

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

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ III

Выпуск 2

СИЦИКАТЫ С ЛИНЕЙНЫМИ
ТРЕХЧЛЕННЫМИ ГРУППАМИ,
КОЛЬЦАМИ И ЦЕПОЧКАМИ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1981

Второй выпуск тома III справочника «Минераль» включает характеристику силикатов с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров. Как и в предыдущих выпусках справочника, при составлении статей критически использованы опубликованные в СССР и за рубежом новейшие данные о рентгеноструктурных, химических, оптических, термических, физико-химических и других свойствах минералов, их нахождении в природе, синтезе и практическом использовании. Справочник предназначен для широкого круга минералогов, петрографов, геохимиков, геологов и других специалистов, занимающихся изучением минерального сырья. Илл. 223. Библ. 5315 назв.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

академик Ф. В. ЧУХРОВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

кандидат геолого-минералогических наук

Н. Н. СМОЛЬЯНИНОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем выпуске III тома приводится описание силикатов с линейными трехчленными группами кремнекислородных тетраэдров, силикатов с кремнекислородными тетраэдрами, сочлененными в кольца (кольцевые силикаты) и в цепочки (цепочечные силикаты). Кристаллохимическая классификация силикатов, описанных в этом выпуске, разработана Ф. В. Чухровым. Во втором выпуске III тома Справочника материал изложен в том же порядке, что и в предыдущих томах.

Авторы выпуска — сотрудники ИГЕМ АН СССР, Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР и других институтов (ГЕОХИ, ИМГРЭ, ИЭМ).

Г. А. Анненкова — миларит.

Э. М. Бонштедт-Куплетская — кайнозит, киноит, криновит, краускопфит, меррихьюит, мюирит, папагоит, согдианит.

Б. Е. Боруцкий — комбит, эвдиалит.

Н. А. Бульенков (при участии И. В. Гинзбург и Н. И. Органовой) — структура пироксенов.

Ю. К. Воробьев — бустамит, волластонит, параволластонит, пектолит, псевдоволластонит, серандит.

И. В. Гинзбург — пижонит, фассаит; при участии М. Б. Чистяковой: общее введение к пироксенам, введение к моноклинным пироксенам, авгит, диопсид, геденберgit, йохансенит, сподумен, эгирин; при участии Г. А. Анненковой — омфацит, юриит; при участии О. Л. Свешниковой — жадеит, эгирин-диопсид и эгирин-геденберgit.

И. Б. Коноплева — аминовит.

В. А. Корнетова — берилл (при участии В. И. Кудряшовой), сапфирин, турмалин.

В. И. Кудряшова — клиноэнстатит — клиноферросилит, каноит; введение к ромбическим пироксенам, группа энстатита; майзерит, маргаросанит, скоутиит, сугилит, уолстромит.

Н. С. Кулиш — составление списков минералов по элементам (при участии И. В. Рождественской).

Л. Д. Куршакова — группа аксинита.

Е. Г. Николаева — аламосит, верпланкит, фошагит.

И. В. Рождественская — бацирит, велшит.

Л. Н. Рудовская — при участии М. Н. Соколовой: группа пироксмангита, группа родонита.

Е. И. Семенов — баотит, джоакинит, соренсенит.

М. Н. Соколова — вадеит, катаплеит, стокезит.

Н. Н. Смольянинова — бенитоит, гейдоннеит, дарапиозит, илерит, иракит, казаковит, группа карфолита, коашвит, пабстит, розенханит, суринамит, тарамеллит, цирсианит.

З. В. Шлюкова — группа ненадкевичита (при участии Т. А. Яковлевской), псевдоэнигматит, рёнит, энигматит.

Т. А. Яковлевская — арменит, брэннокит, ловозерит, осумилит, рамзаит, рёддерит, эканит, ягиит; при участии М. Н. Соколовой: группа кордиерита.

В. В. Якубова — диоптаз, шаттукит.

Характеристика термодинамических свойств всех минералов составлена И. Л. Ходаковским; пересчеты химических анализов пироксенов выполнены И. Д. Борнеман-Старынкевич. Описание кристаллических структур минералов отредактировано Н. И. Органовой, данные инфракрасной спектроскопии — Е. С. Рудницкой, таблицы межплоскостных расстояний — С. И. Берхин, данные мессбауэровской спектроскопии и ЭПР — А. С. Марфуниным. В редактировании и дополнении ряда статей принимала участие М. Н. Соколова, в редактировании некоторых статей Н. И. Забавникова, в подготовке рукописи к печати — О. А. Арбузова, Т. Н. Бубнова, Н. С. Кулиш, И. В. Рождественская, В. Д. Широкова.

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

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950.

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

Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Структура минералов. М.: Мир, 1967.

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

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов/Перевод с англ. под ред. В. В. Лапина. М.: Мир, 1967.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы/Перевод с англ. под ред. В. П. Петрова. М.: Мир, 1965, т. 1, 2.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975.

Кей Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных/Перевод с англ.; 12-е изд. под ред. К. П. Яковлева. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 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. М.: Недра, 1965.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. 4-е изд. М.: Госгеолиздат, 1955.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеол-издат, 1957.

Михеев В. И., Сальдау Э. П. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Недра, 1965, т. 2.

Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966.

Трэггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов/Перевод с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М.: Госгеолиздат, 1958.

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. 3-е изд., испр. и доп. М.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 1.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Изд. ЛГУ, 1957, ч. 1; Госгеол-издат, 1961, ч. 2.

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

Штрунц Х. Минералогические таблицы. Гос. науч.-тех. изд-во, 1962.

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

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming Minerals. London, 1963, 2; 1978, 2A.

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

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

Goldschmidt V. Krystallographische Winkeltabellen. 1897.

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.

Leak B. E. Am. Min., 1978, 63, N 11—12, 1023; Min. Mag., 1978, 42, N 324, 533; Bull. minér., 1978, 101, N 4, 453.

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

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

Strunz H. Mineralogische Tabellen. 5-te Aufl. Leipzig, 1970.

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.

Wyckoff R. W. G. Crystal structures. 1968, 4.

В тексте (например, в разделе «Синон.») иногда указываются фамилия (в русской транскрипции) исследователя и год публикации без библиографических данных.

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
 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 двусосных минералов
 Ne, No — оси индикатрисы одноосных минералов
 n_g, n_m, n_p — показатели преломления двусосных 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 двусосных минералов
 Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов
 λ — длина волны
 Анал. — аналитик
 Бл. — блеск
 Восст. пл. — восстановительное пламя
 Вып. — выпуск
 Вычисл. — вычисленный
 Гексаг. с. — гексагональная сингония (система)
 Гексоктаэдр. — гексоктаэдрический
 Гексатетраэдр. — гексатетраэдрический
 Дв. ось — двойниковая ось
 Дв. пл. — двойниковая плоскость
 Диагн. исп. — диагностические испытания (название раздела)
 Дигексаг. — дигексагональный
 Дидодекаэдр. — дидодекаэдрический
 Дипирамид. — дипирамидальный
 Дитриг. — дитригональный
 Диэдр. — диэдрический
 Закр. тр. — закрытая трубка
 Изл. — излом
 Изм. — изменение (название раздела)
 ИК — инфракрасный
 Искусств. — искусственный, искусственное получение (название раздела)
 Кл. — класс
 Коиц. — концентрированная
 Коэфф. — коэффициент
 Куб. с. — кубическая сингония (система)
 Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)
 Монокл. с. — моноклинная сингония (система)
 Не обн. — не обнаружено
 Н. о. — нерастворимый остаток
 Окисл. пл. — окислительное пламя
 Октаэдр. — октаэдрический
 Опт. — оптика, оптический
 О-в — остров
 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-ов — полуостров
 П. п. — потеря при прокаливании
 П. п. тр. — перед паяльной трубкой
 Практ. знач. — практическое значение (название раздела)
 Преф. — префектура
 Пр. гр. — пространственная группа
 Призм. — призматический
 Пров. — провинция
 Прох. — проходящий
 Разб. — разбавленный
 Разнов. — разновидность (название раздела)
 Ромб. с. — ромбическая сингония (система)
 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 сингония (система)

Тетраэдр.— тетраэдрический
 Триг. с.— тригональная сингония (система)
 Трикл с.— триклинная сингония (система)
 Уд. в.— удельный вес
 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)
 Хр.— хребет
 Цв.— цвет
 Шт.— штат

ТИПОВЫЕ СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

АН— Академия наук (АН СССР, АН АрмССР, АН УССР и т. д.)
 Бюлл.— бюллетень
 Вестн.— вестник
 ВИМС— Всесоюзный институт минерального сырья
 ВСЕГЕИ— Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
 Геол.— геологический, геология
 Геол.-разв.— геологоразведочный
 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
 ИГН— Институт геологических наук АН СССР
 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
 Ки.— книга
 Ком-т— комитет
 Конф.— конференция
 Крист.— кристаллография
 Лаб.— лаборатория
 Ломоин.— ин-т— Ломоносовский институт геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР
 Матер.— материалы
 Мин.— минералогический, минералогия
 Муз.— музей
 НИГРИ— Научно-исследовательский геологоразведочный институт
 Об-во— общество
 Об-во ест.— общество естествоиспытателей
 Об-во исп. природы— общество испытателей природы
 Политехн.— политехнический
 РЖ Гео— Реферативный журнал «Геология»
 Сб.— Сборник
 СО— Сибирское отделение АН СССР
 Сообц.— 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 геологоразведочный 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, Academie des sciences
 Econ.— Economic
 Geol.— Geological, Geology, Geologie
 Geol. för. forhandl.— Geologiska föreningens i Stokholm förhandlingar
 Ges.— Gesellschaft
 Fortschr.— Fortschritte
 J.— Journal
 Jb.— Jahrbuch
 Krist.— Kristallographie
 Mag.— Magazine
 Medd.— Meddelelser
 Mem.— Memoir, Mémoire
 Met.— Metall
 Min.— Mineralogical, Minéralogie etc.
 Min. Mag.— Mineralogical Magazine
 Mitt.— Mitteilungen
 N.— Neues, New
 Nation.— National
 Natur.— Natural
 Phys.— Physical
 Pt.— Part
 Proc.— Proceedings
 Rep.— Report
 Rev.— Revue
 Sci.— Science, Sciential, Scientific
 Soc.— Society, Société
 Surv.— Survey
 Struct.— Structure
 Trans.— Transactions
 Verh.— Verhandlungen
 Zbl.— Zentralblatt, Centralblatt
 Zs.— Zeitschrift
 Zing.— Zeitung
 U. S.— United States

СИЛИКАТЫ С ЛИНЕЙНЫМИ ТРЕХЧЛЕННЫМИ ГРУППАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

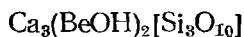
В природе обнаружены лишь два силиката с линейными группами из трех SiO_4 -тетраэдров $[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$: аминовит $\text{Ca}_3(\text{BeOH})_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$ и киноит $\text{Cu}_2\text{Ca}_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В состав некоторых силикатов наряду с группами из трех SiO_4 -тетраэдров входят одиночные кремнекислородные тетраэдры; таковы килхоанит $\text{Ca}_6[\text{SiO}_4][\text{Si}_3\text{O}_{10}]$ и арденнит $\text{Mn}_4(\text{Mg, Al, Fe})\text{Al}_4[\text{SiO}_4][\text{Si}_3\text{O}_{10}] (\text{As, V})\text{O}_4 (\text{OH})_6$. В структуре корнерупина $\text{Mg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_2\text{O}_7][(\text{Al, Si})_2(\text{Si, B})\text{O}_{10}]$ имеются двухчленные (Si_2O_7) и трехчленные (Si_3O_{10}) группы SiO_4 -тетраэдров. Характеристика килхоанита, арденнита и корнерупина приведена в вып. I тома III справочника «Минералы».

СТРУКТУРА ТИПА АМИНОВИТА — КИНОИТА

ГРУППА АМИНОВИТА

	Сингония	a_b	b_c	c_a	β	Уд. в.
Аминовит $\text{Ca}_3(\text{BeOH})_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$	Тетраг.	9,865	—	9,93	—	2,94—3,00
Киноит $\text{Cu}_2\text{Ca}_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	6,991	12,884	5,655	$96^\circ 11'$	3,193

Аминовит Aminoffite



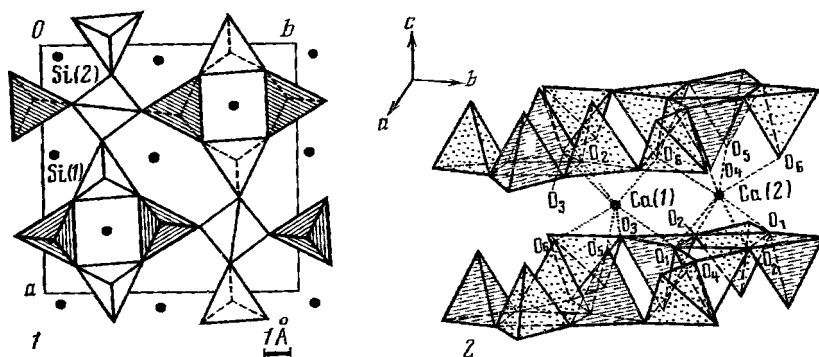
Назван по имени минералога Дж. Аминова [1].

Характ. выдел. Мелкие (0,5—1 мм) кристаллы, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты, вкрапленность и сплошные зернистые скопления.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{17} — I 4/mmm$ [1]; $C_{4h}^4 — P4_2/n$ [2]; $C_4^5 — I4$ [3];

a_b (Å)	c_a	$a_b : c_a$	Z	Местонахождение	Ссылка
13,8	9,8	1 : 0,710	12	Лонгбан, Швеция	[1]
9,865	9,930	1 : 0,942	4	Лонгбан, Швеция	[2]
10,57	9,80	1 : 0,934	8	Тува, СССР	[3]

В структуре аминовита [2] (фиг. 1) трехчленные линейные группы из SiO_4 -тетраэдров соединяются между собой группами $\text{BeO}_3(\text{OH})$ в бесконечные слои, параллельные (001) и связанные атомами Ca. Два неэквивалентных атома Si имеют связи $\text{Si}(1) — \text{O} = 1,6402 \text{ \AA}$, $\text{Si}(2) — \text{O} = 1,639 \text{ \AA}$ (средние значения). Межатомные расстояния $\text{Be} — \text{O}$ колеблются от 1,614 до 1,683 Å. Внутри слоя тетраэдры SiO_4 и BeO_4 , соединяясь вершинами, образуют 6- и 4-членные кольца. Атомы Ca, связывающие тетраэдрические слои, занимают в структуре две различные позиции. Координационные полиэдры для Ca(1) и Ca(2) описываются как квадратные антипризмы, основания которых составляют стороны длиной 2,359—2,752 Å для Ca(1) и 2,375—2,517 Å для Ca(2). Будучи связанными некоторыми ребрами, координационные Ca(1)- и Ca(2)-полиэдры образуют слои, которые так же как и слои из SiO_4 - и BeO_4 -тетраэдров параллельны (001). Направление слоев в структуре обуславливает спайность по (001). Некоторые авторы [4, 5] отмечают сходство кристаллической структуры аминовита с тако-



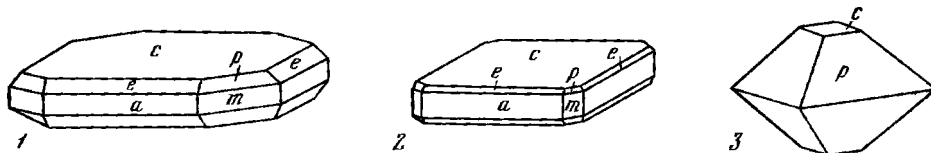
Фиг. 1. Структура аминовита (по Кодэ и др.)

1 — проекция на (001); заштрихованные тетраэдры — BeO_4 , светлые тетраэдры — SiO_4 , темные кружки — Ca; 2 — перспективный вид структуры аминовита, показывающий координацию атомов Ca; точечные тетраэдры — SiO_4 ; заштрихованные тетраэдры — BeO_4

вой мелилита, лейкофана и мелинофана. Это сходство заключается в присутствии слоев из SiO_4 -, BeO_4 - или MgO_4 -тетраэдров, параллельных (001) и связанных между собой атомами Ca или Ca и Na. Однако в структуре мелилита, лейкофана и мелинофана эти слои составлены кольцами из 5 тетраэдров, при этом в структуре мелилита присутствуют вдвоенные группы Si_2O_7 , в аминовите — цепочка из трех тетраэдров группы Si_3O_{10} , в лейкофане — бесконечная зигзагообразная цепочка из групп SiO_4 и в мелинофане — перекрещивающиеся зигзагообразные цепочки из 16 групп SiO_4 с одиночными тетраэдрами SiO_4 в центре 16-членного кольца.

По мнению Кодэ и др. [2], аминовит должен быть отнесен к особой структурной группе слоистых силикатов с SiO_4 - и BeO_4 -тетраэдрами, образующими 6- и 4-членные кольца. По классификации Золтан [6, 7], аминовит также относится к слоистым силикатам. Поваренных, Литвин и Беднарж [8] причисляют аминовит к триортосиликатам. Мур [9] предполагает, что аминовит структурно близок к гарстигиту и предлагает относить аминовит вместе с гарстигитом к группе мелилита.

Тетраг.-дипирамид. кл. C_{4h} — $4/m (L_4PC)$. $a : c = 1 : 0,7116$ [1]. Кристаллы аминовита из Швеции (фиг. 2) чрезвычайно простого облика с простыми формами $p(111)$ и $c(001)$ и средним значением двугранного угла $cp(111) : (001) =$



Фиг. 2. Кристаллы аминовита

1 и 2 — Тува (по Капустину); 3 — Швеция (по Харлбуту)

$= 45^\circ 11'$. Грани пирамиды в более крупных кристаллах образованы вицинальными поверхностями [1]. В Туве найдены отдельные пластинчатые кристаллы, уплощенные по $c(001)$. Простые формы: $c(001)$, $m(110)$, $p(111)$, $a(001)$ и $e(011)$. Агрегаты аминовита из Тувы представляют собой сноповидные, веерообразные, радиально-лучистые сростки пластинчатых кристаллов. Большая часть этих кристаллов полисинтетически sdвойникова.

Физ. св. Сп. по (001) несовершенная. Изл. раковистый. Тв. 5,5. Уд. в. 2,94 [1], 2,98—3,00 [3]. Прозрачный [1]. Цв. светло-желтый, бесцветный. Бл. стеклянный. Обладает сильным пьезоэффектом [3].

Микр. В шлифах бесцветный. Плеохроизм отсутствует. Одноосный (—). $n_o = 1,647$ — $1,654$, $n_e = 1,628$ — $1,637$. В разрезах, параллельных оси c , на

блюдается четкое погасание; в разрезах, параллельных спайности, часто волнистое погасание; аномальная двуосность с углом $2V$ от 0 до 15° .

Хим. Теор. состав для приведенной выше формулы [2]: CaO — 40,39, BeO — 12,01, SiO₂ — 43,28, H₂O — 4,32. Для тувинского аминовита Капустин [3] приводит формулу Ca₂BeSi₂O₆(O, F, OH), предполагая для шведского образца замещение Be → Al. Капустин [3] считает вероятным существование непрерывного изоморфного ряда между аминовитом и мелинофаном с замещением CaO → NaF и статистическим распределением Ca и Na. При этом допускается замещение не более половины всех атомов Ca. При соотношении Na : Ca = 1,2 : 1,0 образуется лейкофан.

К аминовиту близок по химическому составу и основным физическим характеристикам глюнаит из Китая, описанный в томе III вып. I справочника «Минералы» в группе мелилита. Капустин [3] предлагает считать эти минералы одним минеральным видом с сохранением за ним первоначального названия аминовит.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na ₂ O	—	1,02	1,20	3,12	H ₂ O	6,45	1,20	2,09	2,42
K ₂ O	—	—	—	0,19	F	—	0,86	1,26	2,30
MgO	0,19	—	—	0,10	Cl	—	0,35	—	—
MnO					Сумма	100,32	100,53	100,90	100,55
CaO	40,27	41,52	41,27	39,60	—O=(F, Cl) ₂	—	0,44	0,52	0,96
BeO	6,20	9,67	9,70	9,35		100,32	100,09	100,38	99,59
Al ₂ O ₃	4,41	—	—	—	Уд. в.	2,94	3,00	2,98	2,98
Fe ₂ O ₃	0,31	—	0,71	—	n _o	1,647	1,654	1,653	1,650
SiO ₂	42,49	45,91	44,67	43,47	n _e	1,637	1,632	1,632	1,628

1 — Лонгбан (Швеция), анал. Гоньер [1]; 2—4 — Тува (СССР), анал. для 2 и 4 Шумкова, для 3 — Казакова [3].

Диagn. исп. В кислотах не растворяется. Не плавится.

Находж. Очень редок. Впервые найден на месторождении Лонгбан (Швеция) в пустотах кальцитовых жил, секущих массивный магнетитовый скарн с лимонитом и содержащих незначительные количества флюорита и барита. Аминовит из Швеции является типичным гидротермальным минералом. В Туве аксессуарный аминовит найден вблизи Дугдинского массива во флюоритовых жилах на контакте роговообманковых гранитов и мраморов в ассоциации с везувианом, анальцимом, натролитом, канкринитом, пренитом, галенитом и в Баянкольском дайковом поле также во флюоритовых жилах, залегающих по контактам даек нефелиновых сиенитов, в ассоциации с кальцитом, канкринитом, пиритом, анальцимом.

Аминовит из Тувы по облику кристаллов и агрегатов, цвету, парагенезису, пространственной группе и межплоскостным расстояниям ближе к мелинофану, чем к аминовиту из Швеции. Его диагностика как аминовита проведена на основании химического состава.

Межплоскостные расстояния аминовита из Лонгбана (Швеция) *

CuK_α-излучение, $D = 57,3$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
200	70	6,97	004	20	2,455	741; 811	70	1,681	50	1,334
002; 220	40	4,90	114	60	2,380	604			10	1,288
112; 310	70	4,40	204	10	2,315	006; 624	50	1,634	10	1,244
202	80	4,02	314; 532	80	2,141	831; 206	70	1,590	5	1,230
222; 400	70	3,48	541; 602	10	2,094		10	1,532	5	1,208
312, 330	5	3,30	404; 622	60	2,002		5	1,480	30	1,191
411, 420	70	3,11	701; 424	60	1,962		10	1,447	30	1,174
402	90	2,840	514	5	1,821		20	1,404	10	1,157
332	5	2,730	543; 642	10	1,791		20	1,388	10	1,141
422	100	2,614	651; 444	50	1,734		10	1,359		

* ASTM, 14-196

Литература

1. Hurlbut C. Geol. För. Förhandl., 1937, 59, H. 3, N 410, 290.
2. Coda A., Rossi G., Ungaretti L. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1967, 43, f. 2, 225.
3. Капустин Ю. Л. ДАН СССР, 1973, 209, № 1, 177.
4. Cannillo E., Guiseppetti G., Tazzoli V. Acta Cryst., 1967, 23, pt 2, 255.
5. Dal Negro A., Rossi G., Ungaretti L. Acta Cryst., 1967, 23, pt 2, 260.
6. Zoltai T. Am. Min., 1960, 45, N 9-10, 960.
7. Coda A. Rend. Soc. min. Ital., 1969, 25, f. 2, 195.
8. Поваренных А. С., Литвин Б. Н., Беднарж М. Геол. журн. АН УССР, 1976, 36, вып. 4, 76.
9. Moore P. V. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1418.

Киноит Kinoite
 $\text{Cu}_2\text{Ca}_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Назван по имени Кино [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (около 0,5 мм, редко до 1 мм в длину).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$. $a_0 = 6,991$, $b_0 = 12,884$, $c_0 = 5,655 \text{ \AA}$, $\beta = 96^\circ 11'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,542 : 1 : 0,436$; $Z = 2$ [2]. $a_0 = 7,007$, $b_0 = 12,983$, $c_0 = 5,667 \text{ \AA}$, $\beta = 96^\circ 00'$ [3].

Основными структурными элементами ячейки киноита [2] (фиг. 3) являются линейные группы из трех кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$ (Si—O от 1,592 до 1,648 Å) и связанные с ним лестничные цепочки $(\text{CuO}_2)_n$, параллельные оси *c*. Атомы Cu находятся в искаженном октаэдрическом окружении атомов O и молекул H₂O (Cu—O от 1,944 до 2,45 Å; Cu—H₂O 1,942 и 1,959 Å). Цепочки $(\text{CuO}_2)_n$ соединяются с группами $[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$ общими O-вершинами с образованием трехмерного каркаса. В его пустотах располагаются атомы Ca; одна из вершин искаженного CaO₆-октаэдра занята кислородом воды (Ca—O от 2,344 до 2,473; Ca—H₂O 2,415 Å).

Монокл.-призм. кл. $C_{2h}^2 - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 0,542 : 1 : 0,439$, $\beta = 96^\circ 05'$ [1].

Формы [1]:

<i>c</i>	φ	ρ	<i>m</i>	φ	ρ	<i>d</i>	φ	ρ
001	90°00'	6°05'	110	61°41'	90°00'	$\bar{1}01$	−90°00'	35°18'
010	0 00	90 00	320	70 14	90 00	<i>k</i> 144	35 15	28 16
100	90 00	90 00	011	13 39	24 19	\bar{x} $\bar{1}33$	−20 36	25 08

Кристаллы несовершенные, удлинены вдоль оси *c*, несколько уплощены по оси *a* (фиг. 4), с сильно развитой вертикальной штриховкой и округлостью в зоне вертикальных призм. Конечные грани развиты слабо.

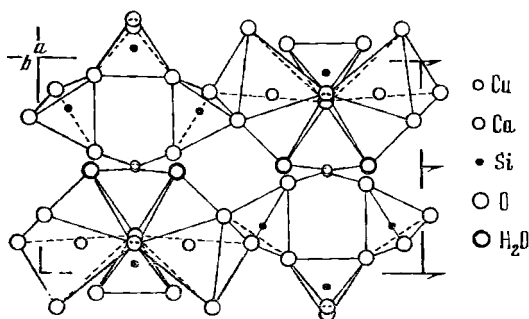
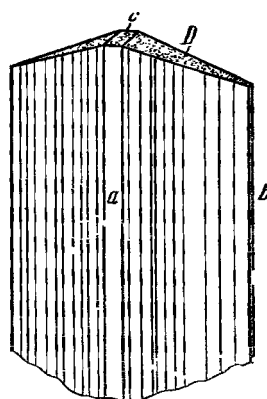
Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (001) и (100) менее совершенная. Тв: около 5. Уд. в. 3,16 (вычисл. 3,193). Цв. ярко-синий (как у азурита). Прозрачен до просвечивающего.

Микр. Сильный плеохроизм: по *Ng* — темно-синий, по *Nm* — синий, по *Np* — бледно-зеленовато-синий: $Ng > Nm > Np$. Двуосный (—). *cNg* около 0°, *Np* = *b*. В Na-свете [1]: $n_g = 1,676$, $n_m = 1,655$, $n_p = 1,638$, $2V = 68^\circ$ (вычисл. 64°). По [3]: $n_g = 1,680$, $n_m = 1,663$, $n_p = 1,640$, $2V = 80^\circ$ (вычисл.). Дисперсия $r < v$, отчетливая [1].

Хим. Теор. состав: CuO — 27,90; CaO — 24,62; SiO₂ — 39,58; H₂O — 7,90. Анализ (анал. Окс): CuO — 31,10; MgO — 0,15; CaO — 23,55; SiO₂ — 35,90; H₂O — 8,16; сумма 98,86.

Диagn. исп. Разлагается разбавленной HCl с выделением белого осадка.

Нахожд. Найден в виде отдельных кристаллов в скарнах гор Санта-Рито, шт. Аризона (США), в тесной ассоциации с апофиллитом и в прожилках, секущих скарны, с самородной медью, джарлеитом, борнитом, халькопиритом [1]. В Кальюмете, шт. Мичиган (США) встречен в пумпеллиитовой зоне лавы

Фиг. 3. Проекция структуры кинноита вдоль оси c (по Лафону)

Фиг. 4. Кристалл кинноита из Аризоны (по Энтони и Лафону)

Кирсаус с самородной медью, кальцитом, кварцем, эпидотом, пумпеллиитом, хлоритом; отмечен на фантомах кристаллов кварца [3].

Межплоскостные расстояния кинноита [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
100	15	6,94	$\bar{1}02$	7	2,703	113; 400	4	1,740
020	74	6,44	$\bar{1}41$	2	2,632	$\bar{1}71$; $\bar{1}33$	2	1,708
110	4	6,14	022	11	2,573	171; $\bar{1}62$	9	1,681
001	7	5,63	$\bar{2}31$; 102; } $\bar{1}22$ }	7 ш.	2,505	$\bar{3}42$	22	1,628
120	100	4,72	240; 231; } 032; 122 }	15 ш.	2,353	080	4	1,610
$\bar{1}11$	19	4,35	300	30	2,315	$\bar{2}62$; 180	11	1,570
111	26	3,951	$\bar{1}32$	2	2,285	342	7	1,502
$\bar{1}21$	7	3,741	$\bar{3}01$	4	2,236	280; $\bar{4}32$	6	1,460
130	7	3,645	320	11	2,179	$\bar{3}62$	4	1,418
121; 200	11	3,489	060	7	2,144	$\bar{4}42$	4	1,396
031	7	3,412	042	41	2,116	520; 182	2	1,355
210	11	3,344	202; $\bar{1}42$	22	2,073	$\bar{1}34$	4	1,339
$\bar{1}31$	30	3,138	331	1	1,977	124	4	1,321
220	81	3,052	$\bar{3}12$; $\bar{1}52$	11	1,868	461	2	1,289
131	7	2,980	$\bar{3}22$	4	1,810	$\bar{2}44$	4	1,248
140	7	2,920				2-10-0	4	1,208
$\bar{2}21$; 041	15	2,799				$\bar{1}64$; 064	4	1,175
211; 012	4	2,751						

Л и т е р а т у р а

1. Anthony J. W., Laughon R. B. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 709.
2. Laughon R. B. Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 193.
3. Ruotsala A. P., Wilson M. L. Am. Min., 1977, 62, N 9-10, 1032.

СИЛИКАТЫ С КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Силикаты с кольцевыми группами кремнекислородных тетраэдров довольно многочисленны. По числу тетраэдров в таких группах в природных силикатах можно различать кольца: трехчленные — Si_3O_9 , четырехчленные — Si_4O_{12} , шестичленные — Si_6O_{18} , восьмичленные — Si_8O_{24} и девятичленные — Si_9O_{27} . Помимо простых или одинарных известны двоянные кольца — Si_8O_{20} (эканит), $\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ (миларит), а также более сложные по составу (аксинит). В классификационной схеме минералы этого раздела расположены в основном в порядке возрастания числа кремнекислородных тетраэдров в их кольцевых группах.

СИЛИКАТЫ С ТРЕХЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа бенитоита

Группа бенитоита

Бенитоит	$\text{BaTi} [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Бацирит	$\text{BaZr} [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Пабстит	$\text{Ba}(\text{Sn}, \text{Ti}) [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Вадеит	$\text{K}_2\text{Zr} [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Катаплеит	$(\text{Na}_2, \text{Ca}) \text{Zr} [\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
[Илерит]	$\text{Na}_2\text{Zr} [\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Структура типа уолстромита

Группа уолстромита

Уолстромит	$\text{BaCa}_2 [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Маргаросанит	$\text{PbCa}_2 [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Псевдоволластонит	$\alpha\text{-Ca}_3 [\text{Si}_3\text{O}_9]$

СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ- И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа верпланкита

Группа верпланкита

Верпланкит	$\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_3\text{Cl}_9(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$
Мюирит	$\text{Ba}_{10}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ti})_4 [\text{Si}_8\text{O}_{24}] (\text{OH}, \text{Cl}, \text{O})_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Структура типа баотита

Баотит	$\text{Ba}_4\text{Ti}_7\text{Nb}[\text{Si}_4\text{O}_{28}]\text{Cl}$
--------	--

Структура типа эканита

Группа эканита

Эканит	$\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K} [\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Иракит	$\text{KCa}_2\text{La} [\text{Si}_8\text{O}_{20}]$

Структура типа тарамеллита

Тарамеллит	$\text{Ba}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
------------	--

Структура типа кайнозита

Кайнозит	$\text{Ca}_2(\text{Y}, \text{TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$
----------	--

Структура типа джоакинита

Джоакинит	$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2 [\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$
-----------	--

Структура типа ненадкевичита

Группа ненадкевичита

Ненадкевичит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Лабунцовит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_8(\text{Ti}, \text{Nb})_9(\text{O}, \text{OH})_{10} [\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Структура типа папагоита

Папагоит	$\text{Cu}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})_6$
----------	---

**СИЛИКАТЫ С ШЕСТИЧЛЕННЫМИ И БОЛЕЕ СЛОЖНЫМИ
КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ**

Структура типа берилла — кордиерита

Группа берилла

Диоптаз	$\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Берилл	$\text{Al}_2\text{Be}_3 [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Группа кордиерита

Кордиерит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Секанинаит	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2 [\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Индиалит	$\text{Mg}_2 [\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}]$

Структура типа миларита

Группа миларита

Рёддерит	$(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Меррихьюит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5 [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Миларит	$\text{KCa}_2\text{AlBe}_2 [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$
Осумилит	$(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 [(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$
Ягиит	$(\text{Na}, \text{K})_{1,5}\text{Mg}_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3 [(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$
Арменит	$\text{BaCa}_2\text{Al}_3 [\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{30}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Бреннокит	$\text{KLi}_3\text{Sn}_2 [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Согдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Zr} [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Сугилит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3 [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Дарапиозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr} [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$

Структура типа турмалина

	$\text{XY}_3\text{Z}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Шерл	$\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Дравит	$\text{NaMg}_3\text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Fe ³⁺ -турмалин	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Бюргерит	$\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_3$
Эльбаит	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Увит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3 \cdot (\text{OH}, \text{F})_{1+3}$

Структура типа скоутита

Скоутит	$\text{Ca}_7[\text{Si}_6\text{O}_{18}] (\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
---------	---

Структура типа ловозерита

Группа ловозерита

Ловозерит	$(\text{Na}, \text{Ca})_3\text{Zr} [\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$
Цирсиалит	$\text{Na}_6\text{CaZr} [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Казаковит	$\text{Na}_6\text{MnTi} [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Коашвит	$\text{Na}_6\text{CaTi} [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Комбит	$\text{Na}_4\text{Ca}_3 [\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{F})_2]$

Структура типа аксинита

Группа аксинита

Ферроаксинит	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
Манганаксинит	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
Севергинит	$(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{MnAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
Тинценит	$\text{CaMn}_2\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$

СИЛИКАТЫ С ДЕВЯТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа эвдиалита

Эвдиалит

СИЛИКАТЫ С ТРЕХЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА БЕНИТОИТА

ГРУППА БЕНИТОИТА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Бенитоит $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Гексаг.	6,641	9,795	3,68
Бацирит $\text{BaZr}[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Гексаг.	6,769	10,020	3,82
Пабстит $\text{Ba}(\text{Sn}, \text{Ti})[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Гексаг.	6,706	9,829	4,07
Вадеит $\text{K}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Гексаг.	6,89	10,17	3,15
Катаплект $(\text{Na}_3, \text{Ca})\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гексаг.	7,40	10,07	2,74
{Илерит} $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Триг.	10,556	15,851	2,73

Пабстит и бацирит изоструктурны с бенитоитом. Структуры вадеита и бенитоита сходны: в вадеите Zr занимает места Ti бенитоита, а в полостях вместо атомов Ba расположены атомы K. В основе структуры катаплекта также находятся трехчленные кольца SiO_4 -тетраэдров. Илерит помещен в эту группу условно.

Изоструктурны с бенитоитом искусственные $\text{BaTiGe}_3\text{O}_9$ [1] и мегафторбериллаты состава $\text{Me}^I\text{Me}^{II}(\text{BeF}_3)_3$, где $\text{Me}^I = \text{Rb}$ и $\text{Me}^{II} = \text{Mg}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Zn}, \text{Mn}$; $\text{Me}^I = \text{NH}_4$ и $\text{Me}^{II} = \text{Zn}$; $\text{Me}^I = \text{Ti}$ и $\text{Me}^{II} = \text{Zn}$ [2]. К этому же структурному типу относятся: $\text{Ti}_2\text{TiGe}_3\text{O}_9$, CsBX_3O_9 ($\text{B} = \text{Ti}, \text{Sb}$; $\text{X} = \text{Si}, \text{Ge}$) [3].

Л и т е р а т у р а

1. Robbins C. R. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, N 11, 610.
2. Favre C., Fur J., Aléonard S. Bull. Soc. fr. min., crist., 1969, 92, N 3, 274.
3. Choisset J., Deschanvres A., Raveau B. J. Solid. State Chem., 1973, 7, N 4, 408.

Бенитоит Benitoite

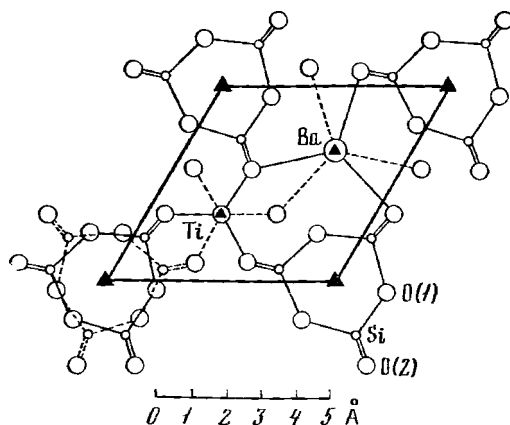


Назван по месту первой находки в Сан-Бенито, шт. Калифорния, США [1].

Характ. выдел. Кристаллы, размером иногда до 6 см.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{3h}^2 - P\bar{6}c2$ [2, 3].

a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Z	Ссылка
6,641	9,795	1 : 1,469	2	[2]
6,61	9,72	1 : 1,471	2	[4]
6,65	9,72	1 : 1,462	2	[5]
6,60	4,87	1 : 0,738	1	[3]



Фиг. 5. Структура бенитоита в проекции на (0001) (по Захариасену)

В структуре бенитоита [2, 4] (фиг. 5) почти правильные кремнекислородные тетраэдры — каждый атом Si окружен двумя O(1) и двумя O(2) — сочленены в кольца $[\text{Si}_3\text{O}_9]$; ось их является тройной осью структуры. Кольца $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ соединяются друг с другом атомами Ti, которые находятся в окружении шести атомов O, расположенных по вершинам несколько деформированного октаэдра. В крупных полостях между кольцами $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ и TiO_6 -октаэдрами размещаются атомы Ba. Межатомные расстояния (в Å) [2]: Si—O(1) = 1,630; Si—O(2) = 1,605; Ti—O(2) = 1,942; Ba—O(2) = 2,767; O(1)—O(1) = 2,637; O(1)—O(2) = 2,591—2,687; O(2)—O(2) = 2,679. Сходен по структуре с вадеитом [6].

Дитриг.-дипирамид. кл. $D_{3h}-\bar{6}2m$ (L_33L_24P). $a : c = 1 : 0,7353$ [7]. Значение c морфологического отношения осей в два раза меньше принятого здесь рентгеновского отношения.

Первоначально [8] бенитоит был отнесен к дитриг.-пирамид. кл. симметрии триг. с. Дитриг.-дипирамид. симметрия кристаллов определена впервые Ринне в 1919 г. на основании лауэ-грамм [9].

Наиболее обычные формы [7, 8, 10]:

	φ	ρ		φ	ρ
c	0001	—	$0^\circ 00'$	d	$10\bar{1}2$ $60^\circ 00'$ $23^\circ 00'$
a	1120	$30^\circ 00'$	90 00	z	$01\bar{1}1$ 0 00 40 20
m	$10\bar{1}0$	60 00	90 00	e	$01\bar{1}2$ 0 00 23 00
n	$01\bar{1}0$	0 00	90 00	f	$22\bar{1}1$ 30 00 71 13
r	$10\bar{1}1$	60 00	40 20		
	rr	$(10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 68^\circ 11'$		ff	$(22\bar{1}1) : (4\bar{2}21) = 56^\circ 37'$
	rz	$(10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 37$ 46		dd	$(10\bar{1}2) : (\bar{1}102) = 39$ 34

Недостовверные формы [7, 11, 12]: $g(20\bar{2}7)$, $h(31\bar{4}4)$, $D(22\bar{4}3)$, $\alpha(41\bar{5}3)$, $s(11\bar{2}1)$. Кристаллы (фиг. 6) дипирамидальные, тригонального облика с преобладающим развитием граней $z(01\bar{1}1)$ или $r(10\bar{1}1)$ и гексагонального облика с одинаковым развитием граней z и r , редко таблитчатые по $c(0001)$. Иногда псевдогемиморфные [7]. Грани $(01\bar{1}0)$ часто вертикально исштрихованы. Двойники редки, по $c(0001)$. Наблюдались фигуры роста в виде равносторонних треугольников [8].

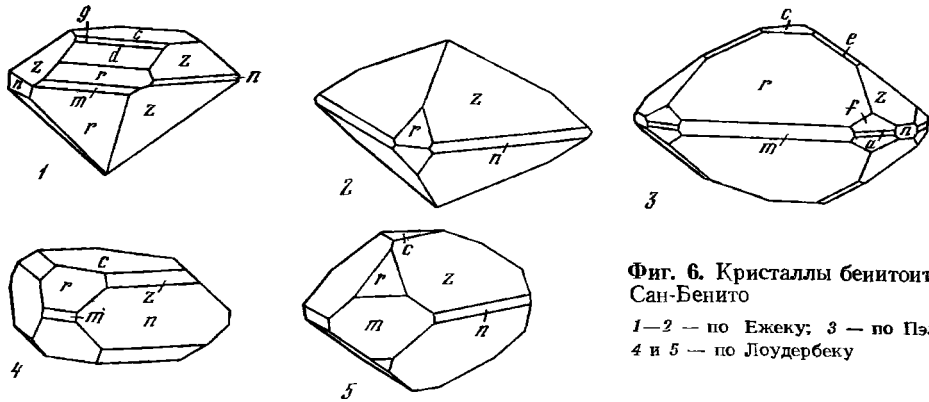
Физ. св. Сп. по $(10\bar{1}1)$ несовершенная. Тв. 6 1/2. Уд. в. 3,64—3,67 (вычисл. 3,68). Цв. светло- и темно-синий (большей частью со слабым фиолетовым оттенком), голубой, белый до бесцветного. В одном кристалле наблюдается разная окраска. Бл. стеклянный. Прозрачен.

На ИК-спектрах (фиг. 7) первая основная полоса расположена в области $1040-935 \text{ см}^{-1}$; интенсивная полоса 767 см^{-1} принадлежит колебаниям Si—O в кольцах; колебания связей в единичных TiO_6 -октаэдрах дают полосу в области 500 см^{-1} [13, 14]. Спектр ЭПР обусловлен присутствием ионов Fe^{3+} , которые, как предполагается, замещают Ba и Ti^{4+} [15]. В оптических спектрах бенитоита обнаружены полосы поглощения Ti^{3+} , с которым связывается его окраска [16]. Сильно люминесцирует в катодных и в коротких ультрафиолетовых (ярко-голубое свечение) лучах [17].

Микр. Плеохроизм сильный: по Ne — бесцветный, по No — темно-синий, пурпурный, зеленовато-синий. Одноосный (+). $n_e = 1,800-1,804$, $n_o = 1,756-1,757$; $n_e - n_o = 0,044-0,047$ [1, 16].

Хим. Теор. состав: BaO — 37,09; SiO_2 — 43,59; TiO_2 — 19,32.

Спектроскопически отмечена примесь железа (показано в виде FeO): 0,05% в голубом бенитоите, 0,01% — в белом [16]. В бенитоите из Фресно содержится до 4,1% SnO_2 , т. е. до 11,4% молекулы пабстита [18].



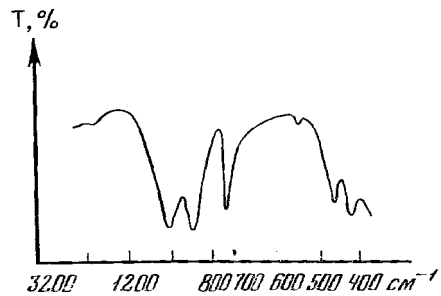
Фиг. 6. Кристаллы бенитоита из Сан-Бенито

1—2 — по Ежеку; 3 — по Пэлэчу; 4 и 5 — по Лоудербеку

Анализы бенитоита из Сан-Бенито:

	1	2	3	4
Na ₂ O	—	—	0,13	0,14
BaO	36,34	37,01	37,23	37,27
SiO ₂	43,56	43,61	43,10	42,62
TiO ₂	20,18	19,50	19,51	19,44
Сумма	100,08	100,12	99,97	99,47

1, 2 — анал. Блэсдэйл (1 — голубой, 2 — белый) [1]; 3, 4 — данные анализа на электронном микроскопе (3 — голубой, 4 — белый) [16].



Фиг. 7. ИК-спектр бенитоита (по Плюсиной и Зайцевой)

Диагн. исп. Нерастворим в HCl; растворяется в HF. П. п. тр. плавится в прозрачное стекло.

Повед. при нагр. Слабое оплавление краев кристаллов бенитоита начинается при 1370°, отчетливо плавится при 1380° [19]. Частичная диссоциация бенитоита происходит ниже 1050° [20].

Находж. Впервые обнаружен в небольших жилах зернистого натролита в Сан-Бенито, шт. Калифорния (США) вместе с нептунином, джоакинитом, кросситом и анатазом. Sn-содержащий бенитоит отмечался в Фресно, шт. Калифорния [18].

Искусств. Получен из расплавленной и затем охлажденной смеси состава BaTiSi₃O₉ при температуре несколько ниже 965° и давлении 0,34 кбар (при температуре немного выше 965° и том же давлении образуются BaTiSi₂O₇ и тридимит) [20].

Межплоскостные расстояния бенитоита из Сан-Бенито*

CuK _α -излучение. Дифрактометр								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
100	18	5,74	004	12	2,438	302	18	1,783
002	6	4,87	104	12	2,245	220	4	1,659
102	100	3,72	210	25	2,172	214	12	1,622
110	40	3,32	211	14	2,120	310	4	1,594
111	14	3,14	212	10	1,984	222	4	1,571
200	25	2,873	114	30	1,965	106	12	1,567
112	75	2,742	300	20	1,916			
202	8	2,475	204	20	1,859			

* ASTM, 13-500.

Л и т е р а т у р а

1. *Louderback G. D.* Univ. Calif. Public., 1907, 5, N 9, 149; *Louderback G. D.*, *Blasdale W. C.* Bull. Dept. geol., Univ. California, 1909, 5, N 23, 331 (по реферату Zs. Krist., 1912, 50, 184).
2. *Fischer K.* Zs. Krist., 1969, 129, H. 1—4, 222.
3. *Gossner B.*, *Musgnung F.* Zbl. Min., 1927, A, N 9, 304.
4. *Zachariasen W. H.* Zs. Krist., 1930, 74, 139.
5. *Valeton J. J. P.* Zs. Krist., 1927, 66, 496.
6. *Henshaw D. E.* Min. Mag., 1955, 30, N 228, 195.
7. *Ježek B.* Rozpr. Česke Akad. věd. a. Umění, 1919, Rochik 28, Trida 2, s. 8, 1—5.
8. *Ježek B.* Bull. Intern. böhm. Akad. Prag., 1909, vorgel 15, 5 (по реферату Zs. Krist., 1912, 50, 642).
9. *Rinne F.* Zbl. Min., 1919, 193.
10. *Palachse C.* Zs. Krist., 1909, 46, 337.
11. *Hlawatch C.* Zbl. Min., 1909, 293 (по Хинце, 1938, 63).
12. *Kraus E. H.* Science, 1908, 27, 710.
13. *Бокуй Г. Б.*, *Плюснина И. И.* Научн. докл. высш. школы. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 3, 116.
14. *Плюснина И. И.*, *Зайцева Л. А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, 104.
15. *Винокуров В. М.*, *Зарилов М. М.*, *Степанов В. Г.*, *Чиркин Г. К.*, *Шекун Л. Я.* Журн. структурной химии, 1964, 5, № 1, 49; *Винокуров В. М.* Геохимия, 1966, № 10, 1247; *Винокуров В. М.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 3, 434.
16. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 109.
17. *Laird J.*, *Albee A. L.* Am. Min., 1972, 57, N 1-2, 85; *Mineralogist*, 1962, 30, N 1-2, 34.
18. *Gross E. B.*, *Wainwright J. E. N.*, *Evans B. W.* Am. Min., 1965, 50, N 9, 1164.
19. *Weigel O.*, *Kayssen F. N.* Jb. Min., 1931, B.-Bd 64, A, 388.
20. *Ruse D. E.*, *Roy R.* Am. Min., 1955, 40, N 5-6, 542.

Д ж о н е с и т — jonesite — $(K, Na, Ba)_{1-2}Ba_4Ti_4Al_{1-2}Si_{10-11}O_{36} \cdot 6H_2O$. Назван по имени первооткрывателя минерала Ф. Джонес из Берклей, Калифорния. Ромб. с. $B22_12$. $a_0 = 13,730$, $b_0 = 25,904$, $c_0 = 10,608$ Å; $Z = 4$. Кристаллы пластинчатые по (010) размером до 1 мм, собраны в розетки. Главные формы: $b(010)$, $k(310)$, $p(2\bar{1}0)$, $d(10\bar{1})$; более редкие: (302), (403), (313), (312). Сп. по (010). Бесцветный. Тв. 3—4. Уд. в. 3,25 (вычисл. 3,239). В коротковолновых ультрафиолетовых лучах светится оранжевым светом. Двуосный (+). Пл. опт. осей $\parallel (100)$. $Ng \parallel c$, $Np \parallel b$. $n_g = 1,682$, $n_m = 1,660$, $n_p = 1,641$; $2V = 76-78^\circ$. Анализ: $Na_2O - 0,67$, $K_2O - 2,70$, $MgO - 0,111$, $CaO - 0,045$, $SrO - 0,051$, $BaO - 34,88$, $MnO - 0,035$, $Al_2O_3 - 5,52$, $Fe_2O_3 - 0,16$, $B_2O_3 - 0,008$, $SiO_2 - 32,54$, $TiO_2 - 17,31$, $Nb_2O_5 - 0,022$, $H_2O - 5,9$; сумма 99,952. Рассматривается как гидратированный бенитоит, в котором часть Si замещена Al при одновременном вхождении K, Na и дополнительного Ba. Обнаружен в натролитовых жилах на месторождении драгоценных камней Бенито в округе Сан-Бенито (Калифорния) в тесной ассоциации с нептунитом и джоакинитом (но не с бенитоитом). Наиболее интенсивные линии рентгенограммы: 1,95(100)020; 3,03(45)440; 3,008(18)262; 2,652(30)004; 2,596(17)024; 2,228(20)2.11.0; 2,158(17)0.12.0; 2,073(18)622.

Л и т е р а т у р а

Wise W., *Pabst A.*, *Hinthorne J. R.* Miner. Rec., 1977, N 6, 453.

Бацирит *Bazirite*

Назван по составу [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, реже кристаллы (до 0,65 мм длиной и 0,25 мм в поперечнике).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{3h}^2 - P\bar{6}c2$. $a_0 = 6,7662-6,7690$, $c_0 = 10,0158-10,020$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,4803$ [2]. $a_0 = 6,755$, $c_0 = 9,980$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,4774$; $Z = 2$ [3]. Изоструктурен с бенитоитом [2, 3]. Кристаллы призматические с простыми формами (10 $\bar{1}0$) и (10 $\bar{1}4$).

Физ. св. Сп. по (0001) и, вероятно, по (10 $\bar{1}$ 4). Уд. в. 3,82 (вычисл.). Бесцветный. Флуоресценция в ультрафиолетовых лучах при 2537 Å бледно-беловато-голубая, при 3560 Å не флуоресцирует. Наблюдается ярко-голубая катодная люминесценция в электронном пучке [2].

Микр. Одноосный (+). $n_e = 1,6850-1,6910$, $n_o = 1,6751-1,6813$; $n_e - n_o = 0,010$.

Хим. Теор. состав: BaO — 33,57; ZrO₂ — 26,97, SiO₂ — 39,46.

Анализы (микрондом) [2]: 1 — среднее из пяти анализов с содержанием TiO₂ от 0,12 до 0,24%; 2 — среднее из четырех анализов с содержанием TiO₂ от 0,43 до 0,68%.

	1	2		1	2
BaO	33,69	34,12	ZrO ₂	26,38	26,12
SiO ₂	39,71	39,59	SnO ₂	0,06	0,11
TiO ₂	0,17	0,51	Сумма	100,01	100,45

Нахожд. Встречен в эгирин-рибекитовых гранитах на о-ве Роколл (Шотландия) с альбитом, микроклином, эльпидитом и кварцем [2].

Искусств. Соединение BaZrSi₃O₉ синтезировано сухим путем при температуре 1250—1300° Галкиным и Чухланцевым в 1965 г. [4] и при 1000—1350° Массом и Дюрифом в 1973 г. [5].

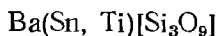
Межплоскостные расстояния бацирита [2]

CuK α -излучение, $D = 11,46$ см

<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>
10 $\bar{1}$ 0	35	5,85	31 $\bar{4}$ 2	18 ш.	1,542	31 $\bar{4}$ 6	5	1,164
000 $\bar{2}$	8	5,00	30 $\bar{3}$ 4			20 $\bar{2}$ 8	3	1,152
10 $\bar{1}$ 2	100	3,80	11 $\bar{2}$ 7	12	1,496	41 $\bar{5}$ 4	12	1,139
11 $\bar{2}$ 0	35	3,38	31 $\bar{4}$ 3	3	1,460	33 $\bar{6}$ 0	3	1,127
11 $\bar{2}$ 1	16	3,20	20 $\bar{2}$ 6			32 $\bar{5}$ 5	3	1,116
20 $\bar{2}$ 0	30	2,93	40 $\bar{4}$ 2	14 ш.	1,402	42 $\bar{5}$ 0	2	1,107
11 $\bar{2}$ 2	100	2,800	22 $\bar{4}$ 4			40 $\bar{4}$ 6	10	1,100
20 $\bar{2}$ 2	4	2,525	31 $\bar{4}$ 4	2	1,362	33 $\bar{6}$ 2		
000 $\bar{4}$	12	2,498	32 $\bar{5}$ 0	3	1,344	21 $\bar{3}$ 8	4	1,090
11 $\bar{2}$ 3	2	2,376	21 $\bar{3}$ 6	3	1,332	42 $\bar{6}$ 2	4	1,081
10 $\bar{1}$ 4	5	2,301	11 $\bar{2}$ 7	1	1,316	50 $\bar{5}$ 4	1	1,060
21 $\bar{3}$ 0	25	2,213	32 $\bar{5}$ 2	4	1,298	30 $\bar{3}$ 8	7	1,053
21 $\bar{3}$ 1	6	2,160	41 $\bar{5}$ 0	10	1,278	51 $\bar{6}$ 0		
21 $\bar{3}$ 2	8	2,025	30 $\bar{3}$ 6	8	1,268	32 $\bar{5}$ 6	2	1,047
11 $\bar{2}$ 4	30	2,012	41 $\bar{5}$ 1			51 $\bar{6}$ 2		
30 $\bar{3}$ 0	18	1,952	0008	3 ш.	1,250	33 $\bar{6}$ 4	7 ш.	1,028
20 $\bar{2}$ 4	14	1,902	32 $\bar{5}$ 3			41 $\bar{5}$ 6	7	1,014
21 $\bar{3}$ 3	2	1,846	41 $\bar{5}$ 2	10	1,238	42 $\bar{6}$ 4	7	1,012
30 $\bar{3}$ 2	22	1,819	10 $\bar{1}$ 8			22 $\bar{4}$ 8	4	1,005
22 $\bar{4}$ 0	8	1,690	21 $\bar{3}$ 7			Кроме того,		
21 $\bar{3}$ 4	14	1,657	22 $\bar{4}$ 6	7 ш.	1,186	42 сильных линий		
31 $\bar{4}$ 0	2	1,623	32 $\bar{5}$ 4			до 0,7765		
10 $\bar{1}$ 6			11 $\bar{2}$ 8	4	1,174			
22 $\bar{4}$ 2	24	1,603	50 $\bar{5}$ 0					

Л и т е р а т у р а

- Hawkes J. R., Merriman R. J., Hawding R. R., Darbyshire D. P. F. Inst. Geol. Sci. Gr. Brit. Rep., 1975, 75/1, 11; Am. Min., 1976, 61, N 1-2, 175.
- Young B. R., Hawkes J. R., Merriman R. J., Styles M. T. Min. Mag., 1978, 42, N 321, 35.
- Воронков А. А., Шумляккая Н. Г., Пятенко Ю. А. Кристаллохимия минералов циркония и их искусственных аналогов. М.: Наука, 1978, 122.
- Галкин Ю. М., Чухланцев В. Г. Изв. АН СССР. Сер. неорг. мат., 1965, № 2, 529.
- Masse R., Durif A. C. R., Paris, 1973, 276, Ser. C, 1029.

Пабстит *Pabstite*

Назван по имени профессора Калифорнийского университета А. Пабста [1].

Характ. выдел. Неправильные зерна (< 2 мм), реже — кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{3h}^2 - P6c2$. $a_0 = 6,706$, $c_0 = 9,829$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,480$; $Z = 2$ (для минерала). $a_0 = 6,724$, $c_0 = 9,854$ Å (для искусственного $\text{BaSnSi}_3\text{O}_9$) [1]. Изоструктурен с бенитоном.

Физ. св. Тв. 6. Уд. в. 4,03, для искусственного 4,17 (вычисл. 4,07). Цв. бесцветный до белого. В коротких ультрафиолетовых лучах голубовато-белая флуоресценция.

Микр. Одноосный (—). $n_o = 1,685$, $n_e = 1,674$ (Na-свет); $n_o - n_e = 0,011$. Характерна аномальная интерференционная окраска в голубовато-лиловых и золотисто-желтых тонах [1].

Хим. Является Sn-аналогом бенитоита. Хим. состав пабстита из Санта-Крус (данные анализа на электронном микрозонде): BaO — 33,2; SiO₂ — 37,7; TiO₂ — 3,8; SnO₂ — 24,4; сумма 99,1; формула $\text{Ba}(\text{Sn}_{0,77}\text{Ti}_{0,23}) (\text{Si}_3\text{O}_9)$ [1].

Нахожд. Встречен в Санта-Крус, шт. Калифорния (США) в небольших трещинах в окремелом известняке; ассоциируется с кварцем, кальцитом, тремолитом, витеритом, флогопитом, диопсидом, форстеритом, тарамеллитом, реже — с касситеритом, франкеитом и станнином [1].

Искусств. $\text{BaSnSi}_3\text{O}_9$ получен вместе с санборнитом из смеси соответствующих окислов (в стехиометрических соотношениях) при температуре 330° и давлении насыщенного водяного пара, а также при 500° и давлении 1 бар [1]. Ca-аналог пабстита — $\text{CaSnSi}_3\text{O}_9$ — получен [2] в виде гексагональных призматических кристаллов ($n_g = 1,682$, $n_p = 1,671$) из смеси CaO, свежеприготовленной SnO₂ и растворенной в NaOH до насыщения SiO₂ при температурах 300, 400 и 600—700° соответственно через 3—3,5 месяца, 1 месяц и 3—8 суток.

Межплоскостные расстояния пабстита из Санта-Крус, Калифорния [1]

CuK α -излучение

<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>
100	30	5,829	004	15	2,465	302	17	1,807
002	15	4,910	104	5	2,267	220	7	1,682
102	100	3,762	210	15	2,204	006; 214	15	1,643
110	30	3,363	211	5	2,131	310	Оч. сл.	1,614
111	10	3,181	212	сл.	2,012	311; 222; 106	15	1,591
200	18	2,912	114	20	1,987	312; 304	13	1,535
112	90	2,775	300	13	1,941	116	15	1,476
202	3	2,505	204	15	1,881			

Л и т е р а т у р а

- Gross E. B., Wainwright J. E. N., Evans B. W. Am. Min., 1965, 50, N 9, 1164.
- Некрасов И. Я. ДАН СССР, 1973, 212, № 3, 705.

Вадеит *Wadeite*

Назван по имени А. Вада, обнаружившего в Западной Австралии интрузию, в которой был найден минерал [1].

Сичон. Вэйдит (Поваренных, 1962).

Характ. выдел. Кристаллические агрегаты, кристаллы (до 2 см).

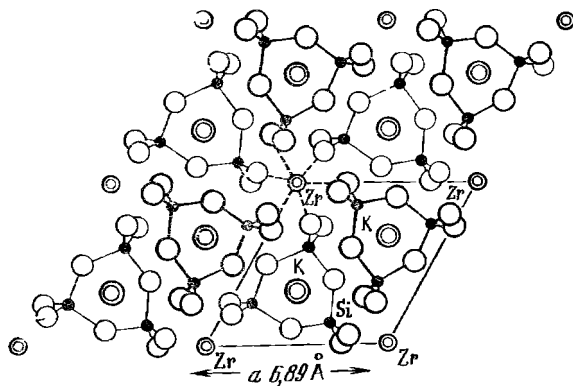
Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6h}^2 - P6_3/m$. $a_0 = 6,893$, $c_0 = 10,172$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,476$ (для австралийского) [2], для вадеита из других мест: $a_0 = 6,93$ —6,94, $c_0 = 10,17$ Å [3—5]; $Z = 2$.

Основа структуры [2, 6] — тройные кольца $[\text{Si}_3\text{O}_9]$, образующие вместе с дискретными ZrO_6 -октаэдрами смешанный каркас $\{\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9]\}^{2-}$ (фиг. 8). Кольца взаимно сдвинуты в последовательных тетраэдрических этажах. В результате вдоль осей \bar{b} имеются пустоты, в формировании которых участвуют шесть ZrO_6 -октаэдров. Катионы K парами расположены в пустотах, один над центром кольца, другой под ним. Каждый атом K связан с 9 атомами O . Атомы O , окружающие Zr , принадлежат разным кольцам $[\text{Si}_3\text{O}_9]$, связывая кольца как по горизонтали, так и по вертикали. Межатомные расстояния (в Å) [6]: $\text{Si}-\text{O} = 1,59-1,64$; $\text{Zr}-\text{O} = 2,059-2,10$; $\text{K}-\text{O} = 2,82-3,24$; $\text{O}-\text{O} = 2,49-3,05$; углы $\text{Si}(1)-\text{O}(1)-\text{Si}(1) = 133^\circ 19'$, $\text{Si}(2)-\text{O}(2)-\text{Si}(2) = 132^\circ 42'$. Блиновым и др. [6] рассмотрена взаимосвязь между структурными типами вадеита и бенитоита.

Гексаг.-дипирамид. кл. $C_{6h} - 6/m(L_6PC)$. $a : c = 1 : 1,475$ [3].

Формы [3]:

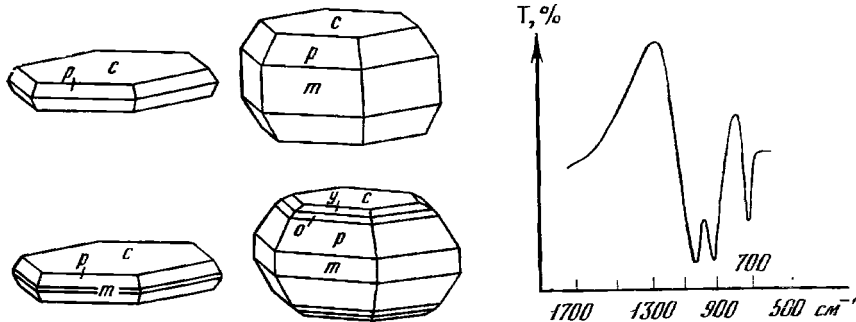
	φ	ρ
c	0001	$0^\circ 00'$
m	$10\bar{1}0$	90 00
a	$11\bar{2}0$	30 00
y	$10\bar{1}3$	60 00
o	$10\bar{1}2$	60 00
k	$30\bar{3}4$	60 00
p	$10\bar{1}1$	60 00
x	$11\bar{2}5$	30 00
v	$33\bar{5}5$	30 00
n	$11\bar{2}1$	30 00
pp	$(10\bar{1}1) : (10\bar{1}\bar{1}) = 60^\circ 46'$	
kk	$(30\bar{3}4) : (30\bar{3}4) = 76^\circ 02'$	
oo	$(10\bar{1}2) : (10\bar{1}\bar{2}) = 80^\circ 54'$	



Фиг. 8. Структура вадеита (по Брэггу и Кларингбуллу). Штрихами обозначены связи $\text{Zr}-\text{O}$

Кристаллы (фиг. 9) гексагонального облика, тонкопластинчатые, уплощенные по (0001), с узкими гранями $p(10\bar{1}1)$, реже $m(10\bar{1}0)$ [1,3—5,7] или бочонковидные, более богатые формами [3]. На гранях (0001) иногда наблюдается ступенчатость [3].

