (коричнево-желтый), по Np — бесцветный (светло-желтый); $N_g > Nm > N_p$. Измененные разности буроватые. Двухосный (+). Ринкит из Гренландии по оптической ориентировке (фиг. 339, 1) отличается от ринколита с Кольского п-ова и из Норвегии (иопструпита, мозандрита). В собственно ринките пл. опт. осей $\perp (010)$; $N_p = b$, $cNm = 7,5^\circ$; удлинение (\pm), дисперсия сильная, $v > r$. В ринколите (фиг. 339, 2) пл. опт. осей (010) , $Nm = b$, $cNp = 1,5-3,5^\circ$, удлинение ($-$), дисперсия сильная, $r > v$. Отличие оптической ориентировки гренландского ринкита подтверждено Борудским на материале из Илимаусака [5]. Причина различной ориентировки оптической индикатрисы в ринките и ринколите не ясна (ринкит отличается от ринколита большим содержанием редких земель



Фиг. 339. Оптическая ориентировка ринкита из Гренландии (1) и ринколита из Хибин и Норвегии (2) (по Борудскому)

и ниобия, но не ясно, является ли это причиной изменения оптической ориентировки).

Характерны значительные колебания показателей преломления и особенно угла опт. осей в одном и том же кристалле. Наблюдаются зональные кристаллы; зоны различаются по величине двупреломления. У ринкита из Гренландии: $n_g = 1,681$, $n_m = 1,668$, $n_p = 1,665$, $n_g - n_p = 0,016$ (Винчел), $2V = 43^\circ$; у гренландского ринколита: $n_g = 1,673$, $n_m = 1,662$, $n_p = 1,660$, $2V = 32^\circ$ [5]. У минерала из Норвегии: $n_g = 1,673$, $n_m = 1,666$, $n_p = 1,661$, $n_g - n_p = 0,012$, $2V = 70^\circ$ (по Ларсену); у хибинского ринколита: $n_g = 1,680 - 1,662$, $n_m = 1,667 - 1,656$, $n_p = 1,662 - 1,653$, $n_g - n_p = 0,018 - 0,006$, $2V$ от $+40$ до 65° [12, 15]. Искусственно полученный ринколит имеет: $n_g = 1,673$, $n_m = 1,667$, $n_p = 1,658$, $n_g - n_p = 0,016$, $2V = 46^\circ$, пл. опт. осей (010) , $cNp = 1,5^\circ$ [15]. Уловчоррита среди изотропных участков ($n = 1,654$) наблюдаются радиально-лучистые скопления призматических слабо анизотропных кристалликов (микролитов) с такой же оптической ориентировкой, как у ринколита. Микролиты часто имеют зональное строение с почти изотропным ядром и анизотропными краями: $n_g = 1,666 - 1,659$, $n_m = 1,661 - 1,655$, $n_p = 1,660 - 1,654$, $2V =$ от 36 до 68° [15]. В измененных разностях ринкита показатели преломления уменьшаются (до $n_g = 1,651$, $n_m = 1,645$, $n_p = 1,643$), $2V$ увеличивается до $70-88^\circ$ [12, 15]; мозандрит из Норвегии имеет (по Ларсену): $n_g = 1,658$, $n_m = 1,649$, $n_p = 1,645$, $n_g - n_p = 0,013$, $2V = 75^\circ$.

Хим. Силикат сложного состава, рассматривался как ортосиликат [1], а затем как метасиликат [18]. Старынкевич-Борнemann [18], Чирвинский [19] Замбонини [20], Сахама и Хютёнен [9] указали на большое сходство ринкита с пектолитом.

В ринките титан изоморфно замещается ниобием, танталом и циркони-ем, кальций — стронцием и редкоземельными элементами. Доказано [3, 18, 21], что высокие содержания ZrO_2 в ринките из Гренландии (до 6,51% — анал. Кристенсен, 1905 [22]), из Норвегии (2,84 в ионструпите и 7,43 в мозандрите — анал. Бэкстрём, 1890 [2]) и в «минерале, близком к мозандриту» из Хибин (7,85 — анал. Черник [23]) определены ошибочно. По последним данным [5], содержание ZrO_2 в гренландском ринките 0,62—1,04, а в гренландском ринколите — до 2,20%. Содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 наибольшее в минерале из Гренландии [5]: ринкит с г. Накалак (анализ 3) содержит Nb_2O_5 — 11,6% и всего лишь 4,2% TiO_2 ; в необычном белом ринките из аналъцимовой жилы найдено Ta_2O_5 — 8,23, Nb_2O_5 — 4,81, TiO_2 — 2,42, и TR_2O_3 — 11,42 (анал. Любомилова), в белом ринките из луювритов р. Нарсак Nb_2O_5 — 8,4, Ta_2O_5 — 10,0 и TiO_2 — 1,1% (анал. Катаева) [5]. Содержание SrO в ринкитах достигает 3,86% (в хибинском ловчоррите) [24]; в гренландском ринките Sr отсутствует [12].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	7,94	7,70	5,88	6,67	6,52	6,31
K_2O	0,35	0,59	—	0,12	0,42	Сл.
MgO	0,39	0,06	0,12	1,63	—	0,31
CaO	22,80	22,74	20,35	27,76	26,38	27,30
SrO	—	—	—	—	1,62	2,36
MnO	—	—	—	Сл.	0,12	Не обн.
FeO	—	—	—	—	—	0,17
Al_2O_3	0,54	1,25	—	1,52	1,52	0,76
Fe_2O_3	0,83	0,46	3,77	0,50	0,06	0,30
ΣY_2O_3	} 20,91	} 22,39	} 21,61	1,11	1,80	} 16,87
Ce_2O_3				0,80*	7,02	
$\Sigma (La, Dy)_2O_3$				12,71	7,69	
ThO_2	1,24	0,30	—	0,79	0,46	0,63
SiO_2	29,18	27,47	24,02	30,50	29,44	27,88
TiO_2	5,07	6,00	4,20	7,57	8,43	8,49
ZrO_2	1,04	0,62	—	2,84	0,16	Не обн.
$(Nb, Ta)_2O_5$	5,32	5,52	11,60	—	2,57	1,56
H_2O^+	} —	} 0,82	} 9,60	1,41	1,78	4,49
H_2O^-				—	—	0,42
F	7,11	6,80	—	5,98	5,98	4,87
Сумма	102,72	102,72	101,15	101,91	101,97	102,72
—O=F ₂	2,98	2,86	—	2,50	2,52	2,04
	99,74	99,86	101,15	99,41	99,45	100,68
Уд. в.	—	—	—	3,3	—	—

* CeO_2 .

1—3 — ринкит; Гренландия; массив Илимсаусак [5] (1 — Кеертаусак, анал. Капитонова; 2 — р. Лилельв, анал. Катаева; 3 — г. Накалак; Nb-ринкит; анал. Катаева); 4 — Баркевик, Норвегия, «ионструпит», анал. Бэкстрём [2] (содержание ZrO_2 завышено), уд. вес 3,29 — по Брётгеру, 3,305 — по Сахама [9]; 5—6 — ринколит (5 и 6 — Тактарвумчорр, Хибинские тундры, 5 — анал. Бузова [18, 25]; 6 — анал. Кульчицкая [26], TiO_2 и $(Nb, Ta)_2O_5$ определены Бузовой [25]).

	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	7,83	6,04	8,31	6,35	6,98	9,70
K ₂ O	0,36	1,35	0,15	0,21	0,12	Сл.
MgO	0,24	0,15	0,35	0,15	0,22	Сл.
CaO	26,68	29,91	24,14	27,92	25,87	27,16
SrO	0,40	—	3,38	1,12	3,80	3,08
MnO	—	—	0,39	0,11	—	0,20
Al ₂ O ₃	1,18	0,71	0,34	0,25	2,16	0,22
Fe ₂ O ₃	0,27	1,87	0,14	0,05	0,12	—
Σ Y ₂ O ₃	0,14	12,93	1,26	2,73	1,77	13,11
Ce ₂ O ₃	8,84		7,99	6,83	5,45	
Σ (La, Dy) ₂ O ₃	9,57		6,68	7,26	7,07	
ThO ₂	0,63	0,40	0,94	0,72	1,24	1,33
U ₃ O ₈	—	—	0,02	0,10	0,32	0,33
SiO ₂	28,38	29,41	28,38	29,78	30,09	29,00
TiO ₂	8,27	8,35	10,68	9,74	9,39	7,06
ZrO ₂	Сл.	2,20	—	0,14	Не обн.	Не обн.
(Nb, Ta) ₂ O ₅	2,58	1,38	2,18	2,16	2,08	4,50
H ₂ O ⁺	1,62	1,81	0,70	1,17	0,16	1,44
H ₂ O [*]	—		—	0,06	—	—
F	4,40	6,38	5,80	4,75	6,10	6,32
Сумма	101,39	102,89	101,83	101,68*	102,94	103,45
—O=F ₂	1,85	2,65	2,44	2,00	2,57	2,66
	99,54	100,24	99,39	99,68	100,37	100,79
Уд. в.	—	3,40	3,34	3,35	3,28	—

* В том числе CO₂—0,08.

7 и 8 — ринколит (7 — из эггириновых лувэритов Ловозерских тундр, анал. Казакова [27], 8 — р. Лидель, массив Иллимаусак, Гренландия, анал. Катаева [5]); 9—11 — ловчоррит, Хибинские тундры (9 — г. Юкспор, анал. Бутова [18, 25, 28], 10 — г. Будьяврорр, анал. Кяппович [18, 29], содержание U₃O₈ по Комлеву [30], TiO₂ и (Nb, Ta)₂O₅ — по Бутовой [25], 11 — г. Эвслотгорр, анал. Волкова [30]); 12 — ловчоррит, р. Хатанга, Одикича, Сибирь, анал. Тумилович [31].

Кроме приведенных, имеются анализы ринкита из Кангердлуарсука (Гренландия) [1, 22], «мозандрита» из Ловена (Норвегия) [2, 32], ринколита [3, 12, 18, 33] и ловчоррита [12, 18, 29, 33] из Хибин.

Редкоземельные элементы в трехвалентном состоянии изоморфно замещают кальций. Предположение о присутствии в ринките Ce²⁺ и об изоморфном замещении им ионов титана [8] не подтвердилось. Редкоземельные элементы в основном цериевые, обычно содержание тяжелых лантаноидов и иттрия незначительно [3, 14, 26, 27, 34, 35], но в ринколите из Тувы существенно.

Состав группы редкоземельных элементов в ринкитах из различных месторождений (в % к сумме TR):

	1	2	3	4	5	
	Среднее из 9 определений	Колебания				
La	20	14—27	13,8	9,8	15,6	19,4
Ce	45	42—49	39,6	35	40,6	50
Pr	4,9	3,2—8,0	6,1	4,3	3,1	4
Nd	19	16—23	27,5	13	15,6	19,9
Sm	3,3	2,4—4,4	4,0	3,9	6,5	2,1
Eu	0,2	0,2—0,3	0,6	0,4	0,6	—

	1	2	3	4	5	
	Среднее из 9 определений	Колебания				
Gd	2,1	0,5—2,8	2,8	7,1	0,1	1,5
Tb	0,1	0,1—0,2	—	1	—	—
Dy	1,6	0,4—2,2	—	4,7	5,6	0,5
Ho	0,2	0,1—0,2	0,4	1,2	—	—
Er	0,4	0,1—0,7	1,1	3,5	0,1	—
Tm	0,1	—	0,2	0,6	0,1	—
Yb	0,6	0,2—1,8	0,6	4,7	0,3	—
Lu	—	—	0,1	0,8	—	—
Y	3,9	1,8—6,4	Не опр.	(10)	11,8	2,6

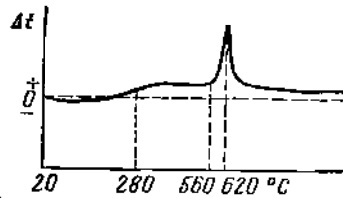
1 — Хибинский и Ловозерской массивы [14, 34]; 2 — Хибинский массив [36]; 3 — Коргердабский массив [34]; 4 — Бурнала [37]; 5 — Илмасака [5].

В ринколите из Хибин содержится: $0,26—0,61$ Th, $6,90 \cdot 10^{-2}—1,94 \cdot 10^{-1}$ U, $2,30 \cdot 10^{-8}—6,45 \cdot 10^{-8}$ Ra, (Th/U=3,1—3,7); в хибинском ловчоррите: $0,55—1,48$ Th, $2,00 \cdot 10^{-2}—2,15 \cdot 10^{-1}$ U, $6,6 \cdot 10^{-9}—7,17 \cdot 10^{-8}$ Ra (Th/U=4,9—50,0) [38]. В ринколите из Хибин обнаружено $4,5 \cdot 10^{-5}$ Hg [39].

Диагн. исп. Легко растворим в разбавленных кислотах. П. п. тр. сплавляется в черное или коричневое стекло. В окислительном пламени окрашивает перл буры в желтый цвет; перл фосфорной соли в восстановительном пламени фиолетовый, в окислительном — бесцветный.

Повед. при нагр. Температура плавления $1200—1400^{\circ}$ [15]. В результате нагревания метамиктный минерал переходит в кристаллическое состояние. Уже после нагревания до $200—300^{\circ}$ ринколит дает линии на порош-

Фиг. 340. Кривая нагревания ловчоррита (по Сленеву)



кограмме [14], полностью в кристаллическое состояние переходит при $560—620^{\circ}$; этому соответствуют характерное для метамиктных минералов свечение и отчетливый экзотермический эффект (фиг. 340) (у ловчоррита этот эффект более сильный, чем у ринколита) [3]. До 800° структура минерала не меняется [3]; при $900—950^{\circ}$ он распадается [40] на два близких по структуре соединения; одновременно происходит окисление Fe^{2+} (экзотермический эффект при $850—1000^{\circ}$) [16, 41]. Выдержанный в течение 20 час. при 750° ринколит — полностью кристаллический, но уже через 3 мес. в значительной степени становится рентгеноаморфным. При микроскопическом исследовании устанавливается, что при раскристаллизации изотропной или слабо анизотропной массы ловчоррита образуются радиально-лучистые агрегаты призматических кристалликов; раскристаллизация сопровождается увеличением уд. веса, дупреломления и угла оптических осей [15]. При нагревании до $450—500^{\circ}$ ринколит обесцвечивается [17].

Наход. Редок. Аксессуарный минерал нефелиновых сиенитов и их пегматитов. Наиболее распространен в Хибинских тундрах на Кольском п-ове, где встречается в трахитоидных хибинитах и пойкилитовых нефелиновых сиенитах (рисчорритах) и их пегматитах вместе с щелочными полевыми шпатами, нефелином, арфведсопитом, эгирином, лепидомеланом, эвдиалитом-

эвколитом, энигматитом, лампрофиллитом, астрофиллитом, титанитом, натролитом, содалитом, анальцимом, канкринитом, галенитом, сфалеритом и другими минералами [3, 12, 15, 18, 19, 29, 30, 33, 41—46]. Для хибинитов более характерен ринколит, для ринчорритов — ловчоррит; оба часто встречаются совместно. Ринколит сростается с полевым шпатом, нефелином, арфведсонитом и другими минералами. Ловчоррит слагает гнезда или ветвящиеся прожилки и часто сменяется к зальбандам радиально-лучистыми агрегатами ринколита; особенно характерен для него парагенезис с альбитом, апатитом, пирротином, флюоритом и игольчатыми или спутанно-волокнустыми разностями эгирина, титанита, астрофиллита, пектолита, юкспорита. В эгирин-полевошпатовой жиле г. Кукисвумчорр встречаются макроскопически однородные агрегаты мелких кристаллов ринколита в натролите, названные Антоновым кондриковитом (*kondrikovite*) или кондриком (*kondrikite*) [28, 47]. Ринколит (реже ловчоррит) — типичный акцессорный минерал апатит-нефелиновой породы и приконтактовых частей тел ринчорритов и уртитов [45, 46]. Встречается также в фенигах, развивающихся по зеленокаменным сланцам в экзоконтакте Хибинского массива [36].

В Ловозерском щелочном массиве на Кольском п-ове распространен менее; встречается в породах верхних и нижних слоев дифференцированного комплекса (малиньитах, урритах, ювитах, эгириновых и роговообманковых лувяритах и фойяитах), реже в пойкилитовых нефелиновых сиепитах (ринколит); в ловозёрских пегматитах редок и сильно изменен [27].

В Коргеретабинском массиве нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) обнаружен в ассоциации с микроклином, нефелином, арфведсонитом, эгирином, эвдиалитом и астрофиллитом [48]. В массиве Бурпала в Северном Прибайкалье в микроклинитах и метасоматических эгирин-альбитовых жилах ассоциируется с эвдиалитом, пиррохлором и лопаритом, а в зонах перекристаллизации нефелиновых сиепитов — с апатитом, бритолитом и титанитом [37]; встречается в Северной Сибири по р. Хатанге (ловчоррит) [31].

Впервые был найден в Южной Норвегии в Баркевике и на о-вах Ловен и Стокё в Лагезундфиорде [2] в ассоциации с микроклином, эгирином, черной слюдой, нефелином, вёлеритом, розенбушитом, эвколитом, апатитом, флюоритом, содалитом (ионструпит = ринколит). В Юго-Западной Гренландии в массиве Илимаусак ринкит широко распространен в пойкилитовых содалитовых нефелиновых сиепитах (науяяитах) и их пегматитах вместе с микроклином, арфведсонитом, эгирином, эвдиалитом, содалитом и стенструпином [1, 5, 22, 49]. С ринкитом ассоциируются также пиррохлор, нептунит, натролит, молибденит, сфалерит, галенит и др. [50]. Мелкие (до 1 мм) хорошо образованные кристаллики ринкита найдены в пустотах среди микроклина, арфведсонита, эгирина, нефелина, содалита, натролита, эвдиалита и сфалерита в Науяяказике (фиорд Тунугддиарфик) [11]. В альбититах ринкит сопровождается полилитнонитом, шизолитом и чкаловитом (Кекертаусак); в гидротермальных анальцимовых жилах в науяяитах и в лувяритах обнаружен белый приобиевый ринкит (г. Накалак) [5]. Ринколит обнаружен в пластовых пегматитах пуласкитов (р. Лилельв) в ассоциации с микроклином, нефелином и фаялитом, «гидроинкит» — в пегматитах какорткинов с микроклином, арфведсонитом, эвдиалитом и анальцимом [5].

В Бу Аграо (Высокий Атлас, Марокко) ринкит встречается в нефелиновых сиепитах и их пегматитах в ассоциации с полевым шпатом, нефелином, эгирином, арфведсонитом, эвдиалитом, катаплеитом, ловенитом, розенбушитом, пектолитом и флюоритом [51]; как акцессорный минерал установлен в эгириновом фойяите с о-ва Носи-Комба на Мадагаскаре [52]; вместе с титанитом — в сиепитах о-ва Касса в архипелаге Лос (Гвинея) [53]; с микроклином, нефелином, альбитом, эгирин-авгитом, биотитом, титани-

том, магнетитом и апатитом — в нефелин-аплитах и пелелин-сиенит-аплитах на южной окраине Ливийской пустыни [54]; известен также в нозеановых феолитах Корнуэла (Англия) [55], в массиве Дитрэу (Румыния) [56], в Трансваале (ЮАР) [14].

Изм. Ринкит и его разновидности в поверхностных условиях неустойчивы и быстро превращаются в бурую рыхлую рассыпчатую массу; неизменный минерал встречается крайне редко. Продукты начальной стадии изменения, характеризующиеся неполным выносом щелочей, кальция и фтора, относительно слабой гидратацией и сохранением облика первоначального минерала, называют мозандритом (mosandrite), гидроринкитом (hydrorinkite) и гидроринколитом (hydrorinkolite) (Семенов, 1963, [34]). Семенов [5] считает, что гидроразности могут возникнуть не в процессе изменения минерала, а путем роста на затравках ринкита или ринколита при соответствующих термодинамических параметрах. При изменении ринкита и его разновидностей происходит относительное накопление в нем титана, ниобия, редкоземельных элементов и тория, окисление части Ce^{3+} и Fe^{2+} ; уменьшаются удельный вес, показатели преломления и двупреломление, увеличивается $2V$ [3, 4, 18, 41]; на кривой нагревания измененного ринкита появляется низкотемпературный (80—150°) эндотермический прогиб (выделение воды) [14]. Хим. анализы измененных разновидностей приведены у Брэггера [2], Берлина [32], Слепнева [3, 41], Семенова [34]. Допускается, что изменение ринкита происходит под влиянием углекислых гидротермальных растворов [57] или под влиянием растворов зоны гипергенеза [26]. Описано [58] замещение мозандрита титанитом, флюоритом, эгирином и рамзаитом под влиянием гидротермальных растворов.

Продуктом значительного изменения ринкита является вудьяврит (vudjavrite), образующий неоднородные зеленоватые, сероватые, серые и желтые корки и налеты на ринколите и ловчоррите.

Вудьяврит назван Борнеман-Старынкевич (1933) [28] по месту первой находки; Семенов и Чирвинский [59] различали медистый вудьяврит (suprovudjavrite) и медистый ловчоррит (suprolovchortite).

Состав вудьяврита, по данным многочисленных опубликованных химических анализов [5, 18, 26, 28, 29, 60], широко варьирует; в шлифах неоднороден; рентгеноаморфен или дает на порошкограммах линии анкилита [14, 26]; рассматривается как смесь аморфных гидратов [14, 26, 34].

В продуктах изменения некоторых ринкитов установлены рабдофанит [14] и анкилит [14, 26, 33].

Искусств. Ринколит синтезирован при сухой плавке ловчоррита (более успешно с добавлением в качестве минерализатора вольфрамовокислого натрия) [15].

Практ. знач. Может служить сырьем на редкие земли цериевой группы. Содержание Ce_2O_3 в неизменном минерале до 15%, в продуктах изменения — до 30% [61]. Попутно могут извлекаться титан и торий.

Разнов. Ринколит — rinkolite — отличается оптической ориентировкой (см. фиг. 339). Хим. анализы 5—8.

Назван по близости к ринкиту (Бонштедт, 1926) [12].

Ловчоррит — lovchortite — макроскопически совершенно однородный скрытокристаллический, напоминает застывший клей. Под микроскопом наблюдаются сферические стяжения мельчайших кристалликов. Сп. отсутствует; иногда наблюдается отдельность. Изл. мелкокораквистый до неровного. Тв. 5. Уд. вес 3,25—3,36. Цв. от янтарно-желтого до зеленовато-бурого. Бл. жирный, восковой. В мелких осколках прозрачен. См. хим. анализы 9—12.

Назван по месту первой находки на г. Ловчорр в Хибинских тундрах (Бонштедт, 1926) [12].

Межплоскостные расстояния ринкита из Кангерлуарсука *

SiK α -излучение, дифрактометр							
hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
210; 101	10	5,23	10 $\bar{2}$; 2 $\bar{2}$	40	2,798	15	2,011
310	10	4,30	5 $\bar{1}$; 6 $\bar{0}$	70	2,702	30	1,853
111; 1 $\bar{1}$	15	4,17	610; 1 $\bar{1}$	10	2,620	20	1,817
2 $\bar{1}$; 3 $\bar{0}$			112; 1 $\bar{2}$	20	2,577	10	1,712
211; 2 $\bar{1}$	10	3,846	40 $\bar{2}$	10	2,414	25	1,682
410; 4 $\bar{0}$	25	3,581		5	2,390	10	1,531
021; 0 $\bar{2}$	100	3,071		15	2,306		
501; 2 $\bar{2}$				15	2,188		
121; 1 $\bar{2}$	40	2,945		5	2,114		
3 $\bar{2}$; 3 $\bar{2}$				25	2,024		

* ASTM, 12-582.

Л и т е р а т у р а

- Lorenzen J. Zs. Krist., 1884, 9, 248; Medd. Grønland, 1893, 7, 1 в 33.
- Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, Spec. Teil, 74.
- Слепнев Ю. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3, 63.
- Ли-Дэ-юй, Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, сер. мат., физ., 1965, 162, № 6, 1288.
- Galli E., Alberti A. Acta Cryst., 1971, 27-B, pt. 7, 1277.
- Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Иламаусак. Изд-во «Наука», 1969, 46.
- Симонов В. И., Белов Н. В. Геохимия, 1967, 12, вып. 5, 848.
- Gottardi C. Ann. Min., 1966, 51, Nos. 9-10, 1529.
- Gossner B., Kraus O. Zbl. Min., 1933, A, 369; Zbl. Min., 1934, A, 72.
- Sahama T. G., Hytönen K. Geol. för. förhandl., 1957, 79, H. 4, N:o 491, 791.
- Хеиров М. Б., Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 150, № 1, 162.
- Gordon S. G. Proc. Acad. natur. sci. Philadelphia, 1924, 76, 249.
- Бонштедт Э. М. Изв. АН СССР, сер. 6, 1926, 20, № 12, 1181.
- Бонштедт Э. М. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 225.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 308.
- Ожгинский И. С. Зап. Мин. об-ва, сер. 2, 1935, 64, вып. 2, 355.
- Дудкин О. Б. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1965, вып. 4, 218.
- Дудкин О. Б. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во «Наука», 1967, вып. 5, 169.
- Старынкевич-Борнemann И. Д. Тр. Кольской базы АН СССР, 1935, вып. 1, 43.
- Чирвинский П. Н. Тр. Кольской базы АН СССР, 1935, вып. 1, 77.
- Zambonini F. Atti Soc. italiana sci. nat. Mus. civ. storia natur. in Milano, 1921, 60, f. 2, 258.
- Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 87.
- Bøggild O. V. Mineralogia Groenlandica. Kjobenhavn, 1905, 269; Medd. Grønland, 1953, 149, No. 3, 220.
- Черник Г. П. Горный журн., 1927, № 12, 740.
- Шилин Л. Л., Муравицкая Г. И., Сидоричева А. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, № 99, 165.
- Бурова Т. А. Тр. Кольской базы АН СССР, 1936, вып. 2, 28.
- Дорфман М. Д., Варшал Г. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 115.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 412.
- Борнemann-Старынкевич И. Д. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 6, 114.
- Афанасьев М. С., Салье Е. А. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 5, 70.
- Галахов А. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 165.
- Моор Г. Г. Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1957, вып. 6, 29.
- Berlin N. J. Ann. Phys., 1853, 88, 156.
- Гуткова Н. И. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 5, 60.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 186.
- Боровский Н. Б., Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1945, 49, № 5, 362; Герасимовский В. И., Туранская И. В. Геохимия, 1957, № 4, 334; Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314; Бородин Л. С. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 3.