Физ. св. Сп. несовершенная по призме под углом 60° [1, 2], в шлифах также по пирамиде под углом около 90° [1, 2] или $82-85^\circ$ [7]. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}-6$. Микротвердость хибинского вадеита $617-796 \text{ кгс/мм}^2$ [8], мурунского $553-612 \text{ кгс/мм}^2$ [5] (при нагрузке 100 гс). Уд. в. $3,09-3,13$ (вы-



Фиг. 9. Кристаллы вадеита из Расвумчорра (по Соколовой и др.)

Фиг. 10. ИК-спектр вадеита (по Соколовой и Буровой)

числ. 3,15). Бесцветный, светло-розовый, бледно-лиловый, иногда светло-серый. Бл. алмазный.

В ИК-спектре вадеита имеется интенсивная раздвоенная полоса поглощения с максимумами при 938 и 1014 см^{-1} и одиночная полоса поглощения при 736 см^{-1} , что характерно для ИК-спектров силикатов с кольцами $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ (фиг. 10) [3]. Немагнитный.

Микр. В шлифах бесцветный. Одноосный (+), иногда слабодвуосный с $2V = 0-5^\circ$ [3]. Удлинение (-), $n_e = 1,653-1,675$, $n_o = 1,624-1,627$ (см. при хим. анализах).

Хим. Теор. состав: $\text{K}_2\text{O} - 23,68$; $\text{ZrO}_2 - 30,98$; $\text{SiO}_2 - 45,34$.

Спектральным анализом в вадеите установлены Sn, Mn, V, Cu, Pb, Be, Ag, Zn; [3, 5, 7]. В вадеите из пегматита горы Расвумчорр полуколичественным рентгенохимическим анализом определен Hf (около 0,1%) [3].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
N_2O	2,82	1,50	1,28	0,14	0,56	0,63	0,24
K_2O	18,40	20,12	20,99	22,00	21,32	21,34	20,07
MgO	0,28	—	сл.	1,44	0,87	0,25	0,20
CaO	5,22	3,10	0,47	3,08	0,84	0,21	1,23
BaO	1,20	—	не обн.	—	—	—	—
SrO	0,16	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	5,98	1,92	не обн.	4,03	—	0,30	0,40
Fe_2O_3	сл.	0,25	0,18	—	0,30	0,26	0,23
SiO_2	39,43	42,80	46,36	45,30	44,48	45,83	45,69
TiO_2	1,63	0,24	1,03	1,37	0,28	0,28	1,03
ZrO_2	21,29	26,66	29,62	21,50	31,18	30,57	29,83
HfO_2	—	—	—	0,73	—	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	0,05	0,09
P_2O_5	3,15	2,45	не обн.	—	—	0,13	1,18
H_2O^+	1,30	0,93	»	—	—	не обн.	не обн.
H_2O^-	—	—	»	не обн.	—	«	«
Сумма	100,86	99,97	99,93	99,59	99,83	99,85	100,19
Уд. в.	3,10	3,13	3,13	3,11	3,10	3,10	3,09
n_e	1,655	1,653	1,657	1,673	—	1,665	1,675
n_o	1,625	1,624	1,627	1,624	—	1,624	1,627
a_0 (Å)	6,89	6,94	—	6,942	—	6,93	—
c_0	10,17	10,17	—	10,175	—	10,17	—

1 — бесцветный из лейцитсодержащих пород, Западный Кимберли (Западная Австралия), анал. Прайдер [1]; 2 — бесцветный из псевдолейцитовых пород, Мурунский массив (Алдан), анал. Глебова [5]; 3 — светло-розовый до бесцветного из карбонатитов, Ковдорский массив (Кольский п-ов), анал. Казакова [7]; 4—7 — из Хибинского массива (Кольский п-ов): 4 — бесцветный из пегматита в рихсдорритах, гора Кукисвумчорр, анал. Кухарчик [4]; 5 — бледно-лиловый из пегматита в урритах, гора Юкспор; 6 — бледно-лиловый до светло-серого и бесцветного из рихсдорритов, Расвумчорр; 7 — бледно-лиловый из пегматита в трахитондных нйолитах, гора Расвумчорр; 5—7 — анал. Бурова [3].

Диagn. исп. Нерастворим в кислотах.

Повед. при нагр. На кривой ДТА термические эффекты отсутствуют; минерал устойчив до 1200° [5]. Плавится инконгруэнтно [1].

Находж. Редок. Известен в породах и пегматитах, обогащенных калием; образование связано с постмагматическими процессами. Впервые установлен в жильных породах Западного Кимберли (Австралия) [1], где ассоциируется с лейцитом, флогопитом, оливином, магнофоритом, перовскитом, апатитом, серпентином, кальцитом, баритом, халцедоном и цеолитами. В псевдолейцитовых породах Мурунского массива (Алданский щит) [5] встречается в виде редкой вкрапленности; обнаружены скопления его совместно с милонитом на контакте псевдолейцитовых пород с пегматитами. В Хибинском массиве на Кольском п-ове (горы Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр) [3, 4, 7, 9] встре-

чается в пойкилитовых нефелиновых сиенитах (рисчорритах), более широко развит в нефелин-полевошпатовых пегматитах из ийолит-уртитов и рисчорритов; ассоциируется с лампрофиллитом, астрофиллитом, эвдиалитом, щербаконитом, беталомоносомитом, апатитом, биотитом, флюоритом, натролитом. В пегматитах из уртитов гор Кукисвумчорр и Юкспор встречаются псевдоморфозы вадеита по кристаллам эвдиалита. В Ковдорском массиве (Кольский п-ов) [7] вадеит встречен в поздних кальцитовых жилах среди альбитизированных фенитов вместе с лабунцовитом, бариевым ортоклазом, флогопитом, щелочной роговой обманкой, торитом.

Изм. Отмечено замещение вадеита вдоль трещин спайности кальцитом [4], частичное замещение лепидомеланом [7] или эгирином и лепидомеланом [5], также мелкокристаллическим лозеритом [3].

Искусств. Вещество, полностью отвечающее по составу и свойствам природному минералу, не получено; сходны с вадеитом продукты кристаллизации при 1300° стекла, полученного в токе CO₂ из смеси K₂CO₃, CaCO₃, ZrO₂ и SiO₂ [1]. Титановый аналог вадеита синтезирован из смеси TiO₂, SiO₂ и 10—30% КОН при 350—450° и давлении 500—200 атм [6].

Межплоскостные расстояния вадеита из Мурунского массива [5]

CuK_{αβ}-излучение, $D = 114$ мм

<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>
0110	6	6,016	0006	8	1,695	5	1,128	1	0,8717
0002	3	5,148	1340	1	1,667	5	1,114	2	0,8552
0112	8	5,860	0116	7	1,639	1	1,098	1	0,8524
1120	5	3,461	1342	4	1,585	1	1,088	1	0,8492
1121	4	3,285	2243	1	1,544	5	1,071	1	0,8458
0220	1	3,074	1126	3	1,519	1	1,060	1	0,8371
0113	5	2,964	0440	3	1,499	4	1,036	2	0,8236
1122	10	2,871	0226	4	1,481	4	1,014	1	0,8204
?	1	2,750	0335	4	1,434	3	0,9960	1	0,8190
0222	2	2,588	1236	2	1,360	3	0,9834	1	0,8138
0004	1	2,538		2	1,347	1	0,9747	1	0,8090
0114	2	2,346		2	1,332	1	0,9637	4	0,8066
1220	6	2,272	1450	6	1,311	6	0,9460	1	0,8048
1221	5	2,213	0008	5	1,273	1	0,9396	1	0,8007
0330	5	2,007		4	1,250	1	0,9300	5	0,7966
0224	5	1,942		2	1,211	1	0,9208	2	0,7912
0332	7	1,863		4	1,192	2	0,9126	2	0,7891
2240	2	1,734		4	1,167	3	0,9007	3	0,7860

Л и т е р а т у р а

1. *Frider R. T.* Min. Mag., 1939, 25, N 166, 379.
2. *Henshaw D. E.* Min. Mag., 1955, 30, N 228, 585.
3. *Соколова М. Н., Бурова Т. А.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М.: Наука, 1965, вып. 4, 173; *Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В.* Минералогия Хибинского массива, т. 2. М.: Наука, 1978, 323.
4. *Тихоненков И. П., Кухарчик М. В., Пятенко Ю. А.* ДАН СССР, 1960, 134, № 4, 920.
5. *Рогова В. П., Сидоренко Г. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 232.
6. *Шумяцкая Н. Г., Блинов В. А., Воронков А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В.* ДАН СССР, 1973, 208, № 3, 591; *Блинов В. А., Шумяцкая Н. Г., Воронков А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В.* Кристаллография, 1977, 22, № 1, 59.
7. *Капустин Ю. Л.* ДАН СССР, 1963, 151, № 6, 1410; в кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 135.
8. *Лебедева С. И.* Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 204.
9. *Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов.* М.: Наука, 1964, 2, 363.

Катаплеит *Catapleite* (Na_2, Ca) $\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Название от греческих слов $\chi\alpha\tau\acute{\iota}$ (ката) и $\pi\lambda\epsilon\iota\omicron\nu$ (плейон), означающих множество, по обилию сопровождающих минералов; найден впервые на о-ве Лэвен в Лангезундфиорде, Норвегия [1].

Синон. Калькнатрокатаплеит, кальциево-натриевый катаплеит, известково-натриевый катаплеит.

Разнов. Натриевый катаплеит, кальциевый катаплеит, гидрокатаплеит.

Характ. выдел. Мелкозернистые, пластинчатые, радиально-лучистые и шестоватые агрегаты, шарообразные сферолитовые выделения, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^4 — $P6_3/mmc$. $a_0 = 7,40$, $c_0 = 10,07$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,361$; $Z = 2$ [2].

Для структуры катаплеита характерны почти плоские сетки — слои из катионов с гексагональным узором из ZrO_6 -октаэдров, переложенных Na-девятывершинниками (Ca изоморфно замещает Na). Каждый слой отстоит от идентичного на 5 Å, т. е. примерно на половину периода c . Между слоями расположены тройные одноэтажные кольца $[\text{Si}_3\text{O}_9]$, образующие вместе с разорванными колонками Zr-октаэдров каркас структуры (фиг. 11). Две молекулы H_2O статистически (на $2/3$) занимают три возможных положения в решетке [3, 4]. Различия в величине параметров элементарной ячейки натриевого катаплеита, кальциевого катаплеита и гидрокатаплеита рассматриваются [5] как проявление трехмерной политипии с целочисленными кратными периодами по различным направлениям элементарной ячейки (см. разновидности).

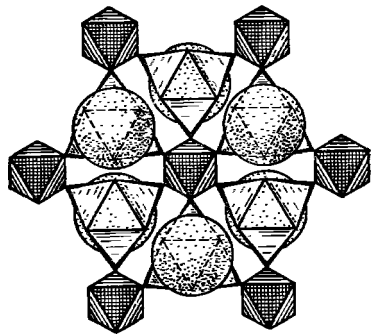
Дигексаг.-дипирамид. кл. D_{6h} — $6/mmm(L_66L_27PC)$. $a : c = 1 : 1,3628$ [6—9].

Формы [6]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	$0^\circ 00'$	y $10\bar{1}3$	$60^\circ 00'$	$27^\circ 41'$
a $11\bar{2}0$	$30^\circ 00'$	90 00	o $10\bar{1}2$	60 00	38 12
m $10\bar{1}0$	60 00	90 00	p $10\bar{1}1$	60 00	57 34
l $10\bar{1}6$	60 00	14 42	x $20\bar{2}1$	60 00	72 22
al $(11\bar{2}0) : (10\bar{1}6) = 77^\circ 18'$			ap $(11\bar{2}0) : (10\bar{1}1) = 43^\circ 02'$		
ay $(11\bar{2}0) : (10\bar{1}3) = 66 17$			ax $(11\bar{2}0) : (20\bar{2}1) = 34 23$		
ao $(11\bar{2}0) : (10\bar{1}2) = 57 37$					

Редкие формы [6]:

π $1.0.\bar{1}.72$	v $1.0.\bar{1}.12$	ϕ 4481
z $1.0.\bar{1}.30$	ρ $1.1.\bar{2}.24$	τ $11.6.\bar{1}7.2$
ξ $1.0.\bar{1}.24$	u $11\bar{2}4$	ψ $12.9.\bar{2}1.2$
r $1.0.\bar{1}.16$	s $11\bar{2}2$	



Фиг. 11. Кристаллическая структура катаплеита с каркасом из колец $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ и ZrO_6 -октаэдров (по Белову)

В катаплеитах некоторых месторождений углы между призматическими гранями отклоняются от 60° на 5 — $6'$; на такую же величину иногда отклоняется от 90° угол между базопинакоидом и призмой. В таких случаях катаплеит считается псевдогексагональным и относится к ромбической или моноклинной сингонии [8].

Сингония	$a : b : c$ ($a : c$)	Местонахождение	Ссылка
Монокл.	—	Норвегия	[1]
Гексаг.	1 : 1,3593	»	[10]
	1 : 1,3628	»	[11]
Монокл.	1,7329 : 1 : 1,3618 $\beta = 89^\circ 48'$	»	[6]
Ромб.	1,7320 : 1 : 1,341	Гренландия	[7]
Гексаг.	1 : 1,3509	»	[7]

Соотношение форм гексагональной (1) и моноклинной (2) модификаций катаплеита, по Брёггеру [6]:

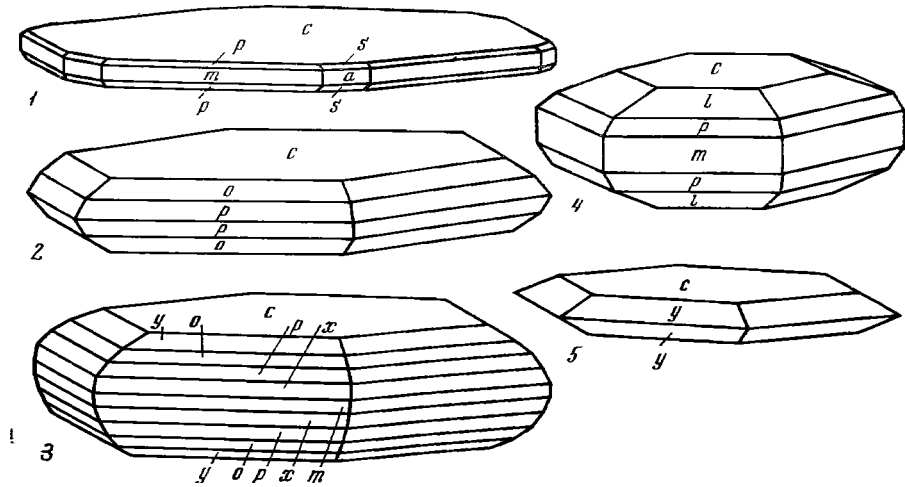
1. c 0001	m $10\bar{1}0$	y $10\bar{1}3$	o $10\bar{1}2$	p $10\bar{1}1$	x $20\bar{2}1$
2. c 001	a 100	y 203	o 101	p 201	x 401
1. a $11\bar{2}0$	π $1.0.\bar{1}.72$	z $1.0.\bar{1}.30$	ζ $1.0.\bar{1}.24$	r $1.0.\bar{1}.16$	v $1.0.\bar{1}.12$
2. m 310	π 1.0.36	z 1.0.15	ζ 1.0.12	r 108	v 106
1. ρ $1.1.\bar{2}.24$	u $11\bar{2}4$	s $11\bar{2}2$	θ $44\bar{8}1$	τ $11.6.\bar{1}7.2$	
2. ρ $2.1.24$	u 314	s 312	θ $12.4.1$	τ 831	

Кристаллы таблитчатые по $c(0001)$ (фиг. 12), часто с призмой $m(10\bar{1}0)$, нередко с различными дипирамидальными формами; отдельные кристаллы чечевицеобразные [7, 8, 12]. Двойники по (0001) , $(10\bar{1}0)$, $(10\bar{1}1)$, $(30\bar{3}2)$, $(33\bar{6}2)$; тройники и полисинтетические двойники по $(10\bar{1}0)$ и $(10\bar{1}1)$ (фиг. 13) [6, 7]. Двойники обычны у катаплеита из месторождений Норвегии, наблюдались также у катаплеита из шт. Монтана (США) [13].

Физ. Сп. по $(10\bar{1}0)$ весьма совершенная, по $(10\bar{1}1)$ и $(10\bar{1}2)$ несовершенная; отдельность по (0001) . Изл. неровный, раковистый. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость 474—525 кгс/мм^2 (средняя 480 кгс/мм^2) при нагрузке 100 гс [14]. Уд. в. 2,60—2,79 (вычисл. 2,743). Бесцветный, белый, желтый, желтовато-розовый, желто-красный, красновато-коричневый, мясо-красный, розовато-бурый, бурый. Черта белая, бледно-желтая. Бл. стеклянный, в изломе матовый. Прозрачен, просвечивающий до непрозрачного.

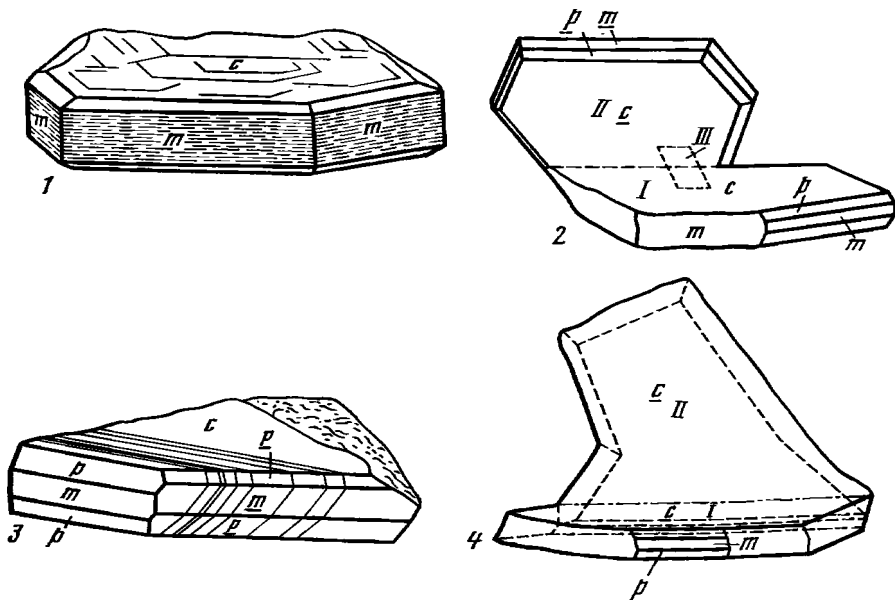
Люминесценция катаплеита (изучены два образца с горы Кукисвумчорр, Хибинь) наблюдалась в ультрафиолетовых лучах с длиной волн 3500—2000 Å , наибольшая яркость свечения — при 2400 и 2900 Å . При максимуме излучения 3200—2800 Å катаплеит обнаруживает светло-зеленое свечение [15]. В ИК-спектре катаплеита имеются основная полоса поглощения в интервале 1100—900 см^{-1} (дублет 1030 и 957 см^{-1}) (фиг. 14) и полоса поглощения в области 740 см^{-1} . Около 1620 см^{-1} — сильная узкая полоса поглощения воды (по Рудницкой). Катаплеит не имеет полос поглощения в области 500—714 см^{-1} , характерных для силикатов с шестерными колцами кремнекислородных тетраэдров [16].

Микр. [7, 8, 17]. В шлифах бесцветный, иногда желтый и коричневатожелтый; плеохроизм слабый в желтых тонах. Обычны простые и полисинтетические двойники и тройники прорастания по $(10\bar{1}0)$ [5, 6]. Одноосный (+), иногда двuosный (+), редко (—). Пл. опт. осей $(10\bar{1}0)$. $N_g = c$. $2V = 0-25^\circ$, иногда до $40-42^\circ$ [18, 19]. $n_e = 1,590-1,628$, $n_o = 1,565-1,596$; $n_e - n_o = 0,018-0,041$. Дисперсия сильная, $r > v$. Показатели преломления выше у кальциевых и содержащих Fe, Ti, Nb катапленитов (см. табл. хим. анализов). В образцах катаплеита из Нарсарсука (Гренландия) одноосные и двuosные участки наблюдались в пределах одного кристалла [7]; у двuosного катаплеита: $2V = 25^\circ 25'$, $n_g = 1,627$; $n_m = 1,592$, $n_p = 1,591$ [20]. У катаплеита из Квебека (Канада): $2V = 0-40^\circ$ (вычисл. $27^\circ 20'$); $n_g = 1,627$, $n_m = 1,592$, $n_p = 1,590$ [19]; катаплеит из шт. Монтана (США) одноосный или слабо двuosный (+), $n_g = 1,623$, $n_m = 1,592$, $n_p = 1,590$ [13].



Фиг. 12. Кристаллы катаплента

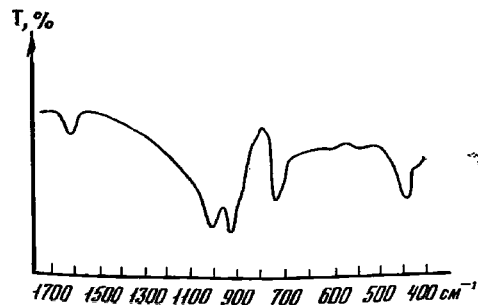
1 — Норвегия (по Брёггеру); 2, 3 — Нарсарсук, Гренландия (по Гордону и Флинку); 4, 5 — Кольский п-ов (по Лабунцову)



Фиг. 13. Двойники катаплента

1 — сложный двойник по $(10\bar{1}1)$, Гренландия (по Флинку); 2 — двойник по $(10\bar{1}1)$, Норвегия (по Брёггеру); 3 — полисинтетический двойник по $(10\bar{1}1)$, Норвегия (по Брёггеру), 4 — двойник по $(30\bar{3}2)$, Норвегия (по Брёггеру)

Фиг. 14. ИК-спектр катаплента (по Мёнке)



Хим. Для катаплеита характерно замещение 2Na на 1Ca, которое вызывает снижение симметрии [5]. Общая формула неизмененного катаплеита, по Борнеман-Старынкевич: $(\text{Na}_{2-x}\text{Ca}_{0,5x})_{2-0,5x}\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; крайние члены $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ($x = 0$) и $\text{CaZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ($x = 2$); валентность группы $(\text{Na}_{2-x}\text{Ca}_{0,5x})$ постоянна [21]. Теоретический состав крайних членов: для $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - 15,46$, $\text{SiO}_2 - 44,89$, $\text{ZrO}_2 - 30,67$, $\text{H}_2\text{O} - 8,98$; для $\text{CaZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{CaO} - 14,18$, $\text{SiO}_2 - 45,57$, $\text{ZrO}_2 - 31,14$, $\text{H}_2\text{O} - 9,11$.

Рентгенохимически в катаплеитах определены Sr и Hf (до 0,65% HfO_2) [17, 22]. Отношение $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2 = 52-57$ в ловозерском катаплеите [23]; 40—57 в катаплеитах Бурпалы (40 — в катаплеите, 47 — в натриевом катаплеите, 57 — в кальциевом катаплеите) [24]. В илимаусакском катаплеите содержится $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 2,74\%$, $\text{SnO}_2 - 0,22\%$ и $\text{TR}_2\text{O}_3 - 1,2\%$ (цериево-иттриевого состава) [25]. Состав редкоземельных элементов (в %) в катаплеите (1), натриевом катаплеите (2) и кальциевом катаплеите (3) из Бурпалы [26]:

	$\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$	La	Ce	Nd	Gd	Tu	Yb	Y
1	0,68	1,8	3,4	—	—	0,1	4,8	89,9
2	0,72	2,8	1,5	—	2,9	0,2	1,9	90,7
3	0,78	22,0	39,5	12,0	1,5	0,8	6,7	17,5

Кроме того, в катаплеитах установлены примеси (в %): Be — до 0,15 [27, 28]; Cs — до 0,045 и Rb — до 0,14 [29]; Pb — 0,05, Cr; Ba — 0,005 [30].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,32	6,49	7,05	10,29	10,64	12,62	10,62	9,28	12,20
K_2O	0,10	0,10	0,65	1,02	—	0,24	0,36	0,80	0,38
CaO	13,82	8,47	5,70	3,72	3,30	3,12	2,97	2,06	3,30
MnO	—	—	0,02	0,03	—	—	сл.	сл.	—
MgO	—	—	сл.	0,26	—	—	0,68	0,04	сл.
FeO	—	0,55	—	—	—	0,27	—	—	—
Fe_2O_3	0,36	—	2,84	—	—	—	0,30	0,48	—
Al_2O_3	0,60	2,89	0,73	1,02	0,73	—	0,24	0,80	—
TR_2O_3	0,28	—	не обн.	—	—	—	0,37	0,24	—
SiO_2	44,49	43,44	42,32	44,77	42,17	43,69	44,73	44,73	44,66
TiO_2	0,06	—	0,20	0,28	0,86	—	0,10	0,16	сл.
ZrO_2	31,00	26,98	29,93	29,43	31,50	32,00	28,73	31,24	29,60
Nb_2O_5	—	—	—	0,42	—	—	0,07	—	—
H_2O^+	9,15	11,08	10,19	9,56	10,00	8,63	10,40	10,28	9,60
H_2O^-	0,18						0,25	0,56	0,79
Сумма	100,36	100,00	99,88	100,80	99,20	100,57	100,36	100,33	100,14
Уд. в.	2,77	—	2,77	2,73	2,71	2,79	—	2,65	2,73
n_e	1,639	1,603	1,627	1,624	1,625	—	—	1,624	1,618
n_o	1,603	1,585	1,596	1,596	1,596	—	—	1,596	1,591

1 — кальциевый катаплеит из сиенит-пегматитов, Бурпала (Сев.-Зап. Прибайкалье), анал. Синюгина [31]; 2—9 — катаплеит: 2 — из нефелинового сиенита, Норра-Кэрт (Швеция), анал. Бигден [32]; 3 — из арфведсонит-кварцевых прожилков в фенитах, Вишневые горы (Урал), анал. Капитонова [33]; 4 — из натролитовой жилы, долина р. Тульи, Хибинский массив, анал. Костылева [34], Nb_2O_5 определена Буровой [35]; 5 — из натролит-кальцитовой жилы, Ковдор, анал. Быкова [36]; 6 — из нефелинового сиенита, Норра-Кэрт (Швеция), анал. Маузелиус [37]; 7 — из пегматита (Хибинь), анал. Новороссова [38]; 8 — из пегматита, долина р. Суолауй, Ловозеро, анал. Владимирова [27]; 9 — из пегматита, гора Хибинпахчорр (Хибинь), анал. Молева; двусный (+), $2V = 16-17^\circ$ [39].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	8,37	11,01	9,60	13,02	13,00	14,94	2,35	1,18	2,45
K_2O	0,16	—	0,76	1,05	0,37	—	0,38	не обн.	1,33
CaO	0,80	1,92	1,65	1,96	1,05	0,87	1,95	0,54	0,64
MnO	—	—	—	не обн.	—	—	—	0,07	не обн.
MgO	—	—	0,18	0,10	—	—	0,11	не обн.	0,82

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
FeO	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,75	0,34	0,42	0,22	0,26	—	1,20	1,39	2,22
Al ₂ O ₃	—	—	1,35	2,00	2,37	—	—	1,07	—
TR ₂ O ₃	—	—	—	0,72	—	—	—	—	0,39
SiO ₂	42,40	43,78	43,99	41,07	43,86	44,04	21,32	28,05	24,59
TiO ₂	0,15	0,06	Сл.	0,16	Сл.	—	0,18	0,26	0,93
ZrO ₂	35,55	29,99	31,11	30,96	28,54	30,94	50,74	47,50	48,18
Nb ₂ O ₅	—	0,42	—	—	0,32	—	1,96	—	—
H ₂ O ⁺	12,05	12,48	10,33	8,63	9,19	9,24	10,50	10,05	13,38
H ₂ O ⁻			0,73	Не обн.	0,19		8,33	9,70	5,10
Сумма	100,23	100,00	100,12	(99,89)	99,15	100,13	(99,02)	99,81	100,03
Уд. в.	—	2,65	2,72	—	2,760	—	2,60	—	—
n _e	1,608	1,60	1,62	1,612	1,623	—	1,64	1,604	1,601
n _o	1,578	1,58	1,59	1,572	1,589	—	1,62	1,559	1,561

10—15 — натриевый катаплеит: 10 и 11 — из пегматитов гор Сенгшорр и Куйвчорр, Ловозеро, анал. Федорчук [28], 12 — из пегматита, Коргердабинский массив (Тува), анал. Бурова [18]; 13 — из фенитов Бурпалы, анал. Быкова, в оригинале сумма 100,13 [5]; 14 — из пегматита, Енисейский кряж (содержит 0,50% F), анал. Клитина, Nb₂O₅ определена Буровой [29]; 15 — из пегматита, о-в Лилле-Арё (Норвегия), анал. Клева [6]; 16—18 — гидрокатаплеит: 16 — из альбитовой зоны пегматита, Партомчорр, Хибинь, анал. Казакова, в оригинале сумма 98,12 [18]; 17 — из сиенит-пегматита, Бурпала, анал. Ухика [5]; 18 — из фенитов, Бурпала, анал. Быкова [5].

Хим. анализы см. также в [6, 9].

Диагн. исп. П. п. тр. легко плавится в белую эмаль. С бурой сплавляется в прозрачный перл. В закр. тр. выделяет воду. Легко разлагается кислотами.

Повед. при нагр. На кривой ДТА катаплеита имеется эндотермический прогиб в интервале 400—450° (выделение воды) и очень небольшой экзотермический подъем при 800° [17, 18, 28, 30]. Оптически двуосный катаплеит при нагревании становится одноосным, причем для разных образцов указывается различная температура перехода: 10—50, 110—140, 160—230° [6, 7, 12, 40]. Двойники при нагревании исчезают, а после охлаждения вновь появляются [6].

Находж. Редок. Встречается в массивах щелочных пород, главным образом нефелиновых сиенитов. Преимущественно наблюдается в щелочных пегматитах как продукт постмагматических процессов, образованный за счет рассеянного циркония, или как продукт замещения минералов ряда эвдиалит — эвколит, часто вместе с флюоритом. Обычны частичные и полные псевдоморфозы катаплеита по эвдиалиту, для которых характерно ситовое и каркасное строение.

В щелочных породах катаплеит содержится в незначительных количествах (псевдоморфозы по эвдиалиту), часто ассоциируется с флюоритом, эгирином и цеолитами. Примерами могут служить породы дифференцированного комплекса Ловозерского массива (Кольский п-ов) [17, 27, 41] — фойяиты, луавриты, уртиты, малиньиты и содалитовые нефелиновые сиениты. Также встречается в измененных нефелиновых сиенитах и микроклинитах, образовавшихся по нефелиновым сиенитам [42]; в массиве Одихинча (район р. Котуй в Восточной Сибири) [43] — в жильных меланократовых нефелиновых сиенитах; в Илимаусаке (Гренландия) [20, 44]; в массиве Безавоне на Мадагаскаре [45]; на о-ве Рума в архипелаге Лос (Гвинея) [46]; в Норра-Кэрт (Швеция) [32, 37] — в виде фенокристаллов (до 2—3 см) в мелкозернистом нефелиновом сиените (гренаите), иногда вместе с эвдиалитом, рассматривается как первичный [37]; в Аууро (Марокко) [47].

В пегматитах нефелиновых сиенитов катаплеит находится в ассоциации с полевым шпатом, эгирином, нефелином, астрофиллитом. Обособленно от этих минералов катаплеит встречается преимущественно в гидротермальных зонах пегматитов (натролитовых, реже альбитовых) и в секущих щелочные породы гидротермальных жилах, часто в пустотах с друзами цеолитов. Таковы

месторождения Ловозерского и Хибинского массивов на Кольском п-ове [9, 17, 27, 28, 34, 48]; Коргеретабинский массив (Тува) [49] — в альбитизированных участках пегматита фойяитов; Инаглинский массив (Южная Якутия) [50]; Илимаусак (Гренландия) [25, 51, 52]; Лангезундфиорд (Норвегия) [6] — характерна ассоциация крупных выделений катаплеита с лейкофаном; Роки-Бой в шт. Монтана (США) [13]; Хилейра, Квебек (Канада) [19]; Пилансберг в Трансваале (ЮАР) [53]; массив Бурпала (Северное Прибайкалье) — в зонах щелочного метасоматоза сиенит-пегматитов [31]. В пегматитах авгитовых сиенитов, содержащих кварц и эвдиалит, в Нарсарсуке (Гренландия) [7, 12, 20, 54] катаплеит обнаруживается в пустотах среди микроклина и эгирина в ассоциации с альбитом, натролитом или родохрозитом и эпидидимитом.

В дайках щелочных сиенитов в Таласском хр. (Средняя Азия) [55] катаплеит с цирфеситом образовались по эвдиалиту в участках интенсивной альбитизации и канкринитизации сиенитов; в эгирин-полевошпатовых жильных породах среди сиенитов Магнет-Коув в шт. Арканзас (США) [56] катаплеит образует выделения в пустотах среди агрегатов полевого шпата. Образование катаплеита в метасоматических арфведсонит-кварцевых и анкерит-кальцитовых прожилках, секущих фениты Вишневых гор (Урал) [33, 57], связывается с концентрацией циркония, рассеянного в эгирин-авгитах.

Кроме того, катаплеит найден в меланократовых трахитах Западной Австралии [58]; в эффузивном комплексе ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции (северная часть Сибирской платформы) [59] — в кальцит-натролитовых жилках, пересекающих силл флогопитового меланефелинита; в натролит-кальцитовых жилах Ковдорского массива ультраосновных — щелочных пород (Кольский п-ов); в анкерит-хлоритовых породах массива Салланлатва в Карелии [36].

Изм. Известны псевдоморфозы по катаплеиту циркона [6, 33] и гельциркона [30, 60]. К продуктам изменения катаплеита относится также гидрокатаплеит [18, 28].

Искусств. Натриевый катаплеит (гексагональные призмы до 25×20 мкм) получен из смеси $\text{SiO}_2\text{—ZrO}_2\text{—Na}_2\text{CO}_3$ при гидротермальном синтезе в интервале температур $350\text{—}530^\circ$ [61].

Разнов. Натриевый катаплеит (Na-катаплеит, натрон-катаплеит, натрокатаплеит) — *natron-catapleite*, *soda catapleite* [6]) содержит менее 2% CaO (хим. анализы 10—15). Цв. светло-серый, голубой, бесцветный. Свежий прозрачен. Найден на о-ве Лилле-Арё в Лангезундфиорде (Норвегия) [6] в пегматитах нефелиновых сиенитов в ассоциации с полевым шпатом, нефелином, содалитом, эгирином; в Нарсарсуке (Гренландия) [7] — в пегматитах авгитовых сиенитов в виде крупных (до 5 см) кристаллов с альбитом и эгирином; в пегматитах горы Сенгисчорр (Ловозеро) [18]; в сиенит-пегматитах и фенитах массива Бурпала [5].

Кальциевый катаплеит (Ca-катаплеит, кальциокатаплеит) — *calcioscatapleite* [31] характеризуется незначительным содержанием Na (хим. анализ 1). Характерно замещение по схеме $2\text{Na}^+ \rightarrow \text{Ca}^{2+}$ с образованием дефектной структуры, но с сохранением структуры катаплеита. Электронномикроскопическое и электронографическое исследование кальциевого катаплеита Бурпала [5] показало, что примерно половина всех частиц обладает удвоенными параметрами $a_0 = 15,0 \text{ \AA}$ и обычными $c_0 = 10,10 \text{ \AA}$; отмечены частицы с учетверенным a_0 и удвоенным c_0 . Другую половину частиц составляет фаза с обычными для катаплеита параметрами элементарной ячейки. ИК-спектр поглощения Ca-катаплеита отличается от ИК-спектра Na-катаплеита смещением полос, изменением их интенсивностей, а также появлением дополнительных полос (результат снижения симметрии) [5]. Цв. от светло-желтого до кремового. Сп. средняя. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5. Найден в сиенит-пегматитах щелочного массива Бурпала в пустотах между кристаллами микроклина вместе с пиррофанитом, пирохлором, лейкофаном, допаритом. Установлено замещение кальциевого катаплеита кальциевым сейдозеритом.

Гидрокатаплеит — hydrocatapleite [18] — продукт изменения натриевого катаплеита (хим. анализы 16—18). Структура гидрокатаплеита дефектна, с резким дефицитом Si, Na и избытком Zr, H₂O [18, 28]. По данным электрографических исследований, в гидрокатаплеите Бурпалы выделяются [5]: α-гидрокатаплеит с удвоенными параметрами элементарной ячейки, сходный с кальциевым катаплеитом, β-гидрокатаплеит с диффузными электронными микродифрактограммами и типичными для катаплеита параметрами элементарной ячейки и кубическая фаза ZrO₂. Цв. белый, розовый. Тв. 1—2. Показатели преломления гидрокатаплеита (хим. анализ 18) ниже по сравнению с исходным натриевым катаплеитом (хим. анализ 13). Образование гидрокатаплеита вызвано гидратацией натриевого катаплеита и вымытием натрия. При этом постепенно снижается общая валентность группы (Na, Ca) до единицы, в связи с чем один атом кислорода замещается гидроксидом, снижается симметрия до свойственной кальциевому катаплеиту и выделяется кубическая фаза ZrO₂. Общая формула слагающего α-гидрокатаплеит вещества NaHZr[Si₃O₉]·2H₂O + aq [5] или NaZrSi₃(O₈OH)·2H₂O + aq + ZrO₂ [21]. Дальнейшая гидратация приводит к полной замене натрия водой (возможно, гидрооксонием H₃O⁺) с образованием β-гидрокатаплеита — H₂Zr[Si₃O₉]·2H₂O + aq [5] или (H₃O)ZrSi₃(O₈OH)·2H₂O + aq + ZrO₂ [21].

Встречается в пегматитах Ловозерского массива, в сиенит-пегматитах и фенитах массива Бурпала.

Межплоскостные расстояния катаплеита из Лангезундфиорда, Норвегия *

CuK_α-излучение, Ni-фильтр, D = 57,54 мм

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
100	60	6,35	212	20	2,17	20	1,346
101	50	5,37	114, 301	10	2,08	10в.	1,312
002	10	4,98	204, 302	60	1,969	10в.	1,283
102	100	3,94	220	40	1,846	10	1,254
110	20	3,69	303	10	1,799	10	1,233
111?	10	3,53	310	10	1,772	10	1,219
003?	10	(3,34)	214; 222	40	1,740	20	1,178
200	20	3,19	006; 312	10	1,672	10	1,157
201	100	3,05	106	10	1,617	10	1,141
103; 112	100	2,96		30	1,523	10	1,115
202	90	2,69		30	1,485	10	1,105
004	20	2,55		10	1,451		
210	20	2,42		20	1,409		

* ASTM, 14-297

Л и т е р а т у р а

1. Weibye P. C. N. Jb. Min., 1849, 524 и 770.
2. Бруновский Б. К. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1935, вып. 6, 33.
3. Brunovsky B. Acta physicochemia URSS, 1936, 5 N 6, 863.
4. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 3; Бакакин В. В., Белов Н. В. Геохимия, 1964, № 2, 91.
5. Портнов А. М., Дубинчук В. Т., Солнцева Л. С. ДАН СССР, 1972, 202, № 2, 430.
6. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 434.
7. Flink G., Bøggild O. B., Winther Chr. Medd. Grønland, 1901, 24, 93.
8. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 161.
9. Костылева Е. Е. Минералогия Союза. Сер. А, 1936, вып. 6, 36 (сводка по катаплеиту).
10. Dauber H. Ann. Phys., 1854, 92, 239.
11. Sjögren H. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl., 1882, 39, 59.
12. Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1907, 33, 106.
13. Pesora W. T. Am. Min., 1942, 27, N 6, 397.
14. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 117.
15. Боровик С. А. В кн.: Акад. Д. С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 653; Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
16. Moenke H. Mineralspectren II. Berlin, 1966, 6, 44.

17. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 317.
18. Семенов Е. И., Тихоненков И. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 88.
19. Pendlebury G. V. *Canad. Min.*, 1964, 8, pt 1, 120.
20. Bøggild O. V. *Medd. Grønland*, 1953, 149, N 3, 251.
21. Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1977, 106, вып. 4, 396.
22. Боровский И. Б., Блохин М. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 1, 185; Костылева Е. Е. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39, 41.
23. Герасимовский В. И., Шевалеевский И. Д. *Геохимия*, 1957, № 8, 696; Герасимовский В. И., Волков В. П., Козгарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. *Геохимия Ловозерского щелочного массива*. М.: Наука, 1966, 207, 234, 247.
24. Портнов А. М. *Геохимия*, 1965, № 3, 368.
25. Семенов Е. И. В кн.: *Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов*. М.: Наука, 1967, 3.
26. Портнов А. М., Ганзеев А. А., Бурсук К. В. ДАН СССР, 1967, 174, № 5, 1188.
27. Герасимовский В. И. Тр. ИГН АН СССР, 1939, вып. 18, 28.
28. Семенов Е. И. *Минералогия Ловозерского щелочного комплекса*. М.: Наука, 1972, 156.
29. Ставров О. Д., Портнов А. М. *Геохимия*, 1965, № 3, 337; Ставров О. Д. *Геология месторождений редких элементов*, 1966, вып. 30, 143; Архангельская В. В., Андреев Г. В., Гинзбург А. И., Портнов А. М. *Геология месторождений редких элементов*, 1968, вып. 32, 108.
30. Свешникова Е. В., Бурова Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 187.
31. Портнов А. М. ДАН СССР, 1964, 154, № 3, 607.
32. Adamson O. J. *Geol. Fögr. Förhandl.*, 1944, 66, N. 2, N 437, 113.
33. Жабин Л. Г. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 100.
34. Костылева Е. Е. Изв. АН СССР. Сер. VII, 1932, № 8, 1109.
35. Бурова Т. А. Тр. Кольской базы АН СССР, 1936, вып. 2, 15.
36. Капустин Ю. Л. В кн.: *Минералогия и генетические особенности щелочных массивов*. М.: Наука, 1964, 135; *Минералогия карбонатитов*. М.: Наука, 1971, 224.
37. Törnbohm A. E. *Sver. geol. unders., Ser. C, Abhandl.*, 1906, N 199, 3.
38. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 189.
39. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. *Минералогия Хибинского массива*. М.: Наука, 1978, 2, 340.
40. Steinmetz H. *Zs. phys. Chem.*, 1905, 52, N. 4, 446.
41. Елисеев Н. А., Нефедов Н. К. *Производительные силы Кольского полуострова*. М.: Изд-во АН СССР, 1940, 1, 77.
42. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 19.
43. Моор Г. Г. *Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики*, 1958, вып. 8, 34.
44. Ussing N. V. *Medd. Grønland*, 1898, 14, 164; 1912, 38, 178; Bøggild O. V. *Medd. Grønland*, 1905, 32, 488.
45. Lacroix A. *Minéralogie de Madagascar*. Paris, 1922, 1, 589.
46. Lacroix A. C. R., Paris, 1906, 142, N 12, 681; *Nouv. Arch. Muséum d'histoire naturelle*, 1911, Ser. 5, 3, 111.
47. Jérémine E. C. R., Paris, 1950, 230, N 1, 110.
48. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС. Сер. Кольская, 1933, вып. 3, 21; Лабунцов А. Н. В кн.: *Хибинские апатиты*. М.: Госхимтехиздат, 1933, № 6, 202; Костылева Е. Е. В кн.: *Минералы Хибинских и Ловозерских тундр*. М.: Изд-во АН СССР, 1937, 305; Барабанов В. Ф. ДАН СССР, 1957, 114, № 4, 876; в кн.: *Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова*. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 161; Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 113, 119 и 131; Дорфман М. Д. *Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 119; Козырева Л. В., Меньшиков Ю. П. В кн.: *Щелочные породы Кольского полуострова*. М.: Наука, 1974, 139.
49. Яшина Р. М. ДАН СССР, 1959, 129, № 3, 650.
50. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 166.
51. Sørensen H. *Medd. Grønland*, 1962, 167, N 1, 251.
52. Семенов Е. И. *Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия)*. М.: Наука, 1969, 73.
53. Brouwer H. J. *Geology*, Chicago, 1917, 25, N 8, 741.
54. Gordon S. G. *Acad. Natur. Sci., Philadelphia, Proc.*, 1925, 76, 249.
55. Козлова П. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 144.
56. Foshag W. F. *Am. Min.*, 1923, 8, N 4, 70.
57. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Т. Н. *Минералогия и геохимия редких элементов Вишневого гор.* М.: Наука, 1964, 209.
58. Jensen H. J. *Proc. Linn. Soc. N. S. Wales*, 1908, 33, N 131, 589.
59. Жабин А. Г., Самсонова Н. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 2, 232.
60. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 85.
61. Michel-Lévy M. *Ch. Bull. Soc. fr. min., crist.*, 1961, 84, N 3, 265; Baussy G., Caruba R., Baumer A., Turco G. *Bull. Soc. fr. min., crist.*, 1974, 97, N 6, 433.

Илерит Hilairite

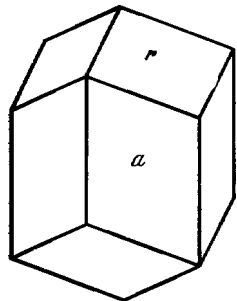


Назван по месту нахождения на горе Сент-Илер в Канаде [1]. Первые краткие сведения о минерале опубликованы Мандарино в 1965 г. [2].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 мм), их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_3^7 - R32$, $C_{3v}^5 - R3m$ или $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$. $a_h = 10,556$, $c_h = 15,851$ Å; $a_h : c_h = 1 : 1,5016$ [1].

Кристаллы тригонального облика с гранями a (11 $\bar{2}$ 0) и r (01 $\bar{1}$ 2), несколько удлиненные по оси c (фиг. 15). Обычны двойники по двум законам: [2201] 180° и [0001] 180°. Характерно многократное двойникование по четыре, восемь и более индивидов.



Фиг. 15. Кристалл илерита (по Чао и др., буквенные обозначения новые)

Физ. св. Сп. не наблюдалась. Тв. > 4 . Уд. в. 2,724 (вычисл. 2,739). Из миаролитовых пустот — прозрачный, цв. светло-коричневый, бл. стеклянный; из гидротермально измененных пегматитов — непрозрачный, фарфоровидный, цв. гвоздично-красный. Изл. раковистый.

Микр. Одноосный (—). $n_o = 1,609$, $n_e = 1,596$. В шлифах наблюдались иногда включения мелких иголок эльпидита (?).

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 15,92$, $\text{SiO}_2 - 38,58$, $\text{ZrO}_2 - 31,64$, $\text{H}_2\text{O} - 13,86$.

Анализ (на электронном микросонде) [1]: $\text{Na}_2\text{O} - 13,43$; $\text{K}_2\text{O} - 0,52$; $\text{MgO} - 0,01$; $\text{CaO} - 0,20$; $\text{FeO} - 0,03$; $\text{MnO} - 0,02$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,03$; $\text{SiO}_2 - 42,08$; $\text{TiO}_2 - 0,04$; $\text{ZrO}_2 - 29,72$, $\text{H}_2\text{O} - 13,54$; сумма 99,62.

Диagn. исп. Легко разлагается при комнатной температуре в HCl и HNO_3 . В H_2SO_4 не разлагается.

Повед. при нагр. Вода цеолитного типа. Дегидратация происходит с начала нагревания и полностью заканчивается при 220°. Дегидратированный материал стабилен до 855°. Между 855 и 950° разлагается на смесь ZrO_2 и ближе не определенные вещества. Регидратация нагретого до 855° минерала после его охлаждения начинается с 220°; в течение 15 часов при комнатной температуре поглощается около 95% от первоначального содержания воды; продукт регидратации мяско-красный, фарфоровидный, его рентгенограмма идентична таковой исходного минерала.

Нахожд. Встречен в миароловых пустотах нефелиновых сиенитов и в гидротермально-измененных пегматитах в Сент-Илер, Квебек (Канада) вместе с анальцимом, натролитом, микроклином, катаплеитом, гейдоннеитом, эльпидитом, хлоритом.

Отл. От катаплеита и гейдоннеита отличается по содержанию воды, форме кристаллов, физическим и оптическим свойствам, по рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния илерита [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D = 114,6$ мм, Si-стандарт

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
012	60	6,00	116	5	2,362	128	5	1,719	30	1,4543
110, 003	100	5,28	042	10	2,197	422	20	1,688	10	1,4408
104	5	3,636	134	15	2,135	054	20	1,661	10	1,3734
122	50	3,168	232	30	2,027	152	10	1,607	5	1,3439
300	40	3,046	410; 306	30	1,996	244	10	1,584	15	1,3194
024	30	2,994	226	5	1,866	318; 1.0.10	5	1,562	10	1,2884
220; 033	30	2,639	324	10	1,852	600	5	1,524		Кроме
214	5	2,604	208	5	1,820	514	10	1,516		того, еще
312	10	2,416	330	40	1,759	342	10	1,4759		много л-ний.

Л и т е р а т у р а

1. Chao G. J., Watkinson D. H., Chen T. T. *Canad. Min.*, 1974, 12, pt 4, 237.
2. Mandarinio J. A., Harris D. C., Bradley J. *Canad. Min.*, 1965, 8, pt 3, 398 (abstr.).

СТРУКТУРА ТИПА УОЛСТРОМИТА

ГРУППА УОЛСТРОМИТА

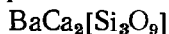
	Сингония	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Уд. в.
Уолстромит	Трикл.	6,74	9,61	6,69	69°51'	102°14'	97°06'	3,73
$BaCa_2[Si_3O_9]$								
Маргаросанит	Трикл.	6,768	9,575	6,718	110 21	102 59	83 01	4,30
$PbCa_2[Si_3O_9]$								
Псевдоволластонит	Трикл.	6,90	11,78	19,65	90 00	90 48	90 00	2,90
$\alpha-Ca_3[Si_3O_9]$								

Уолстромит и маргаросанит изоструктурны [1, 2]. К ним структурно близки псевдоволластонит, искусственные α - $MnSiO_3$ [3], $SrSiO_3$, $SrGeO_3$, $BaGeO_3$ и высокобарическая фаза $Ca_3[SiO_3]_3$ [4, 5, 6] (последняя трикл. с. $a_0 = 6,695$, $b_0 = 9,257$, $c_0 = 6,666 \text{ \AA}$, $\alpha = 88^\circ 38'$, $\beta = 76^\circ 08'$, $\gamma = 70^\circ 23'$ [7]). Различия в структуре этих соединений касаются главным образом последовательности расположения слоев и их числа. Кроме того, кольца $[Si_3O_9]$ в структуре уолстромита имеют симметрию $3m$, в структуре $SrSiO_3$ и псевдоволластонита $62m$ [4]. Соединение состава уолстромита было синтезировано ранее, чем найдено в природе [5, 8]. Есть указание [9] на нахождение в природе α - $MnSiO_3$.

Л и т е р а т у р а

1. Dent Glasser L. S., Glasser F. P. *Am. Min.*, 1968, 53, N 1-2, 9.
2. Glasser F. P., Dent Glasser L. S. *Am. Min.*, 1964, 49, N 5-6, 781.
3. Liebau F., Sprung M., Thilo E. *Zs. anorg., allgem. Chem.*, 1958, 297, H. 3-4, 213.
4. Trojer F. J. *Zs. Krist.*, 1969, 130, H. 1-3, 185.
5. Glasser F. P., Dent Glasser L. S. *Zs. Krist.*, 1961, 116, H. 3-6, 263.
6. Hilmer W. *Naturwissenschaften*, 1958, 45, H. 10, 238.
7. Trojer F. J. *Naturwissenschaften*, 1968, 55, H. 9, 442.
8. Eskola P. *Am. J. Sci.*, 1922. Ser. 5, 4, 331.
9. Korczynska-Oszacka B. *Mineralog. pol.*, 1975(1976), 6, N 1, 75.

Уолстромит Walstromite



Назван по имени коллекционера Р. Уолстрома, впервые нашедшего минерал, который оказался аналогом искусственного $BaCa_2[Si_3O_9]$ [1].

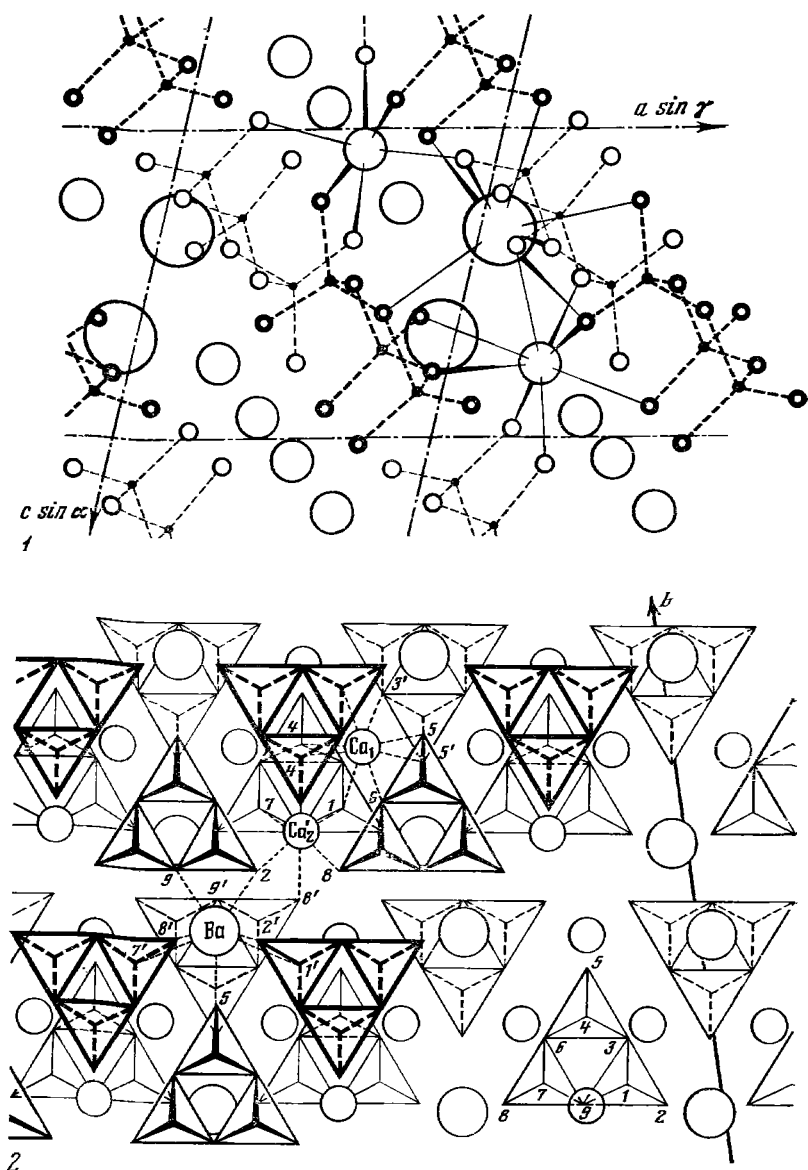
Синон. Валстромит.

Характ. выдел. Изометричные зерна, кристаллы (до 1,5 см).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 6,743$, $b_0 = 9,607$, $c_0 = 6,687 \text{ \AA}$, $\alpha = 69^\circ 51'$, $\beta = 102^\circ 14'$, $\gamma = 97^\circ 06'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7019 : 1 : 0,6961$; $Z = 2$ [2]. Для искусственного $BaCa_2Si_3O_9$: $a_0 = 6,73$, $b_0 = 9,61$, $c_0 = 6,72 \text{ \AA}$, $\alpha = 69^\circ 37'$, $\beta = 102^\circ 20'$, $\gamma = 96^\circ 54'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,700 : 1 : 0,699$ [3].

В структуре уолстромита [3] (фиг. 16) тройные кольца $[Si_3O_9]$ соединены в слои параллельно (101); атомы Ca расположены почти на середине расстояния между ними, образуя слои с гексагональным мотивом; атомы Ca(1) с окружающими его 8 атомами O образуют неправильную прямоугольную антипризму; каждый атом Ca(2) окружен шестью атомами O по слегка искаженному октаэдру. Ba окружен атомами O, положения которых достоверно не определены. Межатомные расстояния (в \AA): Ca(1)—O = 2,33—2,79, Ca(2)—O = 2,30—2,50, Ba—O = 2,56—3,07, Si—O = 1,58—1,76 [3].

Пинакоидальный кл. $C_i - \bar{1}(C)$. $a : b : c = 0,7019 : 1 : 0,6961$; $\alpha = 69^\circ 51'$, $\beta = 102^\circ 14'$, $\gamma = 97^\circ 06'$ (по рентгеновским данным).



Фиг. 16. Структура уолстромита (по Дент Глассеру и др.)

1 — проекция вдоль оси b ; мелкие черные кружки — Si, крупные, средние и мелкие светлые кружки соответственно — Ba, Ca и O; связи Si—O обозначены штрихами; 2 — проекция на $(10\bar{1})$; показаны слои из трехчленных колец $[Si_3O_6]$

Возможные формы (наблюдались как плоскости спайности) [2]:

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ
$b\ 010$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$a\ 100$	$86^\circ 50'$	$90^\circ 00'$	$w\ 011$	$29^\circ 19'$	$23^\circ 56'$

Кристаллы несовершенные, короткопризматические, вытянутые по оси a . Физ. св. Сп. по (011) и (010) совершенная, по (100) менее совершенная, Тв. $3\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,67 (вычисл. 3,73). Цв. белый, бесцветный. Бл. полустеклянный, на плоскости спайности перламутровый. В коротких ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 2652 \text{ \AA}$) светится тускло-розовым цветом, в длинных ($\lambda = 3650 \text{ \AA}$) — ярко-розовым.

Микр. [2]. Бесцветен. Двуосный (—). Ориентировка оптической индикатриссы: для N_p — $\varphi 236^\circ \pm 6^\circ$ и $\rho 59^\circ \pm 2^\circ$; N_m — $\varphi 122,5^\circ \pm 7^\circ$ и $\rho 56^\circ \pm 3^\circ$, N_g — $\varphi 358^\circ \pm 6^\circ$ и $\rho 49^\circ \pm 2^\circ$. $n_g = 1,685$, $n_m = 1,684$. $n_p = 1,668$; $n_g - n_p = 0,017$; $2V = 30^\circ$. Дисперсия опт. осей слабая.

Хим. Теор. состав: CaO — 25,16, BaO — 34,41, SiO₂ — 40,43. Анализы уолстромита из Фресно (анал. Патмен) [2]:

	1	2	1	2	1	2		
K ₂ O	<0,05	<0,05	FeO	<0,02	<0,01	SiO ₂	39,6	38,8
MgO	<0,05	<0,1	SrO	0,53	—	TiO ₂	<0,01	0,03
CaO	26,1	26,2	BaO	33,3	34,5	H ₂ O	Не обн.	Не обн.
MnO	0,33	0,18	Al ₂ O ₃	0,07	—	Сумма	~100,0	~100,0

Диагн. исп. Легко разлагается холодными разбавленными кислотами с выпадением кремнезема. Растворы щелочей на минерал не действуют.

Повед. при нагрев. При нагревании до 1200° не изменяется, при 1200° начинает плавиться, при 1320° плавится инконгруэнтно с образованием псевдоволастонита [4].

Наход. Обнаружен среди санборнит-кварцевой породы в округе Фресно в шт. Калифорния (США), частью в виде тонких (до 6 мм) прослоек, а также в воластонитовом кварците. Ассоциируется с санборнитом, кварцем, воластонитом, цельзианом, тарамеллитом, пирротином, пиритом, витеритом, фреснонитом. Содержит включения цельзиана и кварца.

Искусств. Получен при 1350° вместе с псевдоволастонитом из смеси BaCO₃, CaCO₃ и SiO₂, взятых в стехиометрических соотношениях [1—3]. При добавке 10% BaCl₂ в качестве флюса получен при 950° без псевдоволастонита [4, 5].

Отл. От санборнита отличается ярко-розовым свечением в длинноволновых ультрафиолетовых лучах (3650 Å) [2].

Межплоскостные расстояния уолстромита из Фресно [2]

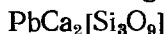
Св-излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
010	5	9,0	11 $\bar{1}$	10	3,88	12 $\bar{1}$	10	2,91
100	20	6,58	1 $\bar{1}$ 1	5	3,53	21 $\bar{1}$	15	2,78
001	5	6,17	121	15	3,35	2 $\bar{2}$ 0; 201; 112	20	2,70
1 $\bar{1}$ 0	5	5,44	200; 012	10	3,28	102; 212	15	2,61
110	10	5,07	2 $\bar{1}$ 1	15	3,20	220	5	2,585
020; 01 $\bar{1}$	15	4,40	20 $\bar{1}$; 2 $\bar{1}$ 0	10	3,15	20 $\bar{2}$	5	2,485
101	10	4,13	022	15	3,06	221	10	2,425
1 $\bar{2}$ 1	5	4,02	10 $\bar{2}$; 131; 030	100	2,99			

Л и т е р а т у р а

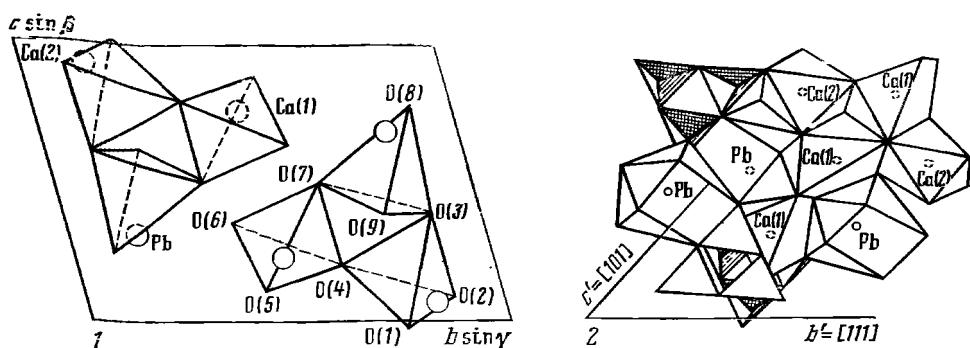
1. Stinson M. C., Alfors J. T. Mineral Inform. Service. California. Div. mines and geol., 1964, 17, N 12, 235.
2. Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A., Pabst A. Am. Min., 1965, 50, N 3-4, 314.
3. Dent Glasser L. S., Glasser F. P. Am. Min., 1968, 53, N 1-2, 9.
4. Eskola P. Am. J. Sci., 1922, ser. 5, 4, 331.
5. Glasser F. P., Dent Glasser L. S. Zs. Krist., 1961, 116, N. 3—6, 263.

Маргаросанит Margarosanite



Название от греч. μαργαριτης (маргаритес)—перламутр и σανίς (санис)—таблитчатый [1].

Характ. выдел. Агрегаты тонких пластинок или стебельчато-игольчатых кристаллов [2, 3].



Фиг. 17. Структура маргаросанита (по Фриду и Пикору)

1 — проекция вдоль оси c ; 2 — проекция вдоль оси $a' = [2\bar{1}2]$ на плоскость, приблизительно параллельную слоям плотнейшей упаковки (видны два тетраэдрических и один октаэдрический слой)

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $Z = 2$. Центросимметричность подтверждена анализом статистики отражений, элементарная ячейка псевдомоноклинная [3].

a_0 (Å)	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0 : b_0 : c_0$	Ссылка
6,768	9,575	6,718	$110^\circ 21'$	$102^\circ 59'$	$83^\circ 01'$	0,706 : 1 : 0,701	[3]
6,77	9,64	6,75	$110\ 35$	$102\ 00$	$88\ 30$	0,702 : 1 : 0,700	[4]
6,75	6,77	9,64	$88\ 30$	$110\ 35$	$102\ 00$	0,999 : 1 : 0,702	[5]

Основными структурными элементами [3] в маргаросаните являются трехчленные кольца из SiO_4 -тетраэдров ($\text{Si}-\text{O} = 1,587-1,680$ Å) и цепи из соединенных ребрами $\text{Ca}(1)\text{O}_6$ -октаэдров, направленных вдоль $[101]$. Два слоя атомов кислорода в основании октаэдров уложены по принципу плотнейшей упаковки. К цепям октаэдров сверху и снизу присоединяются связанные вершинами попарно тетраэдрические трехчленные кольца; они соединяют соседние цепи с образованием трехэтажного слоя сложного строения. Дополнительные связи между цепями осуществляются октаэдрами $\text{Ca}(2)\text{O}_6$ и семивершинниками PbO_7 , имеющими общие ребра с октаэдрами цепей (фиг. 17). Псевдогексагональная ось c перпендикулярна к плоскости слоя плотно упакованных атомов кислорода, ось b перпендикулярна Ca -цепям, ось a параллельна им [3].

Флинк [2] среди образцов из Лонгбана обнаружил кристаллы с формами $a(100)$, $b(010)$, $c(001)$, $m(110)$, $n(1\bar{1}0)$, $d(011)$, $e(0\bar{3}4)$ и определил граничные углы:

$cb(001) : (010) = 79^\circ 08'$	$mb(110) : (010) = 54^\circ 42'$	$nb(1\bar{1}0) : (0\bar{1}0) = 60^\circ 30'$
$ca(001) : (100) = 51\ 49$	$db(011) : (010) = 50\ 06$	$eb(0\bar{3}4) : (0\bar{1}0) = 46\ 07$
$ab(100) : (010) = 88\ 10$		

Армстронг [4] среди образцов Форда и Бредли из Нью-Джерси не обнаружил кристаллов, годных для гониометрических наблюдений. Результаты его измерения на трех спайных осколках не согласуются с данными Флинка для граничных углов [2]. Фрид и Пикор [3] среди спутанно-игольчатых агрегатов маргаросанита из Лонгбана (откуда происходят и образцы Флинка), также не нашли пригодных для измерения кристаллов, но по вейсенбергограмме установили, что удлинение игл отвечает $[101]$.

Физ. св. Сп. совершенная по (010) , ясная по (100) и средняя по (001) [4]. Трещины спайности по (010) и (100) пересекаются под углами 78 и 102° [1, 2]. Тв. $1\frac{1}{2}-3$. Микротвердость на плоскостях спайности — в пределах $118,6-152,8$ кгс/мм², средняя 146 кгс/мм², что в пересчете на тв. по Моссу (по формуле М. М. Хрущева) составляет около 4 [6]. Уд. в. $4,33$ (вычисл. $4,30$) [4]; $3,99-4,39$ [1, 2]. Бесцветный. Черта белая. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачный. В ультрафиолетовых лучах флуоресцирует бледно-фиолетовым цветом.

Микр. В прох. свете бесцветный. Не плеохроирует. Двуосный (—). По Армстронгу [4], $n_g = 1,798$, $n_m = 1,771$, $n_p = 1,727$ (все $\pm 0,002$); $n_g - n_p = 0,071$; на спайных обломках $n'_g = 1,797$ и $n'_p = 1,731$, причем направление n'_p близко к биссектрисе ($41, 37^\circ$) истинного угла оптических осей, $2V_{Np} = 78^\circ$. Дисперсия $v > r$, сильная. По Форду и Брэдли [1]: $n_g = 1,807$, $n_m = 1,773$, $n_p = 1,729$, $n_g - n_p = 0,078$; в сечениях, в которых углы Np с трещинами спайности равны 44° и 34° ; $n'_g = 1,795$, $n'_p = 1,73$ и (—) $2V = 83^\circ$.

Хим. Теор. состав: $PbO - 43,29$, $CaO - 21,75$, $SiO_2 - 34,96$.

Анализы маргаросанита из Франклина, шт. Нью-Джерси [1] и Лонгбана, Швеция [2] соответственно: $MgO -$ не обн. и $0,20$, $CaO - 21,73$ и $20,28$; $BaO -$ не обн. и $0,69$, $MnO - 1,14$ и $2,17$; $PbO - 43,50$ и $41,74$; $SiO_2 - 33,71$ и $34,72$; $H_2O - 0,58$ и $0,10$; сумма $100,66$ и $99,90$.

Диagn. исп. Растворим в HNO_3 с выделением кремнезема. Легко плавится в восстановительном пламени, образуя непрозрачное серое стекло и окрашивая пламя в светло-лазурный цвет; в окислительном пламени плавится с трудом с образованием аметистового стекла. П. п. тр. на угольной пластинке дает налеты окислов свинца и шарики металлического свинца.

Нахожд. Редкий. Известен в месторождениях Франклин (шт. Нью-Джерси, США) [1] и Лонгбан (Швеция) [2]. Во Франклине маргаросанит ассоциируется с алмандином, ганкокитом, рёблингитом, назонитом, франклинитом, виллемитом, аксинитом, датолитом, манганофиллитом и баритом. В Лонгбане ассоциируется с назонитом, шефферитом, апофиллитом, кальцитом и таумаситом.

Искусств. Синтезирован в гидротермальных условиях при 350° и давлении 2 кбар за 48 часов [7].

Межплоскостные расстояния маргаросанита из Нью-Джерси [3, 7]

$CuK\alpha$ -излучение, Ni-фильтр

<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>
1	8,95	0,5	3,243	0,5	2,528	1	1,994	1	1,742
2	6,57	3	3,196	0,5	2,442	1	1,967	0,5	1,721
1	6,13	3	3,156	0,5	2,414	0,5	1,940	1	1,670
2	5,18	1	3,073	0,5	2,347	2	1,928	0,5	1,640
3	5,08	5	3,028	1	2,312	0,5	1,906	0,5	1,617
2	4,47	10	2,978	1	2,245	1	1,886	2	1,598
2	4,371	2	2,921	2	2,194	0,5	1,870	0,5	1,582
1	4,120	1	2,760	0,5	2,189	1	1,852	1	1,565
0,5	3,889	3	2,688	2	2,144	0,5	1,840	0,5	1,559
2	3,756	4	2,673	1	2,099	2	1,822	1	1,538
2	3,489	1	2,651	2	2,083	0,5	1,807	Крсе тсго, 19 слабых линий до 1,1328	
1	3,356	0,5	2,636	1	2,038	0,5	1,786		
0,5	3,269	3	2,611	1	2,029	0,5	1,765		

Л и т е р а т у р а

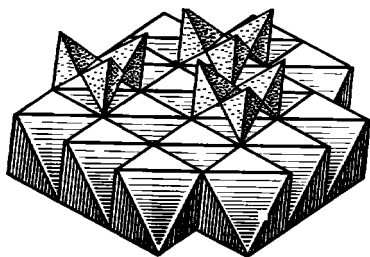
1. Ford W. E., Bradley W. M. Am. J. Sci., 1916, (4) 42, N 248, 159.
2. Flink G. Geol. För. Förhandl., 1917, 39, 426.
3. Freed R., Peacor D. Zs. Krist., 1969, 128, H. 3—6, 213.
4. Armstrong R. L. Am. Min., 1963, 48, N 5-6, 698.
5. Glasser F. P., Glasser L. S. Am. Min., 1964, 49, N 5-6, 781.
6. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 121.
7. Ito J. Am. Min., 1968, 53, N 1-2, 231.

Псевдоволластонит Pseudowollastonite



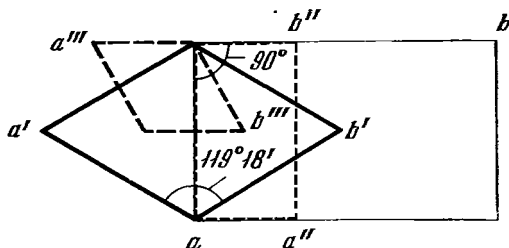
Назван Лакруа (1895) по сходству с волластонитом. Как искусственный продукт описан Бренозой в 1885 г. под названием «буржуазит» (bourgeoisite) [1].

Синон. Цикловолластонит — cyclo wollastonite (Штрунц, 1966); параволластонит (Поваренных, 1966).



Фиг. 18. Структура псевдоволластонита (по Белову)

Тройные кольца $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ опираются на $1/3$ пустых тетраэдров в брусьеподобном слое из Са-октаэдров



Фиг. 19. Взаимоотношения различных ячеек в структуре псевдоволластонита (по Джефри и Хелеру)

Ось c общая для всех ячеек; триклинная псевдоромбическая ячейка — a, b (обозначена тонкой сплошной линией); псевдогексагональная ячейка — a', b' (жирной сплошной линией); моноклинная субъячейка — $a'' = a, b'' = 1/2b'$ (тонким пунктиром); псевдогексагональная субъячейка — a''', b''' (жирным пунктиром)

Характ. выдел. Зерна неправильной формы и их скопления, несовершенные кристаллы (0,05—0,1 мм).

Структ. и морф. крист. Трикл. с., псевдогексагональный, $C_2^1 - P\bar{1}$ или $C_1^1 - P1$. $a_0 = 6,90, b_0 = 11,78, c_0 = 19,65 \text{ \AA}, \alpha = 90^\circ, \beta = 90^\circ 48', \gamma = 90^\circ; Z = 8$ [2].

Псевдоволластонит — высокотемпературная модификация CaSiO_3 . Структура его непосредственно не изучалась. Так как $\alpha\text{-CaSiO}_3$ изоструктурен с некоторыми искусственными соединениями, в частности с SrGeO_3 и SrSiO_3 [3], то для выяснения структуры $\alpha\text{-CaSiO}_3$ было выполнено монокристалльное изучение SrGeO_3 [4]. Сделан вывод, что структура $\alpha\text{-CaSiO}_3$ состоит из гексагональных слоев с симметрией $62m$, нормальных к оси c . В интерпретации Белова [5] слои двухэтажные; первый этаж представлен сплошным слоем брусьевого типа из крупных СаО₆-октаэдров; одна треть тетраэдрических пустот этого слоя перекрыта во втором этаже островными тройными кольцами из SiO₄-тетраэдров (фиг. 18); гексагональные слои накладываются друг на друга таким образом, что структура в целом имеет у SrGeO_3 моноклинную, а у $\alpha\text{-CaSiO}_3$, по-видимому, триклинную ячейку [2]. Триклинная ячейка псевдоволластонита псевдоромбическая, кроме того в ней можно выделить моноклинную и псевдогексагональную субъячейки (фиг. 19).

Кристаллы псевдоволластонита имеют вид несовершенных гексагональных пластинок [6].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Физические свойства очень близки к таковым волластонита. Бесцветный. Тв. 5 [6]. Уд. в. 2,905. (Винчел, 1967), 2,898 [7]. В расчете на 1 моль CaSiO_3 для псевдоволластонита мольный объем $V^0 = 40,08 \pm 0,08 \text{ см}^3/\text{моль}$ (при комнатной температуре и 1 атм) [7]; значения $S_{298,15}^0 = 20,6 \pm 0,05 \text{ кал/моль}\cdot\text{град}$ и $C_p^{298,15} = 20,66 \pm 0,40 \text{ кал/моль}\cdot\text{град}$ [8], уравнение температурной зависимости теплоемкости: C_p (в $\text{кал/моль}\cdot\text{град}$) = $25,85 + 3,94 \cdot 10^{-3}T - 5,65 \cdot 10^{-5}T^2$ (298—1700 К) [9]. Эти данные в сочетании с термодинамическими свойствами волластонита дают для реакции волластонит—псевдоволластонит $\Delta H_{293,15}^0 = 1,61 \pm 0,85 \text{ ккал/моль}$ и $\Delta H_{298,15}^0 \text{ CaSiO}_3$ (псевдоволластонит) = $-389,15 \pm 1,0 \text{ ккал/моль}$.

Микр. Природный псевдоволластонит в шлифах наблюдается в виде зерен (0,1 × 0,05 мм.), реже — неправильных гексагональных призм с корродированными гранями [10]. Искусственный $\alpha\text{-CaSiO}_3$ представлен гексагональными пластинчатými кристаллами различной степени совершенства [6], (Винчел, 1967). Бесцветен. Практически одноосный (+) [10]. Искусственный

α -CaSiO₃ имеет 2E от 0 до 8—9° (по Дельтеру). $Ng \perp (001)$, $aNp = 0—2^\circ$. $n_g = 1,648—1,654$, $n_m = 1,611$, $n_p = 1,610—1,614$, $n_g - n_p$ (измер.) = 0,025—0,041 [6, 10]. Нередки полисинтетические двойники, отмечена спайность по (001) [11]. В природном псевдоволластоните на базальной плоскости наблюдаются следы двух пересекающихся трещин спайности [10].

Хим. Теор. состав: CaO — 48,27; SiO₂ — 51,73. В виде твердого раствора содержит до 2% CaO или SiO₂, поэтому соотношение между составляющими окислами может несколько отличаться от теоретического [6].

Повед. при нагрев. Псевдоволластонит устойчив при давлении 1 бар от 1125 ± 10° до температуры его конгруэнтного плавления при 1542 ± 2° [6, 12, 13]. С повышением давления температурный интервал устойчивости псевдоволластонита сокращается и при давлениях выше 23 кбар из расплава метасиликата кальция вместо псевдоволластонита кристаллизуется волластонит. По данным ряда авторов [12, 14], параметры невариантного равновесия: волластонит + псевдоволластонит + расплав составляют: P = 23 кбар и T = 1600 ± 10°.

Наход. Псевдоволластонит встречен в метеоритном кратере Каали (Эстонская ССР), где является главной составной частью шлака, образовавшегося за счет доломита [15]; в уникальных термально-метаморфизованных третичных мергелях Юго-Западного Ирана [10]; в графитовых месторождениях близ Пфафенройта в Баварии (ФРГ), где сопровождается графитом, флогопитом, шпильею, титанитом, скаполитом [16].

Искусств. Экспериментально псевдоволластонит получен при быстрой кристаллизации (закалке) расплава из смеси CaO и SiO₂. Впервые синтез минерала осуществлен в середине прошлого столетия (Лешартье, 1868). С тех пор псевдоволластонит неоднократно синтезировался тем же путем при изучении различных систем с CaO и SiO₂ [17—25]. Является обычной составной частью различных металлургических шлаков [26—29]. Образуется при обжиге в динасовых огнеупорах с известковой связкой, в перерожденной зоне шамотной футеровки цементных печей, предназначенных для обжига клинкера порландцемента, в шамотной кладке печей для обжига известняка [27], в футеровке доменных печей [30], в огнеупорных насадках регенераторов мартевовских печей [31]. α -CaSiO₃ наблюдался среди продуктов кристаллизации известково-натровых стекол [27]. Рингвуд и Мэйджор [32] при давлении 65—250 кбар и температуре 1300—900° из стекла состава CaSiO₃ получили триклинную плотную модификацию силиката кальция (уд. в. 3,05) с кольцевым расположением кремнекислородных тетраэдров [33]. Эссен [34] определил P—T координаты равновесия этой модификации с волластонитом: P_{бар} = 32810—4,7 T°. Лин Гун-лин и Рингвуд [35] при P = 160 кбар и T > 1500° синтезировали кубическую модификацию CaSiO₃ (перовскитовой структуры) с параметром $a_0 = 3,485 \pm 0,008 \text{ \AA}$ и плотностью 4,65 г/см³.

Отл. В базальных сечениях сходен с зернистым кальцитом, от которого отличается положительным оптическим знаком и величиной показателей преломления. От низкотемпературных модификаций CaSiO₃ (волластонита и параволластонита) отличается характером выделений, практически одноосной коноскопической фигурой в базальных сечениях, высоким двупреломлением и положительным оптическим знаком.

Межплоскостные расстояния искусственного псевдоволластонита *

CuK α -излучение							
hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
100	10	5,87	205	20	2,35	10Д ¹	1,529
101	40	5,73	211	20	2,21	60	1,493
102	20	5,10	212	20	2,17	10	1,434
103	40	4,39	213	20	2,10	30	1,400
005	10	3,97	214	10	2,03	5	1,394

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
104	20	3,75	300; 118	80	1,96	10	1,358
—	10	3,58		10	1,94	10	1,330
110	40	3,41		30	1,828	30	1,292
112; 105	100	3,20		20	1,742	40	1,251
114	80	2,79		10	1,708	30	1,221
203	10	2,69		30	1,684	10	1,203
204	10	2,53		30	1,601	10Д	1,181
116	60	2,46		10Д	1,533	10Д	1,178

* ASTM, 10-486; $a_0 = 6,82$, $b_0 = 6,82$, $c_0 = 19,65 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ 24'$, $\beta = 90^\circ 24'$, $\gamma = 119^\circ 18'$

Л и т е р а т у р а

1. Brenosa R. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 1885, 14, 129.
2. Jeffery J. W., Heller L. Acta Cryst., 1953, 6, 807.
3. Liebau F. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1209.
4. Хильмер В. Кристаллография, 1962, 7, вып. 6, 704.
5. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, вып. 16, 23.
6. Rankin G. A., Wright F. E. Am. J. Sci., 1915. Ser. 4, 39, N 229, 1.
7. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, 74.
8. Термические константы веществ. М.: Изд-во ВИНТИ, 1978, вып. 9.
9. Kelley K. K. U. S. Bur. of Mines, Bull. N 584, 1960.
10. McLintock W. F. P. Min. Mag., 1932, 23, N 139, 219.
11. Ferguson J. B., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1919, 48, N 1, 165—188.
12. Huang W. L., Wyllie P. J. Am. Min., 1975, 60, N 3-4, 213.
13. Osborn E. F., Schaerer J. F. Am. J. Sci., 1941, 239, 715.
14. Кусиро И. В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. 1975, 55.
15. Юдин И. А., Смышляев С. И. Тр. Ин-та геол. АН СССР. Метеоритика, 1963, 11, 53.
16. Hochleitner R. Aufschluss, 1972, 23, 340
17. Allen E. T., White W. P., Wright F. E. Am. J. Sci., 1906, 21, 89.
18. Bowen N. L., Schairer J. E., Posnjak E. Am. J. Sci., Ser. S, 1933, 26, No. 153, 193.
19. Clark C. B. J. Am. Ceram. Soc., 1946, 29, N 1, 25.
20. Vei Chow Juan. J. Geology, Chicago, 1950, 58, N 1, 1.
21. De Vries R. C., Roy R., Osborn E. F. J. Am. Soc., 1955, 38, N 5, 158.¹
22. Crodkiwicz W. H., Van Uitert L. G. J. Am. Ceram. Soc., 1963, 46, N 7, 356.
23. Mishel-Levi M. Ch. Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 84, N 1, 29.
24. Батанова А. М., Ормонт Н. Н. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, геол., 1964, № 5, 70.
25. Heitmann R., Franke W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1970, 47, H. 3, 165.
26. Vogt J. H. L. Zs. Krist., 1892, 1, 66.
27. Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, 1952, т. 3.
28. Лапин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 281.
29. Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Басов В. Т. В кн.: Исследование доменного процесса. ИМЕТ АН СССР, 1957, 196.
30. Карякин Л. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 359; Тр. 6-го совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 370.
31. Пятикоп П. Д., Шаповалов В. С. В кн.: Эксперименты в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, 191.
32. Ringwood A. E., Major A. Earth Planet. Sci. Lett., 1967, 2, N 2, 106.
33. Trojer F. J. Zs. Krist., 1969, 130, H. 1—3, 185.
34. Essene E. Contrib. Mineral. Petrol., 1974, 45, N 3, 247.
35. Lin Gun-lin, Ringwood A. E. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 28, N 2, 209.

СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫМИ И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ВЕРПЛАНКИТА

ГРУППА ВЕРПЛАНКИТА

Верпланкит $\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_8\text{Cl}_9(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$
 Мюирит $\text{Ba}_{10}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ti})_4[\text{Si}_8\text{O}_{24}](\text{OH}, \text{Cl}, \text{O})_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Верпланкит	Гексаг.	16,398	7,200	3,45
Мюирит	Тетраг.	14,030	5,635	3,86

Верпланкит и мюирит близки по составу (бариевые хлорид-силикаты) и по типу структуры — широко открытые каркасы, образованные 4 (8)-членными кремнекислородными кольцами и (Ca), Mn, Ti(Fe)-полиэдрами, с атомами Ba, Cl и молекулами H_2O в крупных каналах. Подобную структуру имеет синтетическое соединение $[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{16}]\text{Ba}_3\text{Cl}_2(\text{OH}, \text{Cl})$.

Л и т е р а т у р а

1. Kampf A. R., Khan A. A., Baur W. H. Am. Min., 1973, 58, N 11-12, 1103.

Верпланкит Verplanckite

$\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_8\text{Cl}_9(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$

Назван по имени калифорнийского геолога У. Вер-Планка [1].

Характ. выдел. Зерна, радиально-лучистые скопления призматических кристаллов (около 0,5, редко до 3 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^1 — $P6/mmm$. $a_0 = 16,398$, $c_0 = 7,200$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,439$ [2], $a_0 = 16,35$, $c_0 = 7,17$ Å; $Z = 1$ [3, 4].

Основа структуры [2, 5] (фиг. 20) — трехмерный широко открытый каркас из четырехчленных колец $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ и тройных групп (Mn, Ti, Fe)-полиэдров. Характерной чертой структуры являются гексагональные пустоты, расположенные параллельно оси c и имеющие эффективный диаметр 7,2 Å. Их стенки инкрустированы атомами Ba в координации с атомами кислорода SiO_4 -тетраэдров и с атомами Cl, находящимися в полостях. Часть групп (OH) и H_2O также находится в полостях. Межатомные расстояния (в Å) и углы [5]: Si — O от 1,59 до 1,66; (Mn, Ti, Fe) — O = 2,07; Ba — O от 2,79 до 3,20; Ba — Cl от 3,10 до 3,68; Si — O — Si = 146 и 175°; O — (Mn, Ti, Fe) — O = 90,4 и 162,5°.

На одном кристалле установлены грани (0001), (10 $\bar{1}$ 0), (11 $\bar{2}$ 0) и, предположительно, (50 $\bar{5}$ 2), (5.5. $\bar{1}$ 0.4) и др. Кристаллы удлинены по оси c .

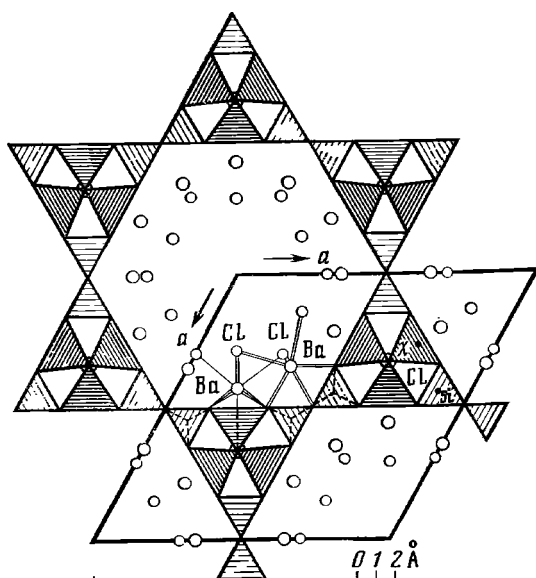
Физ. св. Сп. по (11 $\bar{2}$ 0) совершенная, отдельность по (0001). Тв. 2 $\frac{1}{2}$ — 3. в. 3,52 (вычисл. 3,45). Цв. буровато-оранжевый до светло-буроватого. Черта бледно-оранжевая. Бл. стеклянный [3].

При электромагнитном разделении попадает в магнитную фракцию. Не флуоресцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. Плеохроизм по No — оранжево-желтый, по Ne — бесцветный. Одноосный (—), $n_o = 1,683$, $n_e = 1,672$ [4].

Хим. Анализ верпланкита из округа Фресно в шт. Калифорния США (анал. Патмен) [5]:

	1	2
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	<0,05	<0,05
MgO	0,25	0,15
CaO	0,25	0,19
SrO	0,07	—
BaO	52,98	52,33
MnO	8,7	8,7
FeO	0,8	1,9
Al ₂ O ₃	0,23	0,41
SiO ₂	20,99	20,9
TiO ₂	2,03	1,72
Cl	3,5	3,5
F	0,6	0,6
П. п.	10,6	10,6
Сумма	101,05	101,05
—O=Cl ₂ +F ₂	1,05	1,05
	100,00	100,00



Фиг. 20. Структура верпланкита вдоль оси c (по Кампу и др.)

$X = \text{Mn, Ti, Fe}$

Потеря при прокаливании трактуется как H₂O; K₂O, Na₂O и Cl определены рентгеноспектральным методом [5].

Диагн. исп. Медленно растворяется в разб. HCl. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. При нагревании до 860° теряет в весе около 9,4%, до 1000° — дополнительно 1,2%; наибольшая потеря веса — до 300°. При быстром нагревании до 900° становится черным, при 1100° — пурпурным, при 1200° сплавляется в красновато-бурое стекло.

Находж. В очень небольшом количестве встречен в санборнито-кварцевых метаморфических породах округа Фресно в шт. Калифорния (США); ассоциируется с целезианом, диопсидом, тарамеллитом, пирротином, пиритом, фреснонитом, мюиритом, траскитом [3].

Межплоскостные расстояния верпланкита из Фресно [3]

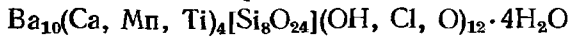
SiK_α-излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	I	$d_i(\text{Å})$	hkl	I	d
10 $\bar{1}$ 0	65	13,8	32 $\bar{5}$ 1	70	2,97
11 $\bar{2}$ 0	15	8,23	30 $\bar{3}$ 2; 41 $\bar{5}$ 1; 50 $\bar{5}$ 0	30	2,858
—	5	7,28	33 $\bar{5}$ 0	70	2,738
11 $\bar{2}$ 0; 21 $\bar{3}$ 0	45	5,39	31 $\bar{4}$ 2; 50 $\bar{5}$ 1	30	2,652
20 $\bar{2}$ 1	5	5,08	33 $\bar{5}$ 1	5	2,564
21 $\bar{3}$ 1	20	4,31	40 $\bar{4}$ 2	5	2,522
22 $\bar{4}$ 0	5	4,095	51 $\bar{5}$ 1	5	2,398
30 $\bar{3}$ 1	100	3,95	41 $\bar{5}$ 2; 43 $\bar{7}$ 0	15	2,348
0002, 22 $\bar{4}$ 1; 40 $\bar{4}$ 0	30	3,58	60 $\bar{3}$ 1; 52 $\bar{7}$ 0	20	2,246
11 $\bar{2}$ 2	5	3,28	50 $\bar{5}$ 2	5	2,225
20 $\bar{2}$ 2	15	3,22	21 $\bar{3}$ 3; 33 $\bar{5}$ 2	30	2,176
41 $\bar{5}$ 0	5	3,10	30 $\bar{3}$ 3	20	2,144

Л и т е р а т у р а

1. Alfors J. T., Stinson M. C. Mineral Inform. Service. California, 1965, 18, N 2, 27.
2. Kampf A. R., Khan A. A., Baur W. H. Am. Min., 1973, 58, N. 11-12, 1103.
3. Kampf A. R., Khan A. A., Baur W. H. Acta. Cryst., 1973, 29, N 9, 2019.
4. Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A., Pabst A. Am. Min., 1965, 50, N 3-4, 314.
5. Alfors J. T., Putmak W. Am. Min., 1965, 50, N 9, 1500.

Мюирит Muirite

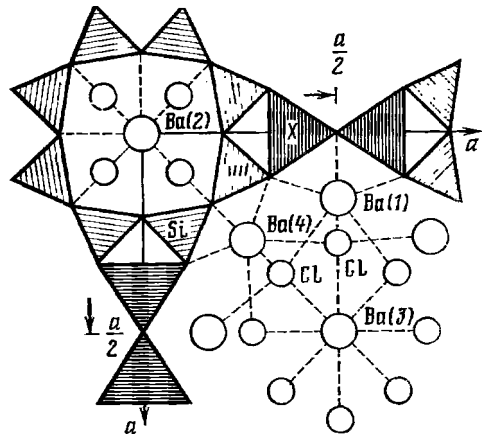


Назван по имени Дж. Мюира — американского альпиниста и натуралиста [1].

Характ. выдел. Отдельные зерна (до 1 мм) и их скопления (до 3 мм) [2].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^1 - P4/mmm$ [3]. $a_0 = 14,030, c_0 = 5,635 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,4016$ [3]. $a_0 = 13,942, c_0 = 5,590 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,4009$ [2]; $Z = 1$.

В структуре мюирита (фиг. 21) [3] дискретные восьмичленные кремнекислородные кольца $[Si_8O_{24}]$ соединены впервые встреченными в силикатах двояными тригональными XO_6 -призмами ($X = Ca, Mn, Ti$) в открытый трехмерный каркас. Пустоты каркаса заселены атомами Ba и Cl, а также водой. Характерной чертой структуры является не только неполная заселенность позиций катионов — Ba(3) и X = (Ca, Mn, Ti), но и отсутствие одного из кремнекислородных радикалов, входящих в кремнекислородный радикал. Два из неэквивалентных атомов Ba окружены O и Cl с обычной для Ba координацией: у Ba(1) координационное число 10, у Ba(4) — 11, атом Ba(2) окружен 16 O, Ba(3) — 8Cl. Силикатная часть — восьмичленные тетраэдрические кольца $[Si_8O_{24}]$, располагаясь в широких структурных каналах, служат для укрепления структуры [4]. Межатомные расстояния (в \AA) [3]: Si—O от 1,601 до 1,654; X—O от 2,244 до 2,338; Ba(1)—O от 2,753 до 2,834; Ba(1)—Cl 3,226 и 3,340; Ba(2)—O от 2,910 до 3,592; Ba(3)—Cl 3,235 и 3,435; Ba(4)—O от 2,756 до 3,362; Ba(4)—Cl 3,271 и 3,288.



Фиг. 21. Структура мюирита в проекции вдоль оси c (по Кхану и Бауру)

$X = Ca, Mn, Ti$

Кристаллы несовершенные [2].

Наиболее обычны грани c (001), a (100), более редки m (110), отмечены несколько граней ($h0l$).

Физ. св. Сп. неясная по (100) и (001). Уд. в. 3,86 (вычисл. 3,88) [5]. Тв. около 2 1/2. Цв. оранжевый. Бл. полустеклянный. Черта бледно-оранжевая. Не флуоресцирует.

Микр. Плеохроизм отчетливый, по Ne — бесцветный, по No — оранжевый. Одноосный (+), $n_e = 1,704, n_o = 1,697, n_e - n_o = 0,007$; довольно обычны аномальные пурпурно-бурые цвета интерференции.

Хим. Анализ мюирита из Фресно (анал. Патмен) [5]: $K_2O - 0,1; MgO - 0,11; CaO - 4,67; SrO - 0,13; BaO - 59,6; MnO - 2,04; FeO - 0,4; Al_2O_3 - 0,53; SiO_2 - 22,15; TiO_2 - 4,17; H_2O - 1,8; Cl - 4,5; F - 1,4$; сумма 101,60 — 1,60 = 100,00. На основе анализа вычислена формула, несколько отличающаяся от структурной: $Ba_{10}Ca_2MnTi Si_{10}O_{30} (OH, Cl)_{10}$ [3].

Диагн. исп. Разлагается разбавленными HCl и HNO_3 . В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. При 400° теряет в весе 0,4%, при $700^\circ - 1,7%$, при $1000^\circ - 2,4%$ [2]. При быстром нагревании до 900° становится бурым, при дальнейшем нагревании — розовым. При 1100° начинает плавиться и при 1200° сплавляется в бледно-лиловое стекло [2].

Находж. Первичный породообразующий минерал санборнит-кварцевых пород округа Фресно в шт. Калифорния (США); найден в ассоциации с верпланкитом [2].

Межплоскостные расстояния мюирита из Фресно [2]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ м								
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	25	10,0	301	50	3,60	212	20	2,571
200	15	7,17	400	60	3,51	501; 431	15	2,515
210	5	6,33	330	60	3,31	440	10	2,475
001	5	5,57	420	10	3,14	530	15	2,404
101	10	5,20	401	15	2,97	600	15	2,335
220	20	4,95	411	100	2,91	441	15	2,276
300	5	4,67	331	15	2,85	620	25	2,214
310; 201	75	4,42	002; 500	40	2,814	412; 601	40	2,154
211	20	4,21	421	40	2,743	422; 630	40	2,094
221	60	3,73	202; 520	25	2,607	401; 541	25	2,042

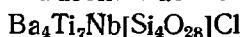
Л и т е р а т у р а

1. Stinson M. C., Alfors J. T. Mineral. Inform. Service. California, 1964, 17, N 12, 235.
2. Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A., Pabst A. Am. Min., 1965, 50, N 3-4, 314; Alfors J. T., Stinson M. C. Mineral. Inform. Service. California, 1965, 18, N 2, 27.
3. Khan A. A., Baur W. H. Science, 1971, 173, 3961.
4. Малиновский Ю. А., Победимская Е. А., Белов Н. В. В кн.: Проблемы кристаллологии. Изд. Моск. ун-та, 1976, вып. 2, 143.
5. Alfors J. T., Putman G. W. Am. Min., 1965, 50, N 9, 1500.

СТРУКТУРА ТИПА БАОТИТА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Баотит Ba $_4$ Ti $_7$ Nb[Si $_4$ O $_{28}$]Cl	Тетраг.	19,99	5,908	4,74

Баотит Baotite



Назван по городу Баотоу (КНР), близ которого обнаружен [1]; впервые кратко описан Пэн Цзи-жуй [2].

Характ. выдел. Изометричные выделения (до 8—10 см) [1], кристаллы [3].

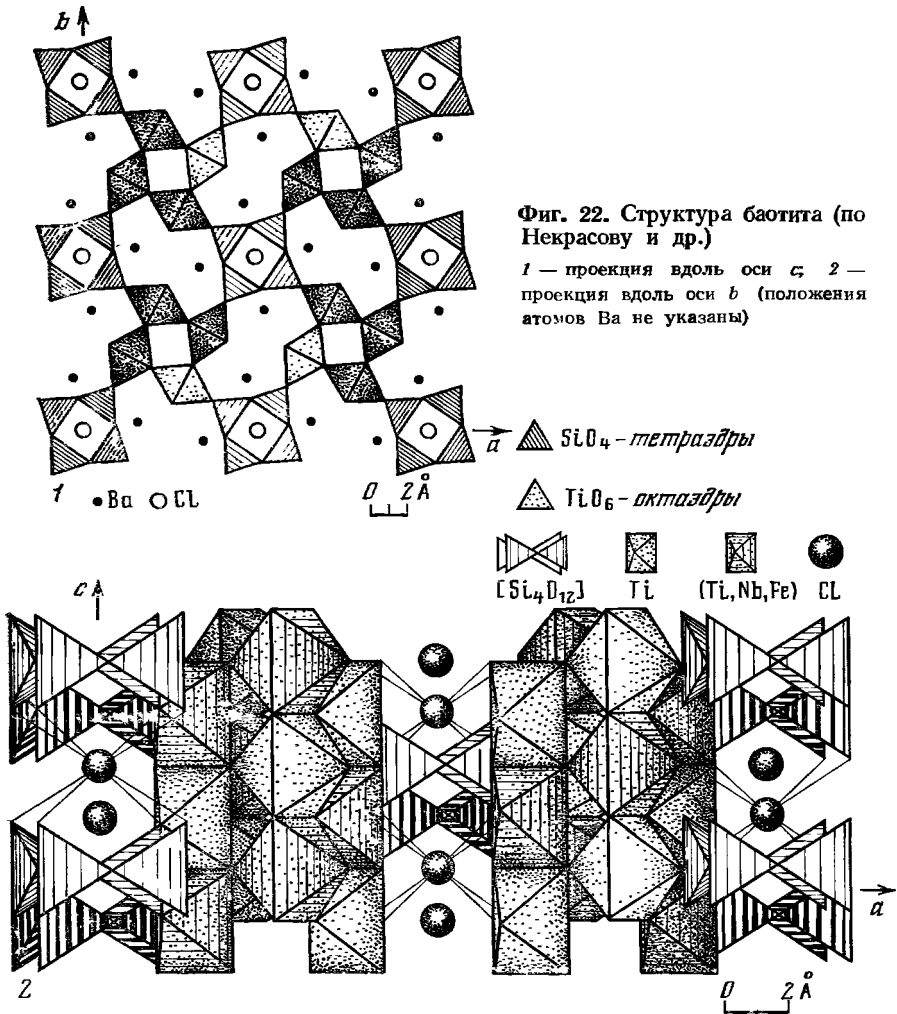
Структ. и морф. крист. Тетраг. с C_{4h}^5 — $I4_1/a$. $a_0 = 19,99$, $c_0 = 5,908$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,295$, по Некрасову и др. [4]; близкие данные — у Симонова [5], Хейнриха и др. [3]; $Z = 4$.

Структура характеризуется [4—7] кольцами [Si $_4$ O $_{12}$], которые нанизаны на четверные инверсионные оси и расположены в плоскостях, перпендикулярных этим осям, и бесконечными вертикальными колонками из счетверенных (Ti, Nb, Fe)O $_6$ -октаэдров, соединенных общими горизонтальными ребрами (фиг. 22). Атомы Cl находятся в каналах структуры. Различимы октаэдры двух типов: Ti(1)O $_6$ -октаэдры имеют общую грань и 2 общих ребра с Ba-полиэдрами (Ti(1)—Ba = 3,51, 3,20 и 3,95 Å); Ti(2)O $_6$ — (Ti, Nb)O $_6$ -октаэдры связаны с Ba-полиэдрами двумя общими ребрами (Ti(2)—Ba = 3,82 и 4,14 Å). Межатомные расстояния (средние значения, в Å): в SiO $_4$ -тетраэдрах Si—O = 1,622, O—O = 2,645; в TiO $_6$ -октаэдрах Ti—O = 1,983, O—O = 2,791; в (Ti, Nb, Fe)O $_6$ -октаэдрах (Ti, Nb, Fe)—O = 1,987, O—O = 2,891; в Ba-полиэдрах Ba—O = 2,939, один из окружающих барий анионов—Cl (Ba—Cl = 3,11).

Дипирамид. кл. C_{4h} — $4/m$ (L_4PC). $a : c = 1 : 0,3000$ [3].

Формы [3]:

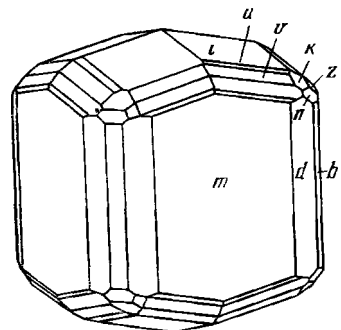
	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ	
b	010	0°00'	90°00'	k	031	0 00	41 59	w	231 33 41 47 15
d	120	26 34	90 00	n	051	0 00	56 18	y	341 36 52 56 18
m	110	45 00	90 00	u	132	18°26'	25°22'	z	411 75 58 51 45
i	011	0 00	16 42	v	121	26 34	33 51		



Кристаллы короткопризматические (фиг. 23).

Физ. св. Сп. отчетливая в двух направлениях под углом 90° , по-видимому, по (110) [3]. Тв. около 6. Микротвердость китайского образца 769 кгс/мм^2 . Уд. в. 4,42 баотита из Китая, 4,71 — из Монтаны (вычисл. 4,74). Цв. коричнево-черный. Бл. стеклянный. Главные максимумы ИК-спектра поглощения — 1106, 962 и 926 см^{-1} [8].

Микр. Плеохроизм сильный: у китайского по Ne — черно-коричневый, по No — зеленовато-желтый, $Ne > No$; у баотита из Монтаны по Ne — темно-красновато-бурый до почти черного, по No — бурый. Одноосный (+). Угасание относительно направления спайности диагональное. $n_e = 2,16$, $n_o = 1,94$, $n_e - n_o = 0,22$ у китайского [1]; $n_e = 2,0$, $n_o = 1,944$ у баотита из Монтаны [3].



Фиг. 23. Кристалл баотита, Монтана (по Хейнриху и др.)

Хим. Теор. состав: BaO — 39,00, TiO₂ — 35,60, SiO₂ — 15,23, Nb₂O₅ — 8,43, Cl — 2,25. Nb замещает Ti (NbCl → Ti, NbFe → TiTi) лишь в половине титановых октаэдров [4].

Анализы баотита из Внутренней Монголии (КНР) [1]:

1		2		1		2		1		2	
Na ₂ O	—	0,20	Fe ₂ O ₃	1,75	3,07	H ₂ O	—	0,52			
K ₂ O	—	0,13	Cr ₂ O ₃	—	0,05	Cl	2,17	2,01			
MgO	—	0,20	SiO ₂	13,20	14,17	Сумма	100,17	100,76			
CaO	—	0,41	TiO ₂	33,65	29,33	—O=Cl ₂	0,50	0,45			
BaO	38,60	37,55	Nb ₂ O ₅	10,80	11,50		99,67	100,31			
Al ₂ O ₃	—	1,62									

1 — анал. Быкова; 2 — анал. Капитонова.

В баотите из Монтаны спектроскопически определены SiO₂ — 12% и F — 0,4%, качественно установлено высокое содержание Ba, Ti, Nb и Fe [3]. В уральском баотите [9] содержится 5,0% Nb₂O₅ и 2,0% Ta₂O₅.

Наход. Впервые обнаружен во Внутренней Монголии (КНР), близ г. Баоту, в гидротермальных кварцевых жилах, залегающих в кварцитах недалеко от массива щелочных граносиенитов; ассоциируется с эгирином, щелочным амфиболом, альбитом, бастнезитом, галенитом, пиритом [1]. В округе Равалли, шт. Монтана (США) баотит встречен в карбонатных жилах с эшинитом, баритом, монацитом [3]. На западном склоне Урала обнаружен как аксессуарный минерал в щелочных метасоматитах с кальцитом, сульфидами, бастнезитом, баритом и др. [9]. Диагностика уральского баотита требует уточнения.

Изм. Отмечено образование по баотиту анатазового лейкоксена [1].

Межплоскостные расстояния баотита из Монтаны *

CuK_α-излучение, Ni-фильтр

<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	<1	5,7	602	10	2,23	004	<1	1,51
400	<1	5,0	642	4	2,09	204	2	1,49
321	6	4,02	732	4	1,98	763	6	1,45
411	<1	3,74	213	4	1,94	424	25	1,42
440	10	3,52	802	2	1,91	604	8	1,37
431	8	3,30	323	2	1,87	624	10	1,35
521	10	3,14	842	4	1,79	644	100	1,33
611	<1	2,91	523	10	1,76	734	2	1,31
202	8	2,85	613	8	1,70	804	8	1,30
222	<1	2,75	862	<1	1,66	824	4	1,27
631	4	2,69		<1	1,63		6	1,21
800	4	2,50		<1	1,57			
422	<1	2,46	743	4	1,55			

* ASTM, 14-657.

Л и т е р а т у р а

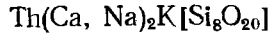
- Семенов Е. И., Хун Вен-син, Капитонова Т. А. ДАН СССР, 1961, 136, № 4, 915.
- Пэн Ци-жуй. Дичжи кэсюэ, 1959, № 10, 28 (китайский текст).
- Heinrich E. W., Boyer W. H., Crowley F. A. Am. Min., 1962, 47, N 7-8, 987.
- Некрасов Ю. В., Пономарев В. И., Симонов В. И., Хейкер Д. М. Кристаллография, 1969, 14, вып. 4, 602.
- Симонов В. И. Кристаллография, 1960, 5, вып. 4, 544.
- Лазарев А. Н. Журн. структурной химии, 1963, № 4, 5.
- Победимская Е. А., Филипенко О. С., Малиновский Ю. А., Белов Н. В. Вестн. Ленингр. ун-та, 1975, № 3, 4.
- Еськова Е. М., Ефимов А. Ф. Геохимия, 1970, № 9, 1027.
- Ефимов А. Ф., Еськова Е. М. В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973, 116.

СТРУКТУРА ТИПА ЭКАНИТА

ГРУППА ЭКАНИТА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Эканиит $\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$	Тетраг.	7,58	14,77	3,32
Ирацит $\text{KCa}_2\text{La}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$	Тетраг.	7,61	14,72	3,28

Эканиит Ekanite



Назван по имени Ф. Эканаяке — коллекционера и знатока драгоценных камней из Коломбо (Шри Ланка), впервые нашедшего минерал [1].

Характ. выдел. Кристаллы и зерна (0,1—10 мм до 5 см).

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^2 — $P4/mcc$. $Z = 2$ [2]. Эканиит из Шри Ланки метамиктный.

a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Местонахождение	Ссылка
7,58	14,77	1 : 1,949	Сент-Илер, Квебек	[2,3]
7,58	14,82	1 : 1,955	Средняя Азия	[4]
7,46 *	14,96 *	1 : 2,005	Шри Ланка	[1]

* После прокаливания.

В структуре эканиита [2] (фиг. 24) восемь почти совершенных тетраэдров SiO_4 сочленены в тетрагональные сдвоенные кольца (с зеркальной симметрией в плоскости кольца). Катионы K, Th и Na расположены на вертикальных ребрах и плоскостях, ограничивающих тетрагональную ячейку. Каждая группа $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$ относительно соседней повернута на $19,5^\circ$. Атомы Th, Na и Ca имеют 8-ю координацию, атомы K — 12-ю. Положения O(3) иногда могут быть заняты OH, связанными с Si. Структура эканиита является тетрагональным аналогом структуры гексагональных миларита и осумилита [1, 2]. В эканиите из Шри Ланки с формулой $\text{ThCa}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$ положения K вакантны, а позиции Na заняты Ca [5].

Межатомные расстояния (в Å) и углы [2]:

Si —O(1) = 1,61	K —O(1) = 2,93	O(1)—O(2) = 2,62; 2,66
Si —O(2) = 1,62; 1,64	K —O(3) = 3,16	O(1)—O(3) = 2,62
Si —O(3) = 1,57	(Na, Ca) —O(2) = 2,63	O(2)—O(2) = 2,65
Th —O(3) = 2,41	(Na, Ca) —O(3) = 2,45	O(2)—O(3) = 2,57; 2,65
O(3)—Th—O(3) = $73,6^\circ$	O(2)—(Na, Ca)—O(3) = $60,8^\circ$	O(1)—Si—O(3) = $111,1^\circ$
O(1)—K—O(3) = $50,9^\circ$	O(1)—Si—O(2) = $108,0^\circ$; $109,9^\circ$	Si—O(1)—Si = $158,5^\circ$

Параметры ячейки, вычисленные первоначально для среднеазиатского эканиита ($a_0 = 14,78$, $c_0 = 12,58$ Å) [5], оказались ошибочными.

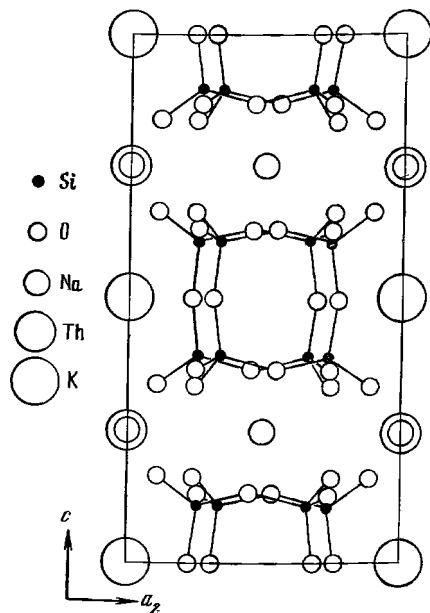
Дитетраг.-дипирамид. кл. D_{4h}^2 — $4/mmm(L_44L_25PC)$. $a : c = 1,955$ (по рентгеновским данным) [4].

Формы [5]:

	ψ	ρ		ψ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	d 012	$0^\circ 00'$	$44^\circ 21'$
a 100	$90^\circ 00'$	90 00	o 112	45 00	54 07
m 110	45 00	90 00			

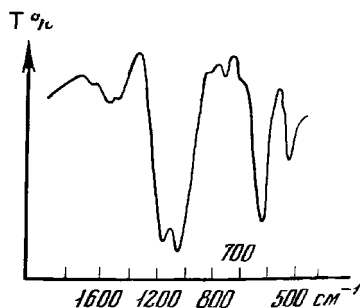
$$dd \ (012) : (102) = 59^\circ 15' \quad oo \ (112) : (\bar{1}\bar{1}2) = 69^\circ 54'$$

Грани (100), (011), (111) кубической установки Гинзбург [5] в принятой здесь тетрагональной установке соответственно отвечают a (100), m (110) и d (012), o (112).



Фиг. 24. Структура эканита в проекции на плоскость ac (по Ричарду и Перро)

Фиг. 25. ИК-спектр эканита (по Гинзбург и др.)



Кристаллы псевдокубические, призматические, удлинены вдоль оси c , редко двухконечные. Грани исштрихованы [5]. В Сент-Илер обнаружены миметические (псевдокубические) кристаллы в виде трехмерного креста [3].

Физ. св. Сп. несовершенная (обнаруживается лишь под микроскопом) по (112). Изл. раковистый. Тв. $5-5\frac{1}{2}$. Микротвердость $572-734$ $кгс/мм^2$ [5], 350 $кгс/мм^2$ при нагрузке 100 $гс$ [3]. Уд. в. $3,28-3,51$ (вычисл. $3,32$) [3]. Цв. зеленовато-коричневый, зеленый различной интенсивности с желтоватым оттенком, буровато-черный [3], иногда наблюдаются зоны различной окраски [5]. Бл. стеклянный у прозрачных, матовый у непрозрачных кристаллов, на полированных поверхностях — жирный, в кабошонах — переливчатый. Иногда обнаруживает астеризм. Сильно радиоактивен [3]. В ИК-спектре имеются полосы поглощения в области валентных колебаний связей Si—O в тетраэдрах с максимумами 1110 и 1050 $см^{-1}$ и в области деформационных колебаний три сильных максимума 600 , 500 , 440 и слабый 760 $см^{-1}$. Полосы $1500-1400$ $см^{-1}$ отвечают деформационным колебаниям (OH), 3770 и 1660 $см^{-1}$ — колебаниям молекул адсорбированной H_2O (фиг. 25) [3, 5, 6].

Микр. В прох. свете бесцветный. Метамиктный эканит из Шри Ланки — изотропный, $n = 1,590-1,609$ [7]. Кристаллический — одноосный (—). У эканита из Средней Азии: пл. опт. осей \perp оси c , $N_o = a$, $N_e = c$ [5]; $n_o = 1,608-1,610$, $n_e = 1,603-1,605$, $n_o - n_e = 0,003-0,007$ [5]; у эканита из Сент-Илер: $n_o = 1,573$, $n_e = 1,572$, $n_o - n_e = 0,001$ [3]. Дисперсия показателей преломления метамиктного эканита: $1,609$ (430 нм), $1,590$ (730 нм), $1,595$ (589 нм) [7]. После нагревания метамиктного эканита при 510° в течение 24 часов показатель преломления и уд. в. уменьшились незначительно [1]. Эканит из Шри Ланки изобилует включениями, расположенными по двум взаимно перпендикулярным направлениям [1].

Хим. Выше приведена формула по Штрунцу. В метамиктном эканите из Шри Ланки нет щелочей, но содержится значительное количество CaO ($12,0-13,7\%$); его состав выражается формулой $ThCa_2[Si_8O_{20}]$. Кристаллический эканит из Средней Азии и Канады содержит $5,85-7,63\%$ $Na_2O + K_2O$ и соответственно меньшее количество CaO ($4,25-7,54\%$); его формула $KThCaNa[Si_8O_{20}]$ [5].

Название **к а н а э к а н и т**, предложенное Поваренных и др. [6] для эканита, содержащего щелочи, представляется излишним.

Ни в одном из вариантов формулы не отражено содержание в эканите воды, хотя большинство анализов (кроме образцов из Шри Ланки) показывают наличие того или иного ее количества. Перро и Ричард [3] считают, что в канадском эканите вода на 90% является адсорбционной и лишь 10% ее входит в состав минерала в виде (ОН).

Самое большое количество воды в канадском эканите (13,7%) определено для образца, выдержанного менее 1 месяца в атмосфере аргона, а наименьшее (3,4%) — после нахождения на воздухе в течение 6 месяцев и 11,6% H_2O найдено в образце спустя 1—2 месяца [3].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	3,51	3,53	2,63	—	—	2,90	3,36
K_2O	4,08	4,10	3,30	—	—	2,95	3,42
MgO	—	—	Не обн.	Сл.	—	0,15	0,17
CaO	7,54	6,00	10,44	13,7	12	4,25	4,92
SrO	—	—	0,02	—	—	—	—
MnO	—	—	0,02	Сл.	—	1,42	1,64
PbO	—	—	Не опр.	0,8	0,65	0,06	0,07
Al_2O_3	Не обн.	—	1,48	Сл.	0,8	—	—
Fe_2O_3	0,17	0,18	0,10	0,5	—	—	—
TR_2O_3	0,36	—	2,39	—	—	—	—
SiO_2	54,50	52,18	54,60	55,6	55	50,0	57,92
TiO_2	—	—	Не обн.	—	—	—	—
UO_2	1,46	2,47	0,58	2,1	3,0	—	—
ThO_2	26,47	26,74	23,74	27,6	28	24,20	28,03
CeO_2	—	—	—	—	—	0,41	0,47
H_2O^+	1,02	4,40	0,32	—	—	11,6	—
H_2O^-	—	—	—	—	—		—
F	—	—	0,26	—	—	—	—
Сумма	99,11	99,60	(99,88)	100,3	99,45	97,94	100,00
$-O=F_2$			0,11				
			99,77				
Уд. в.	3,34	3,50	3,505	3,28	3,285	2,95	—
n_o	1,609	1,608	1,610	1,597	1,590	1,573	—
n_e	1,603	1,605	1,603			1,572	—

*—3 — из Средней Азии: 1 — из кварц-альбит-микроклин-эгириновой породы, анал. Казакова [5]; 2 — из кварц-альбит-микроклин-кальцитовой породы, анал. Леонова [5]; 3 — из кварцевого сиенита, анал. Бурова (в оригинале сумма 99,89), содержит также Li_2O — 0,009%. Rb_2O — 0,03, Cs_2O — 0,001, анал. Каленчук [5]; 4—5 — из россыпей Шри Ланки (4 — анал. Босуэлл; 5 — анал. Вейбел) [7]; 6 — Сент-Илер, Квебек, Канада (анализ при помощи рентгено-флуоресценции, пламенной фотометрии и термобариметрии), анал. Перро, Эберт и Куба [2, 3]; 7 — тот же анализ в пересчете на 100% и без учета содержания H_2O [2, 3].

Состав группы редкоземельных элементов в эканите из Средней Азии, анал. Варшал (оригиналы хим. анализов 1 и 3) [5]:

	1	2		1	2		1	2
La	8,2	14,4	Sm	8,2	4,6	Dy	4,1	1,7
Ce	34,7	40,0	Gd	6,1	4,7	Ho	—	0,3
Pr	5,1	6,0	Tb	2,1	0,5	Er	—	0,6
Nd	13,3	22,4	Y	18,4	4,8			

Повед. при нагрев. Плавится при 1400° [5]. Рекристаллизация метамиктного эканита происходит в интервале $650—1000^\circ$ (тетраг. ячейка $a_0 = 7,46$, $c_0 = 14,96$ Å); при дальнейшем нагревании переходит в хаттонит [1]. Прокаливание кристаллического эканита при 1200° не приводит к изменению его структуры [5]. При нагревании образца канадского эканита, содержащего 11,6% воды,

80% ее выделилось при 105°, 15% между 105° и 300° и 5% между 300 и 800°; из образца с 3,4% H₂O выделилось при 105° 50%, между 105—300° 40% и от 300 до 800° — 10% [3].

Наход. Очень редок. Впервые обнаружен в речных россыпях в районе Эхелиагода в Шри Ланке в виде обломков весом до 44 г вместе с андалузитом, диопсидом, корнеруином, сингалитом, спессартином, сапфирином, гранатом, шпинелью, турмалином, цирконом; вероятным источником эканита этих россыпей являются гранитные пегматиты [3,7]. Как аксессуарный минерал в кристаллах и зернах (0,1 мм до 5 см) найден в жильобразных метасоматических телах Средней Азии, минерализация которых связана с комплексом щелочных и нефелиновых сиенитов. Тела эти сложены кварц-альбит-микроклин-эгириновой породой, кварцевым сиенитом и кварц-альбит-микроклин-кальцитовой породой. В кварцевой зоне метасоматитов встречены идеальные кристаллы эканита, а в зонах чистого альбита и чистого кальцита он обнаруживается в виде отдельных кристаллов лишь как реликтовый минерал, частью вместе с крупными зернами серого реликтового микроклина; образовался путем замещения микроклина, подвергся замещению пластинчатым альбитом и кальцитом [5]. Обнаружен в экзоконтактной зоне щелочного массива в западной части Алданского щита в ассоциации с калиевым полевым шпатом, рихтеритом, эгирином, титанитом, апатитом [8]. В Сент-Илер, Квебек (Канада) встречен в пегматитовых жилах среди нефелиновых сиенитов в ассоциации с ненадквичитом, анальцимом и эгирином, местами — в пустотах среди агрегатов игольчатого эгирина [3].

Отл. По рельефу, интерференционной окраске, одноосности и отрицательному оптическому знаку похож на апатит, но имеет более низкие показатели преломления.

Практ. знач. Пригоден для огранки как драгоценный камень.

Межплоскостные расстояния эканита из Сент-Илер [3]

Си-излучение, $D = 114,86$ мм								
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
100	14	7,60	214	8	2,49	330; 412	4	1,778
002	11	7,42	310; 302	4	2,39	306	2	1,760
110	15	5,37	312	2	2,27	420; 404; }	8	1,688
102	45	5,30	215	1	2,22	421		
112	7	4,34	224; 313	19	2,16	422; 414	14	1,643
200	1	3,79	320; 304; }	10	2,07	218	7	1,618
004	2	3,70	321; 206			520; 434; }		
210; 202	100	3,38	322; 314; }	26	2,00	504; 521; }	9	1,398
104; 211	55	3,32	216			426		
212	12	3,07	400	5	1,889	522; 514; }	7	1,375
114	6	3,04	315; 008	7	1,847	2.0.10		
220	10	2,67	410; 402; }	20	1,821			
204	41	2,64	234; 411; }					
300, 222	14	2,51	226					

Л и т е р а т у р а

1. Anderson B. W., Claringbull G. F., Davis R. J., Hill D. K. Nature, 1961, 190, N 4780, 997.
2. Richard P., Perrault G. Acta Cryst., 1972, 28, pt 7, 1994.
3. Perrault G., Richard P. Canad. Min., 1973, 11, pt 5, 913.
4. Мокева В. И., Головастиков Н. И. ДАН СССР, 1966, 167, N 5, 1131; Белов Н. В. Мин. сб. Львов, 1966, № 20, вып. 2, 150.
5. Гинзбург И. В., Семенов Е. И., Леонова Л. Л., Сидоренко Г. А., Дусматов В. Д. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 57.
6. Поваренных А. С., Дусматов В. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 3.
7. Gübelin H. J. Gems a. Gemology, 1961, 10, N 6, 163, 191.
8. Лазебник К. А., Проценко Е. Г., Лазебник Ю. Д., Быкова Л. В. Мин. сб., Львов, 1979, № 33, вып. 2, 68.

«Гидратированный урановый эканит» $KNaCa(U_{0,8}Th_{0,2})Si_8(O,OH)_{20} \cdot 8H_2O$ найден Семеновым и Дусматовым в массиве Дара-Пиоз в Центральном Таджикистане в виде зеленовато-желтых изометрических зерен (до 2 мм) в сиенитовых пегматитах вместе с кварцем. Уд. в. 2,89. Одноосный (—). $n_o = 1,576$, $n_e = 1,572$. Анализ (анал. Быкова): $Na_2O - 0,70$, $K_2O - 1,50$, $CaO - 8,24$, $SiO_2 - 48,00$, $ThO_2 - 5,50$, $UO_2 - 22,80$, $H_2O - 13,76$; сумма 100,50. (Семенов Е. И., Дусматов В. Д. ДАН ТаджССР, 1975, 18, № 11, 39).

Иракиит Iraqite



Назван по месту находки [1].

Характ. выдел. Отдельные зерна.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^2 - P4/mcc$. $a_0 = 7,61$, $c_0 = 14,72 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,934$; $Z = 1$.

Кристаллы не обнаружены.

Физ. св. Сп. в трех перпендикулярных направлениях, из них в двух направлениях совершенная, в одном несовершенная. Тв. 4 $\frac{1}{2}$. Микротвердость 245—314 $кас/мм^2$. Уд. в. 2,94—2,98, за вычетом примесей 3,27 (вычисл. 3,28). Цв. светлый зеленовато-желтый. Черта сероватая. Бл. перламутровый. Радиоактивен, но не метамиктен. Не флуоресцирует. Пирозлектрические свойства не обнаружены. ИК-спектр похож на спектр эканита.

Микр. В прох. свете бесцветный. Одноосный (—). Иногда аномально двуосный с углом погасания до 7° . $n_o = 1,590$, $n_e = 1,585$; $n_o^2 - n_e^2 = 0,005$.

Хим. Анализ иракиита из гор Шахи-Паш, Кала-Диза (Северный Ирак): $Na_2O - 0,27$, $K_2O - 2,76$, $MgO - 0,02$, $CaO - 12,00$, $CuO - 0,07$, $PbO - 0,35$, $Al_2O_3 - 0,77$, $Fe_2O_3 - 0,10$, $La_2O_3 - 6,78$, $Ce_2O_3 - 6,44$, $Pr_2O_3 - 0,44$, $Nd_2O_3 - 0,88$, $Sm_2O_3 - 0,17$, $Gd_2O_3 - 0,10$, $Y_2O_3 - 0,25$, $SiO_2 - 51,70$, $ThO_2 - 9,54$, $ZrO_2 - 0,17$, $UO_2 - 0,65$, $P_2O_5 - 0,01$, $CO_2 - 1,00$, $S - 0,14$, $Fe - 0,12$, $H_2O^+ - 3,51$, $H_2O^- - 0,90$, $F - 0,07$; сумма 99,21 — ($-O = F_2$) = 99,18. Содержит 2,27% кальцита и 0,26% пирита.

Согласно анализу, формула $(La_{1,33}Th_{0,66}X_{0,15})(K_{1,07}Y_{0,93})(Ca_{3,49}La_{0,35}Na_{0,16})(Si_{15,69}Al_{0,27})(O_{39,93}F_{0,07})$, где X—U, Pb, Zr, Fe, Mg, Ca; Y — вакантные места.

Повед. при нагрев. Потеря веса составляет 5,2%. На кривой ДТА имеются эндотермические понижения в интервале 200—900°, соответствующие потере воды. Вода не структурная. После нагревания до 1250° в течение часа появляются на дебаграмме линии вещества со структурой апатита, небольшое количество кристобалита и тетрагональной фазы.

Диagn. исп. В кислотах нерастворим.

Находж. Обнаружен в гранитном массиве на контакте с доломитовым мрамором, содержащим оливин и диопсид, в горах Шахи-Паш, Кала-Диза, Северный Ирак [1].

Отл. От эканита отличается содержанием редких земель, неметамиктностью и дебаграммой.