36. Тихоненкова Р. П., Скосырева М. В. Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967, 94.
37. Портнов А. М., Ганзев А. А., Бурсук К. В. ДАН СССР, 1965, 174, № 5, 1188.
38. Коллеж Л. В. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 6, 135.
39. Айдинян Н. Х., Шилин Л. Л., Белавская Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, № 99, 21.
40. Кумскова Н. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 119.
41. Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 79.
42. Денисов Е. П. Сб. «Хибинские апатиты». ОНТИ ВСНХ, 1932, 2, 401; Ожинский И. С. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 6, 108.
43. Слепнев Ю. С. Геохимия, 1957, № 5, 408; Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 114.
44. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963, 1.
45. Иванова Т. Н. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 25.
46. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изд-во «Наука», 1964, 155.
47. Антонов Л. Б., Борнеман-Старынкевич И. Д., Чирвинский П. Н. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 5, 173.
48. Яшина Р. М. ДАН СССР, 1959, 129, № 3, 650.
49. Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1899, 24, 183; Flinck G. Medd. Grønland, 1898, 14, 542.
50. Sørensen H. Medd. Grønland, 1962, 167, Nr 1, 1.
51. Jérôme E., Dubar M. G. C. R., Paris, 1947, 224, 1022; Jérôme E. C. R., Paris, 1950, 290, № 1, 110.
52. Lacroix A. Nouv. Arch. Museum d'histoire naturelle. Paris, 1902, 4, ser. 4, f. 1, 41; f. 2, 169.
53. Lacroix A. Nouv. arch. Museum d'histoire naturelle. Paris, 1911, 3, ser. 5, 61.
54. Willmann K. N. Jb. Min., 1937, V.-Bd. 72, A, 367.
55. Tilley C. E. Geol. Mag., 1959, 96, No. 6, 503.
56. Streckeisen A. Schweiz. min., petr. Mitt., 1952, 32, H. 2, 251.
57. Барабанов В. Ф. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 161.
58. Raade G. Norsk geol. tidsskr., 1967, 47, H. 3, 249.
59. Семенов П. Ф., Чирвинский П. Н. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во Кировского комитета краеведения и техпропа треста «Апатит», 1935, 19.
60. Борнеман-Старынкевич И. Д., Чирвинский П. Н. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 372.
61. Семенов П. Ф. Сб. «Хибинские апатиты». Госхимтехиздат, 1933, 5, 80; Смирнов Г. Ф. Там же, 84; Бурксер Е. С. Там же, 100; Кожевников А. В. Там же, 1933, 6, 130.

Кальцевый ринкит *Calcium rinkite* (Ca,Na,Sr,TR)₃(Ti,Nb,Zr,Fe)[Si₂O₇](O,OH,F)₂

Найден М. С. Афанасьевым (1931), изучен и назван И. Д. Борнеман-Старынкевич [1]. Синон. Гётценит — götzenite (Сахама, 1954) [2], название по имени фон-Гётцена, впервые проникшего в 1894 г. к вулкану Ньрагонго в Центральной Африке; идентичность с кальцевым ринкитом установил Сахама (1960) [3].

Разнов. По оптической ориентировке: кальцевый ринколит, турит.

Характ. выдел. Длиннопризматические и игольчатые кристаллики (до 15 мм), лучистые сноповидные или волокнистые агрегаты. Известны скелетные метакристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с.

a_0	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0:b_0:c_0$	М-ние
9,667	5,731	7,334	90°	101°05'	101°31'	1,687:1:1,280	} Конго [4] (гётценит) [3] [2]
9,65	5,74*	7,32*	90	101 06	101 18	1,681:1:1,275	
10,93	5,74*	7,32*	90	120	100	1,904:1:1,275	
—	—	7,34	—	—	—	— — —	Хибины [3]
—	—	7,38	—	—	—	— — —	Приазовье [5]
9,46	5,72	7,32	90	81	98	1,652:1:1,280	Турий мыс (турит) [6]

* По сравнению с оригиналом оси b и c взаимно переставлены для сопоставления с установкой ринкита.

Ясно выражен псевдопериод $c'_0 = 1/2 c_0$; $Z=2$. Структура не определена. $a:b:c=1,681:1:1,275$; $\alpha=90^\circ$, $\beta=101^\circ 06'$, $\gamma=101^\circ 18'$ (по рентгеновским данным Сахама [3] в принятой здесь установке).

Формы, измеренные приближенно Сахама и Хютёненом [2], в новой установке и символы граней в их установке:

Новая установка	φ	ρ	Символы по Сахама и Хютёнену
b 010	0°00'	90°00'	00 $\bar{1}$
b' 0 $\bar{1}$ 0	180 00	90 00	031
a 100	78 29	90 00	$\bar{1}$ 00
a' $\bar{1}$ 00	-101 31	90 00	100
m 110*	28 24	90 00	—
m' $\bar{1}$ 10	145 15	90 00	$\bar{1}$ 01
M $\bar{1}$ 10	-34 45	90 00	10 $\bar{1}$
n 210	44 15	90 00	$\bar{2}$ 0 $\bar{1}$
l $\bar{4}$ 30?	-145 11	90 00	403

* Наблюдалась Исфедовым на кристаллах «турита».

Двойники простые и полисинтетические по (100) [5, 7, 8] или по плоскости, образующей угол $\sim 10^\circ$ с (100) [2], дв. ось [001] [2].

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (010) менее совершенная. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость 785—850 кг/мм^2 [5]. Уд. вес 3,10—3,21. Цв. желтовато-серый до бурого. Черта белая. Бл. матовый, у волокнистых агрегатов шелковистый, в поперечном изломе кристаллов жирный.

Магнитная восприимчивость $+2,30 \cdot 10^{-6}$ CGSE [9]. Слабо люминесцирует, максимум свечения — при 465—530 ммк [5]. Инфракрасный спектр поглощения, по новым данным Рудницкой, характеризуется широкой сильной основной полосой с тремя довольно слабо выраженными максимумами 1015, 950 и 845 см^{-1} и интенсивной полосой около 485 см^{-1} . Максимумы 950 и 845 см^{-1} по положению близки к максимумам ринкита, но характер их иной; максимум 485 см^{-1} совпадает с таковым ринкита, но имеет большую интенсивность; на коротковолновом плече основной полосы наблюдаются два слабых максимума — 590 см^{-1} и около 660 см^{-1} .

Микр. В шлифах бесцветный, бледно-желтоватый или бледно-розовый. Двуосный (+). По оптической ориентировке различимы кальциевый ринкит и кальциевый ринколит: в кальциевом ринките оси оптической индикатрисы наклонены значительно больше к кристаллографическим осям, чем в кальциевом ринколите. Удлинение (\pm); Nm параллельна удлинению кристаллов как у ринкита. Координаты осей опт. индикатрисы для минерала из Конго (гётценита): для Np $\varphi=137^\circ$, $\rho=62^\circ$; для Nm $\varphi=-65^\circ$, $\rho=29^\circ$; для Ng $\varphi=41^\circ$, $\rho=81^\circ$; $cNm=29^\circ$, $bNg=53^\circ$, $cNp=62^\circ$ (вычислено по данным Сахама и Хютёнена [2]). У минерала из Хибин со сходной ориентировкой Nm почти совпадает с осью c [8].

Кальциевый ринколит отличается малыми углами наклона оптической индикатрисы к кристаллографическим осям; $Np \parallel$ удлинению, пл. опт. осей почти совпадает с (010), как у ринколита; $cNp=1-3,5^\circ$, $Nm \approx \perp (010)$; разности с такой оптической характеристикой встречены в Хибинах [3, 10] и в Приазовье [5, 7]. Оптической ориентировкой отличается минерал с Турьего мыса (турит), в котором плоскость опт. осей близка к (100): для Np $\varphi=262^\circ$, $\rho=8^\circ$; для Nm $\varphi=85^\circ$, $\rho=82^\circ$; для Ng $\varphi=355^\circ$, $\rho=90^\circ$; $cNp=8^\circ$ (в тупом углу β), $bNg=5^\circ$ (в остром углу γ). Причина различия в оптической ориентировке не ясна. Показатели преломления для минерала из Хибин и с Турьего мыса: $n_g=1,657-1,659$, $n_m=1,653-1,658$, $n_p=1,649-1,653$; $n_g - n_p=0,006-0,008$ [3, 6, 10]; для минерала из Приазовья и из Конго:

$n_g = 1,670 - 1,685$, $n_m = 1,662 - 1,666$, $n_p = 1,658 - 1,663$; $n_g - n_p = 0,008 - 0,018$ [2,5, 7]; $2V = 38 - 74^\circ$; дисперсия у хибинского сильная, $r > v$; у турита сильная, $v > r$ (при $\lambda = 589$ мкм $2V = 38^\circ$, при 486 мкм $- 48^\circ$) [6].

Зерна часто зональны, зоны различаются величиной дупреломления и $2V$. Часты аномальные цвета интерференции и неполное погасание.

Хим. Эмпирическая формула $A_3B[Si_2O_7](O, F, OH)_2$, где $A = Na, Ca, Sr, TR, K, Al, Fe^{3+}$, $B = Ti, Zr, Nb, Mn$. Содержание TR_2O_3 варьирует, достигает 6,70% [7]. Спектроскопически найдены: Be, Ba, V, Ni, Pb, Ag [5]. В хибинском кальциевом ринките с г. Эвслосчорр обнаружено от $4 \cdot 10^{-5}$ до $9 \cdot 10^{-3}$ Hg [11].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	6,44	4,85	6,10	6,47	6,32	6,10	6,36	5,14	3,77
K ₂ O	0,48	0,14	0,37	0,42	0,09	0,22	0,24	0,69	0,29
MgO	сл.	0,29	0,10	не обн.	0,04	0,35	0,16	0,13	0,58
CaO	38,32	41,80	32,90	32,10	38,95	38,53	34,20	36,23	38,21
SrO	1,28	не обн.	1,45	1,30	0,87	1,62	3,80	0,73	—
BaO	—	0,09	не обн.	—	не обн.	—	не обн.	—	—
MnO	2,10	0,07	0,60	0,82	0,62	0,70	0,60	0,26	—
FeO	—	0,45	—	не обн.	0,14	—	0,48	—	—
Al ₂ O ₃	2,16	4,26	2,37	4,32	0,45	2,69	1,50	0,83	1,69
Fe ₂ O ₃	0,40	0,35	0,56	0,86	0,02	0,34	0,30	0,22	0,64
TR ₂ O ₃	не обн.	не обн.	1,72	2,30	1,84	2,28	2,42	5,14	6,44
TiO ₂	—	—	0,005	—	—	—	0,12	0,37	0,19
SiO ₂	29,78	32,50	30,17	31,20	32,34	28,35	32,14	34,15	31,92
ZrO ₂	0,35	—	2,22	1,00	0,19	0,38	2,90	0,19	0,33
TiO ₂	} 12,49	9,72	9,30	10,90	8,74	11,17	9,16	8,94	10,33
Nb ₂ O ₅		не обн.	0,85	0,62	} 3,36	} 2,46	} 0,90	} 3,83	} 0,67
Ta ₂ O ₅		—	—	—					
H ₂ O ⁺	0,14	0,26	—	1,45	0,57	0,59	0,80	0,40	0,90
H ₂ O ⁻	1,02	0,14	0,39	1,00	0,04	0,10	—	—	0,13
F	7,23	8,33	7,10	6,58	9,16	6,40	6,30	5,50	6,80
Сумма	102,19	103,60*	101,17**	103,00***	(103,74)	102,28	102,39	102,79	102,89
—O=F ₂	3,04	3,54	2,98	2,70	3,85	2,69	2,65	2,32	2,86
	99,15	100,06	98,19	100,30	99,89	99,59	99,74	100,47	100,03
Уд. в.	3,11	3,14	3,17	3,11	3,145	—	—	3,21	
n_g	1,657	1,670	1,670—1,673	1,659	1,653	1,672—1,685—	1,659		
n_m	1,654	1,662	1,663—1,666	1,653	—	—	1,658		
n_p	1,649	1,660	1,660—1,663	1,651	1,647	1,658—	1,661		

* В том числе: Cl — 0,15, P₂O₅ — 0,01, SO₂ — 0,19.

** В том числе: п. п. — 4,96.

*** В том числе: P₂O₅ — 0,40, SO₂ — 0,11, CO₂ — 1,15.

1 — г. Юкспор, анал. Старынкенич-Борнеман [1, 10]; 2 — вулкан Шахеру (гётценит), анал. Оямперё [2]; SO₂ — отсутствует; 3 и 4 — Призовье [5] (3 — анал. Бекман и Пскарская; 4 — анал. Мысенко); 5 — г. Юкспор, анал. Оямперё [3]; спектроскопически установлены Ba, Ta, P, S и Cl (в оригинале сумма 103,73), 6 — г. Юкспор, анал. Казакова [12]; 7 — Призовье, анал. Быкова [7]; P₂O₅, V₂O₅, PbO и SO₂ не обнаружены; 8 — Хибинь, анал. Борнеман-Старынкенич и Степанов 11, [10], Nb₂O₅ и Ta₂O₅ определены Буровой [13], в состав TR₂O₃ входит 0,442 Y₂O₃; 9 — Турый мыс (турит), анал. Белопольский [6]; в состав TR₂O₃ входят Ce₂O₃ — 2,83, La₂O₃ — 3,02 и Y₂O₃ — 0,59%.

Редкие земли существенно цериевые [5—7]. В минералах из Призовья группа редкоземельных элементов имеет следующий состав (в % к их сумме):

	1	2		1	2		1	2		1	2		1	2
La	28	29,5	Nd	6,2	6,8	Gd	0,5	1,5	Ho	—	—	Yb	0,4	0,7
Ce	39	45,4	Sm	3,4	1,0	Tb	—	—	Er	0,1	0,7	Lu	—	—
Pr	1,7	2,7	Eu	—	—	Dy	13	1,5	Tu	0,1	—	Y	6,7	10,2

1 — по Кушеву и Быковой [7], столь высокое содержание Dy вызывает некоторое сомнение; 2 — по Вальтеру и др. [5], в оригинале указано содержание окислов.

Диагн. исп. Легко растворяется в кислотах, в том числе в уксусной.

Повед. при нагр. Характерны экзотермические эффекты при 890 и 975° [5]. При 900° минерал (как и ринколит) распадается на неопределенные фазы [14]. До 1000° теряет 2,8% веса (в пределах 20—400°—1%, 450—600°—0,6%, 680—1000°—1,2% [6]). Плавится при 1025° [5]. После прокаливании показатели преломления увеличиваются (для минерала с Турьего мыса до $n_g=1,673$; $n_m=n_p=1,660$), двупреломление уменьшается, выше 950° становится изотропным [6].

Наход. Редок. Впервые был найден в Хибинском массиве нефелиновых сиенитов (г. Юкспор и г. Эвеслогчорр); на г. Юкспор образует мало-мощные прожилки в висячем боку и в центральной части пегматитовой жилы, тесно ассоциируется с волокнистым эгирином, апатитом, пектолитом, ферсманитом, натролитом, галенитом и сфалеритом. Частью образует корочки на кристаллах пектолита [8, 10]. Встречен в оливиновом мельтейгит-порфире в западной части Горноозерного массива на Турьем мысу (Кольский п-ов) в ассоциации с кальцитом, содалитом, биотитом, канкринитом, флюоритом, пирротином и халькопиритом [6].

В Приазовье (УССР) впервые был отмечен Эльтековым (1937) в санидин-анортотлазовых породах Еланчика, описан Пильтенко и др. [15] как гинит. Как акцессорный минерал встречается в Приазовье в нефелиновых сиенитах, ювитах и малиньтах; кристаллизовался после титанита; ассоциируется с флюоритом и канкринитом; часто наблюдается в виде скелетных метакристаллов [5, 7].

За рубежом установлен в нефелинитах Шахеру (кратер действующего вулкана Нирагонго) в провинции Сев. Киву (Конго) [2, 3].

Отл. От ринкита (ринколита) отличается высоким содержанием Са, более низкими показателями преломления и уд. весом.

Разнов. Кальциевый ринколит — calcium rinkolite (Кушев, 1965) [7] отличается от кальциевого ринкита оптической ориентировкой.

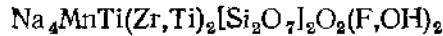
Турит — turite (Нефедов, 1965) [6]. Отличается от кальциевого ринкита и кальциевого ринколита иной оптической ориентировкой (см. выше). Назван по месту находки на Турьем мысу (Кольский п-ов). Нефедов рассматривал турит как промежуточный член изоморфного ряда ринкит — кальциевый ринкит с более высоким содержанием TR_2O_3 (6,44%); однако содержание TR_2O_3 в некоторых кальциевых ринкитах также высокое (до 6,70%) [7].

Межплоскостные расстояния гётценита с вулкана Шахеру [2]
CuK α -излучение, дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
111; 20 $\bar{1}$	15	3,994	400; 4 $\bar{1}\bar{1}$	10	2,323	15	1,833
020; 210	5	3,601	1 $\bar{2}\bar{2}$; 022	15	2,261	10	1,798
300	100	3,100	202; 130	7	2,214	25	1,690
30 $\bar{1}$; 021	100	2,986	320; 4 $\bar{2}$ 0	5	2,152	7	1,646
1 $\bar{2}\bar{1}$; 102	10	2,859	2 $\bar{2}\bar{2}$; 322	5	2,059	10	1,594
002; 211	7	2,822		7	1,989	10	1,573
2 $\bar{2}\bar{1}$; 202	40	2,648		50	1,911	10	1,543
301; 3 $\bar{1}\bar{1}$	25	2,511		15	1,876	15	1,482

Л и т е р а т у р а

1. Старынкевич-Борнеман И. Д. Тр. Кольской базы АН СССР, 1935, вып. 1, 43.
2. *Sahata T. G., Nyttönen K.* Min. Mag., 1957, 31, No. 238, 503.
3. *Sahata T. G.* Am. Min., 1960, 45, Nos. 1—2, 221.
4. *Sahata T., Saari E., Nyttönen K.* Bull. Comm. géol. Finl., 1966, N:о 222, 135.
5. Вальтер А. А., Еременко Г. К., Стреловский А. М. ДАН СССР, 150, № 3, 639.
6. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Пестов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 418.
7. Кушев В. Г., Быкова В. С. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 295; Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. Изд-во «Наука», 1965, 184.
8. Чирвинский П. Н. Тр. Кольской базы АН СССР, 1935, вып. 1, 77.
9. Вальтер А. А., Еременко Г. К. Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во АН УССР, 1963, 91.
10. Чирвинский П. Н., Борнеман-Старынкевич И. Д. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 370.
11. Айдиньян Н. Х., Шилин Л. Л., Белавская Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 21.
12. Слетнев Ю. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3, 63.
13. Бурова Т. А. Тр. Кольской базы АН СССР, 1936, вып. 2, 28.
14. Кумскова П. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 119 (реферат доклада на Федоровской сессии).
15. Пильтенко М. К., Бочковой Ю. Д., Зарицкий А. И. Сб. «Происхождение щелочных пород». Тр. 3-го Всесоюз. петрографич. совещания. Изд-во «Наука», 1964, 108.

Сейдозерит *Seidoserite*

Назван по месту первой находки в районе Сейдозера (Семенов и др., 1958) [1].
Разнов. Кальциевый сейдозерит [2].

Характ. выдел. Веерообразные сростки пластинчатых кристаллов (до 5 см), сферолиты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^4 - 2P/c$; $a_0 = 5,53$, $b_0 = 7,10$, $c_0 = 18,30 \text{ \AA}$; $\beta = 102^\circ 43'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,779 : 1,2,577$ — у собственно сейдозерита [1], $a_0 = 5,54$, $b_0 = 7,10$, $c_0 = 18,36 \text{ \AA}$; $\beta = 102^\circ 40'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,780 : 1,2,586$ — у кальциевого сейдозерита [3]; $Z = 2$ [4].

Для структуры сейдозерита [4—6] характерны параллельные оси b сплошные листы из чередующихся Na (Ca)-восьмивершинников и (Zr, Ti, Mn)O₆-октаэдров. Диортогруппы Si₂O₇ располагаются между восьмивершинниками (фиг. 341). Структура кальциевого сейдозерита [3, 6] в общем отвечает структуре собственно сейдозерита, но Ca находится в Na-восьмивершинниках и в MnO₆-октаэдрах, а Ti занимает лишь одно из двух его положений в структуре сейдозерита (Ti, замещающий Zr, отсутствует); в ZrO₆-октаэдры входят Mn и Fe.

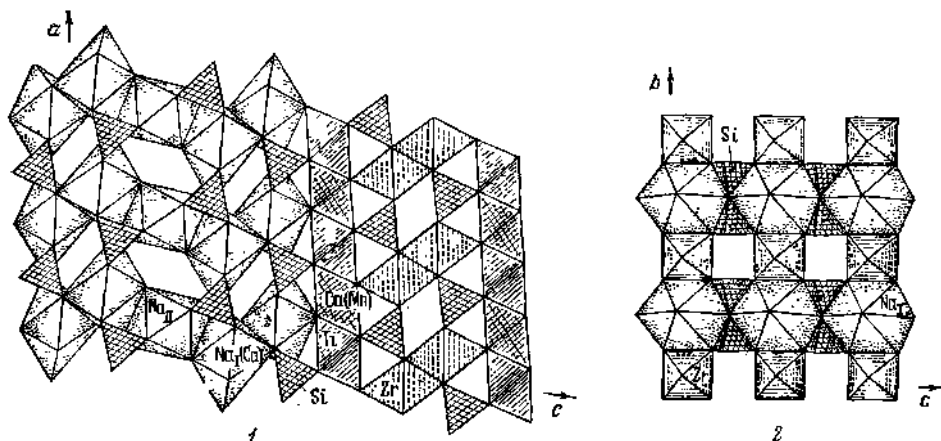
Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,780 : 1,2,601$; $\beta = 102^\circ 43'$ [1].
Формы:

		φ	ρ	φ_2	ρ_2
c	001	90°00'	12°43'	12°43'	90°00'
b	010	0 00	90 00	—	0 00
a	100	90 00	90 00	90 00	90 00
d	011	4 58	69 03	12 43	21 30
e	203	-90 00	64 03	-64 03	90 00
p	111	54 29	77 25	74 40	55 27

$$ae(100):(20\bar{3}) = 25^\circ 57'$$

$$dc(011):(001) = 68^\circ 30'$$

$$da(011):(100) = 85^\circ 22'$$



Фиг. 341. Структура сейдозерита

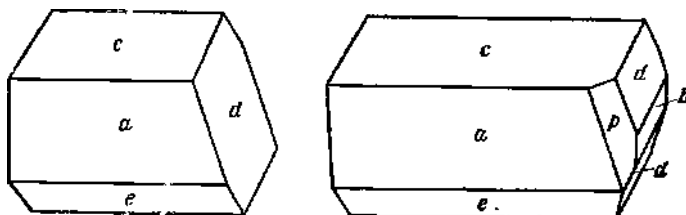
(по Симонову и Белову)

1 — проекция структуры на (010) (в левой части изображены слои из Na и Ca-восьмигранныхников, в правой — слои из октаэдров);

2 — вытянутые вдоль оси b колонки из чередующихся восьмигранныхников и октаэдров и расположенные между восьмигранными двойные SiO_4 -тетраэдры

Наиболее развиты грани c (001), a (100), e ($2\bar{0}3$) (фиг. 342). Кристаллы призматические, вытянутые по оси b . Грани a и c несут штриховку, параллельную оси b .

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Хрупок. Тв. 4—5. Микротвердость 318—645 кг/мм^2 , анизотропия твердости $K_H=1,64$ [7]. Уд. вес 3,47—3,42 (см. при анализах). Цв. в массе буро-красный, темно-красный, отдельные кристаллы красновато-желтые. Бл. сильный, стеклянный. Полупрозрачен, просвечивает красным цветом. Пьезоэффект не обнаруживается [1]. Притягивается электромагнитом.



Фиг. 342. Кристаллы сейдозерита (по Семенову и др.)

Инфракрасный спектр сейдозерита характеризуется рядом интенсивных полос в области 870—1100 и 570—440 см^{-1} , а также одиночной полосой средней интенсивности при 633 см^{-1} [8].

Микр. В шлифах в прох. свете сильный плеохроизм: по Ng — светло-желтый, по Nm — красный, по Np — темно-красный; $Np > Nm > Ng$. Двухосный (+). Пл. опт. осей (001), $Ng = a$, $cNm = 13^\circ$ [1]; $n_g = 1,830$, $n_m = 1,758$, $n_p = 1,725$; $n_g - n_p = 0,105$; $2V = 68^\circ$; дисперсия сильная, $r > v$ у ловозерского сейдозерита [1]; $n_g = 1,784$ и $1,772$; $n_p = 1,720$ и $1,718$; $n_g - n_p = 0,064$ и $0,054$; $2V = 62^\circ$; $r > v$ у кальциевого сейдозерита (оригиналы анализов 2 и 3) [2].

Хим. Состав сложный. Байкальский кальциевый сейдозерит, по сравнению с ловозерским сейдозеритом, характеризуется повышенным содержа-

нием Са и пониженным Тi. Количественным рентгеноспектральным анализом в ловозерском сейдозерите установлено 0,40% HfO_2 (при 23% ZrO_2) [1].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	14,55	13,37	13,82	ZrO_2	23,14	23,59	22,98
K_2O	—	Не обн.	Не обн.	Nb_2O_5	0,60	0,12	—
MgO	1,79	Не обн.	Не обн.	F	3,56	3,62	3,75
CaO	2,80	9,73	8,51	H_2O	0,60	Не обн.	Не обн.
MnO	4,22	5,37	5,60	Сумма	101,11	101,41	101,39
FeO	1,06	3,87	} 3,30	—O—F ₂	1,49	1,52	1,57
Fe_2O_3	2,85	0,30					
Al_2O_3	1,38	Не обн.	0,11		99,62	99,89	99,82
SiO_2	31,40	32,81	34,65	Уд. в.	3,472	3,45	3,42
TiO_2	13,16	8,63	8,67				

1 — сейдозерит буро-красный, Сейдозеро, анал. Квэакова [1]; 2 и 3 — кальциевый сейдозерит, Бурпала, анал. Столярова [2]; 2 — темно-красный (из зон альбитизации), в оригинале ошибочно для Na_2O указано 15,37% вместо 13,37%, 3 — от желтого до коричневого (из зон эгиринизации).