Межплоскостные расстояния иракиита из Шахи-Паш (Ирак) [1]

Cu-K 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>
100	30	7,62	006	1	2,45	411; 324	12	1,830
002	80	7,36	310; 302	3	2,40	226	12	1,811
110	15	5,36	106	3	2,33	330; 412; 217; 108	6	1,790
102	100	5,08	312	1	2,28	306	6	1,762
112	2	4,34	224	40	2,17	332; 118	2	1,739
200	1	3,81	313	5	2,16	420	10	1,702
004	5	3,68	320	3	2,11	421; 404	2	1,689
210	60	3,40	321; 304	6	2,09	422; 208	8	1,658
202	80	3,38	206	15	2,06	414	8	1,650

<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>
211; 104	100	3,31	322	15	2,03	218; 334	12	1,618
212	12	3,08	314	4	2,01	317	1	1,583
114	5	3,03	216	15	1,989	424	4	1,543
213	3	2,79	323	1	1,936	500; 430; } 228; 431 }	6	1,517
220	15	2,69	400	15	1,900	406	2	1,503
204	100	2,64	315	2	1,863			
300; 222	20	2,53	408; 008	12	1,837			
214	8	2,50						

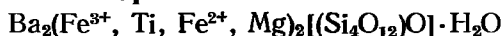
Л и т е р а т у р а

1. Livingstone A., Atkin D., Hutchison D., Al-Hermezi H. M. Min. Mag., 1976, 40, N 313, 441.

СТРУКТУРА ТИПА ТАРАМЕЛЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Тарамеллит $Ba_2(Fe^{3+}, Ti, Fe^{2+}, Mg)_2[(Si_4O_{12})O] \cdot H_2O$	Ромб.	13,95	12,21	7,15	3,293

Тарамеллит Taramellite



Назван по имени итальянского геолога Тарамелли [1].

Характ. выдел. Радиально-волокнистые агрегаты тонкоигольчатых мелких кристаллов.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{18} - Pmmn$. $a_0 = 13,95$, $b_0 = 12,21$, $c_0 = 7,15$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,143 : 1 : 0,585$; $Z = 4$ для тарамеллита из шт. Калифорния (США) [2]. $a_0 = 13,94$, $b_0 = 12,12$, $c_0 = 7,12$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,150 : 1 : 0,587$ для тарамеллита из Кандоглиа (Италия) [2, 3]. В более ранних работах Мацци принимал иные установки: $a_0 = 13,95$, $b_0 = 7,05$, $c_0 = 12,01$ Å [4]. $a_0 = 7,05$, $b_0 = 13,95$, $c_0 = 12,01$ Å; $Z = 2$ [5].

В структуре тарамеллита (фиг. 26) [2] SiO_4 -тетраэдры образуют несколько искаженные четырехчленные кольца, почти параллельные (010). $(Fe, Ti)O_6$ -октаэдры, связанные общими ребрами, слагают цепи вдоль оси b (соответственно иглы-волокна удлинены \parallel оси b); расстояния $(Fe, Ti)-O = 1,98-2,10$ Å. Атомы Ва занимают три разных положения: Ва(1) — окружен четырьмя атомами О, расположенными в вершинах почти квадрата (расстояния Ва(1) около 2,83 Å), и двумя О на большем расстоянии; Ва(2) — окружен шестью О по углам искаженной тригональной призмы (расстояния Ва(2) — О равны 2,70, 3,37 и 3,68 Å); полиэдр вокруг атомов Ва(3) — неправильный семивершинник, Ва(3)—О от 2,71 до 3,00 Å.

Кристаллы (волокна) удлинены \parallel оси b (в установке Мацци, 1965); их грани не определены.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная (в новой установке Мацци, 1965). Тв. 5. Уд. в. 3,293 [1]. Цв. красновато-бурый. Бл. шелковистый или жирный. В ИК-спектре тарамеллита из Калифорнии [6] имеются четыре сильные полосы поглощения (794, 775, 473 и 460 cm^{-1}) и одна полоса средней интенсивности (693 cm^{-1}); поглощение за счет колебаний (ОН) и H_2O не изучено, поэтому вопрос о форме вхождения воды в минерал остается открытым.

Микр. Плеохроизм сильный: по Ng — темно-коричневатый, почти черный, по Nm и Np — мясо-красный с желтым оттенком. Двуосный (+). Пл. опт. осей \parallel (100); $Ng = b$, $Np = c$ (в установке Мацци, 1965). $n_g = 1,830$, $n_m = 1,774$, $n_p = 1,770$, $n_g - n_p = 0,060$; $2V = 40^\circ$; дисперсия отчетливая $r > v$ (по Ларсену).

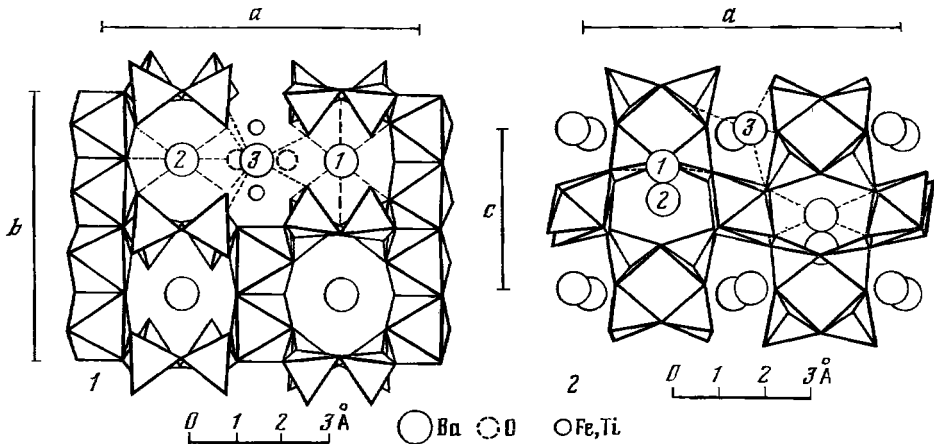
Хим. Кроме приведенной выше формулы, Мацци и Росси [3] предлагают формулу, в которой вместо H_2O фигурирует ОН: $Ba_2(Fe^{3+}, Ti, Fe^{2+}, Mg)_2O_2 [Si_4O_{10}(OH)_2]$.

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,8	Не обн.	SrO	—	Сл.	SiO ₂	33,9	37,9
K ₂ O	0,1	Сл.	FeO	3,7	5,1	TiO ₂	7,7	11,2
MgO	0,8	2,4	MnO	—	0,2	H ₂ O	2,1	1,2
CaO	1,1	0,8	Al ₂ O ₃	—	0,4	Сумма	99,9	100,0
BaO	37,5	40,0	Fe ₂ O ₃	12,2	0,8			

1 — Кандоглиа (Италия) [5]; 2 — Калифорния (химическим путем определены только FeO, Fe₂O₃ и H₂O, содержание остальных компонентов приводится по данным рентгеноспектрального анализа [3].

Первый анализ тарамеллита из Кандоглиа (анал. Таккони) [1] недостоверен, так как не были определены TiO₂ и H₂O.



Фиг. 26. Структура тарамеллита (по Мацци и Росси)

1 — проекция вдоль оси *c*, в верхней части фигуры (посередине) октаэдри не изображены, чтобы показать положение атомов Ba; 2 — проекция вдоль оси *b*

Диагн. исп. Кислотами не разлагается. П. п. тр. плавится очень легко и дает стекловатый красновато-черный немагнитный шарик.

Наход. Очень редок. В известняках Кандоглиа в долине Точе (Пьемонт, Италия) [1], где впервые был найден, ассоциируется с магнетитом, пиритом, халькопиритом, целезианом, пироксеном и амфиболом; по-видимому, образовался позже этих минералов. На территории Юкон в Канаде [2], а также в шт. Калифорния (США) — в западной части округа Фресно [6] и в Санта-Крус — в раскристаллизованных кремнеелых известняках вместе с пабститом, витеритом, флогопитом, диопсидом [7].

Межплоскостные расстояния тарамеллита из Кандоглиа (Италия) *

<i>hkl</i>	CoK _α -излучение, Fe-фильтр, <i>D</i> = 114,6 мм							
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
	8	8,34	8	2,617	25	1,924	16	1,515
200	16	6,89	55	2,584	16	1,889	8	1,500
002; 011	16	6,04	8	2,530	16	1,870	8	1,475
212	50	3,83	45	2,480	25	1,802	20	1,408
311	25	3,68	25	2,383	25	1,781	8	1,391
013	8	3,47	8	2,204	20	1,644	8	1,369
121	40	3,30	16	2,169	8	1,627	8	1,360
220	40	3,16	20	2,153	12	1,599		
402	25	3,06	8	2,105	8	1,584		
004	100	3,01	12	2,068	16	1,533		
222; 313	30	2,783						
114; 501	16	2,713						

* ASTM, 17-479.

Л и т е р а т у р а

1. *Tacconi E.* Atti Reale Accad. Lincei, 1908, 17, ser. 5a, 810.
2. *Mazzi F., Rossi G.* Zs. Krist., 1965, 121, H. 2—4, 243.
3. *Mazzi F., Rossi G.* Rend. Soc. min. Ital., 1965, 21, 358.
4. *Mazzi F.* Rend. Soc. min. Ital., 1955, 11, 354.
5. *Mazzi F.* Atti Soc. Toscana Sci. nat., 1957, 64, Ser. A, 237.
6. *Omori K.* Sci. Rep. Tohoku Univ., 1964, 9, N 1, 83.
7. *Gross E. B., Wainwright J. E. N., Evans B. W.* Am. Min., 1965, 50, N 9, 1164.

СТРУКТУРА ТИПА КАЙНОЗИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Кайнозит $\text{Ca}_2(\text{Y, TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромб.	12,93	14,30	6,73	3,38—3,65

Кайнозит Kainosite



Название от греч. $\chi\alpha\iota\nu\omicron\varsigma$ (кайнос) — необычный — по необычному сочетанию анионных групп [1].

Синон. Ценозит — *cenosite* (Дана, 1892).

Характ. выдел. Кристаллы до 8 мм, редко до 2 см длиною, агрегаты кристаллов, иногда корки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pmnb* [2].

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Местонахождение	Ссылка
12,93	14,30	6,73	0,9042:1:0,4706	Норт-Баргес	[2]
13,01	14,27	6,75	0,9117:1:0,4730	Норт-Баргес	[3]
13,05	14,33	6,77	0,9106:1:0,4725	Байкрофт	[4]

В структуре кайнозита (фиг. 27, 28, 29) [5—7] кремнекислородные тетраэдры слагают четверные кольца $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$, аналогичные кольцам в баотите. Атомы Ca и Y (TR) находятся внутри односторонних восьмивершинников (полиэдров Ca—O крупнее и сильнее искажены), которые соединены общими ребрами и слагают в направлении оси b колонки со слегка отклоняющейся от прямой осью Ca—Y—Ca. Две соседние зеркально равные колонки общими вершинами и через плоские CO_3 -треугольники соединены в двойные ленты, параллельные оси b . В направлении оси c восьмивершинники одного типа взаимно связаны в зигзагообразные цепи; вдоль оси b Ca-цепочки чередуются с Y-цепочками и совместно образуют гофрированные стенки, перпендикулярные оси a . В просветах между этими стенками расположены группы CO_3 и кольца $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$. Межатомные расстояния [7]: в полиэдрах Y—O = 2,24—2,52 Å при длине ребер 2,78—3,68 Å, за исключением двух общих с CO_3 -треугольниками ребер O(8)—O(9) (2,16 Å); в полиэдрах Ca—O шесть расстояний Ca—O составляют 2,24—2,53 Å, два равны 2,73 и 2,96 Å, O—O от 2,88 до 4,05 Å, длина ребер, общих с SiO_4 -тетраэдрами, — 2,60 Å. В CO_3 -треугольниках и SiO_4 -тетраэдрах средние расстояния стандартные, Si—O менее 1,60 для O(2), O(3), O(5), O(6), связанных с одним Si, и несколько длиннее для O(1), O(4) и O(7), соединяющих два Si.

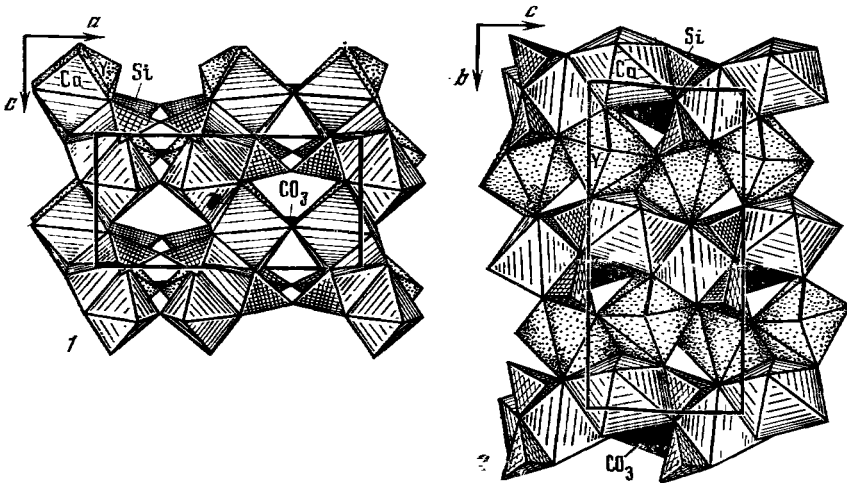
Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,9042 : 1 : 0,4706$ (по рентгеновским данным Румановой и др. [2]; установка Грэхэма [8]).

Наиболее распространенные формы [1,4,8—12]:

	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 00	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
e 120	28 57	90 00	0 00	61 03	90 00	28 57
k 340	39 40	90 00	0 00	50 20	90 00	39 40
l 450	41 30	90 00	0 00	48 30	90 00	41 30

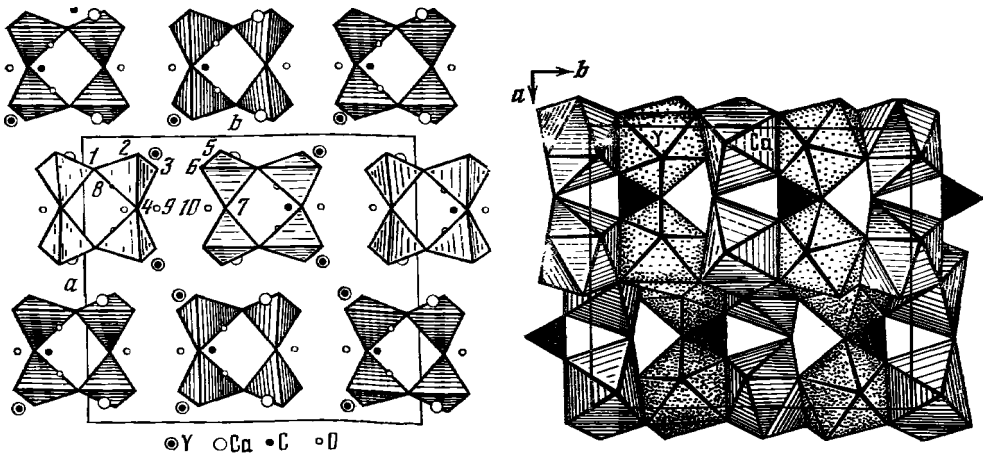
	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>m</i> 110	47 53	90 00	0 00	42 07	90 00	47 53
<i>f</i> 320	58 55	90 00	0 00	31 05	90 00	58 55
<i>t</i> 410	77 16	90 00	0 00	12 44	90 00	77 16
<i>s</i> 011	0 00	25 12	64 48	90 00	0 00	64 48
<i>r</i> 043	0 00	32 06	57 54	90 00	0 00	57 54
<i>v</i> 021	0 00	43 16	46 44	90 00	0 00	46 44
<i>g</i> 101	90 00	27 30	90 00	62 30	27 30	90 00

mm (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 84° 14' *gg* (101) : ($\bar{1}01$) = 55° 00' *gm* (101) : (110) = 69° 58'
ss (011) : (0 $\bar{1}\bar{1}$) = 50 24 *sm* (011) : (110) = 73 25



Фиг. 27. Структура кайнозита (по Румановой и др.)

1 — проекция половины ячейки на плоскость *ac*; сетка из Са-полиэдров, проходящая через середину ячейки параллельно (010), с примыкающими четверными кольцами [Si₄O₁₂] и нижним слоем из Y-полиэдров, соединенных попарно CO₃-треугольниками; 2 — проекция половины ячейки на плоскость *bc*; выделена гофрированная стенка из Y- и Са-полиэдров, параллельная (100), с примыкающими CO₃-треугольниками (черные) и половинами четверных колец [Si₄O₁₂]



Фиг. 28. Расположение четверных колец [Si₄O₁₂] в структуре кайнозита (по Володиной и др.)

Фиг. 29. Две ленты в структуре кайнозита, образованные Са- и Y-полиэдрами (по Володиной и др.)

Черные треугольники — CO₃

Редкие формы:

490	230	780	11.12.0	420	Q 263
590	670	890	ω 650	n 085	

Все гониометрические измерения неточны (кристаллы мало пригодны для измерения). Грэхэм [8] принял направление удлинения за ось c , такая же установка принималась при рентгеновском изучении минерала [2—4, 11]. По Шегрену [9] и Паркеру [10] удлинение отвечает оси a . Отношение осей: по Грэхэму — 0,8759 : 1 : 0,4638; по Вейбелу — 0,9 : 1 : 0,45; по Шегрену — 0,9517 : 1 : 0,8832; по Паркеру — 0,9418 : 1 : 0,8964. Формула перехода от установки Паркера к установке Грэхэма 001/010/ $1/2$ 00 (соотношение установок у Паркера дано неверно). Соотношение символов и буквенных обозначений Паркера и в установке Грэхэма:

Грэхэм — $a(100)$ $b(010)$ $c(001)$ $m(110)$ $f(320)$ $o(021)$ $s(011)$ $g(101)$
 Паркер — $c(001)$ $b(010)$ $a(100)$ $d(011)$ $f(023)$ $m(110)$ $s(210)$ $g(201)$

Кристаллы призматические, удлиненные вдоль оси c (фиг. 30). Доминируют грани $m(110)$ и $a(100)$, остальные грани вертикальной зоны узкие; для головки характерны $s(011)$ и $g(101)$. Двойники не наблюдались. В центральных частях кристаллов из рудника Байкрофт (Онтарио) обычно содержится белое до медово-желтого зернистое вещество, образующее параллельные оси c стержни, расширяющиеся к головкам кристаллов; по рентгенограммам вещество этих стержней неотличимо от типичного кайнозита, но содержит меньше CO_2 [4].

Физ. св. Данные о спайности разноречивы: по Норденшельду [1], у кайнозита из Хиттерё сп. ясная в одном направлении и менее ясная по двум другим направлениям, пересекающимся под углом 90° ; по Хейнриху [13], у минерала из Колорадо сп. под углом около 90° ; у кайнозита из Байкрофта, по Пулье и др. [4], сп. по (110) ясная, у минерала из Нордмаркена [9] сп. не наблюдалась, у швейцарского — несовершенная [10]. Тв. 5—5 $1/2$. Хрупок. Изл. неровный, полураковистый. Уд. в. 3,38—3,65. Цв. желтовато-коричневый до темно-каштаново-коричневого, также соломенно-желтый, розовый, белый до бесцветного. Черта белая, иногда бледно-розовая [13]. Бл. стеклянный или жирный, на некоторых гранях перламутровый. Прозрачен или просвечивает.

Не радиоактивен [13]. В длинных ультрафиолетовых лучах кайнозит из Колорадо не флуоресцирует [13]. Пьезоэлектричества не обнаруживает [4]. ИК-спектр [4] указывает на наличие в структуре минерала групп OH (полоса 3570 см^{-1}) и отсутствие молекулярной воды; широкая полоса в области 1100 — 900 см^{-1} и полосы в интервале 700 — 650 см^{-1} соответствуют колебаниям в Si_4O_{12} , двойная полоса 1525 — 1470 см^{-1} и одинарная 826 см^{-1} — колебаниям связей в CO_3 (фиг. 31).

Микр. Не плеохроирует. $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Дисперсия	Местонахождение	Ссылка
1,683	1,681	1,667	0,016	{Средний	—	Нордмаркен	[14]
1,691	1,689	1,664	0,027	40°	$r < v$, сильная	Норт-Баргес	[8]
1,687	1,682	1,658	0,029	40°	$r < v$, слабая	Гуттанен	[15]
1,689	1,687	1,663	0,026	$39^\circ 30'$	—	Портхил	[16]
1,692	1,686	1,662	0,030	40°	$r < v$, заметная	Котопакси	[13]
1,689	1,685	1,665	0,024	40°	Неясная	Байкрофт	[4]

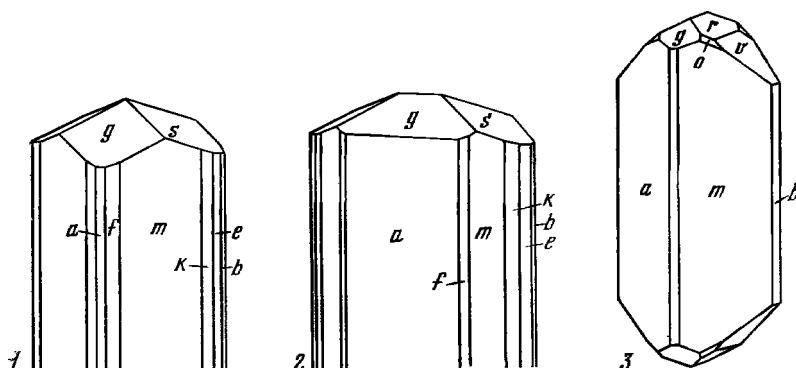
Хим. Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,38	}	3,6	0,27	—	0,04
K_2O	—		0,43	—	сл.	—
MgO	0,04	0,03	1,4	0,19	—	Не оби.
CaO	16,10	15,80	16,5	16,72	16,7	16,78
SrO	—	—	—	0,31	—	0,01
MnO	—	—	—	0,02	—	0,01
FeO	0,29	0,22	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	—	0,22	0,9	1,20

	1	2	3	4	5	6
Fe ₂ O ₃	—	—	2,9	—	0,9	0,57
Ce ₂ O ₃						0,38
Nd ₂ O ₃	сл.	сл.	—	3,22	<0,5	0,19
Sm ₂ O ₃						0,27
Y ₂ O ₃					29,0	25,27
Gd ₂ O ₃					<0,5	2,44
Dy ₂ O ₃	38,00	37,34	35,9	35,46	2,6	3,10
Er ₂ O ₃					2,3	3,53
Yb ₂ O ₃					2,3	2,71
SiO ₂	34,05	35,21	31,7	34,66	29,6	35,24
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,02
ThO ₂	—	—	—	—	—	0,03
CO ₂	5,54	6,25	(5,1)	6,58	10,1	4,60
H ₂ O ⁺						2,59
H ₂ O ⁻	5,60	4,92	2,9	2,54	3,8	0,06
Сумма	100,00	100,20	100,0	100,23*	99,2	(100,03) **
Уд. в.	—	3,413	3,38	3,612	3,41	3,52

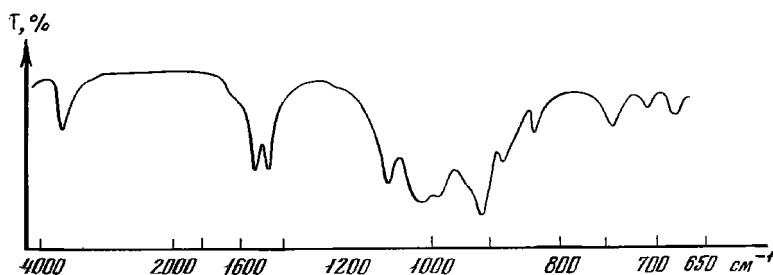
* В том числе SO₃ — 0,04. ** В том числе FeS₂ — 0,98.

1 и 2 — Хитгерё (Норвегия), анал. Линдстрём [1]; 3 — Нордмарк (Швеция), анал. Шёгрэн [9]; 4 — Норт-Баргес, Онтарио (Канада), анал. Элсуорт [8]; 5 — Котопакси, шт. Колорадо (США) [13]; 6 — Байкрофт, Онтарио (Канада), анал. Максвелл и Лашанс, в оригинале сумма 100,20; характерны тесные прорастания пиритом, содержит около 20% непрозрачного минерала.



Фиг. 30. Кристаллы кайнозита

1 и 2 — Нордмаркен, Швеция (по Шёгрэну, в установке Грэхэма); 3 — долина Курьера, Швейцария (по Вайолу)



Фиг. 31. ИК-спектр кайнозита (по Пулиоту)

Количество CO₂ в кайнозите из Байкрофта варьирует [4]; в чисто отобранном прозрачном кайнозите определено 7% CO₂, белое зернистое вещество в сравнении с прозрачным, в котором оно слагает участки (см. морфологическое описание), содержит меньше CO₂.

Состав группы редкоземельных элементов (в % к их сумме) в кайнозите из Тувы (1) [17] и из Портхила, шт. Айдахо (2) [16]:

	1	2		1	2		1	2
La	0,6	<0,007	Eu	0,9	0,11	Er	5,2	3,0
Ce	1,4	<0,03	Gd	12	1,3	Tu	0,8	0,34
Pr	0,9	<0,07	Tb	1,8	0,50	Yb	2,6	1,9
Nd	3,4	<0,02	Dy	10	3,4	Lu	2	0,24
Sm	6,0	<0,02	Ho	2,8	0,79	Y	(50)	19,5

Диагн. исп. Разлагается в кислотах с выделением CO_2 (на холоде — медленно, при нагревании быстро с вскипанием) [8]. П.п.тр. с трудом сплавляется в белую эмаль [1].

Нахожд. В очень небольшом количестве обнаружен в ряде мест, преимущественно в гранитных пегматитах (в участках проявления процессов замещения), в жилах альпийского типа, в скарнах. Возможно, пропускается из-за внешнего сходства с кварцем и с бериллом. В СССР известен лишь как редкий аксессуарный минерал гранитов Иткинского массива в Западной Туве [18]. Впервые найден в гранитном пегматите на о-ве Хиттерё в Норвегии с гадолинитом, ортитом и бериллом [1]. В Норт-Баргес (Онтарио, Канада) встречен в пегматите (в пустотах растворения) вместе с кальцитом; отлагался путем замещения кальцита и кварца [8]. Совместно с флюоритом, пиритом, сфалеритом, кальцитом и кварцем встречен в пустотах ураноносного пегматита Байкрофта в Онтарио (Канада) [4]. Отмечен в образце из редкоземельного пегматита Котопакси в шт. Колорадо (США) [13]. В тесной ассоциации и в сростаниях с ортитом и альбитом наблюдался в составе секущей диорит торит-кварцевой жилы около Портхила в шт. Айдахо (США) [16].

В Швейцарии установлен в нескольких образцах из альпийских жил Гуттаннена (район Гримзель) в сростании с альбитом и гематитом [10, 12, 15] и из долины Курнера (массив Готтард) в виде кристаллов (до 2 см) с корочками хлорита [11]. В руднике Ко в Нордмаркене (Швеция) в виде мелких кристаллов ассоциируется с диопсидом, клинохлором, мусковитом, апатитом и кварцем в скарновой магнетитовой руде [9].

Изм. Продукты изменения не изучены [11].

Отл. От внешне сходных кварца и берилла отличается растворимостью со вскипанием в нагретых кислотах, под микроскопом — двусностью и более высокими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния кайнозита из Байкрофта, Онтарио [4]

CuK_α -излучение, $D_i = 114,6$ м.м

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
020	40	7,19	340; 222	100	2,764	271	<1	1,876
200	100	6,52	132	2	2,705	333	2	1,847
120	2	6,29	312	5	2,629	452; 612	5	1,815
111	15	5,55	341	40	2,557	080; 641	10 д	1,792
220	50	4,83	232	5	2,543	362; 711	10 д	1,780
121	7	4,60	431	10	2,502	081	40	1,732
211	<1	4,46	501; 251	30 д	2,438	632	10	1,708
301	20	3,66	511; 060	40 д	2,397	004	5	1,696
311	30	3,54	402	<1	2,352	552	40	1,676
140	70	3,45	521	<1	2,305	523; 380	10	1,659
012	80	3,29	061	2	2,251	063	5	1,640
400	5	3,26	013	5	2,224	372	5	1,624
112	75	3,19	600; 531	70	2,170	533	5	1,608
240	30	3,14	540; 213	50	2,107	820; 034	5 д	1,591
022; 141	40 д	3,06	252	<1	2,074	811	<1	1,574

<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>
420; 122	5	2,97	223	<1	2,045	643; 0.10.0	2	1,433
212	10	2,94	541	5	2,014	752; 901	2	1,418
331	20	2,906	313	<1	1,983	083; 832	10д	1,403
411	20	2,876	071	40	1,957	592	5	1,261
241	20	2,844	162	60	1,929			

Л и т е р а т у р а

1. Nordenskiöld A. E. Geol. För. Förhandl., 1886, 8, Н. 2, N 100, 143.
2. Руманова И. М., Володина Г. Ф. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 918.
3. Berry L. G., Thornton F. M. Proc. a. Trans. Roy. Soc. Canada, 1950, 44, App. F, 228.
4. Poullot G., Maxwell J. A., Robinson S. C. Canad. Min., 1964, 8, pt 1, 1.
5. Володина Г. Ф., Руманова И. М., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 149, № 1, 173.
6. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 10.
7. Руманова И. М., Володина Г. Ф., Белов Н. В. Кристаллография, 1966, 11, вып. 4, 549.
8. Graham R. P. D., Ellsworth H. V. Am. Min., 1930, 15, N 6, 205.
9. Sjögren H. J. Geol. För. Förhandl., 1897, 19, Н. 1, N 176, 54.
10. Parker R. L., Quervain F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1940, 20, Н. 2, 289.
11. Weibel M. Min. Record, 1970, 1, N 3, 98.
12. Beck G. Schweiz. min., petr. Mitt., 1956, 36, Н. 2, 606.
13. Heinrich E. W., Borup R. A., Salotti C. A. Am. Min., 1962, 47, N 3-4, 328.
14. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, N 679, 54.
15. Parker R. L., Quervain F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1956, 36, Н. 2, 604.
16. Adams J. W., Staats M. H., Havens R. G. Am. Min., 1964, 49, N 11-12, 1736.
17. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 208.
18. Ляхович В. В., Нонешникова В. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 189.

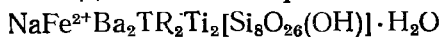
Незаванный минерал состава $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Sb}[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})_8$. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m.a_0 = 9,68, b_0 = 14,77, c_0 = 5,14 \text{ \AA}$; $\beta = 101^\circ 30'$, $Z = 2$. Обнаружен в Шведском музее естественной истории в коллекции Г. Флинка среди образцов из Лонгбана (Швеция). (Moore P. B. Canad. Min., 1967, 9, pt. 2, 301).

СТРУКТУРА ТИПА ДЖОАКИНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Джоакинит	Монокл.	10,516	9,686	11,833	109,67°	3,89—4,1

$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Джоакинит Joaquinite

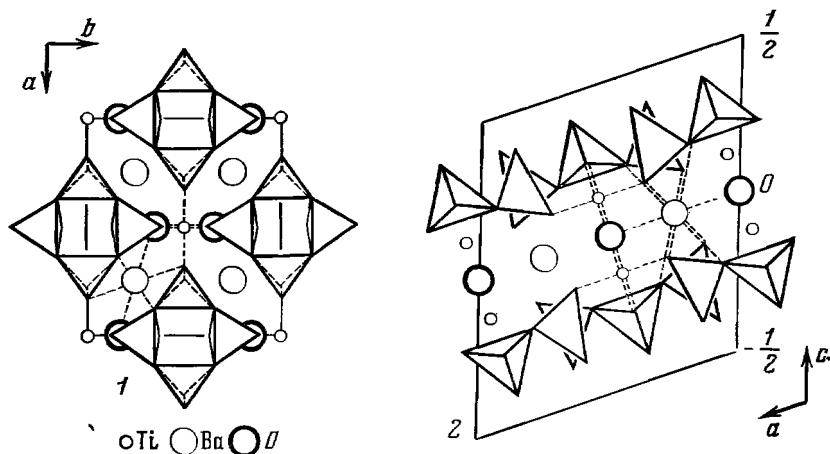


Состав джоакинита, по-видимому, варьирует. Возможно, существует ряд минералов типа джоакинита с переменным содержанием TR, Ba, Sr, Ti, Nb. В джоакините из Калифорнии первоначально редкие земли не указывались [1]. Позднее [2] в нем было установлено 11,5—15,0% TR_2O_3 («редкоземельный минерал типа джоакинита»). Наибольшее количество редких земель содержится в гренландском минерале (22,59% TR_2O_3), который близок по размерам элементарной ячейки и оптическим свойствам к канадскому, содержащему 15,0% TR_2O_3 [2].

Назван по находению в горах Джоакин, Калифорния [3].
Синон. Йокинит, иоакинит.

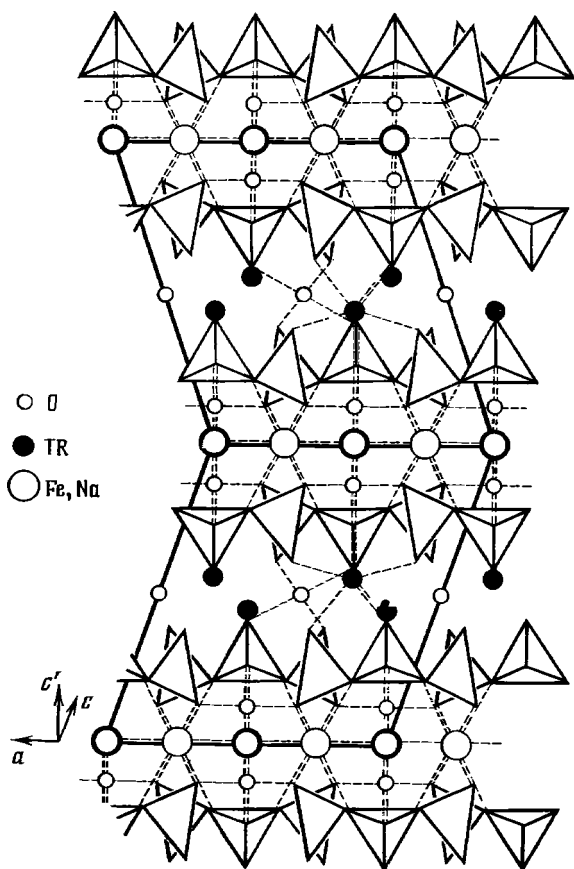
Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 2 мм), иногда агрегаты параллельно сросшихся кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^3 - C2$. $a_0 = 10,516, b_0 = 9,686, c_0 = 11,833 \text{ \AA}$, $\beta = 109,67^\circ$ [4]. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 10,50, b_0 = 9,58, c_0 = 11,78 \text{ \AA}$, $\beta = 109^\circ 32'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,096 : 1 : 1,229$; $Z = 2$ [5]. Близкие данные приведены у Лэёрда и Олби [6]. В более ранних работах для джоакинита указана ромб. с. и $a_0 = 9,63, b_0 = 10,47, c_0 = 22,4 \text{ \AA}$, $Z = 8$ — для калифорнийского



Фиг. 32. Структура джоакинита (по Канилло и др.)

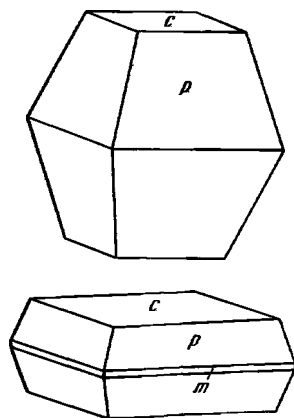
1 — проекция вдоль оси c (расположение колец $[Si_4O_{12}]$, соединенных Ba и Ti);
2 — проекция на (010) (двойной слой четверных колец SiO_4 -тетраэдров)



Фиг. 33. Структура двойника джоакинита (по Канилло и др.)

Проекция на (010); двойные слои колец $[Si_4O_{12}]$ соединены атомами TR и Fe, Na

Фиг. 34. Кристаллы джоакинита из Калифорнии (по Пэлэчу)



[1]; $a_0 = 9,699$, $b_0 = 10,533$, $c_0 = 22,33$ Å — для канадского [2]; $a_0 = 9,680$, $b_0 = 10,539$, $c_0 = 22,345$ Å, $Z = 4$ — для гренландского [2].

Лэрд и Олби [6], предполагая, что ромб. с. некоторых джоакинитов является результатом двойникового моноклинических индивидуумов по (001), не исключали возможности существования двух минералов — ромбического и моноклинического. Окончательно псевдоромбичность джоакинита доказана при изучении его структуры [5].

В структуре джоакинита [4, 5] (фиг. 32, 33) кольца $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ соединены посредством Ti в слои, параллельные (001). Соседние слои с противоположной ориентировкой тетраэдров связаны атомами Ba и молекулами воды. Эти трехслойные пакеты в свою очередь связаны TR и своеобразными слоями из атомов Fe и Na, где Fe — в пятерной, а Na — в шестерной координации. Двойные слои имеют ромбическую псевдосимметрию $Cm\bar{m}m$ с трансляцией $3a$, что вызывает двойникование и неупорядоченность структуры [5]. Россман [7] на основе изучения поляризационных инфракрасных оптических спектров абсорбции ориентированных кристаллов джоакинита считал, что Fe^{2+} находится в 6-й координации в сильно искаженных октаэдрах подобно положению $\text{M}(2)$ в энстатите.

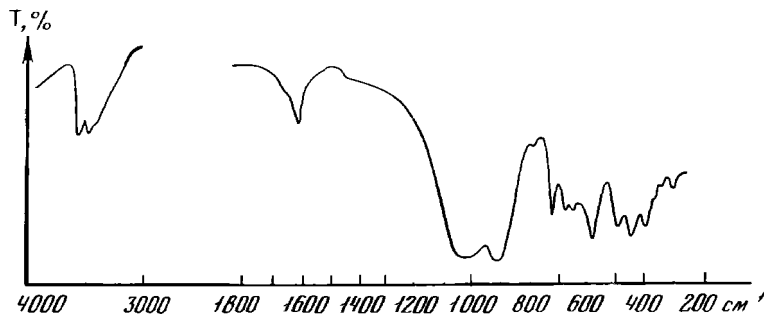
Оптический спектр абсорбции [7] указывает на наличие кристаллографически ориентированных параллельно (100) молекул воды, которые могут находиться в полостях структуры джоакинита.

Межатомные расстояния (средние, в Å) [4]: Si(1)—O=1,64; Si(2)—O=1,64; Si(3)—O=1,63; Si(4)—O=1,63; TR—O=2,62; Ba—O=2,95; Fe—O=2,10; Ti—O=1,94; Na—O=2,47.

Морфологическая установка в ромб. с. $a : b : c = 0,923 : 1 : 2,28$ [1]. Формы: $c(001)$, $p(111)$ — при $\varphi = 47^\circ 17'$ и $\rho = 73^\circ 27'$; $m(110)$ — редкая. Кристаллы пирамидальные (фиг. 34) с небольшой гранью $c(001)$, до таблитчатых по $c(001)$. На гранях кристаллов штриховка.

Физ. св. Сп. по (001) ясная. Тв. $5\frac{1}{2}$. Микротвердость (гренландского минерала) 350—430 кгс/мм² [2]. Уд. в. 3,89—3,98 (калифорнийского) [2,6], 4,1 (гренландского) [2]. Цв. медово-желтый до коричневого. Бл. шелковистый.

В ИК-спектрах поглощения гренландского минерала (фиг. 35) отмечаются полосы в области 1100—900 см^{-1} и при 730 см^{-1} [2], калифорнийского 3560—3500 см^{-1} (колебания OH в структуре), 1610 см^{-1} (молекулы воды) и 1000 см^{-1} (Si в тетраэдрах) [6].



Фиг. 35. ИК-спектр джоакинита (по Семенову)

Микр. Плеохроизм слабый. $N_g > N_m > N_p$. Двусный (+). $N_p = a$. $N_m = b$, $N_g = c$. $n_g = 1,823$, $n_m = 1,767$, $n_p = 1,748$; $n_g - n_p = 0,075$; $2V = 50^\circ$. Дисперсия заметная $r < v$ — для минерала из Калифорнии [1]. Гренландский джоакинит обнаруживает сильный плеохроизм: по N_g — в желто-зеленых тонах, по N_p — бесцветный; $n_g = 1,797$, $n_m = 1,760$, $n_p = 1,754$; $n_g - n_p = 0,043$ [2] или $n_g = 1,822$, $n_m = 1,767$, $n_p = 1,753$, $2V \sim 30-55^\circ$ [5].

Хим. В гренландском минерале Ti частично замещен ниобием, Fe — марганцем, TR — торием [2]. В образцах джоакинита из Калифорнии Балашовым [2] определено 11,5—15,0% TR_2O_3 , в образце из Квебека — 15,0% TR_2O_3 .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	4,47	4,47	2,41	1,87	1,75	1,81	1,82
K ₂ O	—	—	0,22	0,03	0,04	0,04	0,03
MgO	0,39	0,07	—	0,05	0,09	0,32	0,16
CaO	0,29	0,27	0,03	0,21	0,32	0,45	0,38
SrO	—	—	—	3,20	3,84	3,36	3,54
BaO	23,13	23,91	21,46	22,44	22,36	21,99	22,50
MnO	—	—	0,70	Не обн.	0,08	0,06	Не обн.
FeO	3,17	3,41	4,78	4,09	3,76	4,55	4,35
Fe ₂ O ₃	—	—	0,39	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	—	—	22,59	19,16	17,74	18,53	17,73
ThO ₂	—	—	0,38	0,27	0,84	0,63	0,76
SiO ₂	37,37	35,27	33,82	34,97	35,17	35,17	34,93
TiO ₂	32,03 *	29,53 *	9,20	11,83	12,24	11,41	11,90
Nb ₂ O ₅	—	—	2,31	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	1,50	—	—	—	—
H. o.	0,91	0,47	—	—	—	—	—
Сумма	101,76	97,40	100,17*	98,12	98,23	98,32	98,10

* Очевидно, ошибочно включены TR₂O₃. ** В том числе F — 0,38 (—O=F₂ = 0,16).

1—2 — Сан-Бенито (Калифорния), анал. Фошаг [1]; 3 — Гренландия, анал. Казакова [2]; 4—7 — Сан-Бенито (Калифорния), анализы на микрозонде [5].

Состав группы редких земель в джоакините из Сан-Бенито (в %) [5].

№ хим. анал.	Ce ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
4	10,69	0,21	Не обн.	0,26	2,14	3,21	1,25	0,70	<0,10	0,70
5	9,91	0,21	0,06	0,14	2,52	2,82	1,17	0,58	<0,10	0,33
6	11,32	0,19	0,03	0,05	2,82	2,37	1,13	0,36	<0,10	0,26
7	11,51	0,05	0,02	Не обн.	2,99	1,87	1,06	0,17	<0,10	0,06

Состав группы редкоземельных элементов в джоакините ($\Sigma TR = 100\%$) по Балашову [2]:

Страны	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Er	Y
Калифорния	24,0	45,5	6,5	21,3	1,0	—	—	—	1,7
»	20,3	48,8	5,1	18,3	3,5	2,4	1,0	0,6	—
Канада	39,0	44,0	—	17,0	—	—	—	—	—
Гренландия	44,5	41,6	4,4	9,5	—	—	—	—	—

Повед. при нагр. На кривой ДТА гренландского минерала имеется небольшой прогиб при 770° (удаление воды) и резкий эндотермический прогиб при 1040° (плавление) [2].

Диagn. исп. Плавится со вспучиванием в бурое стекло. В кислотах не разлагается.

Находж. Очень редок. Известен в округе Сан-Бенито (хр. Джоакин), шт. Калифорния (США), где в виде мелких кристаллов в натролитовой жиле ассоциируется с бенитоитом и нептунитом [1, 3]. В Сил-Лейк, Квебек (Канада) [8] известен в фенитизированных гнейсах и щелочных сиенитах с эгирином, барилитом, эвдидимитом, нептунитом. В Гренландии встречен в пегматитах нефелин-содалитовых сиенитов Илимаусака с анальцимом, рибекитом, содалитом, стенструпином [2].

Межплоскостные расстояния джоакинита из Сан-Бенито, Калифорния *

FeK α -излучение, Мп-фильтр, $D = 90$ м.м

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
004	30	5,54	321; 018	10	2,71	30	1,80
014	30	4,92	233; 135	10	2,64	40	1,76
121; 005	40	4,52	041; 118	60	2,60	30	1,64
202; 114	90	4,41	009	20	2,49	40	1,58
130; 205	50	3,27	400; 401	50	2,40	20	1,51
310; 302	90	3,08	242; 029	40	2,25	20	1,47
303; 117	70	2,93		30	2,20	20	1,43
313	100	2,86		30	2,15	20	1,25
231; 008	20	2,80		60	1,86	20	1,08
035	60	2,76		20	1,83		

* ASTM, 14-497.

Л и т е р а т у р а

1. Palache C., Foshag W. F. Am. Min., 1932, 17, N 7, 308.
2. Semenov E. I., Bukin V. I., Balashov J. U., Sørensen H. Am. Min., 1967, 52, N 11-12, 1762; Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969, 60.
3. Louderback G. D. Bull. Dep. Geol. Univ. California, 1909, 5, 376 (по реферату Min. Mag., 1910, 15, N 72, 425).
4. Dowty E. Am. Min., 1975, 60, N 9-10, 872.
5. Canillo E., Mazzi F., Rossi G. Tschermin., petr. Mitt., 1972, 17, ser. 3, 233; Min. Abstr., 1973, 24, N 2, 124.
6. Laird J., Albee A. L. Am. Min., 1972, 57, N 1-2, 85.
7. Rossman G. R. Am. Min., 1975, 60, N 5-6, 435.
8. Bell C. K. Dept. Min. Techn. Surv. Can., Rep., 1963, M. S. 63.

Джоакинитоподобный минерал обнаружен в Оми, преф. Нингата (Япония). Минерал ромб. с. *Pcat* или *Pca2₁*. $a_0 = 9,777$, $b_0 = 10,517$, $c_0 = 22,392$ Å. Цв. желтый. Сп. по (001) отчетливая. Тв. 5½. Уд. в. 3,62 (3,87 — вычисл.). Плеохроизм слабый: по *Np* и *Nt* — бесцветный, по *Ng* — светло-желтый. Двусосный (+). $n_g = 1,778$, $n_p = 1,707$. Отличается от джоакинита меньшим содержанием TR_2O_3 и значительно большим BaO и SrO. Анализ: Na_2O — 2,74, K_2O — 0,94, MgO — 0,03, CaO — сл., SrO — 5,85, BaO — 31,31, MnO — сл., FeO — 4,75, Al_2O_3 — 0,27, TR_2O_3 — 1,12, SiO_2 — 35,12, TiO_2 — 12,48, ZrO_2 — 0,19, Nb_2O_5 — 1,42, H_2O^+ — 2,59, H_2O^- — 0,47; сумма (99,28) — в оригинале сумма 99,36. Формула: $(Na_{0,79}K_{0,03})_{1,00}(Ba_{2,76}Sr_{0,76}Na_{0,22}TR_{0,12}Fe_{0,12}^{3+}Mg_{0,01})_{4,00}(Fe_{0,79}^{3+}Nb_{0,13}Ti_{0,13}Zr_{0,12})_{1,07}Ti_{2,00}(Si_{7,94}Al_{0,06})_{8,00}O_{24,66}(OH)_{3,02}$. Встречен в виде кристаллов (< 2 мм), собранных в агрегаты (до 1 см) и образующих линзочки (до 3 см), в амфибол-кварц-альбитовой дайке, секущей серпентинит; ассоциируется с бенитоном, лейкофевитом. Рентгенограмма сходна с джоакинитовой; наиболее сильные линии: 5,60 (30) 004; 4,47 (33) 022; 2,966 (36) 026; 2,799 (100) 008; 2,611 (41) 401; 2,441 (32) 040. (Chihara K., Komatsu M., Mizota T. Min. J., Japan, 1974, 7, N 4, 395).

СТРУКТУРА ТИПА НЕНАДКЕВИЧИТА

ГРУППА НЕНАДКЕВИЧИТА

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Ненадкевичит (Na, K, Ca) $_{2-x}$ (Nb, Ti) $_2$ (O,OH) $_2$ Ромб.	14,198	7,148	7,408	—	2,73—2,97
[Si $_4$ O $_{12}$] \cdot 4H $_2$ O Монокл.	8,01	14,37	14,75	117°24'	
Лабунцовит (K, Na, Ba) $_8$ (Ti, Nb) $_8$ (O,OH) $_{10}$ Монокл.	15,48	13,70	14,18	117°00'	2,77—3,02
[Si $_4$ O $_{12}$] $_4$ ·7H $_2$ O					

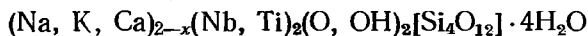
Ненадкевичит и лабунцовит имеют сходную структуру. Разница в формулах, симметрии и размерах элементарной ячейки определяется различным количеством и распределением Ti, Nb, Na, Ca и H $_2$ O. Семенов [1] указал на существование изоморфного ряда ненадкевичит—лабунцовит с общей формулой $A_3B_2O_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ при A—Na, K, Ba, Ca и B—Ti, Nb. Однако работы последних лет [2—5] показали, что изоморфизма между ними не существует.

Перро и др. [3] выделили несколько разновидностей ненадкевичита и лабунцовита, имеющих различия в структуре (при ее постоянном общем мотиве) и характеризующихся разным соотношением Nb, Ti, Fe. Изменение структуры связывается [3] с упорядоченным распределением Nb, Ti, Na и H_2O . По Органовой и др. [5], промежуточная разновидность, отнесенная Перро к ниоболабунцовиту с симметрией F , в действительности имеет моноклинную ячейку с симметрией $A2/m$; по распределению атомов по разным структурным позициям она ближе к ненадкевичиту, чем к лабунцовиту.

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И., Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 102.
2. Головастиков Н. И. Кристаллография, 1973, 18, вып. 5, 950.
3. Perrault G., Boucher Ch., Vicař J., Cannillo E., Rossi G. Acta Cryst., 1973, 29, 1432.
4. Булах А. Г., Евдокимов М. Д. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1973, № 24, вып. 4, 15.
5. Органова Н. И., Шлюкова З. В., Забавникова Н. И., Платонов А. Н., Рудницкая Е. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, 98.

Ненадкевичит *Nenadkevichite*



Назван по имени советского химика и минералога К. А. Ненадкевича [1].

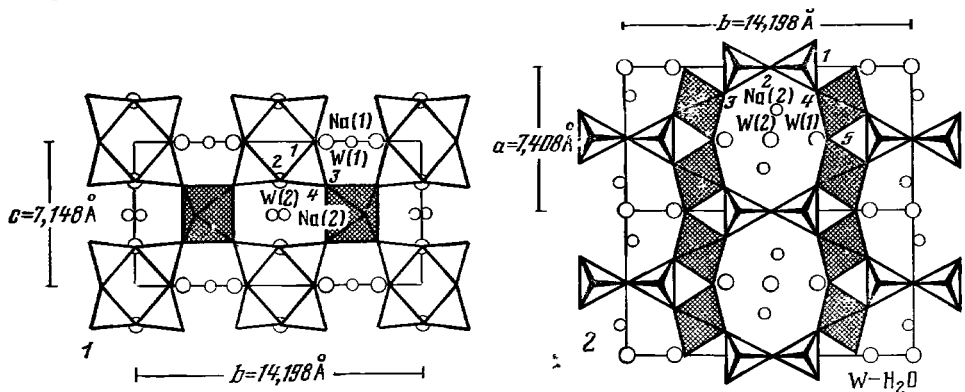
Синон. Титаноненадкевичит — titanopnenadkevichite [2, 3].

Разнов. Ниобоненадкевичит.

Характ. выдел. Кристаллы, мелкозернистые агрегаты.

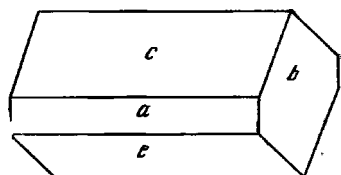
Структ. и морф. крист. Сингония монокл. и ромб. Монокл. с. C_2 — Cm , установлена [4] для двух образцов ненадкевичита: с содержанием 16,70% $(Nb, Ta)_2O_5$ (оригинал хим. анализа 1) и с содержанием 24,4% Nb_2O_5 . Ромб. с. D_{2h}^9 — $Pbam$, установлена [5] для образца с 29,9% Nb_2O_5 — ниобоненадкевичит (оригинал хим. анализа 9). Параметры элементарной ячейки моноклинного ненадкевичита [4]: $a_0 = 28,01$, $b_0 = 14,37$, $c_0 = 14,75$ Å, $\beta = 117^\circ 24'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,557 : 1 : 1,026$. Большинство моноклинных ненадкевичитов полисинтетически сдвойничованы по (100), их дифракционная симметрия повышается до ромбической. Для истинно ромбического ненадкевичита [5]: $a_0 = 14,198$, $b_0 = 7,148$, $c_0 = 7,408$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,9725 : 1 : 0,993$; $Z = 2$ (в [5] указана другая установка: $a_0 = 7,408$, $b_0 = 14,198$, $c_0 = 7,148$ Å).

Основой структуры ненадкевичита (фиг. 36) [3—6] являются кольца кремнекислородных тетраэдров $[Si_4O_{12}]$, перпендикулярные оси c , которые соединены цепочками из $(Nb, Ti)O_6$ -октаэдров. Цепочки вытянуты в направлении оси c . Крупные полости внутри этих основных построек заняты Na и молекулами воды. В стенках полостей находятся $Ca(Mn)$. Между $H_2O(1)$ и $H_2O(2)$ — водородные связи.

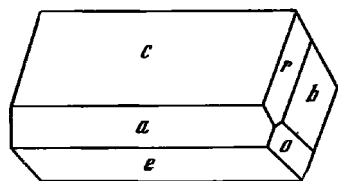


Фиг. 36. Структура ненадкевичита (по Перро и др.)

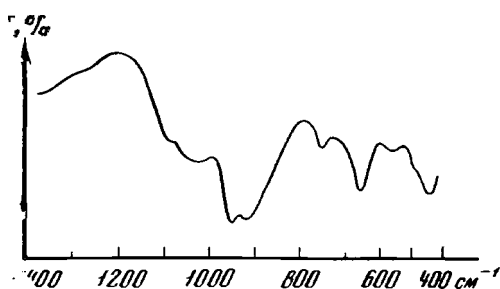
1 — проекция на (100); 2 — проекция на (001)



Фиг. 37. Кристаллы ненадкевичита из Хибинпахчорра (по Яковлевской)



Фиг. 38. ИК-спектр ненадкевичита (по Рудницкой)



Межатомные расстояния моноклинного ненадкевичита (в Å) [4]: в SiO_4 -тетраэдрах (среднее) $\text{Si}(1)-\text{O} = 1,607$, $\text{Si}(2)-\text{O} = 1,605$; в $(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_6$ -октаэдрах $(\text{Ti}, \text{Nb})_1-\text{O} = 1,995$, $(\text{Ti}, \text{Nb})_2-\text{O} = 1,972$; в Na-полиэдрах $\text{Na}-\text{O}(2) = 2,97$, $\text{Na}-\text{O}(3) = 2,6$, $\text{Na}-\text{O}(5) = 2,79$, $\text{Na}-\text{H}_2\text{O}(1) = 2,11$, $\text{Na}-\text{H}_2\text{O}(2) = 2,28$; в K(1)-полиэдрах $\text{K}(1)-\text{O}(4) = 3,00$, $\text{K}(1)-\text{O}(2) = 3,23$, $\text{K}(1)-\text{O}(2) = 3,36$, $\text{K}(1)-\text{O}(7) = 3,13$, $\text{K}(1)-\text{H}_2\text{O}(1) = 3,21$, $\text{K}(1)-\text{H}_2\text{O}(1) = 3,16$; в K(2)-полиэдрах $\text{K}(2)-\text{O}(8) = 3,42$, $\text{K}(2)-\text{H}_2\text{O}(2) = 2,62$, $\text{K}(2)-\text{H}_2\text{O}(2) = 2,57$, $\text{K}(2)-\text{O}(6) = 3,45$; в Ca-полиэдрах $\text{Ca}-\text{O}(2) = 2,30$, $\text{Ca}-\text{H}_2\text{O} = 2,37$, $\text{Ca}-\text{O}(7) = 2,92$ [4].

Межатомные расстояния ромбического ненадкевичита (в Å) [5]: в SiO_4 -тетраэдрах (средние) $\text{Si}-\text{O} = 1,611$, $\text{O}-\text{O} = 2,631$, $\text{O}-\text{Si}-\text{O} = 109,7^\circ$; в NbO_6 -октаэдрах (средние) $\text{Nb}-\text{O} = 1,991$, $\text{O}-\text{O} = 2,805$, $\text{O}-\text{Nb}-\text{O} = 83,1^\circ$ до $176,4^\circ$. $\text{Na}(1)-\text{O} = 2,568-2,638$, $\text{Na}(1)-\text{H}_2\text{O}(1) = 2,204$ и $2,285$. $\text{Na}(2)-\text{H}_2\text{O}(2) = 2,227$, $\text{Na}(2)-\text{O} = 2,624-3,005$, $\text{H}_2\text{O}(1)-\text{H}_2\text{O}(2) = 2,979$.

Для ненадкевичита с горы Хибинпахчорр установлен диэдр.-безосный кл. $C_s-m(P)$. $a : b : c = 0,561 : 1 : 1,005$, $\beta = 116^\circ 37'$ [4].

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	$26^\circ 37'$	$26^\circ 37'$	$90^\circ 00'$
<i>b</i> 010	$0^\circ 00'$	90 00	—	0 00
<i>a</i> 100	90 00	90 00	90 00	90 00
<i>r</i> 021	14 00	64 14	26 37	41 09
<i>e</i> 102	-90 00	26 36	-26 36	90 00
<i>o</i> 142	-14 01	64 14	-26 39	41 09

$ro(021) : (\bar{1}42) = 25^\circ 11'$ $oo(\bar{1}42) : (142) = 53^\circ 17'$
 $rr(021) : (02\bar{1}) = 53^\circ 17'$

Кристаллы псевдоромбические, уплощены по (001) и вытянуты по оси *b* (фиг. 37). Грани (001) исштрихованы параллельно оси *b*. Обнаружены параллельные сростания ненадкевичита и лабунцовита (границы (010) обоих минералов общие) [4].

Физ. св. Сп. по $(\bar{1}04)$ (в ромбической установке по 001) несовершенная. Изл. неровный. Тв. около 5. Уд. в. $2,73-2,97$ [1, 4, 7] (вычисл. $2,73$) [5]. Цв. белый, серый, розовато-коричневый, розовый и желтый. Черта бледно-розовая, почти белая. Бл. матовый до стеклянного, шелковистый. Непрозрачен до полупрозрачного в тонких сколах. В ИК-спектре ненадкевичита помимо основной раздвоенной полосы в интервале $1080-870 \text{ см}^{-1}$ с максимумами 1040 см^{-1} и $955-930 \text{ см}^{-1}$ имеются полосы 760 см^{-1} — слабая, 675 и 455 см^{-1} — интенсивные; отмечен очень слабый максимум 580 см^{-1} (фиг. 38) [4].

Микр. В шлифах бледно-розовый до бесцветного, иногда буроватый. Слабый плеохроизм: по *Ng* — бледно-розовый, по *Nt* — бледно-желтый, по *Np* —

бесцветный. При скрещенных николях — агрегатная поляризация. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010). $Ng = c$, $Nm = b$; $aNp = 26^{\circ}30'$ (в тупом углу). $n_g = 1,785$, $n_m = 1,686$, $n_p = 1,659$, $n_g - n_p = 0,126$ — у розового (оригинал хим. анализа 5) [1]. $n_g = 1,768$, $n_m = 1,669$, $n_p = 1,665$, $n_g - n_p = 0,103$ — у желтого; $2V = 36-46^{\circ}$ [7]; $n_g = 1,770$, $n_m = 1,669$, $n_p = 1,659$, $2V = 19-31^{\circ}$ — для ненадквечита с горы Хибинпахкчорр (хим. анализ 1) [3, 4].

Хим. Состав минерала непостоянен, что обусловлено характером структуры, которая допускает колебания в содержании элементов группы А [4, 8]. Отношение Ti : Nb от 0,4 : 1 до 1,5 : 1. В ненадквечите из Ловозерских тундр установлено 5,26% ZnP (хим. анализ 5) [4]. В ненадквечите из Кукисвумчорра (Хибинские тундры) обнаружено 0,11% $C_{орг}$ и включения керита [3, 9, 10].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	3,60	2,65	3,77	3,34	4,46	4,16	4,11	4,70	11,3
K ₂ O	3,07	5,02	1,74	2,68	3,76	2,24	2,17	3,00	1,10
MgO	1,31	—	Не обн.	0,45	Не обн.	0,52	—	—	—
CaO	4,90	4,71	3,04	4,30	1,22	1,75	0,30	4,50	0,57
MnO	0,88	4,77	1,04	1,08	1,45	2,90	4,73**	—	0,25
ZnO	—	—	1,90	—	5,26	—	0,55	—	—
SrO	0,10	—	0,98	—	0,17	—	—	—	—
BaO	—	—	5,29	2,75	1,41	1,39	—	0,95	—
Al ₂ O ₃	2,11	0,93	0,49	0,62	0,88	1,15	0,50	0,47	Сл.
Fe ₂ O ₃	0,68	0,52	0,37	1,40	0,47	0,80	1,03	0,50	0,51
TR ₂ O ₃	—	—	Не обн.	0,25	Не обн.	0,30	0,15	—	—
SiO ₂	41,57	35,94	36,78	37,72	37,33	37,15	36,40	37,80	37,70
TiO ₂	14,70	10,41	9,13	9,69	9,20	12,12	9,77	7,72	7,45
Nb ₂ O ₅ } Ta ₂ O ₅ }	16,70	21,95	23,90	24,05	24,12	24,61	28,36	29,40	29,9
H ₂ O ⁺	8,18	9,46	7,92	8,98	7,59	8,84	11,92	10,80	11,7
H ₂ O ⁻	2,03	3,65	2,52	2,36	3,24	2,00			
Сумма	99,83	100,01	99,44*	99,67	100,56	99,93	100,04***	99,84	100,48
Уд. в.	2,73	—	2,89	2,838	—	2,885	—	2,76	2,78

* В том числе P₂O₅ — 0,57.

** Включая MgO.

*** В том числе U₃O₈ — 0,05.

1 — гора Хибинпахкчорр, Хибинский массив, анал. Бурова [4]; 2—6 — гора Карнасурт, Ловозерский массив; 2 — анал. Кульчицкая [11], 3 — анал. Князева [4], 4 — анал. Казакова [1], 5 — анал. Князева [4], 6 — анал. Казакова [1]; 7 — Илимасак, Гренландия, анал. Катаева [12]; 8 — гора Куйвчорр анал. Быкова [2]; 9 — Сент-Илер, Квебек (Канада) [5].

См. также хим. анализы ненадквечита и в том числе его псевдоморфоз по ломоносовиту и мурманиту [1—4, 7, 9, 11].

Диагн. исп. Легко разлагается H₂SO₄, труднее HNO₃ и HCl. П. п. тр. с трудом сплавляется, образуется буровато-черное стекло. Перл бурый, в окислительном пламени вино-желтый, в восстановительном — фиолетовый.

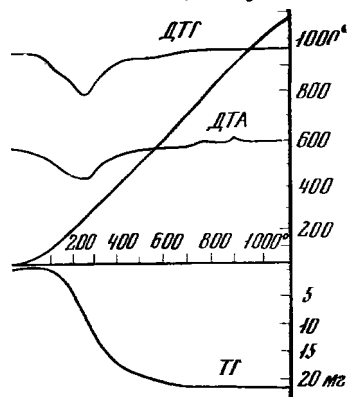
Повед. при нагр. На кривой ДТА (фиг. 39) фиксируются эндотермические реакции в интервале 100—500° с максимумом около 300° и в интервале 500—700°, свидетельствующие о выделении воды в два этапа. Экзотермический подъем при 900°, вероятно, вызван структурными изменениями вещества [4, 13].

Нахожд. Редок. Впервые найден в Ловозерском массиве на горе Карнасурт в натролит-альбитовой пегматитовой жиле, генетически связанной с пойкилитовыми гакманитовыми сиенитами; выполняет промежуток между кристаллами микроклина [1]. Обнаружен также в пегматитах на склоне горы Флора и в пегматидных нефелиновых сиенитах эндоконтактных зон Ловозерского массива в участках, обогащенных альбитом, игольчатым эгирином, натролитом, анальцимом, пизолитом и нептунитом; образует псевдоморфозы по мурманиту [14]. В Хибинском массиве ненадквечит встречается на горе Тахтарвум-

чорр в пегматите трахитоидных хибинитов в ассоциации с зеленым эгирином, натролитом, анальцитом, анкилитом, флюоритом; в пегматите хибинитов на горе Хибинпахчорр (хим. анализ 1) и в полевошпатовой жиле среди хибинитов в ассоциации с лабунцовитом [3, 4, 7, 15]; на горе Кукисвумчорр обнаружен в полевошпат-гакманиит-натролитовой жиле [9], там же найден в раздуве полевошпат-содалит-натролитовой жилы в виде псевдоморфоз по крупнопластинчатому ломоносовиту в ассоциации со сфалеритом, галенитом, кальцитом. Содержит включения твердого битума — импсонита [10]. В Илимаусаке (Южная Гренландия) установлен в пегматитовых и гидротермальных жилах, секущих эвдиалит-ринколитовые науяиты и грубозернистые луювритовые породы; выделения ненадкевичита приурочены к центральным частям жил, сложенный уссингитом и альбитом; характерна ассоциация ненадкевичита с нептунитом, сфалеритом и тугтупитом; обнаружены псевдоморфозы ненадкевичита по эпистолиту [12]; в уссингитовых жилах (плато Тасек) сопровождается эпистолитом, герасимовскитом, пирохлором [16]. В массиве Сент-Илер, провинция Квебек (Канада) обнаружен в пегматитах луюврито-подобных нефелиновых сиенитпорфиров [17].

Изм. Замещается веществом типа лейкоксена [7].

Разнов. Ни об оненадкевичит — ни об оненадкевичите [3]. Под этим названием выделен ненадкевичит с содержанием $Nb_2O_5 \geq 30\%$, относящийся к ромбической сингонии. Параметры элементарной ячейки см. стр. 64. Известен Сент-Илере, Квебек (Канада) [5, 17].



Фиг. 39. Термические кривые ненадкевичита из Хибинпахчорра (по Шлюковой)

Хим. анализ 9. Известен

Межплоскостные расстояния ненадкевичита из Хибинского массива *

		FeK _{αβ} -излучение, D = 57,3 мм					
l	d (Å)	l	d	l	d	l	d
2	7,77	5	2,61	3 дв.	1,757	1	1,340
7	7,08	7 дв.	2,52	7	1,712	5 ш.	1,310
4	6,39			1	1,674	1	1,292
4	4,97	2 дв.	2,37	1	1,623	1	1,270
3	3,92	1	2,26	7	1,577	2	1,251
4	3,57	4	2,15	1	1,548	1	1,233
2	3,46	5	2,05	1	1,513	6	1,148
10	3,25	3	1,962	2	1,472	7	1,067
7	3,11	3	1,895	7 ш.	1,444	7	1,058
3 ш.	2,90	3	1,819	1	1,413	2	1,030
3 ш.	2,73	1	1,778				

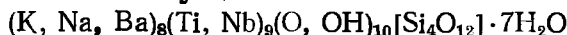
* Новые данные рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

- Кузьменко М. В., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1955, 100, № 6, 1159.
- Капустин Ю. Л., Семенов Е. И. В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 36; Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., Наука, 1972, 143.
- Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива, 2. М.: Наука, 1978, 224.
- Органова Н. И., Шлюкова З. В., Рудницкая Е. С., Забавникова Н. И., Платонов А. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, 98; Органова Н. И. Рентгенография минерального сырья, 1976, вып. 6, 108; Органова Н. И., Шлюкова З. В., Рудницкая Е. С., Яковлевская Т. А. В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, 147.

5. Perrault G., Boucher Ch., Vicat F., Cannillo E., Rossi G. Acta Cryst., 1973, 29, pt 7, 1432; Perrault G., Boucher Ch., Vicat F., Cannillo E., Rossi G. Am. Min., 1973, 58, N 11-12, 1102.
6. Cannillo E., Rossi G., Ungaretti L. Am. Min., 1973, 58, N 1-2, 106.
7. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 102.
8. Булах А. Г., Евдокимов М. Д. Вестн. Ленингр. ун-та, 1973, № 2, 15.
9. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Рудницкая Е. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1973, вып. 22, 129; Соколова М. Н. ДАН СССР, 1965, 160, № 1, 193.
10. Флоровская В. Н., Зезин Р. Б., Овчинникова Л. И., Пиковский Ю. И., Теплицкая Т. А. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968, 80.
11. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970, 218.
12. Setenov E. I., Kazakova M. E., Aleksandrova R. A. Medd. Grönland, 1967, 181, N 5, 5; Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969, 70.
13. Кузьменко М. В. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, 2, 533.
14. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 3.
15. Шлякова З. В., Соколова М. Н., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С., Бурова Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 4, 430.
16. Hansen F. Intern. Geol. Congress. Report of the 23 session Czechoslovakia, 1968, Proc. sekt. 7, 263.
17. Семенов Е. И., Еськова Е. М., Капустин Ю. Л., Хомяков А. П. Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М.: Наука, 1974, 23.

Лабунцовит Labunzovite



Назван по имени советских минералогов А. Н. Лабунцова и Е. Е. Костылевой-Лабунцовой [1]. Впервые найден в 1926 г. А. Н. Лабунцовым и по внешнему сходству с эльпидитом первоначально был им назван титанозельпидитом [2].

Синон. Титансэльпидит — titanoeplidite [2].

Разнов. Ниоболабунцовит, калиевый лабунцовит.

Характ. выдел. Кристаллы, шестоватые или радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $I2/m$. $Z = 2$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Местонахождение	Ссылка
14,18	15,48	13,70	117°00'	0,916 : 1 : 0,995	Кольский п-ов (хим. анализ 4)	[3]
15,48*	13,70*	14,18*	117 00	1,129 : 1 : 1,035		
15,57	13,75	14,27	116 55	1,132 : 1 : 1,037	Трона (США)	[4]
15,33	13,93	14,33	117 00	1,101 : 1 : 1,029	Хибинпахкчорр (хим. анализ 6)	
14,14	13,70	15,41	117 06	1,032 : 1 : 1,124	Турий мыс	[7]
15,41**	13,70**	14,14**	117 06	1,124 : 1 : 1,032	(хим. анализ 2)	

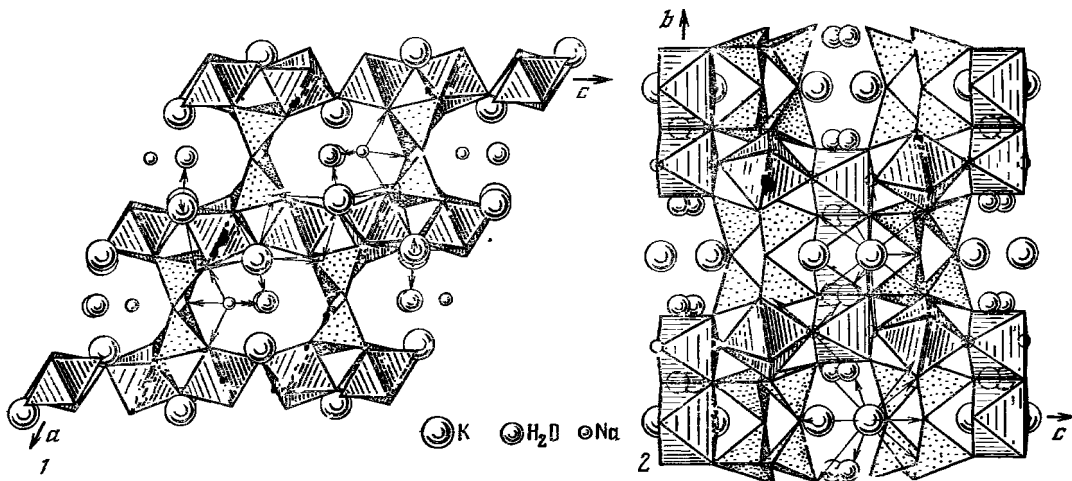
* Данные Головастикава, в новой установке.

** Данные Ильинского, в новой установке.

Структура лабунцовита (фиг. 40) [3, 6] сходна со структурой ненадкевичита. Четверные кремнекислородные кольца $[Si_4O_{12}]$, плоскость которых перпендикулярна оси c , связаны бесконечными цепочками из TiO_6 -октаэдров, соединенных вершинами. Цепочки тянутся вдоль оси c ; атомы Ti в них занимают два неэквивалентных положения $Ti(2)$ и $Ti(3)$. В отличие от ненадкевичита эти цепочки sdвоены в ленты при помощи $(Ti, Nb)O_6$ -октаэдров в позиции $Ti(1)$. Изучение поляризованных спектров лабунцовита с горы Хибинпахкчорр показало, что в позиции $Ti(1)$, возможно, располагается Ti^{3+} вместе с Nb и Mn^{2+} [6]. Атомы $K(Ba)$, $Na(Ca)$ и молекулы H_2O находятся в крупных полостях. Атомы K и Ba составляют одиннадцативершинники трех слегка различающихся типов. Na имеет координацию 5.

Расчетные и экспериментальные данные показывают, что вода в структуре лабунцовита с горы Хибинпахкчорр присутствует в трех формах: H_2O , H_3O^+ и OH^- [6, 9].

Минерал характеризуется частичной неупорядоченностью структуры. Наиболее неупорядоченный лабунцовит с базоцентрированной элементарной



Фиг. 40. Структура лабунцовита (по Головастикову)

1 — в проекции на плоскость *ac*; 2 — в проекции на плоскость *bc*

ячейкой указан Семеновым [8]. Полная упорядоченность характерна для лабунцовита с объемно-центрированной ячейкой из Вайоминга [5]. Межатомные расстояния (в Å, средние) [3]: для Ti(1)-октаэдра Ti(1)—O = 2,082; для Ti(2)-октаэдра Ti(2)—O = 1,944; для Ti(3)-октаэдра Ti(3)—O = 1,947; для Si(1)-тетраэдра Si(1)—O = 1,601; для Si(2)-тетраэдра Si(2)—O = 1,604; для Na-пятивершинника Na—O = 2,385; для K(1)-одиннадцативершинника K(1)—O = 2,957, для K(2)-одиннадцативершинника K(2)—O = 3,093.

Призм. кл. $C_{2h}-2/m(L_2PC)$. $a : b : c = 1,132 : 1 : 1,037$, $\beta = 116^\circ 55'$ (по рентгеновским данным Милтона).

Формы [2, 7, 10]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2		
<i>c</i>	001	90°00'	26°55'	26°55'	90°00'	<i>e</i>	$\bar{1}02$	-90°00'	0°16'	-0°16'	90°00'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	—	0 00	<i>l</i>	$\bar{2}03$	-90 00	10 03	-10 03	90 00
<i>a</i>	100	90 00	90 00	90 00	90 00	<i>x</i>	$\bar{3}04$	-90 00	14 44	-14 44	90 00
<i>m</i>	110	44 44	90 00	90 00	44 44	<i>n</i>	$\bar{1}01$	-90 00	27 29	-27 29	90 00
<i>g</i>	012	44 24	35 58	26 55	65 11	<i>p</i>	$\bar{2}01$	-90 00	57 07	-57 07	90 00
<i>d</i>	011	26 05	49 06	26 55	47 15	<i>o</i>	$\bar{1}11$	-26 37	49 14	-27 28	47 23
<i>f</i>	032	18 01	58 39	26 55	35 42						

oa ($\bar{1}11$) : ($\bar{1}00$) = 72°59' *dd* (011) : (0 $\bar{1}\bar{1}$) = 94°30' *da* (011) : (100) = 70°35'

ob ($\bar{1}11$) : (010) = 47 23 *dm* (011) : (110) = 44 16

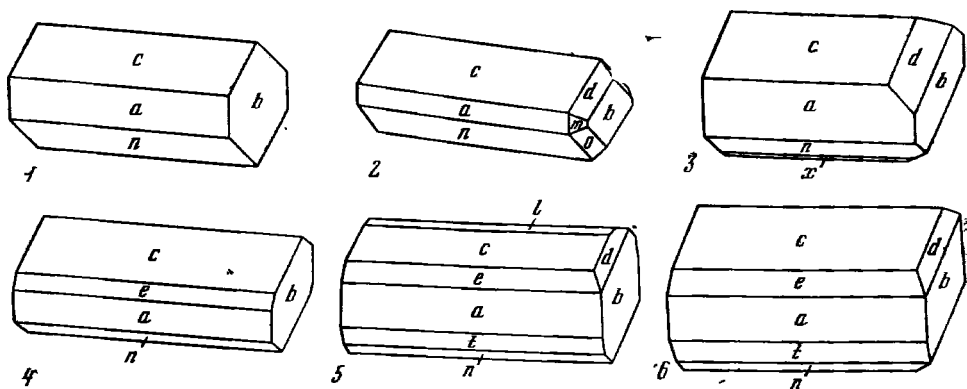
Соотношения символов форм в принятой здесь рентгеновской установке Милтона (М.) [4] и в морфологической установке Лабунцова (Л.) [2]:

М.	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>e</i> $\bar{1}02$	<i>n</i> $\bar{1}01$	<i>p</i> $\bar{2}01$	<i>m</i> (110)	<i>d</i> 011	<i>o</i> $\bar{1}11$
Л.	<i>m</i> 110	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>m</i> $\bar{1}\bar{1}0$	—	<i>d</i> 021*	<i>s</i> 111	—

* Для грани *d* (021) ошибочно указан символ (011).

Кристаллы призматические (псевдоромбические), удлинены по оси *b* (фиг. 41) [10]. Грани (*h*0*l*) исштрихованы параллельно оси *b*. Отмечались двойники по (100) [7] и тройники [11]. Установлены сростания с ненадквичитом по граням *b* (010) [10] и параллельные сростания с эльпидитом [12].

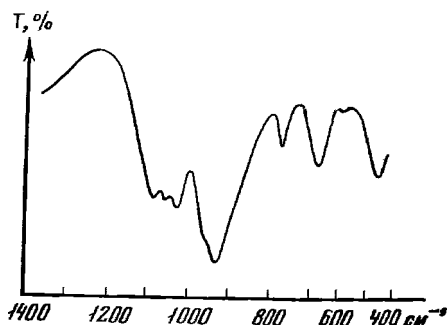
Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по ($\bar{1}02$) совершенная. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость на (001) — 295 кгс/мм² [7]. Уд. в. 2,77—3,02. Цв. коричневатожелтый, оранжевый, оранжево-красный, розовый, розовато-желтый. Черта палевая, розовато-желтая. Бл. жирный, стеклянный, на гранях алмазовидный. В тонких сколах полупрозрачен. рН водной суспензии 9,56 [7]. Магнитная



Фиг. 41. Кристаллы лабунцовита (1—3) и калиевого лабунцовита (4—6) из Хибинского массива

1, 2 — по Лабунцову (в новой установке);
3—6 — по Яковлевской

Фиг. 42. ИК-спектр лабунцовита (по Рудницкой)



восприимчивость $1-10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [11]. Основная полоса поглощения в ИК-спектре $1090-870 \text{ см}^{-1}$ имеет максимумы около 1082 и 1020 см^{-1} и 924 см^{-1} ; также слабая полоса — около 764 см^{-1} и интенсивная около 670 см^{-1} . В области $1800-1500 \text{ см}^{-1}$ ИК-спектр имеет максимумы: 1730 , 1647 и 1600 см^{-1} , в области валентных колебаний — полосы 3445 и 3200 см^{-1} [6, 10] (фиг. 42).

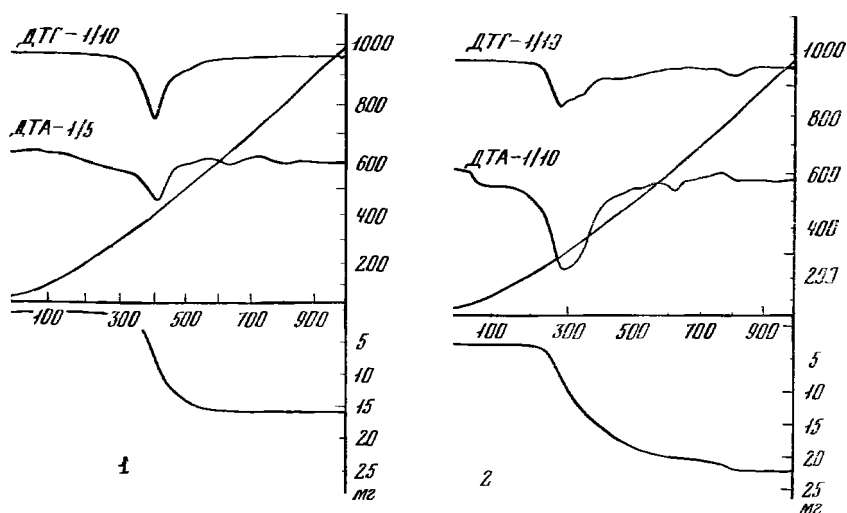
Микр. [1, 7, 10]. Плеохроизм: по N_g — бледно-желтый, лимонно-желтый до бесцветного, N_m — оранжевый, N_p — от бледно-желтого до бесцветного, $N_m > N_p > N_g$. Иногда плеохроизм в красновато-коричневых тонах; N_m — красновато-коричневый, N_g — светло-желтый. Окраска и плеохроизм в оранжево-желтых тонах в лабунцовите с горы Хибинпахкчорр обусловлены переносом заряда $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$, вызывающим полосу поглощения 23500 см^{-1} [6]. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010); $N_g = c$; $N_m = b$, $aN_p = 27^\circ$ (в тупом углу). n_g от 1,795 до 1,840, n_m от 1,693 до 1,702, n_p от 1,682 до 1,789 (см. при хим. анализах); $n_g - n_p$ изменяется от 0,106 до 0,155; $2V$ от 11 до 44° . Дисперсия $r > v$, ясная [10].

Хим. Состав относительно постоянен. Ti резко преобладает над Nb, изоморфно его замещающим. Органова [6] предполагает ограниченную возможность замещения, допускаемую структурой лабунцовита (не более 3 атомов Nb на ячейку, до 3,2% Nb_2O_5). Существование ниобилабунцовита с максимальным содержанием $Nb_2O_5 - 7,19\%$ возможно лишь при условии заселения Nb дополнительных структурных позиций. Пространственная группа становится $A2/m$. Поляризованный спектр оптического поглощения указывает на наличие в лабунцовите наряду с Ti^{4+} и Ti^{3+} [6]. Состав группы редкоземельных элементов лабунцовита из Ловозерского массива [13] ($\Sigma TR = 100\%$): La — 31, Ce — 40, Pr — 4,9, Nd — 17, Sm — 4,4, Gd — 2,6. Лабунцовит с горы Сенгисчорр в Ловозерском массиве содержит 0,047 Li_2O и 0,029% Rb_2O [8].

Анализы:							
	1	2	3	4	5	6	
Na ₂ O	5,66	4,68	5,18	5,52	5,18	5,41	
K ₂ O	7,16	7,18	6,52	7,22	7,05	8,56	
MgO	1,86	—	—	0,77	Не обн.	1,70	
CaO	0,02	0,44	0,77	—	»	0,11	
BaO	9,25	11,09	9,54	9,96	9,85	9,56	
MnO	—	1,07	0,83	0,40	0,29	0,20	
FeO	—	0,46	1,44	0,46	0,36	—	
Al ₂ O ₃	0,42	0,32	0,40	0,40	0,29	Не обн.	
Fe ₂ O ₃	0,42	0,44	0,59	0,56	2,02	2,52	
SiO ₂	39,53	38,70	38,70	38,70	39,40	37,68	
TiO ₂	25,56	26,00	26,00	26,00	26,66	24,92	
Nb ₂ O ₅	0,25	0,382	0,59	0,775	0,83	1,12	
Ta ₂ O ₅	—	0,003	0,004	0,005	—	—	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,04	—	
H ₂ O ⁺	9,25	7,97	8,04	8,57	—	—	
H ₂ O ⁻	0,35	0,20	0,20	0,20	7,68	8,06	
F	—	0,77	1,08	0,84	0,63	—	
Сумма	99,73	99,705	99,884	100,38	100,28	99,84	
—O=F ₂	—	0,32	0,45	0,35	0,27	—	
		99,385	99,434	100,03	100,01		
Уд. в.	2,87	2,949	2,998	3,014	3,02	2,96	
n _g	1,825	1,836	1,839	1,840	1,839	1,804	
n _m	1,698	—	—	—	1,698	1,693	
n _p	1,695	1,682	1,684	1,684	1,684	1,688	
2V	20°	25°	34°	40°	30°	43°	
	7	8	9	10	11	12	13
Na ₂ O	3,18	3,72	5,70	6,09	5,78	5,75	5,72
K ₂ O	7,23	7,28	7,28	7,16	10,04	12,28	11,00
MgO	0,42	—	0,33	0,16	0,21	0,13	0,83
CaO	1,19	0,06	0,69	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
BaO	8,61	8,35	9,71	10,40	2,30	3,29	3,67
MnO	2,34	2,30	1,89	2,16	2,22	0,68	—
FeO	—	—	—	0,59*	1,24*	0,57*	—
Al ₂ O ₃	1,30	0,93	0,74	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,63
Fe ₂ O ₃	1,56	2,11	1,16	—	—	—	2,12
SiO ₂	39,59	40,00	37,59	38,72	40,13	39,35	41,77
TiO ₂	25,49	23,53	21,88	23,94	25,70	23,02	24,89
ZrO ₂	сл.	0,36	1,55	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
Nb ₂ O ₅	1,45	2,33	3,12	1,79	1,21	4,60	—
Ta ₂ O ₅	—	—	0,08	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	7,91	8,40	7,83	8,95**	11,24**	10,21	7,77
Сумма	100,27	99,37	99,55	99,96	100,07	99,88	99,40
Уд. в.	2,901	2,915	—	2,97	2,77	2,91	—
n _g	1,795	—	—	1,819	—	—	1,809
n _m	1,702	—	—	1,700	—	—	1,699
n _p	1,689	—	—	1,699	1,684	1,684	1,694
2V	41°	—	—	31—36°	—	—	—

* Железо рассчитано на FeO. ** Вычисленная; по данным термического анализа H₂O для хим. анализа 10 — 8,50, для 11 — 9,47.

1 — Трона, шт. Вайоминг (США) [4]; 2—5 — Турий мыс, Кольский п-ов (2—4 анал. Плисс и др. [14, 15], 5 — анал. Ковязина [7]); 6 — Ковдорский массив, Кольский п-ов, анал. Казакова [15]; 7 — гора Куф-ньон, Ловозерский массив, анал. Бузова [1]; 8 — гора Путеличорр, Хибинский массив, анал. Казакова [16]; 9 — гора Хибинпахкчорр, Хибинский массив, анал. Бузова [10]; 10 — там же, ср. для 4 зерен на микрозонде, анал. Цепин [16]; 11—13 — калиевый лабунцовит: 11 — гора Эвселогчорр, Хибинский массив, анал. Цепин (среднее для 4 зерен, на микрозонде) [16]; 12 — гора Коашва, Хибинский массив (микрозонд), анал. Цепин [16]; 13 — Мурунский массив (Якутия), анал. Кузнецова [17].



Фиг. 43. Термические кривые лабунцовита (1) и калиевого лабунцовита (2) из Хибинского массива, сняты в атмосфере азота (по Органовой, Шлюковой и др.)

Диагн. исп. Легко разлагается HF, с трудом HNO_3 , H_2SO_4 и HCl. Легко плавится; образуется белая, чуть желтоватая или голубоватая эмаль. В закр. тр. при нагревании выделяет воду и обесцвечивается.

Повед. при нагр. При нагревании лабунцовита из Ловозерского массива в интервале $200\text{--}400^\circ$ происходит постепенное выделение воды, которой приписывается цеолитный характер [1]. Лабунцовит с Турьего мыса теряет вес при более высоких температурах; на его кривой ДТА фиксируются пять эндотермических эффектов: около 500 , 560 , 660 , 840 и 1000° [7]; первые три соответствуют потере воды, четвертый — потере F и последний — плавлению минерала. При нагревании хибинпахкчоррского лабунцовита вода выделялась в интервалах $300\text{--}500^\circ$ (6,7% из общего количества 8,5%) и $500\text{--}600^\circ$ (1,3%). Выше 600° на термограмме фиксируются несколько нечетких эффектов, связанных со структурными изменениями (фиг. 43₁) [16]. Судя по ИК-спектрам поглощения лабунцовита с горы Хибинпахкчорр, дегидратация его при 300° идет по схеме $\text{H}_3\text{O}^+ \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{H}^+$; при 500° дегидратация продолжается [9].

Находж. Редок. В СССР обнаружен в щелочных массивах Хибинском и Ловозерском на Кольском п-ове и Мурунском в Якутии. Наблюдается в центральных частях пегматитовых тел, почти нацело сложенных альбитом или натролитом; ассоциируется с продуктами гидротермального изменения мурманита; образует псевдоморфозы по этому минералу. В Хибинах [10, 16] встречен в пегматитах хибинитов гор Маннепахк, Тахтарвумчорр, Путеличорр в ассоциации с анальцимом и окислами марганца. Установлен также в зоне хибинитов: на горе Хибинпахкчорр — в полевошпатовой и альбит-анальцимовой жилах, на горе Кукисвумчорр — в полевошпат-натролитовой жиле с рамзаитом, лампрофиллитом, нептунитом и кальцитом и в натролитовом прожилке. Найден в осыпях на горе Северный Лявочорр [16]. В Ловозерском массиве встречен в пегматитах дифференцированного комплекса вместе с альбитом, эпидидимитом (горы Куфтньон, Киткньон, Карнасурт) или с эльпидитом (гора Куфтньон) [11]. Также обнаружен во внешних участках массивов нефелиновых сиенитов на их контакте с гнейсами в пустотах с арфведсо-нитом, флюоритом и апатитом [18].

В карбонатитах Ковдорского массива (Кольский п-ов) и Вуориярви (Карелия) лабунцовит найден в поздних кальцитовых жилах вместе с бариевым ортоклазом, щелочной роговой обманкой, анкилитом, а также в цеолит-каль-

цитовых жилах в ассоциации с натролитом, катаплетом, виноградовитом и баритом [15]. На Турьем мысе (Кольский п-ов) в крупнозернистых кварц-анортоклазовых жилах, секущих фенитизированные песчаники, лабунцовит ассоциируется с кальцитом и апофиллитом. Там же он встречается в кварц-апофиллит-кальцитовых жилах, секущих ийолиты и малиньиты; мелкие зерна лабунцовита обнаружены в альбит-анортоклазовых жилках вместе с полевым шпатом, кварцем, эгирином, арфведсонитом, нарсарсукиком и кальцитом [7, 11, 14]. В цеолит-кальцитовых жилах Турьего мыса находится в ассоциации с натролитом, катаплетом и виноградовитом [15]. Ниоболабунцовит установлен в натролитовой жиле в Ловозерском массиве совместно с Zr-содержащим опалом, псиломеланом и рабдофанитом.

Как аутигенный минерал отмечен в неметаморфизованных осадках месторождения Трона, шт. Вайоминг (США), вместе с тронной, сирлезитом, лейкофенитом и карбонатами [4].

Изм. Некоторые кристаллы лабунцовита покрыты белой «рубашкой» анатазового лейкоксена, который представляет собой продукт позднегидротермального изменения [1]. Лабунцовит Ковдорского массива частично замещен виноградовитом [15].

Разнов. Ниоболабунцовит — niobolabunzovite [15]. Содержит повышенное количество Nb (до 7,19% Nb₂O₅). Обычно ниоболабунцовиты имеют неупорядоченную структуру. По физическим свойствам не отличаются от лабунцовита. Ниоболабунцовиты с горы Непха (Ловозерский массив) по рентгенограммам относятся к ненадкевичиту [6].

Калиевый лабунцовит — potash labunzovite [16] содержит повышенное количество K₂O (до 12,28%) и низкое BaO (хим. анализы 11—13). Для образца с горы Эвеслогчорр: $a_0 = 7,782$, $b_0 = 14,05$, $c_0 = 14,34$ Å, $\gamma = 117^\circ$, пр. гр. $B2/m$; $Z = 1$. В отличие от структуры обычного лабунцовита структура калиевого лабунцовита содержит воду в трех неэквивалентных позициях, а неупорядоченное расположение катионов K и Nb в кремнекислородном каркасе выражено сильнее, маскируя пр. гр. $I2/m$ [16, 19]. Кристаллы призматические такие же, как у обычного лабунцовита, цвет морковно-красный. Двусный (+). $n_g = 1,806$, $n_m = 1,699$; $n_p = 1,684—1,698$. Для образца с горы Рисчорр [10] $2V = 11—29^\circ$, дисперсия $r < v$, очень сильная.

ИК-спектр поглощения калиевого лабунцовита близок к ИК-спектру лабунцовита, но не идентичен ему [16]. Основное отличие состоит в том, что в области 400—700 см⁻¹, где проявляются деформационные колебания связей Si—O и валентные колебания Ti—O, у обычного лабунцовита имеются сильные полосы 460, 575, 670 см⁻¹, а у калиевой разности 475 и 690 см⁻¹, кроме того, имеются слабые полосы 585 и 550 см⁻¹. В области деформационных колебаний воды на ИК-спектре калиевого лабунцовита регистрируется (как и на спектре лабунцовита) диффузная полоса 1640—1650 см⁻¹, а в области валентных колебаний — две широкие полосы 3200—3500 см⁻¹, отвечающие молекулам H₂O в двух различных положениях. В отличие от лабунцовита эти полосы осложнены ступенями: 3250 и 3570 см⁻¹. Термическое исследование калиевого лабунцовита, проведенное в одинаковых условиях с лабунцовитом, показывает, что вода теряется им при более низкой температуре (фиг. 43₂)

Найден в Хибинском массиве в керне трех скважин: на горе Эвеслогчорр с хлоритом, кальцитом, стронцианитом, пектолитом, фарфоровидным микроклином, сфалеритом среди массивных уртитов; на горе Коашва в пектолитовом прожилке совместно с фарфоровидным полевым шпатом среди полевошпатовых уртитов; на горе Рисчорр — в микроклиновом прожилке с натролитом, виноградовитом, лепидомеланом, апатитом, клейофаном; ранее описан как лабунцовит [10]. В Мурунском массиве встречается редко, обнаружен в пустотах маломощного полевошпатового прожилка в виде друзы тонкопластинчатых кристаллов вместе с анатазом [17].

Межплоскостные расстояния лабунцовита из Хибинпахкчорра *

Fe-излучение, $D = 57,3$ мм									
I	d (Å)	I	d	I	d	I	d	I	d
4	6,78	3	2,87	1	2,00	1	1,517	1	1,269
4	6,39	8	2,56	1	1,926	1	1,474	1	1,243
1	3,57	4 дв.	2,46	1	1,855	1	1,443	1	1,194
1	3,48	2	2,31	4 дв.	1,781	8	1,422	1	1,176
1	3,41	1	2,19	4	1,723	1	1,378	1	1,159
10	3,17	4	2,10	4	1,689	2	1,343	1	1,140
7	3,11	1	2,08	2	1,638	2	1,316	1	1,122
7	3,02	1	2,02	6	1,546	2	1,294	1	1,095

* Рентгеновская лаборатория ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

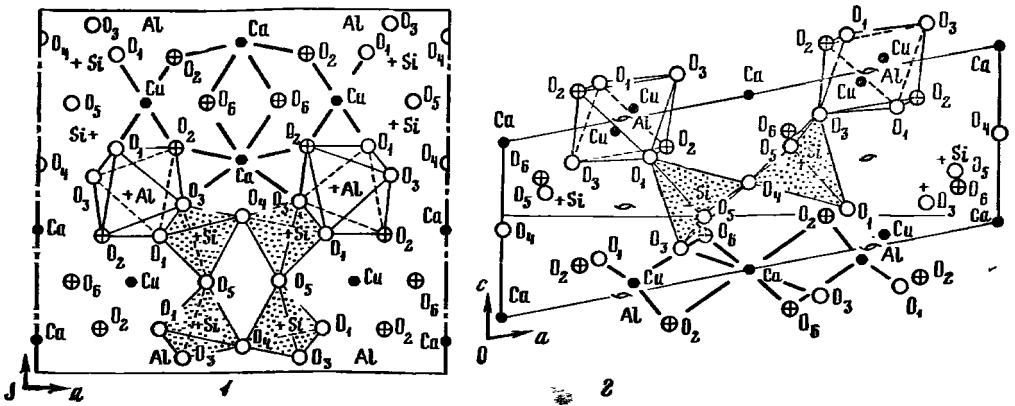
- Семенов Е. И., Бурова Т. А. ДАН СССР, 1955, 101, № 6, 1113.
- Лабунцов А. Н. ДАН СССР, 1926. Сер. А, 39.
- Головастикова Н. И. Кристаллография, 1973, 18, вып. 5, 950.
- Milton Ch., Mrose M. E., Fahey J. J., Chao E. C. T. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, N 12, 1614; Milton C., Chao E. C. T., Fahey J. J., Mrose M. E. Rep. 21 Session Intern. geol. congress. Copenhagen, 1960, pt 21, 171.
- Органова Н. И. Рентгенография минерального сырья, 1967, вып. 6, 108.
- Органова Н. И., Шлюкова З. В., Забавникова Н. И., Платонов А. Н., Рудницкая Е. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, 98.
- 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 полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965, 415.
- Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 20 (с рентгеновскими данными Головастикова); 1959, вып. 2, 102.
- Архипенко Д. К., Органова Н. И., Шлюкова З. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, 61.
- Шлюкова З. В., Соколова М. Н., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С., Бурова Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 91, вып. 4, 430; Плюснина И. И., Зайцева Л. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, 104.
- Евдокимов М. Д. В кн.: Минералогия и геохимия. Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, вып. 5, 22.
- Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 141.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 196.
- Булах А. Г., Евдокимов М. Д. Вестн. Ленингр. ун-та, 1973, № 24, Сер. геол.-геогр., вып. 4, 15.
- Капустин Ю. Л., Семенов Е. И. Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 36; Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 219.
- Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978, 2, 224.
- Рогова В. П. В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1976, 5.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 3.
- Органова Н. И., Шлюкова З. В., Цепин А. И. Тезисы доклада на VII Всесоюзном Совещании по рентгенографии минерального сырья. Львов, 1977, 20.

СТРУКТУРА ТИПА ПАПАГОИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Папагоит $\text{Cu}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})_6$	Монокл.	12,94	11,52	4,68	$100^\circ 30'$	3,25

Папагоит Paragoite
 $\text{Cu}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})_6$

[1]. Название дано по названию индейского племени, обитавшего в районе находки минерала



Фиг. 44. Структура папагоит (по Жильберу и Ле-Биану)

1 — проекция на плоскость (001); 2 — проекция на плоскость (010); кружки с крестами — группы (ОН)

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (< 1 мм в длину).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h} - C2/m$ [2]. $a_0 = 12,94, b_0 = 11,52, c_0 = 4,68 \text{ \AA}, \beta = 100^\circ 30'; a_0 : b_0 : c_0 = 1,123 : 1 : 0,406; Z = 2$ [2]. $a_0 = 12,91, b_0 = 11,48, c_0 = 4,69 \text{ \AA}, \beta = 100^\circ 38'; a_0 : b_0 : c_0 = 1,124 : 1 : 0,408; Z = 4$ [1].

В структуре папагоита (фиг. 44) [2] SiO_4 -тетраэдры слагают изолированные четверные кольца $[Si_4O_{12}]$, связанные общими вершинами с AlO_6 -октаэдрами. Две вершины этих октаэдров O(2) заняты группами OH ($Al-O(2) = 1,98 \text{ \AA}$), четыре вершины общие с двумя тетраэдрами разных колец ($Al-O(1) = 1,83$ и $Al-O(3) = 1,85 \text{ \AA}$). Атомы Cu и Ca находятся в промежутках, занимая разные положения. В деформированных CaO_6 -октаэдрах атомы Ca связаны с двумя O(3), принадлежащими тетраэдрам разных колец ($Ca-O(3) = 2,43 \text{ \AA}$), и с четырьмя группами OH ($Ca-O(2) = 2,55, Ca-O(6) = 2,36 \text{ \AA}$). Атомы Cu в координации 5 окружены двумя атомами O и тремя OH по квадратным пирамидам, сходным с пирамидами в структуре диоптаза; атомы O этих пирамид общие с двумя тетраэдрами одного кольца ($Cu-O(1) = 1,87$), расстояния двух $Cu-OH = 2,02$, одного — $2,30 \text{ \AA}$. В тетраэдрах $Si-O$ от $1,56$ до $1,67, O-O = 2,55 - 2,65 \text{ \AA}$.

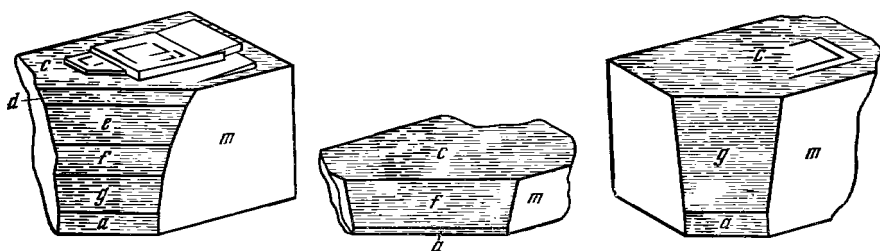
Монокл.-призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$. Формы (на основе рентгеновского отношения осей $a_0 : b_0 : c_0 = 1,124 : 1 : 0,408$) [1]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2		
c	001	90°00'	10°38'	10°38'	90°00'	e	101	90°00'	29°10'	29°10'	90°00'
a	100	90 00	90 00	90 00	90 00	f	201	90 00	42 50	42 50	90 00
m	110	42 10	90 00	90 00	42 10	g	401	90 00	59 00	59 00	90 00
d	102	90 00	20 25	20 25	90 00	h	601	90 00	67 25	67 25	90 00

Кристаллы несколько удлинены вдоль оси b и уплощены по (001) (фиг. 45). Для граней, параллельных оси b , характерна горизонтальная штриховка.

Физ. св. Сп. по (100) заметна под микроскопом. Тв. 5—5½. Уд. в. 3,25 (вычисл. 3,25). Цв. небесно-голубой. На основании оптических спектров поглощения показано [3], что голубая окраска папагоита определяется наличием в структуре изолированных Cu^{2+} -полиэдров.

Микр. Отчетливый плеохроизм: по Ng — темно-зеленовато-синий, по Nm — синий, по Np — бесцветный до бледно-зеленовато-голубого; $Ng > Nm > Np$. Двусный (—). Пл. опт. осей $\perp (010), Ng = b, cNp = 44^\circ, aNp = 35^\circ, Nm$ почти $\perp (201). n_g = 1,672, n_m = 1,641, n_p = 1,607; n_g - n_p = 0,065; 2V = 77-79^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая.



Фиг. 45. Кристаллы папагоита (по Хаттону)

Хим. Формула требует уточнения (не ясно, чем восполняется некоторый дефицит Si). По Хаттону и Влисидису [1], элементарная ячейка имеет формулу $\text{Ca}_4(\text{Cu, Mn, Fe})_{4,02}(\text{Al, Mg, Ti})_4[\text{Si}(\text{H}_4)\text{Al}]_8\text{O}_{24}(\text{OH})_{12,18}$. По Штринцу (1970), формула $\text{CaCuAlH}_2[\text{OH}](\text{SiO}_4)_2$.

Анализ (анал. Влисидис): $\text{CuO} - 23,53$, $\text{MgO} - 0,09$, $\text{CaO} - 17,02$, $\text{MnO} - 0,10$, $\text{FeO} - 0,27$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15,78$, $\text{SiO}_2 - 33,60$, $\text{TiO}_2 - 0,26$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 9,01$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0,04$; сумма 99,70.

Диagn. исп. В тонкоизмельченном порошке папагоит очень медленно растворяется в кипящей концентрированной HCl.

Повед. при нагр. Вода начинает выделяться при 500° ; до 750° она удаляется практически полностью.

Нахожд. Встречен только в Ахо, шт. Аризона (США) совместно с ахоитом слагает тонкие прожилки и скопления на стенках трещин в метасоматически измененной альбит-кварцевой породе.

Межплоскостные расстояния папагоита из Ахо [1]

CuK α -излучение, Ni-фильм, $D = 114,59$ мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
200	7	6,33	041	3	2,437	621	4	1,719
001	7	4,61	401	1	2,409	550	4	1,702
$\bar{1}11$	9	4,29	$\bar{5}11$	4	2,368	$\bar{6}41$	1	1,680
$\bar{2}01$	1	4,12	$\bar{1}12$	2ш.	2,299	242	7	1,667
310	1	3,95	331	3ш.	2,292	730	2	1,638
111	7	3,85	241	9	2,204	$\bar{7}31$	2	1,633
130	1	3,67	$\bar{2}22$	2	2,140	800	3ш.	1,591
201	8	3,44	440	1	2,130	$\bar{2}03; \bar{7}12$	1	1,560
$\bar{2}21$	1	3,34	$\bar{6}01$	<1	2,073	$\bar{1}13$	1	1,545
$\bar{3}11$	6	3,30	$\bar{4}02$	1	2,052	821	<1	1,534
400	<1	3,17	511	<1	2,034	$\bar{3}13$	4	1,524
221	2	2,95	$\bar{1}32$	<1	1,999	$\bar{4}03$	<1	1,498
401	10	2,847	620	1	1,983	023	1	1,483
330	1	2,833	$\bar{4}22$	<1	1,935	442	2	1,475
131	8	2,795	060	6	1,912	532	1	1,450
240	2	2,616	$\bar{5}12$	5	1,864	$\bar{8}02$	2	1,437
$\bar{4}21$	2	2,565	441	<1	1,846			
510	2	2,477	$\bar{2}42$	3	1,798			

Кроме того, 34 линии
до 0,790

Л и т е р а т у р а

1. Hutton C. V., Vlisidis A. C. Am. Min., 1960, 45, N 5-6, 599.
2. Gillebert C., Le Bihan M.-Th. Bull. Soc. fr. min., crist., 1965, 88, N 1, 119.
3. Платонов А. Н., Поваренных А. С., Таращан А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, вып. 3, 254.

СИЛИКАТЫ С ШЕСТИЧЛЕННЫМИ И БОЛЕЕ СЛОЖНЫМИ КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА БЕРИЛЛА—КОРДИЕРИТА

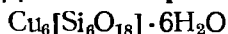
В этом разделе рассмотрены берилл, диоптаз, кордиерит, секанинаит и индиалит.

Основу структуры берилла составляют шестичленные кольца кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, которые связаны атомами Be (в четверной координации) и атомами Al (в шестерной координации). В диоптазе, который структурно близок к бериллу, связь колец $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ осуществляется атомами Cu. В структуре кордиерита, секанинаита и индиалита, кроме шестерных, имеются четырехчленные кольца алюмокремнекислородных тетраэдров.

ГРУППА БЕРИЛЛА

	Сингония	a_c	c_c	Уд. в.
Диоптаз $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Триг.	14,61	7,80	3,27
Берилл $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Гексаг.	9,21	9,17	2,6—2,9

Диоптаз Diopase



Название от греческого δια (диа) — сквозь, οπταζω (оптазо) — видение, так как следы трещинок спайности видны сквозь кристалл (Аюи, 1797).

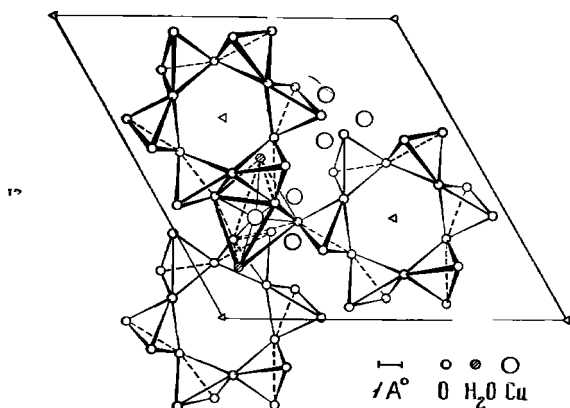
Синон. Аширит—achirite, Aschirit—в честь Ашир-Мамела, впервые доставившего образцы из Казахстана (Германн, 1788, 1802), эмераудин—emeraudine (Деламентри, 1793), эмераудите—emeraudite (по Честеру, 1896), купферсмаргад — Kupfersmaragd (Вернер, 1800), медный изумруд — emerald copper (Джемсон, 1820), смарагдохальцит — Smaragdo-chalcit (Моос, 1824), смарагд-малахит, изумрудный малахит — Smaragd Malachit (Моос, 1839), emerald malachite, киргизит — kirghisite (по Честеру, 1896).

Характ. выдел. Кристаллы (до 2,5 см), друзы, кристаллические агрегаты.

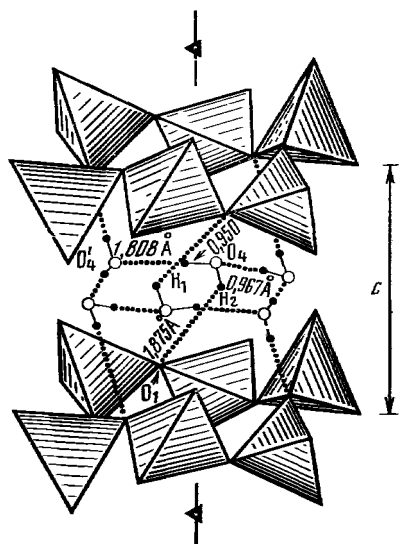
Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$. $a_h = 14,61$, $c_h = 7,80 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 0,534$; $a_{rh} = 8,85 \text{ \AA}$, $\alpha = 111^\circ 52'$; $Z = 18$ [1]. $a_h = 14,66$, $c_h = 7,74 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 0,528$ [2].

Основой структуры [1, 2, 3] диоптаза (фиг. 46) являются шестерные кольца $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, аналогичные таковым в берилле и расположенные параллельно (0001); кольца связаны атомами Cu. По оси c они находятся друг над другом и образуют трубообразные пустоты с шестерными кольцами из молекул H_2O [1, 4]. Тетраэдры SiO_4 в кольцах расположены зигзагообразно на разных уровнях. Атомы Cu находятся внутри неправильных октаэдров, которые расположены почти в одной плоскости с двумя молекулами H_2O . Два из атомов O принадлежат разным тетраэдрам одного и того же кольца. Каждый из этих O одного тетраэдра связан с двумя атомами Cu. Кольца из шести молекул H_2O располагаются вокруг тройной оси. Эти кольца, так же как и кремнекислородные, гофрированы. По Букину и др. [5], шестерные кольца из H_2O прочно удерживаются водородными связями $\text{O}(4) - \text{H}(1) \dots \text{O}'(4)$ длиной 2,693 Å в самом кольце и связями $\text{O}(2) - \text{H}(2) \dots \text{O}(1)$ длиной 2,835 Å в силикатной подрешетке минерала (фиг. 47).

Межатомные расстояния (в Å) и углы [5]: SiO_4 -тетраэдр: $\text{Si}-\text{O} = 1,632$ (среднее), $\text{O}-\text{O} = 2,663$ (среднее), $\text{Si}-\text{Si}' = 2,991$, $\text{O}-\text{Si}-\text{O} = 109,1^\circ$ (среднее), $\text{Si}-\text{O}(1)-\text{Si}' = 129,9^\circ$; CuO_6 -октаэдр: $\text{Cu}-\text{O}(2) = 1,949$, $\text{Cu}-\text{O}'(2) = 1,966$, $\text{Cu}-\text{O}(3) = 1,954$, $\text{Cu}-\text{O}'(3) = 1,994$, $\text{Cu}-\text{O}(4) = 2,530$, $\text{Cu}-\text{O}'(4) = 2,666$, $\text{Cu}-\text{Cu}' = 2,969$; водородные связи: $\text{O}(4) \dots \text{O}'(4) = 2,693$, $\text{O}(4) \dots \text{H}(1) = 0,950$, $\text{H}(1) \dots \text{O}'(4) = 1,808$; $\text{O}(4) \dots \text{O}(1) = 2,835$, $\text{O}(4) - \text{H}(2) = 0,967$, $\text{H}(2) \dots \text{O}(1) = 1,875$, $\text{H}(1) - \text{H}(2) = 1,573$; $\text{O}(4) - \text{H}(1) \dots \text{O}'(4) = 153,7^\circ$, $\text{O}(4) - \text{H}(2) \dots \text{O}(1) = 171,5^\circ$, $\text{H}(1) - \text{O}(4) - \text{H}(2) = 110,4^\circ$.



Фиг. 46. Структура диоптаза в проекции на базисную плоскость (по Хайде и др.)



Фиг. 47. Схема водородных связей в структуре диоптаза (по Букину и др.)

Ромбоэдр. кл. C_{3i} — $\bar{3}(L_3C)$. $a : c = 1 : 0,5342$ (Брайтхаупт, Кокшаров) [6].
Характерные формы (по Гольдшмидту и [7]):

	φ	ρ		φ	ρ		
a	$11\bar{2}0$	$30^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	h	$40\bar{4}1$	$60^\circ 00'$	$67^\circ 56'$
m	$10\bar{1}0$	$60^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	z	$17\bar{8}3$	$6^\circ 35'$	$57^\circ 13'$
l	$17\bar{8}0$	$6^\circ 35'$	$90^\circ 00'$	i	$1\bar{4}32$	$-13^\circ 54'$	$48^\circ 02'$
k	$21\bar{3}0$	$40^\circ 53'$	$90^\circ 00'$	x	$13\bar{4}1$	$13^\circ 54'$	$65^\circ 47'$
g	$31\bar{4}0$	$46^\circ 06'$	$90^\circ 00'$	α	$1\bar{3}2\bar{3}$	$-19^\circ 06'$	$28^\circ 33'$
d	$01\bar{1}2$	$0^\circ 00'$	$17^\circ 08'$	Π	$24\bar{5}1$	$19^\circ 06'$	$72^\circ 58'$
s	$02\bar{2}1$	$0^\circ 00'$	$50^\circ 58'$	M	$4.6.\bar{1}0.1$	$23^\circ 25'$	$79^\circ 28'$
f	$10\bar{1}4$	$60^\circ 00'$	$8^\circ 46'$	t	$21\bar{3}1$	$40^\circ 53'$	$58^\circ 30'$
r	$10\bar{1}1$	$60^\circ 00'$	$31^\circ 40'$	ξ	$31\bar{4}1$	$46^\circ 06'$	$65^\circ 47'$
o	$20\bar{2}1$	$60^\circ 00'$	$50^\circ 58'$	T	$\bar{2}3\bar{1}1$	$-40^\circ 53'$	$58^\circ 30'$

$$ss (02\bar{2}1):(2\bar{2}01) = 84^\circ 33'$$

$$st (02\bar{2}1):(21\bar{3}1) = 35^\circ 55'$$

$$sa (02\bar{2}1):(11\bar{2}0) = 47^\circ 43'$$

$$sm (02\bar{2}1):(10\bar{1}0) = 67^\circ 09'$$

$$xa (13\bar{4}1):(11\bar{2}0) = 28^\circ 49'$$

$$ta (21\bar{3}1):(11\bar{2}0) = 33^\circ 51'$$

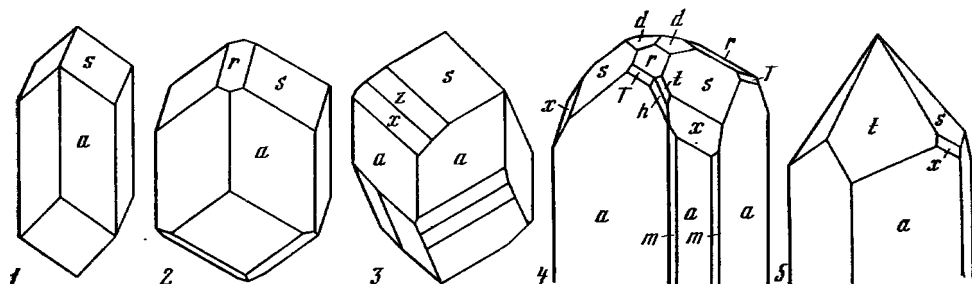
$$ra (10\bar{1}1):(11\bar{2}0) = 62^\circ 57'$$

Редкие и малодостоверные формы:

u	$1.17.\bar{1}8.0$	$1.9.\bar{1}0.4$	$8.7.\bar{1}5.4$	v	$\bar{1}.19.\bar{1}8.10$
	$51\bar{6}0$	$15\bar{3}2$	$61\bar{7}2$		$3.\bar{1}4.11.4$
	$16.1.\bar{1}7.0$	$\pi 35\bar{8}1$	$\bar{2}5\bar{3}1$		$y25\bar{7}2$
δ	$1.11.\bar{1}2.5$	β	$7.9.\bar{1}6.1$		

Деклуазо (1874) вычислил отношение осей $a : c = 1 : 1,062$, принятое Лакруа (1893), Гольдшмидтом и в определителе кристаллов Доливо-Добровольского [8]; при таком отношении осей четвертый символ в 2 раза больше, чем указано выше.

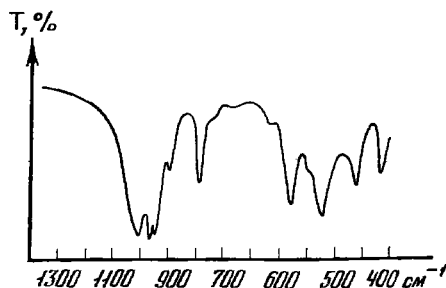
Обычны кристаллы — призматические, короткостолбчатые, иногда изометричные или игольчатые (фиг. 48). Призма обычно образована $a(11\bar{2}0)$, головка — ромбоэдром $s(02\bar{2}1)$; очень редко встречаются кристаллы, головка которых образована ромбоэдром $r(10\bar{1}1)$. На гранях ромбоэдра $s(02\bar{2}1)$ наблюдается штриховка, параллельная ребру $(02\bar{2}1) : (11\bar{2}0)$, на гранях $(11\bar{2}0)$ — вертикальная штриховка. Очень редки двойники по $(10\bar{1}1)$, образующие коленчатые сростки с плоскостью $(11\bar{2}0)$, общей для обоих индивидов.



Фиг. 48. Кристаллы диоптаза

1—3 — Алтын-Тюбе, Казахстан (1 — по Аюй, 2 — по Леви, 3 — по Вебскому); 4, 5 — Рене-виль, Конго (по Шубнелю)

Фиг. 49. ИК-спектр диоптаза (по Власовой)



Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (1011) совершенная. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 5. Микротвердость 466—625 кгс/мм^2 при нагрузке 50 гс [9]. Уд. в. 3,05—3,50 (вычисл. 3,27). Цв. изумрудно-зеленый, иногда голубовато-зеленый, черновато-зеленый, серо-зеленный [10, 11]. Цвет черты зеленый, голубовато-зеленый [10, 11]. Бл. стеклянный. Прозрачен или просвечивает. Диэлектрическая постоянная 7,6 [12]. Полоса поглощения оптического спектра 14500 см^{-1} [11]. ИК-спектр поглощения диоптаза (фиг. 49) имеет полосы $1000, 955, 936, 888, 781, 575, 532, 513 \text{ см}^{-1}$ [13]. Полосы 3368 см^{-1} (сильная) и 3210 см^{-1} (слабая) характеризуют наличие H_2O [14]. ИК-спектр отражения диоптаза из Алтын-Тюбе имеет в срезах: \perp опт. оси максимумы $1010, 951$ и 784 см^{-1} ; \parallel опт. оси 998 — $956, 877$ и 769 см^{-1} [15].

В расчете на 1 моль CuSiO_3 рекомендовано [16] значение $\Delta H_{f, 298,15}^\circ = -324,8 \pm 0,6 \text{ ккал/моль}$ (по результатам калориметрических измерений теплот растворения диоптаза, CuO и α -кварца в 20% HF + 20% HCl [17]). Ньюберг [18] по данным растворимости диоптаза в водных растворах определил для реакции: $\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}_{(k)} + 2\text{H}^+_{(p-p)} = \text{Cu}^{2+}_{(p-p)} + \text{Si}(\text{OH})_{4(p-p)}^\ominus$ $\lg K = 6,50$. Это значение использовано [16] для расчета стандартной свободной энергии: $\Delta G_{f, 298,15}^\circ \text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}_{(k)} = -288,6 \text{ ккал/моль}$.

Микр. В прох. свете зеленый. Наблюдаются трещинки спайности по ромбоэдру. Плеохроизм слабый (в толстых шлифах). $N_o > N_e$. Одноосный (+). $N_e = c$. Удлинение (+). $n_e = 1,697$ — $1,724$, $n_o = 1,644$ — $1,684$; $n_e - n_o = 0,051$ — $0,058$. В некоторых базальных разрезах двуосный в трех или шести секторах, в каждом из которых пл. опт. осей параллельна граням призмы; $2V = 43$ — 45° .

Хим. Теор. состав: $\text{CuO} - 50,48$, $\text{SiO}_2 - 38,09$, $\text{H}_2\text{O} - 11,43$. Обычно содержит незначительную примесь Fe (до 1,37% Fe_2O_3). Вода в диоптазе кристаллогидратная и после обезвоживания минерала вновь им не поглощается. Это объясняется нахождением воды в кольцах между зигзагообразно расположенными тетраэдрами SiO_4 . Содержание воды довольно постоянно (10,62—11,96%) [19, 20].

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	Сл.	—	—	0,45	—
CaO	0,10	—	—	0,71	—
SiO	49,85	50,18	49,50	49,33	49,79
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,16	—
Fe ₂ O ₃	0,15	0,13	1,37	0,44	—
SiO ₂	37,42	38,25	37,48	37,55	37,78
TiO ₂	—	—	—	0,08	—
H ₂ O	11,96	11,39	11,57	10,62	11,96
П. п.	0,10	—	—	0,12	—
Сумма	99,58	99,95	99,92	100,20*	99,53
Уд. в.	—	—	3,28	—	—
<i>n_e</i>	1,701	—	—	1,710	—
<i>n_o</i>	1,649	—	—	1,652	—

* В том числе ZnO — 0,55, PbO — 0,19.

1 и 2 — Алтын-Тюбе (Казахстан): 1 — анал. Книпович [19]; 2 — анал. Замбонини [21]; 3 — Гучаб (Намбия) [17]; 4 — Реневиль (Конго) [22]; 5 — Шаба (Заир) [23].

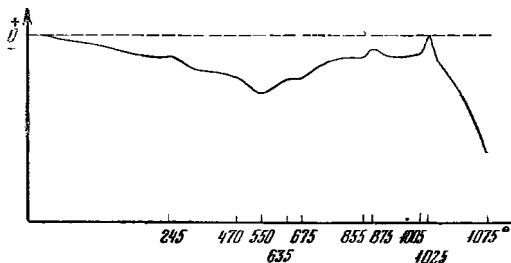
Диagn. исп. В HCl и HNO₃ разлагается с выделением студенистого кремнезема. П.п.тр. в окислительном пламени чернеет, в восстановительном краснеет. Пламя окрашивает в зеленый цвет. При сплавлении с содой на угле дает королек меди.

Повед. при нагр. [1, 19, 20, 24—26]. Выделение воды начинается при 100°. Выше 350° оно происходит быстро. На дифференциальной кривой нагревания (фиг. 50) имеется два эндотермических прогиба с максимумами около 550 и 670—675°, связанные с выделением воды. При 400° минерал становится серым, при 600° — темно-фиолетовым, затем бурым. Разрушение решетки диоптаза происходит после потери половины содержания воды (около 640°). При 850—870° выделение воды заканчивается. Экзотермический подъем при 875° соответствует распаду решетки диоптаза, а при 1025° — реакции между продуктами этого распада. Выше 1150° в пробе содержится только окись меди и α-кристобалит. Дегидратация сопровождается уменьшением уд. в., показателей преломления и снижением двупреломления.

Находж. Редкий минерал зоны окисления месторождений, в которых имеются сульфиды меди. Впервые обнаружен в прожилках и пустотах в известняках Алтын-Тюбе (КазССР). Ассоциируется с кальцитом, изредка с малахитом. Грани некоторых кристаллов покрыты пленками лимонита [26]. В зоне окисления Хинганского (Дальний Восток) сульфидно-касситеритового месторождения обнаружены ассоциации со скородитом, малахитом, азурином, хризоколой, ковеллином, борнитом, самородными медью и серебром, брошантитом, ярозитом и др. [27]. В тесной ассоциации с хризоколой наблюдался в окисленных рудах меднорудного месторождения в бассейне р. Тыерады в Енисейском крае [28]. Отмечены отдельные находки в междуречье Пипа и Удеря, а также в районе р. Ангары [6]. В зоне окисления месторождения Капо-Каламита (о-в Эльба) сопровождается хризоколой, планшеитом, азурином, малахитом [29]. Большой известностью пользуется диоптаз из зоны окисления сульфидных месторождений Африки. В Миндули (Конго) [30] прекрасные кристаллы диоптаза встречаются в известняках в жеодах среди красной глины и в кальцитовых прожилках с кварцем, церусситом, вульфенитом, виллемитом, флюоритом, шаттукитом, планшеитом, пироморфитом и самородным серебром. В Реневиле (Конго) [7, 22] диоптаз обнаружен в карманах и гнездах «черной земли» (60% SiO₂, тенорит и окислы Mn) вместе с характерными минералами зоны окисления свинцово-цинковых месторождений. Также образует прожилки и мелкие жеоды в окремнелых доломитизированных известняках. В кар-

манах среди доломитов Тантары (Заир) [23, 31, 32] вместе с кварцем образует прожилки в конкрециях, концентрические слои которых состоят из шаттукита, планшеита, хризоколлы, малахита, куприта, розового кальцита, стронцианита и др.; также найден в прожилках, секущих доломиты. В Камбове (Заир) прожилки диоптаза (плотные массы и кристаллы) встречаются в песчанке [23]. Из Гучаба (Намибия) происходят прекрасные кристаллы (до 1 см) диоптаза и их друзья на агрегатах кальцита; частично диоптаз в этом месторождении представлен концентрическими прослойками в кальците, содержащем борнит, малахит, куприт, планшеит, лимонит [33]. Известен в зоне окисления свинцово-цинкового месторождения

Себарц в Иране [34] наряду с церусситом, массикотом, атакамитом, хризоколлой, виллемитом, диаболлитом, форнаситом, крокоитом и иранитом. Известны редкие находки диоптаза в других месторождениях Ирана [34]: в Нэгуини — в кальцитовых жилах с ванадинитом, деклуазитом, хризоколлой и в Абдул-Абаде — в известняках с церусситом, галенитом, халькозином, пиритом, хризоколлой, ковелином и купритом. В виде призматических, почти игольчатых кристаллов и сноповидных агрегатов диоптаз



Фиг. 50. Дифференциальная кривая нагревания диоптаза из Алтын-Тюбе (по Чухрову)

в ассоциации с вульфенитом, деклуазитом, хризоколлой, малахитом, лимонитом встречен в зоне окисления месторождений Окс-Бов, Маммот (округ Пинал) в Аризоне (США) [35, 36]. На лимоните, покрывающем стенки пустот в известняках месторождения Стивенс (Клифтон-Моренси, шт. Аризона), наблюдался с хризоколлой [37]. В Алгомахе (Мичиган, США) обнаружен в ассоциации с самородной медью, купритом, парамелаконитом, планшеитом, атакамитом, паратакамитом, нантокитом, теноритом, малахитом и хризоколлой [38]. Известны находки в Чили и Перу (по Хинце).

Изм. Диоптаз частично замещается планшеитом и хризоколлой.

Искусств. Получен из растворов метасиликата натрия и нитрата меди (по Дельтеру).