Диагн. исп. В HCl растворяется с трудом. П. п. тр. плавится легко [1].

Наход. Редок. Сейдозерит встречен в четырех местах Ловозерского массива (Мурманской обл). Выделился на ранних стадиях образования щелочных пегматитов, ассоциируется с нефелином, микроклином, эгирином I, апатитом, пирохлором, магнетитом, ильменитом, титаноловенитом, эвдиалитом [1]. В 1960 г. был обнаружен в Туве (по устному сообщению Ю. Л. Капустина). Кальциевый сейдозерит найден в альбитизированных и эгиринизированных пегматитах массива Бурпала (Северное Прибайкалье) в ассоциациях: а) с альбитом, титаноловенитом, катапленитом, лопаритом, лейкофаном, меланоцеритом; б) с эгирином, кальциевым катапленитом, гиортдалитом, пирохлором, пирофанитом, марганцовым астрофиллитом; образовался на поздних этапах щелочного метасоматоза; отмечено замещение кальциевым сейдозеритом гиортдалита, кальциевого катапленита и титаноловенита.

Изм. В гидротермальную стадию сейдозерит подвергся замещению минералом типа катапленита [1].

Отл. По внешнему виду похож на лампрофиллит, отличается большей твердостью, в иммерсии — обратной схемой абсорбции. Кальциевый сейдозерит от близкого по показателям преломления титаноловенита отличается по характеру плеохроизма, положительному знаку, величине $2V$.

Разнов. К а л ь ц и е в ы й с е й д о з е р и т — *calcian seidoserite* (Портнов, 1964) [2] — $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{TiZr}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{O}, \text{F})_2$. От сейдозерита отличается более высоким содержанием Са и более низким Тi (хим. анализы 2 и 3). Показатели преломления и двупреломления несколько ниже, чем у собственно сейдозерита (см. выше).

Межплоскостные расстояния сейдозерита с Кольского полуострова (оригинал анализа 1) [1]

$\text{FeK}\alpha$ -излучение, $D=57,9$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	3,29	3	2,25	4	1,633	2	1,459
1	3,15	1	2,14	1	1,612	2	1,426
10	2,97	7	1,830	1	1,572	3	1,386
7	2,87	3	1,761	3	1,527	2	1,367
4	2,58	1	1,714	1	1,509	2	1,276
3	2,43	2	1,677	2	1,481	2	1,216

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И., Казакова М. Е., Симонов В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5, 590.
2. Портнов А. М. ДАН СССР, 1964, 156, № 2, 338.
3. Скитат С. М., Симонов В. И. Кристаллография, 1965, 10, вып. 5, 591.
4. Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1958, 122, № 3, 473.
5. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 29.
6. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 131.
7. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 110.
8. Лазарев А. Н. Кристаллография, 1961, 6, вып. 1, 126.

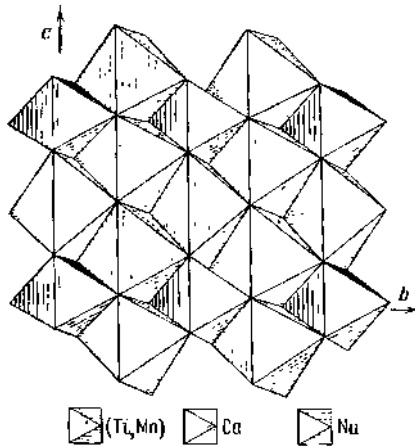
Розенбушит Rosenbuschite
 $(Ca,Na)_6Zr(Ti,Nb,Mn)[Si_2O_7]_2(F,O)_2$

Назван по имени немецкого петрографа проф. Х. Розенбуша (Брётгер, 1887).

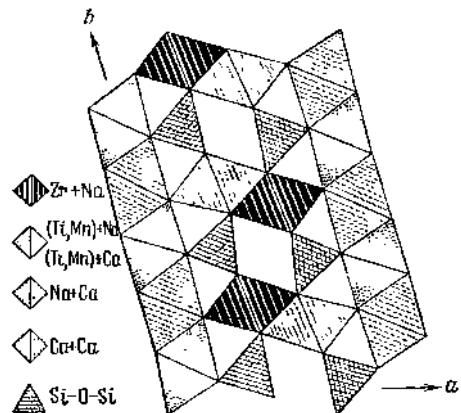
Синон. Цирконовый пектолит — Zirkon-pektoilit (Брётгер, 1890) [1].

Характ. выдел. Параллельно-игольчатые, радиально-лучистые и волокнистые агрегаты (до 1—2 см) [1].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P \bar{1}$; $a_0=10,12$, $b_0=11,39$, $c_0=7,27$ Å; $\alpha=91^\circ 20'$; $\beta=99^\circ 40'$, $\gamma=111^\circ 50'$; $a_0:b_0:c_0=0,888:1:0,638$ (для лозерского, Шибалева, Симонов, Белов, 1963) [2]; $a_0=10,14$, $b_0=11,41$,



Фиг. 343. Распределение катионов в слоях из октаэдров в структуре розенбушита (по Белову и др.)



Фиг. 344. План структуры розенбушита (в проекции на плоскость ab) (по Белову и др.)

$c_0=7,28$ Å; $\alpha=91^\circ 21'$, $\beta=99^\circ 38'$, $\gamma=111^\circ 54'$; $a_0:b_0:c_0=0,889:1:0,638$ (для норвежского, Пикок) [3]; $Z=2$.

Для структуры розенбушита [2] характерны бесконечные слои, сложенные чередующимися TiO_6 -, NaO_6 - и CaO_6 -октаэдрами (фиг. 343); слои скреплены узкими двойными лентами, также сложенными октаэдрами, причем в одной из двух колонок, составляющих ленту, октаэдры заселены только Ca, в другой ZrO_6 -октаэдры чередуются с NaO_6 - и CaO_6 -октаэдрами. Группы $[Si_2O_7]$ размещаются между стенками и лентами (фиг. 344).

Формы [3]:

	φ	ρ	φ	ρ
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	n $\bar{1}20$ — $168^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
a 100	$67^\circ 30'$	$90^\circ 00'$		

Первоначально Брётгер [1] считал минерал моноклинным ($a : b : c = 1,1687 : 1 : 0,9776$; $\beta = 78^\circ 13'$), удлиненным вдоль оси b . Грани b (010), a (100) и n ($\bar{1}20$) установки Пыкока отвечают измеренным Брётгером граням s ($\bar{2}01$), c (001) и a (100). Наблюдавшаяся Брётгером всего на одном кристалле малодостоверная грань (540) в установке Пыкока имеет очень сложный символ.

Кристаллы, удлиненные по оси c , длиннопризматические, игольчатые.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по ($\bar{1}20$) менее совершенная, по (010) несовершенная. Тв. 5—6. Микротвердость 668—708 кг/мм^2 [4]. Хрупок. Изл. неровный. Уд. вес 2,9—3,3. Цв. светло-оранжево-серый, бледно-желтый. Бл. стеклянный.

Микр. Плеохроизм слабый в желтоватых тонах, $Np < Nm < Ng$. Двусный (+); $Np = c$ (параллельно удлинению волокон), Ng с нормалью к (100) образует угол в $28^\circ 30'$. Дисперсия слабая, $r > v$.

n_g	n_m	n_p	$2V$	Местонахождение
1,705	1,687	1,678	78°	Лангезундфиорд [3]
1,712	1,688	1,683	58	Лангезундфиорд [5]
1,710	1,687	1,682	60	Лангезундфиорд (о-в Скудесунд) [5]
1,708	1,687	1,680	68	Норра Кэпп [6]
1,675	—	1,657	80	Средне-Татарский массив [7]
1,707	—	1,681	—	Ловозерский массив [8]

Хим. Характерно замещение Zr на Ti и Hf; содержание TiO_2 до 9,08% [7], содержание HfO_2 0,3% при ZrO_2 19,80% [9].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	9,93	9,25	10,82	8,06	ThO_2	—	0,14	—	—
K_2O	—	0,05	—	2,91	U_3O_8	—	—	—	0,07
MgO	—	0,10	—	0,61	Nb_2O_5	—	—	0,57	1,40
CaO	24,87	24,70	26,00	23,24	Ta_2O_5	—	—	—	0,14
SrO	—	—	—	0,32	H_3O^+	—	0,51	—	1,37
MnO	1,39	0,90	1,16	2,27	H_2O^-	—	0,06	—	0,23
Al_2O_3	—	1,35	2,16	0,36	F	5,83	5,57	7,00	4,16
Fe_2O_3	1,00	0,52	1,82	1,03	Сумма	101,66	102,47	102,96	101,24
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	0,33	3,86	2,05	0,93	—O=F ₂	2,45	2,34	2,94	1,75
SiO_2	31,36	30,96	28,57	34,65		99,21	100,13	100,02	99,49
TiO_2	6,85	6,25	7,16	7,77	Уд. в.	3,315	3,35	—	2,984— 2,958
ZrO_2	20,10	18,25	15,65	11,72					

1 и 2 — Лангезундфиорд (1 — анал. Клеве и Бэкстрём [1]; 2 — анал. Бруун [10]); 3 — Ловозерские тундры, анал. Быкова [8]; 4 — Средне-Татарский массив, анал. Бурова [7].

Состав группы TR_2O_3 (для оригинала анализа 2) [10] (в % к их сумме): La_2O_3 — 0,10, Ce_2O_3 — 0,23, Pr_2O_3 — 0,08, Nd_2O_3 — 0,35, Sm_2O_3 — 0,10, Gd_2O_3 — 0,16, Tb_2O_3 — 0,03, Dy_2O_3 — 0,24, Y_2O_3 — 1,94, Ho_2O_3 — сл., Er_2O_3 — 0,24, Yb_2O_3 — 0,39.

Диагн. исп. П. п. тр. легко сплавляются. Разлагается HCl .

Наход. Очень редок. Встречается в нефелиновых сиенитах и в других щелочных породах как аксессуарный минерал, реже в пегматитах. В Лово-

зерских тундрах (Мурманская обл.) [8] установлен вместе с ловенитом, апатитом, флюоритом, титанитом в щелочном снените на контакте нефелиновых сненитов с ксенолитами в девонских пироксенитах. В Коргедабинском массиве (Тува) наблюдается в лепидомелан-эгириновых пегматитах в ассоциации с эгирином, астрофиллитом, катаплеитом, гиортдалитом, аксессуарным бритоцитом [11]. В Средне-Татарском массиве (Енисейский край) встречается в нефелиновых сненитах и в ювитах [7]. Впервые был установлен в пегматитах нефелиновых сненитов на о-ве Скудесунд в Лангезундфьорде (Норвегия) вместе с лепидомеланом, вёлеритом, флюоритом, мозандритом; наблюдался в небольшом количестве и в других пегматитах района Лангезундфьорда [1]. Содержится в нефелиновых сненитах Минас Жераис (Бразилия) [12], Бу Аграо в Высоком Атласе (Марокко) [13], Юлианехоба (Гренландия) [14], Норра Кэрт (Швеция) [6, 15], в тингуаитовых на о-вах Лос (Гвинея) [16], в нефелин-сненитовом порфире Ред Хил (шт. Нью-Гэмпшир, США) [17].

Межплоскостные расстояния розенбушита из Скудесунда *

FeK α -излучение, $D=90$ мк

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
001	20	7,20	$\bar{3}11$	10	3,24	$\bar{1}33$; $2\bar{2}\bar{3}$	10	2,04
011; $\bar{1}\bar{2}0$	20	5,58	$30\bar{1}$	80	3,06		10	1,98
$\bar{2}\bar{2}0$; $\bar{1}\bar{2}1$	10	4,44	130; $3\bar{3}0$	100	2,94		60	1,89
$2\bar{0}\bar{1}$	20	4,30	022; $3\bar{1}1$	10	2,83		20	1,86
	10	4,14		10	2,78		40	1,82
120	40	3,96	040; $03\bar{2}$	40	2,63		20	1,70
$1\bar{2}\bar{1}$	10	3,71	122; $\bar{4}21$	40	2,48		30	1,67
002; $10\bar{2}$	10	3,55	$20\bar{3}$; 320	10	2,30		20	1,57
$3\bar{1}0$; $\bar{1}31$	10	3,31	$04\bar{2}$; $\bar{4}12$	20	2,23			
$0\bar{3}\bar{1}$; 121	20	3,27	$\bar{1}23$; $2\bar{1}\bar{1}$	30	2,20			

* ASTM, 14-447.

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Zr. Krist., 1890, 16, 378.
2. Шибалева Р. П., Белов Н. В. ДАН СССР, 1962, 143, № 6, 1428; Шибалева Р. П., Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллография, 1963, 8, вып. 4, 506; Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 5.
3. Рашкок М. А. Norsk geol. tidsskr., 1937, 17, Н. 1, 17.
4. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 208.
5. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No. 679, 128.
6. Adamson O. J. Geol. fgr. förhandl., 1944, 66, Н. 2, No 437, 113.
7. Сеешникова Е. В., Бурова Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 22.
8. Семенов Е. И., Качемасов Г. Г., Быкова А. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 106.
9. Боровский И. Б., Блохин М. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 1, 185.
10. Neumann H. Norsk geol. tidsskr., 1962, 42, Н. 1-2, 179.
11. Капустин Ю. Л., Быкова А. В. ДАН СССР, 1965, 161, № 3, 683.
12. Franco R. R. Bol. Univ. São Paulo, Fac. filos., cienc., letras, 1945, 49, No. 7, 7 (по реферату Chem. Abstr., 39, 4816).
13. Jérôme E. C. R., Paris, 1950, 230, No. 1, 110.
14. Ussing N. V. Medd. Grønland, 1912, 38, 144; Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 220.
15. Törnebohm A. E. Sver. geol. unders., Ser. C, Afhandl., 1906, No 199, 20.
16. Lacroix A. Nouv. Arch. Muséum d'histoire naturelle, 1911, ser. 5, 3, 73.
17. Pirsson L. W., Washington H. S. Am. J. Sci., 1907, 23, No. 138, 433.

МИНЕРАЛЫ С НЕВЫЯСНЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Назонит* $Pb_6Ca_4[Si_2O_7]_3(Cl, OH)_2$	Гексаг.	10,08	—	13,27	5,6
Ганомалит $Pb_6Ca_4[Si_2O_7]_3(OH)_2$	Гексаг.?	—	—	—	5,7
Соланит $Ca_2H_2[Si_2O_7] \cdot H_2O$	Ромб.	11,15	19,67	6,08	2,7
Гелланит Боросиликат Ca и TR	Монокл.	—	—	—	3,7
Карнасуртит $(TR, Th)(Ti, Nb)(Al, Fe)(Si, P)_2O_7(OH)_4 \cdot 3H_2O$	Гексаг.?	10,6	—	7,3?	2,9

* Структура изучена в 1971 г. (Giuseppetti G. а. oib. Am. Min., 1971, 56, Nos. 7—8, 1174).

Назонит Nasonite
 $Pb_6Ca_4[Si_2O_7]_3(Cl, OH)_2$

Назонит близок к ганомалиту. Оба минерала гексагональные, имеют почти одинаковый химический состав с той лишь разницей, что в назоните всегда присутствует Cl и уд. вес его несколько меньше. Возможно, что эти минералы идентичны.

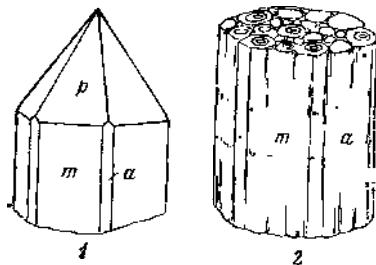
Назван по имени американского геолога Ф. Назона (Пенфилд, Уорен [1]).

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, реже — мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. [2, 3]. $C_{6h}^2 - P 6_3/m [3a]$;

$a_0 = 10,08$, $c_0 = 13,27$ Å; $a_0:c_0 = 1:1,3164$; $Z = 2$ [4]; $a_0 = 9,94$, $c_0 = 13,08$ Å; $a_0:c_0 = 1:1,3159$ (ASTM). Изучение структуры [3a] подтвердило наличие изолированных групп двояных тетраэдров Si_2O_7 [4].

Фиг. 345. Кристаллы назонита
 1 — Франклин (по Пальчу);
 2 — сросток, Лонгбан (по Амьену)



Измерен лишь один кристалл (фиг. 345, 1); $a:c = 1:1,317$ [2].
 Формы [2, 3]:

	φ	ρ		φ	ρ
$a \ 11\bar{2}0$	$30^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$p \ 10\bar{1}1$	$60^\circ 00'$	$56^\circ 40'$
$m \ 10\bar{1}0$	$60 \ 00$	$90 \ 00$	$x \ 90\bar{5}2$	$60 \ 00$	$81 \ 40$
$pm \ (10\bar{1}1):(10\bar{1}0) = 33^\circ 20'$			$pa \ (10\bar{1}1):(11\bar{2}0) = 43^\circ 39'$		

Встречаются сложные кристаллы, образованные параллельно сросшимися индивидами, на которых, возможно, присутствует грань c (0001) (фиг. 345, 2) [3].

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная, по $(10\bar{1}0)$ несовершенная [3]. Тв. около 4. Уд. вес 5,425 (вычисл. 5,63) [4]. Цв. белый. Бл. сильный, алмазный [2]. В ультрафиолетовых лучах не флуоресцирует [4].

Микр. Одноосный (+) [1—3]; $n_e=1,9710$, $n_o=1,9453$; $n_e - n_o=0,0257$ (Na) у назонита из Франклина [3]; $n_e=1,969$; $n_o=1,946$ (Na) — из Лонгбана [4]. Значительно меньшие значения приведены Пэлэчом: $n_e=1,927$, $n_o=1,917$ ($\pm 0,005$) [2].

Хим. Теор. состав: CaO — 11,34, PbO — 67,68, SiO₂ — 18,21, Cl — 3,58.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
MgO	—	—	0,24	0,20	Cl	2,81	3,07	3,18	2,90
CaO	11,20	10,98	10,92	11,29	H ₂ O	0,26	0,25	0,29	0,24
MnO	0,83	2,37	0,63	0,14	Сумма	100,17	100,98	100,31	100,71
FeO	0,10	—	—	0,04	—O=Cl ₂	0,63	0,69	0,72	0,65
ZnO	0,82	0,03	—	—					
PbO	65,68	65,96	66,48	67,67		99,54	100,29	99,59	100,06
SiO ₂	18,47	18,32	18,57	18,23					

1—3 — Франклин (1 — анал. Уорен, материал с примесью клиноэдрита — 2,16% [1]; 2 и 3 — анал. Бауэр [4]); 4 — Лонгбан, анал. Маузелнус [3].

Диагн. исп. Легко растворяется в разбавленной HNO₃ с образованием студневидного кремнезема [1]. П. п. тр. светится и сплавляется в полупрозрачную эмаль. В восстановительном пламени на угле дает налет PbCl₂, ближе к пробе — налет PbO, еще ближе — капельки металлического Pb.

Наход. Исключительно редок. Известен во Франклин (шт. Нью-Джерси, США), где образует секущие прожилки во франклинит-виллемитовых рудах. С назонитом ассоциируются барисилит, датолит, пренит, виллемит, аксинит, гранат, барит, клиноэдрит и манганofilлит [1, 2]. В Лонгбане (Швеция) наблюдается в кальцитовых прожилках, секущих руду; ассоциируется с шефферитом, самородным свинцом, апофиллитом и др. [3].

Межплоскостные расстояния назонита из Лонгбана *
FeK_α-излучение, D=90 мм

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
100	20	8,59	310	30	2,39	307	20	1,56
110	20	4,96	311	10	2,35	511	30	1,54
111	40	4,63	214	20	2,31	513; 218	50	1,46
200	10	4,29	006	10	2,19	601; 109	20	1,43
202	20	3,60	400	60	2,16	602; 335	20	1,40
	10	3,48	215	20	2,04		30	1,36
210	100	3,27	224; 320	50	1,98		30	1,32
211	90	3,16	321	40	1,96		30	1,31
203; 104	10	3,06	403; 314	30	1,93		20	1,25
212	10	2,90	322	20	1,89		20	1,24
300	60	2,88	216; 412	100	1,81		30	1,20
144	50	2,73	117	30	1,75		30	1,16
213; 204	90	2,61	420; 414	40	1,63		40	1,13

* ASTM, 14—328.

Л и т е р а т у р а

1. Penfield S. L., Warren C. H. Am. J. Sci., 1899, 8, 339; Zs. Krist., 1900, 32, 234.
2. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No. 180, 92.
3. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1916, 38, H. 6, 473.
- 3a. Giuseppetti G., Rossi G., Tadini C. Am. Min. 1971, 56, Nos. 7—8, 1174.
4. Frondel C., Bauer L. H. Am. Min., 1951, 36, Nos. 7—8, 534.

Ганомалит Ganomalite



Соотношение с назонитом требует выяснения.

Назван от греч. γάνωμα (ганома) — глазурь (А. Норденшельд, 1877) [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты (зерна до 2 мм). Кристаллы исключительно редки [1, 2].

Структ. и морф. крист. Гексаг. с.? (по микроскопическим данным) [3]. Кристаллы — плохо ограненные гексагональные таблички [3].

Шёгрэн [2] предполагал тетрагональную сингонию, Пенфилд и Уорен [4], отмечая большое сходство ганомалита и назонита, считали оба минерала тетрагональными. Впоследствии для назонита была установлена гексагональная сингония. По-видимому, Шёгрэн ошибочно принял одну из осей L_2 за L_4 . На основании наблюдений Шёгрэна, Гольдшмидт (1897) вычислил отношение осей $a : c = 1 : 0,707$ и индексы для 4-х граней: c (001), m (110), n (140)? и p (111) с $\rho = 44^\circ 59'$.

Физ. св. Под микроскопом в базальных сечениях наблюдаются три системы трещин спайности, пересекающихся под углом 60° , значительно реже и менее отчетливо проявляется сп. по (0001) [3]. Очень хрупок. Изл. неровный. Тв. 3 [1, 2]. Уд. вес 5,72—5,76 [5]. Бесцветный, белый, серовато-белый. Бл. жирный до стеклянного [2].

Микр. В шлифах бесцветен. Одноосный (+). Удлинение (—); $n_e = 1,945$, $n_o = 1,910$; $n_e - n_o = 0,035$ (Ларсен). Двупреломление по Норденшельду [1] сильное, по Зензену до 0,050 [3], по Шёгрэну — низкое [2].

Хим. Формула предложена Пенфилдом и Уореном [4]. Теор. состав: СаО — 11,55, РbО — 68,97, SiO₂ — 18,56, Н₂О — 0,92; Н₂О во всех известных анализах входит в потерю при прокаливании.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
MgO	0,11	—	—	3,68	SiO ₂	18,33	20,59	20,22	34,55
CaO	9,34	10,52	9,27	4,89	P ₂ O ₅	0,04	—	—	—
MnO	2,29	—	—	20,01	Cl	0,24	—	—	—
SnO	0,02	—	—	—	П. п.	0,57	—	0,56	1,86**
PbO	68,80	68,89	69,95	34,89	Сумма	100,03*	100,00	100,00	99,88
Al ₂ O ₃	0,07	—	—	—	—O=Cl ₂	0,05	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,12	—	—	—					
						99,98			

* В том числе K₂O + Na₂O — 0,10.

** П. п. и щелочи.

1—3 — Якобсберг (1 — анал. Линдстрём [5]; в виде SnO показано содержание примеси самородной меди; 2 и 3 — анал. Виборг, материал не чистый [2]); 4 — Лонгбан, анал. Линдстрём [1].

Диагн. исп. [1] Легко растворим в нагретой HNO₃ с образованием студенистого кремнезёма. П. п. тр. легко плавится с образованием стекла, которое чернеет с поверхности в восстановительном пламени. С содой на угле в восстановительном пламени дает королек Рb [1].

Нахожд. Встречен лишь в Лонгбане и Якобсберге в Швеции. В Лонгбане найден среди карбонатной породы, ассоциируется с тефроитом, шефферитом, рихтеритом, манганофиллитом, марганцовистым гранатом, гаусманнитом и браунитом [1, 2], в Якобсберге встречен в марганцовой руде, сложенной кальцитом, гаусманнитом, якобитом и манганофиллитом [2, 5]. Условия образования не ясны; по Шёгрэну [2], образовался раньше манганофиллита.

Изм. Продуктами выветривания являются церуссит и самородный свинец [2].

Отл. По указанию Шёгрена [2] в отличие от сходного тефроита, ганомалит бесцветен в шлифах (тефроит — тускло-зеленый), одноосен, имеет большие показатели преломления.

Межплоскостные расстояния ганомалита из Швеция [6]
SnK_α-излучение, D=229,2 мμ

I d (Å)		I d		I d		I d		I d	
7	4,92	10	3,06	2	2,25	4	1,874	2	1,510
7	4,43	5	2,84	2	2,17	5	1,817	1	1,497
3	4,26	6	2,78	6	2,12	7	1,797	5	1,463
9	3,53	8	2,71	7	1,985	5	1,719	5	1,453
8	3,38	1	2,46	5	1,949	5	1,690	4	1,406
6	3,21	4	2,36	5	1,934	3	1,608	4	1,393
2	3,14	4	2,33	5	1,915	2	1,528	2	1,347

Л и т е р а т у р а

1. Nordenskjöld A. E. Geol. för. förhandl., 1877, 3, H. 12, N:o 40, 76.
2. Sjögren A. Geol. för. förhandl., 1883, 6, H. 12, N:o 82, 531.
3. Zenzen N. Geol. för. förhandl., 1915, 37, H. 4, N:o 305, 294; 1916, 38, H. 6, N:o 314, 477.
4. Penfield S. L., Warren C. H. Zs. Krist., 1900, 32, H. 3, 236.
5. Lindström G. Geol. för. förhandl., 1883, 6, H. 13, N:o 83, 662.
6. Welin. E. Ark. min., geol., 1968, 4, H. 6, 515.

Соланит Solanite



Назван по месту находки (Хуанг Юнг-вей, 1965 г.) [1].
Синон. Суолунит — suolunite (Тсенг Жо-ку и др., 1966) [2].

Характ. выдел. Тонкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{19}-Fdd2$; $a_0=11,15$, $b_0=19,67$, $c_0=6,08$ Å; $a_0:b_0:c_0=0,567:1:0,309$ (Хуанг Юнг-вей, 1965) [1]; $a_0=11,02$, $b_0=19,74$, $c_0=6,08$ Å; $a_0:b_0:c_0=0,558:1:0,309$; $Z=16$ (Тсенг Жо-ку и др., 1966) [2].