Практ. знач. Прозрачные кристаллы используются в ювелирном деле.

Отл. От малахита отличается одноосностью, меньшими показателями преломления, меньшим двупреломлением, не вскипает в кислотах; от планшеита и шаттукита — цветом, одноосностью, показателями преломления; от хризоколлы — бóльшими показателями преломления; от атакамита — одноосностью и меньшими показателями преломления; от эвхроита — одноосностью, окраской в шлифах.

Межплоскостные расстояния диоптаза:

1 — из Алтын-Тюбе (КазССР), Си-антикатод, Ве-окошко [19], 2 — из Реневиля (Конго), УРС 504, 40 кв, 7 м, скорость 1 град/мин [22]

hkl	1		2		hkl	1		2	
	<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>
11 $\bar{2}$ 0	0		30	(8,028)	60 $\bar{3}$ 0	6	2,14	20	2,112
11 $\bar{2}$ 0	10	7,5	100	7,276		6	2,05	15	2,033
20 $\bar{2}$ 1	2	(5,7)	10	(5,412)	52 $\bar{7}$ 0			15	2,018
20 $\bar{2}$ 1	6	5,0	30	4,900	0004	2	1,98	10	1,956
21 $\bar{3}$ 1			10	(4,479)	61 $\bar{7}$ 2	4	1,91	10	(1,900)
	2	4,6	5	4,198	43 $\bar{7}$ 2	2	1,84	8	1,837
21 $\bar{3}$ 1	6	4,16	30	4,061	62 $\bar{8}$ 0	4	1,78	10	1,754
22 $\bar{4}$ 0	2	3,72	15	3,643	61 $\bar{7}$ 2	6	1,72	50	1,723

hkl	1		2		hkl	1		2	
	l	d(Å)	l	d(Å)		l	d	l	d
3141			12	(3,514)				40	1,698
			15	3,313		4	1,65	8	1,662
3141	6	3,24	35	3,186				12	1,635
	4	3,08	10	(2,987)		4	1,61	10	1,616
4041	4	2,94	8	2,922	7.3.10.0			20	(1,567)
3032			20	2,866	7290	5	1,520	20	1,539
4150	6	2,77	12	2,748		4	1,472	30	1,490
3251			35	2,707	5.5.10.0	5	1,441	10	1,458
0003	8	2,62	90	2,598	7.3.10.0	5	1,414	60	1,423
4042	5	2,47	30	2,440				10	1,396
5051			12	2,397		2	1,384	5	1,381
3252	4	2,31	8	2,331		5	1,369		
5160	2	2,23	12	2,278		2	1,346		
5270			6	(2,220)		4	1,314		
3033			10	2,200		4	1,288		

Л и т е р а т у р а

1. Heide H. G., Boll-Dornberger K., Thilo E. M. Acta Cryst., 1955, 8, pt 7, 425.
2. Белов Н. В. ДАН СССР, 1942, 37, № 4, 156; Белов Н. В., Бутузов В. П., Головастиков Н. И., ДАН СССР, 1952, 87, № 6, 958.
3. Ribbe P. H., Gibbs G. V., Hamil M. M. Am. Min., 1977, 62, N 7-8, 807.
4. Белов Н. В., Максимов Б. А., Нозик Ю. З., Мурадян Л. А. ДАН СССР, 1978, 239, № 4, 842.
5. Букин В. И., Нозик Ю. З., Срыкин Л. Е., Макаров Е. С. Геохимия, 1976, № 9, 1328.
6. Breithaupt A. Schweig. J. 1831, 62, 221; Кошкиarov Н. И. Матер. для минералогии России. СПб, 1870, ч. 6, 285.
7. Schubnel H. J. Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 87, N 3, 371.
8. Доливо-Добровольский В. В., Шафрановский И. И. и др. Определитель кристаллов. ОНТИ НКТП СССР, 1939, 1, 2-я половина, 382.
9. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1971, вып. 5, 39.
10. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 2, 89.
11. Платонов А. Н., Поваренных А. С., Таращан А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 3, 254.
12. Бергер Г. С. Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 209.
13. Власова Е. В., Топунова Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 40; Лазарев А. Н. Оптика и спектроскопия, 1962, 12, вып. 1, 60; Vierne R., Brunel R. Bull. Soc. fr. min., crist., 1969, 92, N 5, 409.
14. Toussaint J. Ann. Soc. geol. Belg., 1956—57, 80, Bull. N 3-5, 287.
15. Плюснина И. И., Бокий Г. Б. Кристаллография, 1958, 3, вып. 6, 752.
16. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.
17. Roth W. A., Wirths G., Berent H. Zbl. Min., 1940, A, N 11, 225.
18. Newberg D. W. Eosop. Geol., 1967, 62, 932.
19. Логвиненко Н. В., Бергер М. Г., Кулеско Г. И. ДАН СССР, 1964, 155, № 4, 826.
20. Логвиненко Н. В., Бергер М. Г., Кулеско Г. И. В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, 341.
21. Zambonini F. Zs. Krist., 1901, 34, 229.
22. Саркисян С. Ш., Ахведиани Р. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1970, 99, вып. 1, 99.
23. Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947, 296.
24. Бебякин Д. С., Донская Е. В. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 9.
25. Иванова В. П., Розинова Е. Л., Никитина Т. П. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1974, вып. 8, 81.
26. Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1950, 169.
27. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г., Козлов В. А., Щербинин И. С., Огнянов Н. В., Феклович Р. П., Шишканова О. Ф., Попкова М. Н. Тр. ВСЕГЕИ, 1959, нов. сер., 27, 63, 137.
28. Некрасова Е. С., Кузьмин А. М. Геология и геофизика, 1971, № 10, 119.
29. Dell'anna L., Garavelli C. L. Period. min., Roma, 1967, 36, 125.
30. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1908, 31, 247.

31. Schoep A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1930, 52, 375; Ann. Mus. Congo Belge, ser. 1-min., 1932, 1, F. 3, 11.
 32. Oosterwyck-Gastuche M. van. Ann. Soc. geol. Belg., 1968, 91, Bull., N 3, 401.
 33. Schneiderhöhn H. Metall. Erz., 1921, H. 10, 225.
 34. Bariand P. Bull. Soc. fr. min., crist., 1963, 86, N 1, 43.
 35. Lausen C., Wilson E. D. Arizona univ., Ariz. bur. mines, Bull., ser. geol. N 4, 1925, N 120, 27.
 36. Galbraith F. W., Kuhn T. H., Am. Min., 1940, 25, N 10, 108.
 37. Lindgren W. U. S. Geol. Surv., Prof., Pap., 1905, 43, 111.
 38. Williams S. A. Am. Min., 1962, 47, N 5-6, 778.

Берилл Beryl

$Al_2Be_3[Si_6O_{18}]$

Название употребляется с глубокой древности; происхождение его не ясно.

Синон. Белир, вериллос (старые русские названия) [1], вериллий [2]; псевдоизумруд — pseudomagađ — название, предложенное Берцелиусом для измененного берилла из Керарфвета, Фалун, Швеция (по Дана).

Разнов. Бацит, изумруд, аквамарин, гелиодор, воробьевит, морганит, ростерит, махихеберилл, давидсонит, гошенит, биксбит, аметист-базальтин, гиацитинтозонт.

Характ. выдел. Кристаллы (размером от долей миллиметра до 2—3 м), их агрегаты, радиально-лучистые сростки («берилловые солнца»).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — $P6/mcc$. По первому определению Брэгга и Уэста в 1926 г. [3]: $a_0 = 9,19$, $c_0 = 9,19$ Å; $Z = 2$. По Белову [4], $a_0 = 9,21$, $c_0 = 9,17$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 0,9956$; по Норишу [5], $a_0 = 9,188$, $c_0 = 9,189$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 1,000$. Установлены следующие колебания параметров элементарной ячейки:

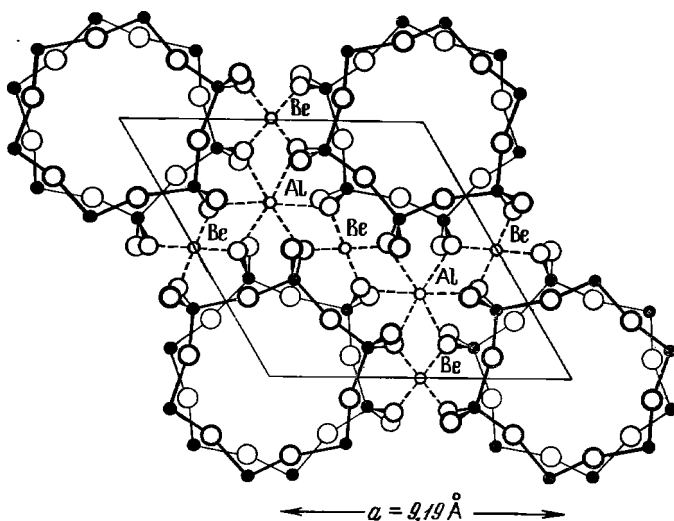
a_0 (Å)	c_0	Ссылка
9,200—9,202	9,183—9,227	[6]
9,19 —9,50	9,10 —9,36	[7]
9,209—9,212	9,190—9,245	[8]
9,15 —9,41	9,17 —9,23	[9]
9,210—9,245	9,190—9,220	[10]

По Брэггу и Уэсту [3] (фиг. 51), характерным элементом структуры являются кольца из шести кремнекислородных тетраэдров $[Si_6O_{18}]$, которые располагаются параллельно (0001) одно над другим на расстоянии $c/2$ и повернуты относительно друг друга вокруг оси L_6 на 25° . Центры колец находятся на шестерной оси, благодаря чему в структуре имеются каналы с диаметром от 2,5 до 5 Å [11]. Кольца скрепляются октаэдрами, в центре каждого из которых располагаются атомы Al, и несколько искаженными тетраэдрами с Be в центре. Атомы Al и Be располагаются соответственно на уровнях $3c/4$ и $c/4$ и тесно связывают кольцевые радикалы в общий прочный остов [4, 12].

Межатомные расстояния (в Å):

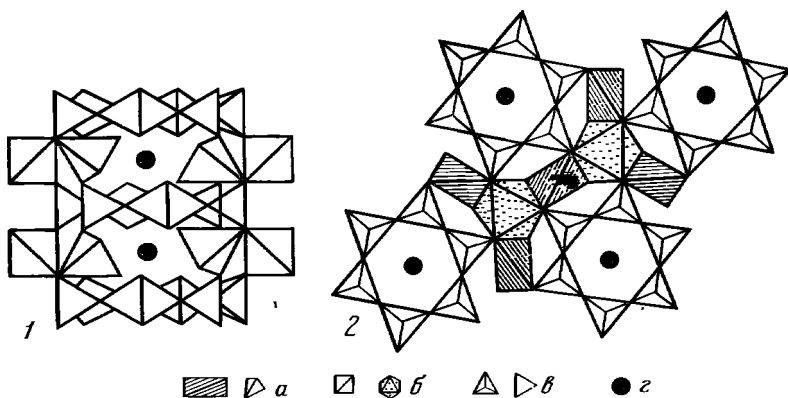
Be—O	Al—O	Si—O	Al—Al (параллельно оси c)	Ссылка
1,64	1,95	1,60		[12]
1,73	1,94	1,57	4,58	[13]
1,657	1,902	1,609		Искусственный берилл [14]
1,653	1,904	1,592		Искусственный берилл [15]
		1,594		
		1,620		

Каналы в структуре берилла часто бывают заполнены ионами щелочных металлов (кроме Li) — фиг. 52 [16, 17, 18]. Имеются два основных ориентационных типа воды, непосредственно зависящих от содержания крупных ионов компенсаторов. Молекулы воды располагаются в центре каналов и непосредственно взаимодействуют своими протонами с ненасыщенными анионами кремнекислородного радикала, что, наряду с вхождением в каналы Cs, Rb, K, Na,



Фиг. 51. Структура берилла в проекции на плоскость (0001) (по Брэггу)

Жирными линиями обозначены кольца $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, тонкими — такие же кольца, расположенные ниже на $1/2$ периода ячейки



Фиг. 52. Схематическое изображение структурного мотива щелочного берилла (по Франк-Каменецкому и Соседко)

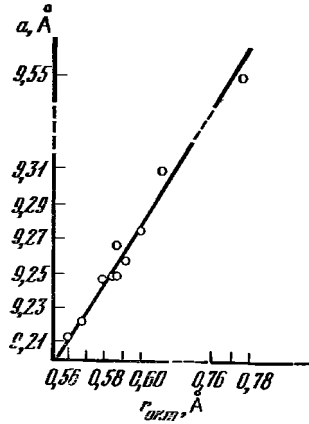
1 — вертикальная проекция; 2 — горизонтальная проекция (а — Be в тетраэдрической координации; б — Al в октаэдрической координации; в — SiO_4 -тетраэдры; г — ионы щелочных металлов)

приводит к восстановлению электростатического баланса структуры. Причиной дефицита положительных зарядов может быть замещение бериллия литием и алюминия — магнием и железом [19]. Кроме того, в каналах содержатся инертные газы [20]. Величина c_0 зависит от проявления изоморфных замещений в Be-тетраэдрах, a_0 — от среднего радиуса октаэдрических катионов [17, 21].^е Вхождение в решетку берилла щелочей (в основном Li), по Соседко и Франк-Каменецкому [8], вызывает изменение параметров его ячейки; при этом c_0 изменяется больше, чем a_0 (фиг. 53).

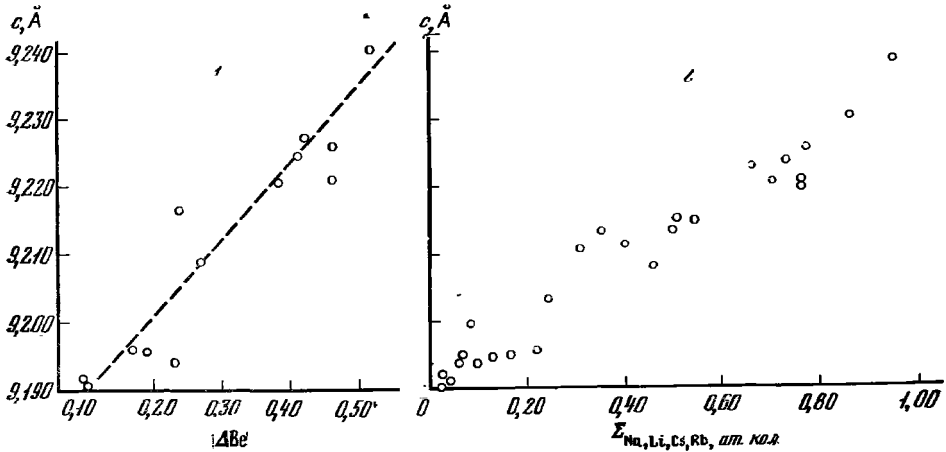
Те же авторы [8] указали на зависимость величины параметра c_0 от дефицита Be в тетраэдрических позициях и от содержания Na, Cs и Li (фиг. 54). Отмечена также зависимость величины a_0 от степени замещения $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Sc}$ и др. в октаэдрических позициях [10, 17, 22].

Существование зависимости параметров решетки от количества редких щелочей (например, Cs) [8, 23] или от их положения в структуре [24, 25] не получило подтверждения [17].

Фиг. 53. Зависимость величины параметра элементарной ячейки a_0 бериллов от среднего ионного радиуса катионов в октаэдрических позициях $r_{\text{окт}}$ (по Бакакину и др.)



Фиг. 54. Зависимость величины параметра элементарной ячейки c_0 бериллов 1 — от дефицита в них бериллия (Be); 2 — от суммарного содержания щелочей (Na, Li, Cs, Rb) (по Соседко и Франк-Каменецкому)



Параметры элементарной ячейки изменяются также при нагревании.

При нагревании происходит разворот тетраэдров SiO_4 и BeO_4 в базальной плоскости, приводящий к увеличению параметра a_0 . Вследствие сохранения размеров тетраэдрических связей параметр c_0 уменьшается [15].

Коэффициенты термического расширения собственно берилла и изумруда [15]:

	Вдоль оси a	Вдоль оси c
Берилл (от +25 до 800°)	$2,6 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$	$2,9 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$
Изумруд (от -200 до 800°)	$1,7 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$	$0,16 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm (L_66L_27PC)$. $a : c = 1 : 0,4989$ (по Кокшарову, 1853); c в два раза меньше, чем в рентгеновской установке. Известно около 80 простых форм.

Наиболее распространенные формы (по Гольдшмидту):

	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ			
c	0001	—	0° 00'	ρ	10 $\bar{1}$ 1	60° 00'	29° 57'	d	33 $\bar{6}$ 4	30° 00'	36° 49'
m	10 $\bar{1}$ 0	60° 00'	90 00	r	30 $\bar{3}$ 2	60 00	40 50	s	11 $\bar{2}$ 1	30 00	44 56
a	11 $\bar{2}$ 0	30 00	90 00	u	20 $\bar{2}$ 1	60 00	49 03	f	33 $\bar{6}$ 1	30 00	71 32
e	51 $\bar{6}$ 0	51 03	90 00	ϕ	30 $\bar{3}$ 1	60 00	59 51	n	31 $\bar{4}$ 1	46 06	64 18
i	21 $\bar{3}$ 0	40 54	90 00	t	40 $\bar{4}$ 1	60 00	66 32	Δ	21 $\bar{3}$ 3	40 54	26 56
τ	20 $\bar{2}$ 5	60 00	12 58	σ	11 $\bar{2}$ 3	30 00	18 24	z	42 $\bar{6}$ 3	40 54	45 28
π	10 $\bar{1}$ 2	60 00	16 04	o	11 $\bar{2}$ 2	30 00	26 31	v	21 $\bar{3}$ 1	40 54	56 44

<i>cp</i> (0001) : (10 $\bar{1}$ 1) = 29°57'	<i>pp</i> (10 $\bar{1}$ 1) : (01 $\bar{1}$ 1) = 28°54'	<i>mv</i> (10 $\bar{1}$ 0) : (21 $\bar{3}$ 1) = 37°49'
<i>mi</i> (10 $\bar{1}$ 0) : (21 $\bar{3}$ 0) = 19 06	<i>uu</i> (20 $\bar{2}$ 1) : (02 $\bar{2}$ 1) = 44 22	<i>ms</i> (10 $\bar{1}$ 0) : (11 $\bar{2}$ 1) = 52 17
<i>ii</i> (21 $\bar{3}$ 0) : (31 $\bar{2}$ 0) = 38 12	<i>oo</i> (11 $\bar{2}$ 2) : (2 $\bar{1}$ 12) = 25 48	<i>ap</i> (11 $\bar{2}$ 0) : (10 $\bar{1}$ 1) = 64 23
<i>лл</i> (10 $\bar{1}$ 2) : (01 $\bar{1}$ 2) = 15 54	<i>ss</i> (11 $\bar{2}$ 1) : (2 $\bar{1}$ 11) = 41 21	<i>пп</i> (31 $\bar{4}$ 1) : (13 $\bar{4}$ 1) = 28 56
<i>rr</i> (30 $\bar{3}$ 2) : (03 $\bar{3}$ 2) = 38 10	<i>mn</i> (10 $\bar{1}$ 0) : (31 $\bar{4}$ 1) = 29 00	<i>vv</i> (21 $\bar{3}$ 1) : (12 $\bar{3}$ 1) = 18 11

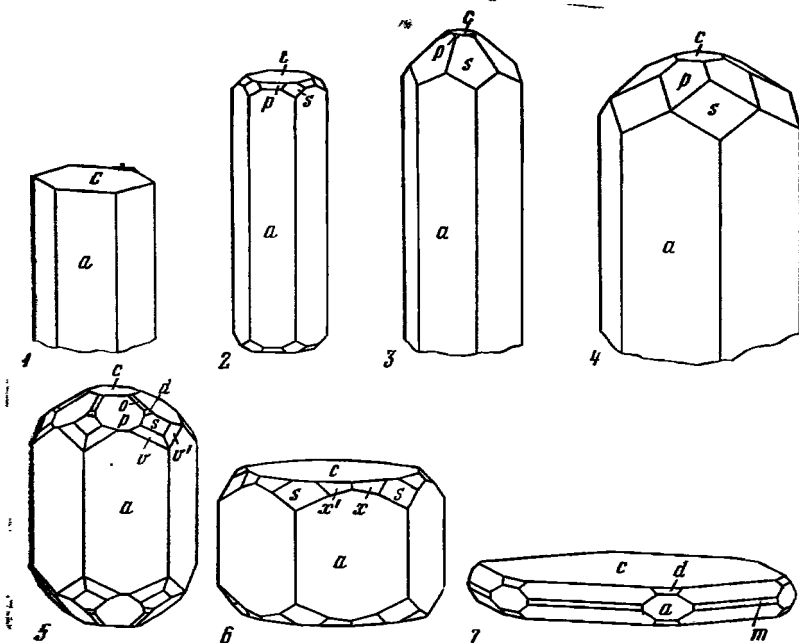
Редкие и второстепенные формы (по Гольдшмидту и [26]):

E 41 $\bar{5}$ 0, ζ 13.1.14.0, ρ 1.0.1.14, Ψ 1.0.1.12, *N* 4.0.4.5, 7074, 8083, λ 7072, Ω 5051, 16.0.16.3, *Y* 11.0.11.2, *x* 15.0.15.2, *T* 12.0.12.1, *e* 39.0.39.2, ω 1.1.2.12, μ 11 $\bar{2}$ 6, ξ 11 $\bar{2}$ 4, *q* 3.3.6.10, *o* 33 $\bar{5}$ 8, 2245, *D* 2243, δ 5.5.10.7, 7.7.14.8, Φ 6.6.12.1, *A* 8.7.15.7, φ 8.7.15.6, 6.5.11.5, 5495, 4376, 4374, 4373, χ 9.7.16.9, 9.7.16.8, *B* 5494, 3256, *X* 36.24.60.5(?), *k* 42 $\bar{3}$ 1, Σ 16.8.24.1, 7.3.10.3, 5272, 33.11.44.6, *V* 8.2.10.3, 4151, 9.2.11.2, 19.4.23.4, *g* 5165, ν 5161, *l* 11.2.13.2, *W* 6171, 13.2.15.2, γ 7184, ω 7181, 8191, β 11.1.12.1, *y* 13.1.14.1, 14.1.15.1, 15.1.16.1, *h* 19.1.20.1, 60.3.63.4

Как формы растворения указываются (по Гольдшмидту и [26—28]): 31 $\bar{4}$ 0, 6065, 5053, 5052, 7071, 6.6.12.5, 3362, 25.11.36.25, 3142, 9.2.11.3, 5163, 13.1.14.6, 13.1.14.3.

Кристаллы (фиг. 55) главным образом призматические, в поперечном сечении шестиугольные. Чаще всего развиты грани призмы (10 $\bar{1}$ 0) и пинакоида (0001), гораздо реже грани дипирамид (10 $\bar{1}$ 1) и (11 $\bar{2}$ 1). Встречаются пирамидальные кристаллы, расширенные с одного конца и суженные к другому, конусовидные, веретеновидные. Форма кристаллов меняется в зависимости от химического состава минерала и от условий его образования. Длиннопризматические кристаллы наиболее характерны для бесщелочных, а короткопризматические — для щелочных разновидностей. Конусовидные, толстопризматические кристаллы, как и кристаллы с очень короткой призмой, характерны для пегматитовых жил. Длиннопризматические до игольчатых более типичны для гидротермальных месторождений; мелкокристаллические агрегаты, скелетные и футлярообразные кристаллы — для метасоматических образований. Форма поперечного сечения призматического кристалла берилла может меняться от одного его конца к другому [29]. Грани призмы бесщелочных разновидностей обычно несут грубую вертикальную штриховку; у щелочных разновидностей штриховки на гранях призм нет, они гладкие и блестящие. Формы роста на гранях призм (10 $\bar{1}$ 0) представлены штрихами-выступами разной ширины и толщины и шестиугольными слоистыми выступами с неровными контурами; отмечены и дислокационные структуры роста [30—35].

По характеру развития фигуры природного травления и растворения на гранях кристаллов бериллов разных генетических типов неравноценны. У бериллов из занорышей пегматитов [32, 36] на гранях (0001) — это пирамидальные и дипирамидальные углубления, в плане имеющие форму шестиугольника, ромба, трапеции или треугольника. На гранях призм отмечаются только пирамидальные углубления [37]. Фигуры более интенсивного травления—растворения (фиг. 56) [38] на гранях призм представляют прямоугольные впадины; поверхности граней несут черепитчато-шестоватый узор, ребра призм закругляются, кристаллы становятся кривоугольными копьевидными, а затем и веретеновидными или игольчатыми [38]. Частичное растворение кристаллов приводит к возникновению своеобразных конусовидных образований (воронки) с различными углами наклона относительно осей [11 $\bar{2}$ 0] и [0001] [27] до 70° [39]. Описаны также каналы растворения с пятигранным устьем [38, 40—42]. Возможно, что грани с очень сложными символами, такие как (8.7.15.7), (9.7.16.8), — не грани роста, а грани растворения [27], так же как (11 $\bar{2}$ 4), (6065), (25.11.36.25) — коррозионные формы [43]. Встречаются также кристаллы тонковолокнистого сложения [34, 47], изобилующие продольными вертикальными каналами с поперечным сечением 0,12—0,004 мм и менее [48] и $2 \cdot 10^{-5}$ см [49].



Фиг. 55. Кристаллы берилла

1 — Мурзинка, Урал (по Кокшарову); 2 — Писек, Чехословакия (по Ёрба); 3, 4 — Центральный Казахстан (по Смольяниновой); 5, 6 — о-в Эльба (по Шрауфу); 7 — о-в Мадагаскар (по Дюпарку, Вундеру, Сабо)



Фиг. 56. Скульптура растворения на берилле из пегматитов Украины (по Бартошевскому)

Характер микрорельефа берилла может отражать условия его образования и являться типоморфным признаком. С помощью микроморфологических исследований доказан, например, метасоматический генезис изумруда в слюдитах и других реакционных породах [32]. Кроме того, микроморфологическое исследование бериллов имеет прикладное значение, позволяющее различать природные драгоценные бериллы от искусственных [32, 44].

Двойники редки и плохо изучены. Известен двойник по $(40\bar{4}1)$ [45], а также двойники прорастания по $(31\bar{4}1)$ с углом около 47° между осями L_6 обоих индивидов и по $(11\bar{2}1)$ с взаимно перпендикулярными призмами обоих кристаллов [46]. Аномально двусосные бериллы псевдомоноклинные [50—52], иногда рассматриваются как результат двойникования трех или шести ромбических индивидов подобно арагониту (Винчел, 1953). Отмечаются закономерные сростания с кварцем [53] (см. «Аквамарин»).

Среди включений-вростков в берилле наблюдаются мусковит, биотит, тальк, актинолит, плагиоклаз, кварц, флюорит, сульфиды [32, 54], кроме того, в аквамаринах отмечались рутил, эпидот, пирротин, апатит, пегалит, гематит [55, 56]. Очень тонкие пластинки пирротина располагаются параллельно (0001) берилла [55]. В аквамаринах Танзании содержатся кроваво-красные дендритовидные образования [57]. В изумрудах установлены включения тончайших игл тремолита и реликты кристаллов граната, доломита, рутила, талька [58], барита, флюорита, апатита, а также частицы органического вещества [59]. Закономерное расположение частиц органического вещества по плоскостям роста берилла создает картину «песочных часов» [51]. В «шестернеобразных» кристаллах изумруда из Колумбии различаются ядро и непрозрачные белые секторы, сложенные бериллом и альбитом [60]. Газово-жидкие включения в бериллах весьма обильны и разнообразны по форме. Отрицательные кристаллы (первичные включения) обычно ориентированы параллельно оси L_6 [61, 62]. Отмечается подобие простых форм роста первичных включений и кристалланоносителя [63].

В бериллах Урала обнаружены округлые первичные газово-жидкие включения с небольшим газовым мениском, располагающиеся в плоскостях, параллельных граням (0001) и (1121), и вторичные жидкие включения с более крупным мениском, пересекающие зоны роста [37]. В бериллах из занорышей пегматитов Украины встречаются первичные газовые и газово-жидкие включения (до 30% жидкой фазы) с редкими кубическими кристаллами-узниками галита и сильвина [64]. Для жидких включений характерны рН 7,5—8,5, низкая концентрация солей (до 7% NaCl), содержание K^+ , Na^+ , F^- , HCO_3^- ; в газовой фазе преобладают углекислота (до 70 объемн.%) и азот (до 15 объемн.%) [65]. В растворах газово-жидких включений берилла и изумруда из изумрудоносных слюдитов преобладают Na^+ , K^+ , HCO_3^- и мало Cl^- , F^- [66]. В водных вытяжках с рН = 7 отмечаются Na^+ , K^+ , Li^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , BO_3^{3-} , SiF_6^{2-} , F^- ; из газовых компонентов определены: $CO_2 + H_2$ (72,3%), O_2 (1,8%), H_2 (12,1%), $N_2 +$ редкие азоты (12,7%), CH_4 (1,1%) [67]. Температура гомогенизации включений в бериллах из пегматитов Украины 350—415°, в бериллах из метасоматических зон 500° [64, 65]. Гомогенизация включений в бериллах и изумрудах из слюдитов происходит при 210—320° и давлении 420 атм [66]. Температурные интервалы гомогенизации включений в бериллах из измененных гранитов 480—300°, из грейзенов 410—250° [68].

■ Физ. св. Сп. по (0001) несовершенная до совершенной (возможно, отвечает отдельности), по (1010) несовершенная. Изл. раковистый и неровный.

Главным семейством систем скольжения является (0001) [$1\bar{2}10$], подчиненным — ($1\bar{2}11$) [1210] [35].

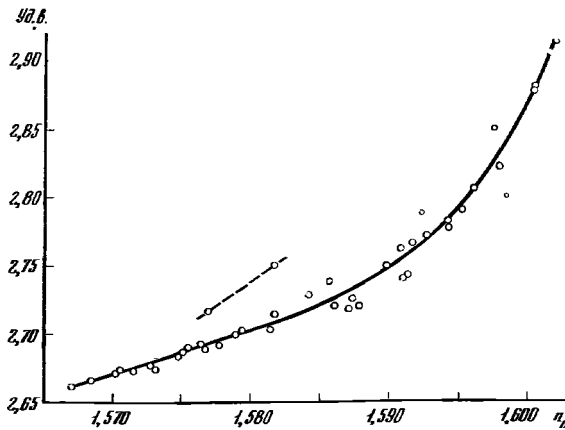
Тв. $7\frac{1}{2}$ —8. Тв. микровдавливания обнаруживает ясную анизотропию: на гранях призмы и на плоскостях параллельных им срезов она значительно выше, чем на гранях пинакоида (0001) и на плоскостях срезов, параллельных ему. Коэффициент анизотропии твердости второго рода равен 1,20 [69, 70]. Прозрачные бериллы независимо от состава и цвета обладают большей твердостью, чем полупрозрачные и непрозрачные, что объясняется обилием в последних твердых и газово-жидких включений [68].

Твердость микровдавливания бериллов (в кгс/мм²):

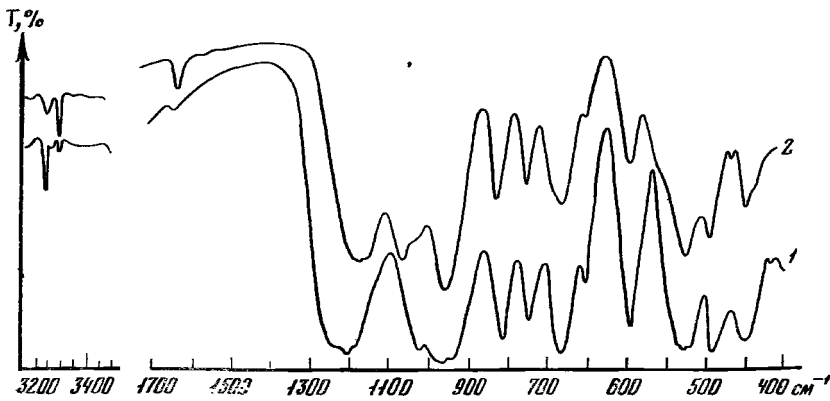
На (0001)	На (1010)	Тип месторождения	Ссылка
—	1144—1488	—	[71]
1455—1681	1509—1877	Пегматиты (Болгария)	[72]
1133—1252	1204—1460	Гидротермальные (СССР)	[73]

Модуль объемного сжатия $18,75 \cdot 10^{11}$ дин/см² [74]. Упругие константы берилла: $K = 9,86 \cdot 10^{11}$ дин/см², $G = 4,88 \cdot 10^{11}$, $E = 12,27 \cdot 10^{11}$ дин/см²; скорости волн $v_p = 7,44$ км/сек, $v_s = 4,25$ км/сек [74].

Значения линейного сжатия при 30 кбар по разным кристаллографическим направлениям см. [75, 76].



Фиг. 57. Соотношение между n_0 и удельным весом бериллов (по Винчелу)



Фиг. 58. ИК-спектры бериллов (по Власовой)

1 — аквамарин; 2 — воробьевит

Уд. в. от 2,6 до 2,9 (см. при хим. анализах) (вычисл. 2,66 [15]). Отмечается прямая взаимосвязь уд. в. с содержанием щелочей и с изменением светопреломления (фиг. 57) [77]. Уд. в. зависит также от присутствия газожидких включений [52]. Цв. снежно-белый, зеленоватый, зеленовато-белый, желтый, желтовато-зеленый, голубой, синий, зеленовато-синий (аквамарин), кобальтово-синий (махихе-берилл), ярко-зеленый, изумрудно-зеленый (изумруд), золотистый (гелиодор), розовый (ростерит), бесцветный, дымчатый, темно-коричневый, малиновый, оранжевый, малиново-красный. Натриевые и литиево-натриевые бериллы обычно светло-зеленоватые или белые. По мере увеличения содержания лития окраска светлеет, появляется едва заметный розоватый оттенок; с увеличением содержания цезия бериллы становятся бледно-розовыми, розовыми, ярко-розовыми, гвоздично-красными.

Окраска желтых, голубых и зеленых разновидностей предположительно обусловлена количественными соотношениями Fe^{2+} и Fe^{3+} , которые замещают Al [78—80]. Зеленая окраска изумруда вызывается Cr^{3+} , V, Fe [81]. По Боровику [82], повышенное содержание Sc увеличивает интенсивность окраски аквамарина. Малиновый цвет обусловлен Mn [83]. Дымчатая окраска вызывается длительным воздействием радиоактивного излучения [84]. Темно-коричневый цвет может быть обусловлен включениями рутила и мусковита [85]. Синяя окраска махихе-бериллов из Бразилии, исчезающая при их нагревании и под действием лучей солнца, объясняется дефектами кристаллической решетки [86—88]. Розовая окраска также вызывается дефектами кристаллической решетки, связанными с высоким содержанием щелочей, особенно Cs и Li [89]. Длительное облучение рентгеновскими лучами бледно-синего берилла изменяет его цвет в зеленый, бесцветный берилл при таком облучении становится бледно-коричневым [90].

Известны кристаллы с зональным распределением окраски как поперек, так и вдоль оси L_6 . Возникновение полосчатой (поперечной) окраски, как показали исследования Матвеева [34], не связано с изменением состава берилла; она проявляется в виде тонких параллельных базису полосок с разными оттенками одного и того же цвета, но разной интенсивности или с несколько иными оттенками. Бл. стеклянный до жирного (смолистого). Наблюдается переливчатый блеск («кошачий глаз» [91], см. раздел «Аквамарин») и астеризм, обусловленный ориентированным расположением включений рутила, мусковита [85], ильменита [92], таблитчатого пирротина, кварца, эпидота, апатита, пирита [55]. Прозрачен, полупрозрачен до непрозрачного.

Диэлектрическая проницаемость (ϵ) берилла колеблется от 4,48 до 7,5 [54, 73, 93]. С увеличением содержания Li диэлектрическая проницаемость возрастает: при $Li_2O 0,1\%$ — $\epsilon 6,05$; при $Li_2O 0,1-0,7\%$ — $\epsilon 6,65$ [11, 15, 94]. рН суспензии берилла от 6,4—6,6 для бесщелочных разностей до 7,0—7,2 для бериллов с максимальным содержанием щелочей. Наиболее гидрофильными являются щелочные бериллы [95]. По данным [96], теплоемкость $C_{p,298,15}^\circ = 92,3$ кал/моль·град.

Все бериллы после обработки серной кислотой люминесцируют в катодных и ультрафиолетовых лучах [97]. Некоторые бериллы люминесцируют светло-зеленым цветом и без предварительной обработки кислотой. В ультрафиолетовых лучах с фильтром из слабого раствора сульфата меди при $\lambda = 3650 \text{ \AA}$ и особенно при $\lambda = 2537 \text{ \AA}$ все изумруды светятся в красных тонах (искусственные более интенсивно, чем природные) [98]. Спектры рентгенолюминесценции литиево-натриевых и цезиево-литиевых бериллов характеризуются, как правило, четырьмя основными полосами излучения: в ближней ультрафиолетовой ($\lambda = 390-395 \text{ нм}$), видимой ($\lambda = 480, 570 \text{ нм}$) и ближней инфракрасной ($\lambda = 720 \text{ нм}$) областях спектра [99]. Наиболее хорошо выраженные максимумы полос поглощения в ИК-спектрах бериллов 1099—1087; 970—952; 819—806 $см^{-1}$ соответственно характеризуют связи Si—O—Si и Si—O—Me в кольце $[Si_6O_{18}]$. Максимум при 1204 $см^{-1}$ (колебания связи Si—O—Be) отсутствует у щелочных бериллов [100, 101]. Три сильные полосы поглощения при 3700, 3663 и 3598 $см^{-1}$ объясняются присутствием молекул воды в открытых каналах структуры минерала (фиг. 58) [102]. См. также [18, 103, 104]. С помощью метода ЭПР в бериллах установлено изоморфное вхождение в структуру ионов Ti^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , присутствие в структурных каналах атомарных H^0 , CH_3 и дырочного парамагнитного центра иона O^- [13, 105, 106—110].

Берилл легко флотируется в измельченном состоянии с помощью лаурилама; эффективность флотации увеличивается после γ -облучения [111, 112].

Микр. В прох. свете бесцветный или светлоокрашенный. Плеохроизм у окрашенных разностей ясный. У кристаллов с интенсивной окраской плеохроизм различим невооруженным глазом, $Ne > No$, реже $Ne < No$ (махихе-берилл) [113, 114].

Характер плеохроизма бериллов:

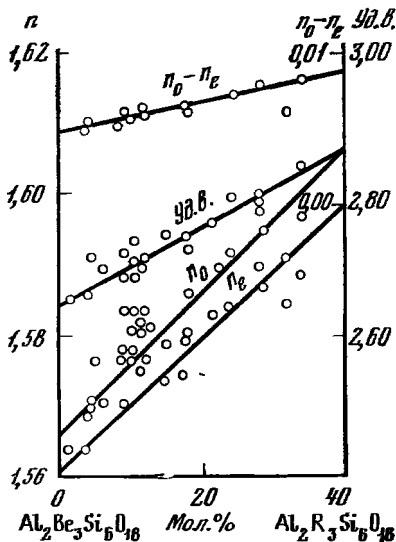
Цвет берилла	Ne	No	Ссылка
Желтый	Красновато-желтый	Золотисто-желтый	Винчел, 1953
Розовый	Бледно-розовый	Бесцветный	Винчел, 1953
Изумрудно-зеленый	Цвет морской волны	Желтовато-зеленый	Винчел, 1953
Голубой	Голубой	Бесцветный	[115]
Синий (махихе)	Бесцветный	Кобальтово-синий	[88, 114]
Синий	Синий	Зеленовато-синий до бесцветного	Винчел, 1953
Ярко-голубой (бацит)	Темно-голубой	Бледно-зеленый до бесцветного	[115]
Изумруд (синтетический)	Темно-голубовато-зеленый	Желтовато-зеленый	[116]

Одноосный (—), иногда аномально двуосный за счет двойникования трех или шести ромбических индивидов [44] или псевдогексагонального циклического двойникования (Дир и др., 1965). По Икорниковой, $2V$ до 17° [45]; по Винчелу (1953), $2V$ до 10° ; по Повилайтис, до 36° [117]. Об оптических аномалиях берилла см. также [50, 51, 118]. $n_o = 1,567\text{—}1,608$, $n_e = 1,561\text{—}1,585$, $n_o - n_e = 0,004\text{—}0,008$ (см. также при химических анализах). Отмечается зависимость оптических констант, как и уд. в., от замещения бериллия другими элементами (фиг. 59), от состава группы щелочей, содержания Fe, Cr, V и др. [119—121]. Нагревание бериллов в интервале температур $600\text{—}1200^\circ$ приводит к уменьшению показателей преломления [122]. По Холу и Уолшу [121], наибольшее влияние на величину показателей преломления оказывает содержание в берилле воды. В шлифах в поперечных сечениях кристаллов иногда наблюдается поперечно-волокнутое строение [73]. Плеохроизм у аквамаринов в инфракрасной области гораздо меньше, чем у желтых бериллов; у аквамаринов окраска наиболее интенсивна в направлении перпендикулярном L_6 , а у желтых бериллов, наоборот, в направлении, параллельном L_6 [123].

Хим. Теор. состав: $\text{BeO} - 13,96$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 18,97$, $\text{SiO}_2 - 67,07$. В бериллах всегда содержатся в тех или иных количествах щелочные металлы, Fe, Mn, Mg, Ca, Cr, H_2O и пр. Бакакин, Рылов и Белов [21] предложили для бериллов общую формулу $\text{O}_2\text{T}'_3\text{T}''_6\text{X}_{18}\text{R}_n$, где: O — октаэдрические позиции (Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Sc); T' — тетраэдрические позиции Be или Li; T'' — тетраэдрические позиции Si; X — кислород и, возможно, (OH); R — крупные катионы с низким зарядом, молекулы воды и инертные газы, располагающиеся в каналах структуры; $0 < n < 2$. Компенсация дефицита Be или Al происходит по схемам: 1) $\text{Be}^{2+} \rightarrow \text{Li}^+ + (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$; 2) $\text{Al}^{3+} \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$. Согласно этому выделяют три типа бериллов [17]: 1) *n*-бериллы нормального состава, бесщелочные — $\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$; 2) *o*-бериллы, у которых часть Al в октаэдрических позициях замещена (Mg, Fe) с компенсацией зарядов щелочными элементами в каналах; сюда же относятся цезиевые бериллы и скандиевый берилл — бацит; общая формула $\text{Al}_{2-x}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_x\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{Cs}, \text{Na})_x \cdot \text{H}_2\text{O}$; 3) *t*-бериллы щелочные (литиево-натриевые, натриевые, цезиево-литиевые); замещение Be в тетраэдрических позициях литием компенсируется Cs, Rb, K, Na. Общая формула $\text{Al}_2\text{Be}_{3-x}\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{Cs}, \text{Na})_x \cdot \text{H}_2\text{O}$. Существуют также переходные разновидности *ot*-, *nt*-бериллы и др.

Предложено [8, 124] также разделение бериллов по химическому составу на две группы: А — бесщелочные с суммой щелочей менее 0,5% и Б — щелочные с суммой щелочей более 0,5%. Сопоставление этой классификации с приведенной выше кристаллохимической показывает, что бериллы группы А являются *n*-бериллами, а бериллы группы Б — *o*- и *t*-бериллами. Щелочные бериллы (в основном *t*-бериллы) делятся [125] на:

1) натриевые, содержащие 0,5—2% Na_2O ; сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составляет 75—100% от суммы щелочей; по данным Соседко и Франк-Каменецкого [8], отношение $c/a < 1$, рентгеновская картина характеризуется двумя линиями $d_{008} < d_{604}$; 2) литиево-натриевые (Li_2O 0,5—1,5%, Na_2O 1,0—2,5%), количество $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составляет 50—70% от суммы щелочей; отношение c/a почти равно 1, $d_{008} < d_{604}$ (одна линия) [8]; 3) цезиево-литиево-натриевые (Li_2O —



Фиг. 59. Зависимость оптических свойств и удельного веса бериллов от их состава (по Винчелу)

0,1—1%, Cs_2O до 3%, Na_2O — 0,3 — 1,0%) при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 50\%$ суммы щелочей; отношение $c/a > 1$, $d_{008} < d_{604}$ (две линии) [8].

Наибольшее содержание щелочей, включая редкие, отмечено для *t*-бериллов из редкометалльных пегматитов (особенно литиевого подтипа). В гидротермальных месторождениях чаще встречаются *o*-бериллы и *n*-бериллы. Фекличев [126] выделяет в самостоятельную подгруппу щелочноземельные кальциевые бериллы. Суммарное содержание щелочей (R_2O) в берилле достигает 5—7%; максимальное 8,23% — в голубом берилле из Аризоны [127]. Количество Li_2O обычно не превышает 1,5%, максимальное до 2% [128].

Существует мнение о связи содержания Li в бериллах с геохимической особенностью региона в целом; так, относительно низкое содержание Li в бериллах из докембрийских пегматитов Норвегии объясняется общим обеднением литием пород этого региона [129].

Содержание Na_2O от 0,5 до 2,74% [128], максимальное — в ростерите с *o*-ва Эльба — 4,22% [130]. Содержание K_2O обычно составляет 0,5—0,8%; в красном ростерите с *o*-ва Эльба оно достигает 2,25% [130]. По Соседко и Франк-Каменецкому [8], 70% K_2O входит в состав газовой-жидких включений. Отношение Rb/K в щелочных бериллах от 0,22 до 0,30; в бедных щелочами бериллах из пегматитов Rb/K = 0,07 и менее [131]. В богатых щелочами бериллах содержится больше Rb, чем K [26]. Ситнин и Сажина [132] считают, что содержание Rb увеличивается от ранних бесщелочных бериллов (до 0,006%) к более поздним литиево-натриевым (до 0,04%) и литиево-цезиевым (до 1,3%). В бериллах из пегматитов и кварцевых жил Кольского п-ова содержится 0,0036—0,12% Rb_2O [131], из пегматитов и кварцевых жил Казахстана содержание Rb_2O не превышает 0,012% [133], в бериллах Донегола — 0,01% [121], Болгарии — 0,0016—0,0392% Rb_2O [72]. Особенно много Rb_2O (1,34%) в розовом берилле из Магаритра (по Дельтеру) и в берилле из Западной Австралии (1,42%) [134]. Cs обычен в бериллах с литием [128, 135]; максимальное содержание Cs_2O — 6,68% (голубой берилл из Аризоны) [127]. Общее содержание редких щелочей в бериллах пневматолито-гидротермальных месторождений обычно не превышает 0,002% [136]. Отмечается большее содержание Cs_2O (0,035%) во внешних зонах аквамаринов [136a]. Почти все исследователи сходятся во мнении, что часть щелочных металлов в бериллах находится в газовой-жидких включениях.

Вопрос о положении щелочей в структуре берилла дискуссионный. По мнению Беуса, а также Кузнецова и Ли Чжао-лин, Na, K и Cs находятся в вертикальных каналах, а Li и Na, вероятно, замещают Al [52, 128, 137]. Гинзбург [125], Белов [138, 139] и Соседко [6], считают, что Li в берилле может замещать Be. Белов допускает возможность замещения Si и Be в тетраэдрах алюминием, но отрицает замещение Be натрием [16, 139]. Франк-Каменецкий и Соседко [2, 140] утверждают, что K, Na, Rb и Cs замещают Be и раздвигают решетку берилла по оси *c*. Замещение бериллия литием эти авторы отрицают. По Бакакину и Белову [16], Li в берилле может находиться: а) в O-позиции при недостатке Al; б) в позициях Be; в) в межкошечевых пустотах. Na располагается в каналах между группами НОН и в исключительных случаях — в межкошечевых пустотах, K — в каналах подобно НОН, реже подобно Rb, который в каналах занимает позиции между НОН и тремя анионами сильно искаженного дитригонального кольца. Позиции Cs в каналах подобны позициям Rb, но при незначительном искажении дитригонального кольца. О позиции щелочей в структуре берилла см. также [18, 126, 141, 141a].

Другую группу изоморфных примесей в бериллах составляют элементы, занимающие структурные положения Al в октаэдрических позициях. К ним относятся Sc, Fe, Mg, Cr, Mn, Ti и др. Содержание Sc обычно незначительно, за исключением бацитта. В аквамарине из золоторудных кварцевых жил Западной Чукотки содержится 0,06% Sc_2O_3 [142], в бериллах из пегматитов Казахстана, связанных с гранитоидами, — 0,025%, в грейзенах той же территории — 0,019%, в кварцевых жилах — 0,015% [133]. В берилле из Аризоны содержание Sc_2O_3 составляет 0,10% [127]. В бацитте содержится до 15,1% Sc_2O_3 [143, 144], в бацитте из Казахстана — 14,44% Sc_2O_3 [144]. Содержание Fe_2O_3 достигает 2,84% (в берилле из Казахстана) [144], FeO — не более 1% (в бериллах из пегматитов FeO всегда меньше, чем из гидротермальных жил [73]).

К характерным примесям бериллов относится титан (0,01—0,1%). Методом ЭПР установлено, что он представлен Ti^{3+} и занимает октаэдрические позиции Al [105, 110]. Обычной примесью является хром (0,05—0,25%) [72]. Согласно данным ЭПР, хром в берилле находится в виде Cr^{3+} , замещая Al в октаэдрических позициях [108]. Содержание MgO наиболее высоко в бериллах гидротермальных месторождений и метасоматических образований [73]. Обычно оно составляет 0,1—0,5%, но в голубом берилле из Аризоны достигает 2,16% [127], а в берилле из Швейцарии — 3,37% [79, 145]. Количество CaO в бериллах от 0,2 до 1%; наибольшие содержания CaO отмечаются в бериллах из гидротермальных месторождений [73, 133]. Максимальное содержание BaO — 0,58% [126], SrO — 0,06% [130]. Микровключения, захваченные из пегматитового расплава — раствора, обуславливают повышенные содержания в бериллах Sr аномального изотопного состава, что мешает определению абсолютного возраста бериллов по Rb/Sr методу [146]. MnO обнаруживается в количествах от 0,005 до 0,74% в красном ростерите с о-ва Эльба [130]. В голубом аквамарине Шерловой Горы (Восточное Забайкалье) установлены ZrO_2 (0,80%) и Nb_2O_5 (1,75%) [147], в берилле из Турции — Sn (0,1—1,0%) [148]. Содержание P_2O_5 0,008—3,60% отмечено для бериллов из пегматитов, особенно для бериллов, обогащенных щелочными элементами. Предполагают, что фосфор в структуре берилла замещает кремний [149]. В каналах структуры щелочного берилла обнаружены атомарный водород и CH_3 в количестве 0,00n — 0,0n % [110]. Берилл — наиболее богатый гелием бериллиевый минерал. Гелий образуется по реакции: $2Be \rightarrow 2Li + He$ или захватывается из магмы [138, 150].

Содержание He в бериллах пропорционально их возрасту и составляет: 6,430—0,197 mm^3/g в палеозойских образцах, 0,045—0,026 mm^3/g — в мезозойских [151, 152]. He^3/He^4 в бериллах от $0,5 \cdot 10^{-7}$ до $12 \cdot 10^{-7}$ [153].

Помимо He в бериллах содержатся аргон (до $3600 \cdot 10^{-5} cm^3/g$) [20] и следы других инертных газов, CO_2 [20, 154, 155]. В бериллах обнаруживаются тысячные доли процента Ga, V, которые замещают Al [133, 156, 157]. Вода (0,5—2,8%) отмечается почти во всех анализах бериллов [125]. Она удаляется при температурах 780—1180° [125, 158].

Гинзбург [125], Бакакин и Белов [16] считают, что вода не входит в кристаллическую решетку берилла. С помощью ЯМР [19] и ИК-спектроскопии [99, 100, 102] установлено, что вода находится в мономолекулярном состоянии в каналах структуры. Некоторые авторы допускают наряду с этим присутствие в бериллах небольшого количества гидроксильных ионов [121] и группировок типа KOH и $NaOH$ [100].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li_2O	—	—	—	(0,0527)	—	—	0,06	0,09	—
Na_2O	сл.	He обн.	0,04	0,28	0,64	0,41	0,18	0,25	0,18
K_2O	—	»	—	0,01	—	0,25	0,13	0,18	0,23
Rb_2O	—	—	—	(0,0060)	—	—	He обн.	0,01	0,02
Cs_2O	—	—	—	(0,0726)	—	—	0,24	0,01	0,04
BeO	13,98	13,60	13,50	14,06	13,32	13,34	12,71	13,37	13,19
MgO	0,08	0,15	0,24	0,26	0,13	0,48	сл.	0,30	—
CaO	0,18	—	0,24	0,50	1,35	0,45	0,02	—	0,17
MnO	0,008	0,01	—	0,04	—	—	сл.	0,006	сл.
FeO	—	—	—	—	0,32	—	—	—	0,22
Fe_2O_3	0,64	1,15	1,28	1,60	—	1,37	0,11	0,21	0,29
Al_2O_3	18,71	18,57	17,97	16,11	18,10	17,75	17,57	19,03	18,03
SiO_2	64,31	64,54	66,04	64,33	64,36	64,60	67,61	66,30	65,80
TiO_2	0,03	He обн.	—	сл.	сл.	He обн.	0,03	0,04	0,03
P_2O_5	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—
H_2O^+	2,22	—	0,26	2,00	—	1,75	1,65	0,70	—
H_2O^-	—	0,15	—	0,07	0,05	—	—	—	0,05

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
П. п.	—	1,68	—	—	1,70	—	—	—	1,00
Сумма	100,158	99,85	(99,57)	(99,58)	(99,97)	100,40	100,31	100,496	99,25
Уд. в.	—	2,66	—	2,709	2,683	2,68	2,68	2,66	—
n_o	—	1,572	—	1,578	1,577	1,573	1,581	1,572	1,572
n_e	—	1,568	—	1,573	1,573	1,567	1,575	1,565	1,566
a_0 (Å)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c_0	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1—9 — бесцелочные (*n*-бериллы); 10—27 — щелочные (*o*- и *t*-бериллы и промежуточные варианты). 1 — гелиодор из занорыша в пегматите (КНР), анал. Федорчук [159]; 2 — аквамарин из пегматитов (Памир), анал. Стукалова [160]; 3 — зеленовато-желтый из хрусталоносных полостей (Украина), в оригинале сумма 100,07 [161]; 4 — аквамарин из микроклин-альбитового зонального пегматита, Вищерица, Западные Родопы (Болгария), в оригинале сумма 99,45 (без Li_2O , Rb_2O и Cs_2O) [162]; 5 — голубоватый из кварцевого грейзена, Северный Коунрад (КазССР), анал. Молева (в п. п. входит 1,26% — CO_2 и 0,44% — H_2O^+), в оригинале сумма 100,06 [163]; 6 — из микроклин-кварцевых прожилков молибден-вольфрамового месторождения Джнда (Восточное Забайкалье), анал. Алексеева [117]; 7 — белый из кварц-мусковитовой зоны пегматитов (Восточная Сибирь), анал. Белопольский, Капитонова, Недобой [100]; 8 — из кварц-берилловой зоны с Mo-W-Sn-оруденением (СССР), анал. Носова [54]; 9 — из кварц-берилловой жилы (СССР), анал. Полушапова [54].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li_2O	0,10	0,02	—	0,15	0,23	Не обн.	—	0,2	—
Na_2O	1,11	0,27	1,80	2,00	1,16	2,82	—	1,73	2,23
K_2O	0,32	0,77	сл.	—	0,16	0,22	—	0,15	0,39
Rb_2O	0,01	—	—	—	—	0,04	—	—	0,24
Cs_2O	0,15	0,07	—	—	6,68	0,31	—	—	0,11
BeO	13,14	12,29	13,37	13,60	12,49	12,90	13,8	10,34	12,12
MgO	0,68	0,64	1,89	3,00	2,16	0,82	—	1,17	0,23
CaO	0,49	0,85	0,80	—	0,11	—	—	0,27	0,57
MnO	0,01	—	сл.	—	0,29	1,58	—	0,03	0,15
FeO	—	0,79	—	—	2,24	3,68	—	—	—
Fe_2O_3	0,82	0,19	0,35	0,50	2,08	2,21	8,3	2,46	1,75
Al_2O_3	16,72	17,88	15,16	14,20	10,63	0,25	0,5	14,22	15,90
Sc_2O_3	—	—	—	—	0,10	14,44	15,1	—	—
Cr_2O_3	—	—	0,25	0,50	0,09	—	—	—	—
SiO_2	64,43	65,71	64,69	65,00	59,52	58,80	64,8	67,22	62,45
TiO_2	—	—	Не обн.	—	0,05	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,27	—	—	—	—
H_2O^+	1,92	0,82	1,29	—	1,62	2,60	—	2,36	3,03
H_2O^-	0,15	—	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—	—
Сумма	100,05	100,30	99,60	(98,95)	99,88	100,67	102,5	(100,15)	99,92*
Уд. в.	2,710	2,69	—	2,74	2,921	2,77	—	—	—
n_o	1,583	1,581	1,586	1,593	1,608	1,627	—	1,591	1,594
n_e	1,580	1,575	1,582	1,586	1,599	1,607	—	1,586	1,588
a_0 (Å)	—	9,22	—	—	9,30	9,521	—	—	—
c_0	—	9,19	—	—	9,20	9,165	—	—	—

* В том числе п. п. — 0,75

10 — из гранитов массива Россес, Донегол (Великобритания) [121]; 11 — аквамарин из занорыша камерного пегматита (Забайкалье), анал. Осолодкина [164]; 12 — изумруд, Изумрудные Копи (Урал), анал. Казакова [165]; 13 — изумруд, Сандавана, Зимбабве, в оригинале сумма 99,00 [145]; 14 — синий берилл из пегматитов Мохаве, шт. Аризона (США), анал. Шэлер и Стивенс [127]; 15 — бацит, синие кристаллы из друзовых полостей Кентского гранитного массива (Центральный Казахстан), анал. Молева [144]; 16 — бацит, Валь-Стрем, Швейцария (методом электронного микроскопа) [143]; 17 — аквамарин из золото-кварцевых жил, Каральвеевское месторождение (Чукотка), анал. Рябова, в оригинале сумма 100,05 [142]; 18 — светло-зеленый из кальцитовых прожилков в аподиабазовых метасоматитах (СССР), анал. Шумкова [166].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Li ₂ O	0,82	1,23	0,98	0,30	0,30	0,105	0,15	0,60	0,97
Na ₂ O	1,01	1,39	1,28	1,16	1,27	0,65	0,74	2,50	1,62
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,55	0,89	—	0,53
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,051	—	0,03
Cs ₂ O	0,72	0,67	2,80	—	0,27	0,095	0,41	4,13	0,18
BeO	11,20	11,82	11,30	13,83	12,60	12,33	11,63	10,54	10,19
MgO	—	0,21	0,25	—	0,25	0,21	0,30	0,22	0,49
CaO	0,30	0,44	0,22	0,40	0,26	0,78	0,40	0,44	0,36
MnO	—	He обн.	He обн.	—	сл.	—	0,20	сл.	сл.
FeO	—	—	—	—	—	—	0,27	—	He обн.
Fe ₂ O ₃	—	0,12	0,03	0,23	0,13	0,42	0,24	0,08	0,29
Al ₂ O ₃	17,97	17,42	18,08	18,38	17,77	18,95	17,16	17,10	19,95
B ₂ O ₃	—	—	0,39	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—
SiO ₂	66,42	64,17	62,52	64,99	65,32	66,03	65,50	61,88	60,85
TiO ₂	—	0,01	—	—	0,01	—	—	0,01	He обн.
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	3,60
H ₂ O ⁺	2,20	1,88	2,20	0,90	1,76	0,55	1,82	2,26	0,76
H ₂ O ⁻	—	0,60	—	—	0,08	—	0,32	0,16	He обн.
Сумма	100,64	99,96	100,05	100,25	100,02	100,67	100,081	99,92	99,82
Уд. в.	2,72	2,75	2,805	2,70	2,72	2,675	2,6739	2,78	2,72
n _o	1,581	1,587	1,5920	1,580	1,580	1,576	1,5735	1,592	1,586
n _e	1,575	1,581	1,5844	1,574	1,570	1,5685	1,585	1,586	1,580
a ₀ (Å)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c ₀	—	—	—	—	—	—	—	—	—

19 — ростерит белый из альбитизированного пегматита, Уоджии (Австралия) [134]; 20 — молочно-белый из пегматита (СССР), анал. Егорова-Фурсенко [6]; 21 — кобальтово-синий махице-берилл из пегматита, Минас-Жераис (Бразилия) [167]; 22 — берилл из флогопитовой зоны десилифицированных пегматитов, Изумрудные Копы (Урал), анал. Казакова [165]; 23 — зеленый из приконтактной зоны десилифицированных пегматитов (СССР), анал. Егорова-Фурсенко [6]; 24 — светло-желтый короткостолбчатый из пегматитов «чистой линии», Изумрудные Копы (Урал), анал. Разина [165]; 25 — снежно-белый из альбитизированных пегматитов, анал. Любина (по Ли Чжао-Ли, МГУ, 1960); 26 — светло-розовый из центральной зоны пегматита (СССР), анал. Егорова-Фурсенко [6]; 27 — розоватый из пегматитов, Сибирь (СССР), анал. Разина [149].

См. сводку 26 химических анализов бериллов, для которых даны межплоскостные расстояния, в работе Бакакина [17]; и сводку 186 химических анализов бериллов в работе Косалса и Рылова [168].

Диагн. исп. Кислоты, за исключением плавиковой, не действуют. П.п.тр. не плавится, прозрачные разности становятся молочно-белыми. С бурой дает прозрачное бесцветное стекло; изумруд — бледно-зеленый перл (хром). Для быстрой диагностики пользуются реакцией с хинализиарином (поверхность кристаллов берилла окрашивается в синий цвет) [168а].

Повед. при нагр. Температура плавления 1420° [158]. По данным Павловича и Николича [169], превращение в стекло начинается при 1200°; см. также [170].

Теплопроводность 9,53 мкал/см·сек·град [171]. При нагревании от 20 до 600° сохраняются прозрачность и стеклянный блеск; в интервале 800—1200° становятся матовыми, фарфоровидными. В интервале 20—600° происходит усиление окраски (не у всех бериллов). В интервале 600—1000° устанавливается резкое скачкообразное уменьшение показателей преломления, выше 1000° они изменяются медленно, n_o уменьшается быстрее, чем n_e, благодаря чему уменьшается и двупреломление [122, 172]. Основная масса воды выделяется в интервале 780—936° [158], о данным Гинзбурга [125], от 890—920 до 1120—1180°; структура берилла после выделения воды не изменяется [160]. Бериллы с различным содержанием щелочей и воды по-разному ведут себя при нагр-

вани. В отличие от сильнощелочных бериллов малощелочные бериллы дают одну и ту же дифракционную картину до 1200° . Удаление воды из сильнощелочных бериллов вызывает уменьшение параметров решетки и приводит к возникновению обезвоженного щелочного берилла с несовершенной структурой [173].

По Соколовой [160], аквамарин, не содержащий щелочей (хим. анализ 2), при нагревании теряет воду постепенно: $\frac{1}{3}$ в интервале $480-500^{\circ}$, $\frac{1}{3}$ от 860 до 880° , $\frac{1}{3}$ от 900 до 920° .

Термографическое изучение бериллов [73] позволило выделить четыре их типа: I — бериллы из биотит-флюорит-бериллового типа месторождений — не дают эффектов, фиксируемых на кривых ДТА; II — бериллы из месторождений полевошпат-фенакитового типа — характеризуются четкими экзотермическим (430°) и эндотермическим (1120°) эффектами (из них первый, вероятно, связан с выделением воды, а второй — с окислением железа); III — бериллы из бериллийсодержащих скарнов — дают эндотермический эффект при 970° ; IV — бериллы из мусковит-флюорит-берилловых и турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовых месторождений — слабый эндотермический эффект при 1000° .

Коэффициент термического расширения мал по оси *c* и значительно больше в перпендикулярном направлении [77, 174]. При нагревании от 20 до 1000° он равен вдоль оси *a* $26 \cdot 10^{-7}/^{\circ}\text{C}$ [175, 15].

При медленном нагревании (в течение получаса) зеленый берилл с Шерловой Горы полностью изменяет свою окраску на голубую; это свойство используется для получения аквамаринов из зеленых бериллов [176]. Некоторые зеленые и желтые бериллы при нагревании до $200-500^{\circ}$ становятся коричневыми [177]. Джаяраман [80] установил, что при нагревании бериллов в течение 5 часов до 500° происходит частичное окисление Fe^{2+} , при этом все зеленые бериллы становятся синеватыми.

Наход. Характерен для пегматитов разных типов, грейзенов, высокотемпературных кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых жил, а также для некоторых контактово-метасоматических пород; встречается в гранитах, риолитах.

В жилах блоковых Na—Li-пегматитов берилл образует крупные скопления (штаты Сеара и Минас-Жераис, Бразилия) [178]. Однако основная масса берилла развита в полнодифференцированных пегматитах с кварцевым ядром (мусковитовые пегматиты Мама, Патомского нагорья, Карелии, Новой Англии в США, штатов Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти в Бразилии, Мадагаскара). В хрусталеносных (миароловых) пегматитах берилл залегает в занорышах совместно с морионом и микроклином; там встречаются его драгоценные разновидности. Примерами могут служить пегматиты Мурзинки на Урале, Волыни на Украине, Адун-Чолона в Восточном Забайкалье, шт. Минас-Жераис в Бразилии и др.

В редкометалльных пегматитах берилл кристаллизуется уже на самых ранних этапах их формирования; встречается в зонах экзо- и эндоконтакта. Там, где вмещающие породы представлены слюдными сланцами, в зонах экзоконтакта кристаллы берилла заключены в мелкозернистой кварц-биотитовой массе. Форма кристаллов удлиненнопризматическая, цвет зеленоватый, желтовато-зеленый, содержание щелочей невысокое (преобладает Na). В зонах эндоконтакта образует обычно конические кристаллы. Ассоциируется с гранатом, апатитом, мусковитом, биотитом, турмалином. К более поздней стадии альбитизации относится щелочной берилл. В пегматоидных участках пегматитовых тел наблюдаются белые или слегка окрашенные зеленоватые и голубоватые кристаллы призматического облика (значительно более укороченные); в ассоциации с бериллом наблюдаются микроклин, кварц, мусковит, колумбит. Из щелочных металлов в бериллах преобладает Na и мало Li. В пегматитах со сподуменом количество Li в бериллах заметно повышено. Берилл также связан с замещающими комплексами: альбитовым и альбит-кварц-мусковитовым. Кристаллы берилла здесь плохо образованы, метасоматическое преобразование

приводит к возникновению конических кристаллов только с гранями пинакоида или без граней. Цвет белый или слегка зеленоватый. Обычны прорастания с турмалином, кварцем, апатитом, гранатом; встречаются так называемые фаршированные бериллы [159]. В стадию альбитизации ранние бериллы подвергаются резорбции и, возможно, перекристаллизации. В лепидолитовом замещающем комплексе берилл ассоциируется с полихромным турмалином, лепидолитом, реже кунцитом, фосфатами лития, микролитом, танталитом, уоджинитом; кристаллы такого берилла короткопризматические, иногда уплощенные и даже чечевицеобразные с многочисленными гранями дипирамид; цвет от бледно-зеленого в центре кристаллов до бледно-розового и бесцветного по краям, иногда оранжевый и голубой в разных дипирамидах роста. Количество щелочей в берилле достигает 6% и более; повышено содержание Cs, Rb (реже K), встречаются ростериты, морганиты, воробьевиты. Примерами месторождений могут быть пегматиты в США (шт. Южная Каролина, Бакхорна в шт. Колорадо, Хардинга в шт. Нью-Мексико и т. д.).

К самым последним стадиям формирования пегматитов относится образование в занорышевых полостях на кристаллах клевеландита плоских бесцветных или слегка розоватых ростеритов, ассоциирующихся с поздними слюдками; содержание щелочей (Na, Li, Rb, Cs) в них высокое. В некоторых полостях наблюдаются явления дорастания обломков берилла ранних генераций прозрачными щелочными разностями [26]. Известны кристаллы берилла из занорышевых полостей пегматитов, которые почти лишены щелочей (хим. анализ 1). Это свидетельствует о нарушении пегматитового процесса [159], так как нормально в ходе его происходило постепенное накопление в бериллах щелочей с изменением формы кристаллов от длиннопризматической через короткостолбчатую к плоской. Исключением являются голубые длиннопризматические бериллы из хрусталоносных пегматитов Казахстана, ассоциирующиеся с кварцем и ортитом и образовавшиеся в поздний гидротермальный этап; они содержат 1,37% щелочей и имеют длиннопризматический облик [115].

Таким образом, типоморфными для щелочных бериллов могут служить следующие признаки: 1) натриевые и литиево-натриевые бериллы встречаются в пегматитах в ассоциации с альбитом, зеленым мусковитом, трифилином, апатитом, слодуменом. Кристаллы укорочены по призме, часто плохо образованы, конусообразны, переполнены газовой жидкими включениями или включениями других минералов; с увеличением содержания Li и Cs кристаллы сильно уплощаются по L_6 , грани дипирамид совершенно вытесняют грани призм, облик кристаллов становится чечевицеобразным; 2) цезиево-литиевые бериллы встречаются в пегматитах в ассоциации с розовым слодуменом, клевеландитом, лепидолитом, полихромным турмалином, амблигонитом, поллуцитом. Кристаллы часто зональны; содержание Li и Cs увеличивается от центра к периферии кристалла, так в зональном кристалле цезиево-литиевого берилла из Маунт-Майка в шт. Мэн (США) содержание Cs возрастает в 20—40 раз, а Rb в два раза, параллельно возрастают показатели преломления и уд. в. [26]. Бериллы из пегматитов, особенно наиболее ранние, отличаются высоким содержанием избыточного аргона и гелия [20]. О берилле в пегматитах см. также: [179—185].

При альбитизации, грейзенизации и других процессах возникают [186]: 1) бериллоносные полевошпатовые метасоматиты, образующиеся в зонах крупных разломов при микроклинизации древних гранитов и гранито-гнейсов; берилл встречается в виде мелкой вкрапленности в ассоциации с мусковитом и полевыми шпатами; 2) берилл-молибденит (касситерит)-вольфрамитовые грейзены и высокотемпературные кварцевые жилы; берилл ассоциируется с молибденитом, вольфрамитом, касситеритом, мусковитом, кварцем; турмалином или молибденитом и вольфрамитом, или с циннвальдитом, топазом, или с висмутином, касситеритом и вольфрамитом, иногда с гельвином и гентгельвином; 3) берилл-флюорит-слюдистые метасоматиты; берилл сопровождается флюоритом, альбитом, олигоклазом, микроклином, фосфатами, сульфидами, фена-

китом и др. В толще сланцев и углисто-карбонатных пород образуются мусковит-флюорит-берилловые скопления, в которых берилл ассоциируется с флюоритом, мусковитом, фенакитом, альбитом, шеелитом, сульфидами. Для грейзенизированных гранодиоритов характерна ассоциация берилла с альбитом, биотитом, фенакитом, карбонатами, флюоритом, кварцем.

Кварц-плагиоклаз-берилл-мусковит-альбитовые и берилл-флюорит-мусковитовые жилы, залегающие в метаморфизированных ультраосновных и основных породах (серпентинитах, амфиболитах, тальковых сланцах), сопровождаются зонами изумрудоносных флогопитовых и флюорит-флогопитовых пород. В них, помимо типичных для грейзенов минералов, берилл (изумруд) сопровождается маргаритом, плагиоклазом, фукситом, фенакитом, хризобериллом. В поздние стадии по бериллу развиваются бертрандит и бавенит [187, 188]. В амфиболитах возникают биотит-флюорит-фенакит-берилловые метасоматические тела сложного строения, приуроченные к зонам крупных тектонических нарушений; берилл (аквамарин) в них ассоциируется с флюоритом, фенакитом, биотитом, микроклином, олигоклазом, альбитом, кальцитом, сульфидами.

Некоторые скопления берилла в сильно альбитизированных и грейзенизированных породах являются достаточно крупными; помимо рассеянной вкрапленности в породах, берилл наблюдается в зонах штокверков и рудных брекчий, в бериллсодержащих кварцевых и кварц-турмалиновых жилах; встречаются здесь и почти мономинеральные берилловые жилы [187, 189, 190]. Бериллоносные грейзены известны в Забайкалье, где берилл отличается низким содержанием щелочей [191], Казахстане [117, 163], на Дальнем Востоке [192], в многочисленных месторождениях США (штаты Невада, Южная Дакота, Нью-Мексико) [193].

Берилл встречается в кварцевых золотосодержащих жилах с сульфидами [119, 142]. Нередок в карбонатно-алюмосиликатных контактово-метасоматических породах, в которых он находится в следующих ассоциациях (от краев к центру): 1 — с фенакитом и альбитом; 2 — с мусковитом; 3 — с флюоритом [136, 194]; известна и его ассоциация с мусковитом, кальцитом и флюоритом [195]. В гидротермальных образованиях, секущих тела пегматитов, синие кристаллы берилла нарастают на натечные агрегаты кварца, халцедона, кварцина [196, 197].

В Колумбии (Мюзо, Чивор и др.) берилл (изумруд) встречается в полостях битуминозных известняков в ассоциации с кварцем, кальцитом, доломитом, паризитом, халькопиритом, баритом, флюоритом, апатитом [59, 198, 199]. Берилл (хим. анализ 18) установлен вместе с редкометальными минералами в щелочных метасоматитах по диабазам [166]. В необычной ассоциации с эпидотом, гранатом, шеелитом, хлоритом берилл встречен в тактитах — метасоматически измененных кристаллических известняках на контакте с кварцевыми монзонитами (США — шт. Монтана, Биверхед) [200, 201]. В гранитах СССР аксессуарный берилл отмечен в массиве Каменные Могилы (УССР) [202], Бикине на Дальнем Востоке, хребте Чихачева в Убино-Белореченском и Кок-Кульском массивах (Горный Алтай), в Мурзинке (Урал), на Западном Памире (ГаджССР). Известен в гранитах Корнуэла и Донегола в Великобритании [203, 121] (хим. анализ 10).

Для бериллов из некоторых гранитных массивов штатов Юта и Колорадо (США) характерно ничтожно малое содержание Na, Li, Cs, Rb, Cr, Ni, Zr и повышенное Fe, Sc [204], а также Rb, Ti, Zr, Mn, As, V, Ga, Nb, Sn, Y, Yb, Zr (Nb и As установлены только в этих бериллах) [204].

Берилл встречается в пустотах риолитовой лавы в Топаз-Маунтин (шт. Юта, США) в ассоциации с кварцем, топазом, биксбитом, спессартином, тридимитом, гематитом, ильменитом и псевдобрукитом. Цвет минерала малиново-красный, не содержит воды, что объясняется условиями кристаллизации лавы при низком давлении и высокой температуре [103].

Изм. Под действием гидротермальных растворов корродируется, растворяется, переотлагается и замещается другими минералами. Описаны «полурастворенные кристаллы», представляющие собой хрупкие сростки тонких скелетных иголок (остатки от растворения большого кристалла) и «обсосанные» кристаллы с конусовидными фигурами травления. Известны полости в кварце, возникшие за счет полного выщелачивания берилла. В некоторых пустотах среди агрегатов клевеландита игольчатые реликтовые кристаллы берилла покрыты кристаллами гердерита [205]. Растворение берилла происходит предположительно при воздействии на него фтористых или щелочных растворов [206, 207]. Отмечено замещение индивидов берилла парами минералов: альбитом и фенакитом, фенакитом и мусковитом (или хлоритом), фенакитом и микроклином [208], фенакитом и ортоклазом, берtrandитом и мусковитом [209]. В месторождении Ивеланд (Норвегия) берилл замещается берtrandитом, мусковитом и эвклазом [210]. В Алту-ду-Гиз (Бразилия) найдены псевдоморфозы по бериллу гидротермального каолинита [211]. В Вежна (Чехословакия) [183, 212, 213] по бериллу развита миларит или миларит с эпидидимитом, а также бавенит или бавенит и берtrandит [214]. Известны псевдоморфозы по бериллу бавенита и бериллийсодержащего микроклина [165, 215].

При экспериментальных исследованиях в различных фторидных, фторидно-карбонатных гидротермальных системах растворение берилла сопровождается образованием кварца, берtrandита, альбита [216]. Во фтор-карбонатно-борных растворах при 500° берилл растворяется и замещается хнолитом, криолитом, топазом, фенакитом, бериллиевой фазой «Х» [217]. В щелочных борных растворах берилл разлагается с образованием альбита и бромеллита [218]; по Емельяновой и др. [219], берилл в сопоставимых условиях замещается альбитом, нефелином и канкринитом.

При воздействии на берилл растворов NaOH разной концентрации преобладающей новообразованной фазой является чкаловит, к второстепенным продуктам относятся берtrandит, бавенит, миларит, канкринит, тримерит, альбит, кристобалит, фенакит, бромеллит, халцедон [220]. Взаимодействие берилла с гидротермальными растворами различного состава см. также [220 а].

В зоне гипергенеза берилл устойчив.

Искусств. Впервые кристаллы (менее 1 мм) берилла (изумруда) были выращены Эбельманом еще в 1848 г. [221, 222]. В настоящее время известны два метода получения бериллов — пиролитический («раствор в расплаве») и гидротермальный [222а]. Кристаллизация по первому методу осуществляется либо медленным охлаждением насыщенного расплава исходных окислов с флюсом при температуре 1250—700°, либо перекристаллизацией на затравку методом температурного перепада. Эспиг [223, 224] в качестве исходных компонентов предлагает BeO , Al_2O_3 , SiO_2 и Li_2CrO_4 и оптимальную температуру 770—880°; длительное пересыщение в области растущего на затравке кристалла в этих условиях осуществляется за счет встречной диффузии постепенно растворяющихся BeO , Al_2O_3 , Li_2CrO_4 и природного кварца в расплаве Li_2MoO_4 . Армштутц и Борлоз [225] получали изумруд медленной подачей на затравку кристалла берилла окислов Be, Al и Si в расплаве BeF_2 . В 1963 г. была осуществлена попытка вырастить изумруд методом Вернейля (наплавление стехиометричной изумруду смеси окислов на булю, покрытую оболочкой из муллита) [226]. Вилсон [227] взял патент на синтез изумруда из смеси окислов BeO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и SiO_2 при температуре 1495°—2015° и давлении 15 кбар. Методом «раствор в расплаве» берилл (изумруд) синтезировался многими исследователями; ими использовались флюсы различного состава: молибдат лития и ванадиево-кислый натрий (в течение месяца выростал кристалл размером до 6 мм) [226], расплавы PbO—PbF_2 , V_2O_5 , $\text{Li}_2\text{O—MoO}_3$ [228], $\text{Li}_2\text{Mo}_2\text{O}_7$, $\text{Li}_2\text{W}_2\text{O}_7$, PbOMoO_4 и V_2O_5 [229], и окислов Pb, Ca, Sr, Ba, V, P (или Nb) [230], или V_2O_5 , Li_2MoO_4 , Li_2WO_4 [231, 232]. Во всех случаях в качестве затравок использовались срезы природных кристаллов берилла, перпендикулярные L_6 . В искусственно полученных кристаллах изумруда обычно наблюдались оптические неоднородности, трещинки и включения флюса.

Гидротермальный синтез берилла позволяет получать более однородные кристаллы. Впервые этим методом изумруд синтезировал Накен (в щелочной среде) в 1928 г. [233]. Позже фирма Фарбен индустри выпустила на рынок большую партию синтетических изумрудов («игмеральд» — igmerald), но технология их производства осталась неизвестной [116]. В 1930 г. сан-францисский химик Чатам вырастил гидротермальным способом высококачественные изумруды; технология также осталась неизвестной. Изучению изумрудов Чатама была посвящена большая серия исследований [231, 234—237]. Бесцветный берилл был синтезирован в водной среде из смеси SiO_2 , Al_2O_3 и BeCO_3 при давлении 400—1500 бар и температуре 600°; при 400° (плотность флюидной фазы 0,53 г/см³) кристаллизовался очень мелкозернистый берилл [92, 238]. Берилл был получен также в интервале температур 500—850° и давлении 1050—2100 кг/см² из стехиометричной смеси BeO (или BeCO_3), Al_2O_3 , SiO_2 в присутствии воды [239]. Синтетически получены аквамарин и морганиты [92, 240—242]. Синтез берилла с V, Mn, Co, Ni в автоклаве при 400—600° и давлении 300—2000 атм из шихты BeO, BeCO_3 , SiO_2 и Al_2O_3 в 5% растворах $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ и H_3BO_3 осуществлен Емельяновой и др. [219].

Образование берилла и альбита при обработке микроклин-пертита кислотными растворами фтористых соединений Be наблюдали Соболев и Диков [216]. Показано [216, 217], что на кристаллизацию берилла положительное влияние оказывают кислые условия во фтор-карбонатных растворах с соотношением F/Na выше 3,5. В экспериментах с минерализаторами $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{AlF}_3$ происходил хороший рост аквамарина на затравку. В 1971 г. Фланиген и Мамбах [243] получили патент на синтез берилла и изумруда в галоидных солях в гидротермальных условиях.

Практ. знач. Используется для получения бериллия. Прозрачные разности имеют ювелирную ценность.

Отл. От апатита макроскопически отличается большей твердостью, под микроскопом — более низкими показателями преломления. Берилл в виде белых зернистых агрегатов отличается от мелкозернистого альбита отсутствием спайности, полупрозрачностью зерен и характерным жирноватым блеском. От топаза берилл отличается отсутствием совершенной спайности, от турмалина — в большинстве случаев цветом, гексагональным поперечным сечением, под микроскопом — низким двупреломлением. От сходных выделений миларита и кварца отличается более высокими показателями преломления, от кварца также большим уд. в., оптическим знаком. Природные кристаллы отличаются от искусственно выращенных микроскульптурой граней, составом минералов-включений и т. д. [32, 44].

Разнов. Выделяются разновидности по составу и по цвету. По составу от других бериллов резко отличается бацитт.

Б а ц ц и т — bazzite — $\text{Sc}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

Назван по имени Е. Бацци, впервые нашедшего и описавшего этот минерал [244].

Синон. Скандиевый берилл, Sc-берилл [245].

Гексаг. с. В отличие от обычного берилла в бацитте Al замещен Sc; Be частично замещает Si. В структурных каналах располагаются Y, Yb и щелочные металлы [246]. Значения параметра a_0 элементарной ячейки выше, чем у обычного берилла:

a_0 (Å)	c_0	Ссылка
9,50	9,18	[245]
9,51	9,11	[246]
9,521	9,165	[144]

Кристаллы бочонкообразные (Бавено) [244, 247], длиннопризматические и игольчатые (Казахстан), иногда скелетные, полые (длина до 2 см при 0,3 см в сечении) [115, 144].

Тв. 6,5. Микротвердость 851—897 кгс/мм^2 [144]. Уд. в. 2,8 (итальянского); 2,77 (казахстанского). Цв. лазурно-синий, интенсивно-голубой, иногда зеленоватый, почти бесцветный. Кристаллы часто зональны. Бл. стеклянный. Ярко-голубой бацит электромагнитен, светло-голубой неэлектромагнитен [115, 144].

В прох. свете плеохроирует: по N_o — бледно-зеленовато-желтый, по N_e — лазурно-синий (Бавено) и по N_o — бесцветный, по N_e — темно-голубой (Казахстан), $N_o < N_e$. Одноосный (—).

n_o	n_e	$n_o - n_e$	Местонахождение	Ссылка
1,626	1,608	0,018 (внутренняя зона)	Бавено (Италия)	[247]
1,623	1,602	0,021 (внешняя зона)		
1,622—1,636	1,602—1,618	0,020	Казахстан	[144]

Химические анализы 15 и 16. В баците из Швейцарских Альп спектроскопически установлены: Sc, Be, Al, Mg, Fe, Na, Ca, Nd, Ga, V, Sn, Cu, Yb, Y, Ag, Sr, Ba [248]; в образце из Бавено (Италия) — до 1,6% TR (Y, Yb); в казахстанском — 0,1% Ce, 0,05% La, 0,03% Pb; Sn, Ti, Sr, Ni; Y по 0,01%; Nb, V, Zr по 0,003%; Ga 0,0005%, Mo 0,0002% [144].

П.п.тр. темнеет. Из кислот разлагается лишь в HF.

Впервые найден в миароловых пустотах гранитов Бавено (Италия) [244, 247, 249]. В друзовых полостях хрусталоносных пегматитов Кентского массива в Центральном Казахстане (СССР) бацит выделялся позже берилла; ассоциируется с кварцем и флюоритом; в виде скелетных кристаллов (полые шестигранники, иногда не замкнутые) развит по микроклину вместе с кварцем, слюдой и флюоритом [115]. В альпийских жилах Валь-Стрема (Швейцария) ассоциируется с кварцем, альбитом, гематитом, хлоритом [248].

Синтезирован в гидротермальных условиях из смешанного геля минералообразующих окислов (в стехиометрических соотношениях) при температурах 450—750°, давлении 2 *кбар* и продолжительности эксперимента 20—48 часов [250].

По цвету выделяется несколько разновидностей берилла, но при одинаковой окраске состав их может отличаться, и наоборот, при одинаковом составе берилл может быть окрашен в разные цвета.

И з у м р у д — emerald.

Название известно с древнейших времен.

Синон. Смарагд — smaragd, зумурруд (Бируни, XI в.).

Облик кристаллов всегда призматический. Цвет изумрудно-зеленый разной степени интенсивности и оттенков (желтоватых или синеватых). Окраска вызвана содержанием небольших количеств Cr^{3+} , Fe, V. Для многих изумрудов характерна зональная окраска в сечениях, параллельных (0001) («шестернеобразные» «тариче» изумруды Колумбии). Для изумруда характерно большое количество включений как газово-жидких, так и твердых (альбит, гранат, тальк, карбонаты, углистое вещество и др.). Прозрачность неравномерная: часто в одном кристалле наряду с переполненными включениями участками встречаются абсолютно прозрачные участки высокой ювелирной ценности. К особенностям микрорельефа поверхности кристаллов относятся бугорки, штрихи, выступы (рифленый рельеф), изгибы в виде меандр и т. д. [32, 251]. Уд. в. 2,727—2,745 [119]; 2,756 [252]; 2,690—2,694 [72, 253]. Плеохроирует: по N_o — желтовато-зеленым, по N_e — зеленовато-голубоватым. $n_o = 1,586$ —1,592, $n_e = 1,579$ —1,589 [119]; $n_o = 1,572$ —1,580, $n_e = 1,572$ —1,575 [72]; $n_o = 1,589$ —1,590, $n_e = 1,580$ —1,581 [253]. Иногда аномально двуосен [254].

Для изумруда (анализы 12, 13) характерно повышенное содержание Cr_2O_3 ; 0,06% [119], 0,25—0,29 [165], 0,50% [252], 0,1—0,05% [72]. Кроме того, в изумрудах обнаруживаются: Na, Mg, Ca, Fe, V, Ni. В связи с решением проблемы синтеза изумруда изучению его химического состава уделялось большое внимание [79, 145, 252, 255, 256].

Изумруды встречаются в месторождениях двух групп. В первую группу входят так называемые берилл-флюорит-слюдистые метасоматиты [188], приуроченные к метаморфизованным ультраосновным и основным породам (см. раздел «Находж.»). К месторождениям второй группы относятся низкотемпературные метасоматические образования среди битуминозных известняков.

В месторождениях первой группы изумруд встречается в зонах флогопитовых, флогопит-тальковых или флогопит-тремолитовых пород на контактах с телами плагиоклазитов. На Урале, где вследствие относительно большой глубины формирования, в пределах одного рудного поля проявились пегматовый и грейзеновый процессы, по Ферсману и другим исследователям, изумрудносные слюдиты представляют пегматиты линии скрещения [124, 165, 257, 258]. На основании микрокристалломорфологического анализа Фекличев [32] также пришел к выводу о метасоматической природе уральского изумруда. Подобного типа месторождения есть на Украине [259], в Австрии (Хабахталь) [252], Болгарии [72]. В Африке находятся изумрудные месторождения в Верхнем Египте вблизи Красного моря (которые разрабатывались уже в XVII веке до н. э. — копи Клеопатры); в Сандаване (Зимбабве) [252, 260]; в Трансваале (ЮАР) [91]; в Мику (Замбия) [253]; у оз. Маньяра (Танзания) [57]. В Индии — месторождения Ажмир, Мирвара, Мивер [261]. В США в шт. Северная Каролина в кристаллах изумруда различаются бесцветное ядро и темно-зеленые краевые зоны [262—266].

В месторождениях второй группы изумруд находится в ассоциации с кварцем, паризитом, альбитом, сульфидами. К этой группе относятся месторождения Мюзло и Чивор в Колумбии [267], где найдены секториально-прозрачные кристаллы (шестернеобразные), переполненные включениями углистого вещества или альбита [23, 51, 199, 268—270].

Прозрачные природные кристаллы густых зеленых тонов представляют значительную ювелирную ценность.

Синтез ювелирных изумрудов в США осуществляется в промышленных масштабах [60, 228]. Искусственные изумруды по включениям и зональности весьма напоминают природные [271]; вместе с тем они легко отличаются от природных по микрорельефу в отраженном свете, по наличию грубых ступеней и спиралей роста, отсутствию на гранях кристаллов других минералов, обычных на гранях природных кристаллов [237, 272, 273]. Уд. в. искусственных изумрудов — 2,65, их показатели преломления ($n_o = 1,563$, $n_e = 1,560$) ниже, чем у природных. В ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 3650$ и $\lambda = 2537$ Å) при фильтрах из слабого раствора солей меди некоторые природные изумруды отличаются от искусственных: изумруды Колумбии обнаруживают ярко-красное свечение, а искусственные светятся малиновым цветом [98, 274]. Для диагностики природных и искусственных изумрудов применяется метод рентгеновской топографии [275].

А к в а м а р и н — aquamarine

Название — от латинских слов aqua — вода, marinus — морская, введено в начале XVII в. в Италии для прозрачных бериллов цвета морской воды.

Сичон. Августит — густо-синий аквамарин [2].

По всем свойствам аквамарин не отличается от обычного берилла. Окраска цвета морской воды с голубовато-зелеными оттенками. Образует длиннопризматические кристаллы. Вследствие комбинации нескольких призм поперечные сечения кристаллов многоугольные (редко гексагональные), часто округлые. Грани призм несут вертикальную штриховку и многочисленные фигуры травления и растворения [40], которые типоморфны для отдельных месторождений [276]. Отмечены закономерные сростания аквамарина с кварцем, в которых плоскость кварца (10 $\bar{1}$ 0) сростается с гранью (10 $\bar{1}$ 0) аквамарина в положениях параллельном, перпендикулярном и под углом 48°; для некоторых сростаний характерна параллельность (1 $\bar{2}$ 10) аквамарина и кварца [53]. Аквамарины Танзании содержат характерные кроваво-красные дендритовые включения [57]. У части аквамаринов установлена аномальная двуосность, особенно в периферических частях кристаллов [40, 160]. По химическому составу многие

аквамарины аналогичны обычным бесцелочным бериллам (хим. анализы 2, 3, 4), но в некоторых из них обнаружены щелочи, преимущественно Na_2O (до 1,73%) (хим. анализ 17). Содержат Fe_2O_3 (до 2,5%) и часто FeO (до 1%); окраска объясняется преобладанием Fe^{3+} над Fe^{2+} [78—80]. Курбатов и Каргин [176] установили, что окраска аквамарина при нагревании до 400° исчезает или переходит в голубую.

Аквамарины встречаются в занорышах камерных пегматитов, в пневматолито-гидротермальных месторождениях биотит-флюорит-фенакит-бериллового типа [277], в $\text{Mo} - (\text{Sn}) - \text{W}$ грейзенах и кварцевых жилах [186]. Камерные пегматиты с аквамарином известны на Урале, в Индии (шт. Мадрас, около Падгура), в Африке (Намибия, около Свакопмунда), на Мадагаскаре (в Антирабе, Магаритра и др.), в США (штаты Северная Каролина, Коннектикут, Мэн, Массачусетс); в Бразилии (шт. Минас-Жераис, округ Минас-Новас, Какунда, Веруча, Санта-Рита), в Австралии (Северная Территория, Западная Австралия, Новый Южный Уэльс, Квинсленд) [278]. В Калифорнии в Пала встречается берилловый «кошачий глаз» синего цвета [91]. В месторождениях флюорит-фенакит-бериллового типа аквамарин находится в ассоциации с фенакитом, биотитом и флюоритом. Примером месторождений $\text{Mo} - (\text{Sn}) - \text{W}$ грейзенов и кварцево-жильных образований может служить известное с 1724 года месторождение аквамаринов Шерлова Гора (Восточное Забайкалье), где аквамарин ассоциируется с флюоритом, топазом, арсенопиритом. Как и в других бериллах содержание Fe в аквамаринах из гидротермальных месторождений всегда значительно выше, чем в аквамаринах из пегматитовых жил.

Прозрачные кристаллы аквамарина имеют ювелирную ценность.

Г е л и о д о р — *heliodor* [279].

Синон. Золотой или золотистый берилл — *golden beryl*, аквамарин-хризолит — *Aquamarin-Chrysolith*.

Цв. желтый с зеленоватым или медовым оттенком. Уд. в. 2,69—2,70. Хим. анализ 1. Встречается в полостях камерных пегматитов и пневматолито-гидротермальных месторождениях (Золотой отрог и Шерлова Гора в Восточном Забайкалье).

По особому цвету и характерному составу выделяются щелочные бериллы, к которым относятся: натриевые, литиево-натриевые, цезиево-литиево-натриевые (см. разд. Хим.), воробьевит, морганит, ростерит, махихе-берилл. Натриевые и литиево-натриевые бериллы обычно окрашены в светлые зеленоватые или фарфоровидно-белые тона. Кристаллы короткопризматические, часто плохо образованы, конусообразны, переполнены газово-жидкими включениями или другими минералами — «фаршированные» бериллы [159]. Встречаются в пегматитах натриево-литиевого типа в ассоциации с альбитом, зеленым мусковитом, трифилином, апатитом, сподуменом. С увеличением содержания лития кристаллы светлеют (в пустотках — бесцветны) и иногда приобретают едва заметный розоватый оттенок, а с увеличением содержания Cs становятся бледно-розовыми, розовыми и ярко-розовыми до гвоздичных оттенков. Причина окраски связана предположительно с увеличением содержания Mn , хотя и в ничтожных количествах. Возможно, окраска связана и с дефектами в структуре. Кристаллы берилла с повышенным содержанием Li и Cs обычно сильно уплощены по L_6 , преобладают грани дипирамид, в целом облик кристаллов чечевицеобразный. Они встречаются только в литиевых пегматитах в ассоциации с розовым сподуменом, клевеландитом, лепидолитом, полихромными турмалинами, амблигонитом, поллуцитом, как, например, в месторождении Варутреск, Швеция [183]. Часто зональны: содержание лития и редких щелочей растет от центра к периферии кристалла. Так, в зональном кристалле цезиево-литиевого берилла из Маунт-Майка, шт. Мэн (США); содержание Cs и Li возрастает в 20—40 раз, а рубидия в два раза, параллельно возрастают показатели преломления и уд. в. [26].

Некоторые цезиево-литиевые и литиево-цезиевые бериллы имеют собственные названия:

В о р о б ь е в и т — vorobyevite (синон. цезиевый берилл — caesium-beryl). Назван в честь русского минералога В. И. Воробьева [280]. Найден впервые на Урале, содержит 3,10% Cs₂O и 1,39% Li₂O, цвет розовый.

М о р г а н и т —morganite — торговое название розовато-красного берилла (воробьевита?) (по имени Моргана) [281]. Уд. в. 2,75—2,85. Месторождения: Магаритра на Мадагаскаре, Норвег в шт. Мэн (США) и в Альту-ду-Гиз (Бразилия).

Р о с т е р и т — gosterite. Назван Гратаролой в 1880 г. в честь Ростера [130]. Кристаллы сильно уплощены по L_3 с хорошо образованными и сильно блестящими гранями пинакоида. Бесцветный, белый, бледно-розовый, красный. Иногда оптически двуосный ($2E = 17^\circ 10' - 22^\circ 20'$). В СССР обнаружен на Урале (Мурзинка), в Забайкалье (Борщовочный кряж), в США — шт. Мэн (Геброн); в Западной Австралии (Уоджина) — хим. анализ 19; на о-ве Эльба (красный, с 0,74% MnO, 2,25% K₂O, 4,22% Na₂O, 0,43% Li₂O, 0,91% Cs₂O, 0,19% BaO, содержит Sr).

М а х и х е - б е р и л л —махихе-beryl. **Синон.** максикс-аквамарин.

Берилл кобальто-синего цвета из рудника Махихе, в шт. Минас-Жераис (Бразилия) [114, 167, 282]. Уд. в. 2,805. Обладает резко выраженным плеохроизмом: по No — кобальто-синий, по Ne — бесцветный. $n_o = 1,5920$, $n_e = 1,5844$; $n_o - n_e = 0,076$. При дневном свете и при нагревании постепенно обесцвечивается [114], окраска восстанавливается при облучении нейтронами или гамма-лучами. Иногда после облучения окраска становится зеленой [283]. Для махихе-берилла характерна узкая полоса поглощения обыкновенного луча в области длин волн 5000—7500 Å. Содержит около 5% щелочей (R₂O) и 2,2% H₂O, Sc ~ 0,001%, (хим. анализ 21) [87].

В отличие от махихе-берилла окраска кобальто-синих бериллов из Барра-ду-Салинос в шт. Минас-Жераис (Бразилия) является результатом специальной обработки мorganитов. В этом месторождении добывались также и темно-синие бериллы [284].

К малоизученным бериллам, получившим самостоятельные названия, относятся:

Д а в и д с о н и т — davidsonite (Томсон, 1836) — зеленовато-желтый берилл, встречен в Рубаслоу около Абердина, Шотландия (по Дана).

Г о ш е н и т — goshenite.

Синон. Гозенит. Назван по месту находки в Гошене (шт. Массачусетс, США) Шепардом в 1844 г. (по Хинце).

Белый, бесцветный, гвоздично-розовый. Уд. в. 2,813 [285]. Отмечена ассоциация гошенита со светло- и темно-зеленым турмалином.

Б и к с б и т — bixbite. Крыжовниково-красный берилл, найденный к юго-западу от Симпсон-Спринг в шт. Юта (США) [286]. Причиной окраски считается примесь Mn²⁺ (0,08% Mn по спектральному анализу) [83].

А м е т и с т - б а з а л ь т и н — amethyste-basaltine. Берилл фиолетовой или красноватой окраски (это же название имеет фиолетовый апатит).

Г и а ц и н т о з о н т — hyacinthozontes. Берилл сапфирово-синего цвета (по Плинию, у Дана, 1911).

Межплоскостные расстояния берилла из Ройялстоуна *

<i>hkl</i>	CuK α -излучение, Ni-фильтр, Дифрактометр						<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>				
100	90	7,98	114	5	2,056	413	15	1,5138	
110; 002	50	4,60	312; 204	20	1,9926	421	1	1,4882	
200; 102	45	3,99	320; 402	7	1,8308	332	9	1,4566	

<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>
112	95	3,254	321; 313	17	1,7954	116	11	1,4535
210; 202	35	3,015	304	20	1,7397	510; 422	13	1,4324
211	100	2,867	411	13	1,7110	315	1	1,4148
300	3	2,660	322	3	1,7007	512	7	1,3682
212	30	2,523	412; 224	17	1,6265	216	6	1,3655
220; 302	11	2,293	500; 314	7	1,5953	600	1	1,3306
310	7	2,213	323	9	1,5710	430; 501	1	1,3117
104	3	2,208	215	7	1,5690	513; 325	1	1,2977
311	15	2,152	330	5	1,5349	520; 602	11	1,2774
222	3	2,060	006	7	1,5320	415; 521	13	1,2657

Кроме того, 18 линий
до 1,0157

* ASTM, 9-430.

Межплоскостные расстояния баццита из Казахстана [144]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 57,3$ 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>
10 $\bar{1}$ 0	7	8,2	2242	1	2,10	32 $\bar{5}$ 3; 31 $\bar{4}$ 4	1	1,605
0002	2	4,54	4040; 11 $\bar{2}$ 4	3	2,05	3360	1	1,575
10 $\bar{1}$ 2	3	3,97	3142; 30 $\bar{3}$ 3	3	2,04	5052; 41 $\bar{5}$ 3	5	1,547
11 $\bar{2}$ 2	10	3,29	04 $\bar{4}$ 1	2	2,00	4044	1	1,522
20 $\bar{2}$ 2	1	3,04	20 $\bar{2}$ 4	3	1,993	3362	3	1,498
21 $\bar{3}$ 1	10	2,94		1	1,923	4262; 51 $\bar{6}$ 0	3	1,473
10 $\bar{1}$ 3	2	2,83	2350	1	1,885	3254; 5161	4	1,452
30 $\bar{3}$ 0	2	2,73	3251	2	1,847	3145; 2026	1	1,423
21 $\bar{3}$ 2; 11 $\bar{2}$ 3	5	2,56	3143	4	1,823	4154	2	1,407
20 $\bar{2}$ 3	1	2,44	4150	5	1,795	6060	2	1,370
2240	1	2,37	4151; 30 $\bar{3}$ 4	7	1,754		6	1,317
3140; 0004	5	2,28	4152		1,671		3	1,306
3141	1	2,20	0550	8	1,646		5	1,285
2133	1	2,17						

Л и т е р а т у р а

1. Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1954, 1, 357.
2. Медоев А. Г. Вестн. АН КазССР, 1960, № 5, 81.
3. Bragg W. L., West J. Proc. Roy. Soc. London, 1926, ser. A, 111, N A759, 691.
4. Белов Н. В., Матвеева Р. Г. ДАН СССР, 1950, 73, № 2, 299.
5. Norrish K. J. Roy. Soc. Western Australia, 1947, 34, 1.
6. Соседко Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 4, 495.
7. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966, 299.
8. Соседко Т. А., Франк-Каменецкий В. А. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 2, 159.
9. Radcliffe D., Bailey A. C. Am. Min., 1972, 57, N 1-2, 272.
10. Almeida Sampaio Filho H., de'Sighinolfi G. P., Galli E. Contrib. min., petrol., 1973, 38, N. 4, 279.
11. Kiriya R., Kawai Sh. Mem. Inst. sci., industr. res. Osaka univ., 1964, 21, 111.
12. Белов Н. В., Матвеева Р. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1951, вып. 6, 69.
13. Low W. Phys. Rev., 1960, 119, N 5, 1587.
14. Gibbs G. V., Breck D. W., Meagher E. P. Lithos, 1968, 1, № 3, 275.
15. Morosin V. Acta Cryst., 1972, B, 28, pt 6, 1899.
16. Бакакин В. В., Белов Н. В. Геохимия, 1962, № 5, 420.
17. Бакакин В. В., Рылов Г. М., Белов Н. В. Геохимия, 1970, № 11, 1302.
18. Votta A., Sahata Th. G., Naarala G. Bull. Comm. geol. Finl., 1965, N 218, 119.
19. Page X., Ducros P. Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 87, N 3, 429.
20. Гинзбург А. И., Пантелеев А. И. Геохимия, 1971, № 10, 1218.
21. Бакакин В. В., Рылов Г. М., Белов Н. В. ДАН СССР, 1967, 173, № 6, 1404.
22. Chaudhari M. W. Schweiz. min., petr. Mitt., 1969, 49, N. 3, 569.
23. Франк-Каменецкий В. А., Соседко Т. А. ДАН СССР, 1958, 118, № 4, 815.
24. Radcliffe D., Campbell F. A. Canad. Min., 1966, 8, pt 4, 493.
25. Radcliffe D. Canad. Min., 1969, 10, pt 1, 104.
26. Hurlbut C., Wenden H. Am. Min., 1951, 36, N 9-10, 751.

27. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, 1961, ч. 2, 230.
28. Смольянинова Н. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 276.
29. Васильев В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 6, 726.
30. Фекличев В. Г. В кн.: Конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР. М., 1959, 17.
31. Фекличев В. Г. В кн.: 2-я конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР. М., 1960, 11.
32. Фекличев В. Г. Микроструктуроморфологические исследования. М.: Наука, 1970, 5.
33. Вазбуцкий Г. Л. В кн.: Кристаллография. Металлургиздат, 1956, вып. 5, 69.
34. Матзеев К. К. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1955, вып. 26, 140.
35. Еременко Г. К. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, вып. 7, 58.
36. Фекличев В. Г. В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966, 223.
37. Шерстюк А. И. В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, 96.
38. Бартошинский З. В., Матковский О. И. В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, 98; Бартошинский З. В., Матковский О. И., Сребродольский Б. И. Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 4, 382.
39. Лазаренко Е. К., Павлышин В. И., Латыш В. Т., Сорокий Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов, Виша школа, изд-во при Львовск. ун-те, 1973, 124.
40. Стушинский П. П. Изв. Донск. политехн. ин-та в Новочеркасске, 1926, 10, 4.
41. Ernst V. Zs. Krist., 1926, 63, 154.
42. Дымков Ю. М., Дымкова Г. А. В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970, 109.
43. Vrba F. Zs. Krist., 1895, 24, 106.
44. Sunagawa I. Am. Min., 1964, 49, N 5-6, 785.
45. Икорникова Н. Ю. Зап. Всес. мин. об-ва, 1939, 68, вып. 4, 536.
46. Rehman G. N. Jb. Min., Monatsh., 1953, N. 7, 154.
47. Дымкова Г. А. В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966, 106.
48. Baier E., Pense J. Naturwissenschaften, 1957, 44, N. 5, 110.
49. Baier E., Pense J. Chem. d. Erde, 1962, 22, 18.
50. Карножицкий А. Н. Зап. Мин. об-ва, 1891, 27, сер. 11, 1.
51. Bergauer F. N. Jb. Min., 1926, 54, A, 205.
52. Кузнецов Е. А., Ли Чжао-лин. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1960, № 6, 46.
53. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит., 1953, 454.
54. Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Геология месторождений редких элементов. 1962, вып. 18, 1.
55. Eppler W. F. Deutsche Goldschm. Zeitung. 1960, 53, N 12, 736.
56. Eppler W. F. J. Gemmology, 1961, 8, N 2, 72.
57. Thurm R. E., J. Gemmology, 1972, 13, N 3, 98.
58. Leinz V., Leonardos O. H. Notas sobre as esmeraldas da fazenda das Lages Itaberahy, Goyaz. Rio de Janeiro, 1936, N 13, 5.
59. Oppenheim V. Econ. Geol., 1948, 43, N 1, 31.
60. O'Donoghue M. J. J. Gemmology, 1971, 12, N 8, 329.
61. Cameron E., Rowe R., Weis P. Am. Min., 1951, 36, N 11-12, 906.
62. Cameron E., Rowe R., Weis P. Am. Min., 1953, 33, N 3-4, 218.
63. Фекличев В. Г. В кн.: Исследования минералообразующих растворов. Тр. ВИМС, 1966, 9, 212.
64. Ремешило Б. Г. Мин. сб. Львов, 1971, № 25, вып. 3, 262.
65. Ремешило Б. Г. В кн.: Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования (24—30 сентября 1973 г.). Изд-во Ростов. ун-та, 1973, 178.
66. Балицкий В. С., Кашиев Н. И., Радянский В. М., Носов С. Ф. В кн.: Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. (24—30 сентября 1973 г.). Изд-во Ростов. ун-та, 1973, 142.
67. Калюжная К. М., Калюжный В. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 136.
68. Косалс Я. А., Дмитриева А. Н. В кн.: Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. (24—30 сентября 1973 г.). Изд-во Ростовск. ун-та, 1973, 66.
69. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 69.
70. Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 18, 107.
71. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев. Наукова думка, 1970, вып. 4, 125.
72. Петрусенко Св., Арnaudов В., Костов Ив. Изв. Геол. ин-та БЪЛГ. АН. Сер. геохим., мин., пегрогр., 1971, 20, 45.
73. Новикова М. И. В кн.: Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. Изд. Мин-во геол. СССР, ВИМС, 1973, 36.

74. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серге А. Ю. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 1, 46.
75. Bridgman P. W. Proc. Am. Acad. arts a. sci., 1949, 77, N 6, 187.
76. Birch F. Am. Min., 1950, 35, № 9-10, 644.
77. Röse R. N. Jb. Min., 1936, 70, A, 467.
78. Klang H. N. Jb. Min., 1934, 69, A, H. 1, 93.
79. Jakob J. Schweiz. Min., Petr. Mitt., 1938, 18, H. 2, 607.
80. Jayaraman N. J. Indian inst. sci., 1940, A, 23, 30.
81. Грум-Гржимайло С. В., Певнева Л. А. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1956, вып. 12, 85.
82. Боровик С. А. ДАН СССР, 1946, 53, № 1, 67.
83. Nassau K., Wood D. L. Am. Min., 1968, 53, N 5-6, 801.
84. Dake H. Mineralogist, 1954, 22, N 1, 24.
85. Rutland E. Gemmologist, London, 1956, 25, N 304, 191.
86. Nassau K., Wood D. L. J. Gemmology, 1973, 13, N 8, 296.
87. Nassau K., Wood D. L. Gems. Gemmology, 1973, 14, N 5, 130.
88. Nassau K., Wood D. L. Lapidary J., 1973, Okt., 1032.
89. Hayton J. D. Rept. Govt. Chem. Lab. Western Australia, 1947, 25.
90. Mukherjee B. Natura, 1951, 167, N 4250, 602.
91. Bauer M. Edelsteinkunde, 1932, 543.
92. Eppler W. F. Deutsche Goldsehm. Zeitung, 1958, N 4, 50.
93. Naroyana R. Proc. Indian Acad. Sci., 1949, 30 A, N 2, 82.
94. Рожкова Е. В., Горбатов Г. А. В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, 14.
95. Рожкова Е. В., Горбатов Г. А., Сидоренко Г. А., Соломкина С. Т. Минеральное сырье, 1963, № 7, 45.
96. Ильтишова Н. А. В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1976, 73.
97. Комовский Г. Ф., Ложникова О. Н. Зав. лабор., 1974, № 1, 48.
98. Anderson B., Websler R. Gemmologist, 1959, 28, N 332, 41.
99. Кузнецов Г. В., Платонов А. Н., Таращан А. Н., Волошин А. В. Мин. журнал. Киев: Наукова думка, 1979, № 2, 60.
100. Wickersheim A., Vichanon R. Am. Min., 1959, 44, N 3-4, 440.
101. Власова Е. В., Топунова Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 40; Соседко Т. А. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1965, № 18, вып. 3, 130.
102. Плюснина И. И. Геохимия, 1964, № 1, 31.
103. Wood D. L., Nassau K. Am. Min., 1968, 53, N 5-6, 777.
104. Бокшй Г. Б., Плюснина И. И. Научн. докл. высш. школы. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 3, 116.
105. Бершов Л. В. Журн. структурной химии, 1969, 10, № 1, 5.
106. Бершов Л. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, 49.
107. Зарипов М. М., Шамонин Ю. Я. Изв. АН СССР. Сер. физ., 1956, 20, N 11, 1124.
108. Geusic J. E., Peter M., Schütz-du-Bois E. O. Belg. System Techn. J., 1959, 38, N 1, 291.
109. Карягин В. Ф., Гречушников Б. Н. Физика твердого тела, 1965, 7, вып. 8, 108.
110. Бершов Л. В., Геохимия, 1970, № 10, 1275.
111. Эйзелес М. А., Левици И. Т. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958, Атомиздат, 1959, 3, 249.
112. Соложенкин П. М., Глембоцкий В. А., Емельянов А. Ф., Копица Н. И. Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1971, вып. 2, 40.
113. Watters W. A. New Zealand Journ. geol., geophys., 1963, 6, N 5, 715.
114. Schlossmacher K., Klang H. Zbl. Min., 1935, A, 37.
115. Чистякова М. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 140.
116. Anderson B. W. Gemmologist, London, 1935, 4, 295.
117. Повилайтис М. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24, 120.
118. Земятченский П. А. Тр. СПб. об-ва естествоиспыт., 1900, 29, вып. 5, 1.
119. Шерстюк А. И. Научн. докл. высш. школы. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 2, 51.
120. Павлова И. Г. ДАН СССР, 1963, 150, № 2, 385.
121. Hall A., Walsh J. N. Min. Mag., 1971, 38, No. 295, 328.
122. Гаврусевич Б. А., Сарапулов Ф. Я. ДАН СССР, 1941, 31, № 8, 771.
123. Грум-Гржимайло С. В., Певнева Л. А. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1956, вып. 12, 85.
124. Беус А. А. Бериллий. Оценка месторождений при поисках и разведках. Госгеолтехиздат, 1956, 20.
125. Гинзбург А. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7, 56.
126. Фекличев В. Г., Геохимия, 1963, № 4, 391.
127. Shaller W. T., Stevens R. E., Jahns R. H. Am. Min., 1962, 47, N 5-6, 672.
128. Беус А. А. Геохимия, 1959, № 3, 278.
129. Oftedal I. Norsk. geol. tidsskr., 1970, 50, N. 3, 245.
130. Zambonini F., Caglioli V. Gazz. Chim. ital., 1928, 58, 131.
131. Боровик-Романова Г. Ф., Соседко А. Ф. ДАН СССР, 1958, 118, № 3, 534.
132. Ситнин А. А., Сажина Л. И., Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 84.

133. Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. М.: Наука, 1964, 60.
134. Simpson E. S. Minerals of Western Australia, Perth, 1948, 1, 5.
135. Matsuda Sh. Mineral J., Japan, 1960, 3, N 1, 46.
136. Павлова И. Г., Рундквист Д. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 5, 562.
- 136a. Барабанов В. Ф. В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов, 1976, вып. 1, 5.
137. Беус А. А. Геохимия, 1959, № 8, 731.
138. Белов Н. В. Геохимия, 1959, № 3, 282.
139. Белов Н. В. Геохимия, 1959, № 8, 734.
140. Франк-Каменецкий В. А., Соседко Т. А. Геохимия, 1959, № 7, 656.
141. Фекличев В. Г. Берилл. М.: Наука, 1964, 14.
- 141a. Hawthorne F. C., Cerny P. Canad. Min., 1977, 15, N 3, 414.
142. Ольшевский В. М. ДАН СССР, 1973, 212, № 5, 1208.
143. Nowacki W., Phan K. D. Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 87, № 3, 453.
144. Чистякова М. Б., Молева В. А., Разманова З. П. ДАН СССР, 1966, 169, № 6, 1421.
145. Gubelin E. Gemmologist, London, 1960, 29, N 342, 8.
146. Герлинг Э. К., Шукомонов Ю. А., Матвеева И. И. Геохимия, 1962, № 1, 67.
147. Сущинский П. П. Изв. Донск. политехн. ин-та в Новочеркасске, 1920, 8, 66.
148. Schröder A. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Mecmuasi, 1941, 6, 208 (M. A. 11—122).
149. Фекличев В. Г., Разина И. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 247.
150. Вороновский С. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 1, 37.
151. Хлопин В. Г., Абидов Ш. А. ДАН СССР, 1941, 32, № 9, 637.
152. Чердынцева В. В. Козак Л. В. ДАН СССР, 1949, 69, № 6, 829.
153. Хлопин В. Г. ДАН СССР, 1949, 66, № 5, 893.
154. Damon P. E., Kulp L. J. Am. Min., 1958, 43, N 5-6, 433.
155. Абдулгафаров К. К., Чердынцева В. В., Таловская Н. П. В кн.: Оптика, ядерные процессы. Алма-Ата, 1959, 47.
156. Воробьев Г. Г. Геохимия, 1957, № 8, 713.
157. Врангоск К. С. Rocks and Minerals, 1942, 17, № 10, 351.
158. Дилакторский Н. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1931, 50, вып. 85, 157.
159. Беус А. А., Залашкова Н. Е. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 273.
160. Соколова Е. П. Матер. ВСЕГЕИ, 1959. Сер. мин., вып. 26, 72.
161. Гвантишвили М. М. Акцесорні рідкісні та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. Вид-во АН УРСР. 1960. Сер. петрогр., вып. 8, 175.
162. Арнаутов В., Петрушенко Св. Изв. Болгарск. геол. ин-та. Сер. геохим., мин., петрогр., 1967, 16, 145.
163. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 160.
164. Корнетова В. А., Осолодкина Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 216.
165. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные Копи. Изд-во АН СССР, 1960, 251.
166. Газнеева Л. В. Редкие элементы, 1972, вып. 7, 112.
167. Roebbing W., Trotman H. W. Zbl. Min., 1935, A, 134.
168. Косалс Я. А., Рылов Г. М. Тр. Ин-та геол. геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1977, вып. 370, 134.
- 168a. Jedwab I. Bull. Soc. Belg. geol., 1957, 66, F 1, 133.
169. Павлович С., Николитц Д. Р. Гласник Српска АН, отд. прир.-мат. наук, нов. сер. кн. 20, 1960, 243, 37.
170. Miller R. P., Mercer R. A. Min. Mag., 1965, 35, N 270, 250.
171. Horai K., Simmons G. Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 6, N 5, 362.
172. Frondel C. Gemmologist, London, 1952, 21, N 255, 197.
173. Франк-Каменецкий В. А., Соседко Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 6, 728.
174. Jenks W. F. Am. J. Sci., 1935, 30, 177.
175. Hummel F. J. A. Sh. Ceram. Soc., 1950, 33, N 3, 102.
176. Курбатов И. Д., Каргин В. А. Природа, 1927, 16, № 7-8, 635.
177. Srinivasan N. R. Current Science, 1957, 26, 388.
178. Johnston W. D. Bull. Geol. Soc. Am., 1945, 56, N 11, 15.
179. Заседачелев А. М. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 2, 163.
180. Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М.: Недра, 1970, 132.
181. Cameron E. N., Shainin V. Econ. Geol., 1947, 42, № 4, 353.
182. Raade G. Norsk geol. tidsskr., 1966, 46, N. 1, 122.
183. Quensel P. Geol. För. Förhandl., 1937, 59, N. 3, N 410, 269.
184. Quensel P. Ark. min., geol., 1957, 2, N. 2, 61.
185. Almeida S., Johnston W., Leonardos H., Scozza E. Econ. Geol., 1944, 39, № 3, 206.
186. Гинзбург А. И., Заболотная Н. П. В кн.: Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975, 5.
187. Гинзбург А. И. Геология рудных месторождений, 1959, № 3, 42.
188. Куряинова И. И. В кн.: Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975, 204.
189. Некрасов И. Я. Геология рудных месторождений, 1960, № 2, 32.
190. Новикова М. И., Шацкая В. Т. Тр. ВИМС, 1960, вып. 1, 129.
191. Дорфман М. Д. ДАН СССР, 1952, 82, № 4, 623.

192. *Говоров И. Н.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1, 62.
 193. *Holser W. T.* Am. Min., 1953, 38, N 7-8, 599.
 194. *Рундквист Д. В., Чистяков Н. Е.* Геология рудных месторождений, 1960, № 2, 44.
 195. *Комарова Г. Н.* Геология рудных месторождений, 1965, 7, № 1, 105.
 196. *Тарновский Г. Н., Васильев Е. К.* Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 130.
 197. *Тарновский Г. Н.* Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 2, 3.
 198. *Ives R. L.* Rocks a. Minerals, 1949, 24, N 7-8, 339.
 199. *Terhagen F. W.* Gems Gemmology, 1972, 14, N 3, 77.
 200. *Jahns R. H.* Econ. Geol., 1944, 39, N 3, 173.
 201. *King R. H.* Am. Min., 1966, 51, N 3-4, 502.
 202. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967, 27.
 203. *Ghosh P. K.*, Min. Mag., 1927, 21, N 118, 285.
 204. *Staatz M. H., Griffiths W. R., Barnett P. R.* Am. Min., 1965, 50, N 10, 1783.
 205. *Корнетова В. А., Гинзбург А. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 175.
 206. *Traube H. N.* Jb. Min., 1895, V.-Bd 10, A, 464.
 207. *Berman H., Gonyer F.* Am. Min., 1930, 38, № 1, 5.
 208. *Павлова И. Г.* ДАН СССР, 1965, 162, № 3, 654.
 209. *Тимченко Т. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 138.
 210. *Strand T.* Norsk. geol. tidsskr., 1953, 31, 1.
 211. *Kerr P.* Am. Min., 1946, 31, N 9-10, 504.
 212. *Cerný P.* Min. Mag., 1963, 33, N 261, 450.
 213. *Cerný P.* Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., 1968, 13, H. 5, 565.
 214. *Беус А. А.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1957, № 8, 3.
 215. *Яковлева М. Е.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 145.
 216. *Соболев Б. П., Диков Ю. П.* Геология рудных месторождений, 1964, 6, № 5, 72.
 217. *Беус А. А., Диков Ю. П.* Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М.: Недра, 1967, 16.
 218. *Кляхин В. А., Лебедев А. С.* В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970—1971). Новосибирск, 1972, 87.
 219. *Емельянов Е. Н., Грум-Гржимайло С. В., Бокша О. Н., Варина Т. М.* Кристаллография, 1965, 10, вып. 1, 59.
 220. *Bauer J., Ryki Drahos.* Sborn. Vysoké Skoly Chem.-Technol. Praze, 1971, G 13, 73.
 220а. *Кляхин В. А., Лебедева А. С., Рагозина Т. П., Родионов А. Я.* В кн.: Физ.-хим. условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. Новосибирск, 1976, 82.
 221. *Ebelmen I. I.* Ann. chim., phys., 1848, 22, 3.
 222. *Hautefeuille P., Parrey A. C. R.*, Paris, 1888, 106, N 26, 1800.
 222а. *Poirot J. P.* France horlog., 1976, N 368, 63.
 223. *Espig H.* Zs. Krist., 1935, 92, H. 5-6, 387.
 224. *Espig H.* Chem. techn., 1960, 12, H. 6, 327.
 225. *Armstutz A., Borloz A.* Arch. Sci. Phys. Natur., 1935, 17 suppl.
 226. *Gentile A. L., Cripe D. M., Andres F. H.* Am. Min., 1963, 48, N 7-8, 940.
 227. *Wilson W. J. J.* Appl. Phys., 1965, 36, 268.
 228. *Lefever R. A., Chase A. B., Sobon L. E.* Am. Min., 1962, 47, № 11-12, 1450.
 229. *Linares R. C., Ballman A. A., van Uitert L. G. J.* Appl. Phys., 1962, 33, 3209.
 230. *Linares R. C.*, Am. Min., 1967, 52, N 9-10, 1554.
 231. *Flanigen E. M., Breck D. W., Mumbach N. R., Taylor A. M.* Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 744.
 232. *Flanigen E. M., Taylor A. M.* Patent USA, 1967, Sept 12, N 3, 302, 341.
 233. *Van Praagh G.* Geol. Mag., 1947, 84, N 2, 98.
 234. *Espig H., Jaeger M.* Deutsche Goldschmiede, 1935, 38, 347.
 235. *Webster R. W. J.* Gemmology, 1964, 9, 191.
 236. *Miller R. P., Mercer R. A.* Min. Mag., 1965, 35, N 270, 250.
 237. *Gübelin E. J. J.* Gemmology, 1961, 8, № 2, 54.
 238. *Wyort J., Séaoničar S.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1957, 80, N 7-9, 395.
 239. *Van Valkenburg A., Weir C. F.* Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, N 12, 1808.
 240. *Webster R.* Gemmologist, London, 1958, 27, N 328, 203.
 241. *Holmes B. J., Growingshield G. R.* Gems. Gemmology, 1960, 10, N 1, 11.
 242. *Schlossmacher K.* Zs. Dtsch. Ges. Edelsteinkunde, 1960, H. 33, N 1, 11.
 243. *Flanigen E. M., Mumbach N. R.* Patent USA, 1971, March 2, N 3, 567, 643.
 244. *Artini E.* Atti Rend. Accad. Naz. Lincei, 1915(5), 24, 313.
 245. *Bergerhoff G., Nowacki W.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1955, 35, H. 2, 410.
 246. *Peyronel C.* Acta Cryst, 1956, 9, 181.
 247. *Artini E. N.* Jb. Min., 1917, 1, H. 1-3, 31.
 248. *Hüttenlocher H., Hugl Th., Nowacki W.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1954, 34, H. 2, 501.
 249. *Bertolani M.* Rend. Soc. min. Ital., 1948, 5, 73.
 250. *Frondel C., Ito J.* Am. Min., 1968, 53, N 5-6, 943.
 251. *Eppler W. F. J.* Gemmology, 1961, 8, N 2, 72.
 252. *Gübelin E. J.* Gemmology, 1958, 6, N 8, 340.
 253. *Bank H.* Zs. Dtsch. gemmol. Ges., 1973, 22, N 2, 60.

254. Vogel P. N. Jb. Min., 1934, В.-Bd. 68, А, 401.
 255. Leitmeier H. Zs. Krist., 1937, 49, Н. 4-5, 245.
 256. Anderson B. W. J. Gemmology, 1966, 10, N 2, 41.
 257. Ферман А. Е. Пегматиты, М.: Изд-во АН СССР, 1940, 242.
 258. Власов К. А. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1938, вып. 9, 65.
 259. Лавриненко Л. Ф., Левенштейн М. Л., Полновский Р. М., Розанов К. И., Розенберг Д. Ш. Мин. сб. Львов, 1971, № 25, вып. I, 85.
 260. Rogers P. Rhodesian Mining Engin. Rev, 1958, 23, N 7, 43.
 261. Roy B. C., Rec. Geol. Surv. India, 1955, 86, 377.
 262. Growningshield R. Lapadary J., 1971, 25, 40.
 263. Furbish W. F. Gems Gemology, 1972, 14, N 2, 34.
 264. Sinkankas J. Gemstones of North America. New York, 1961, 75.
 265. Apolinar M. Revista Acad. Colombiaca, cienc. exact. fis. natural., 1947, 7, N 27, 324.
 266. Clements T. Gems Gemology, 1941, 3, N 9, 130.
 267. B. Villalba A. M. Revista Acad. Colombiaca, cienc. exact. fis. natural., 1953, 9, N 33-34, 37.
 268. Nassau K., Jackson K. A. Am. Min., 1970, 55, N 3-4, 416.
 269. Nassau K., Jackson K. A. Am. Min., 1970, 55, N 9-10, 1808.
 270. Poirot J. P. J. Gemmology, 1971, 12, N 7, 271.
 271. Schiebold E. Zs. Krist, 1935, 92, Н. 5-6, 435.
 272. Pough F. H. J. Gemmology, 1965, 9, N 12, 426.
 273. Duyk F. J. Gemmology, 1971, 12, N 7, 253.
 274. Growningshield R. Gems Gemology, 1973, 14, N 5, 134.
 275. Schubnee H. J., Zarka A. J. Gemmology, 1971, 12, N 7, 300.
 276. Крыжановский В. И. Неметаллические ископаемые СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1936, 1, 61.
 277. Шурига Т. Н. В кн.: Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975, 112.
 278. Perry N., Perry R. Australian Gemstones in Colour. Sydney, 1970, 22.
 279. Koehchlin. Mineralogisches Taschenbuch der Wiener. Mineralogischen Gesellschaft. Vienna, 1928, 8.
 280. Вернадский В. И., Ненадкевич К. А. Тр. Геол. музея АН, СПб., 1908, 2, вып. 81, 82.
 281. Kunz I. F. Am. J. Sci., 1911, Ser. 4, 31, 81; Min. Mag., 1913, 16, 365.
 282. Wild G. O. Zbl. Min., 1933, A, 38.
 283. Nassau K., Prescott B. E., Wood D. L. Am. Min., 1976, 61, N 1-2, 100.
 284. Muller B. F. Lapidary J., 1975, January (N 1), 1540.
 285. Ford W. E. Am. J. Sci., 1906, 22, 217.
 286. Eppler A. Die Schmuck und Edelsteine. Stuttgart, 1912, 253.