Для структуры характерно наличие диортогрупп Si_2O_7 . Атомы Ca находятся в восьмерной координации [2].

Физ. св. Сп. не обнаружена. Уд. вес 2,683. Цв. белый. Бл. стеклянный до смоляного.

Микр. Двуосный (—); $n_g=1,623$, $n_m=1,620$, $n_p=1,610$; $n_g - n_p=0,013$; $2V=30-50^\circ$

Хим. Теор. состав: CaO — 41,43, SiO_2 — 45,10, H_2O — 13,47. Анализ (анал. Тсинг-Фунг Ви) [2]: CaO — 42,95, SiO_2 — 43,38, H_2O^+ — 13,17; сумма 99,50.

Повед. при нагр. Обезвоживается при 440° . Потеря воды фиксируется эндотермической реакцией при этой температуре.

Находж. Обнаружен в Китае (Внутренняя Монголия) в виде тонких прожилков, которые секут гарцбургиты, залегающие в центральной части ультрабазитовых пород.

Отл. Наиболее интенсивные линии порошкограммы: 4,03, 3,11 и 2,80.

Л и т е р а т у р а

1. Huang Yung-Hwei. Dizhi lunping (Geol. review), 1965, 28, No. 1, 7 (текст китайский).
2. Tseng Jo-ku, Hsueh Chi-yueh, Peng Chih-chung. Kexue Tongbao, 1966, 17, No. 1, 45 (по реферату Min. Abstr., 1966, 17, No. 6, 605).

Гелландит *Hollandite*
Боросиликат Са и TR

Назван по имени проф. А. Хелланда из Осло (Брёггер, 1903).

Характ. выдел. Кристаллы (до $5 \times 2,5$ см).

Структ. и морф. крист. [1, 2] Монокл. с. Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$;
 $a:b:c = 2,0646:1:2,1507$; $\beta = 109^\circ 45'$ (Брёггер, 1907).

Формы [1, 2]:

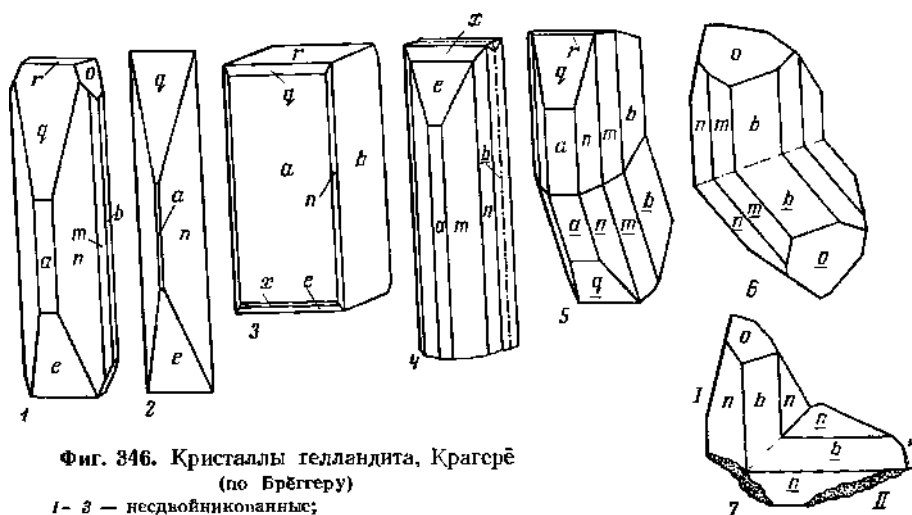
	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	$90^\circ 00'$	$19^\circ 45'$	$19^\circ 45'$	$90^\circ 00'$	K 203	$90^\circ 00'$	$47^\circ 39'$	$47^\circ 39'$	$90^\circ 00'$
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$	h 101	$90^\circ 00'$	$55^\circ 42'$	$55^\circ 42'$	$90^\circ 00'$
a 100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	q 301	$90^\circ 00'$	$74^\circ 48'$	$74^\circ 48'$	$90^\circ 00'$
l 120	$14^\circ 26'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$14^\circ 26'$	r $\bar{1}03$	$-90^\circ 00'$	$0^\circ 34'$	$-0^\circ 34'$	$90^\circ 00'$
m 110	$27^\circ 14'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$27^\circ 14'$	d $\bar{1}02$	$-90^\circ 00'$	$11^\circ 00'$	$-11^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
g 540	$32^\circ 45'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$32^\circ 45'$	x $\bar{1}01$	$-90^\circ 00'$	$36^\circ 47'$	$-36^\circ 47'$	$90^\circ 00'$
n 320	$37^\circ 40'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$37^\circ 40'$	e 201	$-90^\circ 00'$	$61^\circ 40'$	$-61^\circ 40'$	$90^\circ 00'$
o 011	$9^\circ 29'$	$65^\circ 21'$	$19^\circ 45'$	$26^\circ 18'$	p $\bar{1}22$	$-5^\circ 40'$	$65^\circ 09'$	$-12^\circ 02'$	$25^\circ 27'$
t 205	$90^\circ 00'$	$38^\circ 43'$	$38^\circ 43'$	$90^\circ 00'$	s 322	$-31^\circ 10'$	$68^\circ 45'$	$-53^\circ 05'$	$37^\circ 06'$
mn (320):($\bar{3}20$)= $75^\circ 20'$					or (011):($\bar{1}03$)= $65^\circ 27'$				qr (301):($\bar{1}03$)= $75^\circ 22'$
mm (110):($\bar{1}10$)= $54^\circ 28'$					ob (011):(010)= $26^\circ 18'$				qd (301):($\bar{1}02$)= $85^\circ 48'$
oo (011):(011)= $52^\circ 36'$					oa (011):(100)= $81^\circ 23'$				ra ($\bar{1}03$):(100)= $90^\circ 34'$

Наиболее обычны b (010), a (100), m (110), n (320), q (301), e ($\bar{2}01$), r ($\bar{1}03$) и d ($\bar{1}02$). Кристаллы (фиг. 346) удлинены вдоль оси c , иногда клиновидные; несдвоенные кристаллы редки. Очень распространены двойники сростания и прорастания по (100), часто двойники по (010), менее обычны по (001) и (305); нередки сложные двойники по нескольким законам.

Физ. св. В свежем состоянии серый со стеклянным блеском. Тв. $7\frac{1}{2}$. Сп. по (001) [2]. Обычно изменен: у каштаново-бурого тв. $5\frac{1}{2}$, уд. вес 3,70; бл. слабый стеклянный; у красновато-бурого или темно-бурого изл. раковистый, уд. вес 3,55 [1].

Микр. Свежий минерал в шлифах почти бесцветен или слегка розоватый. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010), $Np = b$, cNg около 43° . Двупреломление низкое, частью изотропен (мегамиктен) [1]; $n_m = 1,749 \pm 0,005$; $n_g - n_p = 0,015 - 0,020$ [3]; $2V$ около 80° — по Брёггеру [1], близок к 90° — по Оффедалью [3].

Хим. Состав требует уточнения. Свежий, неизмененный минерал анализирован не был, в первых анализах (1 и 2) несколько измененного материала [1] был пропущен бор, содержание отдельных компонентов в этих анализах недостоверно (особенно SiO_2 и Al_2O_3). Спектроскопически в буром гелландите установлено около 12,5% B_2O_3 , подтверждено значительное содержание Y, Yb, Si, Al, Ca, Mn, Fe, установлено наличие Be [4]; F не обнаружен [1, 3]. Данные анализа измененного буровато-белого минерала (анал. 3) приблизительно соответствуют формуле $Ca_3TR_4B_4Si_6O_{27} \cdot 3H_2O$ [3]; однако по Брёггеру, при изменении минерала возрастает содержание



Фиг. 346. Кристаллы телландита, Крагерё
(по Брёггеру)

- 1-3 — несдвоенные;
4 — двойник по (100);
5 и 6 — двойники по (001);
7 — двойник по (305)

воды и SiO_2 ; по Оффедалью — содержание Fe, Be и особенно Y; неизменный минерал содержит $4,86 \text{ H}_2\text{O}$ [1].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	0,26	0,23	—	Y_2O_3	} 40,12	19,29	} 38,73
K_2O	0,06	0,06	—	$\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$		1,01	
MgO	—	0,10	0,60	$\Sigma \text{Er}_2\text{O}_3$		15,43	
CaO	10,05	9,81	11,51	ThO_2	} 23,55	0,62	} 26,65
MnO	—	—	0,41	SiO_2		23,66	
FeO	—	—	0,07	TiO_2	—	—	0,39
B_2O_3	—	—	10,5	H_2O^+	} 7,55	} 11,75	} 3,75
Al_2O_3	10,22	10,12	2,58	H_2O^-			
Mn_2O_3	5,69	5,91	—	Сумма	100,14	100,55	100,11
Fe_2O_3	2,64	2,56	3,07				

1 — апал. Хайдеграфх; очень малая навеска [1]; 2 — анал. Андерсен-Аарс [1]; 3 — анал. Бруун, измененный материал [3].

Состав TR_2O_3 в оригинале анализа 3: Y_2O_3 — 21,68, La_2O_3 — 0,08, Ce_2O_3 — 0,39, Pr_2O_3 — 0,04, Nd_2O_3 — 0,73, Sm_2O_3 — 0,89, Eu_2O_3 < 0,04, Gd_2O_3 — 1,66, Tb_2O_3 — 0,37, Dy_2O_3 — 2,84, Ho_2O_3 — 0,73, Er_2O_3 — 2,75, Tm_2O_3 — 0,45, Yb_2O_3 — 4,05, Lu_2O_3 — 0,61, ThO_2 — 1,46; сумма 38,73 (анал. Бергетёл) [3]. В неанализированном музейном образце: $\text{La}_1\text{Ce}_{4,9}\text{Pr}_{0,8}\text{Nd}_{2,4}\text{Sm}_2\text{Eu}_{0,1}\text{Gd}_6\text{Tb}_{1,1}\text{Dy}_{8,5}\text{Ho}_2\text{Er}_7\text{Tm}_1\text{Yb}_{13}\text{Lu}_2\text{Y}_{(50)}$ (анал. Баринский) [5]. Характерно преобладание Y и высокое содержание Yb.

Диagn. исп. Плавится легко. Растворяется в HCl.

Нахожд. Встречен только в гранитном пегматите на г. Линдвиксколлен около Крагерё в Норвегии в ассоциации с турмалином, торитом, ортитом, апатитом, фенакитом, цирконом [1, 2].

Изм. [1]. Легко изменяется. Наблюдались псевдоморфозы микроклина по телландиту. В зоне гипергенеза переходит в белое или желтое землистое вещество.

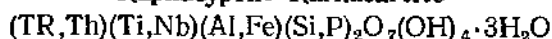
Межплоскостные расстояния гельзаидита [3]
Fe-излучение

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	3,98	4	3,12	4	2,88	10	2,63	6	1,89
4	3,43	3	3,06	6	2,82	3	2,17	2	1,65

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Zs. Krist., 1907, 42, Н. 5, 417.
2. Brögger W. C. Norske Vidensk. Acad. Oslo. Skrift., Mat.-nat. Kl., 1922, No 1, 1 (данные детального кристаллографического исследования с фотографиями и чертежами кристаллов).
3. Oftedal I. Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, 10, Н. 1—4, 125.
4. Oftedal I. Norsk. geol. tidsskr., 1964, 44, Н. 1, 35.
5. Семенов Е. И., Баринский В. А. Геохимия, 1958, № 4, 314; Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 190.

Карнасуртит Karnasurtite



Назван по месту первой находки (Кузьменко, Кожанов, 1959) [1].

Синон. Кожановит — kozhanovite (Шилин, 1956, упоминание).

Характ. выдел. Пластинчатые выделения (длина пластинок до 10 см).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. ? [1] или псевдогексагональный [2]

($a_0 = b_0 = 10,6$, c_0 предположительно 7,3 Å; $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$; $a_0 : c_0 = 1:0,689$ [2]). Обычно рентгеноаморфен (метамиктен). Несовершенные таблитчатые кристаллы имеют гексагональный облик.

Физ. св. Сп. совершенная параллельно таблитчатости, несовершенная по другому направлению [3]. Тв. 2. Хрупок. Уд. вес 2,89—2,95. Цв. медово-желтый, у измененного минерала светло-желтый. Черта желтая. Бл. жирный.

Микр. В шлифах в прох. свете светло-желтый. Не плеохроирует. Одноосный (—), иногда слабо двусосный. Удлинение (+); $n_o = 1,617$, $n_e = 1,595$; $n_o - n_e = 0,022$.

Хим. Формула подлежит уточнению; роль воды в минерале не выяснена; Ti замещается ниобием, Al — железом, Si — фосфором. Установлено содержание $2,6 \cdot 10^{-6}\%$ ртути [4].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na ₂ O	0,91	0,50	0,97	—	TiO ₂	12,14	10,73	6,65	12,33
K ₂ O	0,76	1,57	1,05	—	ZrO ₂	—	He обн.	—	1,20
BeO	—	0,35	—	—	P ₂ O ₅	3,29	5,55	2,42	6,81
MgO	0,91	0,45	3,41	0,60	Nb ₂ O ₅	8,20	6,25	5,00	2,20
CaO	1,66	2,23	1,73	3,20	H ₂ O ⁺	7,22	} 17,90	8,68	7,29
BaO	0,68	—	—	—	H ₂ O ⁻	10,84		10,67	12,29
Al ₂ O ₃	7,46	6,40	8,43	5,52	F	0,91	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,10	3,50	0,75	1,07	Сумма	100,35	99,53	98,63	100,12
Ce ₂ O ₃	} 17,58	6,55	5,15	8,11	—O=F ₂	0,38			
Σ (La) ₂ O ₃		9,82	10,63	8,55					
ThO ₂	6,22	5,40	2,82	6,04		99,97	—	—	—
SiO ₂	20,47	22,33	30,27	24,91	Уд. в.	2,89	—	—	—

1—3 — с. Карнасурт (1 — анал. Сокова, 2 и 3 — анал. Казакова [1, 3]); 4 — г. Пункаруайв, анал. Казакова [1, 5].

Состав группы редкоземельных элементов (в %): La—23; Ce—57; Pr—6,5; Nd—11; Sm—1,6; Gd—0,8 (анал. Баринский) [5].

Повед. при нагр. Около половины от общего количества воды выделяется до 100°, остальное от 100 до 650° [3]; на кривой нагревания имеется эндотермический прогиб с максимумом при 130° и незначительный экзотермический подъем при 720° [5]. После прокаливания дает порошкограмму, сходную с порошкограммой монацита [2].

Наход. Наблюдался лишь в пегматитах Ловозерских тундр (Мурманская обл.) в ассоциации с натролитом, уссингитом и полилитнионитом. Предположительно образовался из гидротермальных растворов.

Л и т е р а т у р а

1. Кузьменко М. В., Кожанов С. И. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 95.
2. Халилов А. Д. Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол., 1968, № 2, 85.
3. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 319.
4. Айдиньян Н. Х., Шилин Л. Л., Унанова О. Г. Сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов», Изд-во «Наука», 1966, 14.
5. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 210.

СПИСОК МИНЕРАЛОВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ

В список вошли минералы и их разновидности, в которых элементы значатся в формуле (их содержание составляет целые проценты). В скобках указаны также названия минералов, для которых отмечалось содержание примеси редких элементов (характер вхождения примеси не всегда ясен). Названия недостаточно изученных и сомнительных минералов сопровождаются вопросительным знаком.

Элементы и минералы приведены в алфавитном порядке.

Алюминий

Альмандит	$\text{Fe}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Апгаралит	$2(\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot 5 (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2?$
Апдалузит	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{O}$
Апритермьерит	$\text{Ca}_3(\text{Mn}, \text{Al})_2 [(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4]$
Арденнит	$\text{Mn}_5\text{Al}_5 (\text{As}, \text{V}) \text{O}_4 (\text{SiO}_4) (\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2 (\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Бавенит	$\text{Ca}_4 (\text{BeOH})_{2+x}\text{Al}_{2-x}\text{Si}_5\text{O}_{26-x}$
Баритолампрофиллит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ti}_2\text{O}_2$ $[(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Бурый Се-силикат?	$\text{CaMnCe}_3\text{Al}_2\text{Be}_2\text{Si}_6\text{O}_{23} (\text{OH}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}?$
Везувиан	$\text{Ca}_{10}\text{Al}_4 (\text{Mg}, \text{Fe})_2 [(\text{SiO}_4)_5 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 (\text{OH}, \text{F})_4]$
Геленит	$\text{Ca}_2\text{Al} [\text{SiAlO}_7]$
Гибшит	$\text{Ca}_8 (\text{Al}, \text{Fe})_2 [(\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4]$
Гидроуграндит	$(\text{Ca}, \text{Mg})_3 (\text{Fe}, \text{Al})_2 [(\text{SiO}_4)_4 (\text{OH})_4]_3$
Гидрогроссуляр	$\text{Ca}_2\text{Al}_2 [(\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4]_3$
Грандидьерит	$\text{MgAl}_3 [\text{SiO}_4] [\text{BO}_3] \text{O}_2$
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Гротин	Силикат Al и Ca
Дюмортьерит	$(\text{Al}, \text{Fe})_7\text{O}_3 [\text{BO}_3] [\text{SiO}_4]_3$
Зунит	$[\text{Al}_{12} (\text{OH}, \text{F})_{18}\text{SiO}_4] [\text{Al} (\text{SiO}_4)_4] \text{Cl}$
Иодерит	$(\text{Al}, \text{Mg})_3 \text{Al} [\text{SiO}_4]_2\text{O} (\text{OH})$
Кариоперит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2.8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{28}$ $(\text{OH}, \text{F})_{12} \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}?$
Катоптри	$(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_{14} (\text{Al}, \text{Fe})_4\text{Sb}_2^{5+} \text{Si}_2\text{O}_{29}$
Карнасуртит	$(\text{TR}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb}) (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 (\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Клиноцоизит	$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Кианит	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{O}$
Кимцеит	$\text{Ca}_3\text{Zr}_2 [\text{Al}_2\text{SiO}_{12}]$
Корнерупин	$\text{Mg}_3\text{Al}_6 (\text{Si}, \text{Al}, \text{B})_5\text{O}_{21} (\text{OH})$
Кочиг?	$2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Лавсонит	$\text{CaAl}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Латнумит	$\text{Ca}_6 (\text{K}, \text{Na})_2\text{Al}_4 [(\text{O}, \text{CO}_3, \text{SO}_4) (\text{SiO}_4)_6]?$
Ломбардит	$(\text{TR}, \text{Ca})_2 (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{Al}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Мелилит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$

Ниобофиллит	$(K, Na)_3 (Fe, Mn)_7 (Nb, Ti)_2 [(Si, Al)_4 O_{12}]_2$ (O, OH, F) ₇
Ортит	$(Ca, TR)_2 (Al, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$
Пейнит	$HCa_4 BaAl_{20} SiO_{38}$
Пироп	$Mg_3 Al_2 [SiO_4]_3$
Пумпеллиит	$Ca_4 (Al, Fe)_6 [SiO_4]_2 [Si_2O_7]_2 O (OH)_3 \cdot nH_2O$
Пьомонит	$(Ca, Mn)_2 (Al, Mn, Fe)_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$
Сарьаркит	$Al_5 (Ca, TR, Th, Na)_2 [(Si, P, S) O_4]_4 (OH)_6 \cdot nH_2O$
Серендибит	$Ca_4 (Mg, Fe, Al)_8 (Al, Fe)_3 B_3 (Si, Al)_6 O_{40}$
Спенсит	$(TR, Ca)_3 (Al, Fe) B_2 (Si, Al)_3 (O, OH, F)_{15} \cdot nH_2O?$
Спессартин	$Mn_3 Al_2 [SiO_4]_3$
Ставролит	$FeAl_4 Si_2 O_{10} (OH)_2$
Сурссасит	$(Mn, Ca)_2 (Al, Mn, Mg, Fe)_3 [SiO_3 OH] [Si_2O_7] (OH)_2?$
Тёрнебомит	$(Ce, La, Al)_3 [SiO_4]_2 (OH)$
Топаз	$Al_2 [SiO_4] (F, OH)_2$
Тритомит	$(TR, Ca, Th)_{10} (Fe, Al, Ta) B_4 (Si, Al)_5 O_{26}$ (OH, F) ₉ · 5H ₂ O?
Ханкоцит	$(Ca, Pb, Sr)_2 (Al, Fe)_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$
Хлоритоид	$(Fe^{2+}, Mg)_2 AlAl_3 [SiO_4]_2 O_2 (OH)_4$
Цонзит	$Ca_2 Al_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$
Эвклаз	$AlBe [SiO_4] (OH)$
Эвкрипит	$LiAl [SiO_4]$
Эпидот	$Ca_2 (Fe, Al)_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$

Барий

Бариевый уранофан?	?
Барилит	$BaBe_2 [Si_2O_7]$
Баритолоампрофиллит	$(Ba, Sr)_2 (Na, K)_2 (Ti, Fe^{3+}) (Fe, Mn) Ti_2 O_2$ $[(Si, Al)_4 O_{12}] (O, OH, F)_4$
Батисит	$Na_2 Ba Ti_2 O_2 [Si_{2+2} O_{12}]$
Бафертисит	$BaFe_2 TiO [Si_3 O_7] (OH)_2$
Гаррелсит	$(Ba, Ca)_2 B_2 (BO_3 OH) (SiO_4) (OH)_2$
Иннэлит	$Ba_2 Na (Ti, Mn)_3 [(O, OH, F)_2 (S, Si) O_4 Si_2 O_7]?$
Йошимураит	$(Ba, Sr)_2 (Mn, Fe, Mg)_2 (Ti, Fe) [(O, OH, Cl)_3$ $(S, P, Si) O_4 Si_2 O_7]$
Лампрофиллит	$(Sr, Ba)_2 (Na, K)_2 Ti Fe Ti_2 O_2 [Si_4 O_{12}] (O, OH, F)_4$
Нунканбахит	$NaKBaTi_2 O_2 [Si_4 O_{12}]$
Фресноит	$Ba_2 TiO [Si_2 O_7]$
Щербаковит	$(K, Na, Ba)_3 (Ti, Nb)_2 O_2 [Si_{2+2} O_{12}]$
Эриксонит	$BaMn_2^{3+} Fe^{3+} O [Si_2 O_7] (OH)?$

Бериллий

Бавенит	$Ca_4 (BeOH)_{2+x} Al_{2-x} Si_9 O_{26-x}$
Барилит	$BaBe_2 [Si_2 O_7]$
Бериллит	$Be_3 (SiO_4) (OH)_2 \cdot H_2O$
Бертрандит	$Be_4 [Si_2 O_7] (OH)_2$
Бурый Се-силикат?	$CaMnCe_3 Al_2 Be_2 Si_6 O_{23} (OH) \cdot 6H_2O?$
Гадолинит	$Y_2 Fe^{3+} Be_2 [SiO_4]_2 O_2$
Гарстигит	$MnCa_6 Be_4 O (OH)_2 [Si_2 O_7]_3$
Гюгианит	$Ca_2 Be [Si_2 O_7]$
Либерит	$Li_2 Be [SiO_4]$
Сянхуалинит	$Li_2 Ca_3 Be_3 [SiO_4]_3 F_2$

Фенакит	$\text{Be}_2 [\text{SiO}_4]$
Эвклаз	$\text{AlBe} [\text{SiO}_4] \text{OH}$
(Альмандин)	
(Астрофиллит)	
(Везувиян)	
(Виллемит)	
(Гелландит)	
(Гемиморфит)	
(Гидроцерит)	
(Дюмортьерит)	
(Ильваит)	
(Кальциевый ринкит)	
(Лампрофиллит)	
(Мурманит)	
(Оливин)	
(Ортит)	
(Торит)	
(Чевкиннит)	
(Эпидот)	

Бор

Бакерит	$\text{Ca}_8\text{B}_8 (\text{BO}_3\text{OH})_2 [\text{SiO}_4]_6 (\text{OH})_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Гаррелсит	$(\text{Ba}, \text{Ca})_2\text{B}_2 (\text{BO}_3\text{OH}) (\text{SiO}_4) (\text{OH})_2$
Гомилит	$\text{Ca}_2\text{FeB}_2 [\text{SiO}_4]_2\text{O}_2$
Грандидьерит	$\text{MgAl}_3 [\text{SiO}_4] [\text{BO}_3] \text{O}_2$
Датолит	$\text{CaB} [\text{SiO}_4] \text{OH}$
Дюмортьерит	$(\text{Al}, \text{Fe})_7\text{O}_3 [\text{BO}_3] [\text{SiO}_4]_3$
Кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2.8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{23}$ $(\text{OH}, \text{F})_{12} \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}?$
Корнерупин	$\text{Mg}_3\text{Al}_6 (\text{Si}, \text{Al}, \text{B})_5\text{O}_{21} (\text{OH})$
Меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1.8} (\text{Si}, \text{P})_5\text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_{14}?$
Пейнит	$\text{HCa}_4\text{BAI}_{20}\text{SiO}_{38}$
Серендибит	$\text{Ca}_4 (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6 (\text{Al}, \text{Fe})_9\text{B}_3 (\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{40}$
Спелсит	$(\text{TR}, \text{Ca})_3 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{B}_2 (\text{Si}, \text{Al})_8 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{15} \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Стиллуэллит	$\text{CeB} [\text{SiO}_4] \text{O}$
Тригомит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5\text{O}_{26}$ $(\text{OH}, \text{F})_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
(Андрадит)	
(Бавенит)	
(Бертрандит)	
(Везувиян)	
(Гелландит)	
(Ортит)	
(Роуландит)	
(Таленит)	
(Фенакит)	

Ванадий

Арденнит	$\text{Mn}_5\text{Al}_5 (\text{As}, \text{V}) \text{O}_4 (\text{SiO}_4) (\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2 (\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Голдманит	$\text{Ca}_3\text{V}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Харадаит	$\text{SrV} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Яматоит	$\text{Mn}_3\text{V}_2 [\text{SiO}_4]_3$
(Андалузит)	
(Титанит)	
(Цоизит)	

	Висмут
Бисмутоферрит	$\text{BiFe}_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
Эвлитин	$\text{Bi}_4 [\text{SiO}_4]_3$
	Вольфрам
Велипит	$(\text{Mn}^{4+}, \text{W})_{<1} (\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{W})_{<3} \text{Si} (\text{O}, \text{OH})_7$
	Галлий
(Альмандин)	
(Андалузит)	
(Андрадит)	
(Бавенит)	
(Везувиан)	
(Гемиморфит)	
(Дюмортьерит)	
(Ильваит)	
(Кианит)	
(Оливин)	
(Пумпеллиит)	
(Титанит)	
(Циркон)	
(Эвклаз)	
(Эпидот)	
См. цирконий	
	Гафний
	Германий
(Альмандин)	
(Бавенит)	
(Берtrandит)	
(Везувиан)	
(Виллемит)	
(Гемиморфит)	
(Дюмортьерит)	
(Ильваит)	
(Оливин)	
(Кианит)	
(Пумпеллиит)	
(Титанит)	
(Фенакит)	
(Эвклаз)	
(Эпидот)	
	Железо
Алоизит	$(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Na})_3 \text{O}_2 \text{SiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Альмандин	$\text{Fe}_3 \text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Ангаралит	$2 (\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot 5 (\text{Al}, \text{Fe})_2 \text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2?$
Андрадит	$\text{Ca}_3 \text{Fe}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Астрофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_3 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 \text{Ti}_2 [\text{Si}_4 \text{O}_{13}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Баритолампрофиллит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Na}, \text{K})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ti}_2 \text{O}_2$ $[(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{13}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Бафертисит	$\text{BaFe}_2 \text{TiO} [\text{Si}_2 \text{O}_7] (\text{OH})_2$
Бисмутоферрит	$\text{BiFe} [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
Везувиан	$\text{Ca}_{10} \text{Al}_4 (\text{Mg}, \text{Fe})_2 [(\text{SiO}_4)_5 (\text{Si}_2 \text{O}_7)_2 (\text{OH}, \text{F})_4]$
Гадолинит	$\text{Y}_2 \text{Fe}^{2+} \text{Be}_2 [\text{SiO}_4]_2 \text{O}_2$
Гибшит	$\text{Ca}_3 (\text{Al}, \text{Fe})_2 [(\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4]$
Гидроуграндит	$(\text{Ca}, \text{Mg})_3 (\text{Fe}, \text{Al})_2 [(\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4]_3$

Гомилит	$\text{Ca}_2\text{FeB}_2 [\text{SiO}_4]_2\text{O}_2$
Джулголдит	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Диксенит	$(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cu})_{15}\text{As}_5^{3+} (\text{Si}, \text{As}^{5+})_3\text{O}_{26} (\text{OH})_6$
Дюмортьерит	$(\text{Al}, \text{Fe})_7\text{O}_3 [\text{BO}_3] [\text{SiO}_4]_3$
Ильваит	$\text{CaFe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+} [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Иошимураит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}) [(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_2 (\text{S}, \text{P}, \text{Si}) \text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3 (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe}) [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2.8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{23} (\text{OH}, \text{F})_{12} \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}?$
Карнасуртит	$(\text{TR}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb}) (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 (\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Катоптит	$(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_{14} (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Sb}_2^{5+}\text{Si}_2\text{O}_{29}$
Киришштайнит	$\text{CaFe} [\text{SiO}_4]$
Клиноцоизит	$\text{Ca}_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Кнебелит	$(\text{Mn}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
Куплетскит	$(\text{K}, \text{Na})_3 (\text{Mn}, \text{Fe})_7\text{Ti}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Лампрофиллит	$(\text{Sr}, \text{Ba})_2 (\text{Na}, \text{K})_2\text{TiFeTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Ловенит	$\text{NaCa} (\text{Mn}, \text{Fe}) (\text{Zr}, \text{Ti}) [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{OF}$
Ломбардит	$(\text{TR}, \text{Ca})_2 (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{Al}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Лонгбанит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_4 (\text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_3 [\text{SiO}_4] \text{O}_8?$
Меджорит	$\text{Mg}_3 (\text{Fe}, \text{Si})_2 [\text{SiO}_4]_3$
Меланоперит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1.8} (\text{Si}, \text{P})_5\text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_{14}?$
Ниобофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_3 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 (\text{Nb}, \text{Ti})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Оливин	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
Ортит	$(\text{Ca}, \text{TR})_2 (\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Орточевкинит	$\text{Ce}_4 (\text{Fe}, \text{Ti})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2?$
Перрьерит	$(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Th})_4 (\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Sc})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Пумпеллиит	$\text{Ca}_4 (\text{Al}, \text{Fe})_6 [\text{SiO}_4]_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O} (\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Пьемонтит	$(\text{Ca}, \text{Mn})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Рингвудит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
Роуландит	$\text{Y}_4\text{Fe} [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{F}_2$
Серендибит	$\text{Ca}_4 (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6 (\text{Al}, \text{Fe})_9\text{B}_3 (\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{40}$
Спенсит	$(\text{TR}, \text{Ca})_3 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{B}_2 (\text{Si}, \text{Al})_3 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Ставролит	$\text{FeAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10} (\text{OH})_2$
Стуртит	$(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_3\text{Fe}^{3+}\text{H}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}?$
Сурссасит	$(\text{Mn}, \text{Ca})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_3\text{OH}] [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2?$
Таласскит?	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_{<6} (\text{SiO}_4)_3$
Тритомит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5\text{O}_{26} (\text{OH}, \text{F})_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Фаялит	$\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$
Ханкоцит	$(\text{Ca}, \text{Pb}, \text{Sr})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Хлоритоид	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{AlAl}_3 [\text{SiO}_4]_2\text{O}_2 (\text{OH})_4$
Цезийкуплетскит	$(\text{Cs}, \text{Na}, \text{K})_3 (\text{Mn}, \text{Fe})_7 (\text{Ti}, \text{Nb})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Чапманит	$\text{SbFe}_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$
Чевкинит	$\text{Ce}_4 (\text{Fe}, \text{Ti})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Эпидот	$\text{Ca}_2 (\text{Fe}, \text{Al})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Эриксонит	$\text{BaMn}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O} [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})?$

Индий

(Везувиан)

(Гемморфит)

(Оливин)

Иттрий

См. редкие земли

Калий

Астрофиллит	$(K, Na)_3 (Fe, Mn)_7 Ti_2 [Si_4 O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
Баритолампрофиллит	$(Ba, Sr)_2 (Na, K)_2 (Ti, Fe^{3+}) (Fe, Mn) Ti_2 O_2 [Si, Al]_4 O_{12} (O, OH, F)_4$
Болтвудит	$K (H_3O) [(UO_2) SiO_4] \cdot n H_2 O$
Куплетскит	$(K, Na)_3 (Mn, Fe)_7 Ti_2 [Si_4 O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
Лампрофиллит	$(Sr, Ba)_2 (Na, K)_2 Ti Fe Ti_2 O_2 [Si_4 O_{12}] (O, OH, F)_4$
Латнумит	$Ca_6 (K, Na)_2 Al_4 [(O, CO_3, SO_4) (SiO_4)_6] ?$
Ниобофиллит	$(K, Na)_3 (Fe, Mn)_7 (Nb, Ti)_2 [(Si, Al)_4 O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
Нунканбахит	$NaKBaTi_2 O_2 [Si_4 O_{12}]$
Цезийкуплетскит	$(Cs, Na, K)_3 (Mn, Fe)_7 (Ti, Nb)_2 [Si_4 O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
Щербаковит	$(K, Na, Ba)_3 (Ti, Nb)_2 O_2 [Si_{2+2} O_{12}]$

Кальций

Алоизит	$(Ca, Fe, Mg, Na)_3 O_2 SiO_4 \cdot 2H_2 O ?$
Ангарадит	$2 (Mg, Ca) O \cdot 5 (Al, Fe)_2 O_3 \cdot 6SiO_2 ?$
Андрадит	$Ca_3 Fe_2 [SiO_4]_3$
Анритермьерит	$Ca_3 (Mn, Al)_2 [(SiO_4)_2 (OH)_4]$
Афвиллит	$Ca_3 [SiO_3 OH]_2 \cdot 2H_2 O$
Бавенит	$Ca_4 (BeOH)_{2+x} Al_{2-x} Si_4 O_{26-x}$
Бакерит	$Ca_8 B_8 (BO_3 OH)_2 [SiO_4]_6 (OH)_8 \cdot H_2 O$
Бета-уранофан	$Ca (H_3O)_2 [(UO_2) SiO_4]_2 \cdot 3H_2 O$
Билибинит ?	$3 (Ca, Pb) O \cdot (U, Th) O_2 \cdot 7UO_3 \cdot 10SiO_2 \cdot 19H_2 O ?$
Бирунит	$8,5CaSiO_3 \cdot 8,5CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 15H_2 O$
Бредигит	$Ca_2 [SiO_4]$
Булфонтейнит	$Ca_2 [SiO_3 OH] F \cdot H_2 O$
Бурый Се-силикат?	$CaMnCe_3 Al_2 Be_2 Si_6 O_{23} (OH) \cdot 6H_2 O ?$
Везувиан	$Ca_{10} Al_4 (Mg, Fe)_2 [(SiO_4)_5 (Si_2 O_7)_2 (OH, F)_4]$
Вёлерит	$Ca_2 Na (Zr, Nb) [Si_2 O_7] (O, F)_2$
Ганомалит	$Pb_6 Ca_4 [Si_2 O_7]_3 (OH)_2$
Гардистонит	$Ca_2 Zn [Si_2 O_7]$
Гаррелсит	$(Ba, Ca)_2 B_2 (BO_3 OH) (SiO_4) (OH)_2$
Гарстигит	$MnCa_6 Be_4 O (OH)_2 [Si_2 O_7]_3$
Геленит	$Ca_2 Al [SiAlO_7]$
Гелландит	Боросиликат Ca и TR
Гибшит	$Ca_3 (Al, Fe)_2 [(SiO_4)_2 (OH)_4]$
Гидроуграндит	$(Ca, Mg)_3 (Fe, Al)_2 [(SiO_4)_2 (OH)_4]_3$
Гидрогроссулярь	$Ca_3 Al_2 [(SiO_4)_2 (OH)_4]_3$
Гиортдалит	$NaCa_2 Zr [Si_2 O_7] O (F, OH)$
Глаукохроит	$CaMn [SiO_4]$
Голдманит	$Ca_3 V_2 [SiO_4]_3$
Гомилит	$Ca_2 FeB_2 [SiO_4]_2 O_2$
Гроссулярь	$Ca_3 Al_2 [SiO_4]_3$
Гротин	Силикат Al и Ca
Гюгиант	$Ca_2 Be [Si_2 O_7]$
Датолит	$CaB [SiO_4] OH$
Дженнит	$Na_2 Ca_6 (SiO_3)_3 [Si_2 O_7] (OH)_6 \cdot 8H_2 O$
Джулголдит	$Ca_2 Fe^{2+} Fe^{3+} [SiO_4] [Si_2 O_7] (OH)_2 \cdot H_2 O$
Ильваит	$CaFe_2^{2+} Fe^{3+} [Si_2 O_7] O (OH)$

Кальциооливин	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_4]$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3 (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe}) [\text{Si}_2\text{O}_7]$ (O, OH, F) ₂
Карноцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2,6} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5 \text{O}_{2,8}$ (OH, F) ₁₂ · 2,5H ₂ O?
Килхоанит	$\text{Ca}_8 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Кимцеит	$\text{Ca}_3 \text{Zr}_2 [\text{Al}_2 \text{SiO}_{12}]$
Киршштайнит	$\text{CaFe} [\text{SiO}_4]$
Клиноцоизит	$\text{Ca}_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Клиноэдрит	$\text{ZnCa} [\text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Куспидин	$\text{Ca}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{F}, \text{OH})_2$
Лавсонит	$\text{CaAl}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Ларнит	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_4]$
Латиумит	$\text{Ca}_6 (\text{K}, \text{Na})_2 \text{Al}_4 [(\text{O}, \text{CO}_3, \text{SO}_4) (\text{SiO}_4)_6]_2$
Ловенит	$\text{NaCa} (\text{Mn}, \text{Fe}) (\text{Zr}, \text{Ti}) [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{OF}$
Ломбардит	$(\text{TR}, \text{Ca})_2 (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{Al}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$ [Si ₂ O ₇] O (OH)
Лонгбанит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_4 (\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_3 [\text{SiO}_4] \text{O}_8?$
Малаяит	$\text{CaSn} [\text{SiO}_4] \text{O}$
Меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1,8} (\text{Si}, \text{P})_5 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_{1,4}?$
Мелилит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_7]$
Мервинит	$\text{Ca}_3 \text{Mg} [\text{SiO}_4]_2$
Монтichelлит	$\text{CaMg} [\text{SiO}_4]$
Назонит	$\text{Pb}_6 \text{Ca}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7]_3 (\text{Cl}, \text{OH})_2$
Ненадкевит	$(\text{U}^{4+}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{Th}) \text{U}^{6+} (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Pb}) (\text{SiO}_4)_2$ (OH) ₄ · nH ₂ O?
Ниокалит	$\text{Ca}_{3,5} \text{Nb}_{0,5} [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2?$
Окерманит	$\text{Ca}_2 \text{Mg} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Ориентит	$\text{Ca}_4 \text{Mn}_4 [\text{SiO}_4]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
Ортит	$(\text{Ca}, \text{TR})_2 (\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Пейнит	$\text{HCa}_4 \text{Ba}_{20} \text{SiO}_{38}$
Перрьерит	$(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Th})_4 (\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Sc})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Пумпеллиит	$\text{Ca}_4 (\text{Al}, \text{Fe})_6 [\text{SiO}_4]_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 \text{O} (\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Пьомонит	$(\text{Ca}, \text{Mn})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Ранкинит	$\text{Ca}_8 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Рёблингит	$\text{Ca}_7 \text{H}_{10} (\text{SiO}_4)_6 \cdot 2\text{PbSO}_4$
Ринкит	$\text{Na}_2 \text{Ca} (\text{Ca}, \text{TR})_4 (\text{Ti}, \text{Nb}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{O}, \text{F})_2 \text{F}_2$
Розенбушит	$(\text{Ca}, \text{Na})_6 \text{Zr} (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Mn}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{F}, \text{O})_2$
Русумит	$\text{Ca}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2$
Сарыаркит	$\text{Al}_5 (\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Na})_2 [(\text{Si}, \text{P}, \text{S}) \text{O}_4]_4 (\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Серендибит	$\text{Ca}_4 (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6 (\text{Al}, \text{Fe})_3 \text{B}_3 (\text{Si}, \text{Al})_6 \text{O}_{4,0}$
Силикосмирновскит?	$(\text{Th}, \text{TR}, \text{Ca})_3 [(\text{P}, \text{Si}) (\text{O}, \text{OH})_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
Соланит	$\text{Ca}_2 \text{H}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Спенсит	$(\text{TR}, \text{Ca})_3 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{B}_2 (\text{Si}, \text{Al})_9 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{15} \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Спёррит	$\text{Ca}_5 [\text{SiO}_4]_2 \text{CO}_3$
Стенструпин	$(\text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_3 [(\text{Si}, \text{P}) \text{O}_4]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Стуртит	$(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_3 \text{Fe}^{3+} \text{H}_3 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}?$
Сурссасит	$(\text{Mn}, \text{Ca})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_3 \text{OH}] [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2?$
Сянуалинит	$\text{Li}_2 \text{Ca}_3 \text{Be}_3 [\text{SiO}_4]_3 \text{F}_2$
Таумасит	$\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
Тиллеит	$\text{Ca}_5 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{CO}_3)_2$
Титанит	$\text{CaTi} [\text{SiO}_4] \text{O}$
Тритомит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5 \text{O}_{2,6}$ (OH, F) ₉ · 5H ₂ O?
Тундрит	$\text{Na}_{3-y} (\text{Ce}, \text{Ca})_4 (\text{Ti}, \text{Nb})_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{O}, \text{OH})_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Уранофан	$\text{Ca} (\text{H}_2\text{O})_2 [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Ферсманит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Ti}, \text{Nb}) \text{SiO}_6 (\text{O}, \text{F})$
Ханкоцит	$(\text{Ca}, \text{Pb}, \text{Sr})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Цоизит	$\text{Ca}_2\text{Al}_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Эпидот	$\text{Ca}_2 (\text{Fe}, \text{Al})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Эциерит	$(\text{Ca}, \text{Pb}) \text{Zn}[\text{SiO}_4]$

Литий

Либерит	$\text{Li}_2\text{Be} [\text{SiO}_4]$
Сянхуалинит	$\text{Li}_2\text{Ca}_3\text{Be}_3 [\text{SiO}_4]_3\text{F}_2$
Эвкрипит	$\text{LiAl} [\text{SiO}_4]$
(Андалузит)	
(Беталомоносовит)	
(Гранат)	
(Дюмортьерит)	
(Куллетскит)	
(Цезийкуллетскит)	
(Эпидот)	

Магний

Алоизит	$(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Na})_3\text{O}_2\text{SiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Ангаралит	$2 (\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot 5 (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2?$
Везувиан	$\text{Ca}_{10}\text{Al}_4 (\text{Mg}, \text{Fe})_2 [(\text{SiO}_4)_5 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 (\text{OH}, \text{F})_4]$
Велинит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{W}) <_1 (\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{W}) <_3 \text{Si} (\text{O}, \text{OH})_7$
Гагеит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{Zn})_7\text{O} (\text{OH})_8\text{Si}_2\text{O}_6$
Гидроуграндит	$(\text{Ca}, \text{Mg})_3 (\text{Fe}, \text{Al})_2 [(\text{SiO}_4)_1 (\text{OH})_4]_3$
Грацидьерит	$\text{MgAl}_3 [\text{SiO}_4] [\text{BO}_3] \text{O}_2$
Гумит	$3\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
Иодерит	$(\text{Al}, \text{Mg})_3\text{Al} [\text{SiO}_4]_2\text{O} (\text{OH})$
Иошимураит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}) [(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_2 (\text{S}, \text{P}, \text{Si}) \text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]$
Катоптри	$(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_{14} (\text{Al}, \text{Fe})_4\text{Sb}_2^5 + \text{Si}_2\text{O}_9$
Клиногумит	$4\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
Кноррингит	$\text{Mg}_3\text{Cr}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Корнерупин	$\text{Mg}_3\text{Al}_6 (\text{Si}, \text{Al}, \text{B})_5\text{O}_{21} (\text{OH})$
Ломбардит	$(\text{TR}, \text{Ca})_2 (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{Al}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$
Лонгбанит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_4 (\text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_8 [\text{SiO}_4] \text{O}_8?$
Макговернит	$\text{Mn}_9\text{Mg}_4\text{Zn}_2\text{As}_2^5 + \text{Si}_2\text{O}_{17} (\text{OH})_{14}$
Меджорит	$\text{Mg}_3 (\text{Fe}, \text{Si})_2 [\text{SiO}_4]_3$
Меллит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$
Мервинит	$\text{Ca}_3\text{Mg} [\text{SiO}_4]_2$
Монтичеллит	$\text{CaMg} [\text{SiO}_4]$
Ненадкевит	$(\text{U}^{4+}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{Th}) \text{U}^{6+} (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Pb}) (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Норбергит	$\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
Окermanит	$\text{Ca}_2\text{Mg} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Оливин	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Рингвудит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
Серендибит	$\text{Ca}_4 (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6 (\text{Al}, \text{Fe})_9\text{B}_3 (\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{40}$
Склововскит	$\text{Mg} (\text{H}_2\text{O})_2 [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Сурссасит	$(\text{Mn}, \text{Ca})_2 (\text{Al}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_3\text{OH}] [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2?$

Стуртит	$(\text{Mn, Ca, Mg})_3\text{Fe}^{3+}\text{H}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}^?$
Таласскит?	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg, Fe}^{3+})_{<6}(\text{SiO}_4)_3$
Форстерит	$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$
Хлоритгоид	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{AlAl}_3[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_4$
Хондродит	$2\text{Mg}_2[\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg}(\text{F, OH})_2$

Марганец

Аллеганит	$2\text{Mn}_2[\text{SiO}_4] \cdot \text{Mn}(\text{OH, F})_2$
Анритермьерит	$\text{Ca}_3(\text{Mn, Al})_2[(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4]$
Арденнит	$\text{Mn}_5\text{Al}_5(\text{As, V})\text{O}_4(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Астрофиллит	$(\text{K, Na})_3(\text{Fe, Mn})_7\text{Ti}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2(\text{O, OH, F})_7$
Барисилит	$\text{MnPb}_5[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Баритолампрофиллит	$(\text{Ba, Sr})_2(\text{Na, K})_3(\text{Ti, Fe}^{3+})(\text{Fe, Mn})\text{Ti}_2\text{O}_2$ $[(\text{Si, Al})_4\text{O}_{12}](\text{O, OH, F})_4$
Беталомоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2(\text{OH})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_2\text{P}_2(\text{O, OH})_7]$
Бурый Се-силикат?	$\text{CaMnCe}_3\text{Al}_2\text{Be}_2\text{Si}_6\text{O}_{23}(\text{OH}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}^?$
Велинит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{W})_{<1}(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg, W})_{<3}\text{Si}(\text{O, OH})_7$
Гагeit	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg, Zn})_7\text{O}(\text{OH})_6\text{Si}_2\text{O}_6$
Гарстигит	$\text{MnCa}_6\text{Be}_4\text{O}(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_3$
Глаукохроит	$\text{CaMn}[\text{SiO}_4]$
Годжкинсонит	$\text{MnZn}_2[\text{SiO}_4](\text{OH})_2$
Гротин	Силикат Al и Ca
Диксенит	$(\text{Mn, Fe, Cu})_{15}\text{As}_5^{3+}(\text{Si, As}^{5+})_3\text{O}_{26}(\text{OH})_6$
Иетманит	$(\text{Mn, Zn})_{14}\text{Si}_4\text{Sb}_2^{5+}\text{Zn}_2\text{O}_{29}$
Иннэлит	$\text{Ba}_2\text{Na}(\text{Ti, Mn})_3[(\text{O, OH, F})_2(\text{S, Si})\text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]^?$
Иошимураит	$(\text{Ba, Sr})_2(\text{Mn, Fe, Mg})_2(\text{Ti, Fe})[(\text{O, OH, Cl})_3(\text{S, P, Si})\text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]$
Катоптриг	$(\text{Mn, Mg, Fe})_{14}(\text{Al, Fe})_4\text{Sb}_2^{5+}\text{Si}_2\text{O}_{29}$
Кнебелит	$(\text{Mn, Fe})_2[\text{SiO}_4]$
Куплетскит	$(\text{K, Na})_3(\text{Mn, Fe})_7\text{Ti}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2(\text{O, OH, F})_7$
Лейкофеницит	$\text{Mn}_7[\text{SiO}_4]_2[\text{SiO}_4(\text{OH})_2]$
Ловенит	$\text{NaCa}(\text{Mn, Fe})(\text{Zr, Ti})[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{OF}$
Ломбардит	$(\text{TR, Ca})_2(\text{Fe, Mg, Mn})(\text{Al, Fe})_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$
Ломоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{O}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_4(\text{P}_2\text{O}_7)]^?$
Лонгбанит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_4(\text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_3[\text{SiO}_4]\text{O}_8^?$
Макговернит	$\text{Mn}_9\text{Mg}_4\text{Zn}_2\text{As}_2^{5+}\text{Si}_2\text{O}_{17}(\text{OH})_{14}$
Мурманит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2(\text{OH})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}^?$
Ниобифиллит	$(\text{K, Na})_3(\text{Fe, Mn})_7(\text{Nb, Ti})_2[(\text{Si, Al})_4\text{O}_{12}]_2(\text{O, OH, F})_7$
Ориентит	$\text{Ca}_4\text{Mn}_4[\text{SiO}_4]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}^?$
Пьемонтит	$(\text{Ca, Mn})_2(\text{Al, Mn, Fe})_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$
Розенбушит	$(\text{Ca, Na})_4\text{Zr}(\text{Ti, Nb, Mn})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{F, O})_2$
Сейдозерит	$\text{Na}_4\text{MnTi}(\text{Zr, Ti})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2(\text{F, OH})_2$
Сонолит	$4\text{Mn}_2[\text{SiO}_4] \cdot \text{Mn}(\text{OH, F})_2$
Слессартин	$\text{Mn}_5\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
Стенструпин	$(\text{TR, Th, Mn, Ca, Na})_3[(\text{Si, P})\text{O}_4]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}^?$
Стуртит	$(\text{Mn, Ca, Mg})_3\text{Fe}^{3+}\text{H}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}^?$
Сурссасит	$(\text{Mn, Ca})_2(\text{Al, Mn, Mg, Fe})_3[\text{SiO}_3\text{OH}][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2^?$
Тэфроит	$\text{Mn}_2[\text{SiO}_4]$
Цезийкуплетскит	$(\text{Cs, Na, K})_3(\text{Mn, Fe})_7(\text{Ti, Nb})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2(\text{O, OH, F})_7$
Эриксонит	$\text{BaMn}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})^?$
Яматоит	$\text{Mn}_3\text{V}_2[\text{SiO}_4]_3$

Медь

Диксенит	$(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cu})_{15}\text{As}_5^{3+}(\text{Si}, \text{As}^{5+})_3\text{O}_{26}(\text{OH})_6$
Купроскловдовскит	$\text{CuH}_2 [(\text{UO}_2)\text{SiO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Мышьяк

Арденнит	$\text{Mn}_5\text{Al}_5(\text{As}, \text{V})\text{O}_4(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Диксенит	$(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cu})_{15}\text{As}_5^{3+}(\text{Si}, \text{As}^{5+})_3\text{O}_{26}(\text{OH})_6$
Макговернит	$\text{Mn}_9\text{Mg}_4\text{Zn}_2\text{As}_5^{3+}\text{Si}_2\text{O}_{17}(\text{OH})_{14}$

Натрий

Алоизит	$(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Na})_3\text{O}_3\text{SiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Астрофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}, \text{Mn})_7\text{Ti}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Баритолампрофиллит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ti}_2\text{O}_2$ $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Батисит	$\text{Na}_2\text{BaTi}_2\text{O}_2[\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]$
Беталомоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2(\text{OH})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_2\text{P}_2(\text{O}, \text{OH})_7]?$
Вёлерит	$\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Zr}, \text{Nb})[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{F})_2$
Гиортдалит	$\text{NaCa}_2\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{F}, \text{OH})$
Дженнит	$\text{Na}_2\text{Ca}_8(\text{SiO}_3)_3[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Иннэлит	$\text{Ba}_2\text{Na}(\text{Ti}, \text{Mn})_3[(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_3(\text{S}, \text{Si})\text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]?$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_7]$ $(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Келдышит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7]$
Куплетскит	$(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Mn}, \text{Fe})_7\text{Ti}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Лампрофиллит	$(\text{Sr}, \text{Ba})_2(\text{Na}, \text{K})_2\text{TiFeTi}_2\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Латиумит	$\text{Ca}_6(\text{K}, \text{Na})_2\text{Al}_4[(\text{O}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)(\text{SiO}_4)_6]?$
Ловенит	$\text{NaCa}(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Zr}, \text{Ti})[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{F})$
Ломоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{O}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2][\text{Na}_4(\text{P}_2\text{O}_7)]?$
Меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10}(\text{Fe}, \text{Ta})\text{B}_{1.8}(\text{Si}, \text{P})_5\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_{14}?$
Меллит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$
Мурманит	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2(\text{OH})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Ниобофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}, \text{Mn})_7(\text{Nb}, \text{Ti})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}]_2$ $(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Нункапбахит	$\text{NaKBaTi}_2\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$
Ринкит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Ca}, \text{TR})_4(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{O}, \text{F})_2\text{F}_2$
Розенбушит	$(\text{Ca}, \text{Na})_6\text{Zr}(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Mn})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{F}, \text{O})_2$
Сейдозерит	$\text{Na}_4\text{MnTi}(\text{Zr}, \text{Ti})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2(\text{F}, \text{OH})_2$
Сармаркит	$\text{Al}_5(\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Na})_2[(\text{Si}, \text{P}, \text{S})\text{O}_4]_4(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Стенструпин	$(\text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_3[(\text{Si}, \text{P})\text{O}_4]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Тундрит	$\text{Na}_{3-7}(\text{Ce}, \text{Ca})_4(\text{Ti}, \text{Nb})_2[\text{SiO}_4]_2(\text{O}, \text{OH})_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Ферсманит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})\text{SiO}_5(\text{O}, \text{F})$
Цезийкуплетскит	$(\text{Cs}, \text{Na}, \text{K})_3(\text{Mn}, \text{Fe})_7(\text{Ti}, \text{Nb})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2$ $(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Щербаковит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_3(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_2[\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]$
Эпистолит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Nb}_2\text{O}_2(\text{OH})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$

Ниобий

Вёлерит	$\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Zr}, \text{Nb})[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{F})_2$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_7]$ $(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Карпасуртит	$(\text{TR}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})(\text{Al}, \text{Fe})(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Ниобофиллит	$(K, Na)_8 (Fe, Mn)_7 (Nb, Ti)_2 [Si, Al]_4 O_{12}]_2$ (O, OH, F) ₇
Ниокалит	$Ca_{3,5} Nb_{0,5} [Si_2 O_7] (O, OH, F)_2?$
Ринкит	$Na_2 Ca (Ca, TR)_4 (Ti, Nb) [Si_2 O_7]_2 (O, F)_2 F_2$
Розенбушит	$(Ca, Na)_6 Zr (Ti, Nb, Mn) [Si_2 O_7]_2 (F, O)_2$
Тундрит	$Na_{8-y} (Ce, Ca)_4 (Ti, Nb)_2 [SiO_4]_2 (O, OH)_6 \cdot 8H_2O$
Ферсманит	$(Ca, Na)_2 (Ti, Nb) SiO_5 (O, F)$
Цезийкуплетскит	$(Cs, Na, K)_3 (Mn, Fe)_7 (Ti, Nb)_2 [Si_4 O_{12}]_2$ (O, OH, F) ₇
Щербаковит	$(K, Na, Ba)_3 (Ti, Nb)_2 O_2 [Si_{2+2} O_{12}]$
Эписолоит	$Na_2 Ti_2 [Nb_2 O_2 (OH)_4 (Si_2 O_7)_2] \cdot 2H_2O?$
(Альмандин)	
(Андалузит)	
(Астрофиллит)	
(Батисит)	
(Беталомоносовит)	
(Бурый Се-силикат)	
(Гидроцерит)	
(Гиортдалит)	
(Дюмортьерит)	
(Иттриалит)	
(Кнанит)	
(Кимцеит)	
(Куплетскит)	
(Лампрофиллит)	
(Ловенит)	
(Ломоносовит)	
(Мурманит)	
(Перрьерит)	
(Сейдозерит)	
(Стенstrupин)	
(Таленит)	
(Титанит)	
(Горит)	
(Щерфосфохаттонит)	
(Циркон)	
(Чевкинит)	

Олово

(Малаяит)	$CaSn [SiO_4] O$
(Андрадит)	
(Астрофиллит)	
(Всзувиан)	
(Гроссуляр)	
(Дюмортьерит)	
(Ильваит)	
(Кимцеит)	
(Ортит)	
(Перрьерит)	
(Таленит)	
(Титанит)	
(Циркон)	
(Чевкинит)	
(Эпидот)	

Редкие земли

Бурый Се-силикат?	$\text{CaMnCe}_3\text{Al}_2\text{Be}_2\text{Si}_6\text{O}_{23}(\text{OH})\cdot 6\text{H}_2\text{O}?$
Гадолинит	$\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2$
Гелландит	Боросиликат Ca и TR
Гидроцерит	$(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th})_2(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7\cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Иттриалит	$(\text{Y}, \text{Th})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10}(\text{Fe}, \text{Ta})\text{B}_{2,8}(\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{23}(\text{OH}, \text{F})_{12}\cdot 2,5\text{H}_2\text{O}?$
Карнасуртит	$(\text{TR}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})(\text{Al}, \text{Fe})(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7(\text{OH})_4\cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Ломбардит	$(\text{TR}, \text{Ca})_2(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$
Меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10}(\text{Fe}, \text{Ta})\text{B}_{1,8}(\text{Si}, \text{P})_5\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_{14}?$
Мозамбикит	Силикат Th, TR, U?
Ненадкевит	$(\text{U}^{4+}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{Th})\text{U}^{6+}(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Pb})(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4\cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Ортит	$(\text{Ca}, \text{TR})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$
Орточевкинит	$\text{Ce}_4(\text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2?$
Перрьерит	$(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Th})_4(\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Sc})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Ринкит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Ca}, \text{TR})_4(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{O}, \text{F})_2\text{F}_2$
Роуландит	$\text{Y}_4\text{Fe}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{F}_2$
Сарьяркит	$\text{Al}_5(\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Na})_2[(\text{Si}, \text{P}, \text{S})\text{O}_4]_4(\text{OH})_6\cdot n\text{H}_2\text{O}$
Силикосмирновскит	$(\text{Th}, \text{TR}, \text{Ca})_3[(\text{P}, \text{Si})(\text{O}, \text{OH})_4]_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
Спенсит	$(\text{TR}, \text{Ca})_3(\text{Al}, \text{Fe})\text{B}_2(\text{Si}, \text{Al})_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{15}\cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Стенструпин	$(\text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_3[(\text{Si}, \text{P})\text{O}_4]_3\cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Стиллуэллит	$\text{CeB}[\text{SiO}_4]_3\text{O}$
Таленит	$\text{Y}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
Тёрнебомит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Al})_3[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$
Томбартит	$\text{TR}_2\text{SiO}_4(\text{O}, \text{OH})\cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
Тритомит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta})\text{B}_4(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{26}(\text{OH}, \text{F})_9\cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Тундрит	$\text{Na}_{3-7}(\text{Ce}, \text{Ca})_4(\text{Ti}, \text{Nb})_2[\text{SiO}_4]_2(\text{O}, \text{OH})_8\cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Церит	$\text{Ce}_3[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$
Церфосфорхаттонит	$\text{ThCeSiPO}_8?$
Чевкинит	$\text{Ce}_4(\text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
(Альмандин)	
(Андалузит)	
(Андрадит)	
(Астрофиллит)	
(Бавенит)	
(Везувиан)	
(Вёлерит)	
(Гиортдалит)	
(Куллетскит)	
(Лампрофиллит)	
(Ловенит)	
(Ломоносовит)	
(Мурманит)	
(Ниобифиллит)	
(Пироп)	
(Пумпеллиит)	
(Спессартин)	
(Титанит)	

(Торит)
(Тортвейтит)
(Фенакит)
(Хаттонит)
(Цоизит)
(Циркон)
(Эпидот)

Рубидий

(Астрофиллит)
(Безаломоносовит)
(Гранат)
(Куплетскит)
(Цезийкуплетскит)

Свинец

Барисилит
Билибинит
Ганомалит
Казолит
Ларсенит
Назонит
Ненадкевит
Рёблингит
Ханкокит
Эсперит

$MnPb_5 [Si_2O_7]_2$
 $3 (Ca, Pb) O \cdot (U, Th)O_2 \cdot 7UO_3 \cdot 10SiO_2 \cdot 19H_2O?$
 $Pb_6Ca_4 [Si_2O_7]_3 (OH)_2$
 $Pb [(UO_2) SiO_4] \cdot H_2O$
 $Pb [ZnSiO_4]$
 $Pb_4Ca_4 [Si_2O_7]_8 (Cl, OH)_2$
 $(U^{4+}, Y, Ce, Th) U^{6+} (Ca, Mg, Pb) (SiO_4)_2$
 $(OH)_4 \cdot nH_2O?$
 $Ca_7H_{10} (SiO_4)_6 \cdot 2PbSO_4$
 $(Ca, Pb, Sr)_2 (Al, Fe)_3 [SiO_4] [Si_2O_7] O (OH)$
 $(Ca, Pb) Zn [SiO_4]$

Сера

Бирунит
Иннэлит
Иошимураит
Латиумит
Рёблингит
Сарьярхит
Таумасит

$8,5CaSiO_3 \cdot 8,5CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 15H_2O$
 $Ba_2Na (Ti, Mn)_3 [(O, OH, F)_2 (S, Si) O_4Si_2O_7]?$
 $(Ba, Sr)_2 (Mn, Fe, Mg)_2 (Ti, Fe) [(O, OH, Cl)_2$
 $(S, P, Si) O_4Si_2O_7]$
 $Ca_6 (K, Na)_2Al_4 [(O, CO_3, SO_4) (SiO_4)_6]?$
 $Ca_7H_{10} (SiO_4)_6 \cdot 2PbSO_4$
 $Al_5 (Ca, TR, Th, Na)_3 [(Si, P, S) O_4]_4(OH)_6 \cdot nH_2O$
 $CaSiO_3 \cdot CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 14H_2O$

Скандий

Перрьерит
Тортвейтит
(Гранат)
(Ортит)

$(Ce, Ca, Sr, Th)_4 (Fe, Ti, Sc)_3 (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$
 $Sc_2 [Si_2O_7]$

Стронций

Баритолампрофиллит
Иошимураит
Кальциевый ринкит
Лампрофиллит
Перрьерит

$(Ba, Sr)_2 (Na, K)_2 (Ti, Fe^{3+}) (Fe, Mn) \cdot Ti_2O_7$
 $[(Si, Al)_4O_{12}] (O, OH, F)_4$
 $(Ba, Sr)_2 (Mn, Fe, Mg)_2 (Ti, Fe) [(O, OH, Cl)_2$
 $(S, P, Si) O_4Si_2O_7]$
 $(Ca, Na, Sr, TR)_3 (Ti, Nb, Zr, Fe) [Si_2O_7]$
 $(O, OH, F)_2$
 $(Sr, Ba)_2 (Na, K)_2 TiFeTi_2O_2 [Si_4O_{12}] (O, OH, F)_4$
 $(Ce, Ca, Sr, Th)_4 (Fe, Ti, Sc)_3 (TiO_4)_2 [Si_2O_7]_2$

Ханкоцит
Харадаит
(Ринкит)

$$(\text{Ca}, \text{Pb}, \text{Sr})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{OH})$$

$$\text{SrV} [\text{Si}_2\text{O}_7]$$

Сурьма

Иетманит
Катоптрит
Лонгбанит
Чапманит

$$(\text{Mn}, \text{Zn})_{14} \text{Si}_4 \text{Sb}_2^{5+} \text{Zn}_2 \text{O}_{29}$$

$$(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe})_{14} (\text{Al}, \text{Fe})_4 \text{Sb}_2^{5+} \text{Si}_2 \text{O}_{29}$$

$$(\text{Mn}^{2+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_4 (\text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_8 [\text{SiO}_4] \text{O}_8?$$

$$\text{SbFe}_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})$$

Таллий

(Астрофиллит)
(Везувиан)
(Гранат)
(Оливин)

Тантал

Кариоперит
Меланоперит
Тритомит

$$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2,8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5 \text{O}_{23} (\text{OH}, \text{F})_{12} \cdot 2,5 \text{H}_2\text{O}?$$

$$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1,8} (\text{Si}, \text{P})_5 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_{14}?$$

$$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5 \text{O}_{26} (\text{OH}, \text{F})_9 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}?$$

(Альмандин)
(Астрофиллит)
(Беталомоносовит)
(Вёлерит)
(Гиортдалит)
(Иттриалит)
(Кальциевый ринкит)
(Ловенит)
(Ломоносовит)
(Ниобифиллит)
(Ниокалит)
(Перрьерит)
(Ринкит)
(Стенструпин)
(Таленит)
(Титанит)
(Торит)
(Ферсманит)
(Цезийкуплетскит)
(Церфосфорхаттонит)
(Циркон)
(Чевкинит)
(Щербаковит)
(Эпистоилит)

Титан

Астрофиллит
Баритолампрофиллит

$$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 \text{Ti}_2 [\text{Si}_4 \text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$$

$$(\text{Ba}, \text{Sr})_8 (\text{Na}, \text{K})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ti}_2 \text{O}_2$$

$$[(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$$

Батисит
Бафертисит
Беталомоносовит

$$\text{Na}_2 \text{BaTi}_2 \text{O}_2 [\text{Si}_{2+2} \text{O}_{12}]$$

$$\text{BaFe}_2 \text{TiO} [\text{Si}_2 \text{O}_7] (\text{OH})_2$$

$$\text{Na}_2 \text{MnTi} [\text{Ti}_2 \text{Na}_2 (\text{OH})_6 (\text{Si}_2 \text{O}_7)_2] [\text{Na}_2 \text{P}_2 (\text{O}, \text{OH})_7]?$$

Иннэлит	$\text{Ba}_2\text{Na}(\text{Ti}, \text{Mn})_3 [(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2 (\text{S}, \text{Si}) \text{O}_4 \text{Si}_2\text{O}_7]?$
Иошимураит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}) [(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_2 (\text{S}, \text{P}, \text{Si}) \text{O}_4 \text{Si}_2\text{O}_7]$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3 (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe}) [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Карнасуртит	$(\text{TR}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb}) (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 (\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Куплетскит	$(\text{K}, \text{Na})_3 (\text{Mn}, \text{Fe})_7 \text{Ti}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Лампрофиллит	$(\text{Sr}, \text{Ba})_2 (\text{Na}, \text{K})_2 \text{TiFeTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Ловенит	$\text{NaCa} (\text{Mn}, \text{Fe}) (\text{Zr}, \text{Ti}) [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{OF}$
Ломоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_3\text{Na}_2\text{O}_3 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] [\text{Na}_4 (\text{P}_2\text{O}_7)]?$
Мурманит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_2 (\text{OH})_4 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 (\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Ниобофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_3 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 (\text{Nb}, \text{Ti})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Нунканбахит	$\text{NaKBaTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]$
Орточевкинит	$\text{Ce}_4 (\text{Fe}, \text{Ti})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2?$
Перрьерит	$(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Th})_4 (\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Sc})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Ринкит	$\text{Na}_2\text{Ca} (\text{Ca}, \text{TR})_4 (\text{Ti}, \text{Nb}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{O}, \text{F})_2 \text{F}_2$
Розенбушит	$(\text{Ca}, \text{Na})_6\text{Zr} (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Mn}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{F}, \text{O})_2$
Сейдозерит	$\text{Na}_4\text{MnTi} (\text{Zr}, \text{Ti})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2 (\text{F}, \text{OH})_2$
Титанит	$\text{CaTi} [\text{SiO}_4] \text{O}$
Тундрит	$\text{Na}_{8-9} (\text{Ce}, \text{Ca})_4 (\text{Ti}, \text{Nb})_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{O}, \text{OH})_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Ферсманит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Ti}, \text{Nb}) \text{SiO}_5 (\text{O}, \text{F})$
Фресноит	$\text{Ba}_2\text{TiO} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Цезийкуплетскит	$(\text{Cs}, \text{Na}, \text{K})_3 (\text{Mn}, \text{Fe})_7 (\text{Ti}, \text{Nb})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Чевкинит	$\text{Ce}_4 (\text{Fe}, \text{Ti})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Щербаковит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_3 (\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_2 [\text{Si}_{2+2}\text{O}_{12}]$
Эписголит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2 [\text{Nb}_2\text{O}_2 (\text{OH})_4 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$

Торий

Билибинит	$3 (\text{Ca}, \text{Pb}) \text{O} \cdot (\text{U}, \text{Th}) \text{O}_2 \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 10\text{SiO}_2 \cdot 19\text{H}_2\text{O}$
Гидроцерит	$(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th})_2 (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Иттриалит	$(\text{Y}, \text{Th})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2,8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{23} (\text{OH}, \text{F})_{12} \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}?$
Карнасуртит	$(\text{TR}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb}) (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 (\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Мозамбикит	Силикат Th, TR, U?
Непадкевит	$(\text{U}^{4+}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{Th}) \text{U}^{6+} (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Pb}) (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Перрьерит	$(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Th})_4 (\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Sc})_3 (\text{TiO}_4)_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2$
Сарыаркит	$\text{Al}_3 (\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Na})_2 [(\text{Si}, \text{P}, \text{S}) \text{O}_4]_4 (\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Силикосмирновскит	$[\text{Th}, \text{TR}, \text{Ca}]_3 [(\text{P}, \text{Si}) (\text{O}, \text{OH})_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
Стенструпин	$(\text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_8 [(\text{Si}, \text{P}) \text{O}_4]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Ториевый флюоресцирующий минерал	?
Торит	$\text{Th} [\text{SiO}_4]$
Тритомит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5\text{O}_{26} (\text{OH}, \text{F})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Хаттонит	$\text{Th} [\text{SiO}_4]$
Церфосфорхаттонит (Астрофиллит)	$\text{ThCeSiPO}_8?$
(Бурый Се-силикат)	
(Везувиян)	
(Кальциевый ринкит)	

(Лампрофиллит)
 (Меланоцерит)
 (Мурманит)
 (Ортит)
 (Орточевкинит)
 (Ринкит)
 (Роуландит)
 (Спенсит)
 (Таленит)
 (Титанит)
 (Тортвейтит)
 (Церит)
 (Циркон)
 (Чевкинит)
 (Эпидот)

Углерод

Бирунит	$8,5\text{CaSiO}_3 \cdot 8,5\text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Латгумит	$\text{Ca}_6(\text{K}, \text{Na})_2\text{Al}_4 [(\text{O}, \text{CO}_3, \text{SO}_4) (\text{SiO}_4)_6]_2$
Спёррит	$\text{Ca}_5 [\text{SiO}_4]_2 \text{CO}_3$
Таумасит	$\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
Тиллеит	$\text{Ca}_3 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{CO}_3)_2$

Уран

Бариевый уранофан	?
Бета-уранофан	$\text{Ca} (\text{H}_3\text{O})_2 [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Билибинит	$3 (\text{Ca}, \text{Pb}) \text{O} \cdot (\text{U}, \text{Th})\text{O}_2 \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 10\text{SiO}_2 \cdot 19\text{H}_2\text{O}?$
Болтвудит	$\text{K} (\text{H}_3\text{O}) [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Казолит	$\text{Pb} [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Коффинит	$\text{U} [(\text{SiO}_4)_{1-x} (\text{OH})_{1+x}]$
Купроскладовскит	$\text{CuH}_2 [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Мозамбикит	Силикат Th, TR, U?
Ненадкевит	$(\text{U}^{4+}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{Th}) \text{U}^{6+} (\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Pb}) (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Складовскит	$\text{Mg} (\text{H}_3\text{O})_2 [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Содлит	$(\text{UO}_2)_3 (\text{SiO}_4)_3 (\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ториевый флюоресцирующий минерал	?
Уранофан	$\text{Ca} (\text{H}_3\text{O})_2 [(\text{UO}_2) \text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Усигит	Водный силикат уранила?
(Карисперит)	
(Иттриалит)	
(Пироп)	
(Оливин)	
(Ортит)	
(Ринкит)	
(Стенstrupин)	
(Таленит)	
(Торит)	
(Церфосфорхаттонит)	
(Циркон)	
(Эпидот)	

Фосфор

Беталомоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_3\text{Na}_2 (\text{OH})_6 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] [\text{Na}_2\text{P}_2 (\text{O}, \text{OH})_7]_2?$
Гидроцерит	$(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th})_2 (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Иошимураит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}) [(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_2 (\text{S}, \text{P}, \text{Si}) \text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]$
Карнасуртит	$(\text{TR}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb}) (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7 (\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2,8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{2,8} (\text{OH}, \text{F})_{1,2} \cdot 2, 5\text{H}_2\text{O}?$
Ломоносовит	$\text{Na}_2\text{MnTi} [\text{Ti}_3\text{Na}_2\text{O}_3 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2] [\text{Na}_4 (\text{P}_2\text{O}_7)]_2?$
Меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1,8} (\text{Si}, \text{P})_5\text{O}_{2,0} (\text{OH}, \text{F})_{1,4}?$
Сарьаркит	$\text{Al}_3 (\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Na})_2 [(\text{Si}, \text{P}, \text{S}) \text{O}_4]_4 (\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Силикосмирновскит	$(\text{Th}, \text{TR}, \text{Ca})_3 [(\text{P}, \text{Si}) (\text{O}, \text{OH})_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$
Стенstrupин	$(\text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Na})_3 [(\text{Si}, \text{P}) \text{O}_4]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$
Церфосфорхаттонит	$\text{ThCeSiPO}_8?$

Фтор

Аллеганит	$2\text{Mn}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mn} (\text{OH}, \text{F})_2$
Астрофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Fe}, \text{Mn})_7\text{Ti}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Баритолампрофиллит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2 (\text{Na}, \text{K})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}) (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ti}_2\text{O}_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Бульфонтейнит	$\text{Ca}_2 [\text{SiO}_2\text{OH}] \text{F} \cdot \text{H}_2\text{O}$
Везувиан	$\text{Ca}_{10}\text{Al}_4 (\text{Mg}, \text{Fe})_2 [(\text{SiO}_4)_5 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2 (\text{OH}, \text{F})_4]$
Вёлерит	$\text{Ca}_2\text{Na} (\text{Zr}, \text{Nb}) [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O}, \text{F})_2$
Гиортдалит	$\text{NaCa}_2\text{Zr} [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O} (\text{F}, \text{OH})$
Гумит	$3\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
Зуниит	$[\text{Al}_{12} (\text{OH}, \text{F})_{18}\text{SiO}_4] [\text{Al} (\text{SiO}_4)_4] \text{Cl}$
Иннэлит	$\text{Ba}_2\text{Na} (\text{Ti}, \text{Mn})_3 [(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2 (\text{S}, \text{Si}) \text{O}_4\text{Si}_2\text{O}_7]_2?$
Кальциевый ринкит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{TR})_3 (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr}, \text{Fe}) [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Кариоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{2,8} (\text{Si}, \text{Al}, \text{P})_5\text{O}_{2,8} (\text{OH}, \text{F})_{1,2} \cdot 2, 5\text{H}_2\text{O}?$
Клиногумит	$4\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_3$
Куплетскит	$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Mn}, \text{Fe})_7\text{Ti}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Куспидин	$\text{Ca}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{F}, \text{OH})_2$
Лампрофиллит	$(\text{Sr}, \text{Ba})_2 (\text{Na}, \text{K})_2 \text{TiFeTi}_2\text{O}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
Ловенит	$\text{NaCa} (\text{Mn}, \text{Fe}) (\text{Zr}, \text{Ti}) [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{OF}$
Меланоцерит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na})_{10} (\text{Fe}, \text{Ta}) \text{B}_{1,8} (\text{Si}, \text{P})_5\text{O}_{2,0} (\text{OH}, \text{F})_{1,4}?$
Ниобофиллит	$(\text{K}, \text{Na})_8 (\text{Fe}, \text{Mn})_7 (\text{Nb}, \text{Ti})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}]_2 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$
Ниокалит	$\text{Ca}_{3,5}\text{Nb}_{0,5} [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2?$
Норбергит	$\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$
Ринкит	$\text{Na}_2\text{Ca} (\text{Ca}, \text{TR})_4 (\text{Ti}, \text{Nb}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{O}, \text{F})_2\text{F}_2$
Розенбушит	$(\text{Ca}, \text{Na})_6\text{Zr} (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Mn}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{F}, \text{O})_2$
Роуландит	$\text{Y}_4\text{Fe} [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{F}_2$
Сейдозерит	$\text{Na}_4\text{MnTi} (\text{Zr}, \text{Ti})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2 (\text{F}, \text{OH})_2$
Сонолит	$4\text{Mn}_2 [\text{SiO}_4] \cdot \text{Mn} (\text{OH}, \text{F})_2$
Спенсит	$(\text{TR}, \text{Ca})_8 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{B}_2 (\text{Si}, \text{Al})_8 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{15} \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Сянхуалинит	$\text{Li}_2\text{Ca}_2\text{Be}_3 [\text{SiO}_4]_3\text{F}_2$
Топаз	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] (\text{F}, \text{OH})_2$
Тритомит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})_{10} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ta}) \text{B}_4 (\text{Si}, \text{Al})_5\text{O}_{2,6} (\text{OH}, \text{F})_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}?$

Ферсманит	$(Ca, Na)_2 (Ti, Nb) SiO_5 (O, F)$
Хондродит	$2Mg_2 [SiO_4] \cdot Mg (F, OH)_2$
Цезийкуплетскит	$(Cs, Na, K)_3 (Mn, Fe)_7 (Ti, Nb)_2 [Si_4O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$

Хлор

Зуниит	$1Al_{12} (OH, F)_{18} SiO_4 [Al (SiO_4)_4] Cl$
Иошимурангит	$(Ba, Sr)_3 (Mn, Fe, Mg)_2 (Ti, Fe) [(O, OH, Cl)_2 (S, P, Si) O_4 Si_2 O_7]$
Назонит	$Pb_6 Ca_4 [Si_2 O_7]_3 (Cl, OH)_2$

Хром

Клоррингит	$Mg_3 Cr_2 [SiO_4]_3$
Уваровит	$Ca_3 Cr_2 [SiO_4]_3$

Цезий

Цезийкуплетскит	$(Cs, Na, K)_3 (Mn, Fe)_7 (Ti, Nb)_2 [Si_4 O_{12}]_2 (O, OH, F)_7$
(Астрофиллит)	
(Бафертисит)	

Цинк

Виллемит	$Zn_3 [SiO_4]$
Гагенит	$(Mn^{2+}, Mg, Zn)_7 O (OH)_8 Si_2 O_6$
Гардистонит	$Ca_2 Zn [Si_2 O_7]$
Гемиморфит	$Zn_4 [Si_2 O_7] (OH)_3 \cdot H_2 O$
Годжкинсонит	$Mn Zn_2 [SiO_4] (OH)_2$
Иетманит	$(Mn, Zn)_{14} Si_4 Sb_2^{5+} Zn_2 O_{29}$
Клиноэдрит	$ZnCa [SiO_4] \cdot H_2 O$
Ларсенит	$Pb [ZnSiO_4]$
Макговернит	$Mn_9 Mg_4 Zn_2 As_2^{5+} Si_2 O_{17} (OH)_{14}$
Эсперит	$(Ca, Pb) Zn [SiO_4]$

Цирконий

Вёлерит	$Ca_2 Na (Zr, Nb) [Si_2 O_7] (O, F)_2$
Гиортдалит	$NaCa_2 Zr [Si_2 O_7] O (F, OH)$
Кальциевый рингит	$(Ca, Na, Sr, TR)_3 (Ti, Nb, Zr, Fe) [Si_2 O_7] (O, OH, F)_2$
Келдышит	$Na_2 Zr [Si_2 O_7]$
Кимцеит	$Ca_3 Zr_2 [Al_2 SiO_{12}]$
Ловенит	$NaCa (Mn, Fe) (Zr, Ti) [Si_2 O_7] OF$
Розенбушит	$(Ca, Na)_6 Zr (Ti, Nb, Mn) [Si_2 O_7]_2 (F, O)_2$
Сейдозерит	$Na_4 MnTi (Zr, Ti)_2 [Si_2 O_7]_2 O_2 (F, OH)_2$
Циркон	$Zr [SiO_4]$
(Альмандин)	
(Андалузит)	
(Батисит)	
(Беталомоносовит)	
(Везувиян)	
(Гемиморфит)	
(Гидроцерит)	

(Гюгаит)
(Диомортьерит)
(Ильваит)
(Иттриалит)
(Карноцерит)
(Карнасуртит)
(Куплетскит)
(Лампрофиллит)
(Ломоносовит)
(Меланоцерит)
(Ниокалит)
(Нунканбахит)
(Ортит)
(Перрьерит)
(Ринкит)
(Спенсит)
(Таленит)
(Титанит)
(Тортвейтит)
(Тритомит)
(Ферсманит)
(Цезийкуплетскит)
(Чевкинит)
(Щербаковит)

- Агриколит 14
 Аделаид-рубин 55
 Адельфолит (Герман) 119
 Азорит 98
 Акантикон (акантikonит) 728
 Акермант 542
 Алабандикус 55
 Алланит 750
 Алланит-(Ce) 754
 Алланит-(La) 754
 Аллеганит 11, 295, 319
 Аллохит 728
 Аллохроит 79
 Аллочит 728
 Алоизит 502
 Алшедит 337
 Альбит 119
 Альмандин 9, 18, 55
 Альмандит 55
 Алюминисый эпидот 724
 Алюмомеланоцерит 510
 Алюмоэпидот 724
 Ангралит 12, 522, 527
 Андалузит 11, 440, 460
 Андерберит 118
 Андраит 9, 18, 73
 Анритермьерит 9, 85, 93
 Антракс 55
 Аплом 79
 Арденнит 538, 716
 Арендалит 728
 Арендит 728
 Аризонский рубин 34
 Арсенарденнит 718
 Арсеноторит 129
 Аршиновит 115
 Аспиделит 337
 Астрофиллит 538, 638, 645
 Аусрбахит 98
 Ауерит 137
 Ауэрбахит 98
 Ауэрлит 137
 Афвиллит 10, 233
 Ахматит 728
 Ахтарандит* 94
 Ахтарандит 94
 Ахтарьндит 94
 Бавенит 537, 560, 564
 Багратионит (Герман) 728
 Багратионит (Кокшаров) 750
 Бакерит 11, 371, 395
 Бариевый лампрофиллит 643
 Бариевый уранофан 253
 Баризилит 592
 Барилит 537, 560
 Барисилит 537, 592
 Баритолампрофиллит 538, 638, 644
 Баритофиллит 481
 Батисит 537, 569
 Батрахит 212
 Бафертсисит 537, 635
 Бейкерит 395
 Беккарит 120
 Белит 230
 Белый гранат 41
 Белый клингоумит 173
 Белый оливин 173
 Бельгит 153
 Бериллиевый ортит 764
 Бериллий-изувиан 612
 Бериллий-гранат 49
 Бериллийортит 764
 Бериллюгумит 304
 Бериллит 11, 424, 429
 Бертрандит 537, 626, 627
 Бестит 728
 Беталомоносинт 538, 660, 665
 Бетамурманит 667
 β-уранотил 253
 Бета-уранофан 10, 242, 253
 Беустит 728
 Бсфанамит 576
 Бсчета 55
 Биджази 55
 Билибинит 145
 Бируит 1, 358, 369
 Бисмутоферрит 12, 503, 505
 Бсчета 55
 Благородный гранат 55
 Блябергит 482
 Блябергсит 482

¹ Полужирным шрифтом выделены названия описанных минералов и их разновидностей, светлым обозначены недостаточно изученные минералы, неупотребляемые синонимы, устаревшие и лишние названия.

Названия смесей даны со звездочкой.

Если одно название предложено для разных минералов, в скобках указана фамилия автора, давшего название.

- Блитит 18, 84
 Богемский грапат 34
 Боденбендсрит * 49
 Боденит 763
 Бойстит 728
 Болтвудит 10, 242, 256
 Болтонит 173
 Боросиликат кальция 373
 Ботрионит 391
 Бразильский рубин 275
 Бразильский сапфир 275
 Бразильский топаз 274
 Брандаозит 18
 Бредберит 80
 Бредигит 10, 229, 232
 Бродбогранат 49
 Броккит (Сжакки) 304
 Брусит (Джибс) 304
 Брюстеринит 280
 Брюстолин 280
 Букландит (Герман) 728
 Букландит (Леви) 750
 Булфонтейнит 11, 479
 Булфонтейнит 479
 Бульфонтейнит 479
 Бурокремный кремь 49
 Бурый Се-силикат 502
 Бэйксрит 395
- Вагит 617
 Вазит 750
 Ванадиевый гранат 47
 Ванадиевый гроссуляр 47
 Ванадиоардсенит 718
 Вануксемит * 617
 Везувиан 537, 597
 Везувиан-жад 598
 Везувианит 598
 Веларденит (пеларденит) 542
 Вёлерит 539, 792, 793
 Велинит 9, 95
 Веласкит 482
 Вениса 18
 Висльаурит * 199
 Вилларсит 173
 Виллаурит * 199
 Виллемит 9, 145, 153
 Вилуит (Леонхард) 610
 Вилуит (Севергин) 41
 Вильгельмит 153
 Вильямсит 153
 Вильямсонит 153
 Виллоит (Леонхард) 610
 Виллоит (Севергин) 41
 Виллоцкий изумруд 610
 Виноградный камень 392
 Виолофанит 668
 Виридит 470
 Висаксонит 136
 Висмутовая обманка 14
 Висмутоферрит 505
 Витгамит 744
 Витгамит 744
 Вогезит 34
 Волокнистый датолит 392
 Восточный гранат 55
 Вудьяврит 829
- Гавайт 191
 Гагенит 11, 327
 Гадолитит 11, 371, 403
 Гадолитит-(Ce) 417
 Гадолинит-(Y) 403
 Гайпит 818
 Галмей 617
 γ-дикальциевый силикат 208
 Ганит (де-Сильвейра) 597
 Гашкозит 749
 Ганмент 69
 Ганомалит 539, 841, 843
 Гарамантикус 18
 Гардистонит 537, 540, 553
 Гарнетит 18
 Гаррелсит 11, 371, 398
 Гарстгит 539, 793, 811
 Гафниевый циркон 119
 Гваринит 815
 Гсбетин 153
 Гейгит 327
 Гёкумит 598
 Геленит 537, 540, 542
 Гелландит 539, 841, 845
 Гельберграндит 633
 Гельбурит 98
 Гельюрит 137
 Гельциркон 115
 Гематостибит 519
 Гематостибит 519
 Гемиморфит 537, 617
 Гессенбергит 627
 Гессонит 46
 Гетсромерит 598
 Гётценит 831
 Гёферит 503
 Гиалосидерит 172
 Гианстит 818
 Гиацинт 114
 Гиацинт (де-Лиль) 597
 Гиацинт-гранат 41
 Гиацинтин 597
 Гиацинтоид 46
 Гиацинт-топаз 115
 Гиблит — см. Хиблит 137
 Гибшит 9, 85, 89
 Гидроалланит 750
 Гидроапрадит 92
 Гидроаурит 138
 Гидрогадолинит 403
 Гидрогранаты 9, 85
 Гидрогранит 9, 85, 92
 Гидрогроссуляр 9, 85
 Гидроклиногумит 318
 Гидромселинит 558
 Гидроортит 750
 Гидроринкит 829
 Гидроринколит 829
 Гидростенструин 499
 Гидротефроит 199
 Гидроторит 129, 137
 Гидроуграндит 92
 Гидроперит 11, 491, 495
 Гидроциркон 115
 Гиордалит 539, 793, 815
 Гипохлорит * 505
 Глаукохроит 10, 210, 220
 Глинкит 173
 Гогтвейтит 119

Годжинсонит 420
Годжинсонит 11, 420
 Годжинсонит 420
Голдманит 9, 18, 66
Гомилит 11, 371, 399
 Гортоподит 172
 Госселегит 470
 Гоуденит 460
 Гральмандин 18
Гранаты 9, 17
 Гранат-жад 41
 Гранат из Лонгбана 73
 Гранатит 431
 Гранатоиды 85
Грандьерит 11, 440, 476
 Грандит 18
 Греновит 348
 Гранатит (Сосюр) 431
 Гренландит (Клапрот) 55
Грифонит 348
Гроссуляр 9, 18, 41
 Гроссулярит 41
 Гроссуляроид 85
Гротти 539, 793, 812
Гротит 348
 Гуаринит 815
 Гугиант 554
 Гумбольдитит 542
 Гумбольдит 373
Гумит 10, 295, 309
 Гумит типа I 309
 Гумит типа II 304
 Гумит типа III 313
 Гуттонит 237
 Гюанит 558
Гюгант 537, 540, 554
 Гуттонит 237

Даллексит 564
Датолит 11, 371, 373
 Девальзит 716
 Дельфипит 728
Демантоид 79
 Джеммитит 79
Дженнит 539, 793, 814
 Джаннетит 818
 Джонстонолит * 49
 Джонстонотит * 49
 Джонструпит 821
Джулиодит 539, 769, 776
 Дикарнит 598
 Диксенит 12, 507
 Ди-лочносовит 661
Дилльнит 270
 Ди-мурманит 668
 Диохром 98
 Дистен 445
 Дистомовый шпат 373
 Достокан 191
 Драгоценный гранат 55
 Дуиллексит 564
 Дхарасит 26
Дюмортьерит 11, 329
 Дюпаркит 598
 Дюгуаспанит 479

Евренновит 598
 Енит 692
 Ернит 41

Ернит 41
 Ерстедит 119
 Етманит 521

Жаргон 98, 115
 Железистый андрадит 84
 Железистый кнебелит 199
 Железистый тефроит 199
 Железистый хризолит 173
 Железистый эпидот 728
 Железное стекло 173
 Железо-алюминиевый гранат 55
 Железо-глиноземистый гранат 55
Желметит 79
 Желлитит 79
 Желевит 598
 Жилингит 137
 Жуанит 558

Загликит 265
 Зауальмит 709
 Зонохлорит 769
Зунит 10, 265
 Зунит 265
 Зурлит 542
 Зурловит 542

Иакинф 115
 Иваарит 80
 Иваарит 80
 Игльстрёмит (Вайбул) 199
 Идокраз 597
 Иснит 692
Иетманит 12, 519, 521
 Известково-глиноземистый гранат 41
 Известково-железистый гранат 73
 Известково-хромистый гранат 69
 Известковый оливин 209
 Иваарит 80
 Иллюдерит 709
Ильвант 538, 680, 692
 Инпелит 677
Иннэлит 538, 675, 677
Иодерит 11, 440, 474
 Иония 275
 Ионструпит 821
Иошимурант 538, 675, 679
 Иттербит 403
 Иттерит 403
 Иттерстеп 403
Иттриалит 537, 575, 587
 Итрит 403
 Иттровый гранат 74
 Иттрогранат (Бергман) 74
 Иттрогранат (Иодер, Кейт) 50
 Иттротеллоцит 510
Иттроортит 763
 Иттротсеп 348
 Иттротитанит 348
 Иттроэпидот 728

Йинингит 137
 Йордалит 815

Казолит 10, 242, 259
 Каламин (Валлсруус) 617
 Калитолит 119
 Калифорнит 598
 Кальдерит (Инддингтон) 79

- Кальдерит (Фермор) 18, 84
 Калькотефрит 220
 Кальциевый гранат 73
 Кальциевый пиральмандин 18, 56
 Кальциевый ривинит 819, 831
 Кальциевый ринколит 539, 834
 Кальциевый сейдозерит 837
 Кальциевый хром-гранат 69
 Кальциевый эпидот 709
 Кальциогадолинит 416
 Кальциодарсенит 227
 Кальциооливин 10, 167, 208
 Кальциоортосиликат 209, 212
 Кальциоспессартин 49
 Кальциторит 137
 Кальцио-ферро (Ca-Fe)-спессартин 49
 Калский рубин 34
 Карбункул 34, 55
 Карноцерит 12, 509, 513
 Карнасуртит 539, 841, 847
 Карстин 481
 Карфункель 34
 Кастеллит 337
 Катонит 12, 519
 Кейльгауит 348
 Кельдышит 537, 595
 Келифит * 38
 Кианит 11, 440, 445
 Кибдельский рубин 55
 Кикуквасеки * 98
 Килхоанит 538, 638, 658
 Кимцент 9, 18, 85
 Киртолит 116
 Кирштейнит 218
 Кириштайнит 10, 210, 218
 Клиногедрит 240
 Клиногваринит 815
 Клиногуаринит 815
 Клиногумит 11, 295, 313
 Клинооливин 318
 Клиноскладовскит 246
 Клиноторит 237
 Клиноцоизит 538, 720, 724
 Клиночеккинит 784
 Клиноэдрит (Ценфильд и Фут) 10, 240
 Клиноэпидот 724
 Клиноюмгит 313
 Кнебелит 10, 167, 199
 Кноррингит 9, 18, 68
 Кожаловит 847
 Коллинский гранат 55
 Колоралский рубин 34
 Колофонит 79
 Кондрикит* 828
 Кондриковит * 828
 Коневый зуб 280
 Коричный камень 46
 Корнерупин 10, 290
 Коффинит 9, 97, 140
 Кохарит 18, 84
 Кохит 271
 Кочит 271
 Кремнекислый висмут 14
 Кремнекислый цинк 617
 Кремнистый галмей 617
 Кремнистый церит 492
 Кремнистый цинк 617
 Крестовидный шерл 431
 Крестовик 460
 Крестовый камень 431
 Криптолинит 280
 Криптотил 294
 Круцит 460
 Ксалостокит 47
 Ксантит 598
 Ксантолит (Начал) 79
 Ксантолит (Хедл) 431
 Ксантортит 750
 Кузлетскит 538, 638, 654
 Купроскладовскит 10, 242, 243
 Куспидин 539, 792, 803
 Кюстерит 803
 Лаавенит 797
 Лавснит 797
 Лавзонит 681
 Лавсонит 538, 680, 681
 Ламбертит 248
 Лампрофиллит 538, 638
 Лангбанит 524
 Лангстафтит 304
 Ландерит 47
 Лантапоцерит 492
 Ларнит 10, 229, 230
 Ларсенит 10, 224, 225
 Латвумит 12, 522, 530
 Лаусонит 681
 Ледерит (Шепард) 337
 Лейкогранат 41
 Лейкофеницит 11, 324
 m-лейкофеницит 324
 o-лейкофеницит 324
 Лепор 692
 Либсрит 10, 145, 163
 Лигурит 337
 Лисврит 692
 Лимбилит 173
 Линкуруон 98
 Литионнефелин 160
 Любовит 597
 Ловенит 539, 792, 797
 Ловчоррит 829
 Ломбаардит 766
 Ломбардит 538, 720, 766
 Ломоносовит 538, 660, 661
 Лонгбанит 12, 522, 524
 Лосонит 681
 Лотрит 769
 Лоусонит 681
 Лузакит 438
 Луигит 502
 Лусакит 438
 Люзакит 438
 Люсакит 438
 Магнезио-гральмандит 18
 Магнезио-алюминиевый гранат 34
 Магнезиоастрофиллит 652
 Магнезио-блтит 84
 Магнезиоортит 763
 Магнезио-ферроалюминиевый гранат 34
 Магпоортит 763
 Мазонит 482
 Майтландит 137
 Макговернит 12, 507, 509
 Макинтошит 137
 Маклюреит (Зайберт) 304
 Малакон 116

- Малаяит 11, 336, 351
 Мальтезит 460
 Манганальмандин 56
 Манганандалузит 470
 Манганвезувиан 613
 Манганграндит 18
 Мангандистен 716
 Манганкнебелит 199
 Манганоастрофиллит 645
 Манганортит 763
 Манганостенструпин 501
 Манганостибиит 519
 Манганостибит 519
 Манганоторит 129
 Мангантавролит 438
 Мангантенструпин 501
 Манганфаялит 199
 Манганцонзит 714
 Манганэпидот 744
 Марабит 460
 Марганцово-алюминиевый гранат 49
 Марганцовый альмандин 56
 Марганцовый везувиан 613
 Марганцовый голдманит 67
 Марганцовый гральмандин 18
 Марганцовый гранат 49
 Марганцовый грандит 18
 Марганцовый идокраз 613
 Марганцовый эпидот 744
 Масонит 482
 Матарасский алмаз 115
 Матрисит 173
 Меджорит 9, 18, 72
 Медистый вудьяврит 829
 Медистый ловчоррит 829
 Медный силикат урана 243
 Мейтландит 137
 Меланит 80
 Меланоцерит 12, 509, 510
 Мелилит 537, 540, 542
 Мелихриз 98
 Мснак 337
 Мслаковая руда 337
 Мервинит 10, 145, 164
 Метаалманит 750
 Метатадолинит 417
 Мсталоомоносвит 665
 Метамурманит 667
 Метациркон 119
 Метландит 137
 Микафилит 460
 Минерал А (Семёнов) 419
 Минерал Б (Семёнов) 419
 Минерал В (Фрондел) 263
 Минерал К (Вудфорд) 369
 Михаэльсонит 98, 369
 Мозамбикит 536
 Мозандрит 821, 829
 Моленграафит 638
 Монтичеллит 10, 210, 212
 Морсенетит * 617
 Мушкрудит 445
 Мурманит 538, 660, 668
 Муромоптит 764
 Мухинит 741
 Мясокрасный гранат 46
- Нагателит 764
 Наегит 119
- Назонит 539, 841
 Натрокальцит 373
 Наэгит 119
 Наккиф 115
 Негит 119
 Неадаксит 9, 97, 143
 Неотсит 199
 Неохризолит 173
 Николаит (николаит) 137
 Нилум 445
 Ниобифиллит 538, 638, 657
 Ниобочевкиннит 786
 Ниокалит 539, 792, 802
 Ногизавалит 119
 Норбергит 10, 295, 300
 Нордмаркит 438
 Нунканбахит 537, 569, 574
 Ньюпортит 482
- Обычный гранат 55, 73
 Ойямалит - см. Оямалит 119
 Окерманит 537, 540, 542
 Оливин 10, 167, 172
 Олинтолит 41
 Оловянный титанит 348
 Оранжит 135
 Орвиллит 119
 Ориептит 10, 210, 222
 Орант 263
 Орстедит 119
 Орстедит 119
 Орит 538, 720, 750
 Ортоуаринит 815
 Ортоид 750
 Ортоломоносвит 661
 Ортоцонзит 709
 Орточевкиннит 539, 776, 791
 Ортоэриксонит 659
 Остранит 98
 Отстрелит 489
 Охроит 492
 Оямалит 119
- Памфрит 173
 Параторит 138
 Паршин 49
 Паршинит 49
 Паршинит 49
 Пейнит 12, 522, 534
 Пеннит 819
 Перадолъ 115
 Персделль 275
 Перидот 173, 191
 Перьерит 539, 776, 779
 Перьерит 779
 Писмонит 744
 Пикнит 274
 Пикрокнебелит 206
 Пикротетраит 206
 Пикроэпидот 742
 Пиклит 337
 Пидипит 564
 Пильбарит * 137, 259
 Пинк 275
 Пиральмандин 18
 Пиральспит 18
 Пирадин 18
 Пиренелит 80
 Пироп 9, 18, 34

- Пирротит 750
 Пирофизалит 274
 Пистацит 728
 Пладзолит 89
 Глазолит 89
 Полиадельфит 79
 Поликразилит 98
 Призматин 290
 Пролектит 304
 Псевдармон 348
 Псевдоандалузит 445
 Псевдоювонит 799
 Псевдошаркон 119
 Псевдоцистит 714
Пумпелинит 539, 769
 Пустотелый шпат 460
 Пушкинит 728
 Псевдомонтит 744
Пьмонит 538, 720, 744
- Радецит 445**
Ранкинит 537, 594
 Рансетит * 49
Рёблингит 11, 358, 370
Редкоземельный везувин 612
Рёпперит (Бруш) 206
 Ретицит 445
 Рибейрит 119
Рингвудит 9, 13
Ринкит 539, 819, 821
Ринколит 829
 Ровландит 590
Родолит 34, 39
Розенбушит 539, 819, 838
 Розолит 47
 Роландит 590
 Романзовит 47
 Романцовит 47
Ромбический лампрофиллит 643
Ромбический ловенит 801
 Росстреворит 728
 Ротгоффит 79
 Ротхоффит 79
Роуландит 537, 575, 590
 Роуперит 207
Румянцовит 47
Рустумит 539, 792, 807
- Саксонский топаз 274**
Саксонский хризолит 274
 Сальмит 482, 489
 Саппарэ (саппарэнт) 445
Сарьяркит 12, 522, 527
 Себоллит 557
Сейдозерит 539, 819, 835
 Семелин 337
Серендибит 12, 522, 532
 Сессрит 492
 Сибирский алмаз 274
 Сидероклепт 173
 Сидероксен 627
 Спикосмирновскит 240
 Синхуалит 522
 Сирийский гранат 55
 Симондин 482
 Скакит 212
 Скальный рубин 34, 55
 Скандиевый ортит 755
 Скинцит 18, 84
- Склодовскит 10, 242, 246**
 Скорца 728
 Скотин 750
 Смирновскит 138
 Смитсонит (Брук и Милер) 617
 Смоляная вениса 79
 Смоляной гранат 79
Соддит 10, 242, 263
 Соддит 263
 Содит 263
Сованит 539, 841, 844
 Сомервиллит (Брук) 542
 Соноит 322
Сонолит 11, 295, 322
 Спальмадин 18
 Спандит 18
Спенсит 12, 509, 516
Спёррит 11, 358
Спессартин 9, 18, 49
 Спессартит 49
 Спинтер 337
 Спуррит 358
Станролит (Деламетри) 11, 431
 Ставрогид 431
 Старлит 115
 Стеалит 460
 Стеандид 173
 Стеенструпин 497
Стенструпин 11, 491, 497
Стёртит 597
 Стильвелит 272
 Стильвеллит 272
 Стильуэлит 10, 271, 272
 Стилобат 542
 Стилобит 542
 Стилуэлит 272
 Стинструпин 497
 Стирлингит (Кенгот) 207
Структурная модификация келдышита 596
 Стрюверит (Брецина) 482
 Стуртит 597
Сукцинит 46
 Сульфат-ферриторит 129
 Сулуунит 844
Сурсассит 538, 720, 768
 Сфен 337
 Сфеноклаз * 41
 Сфеномит 356
Сферобертрандит 633
 Сюрсассит 768
Сянхуалит 12, 522
Сянхуалит 522
- Тавмавит 741**
Тавтолит 750
Таласскит 198
Таленит 537, 575, 581
 Талласкит 198
 Таллит 728
 Талькинебелит 206
Танзанит 714
 Таумазит 368
Таумасит 11, 358, 363
 Таутолит 750
 Тахиафальтит 120
 Твердый шпат 460
 Теллемаркит 41
Тёрнебомит 11, 491, 496
Тёрнебомит (Се) 496

- Тёрнебомит (La) 496
 Тефровиллемит 157
Тефроит 10, 167, 199
 Тилмент 539, 792, 808
 Тиллит 808
Титанвезувиан 611
 Титангидроксилюгумит 318
 Титанит (Кларит) 11, 336, 337
 Титанклиногумит 318
 Титанклиноомит 318
 Титанловенит 801
 Титанмеланит 80
Титановый везувиан — см. Титанвезувиан 611
Титановый гранат 80
 Титаноливин 318
 Титаноловенит 801
 Титаномеланит 80
 Титанорабдофанит 356
 Титанохондрит 308
 Томазит 363
 Томасит 363
Томбарит 12, 522, 529
 Томонт 741
Топаз 10, 274
 Топазолит 79
 Ториевый флюоресцирующий минерал 140
Торит 9, 97, 127
 Торнебемит 496
 Торнебомит 496
Торогуммит 136
 Торомеланоцерит 513
 Торортит 754
Торостенструпин 501
Тортвейтит 537, 575, 576
 Торчелкинит 786
 Траувинит 69
 Тренорит 750
 Тринорит 750
 Тритомит 12, 509, 515
 Троостит 157
 Трустит 157
 Тулит 714
 Тундрит 11, 356
Турит 834
 Тяжеловес 275
- Уасанит (Сосюр)** 728
Уваровит 9, 18, 69
 Уграндат 18
 Унионит 709
 Уралортит 750
 Уральский оливин 79
 Уральский хризолит 79
 Уранотил 248
 Уранотит 248
Ураноторит 136
Уранофан 10, 242, 248
 Ураноферриторит 136
 Усигит 265
- Файалит 173
 Файялит 173
 Фалуортит 750
 Фатис 115
 Фашодский гранат 34
Фаялит 10, 167, 172, 199
 Фелит 230
Фенакит 9, 145, 146
- Фенацит 146
 Ферриорапжит 136
 Ферри-скиагит 84
 Феррит (Янг) 173
Ферриторит 136
 Ферриурапоторит 136
 Феррифаялит 173
 Феррихаттонит 238
 Феррихугонит 238
 Ферриэпидот 728
 Феррогортонит 172
 Феррогумит 199
 Феррокальдерит 84
 Ферро-кальцио-(Fe-Ca)-спессартин 49
 Феррокнебелит 199
 Ферромонтичеллит 218
 Ферроспессартин 49
 Ферротсфронит 199
 Ферротитанит 80
 Ферроторит 136
 Ферро-ферри-андрадит 84
 Ферро-ферри-силикат 84
Ферсманиит 11, 336, 353
 Физалит 275
 Филлит 481
 Финбоортит 750
 Фистацит 728
Форстерит 10, 167, 172
 Фосфороортит 764
 Фосфоторит 138
 Фосфоторогуммит 138
 Фрйялит 138
Фресноит 537, 540, 556
 Фругордит 598
 Фторсиликат редких земель 315
 Фуггерит 542
 Фукеит 724
- Хагаталит** 119
Ханкоит 538, 720, 749
 Ханлеит 68, 69
Харадат 538, 675, 676
 Хаттонит 10, 237
 Хауденит 460
 Хётвейтит 119
 Хельдбургит 98
 Хётгонит 237
 Хианетит 818
 Хиастолит 460
 Хиблит 137
 Хиортдалит 815
 Хлорастролит 769
 Хлоритовый шпат 181
Хлоритоид 11, 481
 Хлороторит 137
 Хогарит 84
 Хогвейтит 119
 Ходжкинсонит 420
 Хопдродит 10, 295, 304
 Хочкинсонит 420
 Хризолит 79, 173, 191
Хромвезувиан 611
 Хромгранат 69
 Хромидокраз 611
Хромкиапит 456
 Хромклиноцонзит 741
 Хромовый гранат 69
 Хромовый цоизит 714
 Хроминстацит 741

- Хромцонзит 714
 Хромэпидот 741
 Хуанит 557
 Хэттонит 237
 Хюттонит 237

 Цеболит 558
 Цеболзит 558
 Сs-астрофиллит 656
 Цезийкуплетскит 538, 638, 656
 Цейлонский рубин 55
 Цергадолит 417
 Цергомит 402
 Церрит 492
 Церриевый эпидот 750
 Церив 750
 Церингитсйн 492
 Церит 11, 491, 492
 Церкоптер 98
 Церорит 750
 Церфосфорхаттонит 239
 Церхаттонит 239
 Церэпидот 750
 Цианит 445
 Цинковая руда стеклянная 617
 Цинковос стекло 617
 Цинково-кремневая руда 617
 Цинковый шпат 617
 Цинкстаиролит 438
 Циприн 611
 Циркон 9, 97, 98
 Цирконит 98
 Цирконовый лектолит 838
 Цирконоиды 119
 Циртолит 116
 Цонзит 538, 709
 α -цонзит 714
 β -цонзит 714
 Цоноклорит 769
 Цуннит 265

 Чапманит 12, 503
 Ченкинит 539, 776, 784
 Чепманит 503
 Червец 18
 Черный гранат 73
 Черный цеолит 403

 Шаннонит 212
 Шеннонит 209, 212
 Шептулит 129
 Шёрломит 80

 Шизейлит 460
 Шиколобит 246
 Шорлит (Клапрот) 274
 Шорломит 80
 Штанцаит 460
 Штирлингит (Кенгот) 207
 Шюзит 173

 Щербаковит 537, 569, 572

 Эвклаз 11, 424
 Эвколит-титанит 348
 Эвкразит 138
 Эникритит 10, 145, 160
 Эвлитин 9, 14
 Эвлитит 14
 Эгеран 598
 Эйкразит 138
 Эйкритит 160
 Эйлитин 14
 Эльбаит (Гизеке) 692
 Эмьльдил 49
 Эналит 136
 Энгельгардит 115
 Эпигенит 199
 Эпидот 538, 720, 728
 Эпидот-ортит 750
 Эпистолит 538, 660, 673
 Эрдманнит * (Берлин) 399
 Эрдманнит (Энгстрём) 402
 Эрдманнит (Эсмарк) 98
 Эрикссонит 538, 638, 659
 Эринадин 49
 Эрнит (Франк) 41
 Эрнита-гранат 41
 Эрстедит 119
 Эрстедтит 119
 Эсмаркит 373
 Эсперит 10, 224, 227
 Эссонит 46
 Эукразит 138
 Эукритит 160
 Эпсерит 728

 Юанит 558
 Южноафриканский жад * 85
 Юмит 309

 Якут 18
 Ямагутилит 119
 Ямагучилит 119
 Яматоит 9, 18, 67
 Яхимовит 243

INDEX

- Achmatite** 728
Achtaragdite* 94
Achtarandite 94
Achtaryndite 94
Adelpholite (Hermann) 119
Afwillite 233
Agricolite 14
Akanthikone (Akanticonite) 728
Akermanite (Akermanite) 542
Alabandicus 55
Allanite 750
Allanite-(Ce) 754
Allanite-(La) 754
Allanite-(Y) 763
Alleghanyite 319
Allochite 728
Allochroite 79
Almandine 55
Almandite 55
Aloisite 502
Alshedite 337
Aluminium-epidote 724
Alumoepidote 724
Alumomelanocerite 510
Alvite 119
Andalusite 460
Anderbergite 118
Andradite 72
Angaralite 527
Aplome 79
Ardennite 716
Arendalite 728
Arendite 728
Arizona ruby 34
Arsenoardennite 718
Arsenothorite 129
Arshinovite 115
Aspidelite 337
Astrophyllite 645
Auerbachite 98
Auerlite 137
Azorite 98
- Bafertisite** 635
Bagracionite (Hermann) 728
Bagracionite (Koksharov) 750
Bakerite 395
Barium iamprophyllite 643
Barium uranophane 253
Barylite 560
Barysilite 592
Barytolamprophyllite 644
Barytophyllite 481
- Batisite** 569
Batrachite 212
Bavenite 564
Beccarite 120
Befanamite 576
Belgite 153
Bertrandite 627
Beryllite 429
Berylliumgranat 49
Berylliumhunnite 304
Berylliumorthite 764
Beryllium-vestuvianite 612
Beta-lomonosovite 665
 β -murmanite 667
Beta-uranophane 253
 β -uranotile 253
Beustite 728
Bifibinite 145
Birunite 369
Bismutoferrite 505
Black garnet 73
Bliabergsite 482
Blythite 84
Bodenbenderite* 49
Bodenite 763
Böhmischer Granat 34
Boltonite 173
Boltwoodite 256
Botryolite 391
Brandäosite 18
Braunsteinkiesel * 49
Bredbergite 80
Bredigite 232
Brewsterlinite 280
Brewstolite 280
Broccite (Scacchi) 304
Broddbogranat 49
Brown Ce-silikate 502
Brucite (Gibbs) 304
Bucklandite (Hermann) 728
Bucklandite (Levy) 750
Bultfonteinite 479
- Ca-Fe-spessartine (Fe-Ca-spessartine)** 49
Caesium-kupletskite 656
Calamine (Wallerius) 617
Calcian seidoserite 837
Calcio-chrome-garnet 69
Calcioadolinite 416
Calcio-olivine 208
Calcio-orthosilikate 209, 212
Calciorthite 137
Calcium-aluminium garnet 41
Calcium-chromium garnet 69

- Calcium-iron garnet 73
 Calcium-larsenite 227
Calcium rinkite 831
Calcium rinkolite 834
 Calcotephroite 220
 Calc-pyralmandite 18, 56
 Calc-spessartite 49
 Calderite (Fermor) 84
 Calderite (Piddington) 79
 Californite 598
 Calyptolite 119
 Cap Rubin 34
 Carbuncle 34, 55
Caryocerite 513
 Castellite 337
 Cebollite 557
 Cécérite 492
 Cererite 492
Cergadolinite 417
Cerhomilite 402
 Cerhuttonite 239
 Cerine 750
 Cerin-Stein 492
Cerite 492
 Cerium epidote 750
 Cerkonier 98
 Cerorthite 750
 Cerphosphorhuttonite 239
Chapmanite 503 ²
 Chau boratee silicieuse 373
Chevkinite 784
 Chiastolite 460
 Chizculite 460
 Chlorastrolite 769
 Chlorite spath 481
Chloritoid 481
 Chlorothorite 137
Chondrodite 304
Chromcyanite 456
 Chrome-clinozoisite 741
 Chrome-garnet 69
 Chrome-idocrase 611
 Chromepidote 741
 Chrome-pistazite 741
Chrome-vesuvian 611
Chromzoisite 714
Chrysolite 191
 Chrysolite 79, 173, 274
 Chrysolithus f. Saxony 274
 Chusite 173
 Cinnamon stone 46
 Clinochevkinite 784
Clinohedrite (Penfield, Foote) 240
 Clinopidote 724
 Clinoguarinite 815
Clinohumite 313
 Clinothorite 237
Clinozoisite 724
Coffinite 140
Colophonite 79
 Common garnet 55, 73
 Cross-stone 431
 Crucite 460
 Cryptolinite 280
 Cuprolovchorrite 829
Cuprosklodowskite 243
 Cuprovudyavrite 829
Cuspidine 803
 Custerite 803
- Cyprine** 611
Cyrtolite 116
- Datolite** 373
 Delphinite 728
Demanfoid 79
 Dewalquite 716
 Dhanrasite 26
 Dikarkit 598
Dillnite 270
 Di-ironosovite 661
 Di-murmanite 668
 Diochrom 98
 Disthene 445
Dixenite 507
Dumortierite 327
 Duparcite 598
 Duplexite 564
 Dutoitspanite 479
Dystom Spath 373
- Egeran** 598
 Eisenglas 173
 Elbaite (Giescke) 692
 Enildinc 49
 Enalite 136
Engelhardtite 115
Epidote 728
 Epidote-orthite 750
 Epigenite 199
Epistolite 673
 Erdmannite * (Berlin) 399
 Erdmannite (Engström) 402
 Erdmannite (Esmark) 98
Ericssonite 659
 Erinadine 49
 Ernite-garnet 41
 Ernite (Franck) 41
 Escherite 728
 Esmarkite 373
Esperite 227
 Essonite 46
 Eucolite-titanite 348
 Eucrasite (eukrasite) 138
Eucryptite 160
Euklase 424
Eulytine 14
 Eulytite 14
- Falunorthite** 750
 Faserdatholith 392
Fayalite 172, 199
 Felsenrubin 34, 55
 Ferriepidote 728
 Ferrifayalite 173
 Ferrihuttonite 238
 Ferriorangite 136
 Ferriskiagite 84
 Ferrite (Young) 173
Ferrithorite 136
 Ferro-calderite 84
 Ferro-ferri-andradite 84
 Ferro-ferri-silicate 84
 Ferrohuttonolite 172
 Ferrohummite 199
 Ferromonticellite 218
 Ferro-spessartite 49
 Ferrothorite 136
 Ferrotitanite 80

- Fersmanite** 353
Finnboorthite 750
Fluorescent thorium mineral (Minto) 140
Forsterite 172
Fouqueite 724
Fresnoite 556
Freyalite 138
Frugårdite 598
Fuggerite 542
- Gadolinite** 403
Gadolinite (Ce) 417
Gadolinite (Y) 403
Gafoite 327
Gahnite (de Silveira) 597
Galmci 617
 γ -**dicalcium silicate** 208
Ganomalite 843
Garnets 17
Garnet-jade 41
Garnetite 18
Garnetoid 85
Garrelsite 398
Gehlenite 542
Gelbertrandite 633
Gelthorite 137
Gelzircon 115
Genevite 598
Giannetite 818
Glaucocroite 220
Glinkite 173
Gökumite 598
Goldmanite 66
Gosselite 470
Götzenite 831
Gralmandite 18
Granat v. Långban 73
Granatite 431
Grandierite 476
Grandite 18
Grape stone 392
Grenatite (Sausurre) 431
Greenlandite (Klaproth) 55
Greenovite 348
Grenet resinite 79
Grossular 41
Grossularite 41
Grossularoid 85
Grothine 812
Grothite 348
Guarinite 815
Gugiate 554
- Hafnium zircon** 119
Hagafalite 119
Hainite 818
Hämatostibiite 519
Hancockite 749
Hanleite 68, 69
Haradaite 676
Hardystonite 553
Harsfigite 811
Hartspath 460
Hawaiite 191
Hebeline 153
Heldburgite 98
Hellandite 845
Hematostibiite (Hematostibite) 519
- Hemimorphite** 617
Hemitermierite 93
Hessenbergite 627
Hessonite 46
Heteromerite 598
Hibschite 89
Hjortdalite 815
Hodgkinsonite 420
Hocferite 503
Högtveitite 119
Hohlspath 460
Homilite 399
Hortonolite 172
Howdenite 460
Hsianghualinite 522
Huanite 558
Humboldtite 542
Humboldtite 373
Humite 309
Humite, type I 309
Humite, type II 304
Humite, type III 313
Huttonite 237
Hyacinte (de l'Iste) 597
Hyacinth 114
Hyacinthgranat 41
Hyacinthine 597
Hyacinth-topas 115
Hyacintoidc 46
Hyalosiderite 172
Hyblite 137
Hydroallanite 750
Hydroandradite 92
Hydroaerlite 138
Hydrocerite 495
Hydroclinohumite 318
Hydrogadolinite 403
Hydrogarnets 85
Hydrograndite 92
Hydrogrossulare 85
Hydromeliite 558
Hydroorthite 750
Hydrorinkite 829
Hydrorinkofite 829
Hydrosteenstrupine 499
Hydrotaphroite 199
Hydrothorite 137
Hydrougrandite 92
Hydrozircon 115
Hypochlorite * 505
- Idocrase** 597
Igelströmitc (Weibull) 199
Illudcite 709
Ilvaite 692
Innelite 677
Iron-aluminium garnet 55
Iron-andradite 84
Iron-chrysolite 173
Iron knebelite 199
Iron tephroite 199
Ivaarite 80
- Jachymovite** 243
Jargon 115
Jellefite 79
Jennite 814
Jewreinovite 598

- Jiningite 137
 Johnstonolite * 49
 Johnstonotite * 49
 Johnstrupite 821
 Juanite 557
 Julgoldite 776
- Kalkgranat 73
 Kalkolivin 209
 Kanelstein 46
 Karfunkel 34
 Karnasurtite 847
 Karstin 481
 Kasolite 259
 Katoptrite 519
 Keilhaulite 348
 Keldyshite 595
 Kelyphite * 38
 Kholharite 84
 Kieselerit 492
 Kieselgalmci 617
 Kieselkupfer-Uranoxyd 243
 Kieselwismuth 14
 Kieselzinkerz 617
 Kikukwaseki * 98
 Kilchoanite 658
 Kimzeyite 65
 Kirschsteinite 218
 Klinoolivin 318
 Klino-Sklodowskit 246
 Knebelite 199
 Knorringite 68
 Kochite 271
 Kondrikite * 828
 Kondrikovite * 828
 Kornerupine 290
 Kozhanovite 847
 Kryptotile 294
 Kupfleskite 654
 Kyanite 445
- Laavenite 797
 Lambertite 248
 Lamprophyllite 638
 Landerite 47
 Långbanite 524
 Langstaffite 304
 Lantanocerite 492
 Larnite 230
 Larsenite 225
 Latiumite 530
 Låvenite 797
 Lawsonite 681
 Lederite (Shepard) 337
 Lepor 692
 Leucophoenicite 324
 Leukogranat 41
 Liberite 163
 Lievrite 692
 Ligurite 337
 Limbilitite 173
 Lime-epidote 709
 Linc-olivine 209
 Lithionnephelin 160
 Loboite 597
 Lombaardite 766
 Lomonosovite 661
 Lotrite 769
- Lovchorrite 829
 Luigite 502
 Lusakite 438
 Lyncurion 98
- Macgovernite 509
 Mackintoshite 137
 Macle 460
 Maclureite (Scybert) 304
 Magnesia-blythite 84
 Magnesia-grahmandite 18
 Magnesiaastrophyllite 652
 Magnesium aluminium garnet 34
 Magnesium orthite 763
 Maitlandite 137
 Majorite 72
 Malacon 116
 Malayaite 351
 Maltesite 460
 Mangan-almundine 56
 Manganandalusite 470
 Mangandisthen 716
 Manganepidote 744
 Manganese-aluminium garnet 49
 Manganese-grahmandite 18
 Manganesian garnet 49
 Mangan-fayalite 199
 Mangan-grandite 18
 Manganidokras 613
 Mangan-knebelite 199
 Manganian goldmanite 67
 Mangan-astrophyllite 645
 Manganorthite 763
 Manganosteenstrupine 501
 Manganostibiite 519
 Manganostibiite 519
 Manganstaurolith 438
 Manganongranat 98
 Manganvesuvianite 613
 Manganzoisite 714
 Maranite 460
 Masonite 482
 Matara-Diamant 115
 Matricite 173
 Melanite 80
 Melanocerite 510
 Melichryos 98
 Melilite 542
 Menac 337
 Menakerz 337
 Merwinite 164
 Meta-allanite 750
 Metagadolinite 417
 Metalomonosovite 665
 Mctamuranite 667
 Meta-zircon 119
 Micaphilite 460
 Michaelsonite 98, 399
 Mineral A (Semenov a. oth.) 419
 Mineral B (Fronde) 263
 Mineral B (Semenov a. oth.) 419
 Mineral K (Woodford) 369
 Molengraaffite 638
 Monticellite 210, 212
 Morcsnetite * 617
 Mosandrite 821, 829
 Mozambikite 536
 Mukhinite 741
 Munkrudite 445

- Murmanite** 668
 β -murmanite 667
Murromontite 764
- Naegite** 119
Nagatelite 764
Nasonite 841
Natrocalcite 373
Nenadkevite 143
Ncochrysolite 173
Neotesite 199
Newportite 482
Nicolayite 137
Niobochevkinite 786
Niobophyllite 657
Niocalite 802
Nogizawalite 119
Noonkanbachite 574
Norbergite 300
Nordmarkite 438
- Ochroite** 492
Oerstedite 119
Oisanite (De Saussure) 728
Okermanite 542
Olivine 172
Olyntholite 41
Orangite 135
Oriental garnet 55
Orientite 222
Orlite 263
Orthite 750
Orthochevkinite 791
Orthoericssonite 659
Orthoguarinite 815
Orthoide 750
Ortholomonosovite 661
Orthorhombic lamprophyllite 643
Orthorhombic lävenite 801
Orthozoisite 709
Orvillite 119
Ostravite 98
Ottrelite 489
Oyamalite 119
- Painite** 534
Parathorite 138
Partschin 49
Partschinite 49
Pech-granat 79
Pennaite 819
Peredell 275
Peridot 173, 191
Perrierite 779
Phenacite 146
Phenakite 146
Phosphoroorthite 764
Phosphothorite 138
Phosphothorogummite 138
Phyllite 481
Physalite 275
Picroepidote 742
Picroknebelite 206
Picrotephroite 206
Pictite 337
Piedmontite 744
Piemontite 744
Pierre-de-croix 431
- Pilbarite** * 137, 259
Pilinite 564
Pistacite 728
Plazolite 89
Polyadelphite 79
Polykrasilith 98
Precious garnet 55
Prismatin 290
Prolectite 304
Pseudarmone 348
Pseudo-andalusite 445
Pseudolävenite 799
Pseudo-zircon 119
Pseudozoisite 714
Pumpellyite 769
Puschkinite 728
Pycnite 274
Pyralmandine, pyralmandite 18
Pyralspite 18
Pyrandine 18
Pyreneite 80
Pyrope 34
Pyrophyssalite 274
Pyrothite 750
- Rankinite** 594
Ransäite * 49
Rhadezite 445
Rhaetizite 445
Rhodolite 34, 39
Roebingite 370
Roepperite (Brush) 206
Ribeirite 119
Ringwoodite 13
Rinkite 821
Rinkolite 829
Romanzovite 47
Rosenbuschite 838
Rosolite 47
Rosstrevorite 728
Rothoffite 79
Rowlandite 590
Rustumite 807
- Salmite** 482, 489
Sappare 445
Saryarkite 527
Saualpite 709
Scacchite 212
Scherbakovite 572
Schorl cruciforme 431
Schorlite (Klaproth) 274
Schorlomite 80
Schwarzer Zcolith 403
Scotine 750
Seidoserite 835
Séméline 337
Serendibite 532
Shannonite 209, 212
Shentulite 129
Shinkolobwite 246
Sideroclepte 173
Sideroxen 627
Silicate of zinc 617
Silicosmirnovskite 240
Sirianischer Granat 55
Sismondine 482
Skiagite 84
Sklodowskite 246

- Skorza 728
 Smirnovskite 138
 Smithsonite (Brooke, Miller) 617
 Sodydite 263
 Solanite 844
 Somervillite (Brooke) 542
 Sonoite 322
 Sonolite 322
 South african jade * 85
 Spalmandite 18
 Spandite 18
 Spencite 516
 Spessartine 49
 Spessartite 49
 Sphene 337
 Sphenoclast * (Sphenoklas) 41
 Sphenomite 356
 Spherobertrandite 633
 Spinthère 337
 Spurrite 358
 Stauzait 460
 Starlite 115
 Staurolite (Delamétherie) 431
 Staurotide 431
 Stealith 460
 Steatoid 173
 Steenstrupine 497
 Stillwellite 10, 272
 Stirlingite (Kenngott) 207
 Strüverite (Brezina) 482
 Sturtite 597
 Stylobat 542
 Stylobite 542
 Succinite 46
 Suolunite 844
 Sursassite 768
- Tachyaphaltite 120
 Talasskite 198
 Talkknebelit 206
 Tanzanite 714
 Tautolite 750
 Tawmawite 741
 Tellemarkite 41
 Tephroite 199
 Tephrowillemite 157
 Thalenite 581
 Thallite 728
 Thaumassite 363
 Thorchevkinite 786
 Thorite 127
 Thorogummite 136
 Thoromelanocerite 513
 Thorosteenstrupine 501
 Thortveitite 576
 Thulite 714
 Tilleyite 808
 Titanclinohumite 318
 Titangarnet 80
 Titanhydroclinohumite 318
 Titanite (Klaproth) 337
 Titan-låvenite 801
 Titanmelanite 80
 Titanochondrodite 308
 Titanolåvenite 801
 Titanolivine 318
 Titanorhabdophane 356
 Titanvesuvianite 611
 Tombarthite 529
- Topaz 274
 Topaze de Brasil 274
 Topaze de Saxe 274
 Topazolite 79
 Törnebohmit 496
 Törnebohmit (Ce) 496
 Törnebohmit (La) 496
 Trautwinit 69
 Treancrite 750
 Tritomite 515
 Troostite 157
 Tundrite 356
 Turite 834
- Ugrandite 18
 Unionite 709
 Uralorthite 750
 Uranophane 248
 Uranothorite 136
 Uranotile 248
 Usihyte 265
 Uvarovite 69
- Vanadioardennite 718
 Vanadiogrossular 47
 Vanadium-garnet 47
 Vanuxemite * 617
 Vasite 750
 Velardenite 542
 Venasquite 482
 Vesuvian 597
 Vesuvianite 598
 Vesuvian-jade 598
 Viellaurite * 199
 Villarsite 173
 Violophyllite 668
 Viridine 470
 Vogesite 34
 Vudavrite 829
- Wagit 617
 Wasite 750
 Weisser Granat 41
 Welinite 95
 White olivine 173
 Wilhelmit 153
 Willemite 153
 Williamsite 153
 Williamsonite 153
 Wiluite (Leonhard) 610
 Wiluite (Severgin) 41
 Wisaksonite 136
 Wismuthblende 14
 Withamite 744
 Wöhlerite 793
- Xalostocite 47
 Xanthite 598
 Xantholite (Heddle) 431
 Xantholite (Nuttal) 79
 Xanthorthite 750
- Yamaguchilite 119
 Yamatoite 67
 Yetmanite 521
 Yenite 692
 Yoderite 474
 Yoshimurait 679

- Ytterbite 403
Ytter-garnet (Bergmann) 74
Ytterite 403
Yttersten 403
Yttrialite 587
Yttrite 403
Yttroepidote 728
Yttrogarnet (Yoder, Keith) 50
Yttromelanocerite 510
Yttro-orthite 763
Yttrosphenoc 348
Yttrotitanite 348

Zinkglas 617
Zinkglaserz 617

Zinkkieselerz 617
Zinkspath 617
Zinkstaurolith 438
Zinnitanit 348
Zircon 98
Zirconite 98
Zirconoides 119
Zirkon-pektolith 838
Zoisite 709
 α -zoisite 714
 β -zoisite 714
Zonochlorite 769
Zunyite 265
Zurlite 542
Zurlonite 542

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Условные обозначения и сокращения	5
Силикаты с одиночными кремнекислородными тетраэдрами	9
Силикаты со двойными кремнекислородными тетраэдрами	537
Список минералов по элементам	849
Указатель минералов	868
Index	876

Минералы, т. III, вып. 1

Утверждено к печати

*Институтом геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *А. И. Жилина*

Технический редактор *В. Д. Приленская*

Сдано в набор 19/VI-1971 г. Подписано к печати
11/XI-1971. Формат 70×108^{1/8}. Бумага № 2

Усл. печ. л. 77,35 Уч.-изд. л. 81,2

Тираж 2800 Т-16672 Тип. зак. 765

Цена 5 р. 77 к.

Издательство «Наука»

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
304	15 стр.	\bar{U} 101	U 101
304	14 стр.	\bar{S} 201	S 201
304	11 стр.	\bar{i} 111	i 111
304	10 стр.	\bar{h} 211	h 211
376	13 стр.	\times 522	\times 522
400	12 стр.	gg (100) : (1 $\bar{1}$ 0)	gg (110) : (1 $\bar{1}$ 0)
525	16 стр.	pa (11 $\bar{2}$ 2) : (10 $\bar{2}$ 0)	pa (11 $\bar{2}$.) : (11 $\bar{2}$ 0)
534	7 стр.	l 1340	l 1340
534	5 стр.	p 1 $\bar{1}$ 22	p 11 $\bar{2}$ 2
752	10 стр.	a (100)	a (100)
801	10 стр.	no (102)	no (102)
838	2 стр.	n 120	n 1 $\bar{2}$ 0