ГРУППА КОРДИЕРИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Кордиерит	Ромб.	17,08	9,74	9,33	2,54
(Mg, Fe) ₂ [Al ₄ Si ₅ O ₁₈] · nH ₂ O					
Секанинаит (Fe, Mg) ₂ [Al ₄ Si ₅ O ₁₈] · nH ₂ O	Ромб.	17,19	9,83	9,30	2,77
Индиалит Mg ₂ [Al ₄ Si ₅ O ₁₈]	Гексаг.	9,81	—	9,35	2,49

Минералы этой группы образуют непрерывный изоморфный ряд. Ромбический кордиерит характеризуется упорядоченным распределением Al и Si в кристаллической решетке, гексагональный кордиерит (индиалит) — неупорядоченным распределением Al и Si. Структура кордиерита близка к структуре берилла; индиалит изоструктурен с бериллом. Наиболее распространенным минералом является кордиерит, особенно характерный для метаморфических пород; секанинаит и индиалит редки.

Кордиерит Cordierite (Mg, Fe)₂[Al₄Si₅O₁₈] · nH₂O

Назван по имени французского геолога Кордьё (Лукас, 1813).

Синоч. Испанский лазулит — spanischer Lazulith (Шлогейм, 1801), твердый фалуниит — harter Fahlunit (Хизингер, 1808), иолит — Iolith (Карстен, 1808, по Вернеру), дихроит — dichroite (Кордьё, 1809), пелиом — Peliom (Брайтхаупт, Хофман, 1818, по Вернеру), призматический кварц — prismatischer Quarz (Мос, 1824), штейнгейлит — steinheilite (Гадолин, 1863), керазит (церазит) — cerasite (Кикиуши, 1890). Водный сапфир — water sapphire, luchsapphir — цейлонские ювелирные названия.

Характ. выдел. Зерна, их агрегаты, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{20} — *Ccst*. $Z = 4$.

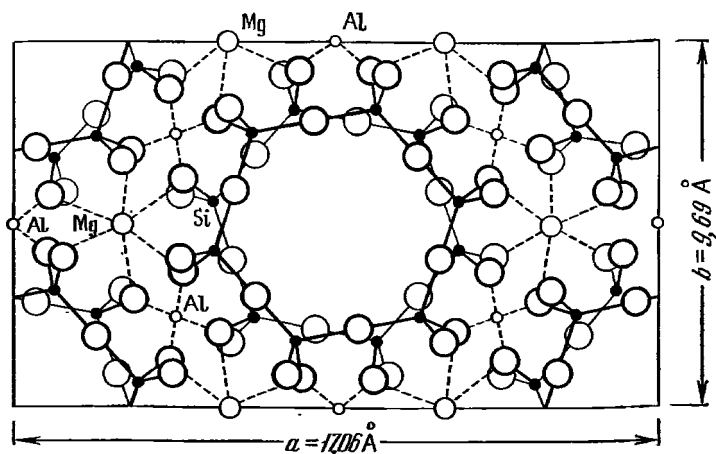
a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Месторождения	Ссылка
17,083	9,738	9,335	1,754 : 1 : 0,959	Твилфорд, США	[1,2]
9,80	17,13	9,35	0,572 : 1 : 0,546	Боденмайс, ФРГ	[3]
17,06	9,69	9,37	1,761 : 1 : 0,958	Ризор, Норвегия	[4]
17,114	9,761	9,331	1,753 : 1 : 0,955	Бергел, Австрия	[5]
				Искусственные	
17,062	9,721	9,339	1,755 : 1 : 0,961	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	[6]
17,065	9,726	9,287	1,754 : 1 : 0,954	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	[7]
17,234	9,824	9,298	1,754 : 1 : 0,946	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	[8]
17,28	9,95	9,28	1,738 : 1 : 0,933	$Mn_2Al_4Si_5O_{18}$	[9]

Параметры ячейки см. также при химических анализах. Размеры ячейки увеличиваются с увеличением индекса искажения Δ (упорядоченности структуры), причем a_0 зависит от величины Δ в большей степени, чем b_0 и c_0 [10—13]. С увеличением железистости a_0 и b_0 в большинстве случаев увеличиваются, c_0 уменьшается [11, 14]. Первые структурные исследования кордиерита были выполнены Госнером и Мусгнугом [3], ими отмечена аналогия структур кордиерита и берилла, что в дальнейшем было подтверждено Такане и Такеути [15] и Бистрёмом [4] (фиг. 60). В структуре кордиерита можно выделить параллельные оси c цепочки из четырехчленных колец, связанные боковой связью с шестичленными кольцами (фиг. 61₁); эти цепочки образуют параллельные оси c каналы радиусом 1,4—2,2 Å, в которых беспорядочно располагаются атомы щелочных и щелочноземельных элементов и молекулы воды. По Джибсу [1,2], который изучил минерал с $\Delta = 0,24^\circ$ (аналог хим. анализа 23), в структуре кордиерита (фиг. 61₂) различаются два вида тетраэдров: более мелкие — Т (2), Т (3) и Т (4), занятые Si, более крупные — Т (1) и Т (5), занятые Al. Каждый тетраэдр своими атомами кислорода связан с четырьмя ближайшими тетраэдрами (фиг. 61₃), лишь два SiO_4 -тетраэдра участвуют в строении шестичленных колец и имеют общие атомы O. На эти особенности структуры кордиерита указывал и Золтаи [16]. Атомы Me (Mg, Fe, Mn) имеют октаэдрическую координацию; MeO_6 -октаэдры двумя ребрами связаны с AlO_4 -тетраэдрами и одним ребром с SiO_4 -тетраэдром. Кроме нахождения Fe в октаэдрах, зафиксировано [17] наличие Fe в тетраэдрах и в каналах. Мессбауэровскими исследованиями мадагаскарского кордиерита, содержащего 1,85% Fe, установлено [18], что 79% Fe^{2+} находится в октаэдрических позициях (замещает Mg), 20% Fe^{2+} — в каналах и 1% Fe^{3+} — в позиции Т (1) (замещает Al^{3+}). По данным ЭПР и метода Мессбауэра отмечались следы Fe^{3+} в тетраэдрической координации [19].

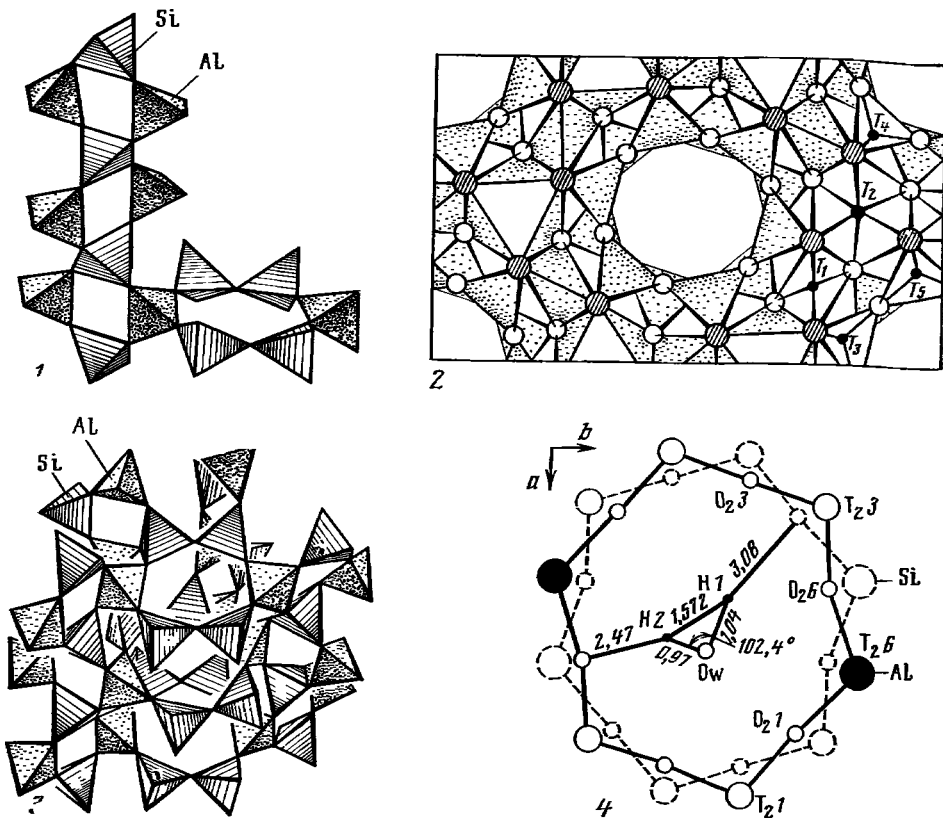
Межатомные расстояния (средние, в Å) [2]: Al (T1)—O = 1,753, Al (T5)—O = 1,744; Si (T2)—O = 1,621, Si (T3)—O = 1,611, Si (T4)—O = 1,612; Me—O = 2,119. Углы связи O—Si—O = 109,5° и O—Al—O = 109,2°, в тетраэдрах. Средние углы (Si, Al)—O—(Si, Al) в шестичленном кольце 172,7°, в четырехчленном 129,9°. Уточненные межатомные расстояния (средние, в Å) и углы связей [5]: в Me-октаэдре: Me—O = 2,1239, O—O = 2,9926, O—Me—O = 90,12°; в Т (1)-тетраэдре: Al—O = 1,7539, O—O = 2,9017, O—Al—O = 112,31°; в Т (2)-тетраэдре: Si—O = 1,6266, O—O = 2,6526, O—Si—O = 109,68°; в Т (3)-тетраэдре: Si—O = 1,6152, O—O = 2,6367, O—Si—O = 109,45°; в Т (4)-тетраэдре: Si—O = 1,6146, O—O = 2,6354, O—Si—O = 109,43°; в Т (5)-тетраэдре: Al—O = 1,7414, O—O = 2,8413, O—Al—O = 109,40°.

При помощи электронного микроскопа получено [20] прямое изображение структуры в проекции на плоскость (001).

Положение и роль воды в кордиерите рассматриваются многими исследователями [17, 19, 21—29]. Сопоставление межатомных расстояний кордиеритов приводит к предположению об уменьшении поперечного сечения каналов при



Фиг. 60. Структура кордиерита в проекции на (001) (по Бистрёму) по аналогии с кольцевой структурой берилла



Фиг. 61. Структура кордиерита

1—3 — по Джибсу; 4 — по Козьму и др.: 1 — цепочка из четырехчленных колец — тетраэдров SiO_4 и AlO_4 , связанная с шестичленным кольцом алюмокремнекислородных тетраэдров, 2 — проекция вдоль оси c (большие белые кружки — атомы O, заштрихованные кружочки — атомы Me, черные кружочки в центрах $T(1)$ и $T(5)$ тетраэдров — Al, в центрах $T(3)$ и $T(4)$ — Si), 3 — идеализированное сочетание тетраэдров $(\text{Al, Si})\text{O}_4$ и SiO_4 ; 4 — одно из четырех возможных положений молекулы воды в центре полости структуры кордиерита

их заполнении H_2O [30]. На основании рентгеновского исследования и применения методов ИК- и мессбауэровской спектроскопии доказано [17] присутствие в каналах кордиерита двух типов молекул H_2O , ориентированных под углом 90° друг к другу с направлением $H-H \parallel [001]$ и $[010]$. Методом нейтронографии определена [31] конфигурация молекул H_2O ($H-O = 0,97$ и $1,04 \text{ \AA}$, валентный угол $H-O-H = 102^\circ 24'$), локализующихся в пустотах тетраэдрического каркаса; молекулы H_2O распределены неупорядоченно и находятся в 4 различных ориентировках с плоскостью $H-O-H$, почти параллельной (001) — фиг. 61₄. Отмечается [5, 11, 25, 27] присутствие в кордиерите, наряду с молекулярной, и конституционной воды в виде $(OH)_4$, что признается, однако, не всеми [26]. Предполагается [4] возможность замещения небольшой части SiO_4 -тетраэдров в шестичленных кольцах группами $(OH)_4$ [4]. Баланс зарядов структуры показывает [5], что $\sim 0,3\%$ тетраэдров может быть занято $(OH)_4$.

Степень упорядоченности структуры (δ) — отклонение от гексагональной симметрии — может быть определена вне зависимости от длины волны используемого рентгеновского излучения по формуле: $\delta = 32,26 d_{131} - 1/2 (d_{511} + d_{421})$ [32]. Однако более принято использовать для той же цели индекс искажения Δ (в градусах), который определяется по трем пикам: А, В, D — на рентгенограммах (Cu-излучение, с углами $2\theta = 29-30^\circ$) по формуле $\Delta = 2\theta_D - \frac{2\theta_A - 2\theta_B}{2}$, пики А, В и D отвечают отражениям от плоскостей (511) , (421) и (131) [10—12, 33]. В гексагональном индиалите, не имеющем нарушений, эти три пика сливаются в единый пик $(21\bar{3}1)$. Мияширо [33] назвал кордиериты, имеющие максимальный индекс искажения ($\Delta = 0,29-0,31^\circ$), «сверхнарушенными» (устойчивы при низких температурах), а кордиериты с $\Delta = 0-0,29^\circ$ — «субнарушенными» (устойчивы при более высоких температурах). Индиалит ($\Delta = 0$) устойчив при самых высоких температурах. Шрайер и Шерер [34] по величине индекса искажения Δ различают «высокий» кордиерит ($\Delta = 0$), «промежуточный» ($\Delta = 0-0,20^\circ$), «низкий» кордиерит ($\Delta = 0,20-0,30^\circ$) и неизвестный в природе наиболее «низкий» кордиерит (Δ выше $0,30^\circ$). Новые структурные исследования приводят к выводу, что величина Δ не может рассматриваться как надежная характеристика структурного состояния кордиерита [35—38]. Лангер и Шрайер [37] предложили использовать величину $W^{1/3}$, характеризующую ширину рефлекса $(21\bar{3}1)$, как критерий отклонения от гексагональной симметрии. Упорядочение структуры кордиерита представляет длительный процесс и зависит от P—T условий [32, 39, 40]. В структурные превращения вовлекаются не только атомы Al и Si [30], но и некоторое количество Mg, Fe [33, 36]. Различаются два последовательных процесса упорядочения [37]: первый — ближнего порядка, в него вовлекаются Al, Si и, возможно, Mg и происходит образование доменной структуры; второй — дальнего порядка, приводит к уничтожению доменной структуры.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_23PC)$. $a : b : c = 0,5871 : 1 : 0,5585$ (Милер, 1852, по Дана, 1862).

Формы (по Гольдшмидту и [41, 42]):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$
<i>b</i>	010	$0^\circ 00'$	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>d</i>	130	29 35	90 00	0 00	61 00	90 00
η	120	40 23	90 00	0 00	49 37	90 00
<i>m</i>	110	59 35	90 00	0 00	30 25	90 00
<i>l</i>	012	0 00	15 36	74 24	90 00	0 00
<i>n</i>	011	0 00	29 11	60 49	90 00	0 00
<i>p</i>	021	0 00	48 10	41 50	90 00	0 00
<i>q</i>	041	0 00	65 53	24 07	90 00	0 00
<i>f</i>	102	90 00	25 26	90 00	64 34	25 26

		φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>e</i>	101	90°00'	43°34'	90°00'	46°26'	43°34'	90°00'
<i>j</i>	201	90 00	62 16	90 00	27 44	62 16	90 00
<i>k</i>	902	90 00	76 51	90 00	13 09	76 51	90 00
<i>v</i>	501	90 00	78 08	90 00	11 52	78 08	90 00
<i>u</i>	134	29 35	25 43	67 17	77 38	12 22	77 50
<i>o</i>	131	29 35	62 34	30 50	64 01	25 59	39 29
<i>x</i>	261	29 35	75 27	16 37	61 27	62 16	32 41
<i>y</i>	351	45 37	75 56	19 43	46 07	70 41	47 16
<i>t</i>	114	59 35	15 25	82 03	76 45	13 15	82 16
<i>s</i>	112	59 35	28 53	74 24	65 24	24 36	75 51
<i>r</i>	111	59 35	47 48	60 50	50 18	39 42	67 59
<i>h</i>	221	59 35	65 37	41 51	38 15	51 45	62 33

$$mm (110) : (1\bar{1}0) = 60^\circ 50'$$

$$md (110) : (130) = 30 00$$

$$\eta d (120) : (130) = 10 48$$

$$dd (130) : (1\bar{3}0) = 120 50$$

$$vm (501) : (110) = 32^\circ 27'$$

$$rm (111) : (110) = 42 12$$

$$rr (111) : (1\bar{1}1) = 44 04$$

$$tm (114) : (110) = 74 35$$

$$yd (351) : (130) = 21^\circ 12'$$

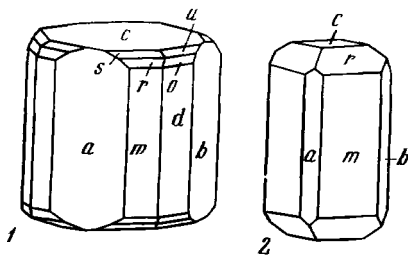
$$or (131) : (111) = 28 29$$

$$rp (111) : (021) = 43 20$$

Второстепенные и малодостовверные формы: 350, 160, $\sigma 72$, 103, 113, $i774$, $z281$, $\pi 132$, 7.21.8, $\rho 5.15.18$.

Принятая здесь установка отличается от рентгеновской поворотом на 90°; ось *a* рентгеновской установки отвечает оси *b* морфологической установки.

Кристаллы редки, короткопризматические (фиг. 62), иногда псевдогексагонального облика вследствие двойникования. Призматические грани вертикально исштрихованы. Отмечено [6], что степень совершенства кристаллов тесно связана со степенью упорядочения структуры. Для искусственного кордиерита установлена зависимость симметрии граней от степени упорядоченности Al в кольцах [43].



Фиг. 62. Кристаллы кордиерита

1 — Лаах (по Райту); 2 — Боденмайс (по Тамнау)

Облик искусственных кристаллов зависит от $P-T$ условий их роста. Кристаллы, полученные при 500—600° и давлении 2 кбар, уплощенные, с преобладающей гранью (001); с увеличением температуры они становятся более удлиненными по оси *c*. На образование двойников и на величину $2V$ влияет продолжительность времени кристаллизации [40].

Кордиерит часто сдвойникован, дв. пл. (110) и (130). Различаются [44—46] простые, полисинтетические, крестообразные, секториальные, звездчатые, концентрические двойники. Иногда плоскость срастания и двойниковая плоскость не совпадают: (100) одного индивида срастается с (130) другого. При двойниковании одновременно по (110) и (130) получают крестообразные шестерники. Сочетание тройников с полисинтетическими двойниками приводит к появлению звездчатых образований. Углы между двойниковыми пластинками, между двойниковой плоскостью и направлениями Nm и Ng , между двойниковыми пластинками и гранями составляют 30 и 60°, иногда 90°.

Единственное указание [47] на двойниковые плоскости (100), (021) и (101) требует проверки. Согласно Цеку [48, 49], плоскости срастания тройников кордиерита иррациональны и не могут иметь символов (110) или (130); их образование связывается с упорядочением структуры и изменением гексагональной симметрии на ромбическую.

Наблюдается зависимость характера двойников от условий образования кордиерита. Простые и полисинтетические двойники обычны в гнейсовидных породах глубинных мигматитовых комплексов [50]. Образованию концентрических и секториальных двойников благоприятствуют высокие температуры

[51], они встречаются в кордиерите из контактовых роговиков [50, 52]. В кордиерите вулканических пород обычны сложные полисинтетические двойники [53]. В пегматитах Сасаго и Доци (Япония) обнаружены [54] графические сростки кордиерита и кварца: у кордиерита и кварца из Сасаго угол между их осями c составляет $58^\circ 14'$, из Доци — $55^\circ 45'$. Содержание кварца и кордиерита в таких сростках соответственно: 56,2 и 43,8% в сростках из Сасаго, 57,2 и 42,8% — из Доци. В Украинском кристаллическом массиве встречены тонкие сростания кордиерита с силлиманитом [55]. Псевдографические сростания кордиерита и кварца обнаружены в пегматитах Чехословакии и Памира, в которых кордиерит принадлежит к продуктам замещения полевых шпатов и биотита [56—58]. Кордиерит образует закономерные сростания с рядом минералов [42, 59]: (001) и [100] кордиерита (реже [110] и [110]) || (001) и [100] биотита; (010), (110), (110) и [001] кордиерита || (001) и [010] хлорита; (001) и [010], [310], [310] кордиерита || (111) и [110] магнетита. В кордиерите из Индии отмечены включения гематита и жедрита, не обнаруживающие определенной ориентировки [42]. Вокруг некоторых выделений граната имеются кварц-кордиеритовые [60], кордиерит-гиперстеновые, кордиерит-шпинелевые [61] и кордиерит-сапфириновые каймы [62]. По данным Кориковского, кварц-кордиеритовые каймы в высокоглиноземистых породах наблюдаются вокруг выделений биотита [62].

Кордиерит часто содержит включения других минералов: апатита, андалузита, силлиманита, биотита, серицита, магнетита, шпинели, ставролита, циркона, монацита, дюмортьерита. В его порфириобластах часто обнаруживаются кварц, полевой шпат, биотит, мусковит, апатит, циркон, магнетит, редко — гранат; в кордиерите роговиков обычны биотит, кварц, часто наблюдается волосовидный силлиманит. Кордиерит вулканических пород содержит много стекловатых включений, шпинель, магнетит.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (010) и несовершенная по (100) и (001), (110); по (001), возможно, отдельность. Изл. раковистый до неровного. При выветривании минерал приобретает пластинчатость || (001). Тв. 7—7½. Микротвердость 1012—1052 кгс/мм² при нагрузке 100 и 200 гс [63]. Уд. в. 2,54—2,75 (вычисл. 2,54). Зависимость уд. в. (d) от железистости (F) прокаленного (не содержащего H₂O и CO₂) кордиерита выражается формулой: $F = 351(d - 2,49)$ [14]. Прямая зависимость уд. в. и показателей преломления кордиерита от содержания в нем железа указана также в работах [13, 64—66]. Существует прямая зависимость уд. в. от магнезиальности.

Цвет светло- и темно-синий, фиолетовый, дымчато-синий, зеленоватый, желтый, бурый, бесцветный. Обнаруживает триохроизм: темно-синий на (001), светло-синий — на (100) и желтовато-серый — на (010).

Синяя окраска кордиерита связывается с переносом заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ [67]; см. также [68].

Бл. стеклянный, в изломе несколько жирный. Прозрачен или просвечивает.

ИК-спектр кордиерита (фиг. 63_г) отличается сложной системой полос в области 1150 см⁻¹ (колебания Al—O—Si) и 960—900 см⁻¹ (валентные колебания Si—O). В более низкочастотной области наблюдаются полосы при 770 см⁻¹ (характерна для кольцевых силикатов), 675 и 625—575 см⁻¹ (колебания Mg—O) и группа полос 500—400 см⁻¹ (деформационные колебания Si—O и Al—O). Полосы поглощения, проявляющиеся при 3680, 3580 и 1650 см⁻¹, относятся к молекулярной воде.

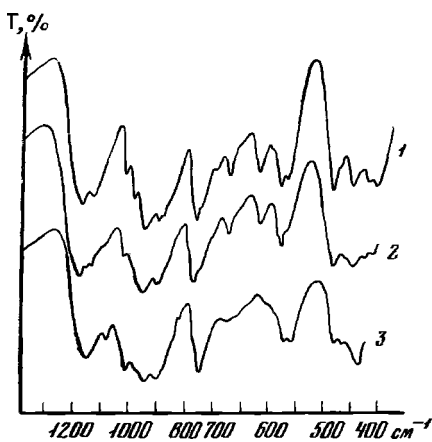
Переход порядок — беспорядок прослеживается по изменению ИК-спектров. Высокотемпературный разупорядоченный индиалит имеет (фиг. 63_в) широкие полосы поглощения со слабо проявленной тонкой структурой. У низкотемпературного кордиерита уменьшается ширина полос, и они расщепляются на ряд узких компонент [37]; см также [69, 70].

Магнитная восприимчивость кордиерита пропорциональна содержанию в нем Fe²⁺: $\chi \sim 6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при содержании 2% Fe²⁺, $\sim 10 \cdot 10^{-6}$ — при 4% Fe²⁺ и $\sim 24 \cdot 10^{-6}$ при 8,5% Fe²⁺ [71]. По Сионо [72], магнитная восприимчи-

вость анализированных образцов: $3,3 \cdot 10^{-5}$ (хим. анализ 32) и $2,1 \cdot 10^{-5}$ (хим. анализ 33). У кордиерита из Печем-озера (побережье Белого моря) (хим. анализ 30) магнитная восприимчивость $10 \cdot 10^{-6}$ [73]. См. также [74]. Модуль объемного сжатия $K = 5,60 \cdot 10^{11}$ дин/см², модуль сдвига $G = 2,82 \cdot 10^{11}$ дин/см², модуль Юнга $E = 7,21 \cdot 10^{11}$ дин/см² [75]. Прочность при изгибе до 800 кг/см² [75]. Огнеупорность 1470—1500° [76]. Пьезоэффект не обнаружен [77].

Термодинамические свойства кордиерита, вычисленные в ряде работ [78, 79] по данным изучения равновесий реакций его гидратации и разложения, имеют большой разброс, который связан главным образом с тем, что в изученных реакциях участвует клинохлор, для которого отсутствуют надежные термодинамические данные. Кроме того, при расчетах не все авторы учитывают вхождение воды в структуру кордиерита, количество которой не постоянно и зависит от $P - T$ условий реакций.

Для искусственного безводного кордиерита определены: стандартная энтропия $S_{298,15}^0 = 97,3 \pm 0,9$ кал/моль·град (вычислена по результатам измерений теплоемкости от 50 до 298 К) [80] и



Фиг. 63. ИК-спектры минералов группы кордиерита (по данным Власовой)

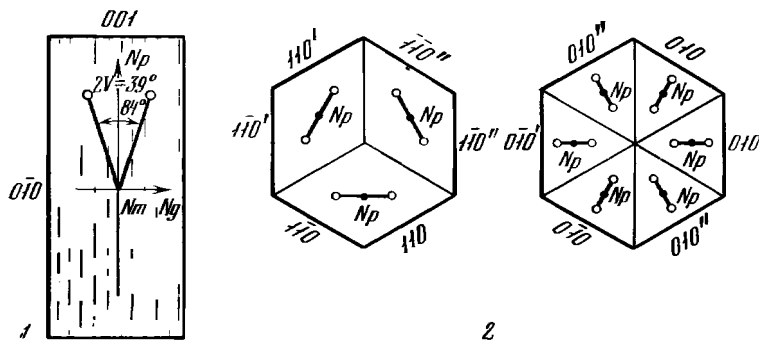
1 — кордиерит (FeO — 1,33%, Fe₂O₃ — 0,77%, $\Delta = 0,27^\circ$); 2 — индиалит (синтетический, $\Delta = 0^\circ$); 3 — секанинаит (FeO — 17,85%, Fe₂O₃ — 0,91%, $\Delta = 0,14^\circ$)

коэффициенты в уравнении температурной зависимости теплоемкости C_p (кал/моль·град) = $143,83 + 25,80 \cdot 10^{-3} T - 38,60 \cdot 10^{-5} T^2$ (298—1700 К) [81]. Энтальпии растворения чистого синтетического и природного обезвоженного кордиерита, содержащего 1,0 вес.% FeO, а также стекла кордиеритового состава в расплаве 2PbO·B₂O₃ измерены калориметрическим методом Клеппом с сотрудниками [82, 83]. В работе [83] приведены стандартные энтальпии реакций образования синтетического и природного обезвоженного кордиерита из окислов: $\Delta H_{298,15}^0 = -11,90 \pm 0,31$ ккал/моль и $\Delta H_{298,15}^0 = -12,31 \pm 0,48$ ккал/моль соответственно. По этим данным в справочнике [84] для чистого безводного кордиерита рекомендовано значение $\Delta H_f^0, 293,15$ Mg₂Al₄[AlSi₅O₁₈] (ромб.) = $-2188,9 \pm 1,2$ ккал/моль.

Микр. В шлифах бесцветен. В угловатых пластинках заметен плеохроизм: по Ng — светло-синий различных оттенков, по Nm — темно-фиолетовый, темно-синий, по Np — светло-желтый, светло-зеленый, бесцветный; $Ng > Nm > Np$. Отмечалась также обратная схема абсорбции: Np — желтоватый, Nm — фиолетовый, Ng — бесцветный (кордиериты из Пални, шт. Мадрас, Индия) [85], $Nm > Ng > Np$. По Винчелу, вторая схема абсорбции более характерна.

Спектры абсорбции в видимой части спектра и прилегающей ИК-области показывают, что плеохроизм кордиерита связан с электронными переходами в ионах Fe²⁺, имеющих октаэдрическую координацию [86]. Отмечается также [87], что вызывающее плеохроизм поглощение около 17500 см⁻¹ обусловлено электронным взаимодействием Fe²⁺ и Fe³⁺.

Характерны секториальные тройники и шестерники, а также полисинтетические двойники, подобные двойникам плагиоклазов. Двуосный (—), иногда (+). Пл. опт. осей (100). $Np = c$, $Ng = b$ (фиг. 64). Удлинение (—). Показатели преломления довольно изменчивы: $n_g = 1,538—1,568$, $n_m = 1,532—1,560$, $n_p = 1,527—1,558$; показатели преломления увеличиваются с уменьшением Δ при постоянном содержании Fe, Mn [13, 23] (см. также при хим. анализах). Двупреломление обычно 0,009—0,010, иногда до 0,003, редко до 0,012 (Яска-Баш в Чехословакия) [88]. $2V$ в большинстве случаев от -40° до -80° , доходит



Фиг. 64. Оптическая ориентировка кордиерита (по Винчелу)

1 — в монокристалле; 2 — в двойнике

до 90° и становится положительным (до 82°). Вариации $2V$ устанавливаются даже в разных частях одного и того же кристалла. Дисперсия слабая, $r < v$.

Выяснением зависимости оптических свойств кордиерита от его состава, структурного состояния (величины Δ), температурных и прочих условий образования занимались многие исследователи. Их данные иногда противоречивы и характеризуют часто только конкретные примеры. Выявление общих закономерностей затрудняется одновременным влиянием на оптические свойства разных факторов. Наибольшее число работ посвящено вопросам связи оптических свойств кордиерита с составом [10, 54, 66, 89—92]. Сибата [54] и Винчел [66] установили прямую зависимость величин n_g , n_m и n_p (и уд. в.) от содержания в минерале Fe. Это подтверждено работами [13, 64, 65] и др. Указанная зависимость использована для графического определения содержания Fe (+Mn) и Mg в обезвоженных кордиеритах (без химического анализа) [10, 11].

Предложено уравнение, связывающее железистость с показателями преломления кордиеритов, прогретых при $900\text{--}1000^\circ$ в течение 10 мин.: $F = 2142(n_g - 1,523)$, $F = 2631(n_p - 1,518)$, где n_g , n_p — показатели преломления прокаленных образцов [14]. Однако Кицул и др. [14] отрицают существование удовлетворительной корреляции между показателями преломления, удельным весом и общей железистостью, указывая на влияние на величины n и уд. в. различного содержания H_2O и CO_2 в кордиеритах. Показатели преломления увеличиваются с увеличением содержания H_2O [40, 64, 93, 94]. Потеря воды при прогревании низкотемпературного кордиерита при 525° и атмосферном давлении вызывает уменьшение показателей преломления и увеличение $2V$ [33]. При атмосферном давлении средний показатель преломления искусственного кордиерита, полученного в гидротермальных условиях, больше (1,540), чем средний показатель преломления кордиерита, полученного при отсутствии H_2O (1,522). При нагревании первого показателя преломления его уменьшаются и становятся такими же, как у безводного кордиерита [95]. Показатели преломления у высокотемпературного кордиерита меньше, чем у низкотемпературного при том же составе и значении Δ . С уменьшением индекса искажения структуры показатели преломления низкотемпературного кордиерита увеличиваются [33]. Однако чем больше это искажение, тем показатель преломления изменяется меньше [96]. Различия в величинах показателей преломления высоко- и низкотемпературных форм кордиерита, по-видимому, зависят от содержания в них воды [97].

Природа оптически положительного кордиерита не вполне ясна. Вероятно, знак угла $2V$ зависит от степени упорядоченности [33], замещения $Si + Mg \rightarrow Al + Al$ [90] и в меньшей степени от содержания щелочных и щелочноземельных элементов [89, 98]. По Фолинсби [89], оптически (+) кордиерит характеризуется низким содержанием щелочей и высоким содержанием Са. Его показатели преломления и дупреломление ниже, чем у оптически (—) кордиерита с тем же отношением Fe/Mg [89]. Другие исследователи отрицают зависимость оптического знака от содержания щелочных металлов и Са [64, 98]. Согласно Маракушеву [50] и Мишкину [99], оптически (+) кордиерит более характерен для глубинных мигматитовых комплексов и менее — для контактовых роговиков (при той же железистости). В гранат-силлиманит-биотит-кордиеритовых плагиогнейсах Приазовья оптически (—) кордиерит ассоциирует с плагиоклазом, а оптически (+) — с силлиманитом. У оптически (+) Δ около 0,25, у оптически (—) эта величина имеет максимальное значение [100]. Желе-

зистость кордиеритов, вероятно, не влияет на его оптический знак; у оптически (+) разностей она варьирует: от 5 до 44% [98]. В отличие от Сибата [54], Винчел считал, что природный Mg-кордиерит должен быть оптически (+). Ийяма [10, 11, 25] указывал, что оптически (-) кордиериты при 750° и давлении водяного пара 600 бар становятся оптически (+).

Угол $2V$, по данным Винчела и Сибата [54, 66], с увеличением железистости уменьшается до минимума при ее средних значениях (до $F \sim 40$ мол. % железистого кордиерита), затем снова увеличивается. Определенной зависимости $2V$ от mg (по Ниггли) и от содержания щелочей не обнаружено [64]. В кордиеритах углы $2V$ являются хорошим индикатором структурного состояния. $2V_{Np}$ увеличивается с возрастом Δ . Переход индиалита в кордиерит сопровождается увеличением $2V_{Np}$ и появлением секториального двойникового. Масштабы перехода зависят от температуры и давления [40]. Переход кордиерита в индиалит не сопровождается изменениями показателей преломления [95]. На примере кордиерита с Горного Алтая [101] отмечено увеличение угла $2V$ и уменьшение показателей преломления (при постоянном составе) с возрастом степени метаморфизма пород.

Хим. Природные кордиериты можно рассматривать как сложные твердые растворы Mg-кордиерита, Fe-кордиерита и Mn-кордиерита. Mg в кордиерите на 50% может замещаться Fe^{2+} и Mn^{2+} , частично Ca.

Обогащенный Fe и Ca кордиерит из андезитовых продуктов извержения вулкана Гунунг-Сепутан (о-в Сулавеси) описан Бюкингом в 1900 г. (по Хинце) под названием *кальцийо-железистого кордиерита* — *Kalkeisencordierit*. Согласно Мияширо [102], этот «кордиерит», возможно, является осумилитом, обогащенным Ca.

Замещение Mg на Mn подтверждено данными электронного парамагнитного резонанса [103]. Магnezиальный кордиерит — *magnesia-cordierite* [54] характерен для метаморфических пород. Обогащенные Fe и Mn кордиериты встречаются в пегматитах (о Fe-кордиерите см. «секанинаит»). Сильно обогащенные Mn кордиериты в природе не найдены, что объясняется (по данным экспериментальных исследований) узкой областью их устойчивости [90]. Кордиерит, близкий по свойствам и составу к идеальному твердому раствору (Mg—Fe), найден в образовании эпидот-амфиболитовой фации; при P—T условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций такие твердые растворы не образуются [104]. При изучении искусственных соединений доказана полная смесимость Mg-, Fe- и Mn-кордиеритов [7]. Предельные содержания окислов в кордиерите (в %) по рентгеноспектральным определениям:

SiO_2 — 45,82—51,54, Al_2O_3 — 31,36—35,04, $TiO_2 \leq 0,1$, $CaO \leq 0,2$, $K_2O \leq 0,1$, $Na_2O \leq 1,4$ [105].

Железистость кордиеритов колеблется от 0 до 85% и зависит от условий их образования. Установлена зависимость от общей железистости (F) интенсивности ($I_{отн.}$) полос поглощения ИК-спектра 580 и 618 cm^{-1} : $F = 4,065 \ln I_{отн.} + 1,046$. Уравнение действительно при величине F до 40% [14].

Распределение Fe, Mg, Mn [106] между сосуществующими кордиеритом, гранатом и биотитом может быть выражено специальными уравнениями [104]. Распределение Fe и Mg [106] между названными минералами зависит от их концентрации и температуры образования. По Глебовицкому и др. [107], коэффициент распределения (K_D) Mg и Fe в гранат-биотит-кордиеритовом парагенезисе главным образом зависит от температуры и лишь незначительно — от давления. С повышением температуры образования кордиеритов K_D уменьшается, что послужило основой для попыток использовать пару кордиерит—гранат в качестве геотермометра [108]. Однако в ассоциации кордиерит—гранат—силлиманит—кварц, а также в андалузитсодержащих и, вероятно, в кианитсодержащих породах K_D увеличивается с температурой [109]. По Вуду [110], определение K_D для Mg и Fe природных сосуществующих кордиерита и граната не позволяет вычислить температуры равновесия без знания P_{H_2O} . Значение K_D указывает на кристаллизацию кордиерита при $P_{H_2O} = 1 - 3$ кбар. Противоречия в экспериментальных данных о значении K_D (увеличение или уменьшение с температурой) [109—112] могут быть устранены при учете P_{H_2O} во время эксперимента; необходимо также иметь в виду, что Fe-кордиерит теряет H_2O более легко, чем Mg-кордиерит [110]. Отмечалось увеличение содержания Fe в кордиерите и гранате с увеличением степени метаморфизма [113]. Эскола [114] пришел к выводу, что существует предель-

ное содержание железа в кордиерите; при его более высоком содержании в системе наряду с кордиеритом появляется алмадин. Этот предел с увеличением давления понижается, а с увеличением температуры возрастает [115]. Вместе с тем отмечены значительные колебания железистости кордиеритов, образовавшихся при одинаковом давлении (в одном из метаморфических комплексов СССР) [116].

Максимальное содержание Al в искусственном Mg-кордиерите — 6,39%; Al может замещаться Fe^{2+} , Ga^{3+} , B, In, Cr, Ti^{3+} [94] и сам частично замещает Mg и Si по схеме $Mg + Si \rightarrow 2Al$. Структура кордиерита допускает частичное замещение 2Si на $2Al + Mg$ [94]. Количество Fe^{3+} может достигать лишь 17% от суммы трехвалентных катионов. Наибольшее содержание $FeO + Fe_2O_3$ — 16,64% в кордиерите из Роуин-Норанда (Канада). Изменения отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} связаны с различным парциальным давлением кислорода при образовании минерала [26]. В искусственных условиях получены непрерывные серии твердых растворов с крайними членами: магнезиококордиеритом, феррокордиеритом и манганококордиеритом. Характеристика и номенклатура искусственных соединений даны Шрайером [94].

Содержание Be наиболее высоко в кордиеритах из пегматитов [117]. Кордиерит с 1,70—1,94% BeO найден в пегматитах Везны (Чехословакия) (хим. анализ 36) [118] и в докембрийских метаморфических породах Украины (1,77% BeO) (хим. анализ 35) [63]; по структуре последний близок к индиалиту с высокой степенью неупорядоченности [63]. Be замещает Al, баланс зарядов поддерживается вхождением щелочных металлов; возможны замещения $AlAl \rightarrow BeSi$, $Mg_2Al_2 \rightarrow Be_3Si$, $Mg_2Si \rightarrow BeAl_2$ [78, 119].

По экспериментальным данным Ньютона [119], кристаллизация кордиерита с высоким содержанием минала берилла в твердом растворе возможна лишь при высокой температуре, поэтому в природе Be-содержащий кордиерит имеет очень ограниченное распространение и сохраняется лишь в метастабильных образованиях. Искусственный Mg-кордиерит при 700° и давлении 1000 бар содержит до 6,5 мол.% берилла, при 1300° и 1 бар — до 20,4 мол.% [94, 119]. По данным Повондры [120], последний продукт является метастабильным.

Кордиерит из флогопит-кордиеритовых кварцитов Криворожья содержит $1 \cdot 10^{-3}$ — $2,5 \cdot 10^{-1}$ % U [121], кордиерит из гранат-сапфириновой породы Анабарского щита — 0,069 *g/m* U [122], из гнейса Южно-Чуйского хр. (Горный Алтай) — 0,004 *g/m* U [123]. Описан ярко-синий кордиерит, содержащий Co [124]. В выветрелых кордиеритах Финляндии обнаружен Ga [125].

В кордиеритах обычны щелочи и щелочноземельные элементы, располагающиеся в каналах структуры: Na, K, реже Ca, Cs, Rb, Li. По Лепезину и др. [126], содержание K_2O в кордиеритах колеблется от 0 до 8,6%, а содержание Na_2O — от 0 до 3,69%. Cs всегда преобладает над Rb. В кордиерите из кордиеритового сланца с Северного Тянь-Шаня обнаружены: Rb — 0,05, Cs — 0,2% [127]. В Туркестанском хребте кордиерит эндоконтактной зоны берилл-мусковитовых пегматитов с трифилином содержит 0,43% Li_2O . В Восточной Сибири в кордиеритах из метаморфизованных осадочных пород, вмещающих сподуменовые пегматиты, содержится 0,64% Li_2O , 0,05% Rb_2O и 0,2% Cs_2O [128]. Кроме нахождения в каналах структуры, Li также замещает Mg [26], возможно, по схеме $Li + Si \rightarrow Mg + Al$ [94]. При высокой температуре в искусственных системах получен твердый раствор кордиерита с 3% сподумена [129]. В кордиеритах ряда районов обнаружены Ag и He, которые располагаются в структурных каналах [22, 26, 130]. Количество Ag составляет 10^{-2} — 10^{-3} *см³/г* [131, 132]. Морозова и др. [131] считают, что Ag и He в кордиеритах радиогенного происхождения. Кордиерит из Виктории (Замбия) содержит $21,4 \cdot 10^{-3}$ *см³/г* He, $He/Ne > 2 \cdot 10^5$, $Ne \leq 1,1 \cdot 10^{-7}$ *см³/г* [133]. Изучен [134] изотопный состав Ne в кордиерите с Алдана, содержащем $1,8 \cdot 10^{-3}$ *см³/г* Ar и $17 \cdot 10^{-3}$ *см³/г* He.

Количество воды в кордиерите является индикатором физико-химических условий среды. Наименьшее количество воды содержится в кордиеритах из вулканических пород. С повышением степени метаморфизма [135] содержание воды в кордиеритах увеличивается. В кордиеритах катазоны фаций амфиболитов и

гранулитов Норвегии содержится больше воды, чем в кордиеритах мезозонных гранитов Ардеш во Франции [136]. В большинстве кордиеритов на формулу приходится 0,6 молекул H_2O , максимально 1,72 молекулы на формулу (т. е. от 0,30 до 4,42% H_2O) [26]. В неизмененных кордиеритах количество H_2O , вероятно, не превышает 2% [135].

Предложены [137] формулы для определения содержания воды в кордиерите по величине показателей преломления и железистости.

В синтетическом кордиерите, образованном при 700° и 10 кбар, содержится до 2,75% H_2O , ее количество зависит от способа получения минерала. С возрастанием давления и уменьшением температуры количество воды увеличивается [40]. Шрайер и Иодер [97] различали водосодержащие и безводные кордиериты; по показателям преломления водные кордиериты соответствуют низкотемпературным кордиеритам Мияширо [33]. Превращение низкотемпературного кордиерита в высокотемпературный сопровождается обезвоживанием с одновременным окислением части Fe^{2+} . Переход водной формы в безводную является обратимым [11].

В кордиеритах из метаморфизованных пород наряду с H_2O почти всегда обнаруживается CO_2 (0,27—0,80%), вероятно, содержащаяся в каналах структуры [138]. Наличие CO_2 в кордиерите подтверждено изучением ИК-спектра образцов минерала из Алданского и Анабарского кристаллических массивов [138].

Анализы (расположены в порядке возрастания содержания FeO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,26	0,43	0,30	0,42	0,14	0,78	0,77	0,40	0,13
K_2O	0,14	0,02	Не обн.	0,06	0,30	Сл.	0,38	0,18	0,16
MgO	12,8	12,77	12,77	11,72	12,06	11,92	10,91	11,07	10,40
CaO	0,23	Не обн.	0,61	0,55	0,03	0,04	Сл.	0,34	Сл.
MnO	0,06	»	Сл.	Не обн.	0,08	0,05	0,06	0,12	0,08
FeO	0,84	1,22	1,53	1,58	2,12	2,59	2,89	3,33	3,43
Al_2O_3	33,5	32,99	34,40	32,01	33,58	34,86	33,82	33,88	35,25
Fe_2O_3	0,14	0,24	0,23	0,64	0,14	0,11	0,03	1,30	0,41
SiO_2	50,2	50,76	49,63	50,84	49,46	47,09	48,50	48,56	48,52
TiO_2	<0,01	0,06	Сл.	0,06	0,01	0,03	Сл.	0,12	Сл.
P_2O_5	<0,01	0,05	—	0,03	Не обн.	—	—	—	0,01
SO_3	—	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	—
H_2O^+	1,69	—	0,34	2,36	1,71	1,92	2,45	1,12	1,73
H_2O^-	0,12	0,18	Не обн.	0,21	0,10	0,65	0,01	0,10	0,12
П. п.	—	1,79	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,98	100,51	99,81	100,48	99,73	100,04	99,82	100,52	100,24
Уд. в.	—	2,541	2,57	2,546	2,583	2,572	2,592	2,582	2,584
n_g	1,543	1,540	1,542	1,542	1,538	1,543	1,548	1,541	1,545
n_m	1,540	1,537	1,537	1,538	1,535	1,539	1,543	—	1,536
n_p	1,536	1,534	1,532	1,535	1,530	1,534	1,537	1,533	1,534
$2V_{Np}$	80°	92—98°	99°	92—96°	84°30'	77°	98°	77°	89°
a_0 (Å)	17,055	—	17,06	17,36	—	17,095	17,083	17,106	17,099
b_0	9,724	—	9,722	9,84	—	9,728	9,725	9,732	9,733
c_0	9,350	—	9,359	9,49	—	9,346	9,344	9,335	9,336
Δ	—	0,288	0,26	0,29	—	0,27	0,26	0,24	0,27
F	4,2	5,9	7,1	9,3	9,5	10,9	13,2	18,9	17,1

1 — из флогопитовых сланцев Уайт-Уэлл (Западная Австралия) [139]; 2 — из антофиллит-кордиеритовой породы, балка Березиеватая, Северное Криворожье (УССР), анал. Шабер [140]; 3 — из корнерупинсодержащих гнейсов, Инакафи, о-в Мадагаскар, анал. Кольжонэн [141]; 4 — из флогопит-антофиллитовой породы, балка Березиеватая, Северное Криворожье (УССР), анал. Шабер [140]; 5 — из квантит-аидалузит-силлиманит-биотитовых гнейсов, Смит-Ридж, шт. Айдахо (США) [142]; 6 — из метаморфических пород, Ларамийские горы, шт. Вайоминг (США), анал. Катсура и Харамура [11, 33]; 7 — из гнейса, Крагерё (Норвегия), анал. Ийяма [11]; 8 — из гиперстен-гранат-кордиерит-силлиманит-биотитового гнейса, р. Большая Куонамка, Анабарский массив (Якутская АССР), анал. Матросова [29]; 9 — из антофиллитовых пород, Ориярви (Финляндия), анал. Ийяма [11].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li ₂ O	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,54	0,32	0,10	0,21	0,12	0,15	0,09	—	0,24
K ₂ O	0,13	0,01	Не обн.	0,06	—	Не обн.	0,12	—	0,56
MgO	10,00	11,34	11,57	11,13	11,04	10,7	10,50	9,39	10,43
CaO	0,14	0,10	Не обн.	0,23	—	—	—	0,70	0,04
MnO	0,05	0,09	0,27	—	0,07	0,09	0,07	0,27	0,31
FeO	3,49	3,75	4,06	4,10	4,38	4,40	4,40	4,63	4,89
Al ₂ O ₃	33,45	33,42	34,86	31,19	33,08	33,1	34,02	31,74	33,64
Fe ₂ O ₃	0,58	0,14	1,37	1,19	0,83	1,3	—	1,29	0,72
Cr ₂ O ₃	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	49,29	49,54	47,45	49,60	49,45	48,7	49,92	48,44	46,75
TiO ₂	0,03	0,03	Не обн.	—	—	—	0,11	Сл.	—
P ₂ O ₅	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,02
H ₂ O ⁺	2,45	1,32	0,11	2,33	1,64	1,8	0,44	3,32	2,13
H ₂ O ⁻	0,46	0,03	0,09	0,08	—	Не обн.	0,16	0,20	0,10
F	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—

Сумма	100,71	100,10	(99,88)	100,12	100,61	100,24	99,83	99,98	99,83
Уд. в.	2,5—2,6	2,591	—	2,598	2,593	2,581	2,570	2,632	2,620
<i>n_g</i>	1,548	1,5462	—	1,547	1,5479	1,545	1,537	1,546	1,551
<i>n_m</i>	1,544	1,5438	1,537	1,545	1,5446	1,541	—	1,543	1,546
<i>n_p</i>	1,538	1,5392	—	1,541	1,5394	1,535	1,528	1,536	1,542
2 <i>V_{Np}</i>	75°	66°	89°	78°12'	72°37'	73°	—	68°30'	68°
<i>a</i> ₀ (Å)	—	—	17,124	—	17,100	17,100	17,110	—	17,109
<i>b</i> ₀	—	—	9,735	—	9,750	9,730	9,725	—	9,748
<i>c</i> ₀	—	—	9,338	—	—	9,331	9,333	—	9,329
Δ	—	—	0,29	—	—	0,26	0,26	—	0,24
<i>F</i>	18,5	13,4	21,2	20,8	20,9	22,9	19,0	26,6	23,9

10 — из жедрит-кордиеритовых гнейсов, Ричмонд, Нью-Гемпшир (США), анал. Куманомидо [143]; 11 — из корунд-силлманит-аптофиллит-битовнитовой породы, Салем, шт. Мадрас (Индия), анал. Ослунд [144]; 12 — из андезита, Касио-то (Тайвань), анал. Ийяма, в оригинале сумма 99,86 [11]; 13 — Ориярви (Финляндия) [90]; 14 — из пегматита Ибити (Мадагаскар), анал. Дюпарк [90]; 15 — из пегматитовой жилы (Мадагаскар), анал. Ийяма [11]; 16 — из гиперстен-гранат-кордиерит-биотитового гнейса, р. Сутам, Алдаиский массив (Якутская АССР), анал. Слепцова [29]; 17 — из андалузит-мусковит-биотит-кварцевой жилы в метаморфических породах (среднее из двух анализов), Хитати, преф. Ибараки (Япония) [145]; 18 — из кварцевой жилы, Хитати, преф. Ибараки (Япония), анал. Ийяма [11].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	0,35	0,61	1,12	0,17	0,5	0,3	0,85	0,24	0,53
K ₂ O	Не опр.	Сл.	0,30	0,13	0,1	0,2	0,30	0,09	0,42
MgO	10,68	9,70	10,32	10,02	10,0	9,3	8,38	8,65	7,56
CaO	Сл.	0,04	0,04	0,04	0,3	Не обн.	0,06	Не обн.	0,52
MnO	Не опр.	0,12	0,20	—	0,2	0,17	0,42	Не обн.	0,04
FeO	4,90	4,91	5,04	5,23	5,3	6,3	7,12	7,26	8,04
Al ₂ O ₃	31,47	33,34	33,41	33,07	33,5	32,6	32,72	32,71	32,52
Fe ₂ O ₃	1,85	0,72	0,01	0,52	—	1,4	0,16	Не обн.	0,63
SiO ₂	48,58	47,43	48,06	48,91	48,1	48,1	46,99	49,58	47,69
TiO ₂	Не опр.	0,03	0,06	—	—	—	0,10	Не обн.	Сл.
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,82	2,27	2,03}	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,14	1,01	0,23}	2,16	1,4	Не обн.	0,05	—	0,55
Сумма	99,79	(100,18)	(100,82)	100,25	99,7*	(99,97)	99,60	99,84	100,35
Уд. в.	2,603	2,586	2,586	2,55	2,632	2,618	2,655	—	2,64
<i>n_g</i>	1,549	1,554	1,547	1,549	1,549	1,551	1,562	1,547	1,547
<i>n_m</i>	1,546	1,542	1,544	—	1,546	1,546	1,560	1,544	1,542
<i>n_p</i>	1,540	1,538	1,539	1,537	1,539	1,541	1,551	1,538	1,538
2 <i>V_{Np}</i>	65°36'	72°	68°	98—99°	—	70°	42°	78°	96°

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
a_0 (Å)	—	17,115	17,110	17,174	17,083	17,130	17,023	—	—
b_0	—	9,738	9,740	9,647	9,738	9,740	9,762	—	—
c_0	—	9,333	9,329	9,309	9,335	9,331	9,329	—	—
Δ	—	0,27	0,26	0,28	0,24	0,28	0,12	0,25	—
F	25,7	24,7	22,2	24,5	23,6	31,8	33,9	32,0	39,1

* В том числе Li_2O — 0,3.

19 — Боденмайс, Бавария (ФРГ), анал. Дитрих [92]; 20 — из пегматита, Нью-Хейвен, шт. Коннектикут (США), анал. Ийяма, в оригинале сумма 99,53 [11]; 21 — из кварцевой жилы, Ибити (Мадагаскар), анал. Ийяма, в оригинале сумма 100,80 [33]; 22 — из гнейса, Катюжаны, Приднестровье (УССР), анал. Увик [146]; 23 — из пегматита, Тилфорд, шт. Коннектикут (США) [2]; 24 — из биотитового гнейса, Анкадитани (Мадагаскар), анал. Ийяма, в оригинале сумма 99,87 [11]; 25 — из пегматита, Хаддам, шт. Коннектикут (США), анал. Ийяма [11]; 26 — из гиперстен-кварц-биотит-ортоклазовых роговиков, Глен-Клова (Шотландия), анал. Чинер [64]; 27 — из роговиков, Сперкейгс, Абердиншир (Шотландия), анал. Стюарт [147].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na_2O	0,61	Не обн.	0,20	0,39	2,05	0,12	1,94	1,22	2,03
K_2O	0,04	0,07	0,17	0,07	0,75	0,03	0,64	0,24	0,55
BeO	—	—	—	—	—	—	0,067	1,77	1,77
MgO	5,60	6,69	7,45	7,25	3,08	6,14	5,44	7,76	10,56
CaO	0,16	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,02	Сл.	Сл.	0,42	0,19
MnO	0,28	»	0,08	0,23	1,86	0,41	0,69	0,28	0,25
FeO	8,34	8,71	9,27	9,80	11,02	11,53	11,76	7,58	4,41
Al_2O_3	30,70	31,78	32,89	32,15	29,96	31,12	30,92	29,85	29,07
Fe_2O_3	2,68	0,78	0,34	Не обн.	2,72	1,18	1,13	0,54	1,64
SiO_2	49,66	50,09	48,99	48,40	44,64	47,67	46,52	47,80	47,79
TiO_2	0,09	—	Сл.	0,05	—	2,05	0,20	0,04	—
P_2O_5	—	—	—	0,03	—	—	—	0,11	—
H_2O^+	1,62	1,43	1,05	1,58	2,66	0,05	0,74	—	1,84
H_2O^-	0,02	—	Не обн.	0,16	0,03	0,05	0,19	0,06	0,21
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	2,54	—
Сумма	99,80	99,55	100,44	100,11	98,79	100,35	100,42*	100,31**	100,34***
Уд. в.	—	2,650	2,65	2,66	2,732	—	2,64	2,71	2,63
n_g	1,557	1,553	1,558	1,555	1,578	1,545	1,565	1,564	1,559
n_m	1,552	1,548	1,552	1,553	1,574	1,542	1,563	—	1,557
n_p	1,545	1,543	1,545	1,543	1,560	1,537	1,554	1,554	1,549
$2V_{Np}$	80°	$91^\circ 29'$	$86-88^\circ$	$71^\circ 40'$	55°	98°	62°	$67-70^\circ$	35°
a_0 (Å)	—	—	17,118	—	17,147	17,186	17,127	17,004	9,790
b_0	—	—	9,703	—	9,830	9,769	9,812	9,772	—
c_0	—	—	9,328	—	9,301	9,315	9,312	9,342	9,316
Δ	—	—	0,24	—	0,125	0,265	0,15	0	0,06
F	55,9	44,3	42,1	43,7	78,5	54,3	58,2	37,6	24,5

* В том числе ZnO — 0,19. ** В том числе SO_3 — 0,10. *** В том числе Li_2O — 0,02, Ga_2C_3 — 0,01.

28 — из роговиков, Сьерра-Невада, шт. Калифорния (США) [148]; 29 — из гнейса, Ильмайоки (Финляндия), анал. Перман [91]; 30 — из гнейсов, берег Печемозера, побережье Белого моря, анал. Романова [73]; 31 — из метаморфизованных пелитов, Упингтон, Капская провинция (ЮАР), анал. Ри [149]; 32 — из пегматита Сугама, преф. Фукусима (Япония), анал. Ийяма [150]; 33 — из ксенолита в андезите Асама, преф. Нагано (Япония), анал. Ийяма [11]; 34 — из пегматита Вежна, Западная Моравия (Чехословакия), анал. Повондра [57]; 35 — Ве-содержащий кордиерит из метаморфических докембрийских пород Украины [63]; 36 — Ве-содержащий кордиерит из пегматита Вежна, Западная Моравия (Чехословакия), анал. Повондра [118].

Хим. анализы кордиерита см. также [19, 26, 50, 64, 90, 132, 151—157].

Диагн. исп. Частично разлагается в кипящей 30—80% H_2SO_4 и 5—20% HCl [158]. П. п. тр. края зерен с трудом сплавляются в стекло. Медленно сплавляется с бурой и фосфорной солью.

Повед. при нагр. Плавкость $5-5\frac{1}{2}$. При 1465° и атмосферном давлении плавится инконгруэнтно, образуются муллит и жидкость [95, 159, 160]; при 1225° и давлении 2 кбар образуются муллит, шпинель и жидкость; при 1090° и 5 кбар — шпинель, сапфирин и жидкость; при 960° и 10 кбар — сапфирин и жидкость [95]. Кордиерит, содержащий Fe, плавится конгруэнтно ниже 1450° [161]. Полный расплав кордиерита в присутствии избытка воды достигается при температуре 1275° и давлении 2 кбар, при 1110° и 5 кбар, при 970° и 10 кбар [40]. При различных давлениях кордиерит стабилен до температуры инконгруэнтного плавления. Коэффициент термического расширения от 0,8 до $2,8 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ в интервале температур от 20 до 1200° [158, 161—164]. В направлении оси *c* при низких температурах происходит небольшое сжатие, отрицательный коэффициент термического расширения в пределах температур 20— 100° равен $(-)$ $0,45 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ [158]. У искусственного кордиерита коэффициент термического расширения достигает $2,47 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ в интервале от 25 до 1000° , зависит от характера исходных компонентов, продолжительности отжига и температуры синтеза [164—166]. Теплопроводность Mg-кордиерита $K=6,50$ мкал/см·сек·град [167].

По Сироштану и др. [19], выделение воды из кордиеритов Украины происходит при $300-410^\circ$ и $820-865^\circ$; соотношение количеств воды, выделяющейся в двух указанных интервалах температуры, составляет от 2 : 1 до 4 : 1. По данным Ийямы [11], вода, находящаяся в тетраэдрах в виде $(\text{OH})_4$ выделяется при $500-700^\circ$. Энергия активации дегидратации кордиеритов из пород эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и двупироксеновой фаций соответственно 25—40, 30—50 и 50—65 ккал/моль [24].

При нагревании от 24 часов до 7 дней при $1450-1460^\circ$ кордиерит превращается в индиалит. На температуру перехода кордиерит — индиалит сильно влияет состав исходного материала [160]. По Мияширо [33], этот переход происходит при 1200° . Ийяма [25] установил превращение низкотемпературного кордиерита в высокотемпературный при нагревании на воздухе в течение 10 минут при 1000° , при нагревании в течение часа — при 850° , при более длительном нагревании — при $520-530^\circ$. Температура превращения зависит от давления [11, 25].

При нагревании кордиерита с сильно искаженной структурой Δ и $2V$ уменьшаются, а показатели преломления увеличиваются; у кордиерита со слабо искаженной структурой Δ и $2V$ при нагревании увеличиваются, показатели преломления остаются без изменения или слегка увеличиваются, а уд. в. уменьшается [11, 25]; при нагревании до 1100° кордиерита из Ориярви (Финляндия) с $\Delta = 0,16^\circ$ происходило большее упорядочение и Δ достигало $0,26^\circ$. Выше 1100° Δ уменьшается; при 1350° происходит переход в индиалит с $\Delta = 0$. При этом показатели преломления до 1200° увеличиваются, а выше 1200° остаются постоянными [159]. Некоторые кордиериты со слабо искаженной структурой при нагревании ведут себя аномально. Так, у кордиерита из Хаддама, шт. Коннектикут (США) при нагревании до $700-1200^\circ$ в течение 60 минут индекс Δ аномально высок. Такие аномалии отмечены и для метастабильных кордиеритов, образовавшихся при температурах ниже 700° [53]. a_0 и b_0 кордиерита после прокаливании увеличиваются, а c_0 — уменьшается [29].

Переход индиалита в кордиерит происходит постепенно при продолжительном нагревании [168]. В чистом (искусственном) Mg-кордиерите почти полное упорядочение вызывается прогреванием при 1400° в течение 10 часов [37].

Наход. Довольно распространенный минерал. Встречается в изверженных породах, пегматитах, но особенно характерен для метаморфических пород различной глубинности (от гипабиссальных роговиков до глубинных гранулитов).

Из интрузивных пород наиболее обычны кордиеритсодержащие граниты с повышенным содержанием глинозема. Ранний магматический кордиерит встречен в гранитах Сихотэ-Алиня, Енисейского края [169], Дапирского батолита [170], массива Чьорго (Магаданская область) [171], Бердичевского массива (Украина) [172], а также [173] в гранитах Закавказья и метасоматических гранитоидах Центрального Таджикистана. Содержится в гранитах Дартмура (Англия) [174] и Эльгота (Франция) [175], в андезитах Нояцо и Нияр в Альме-

рии (Испания) [176], в диоритах Траванкура (Индия) [177], в гранодиорите Монте-Капане (о-в Эльба) [178]. Необычной является ассоциация кордиерита со слюдой, хромитом, никелином в серпентинизированных ультраосновных породах Ла-Галлега и Лок-Жаралес, пров. Малага (Испания) [179]. Кордиерит из лав содержит включения вулканического стекла, что указывает на его образование при высоких температурах. В дацитах Тиссинского карьера (Закарпатская обл.) он ассоциируется с плагиоклазом, анортотлазом, биотитом, гиперстеном, шпинелью, магнетитом [180]. В ксенолитах песчаника из базальтов зейско-буреинской депрессии кордиерит сопровождается муллитом [181]. Вкрапленники кордиерита и граната в лавах и субвулканических породах обнаружены во многих местах северного Вьетнама, Северной Америки [169] и других местах в связи с плутонами высокоглиноземистых гранитов. В основной массе пород и в друзах кордиерит встречен в плагиолипаритах вулкана Сакутаяма (Япония) в ассоциации с тридимитом, фаялитом; образовался в конечную стадию кристаллизации магмы [182]. В выбросах вулкана Комачатаган, Хоккайдо (Япония) ассоциируется с кварцем, биотитом, стеклом [183]; в выбросах вулкана Асама — с силлиманитом, андалузитом, корундом, осумилитом [97]. Содержится в лаве о-ва Св. Елены [184] и в риолитах Центральной Виктории (Австралия) [185].

В пегматитах встречается как акцессорный минерал; частью представляет продукт замещения полевого шпата и других минералов. В пегматитах близ оз. Казачьего (Алтай) ассоциируется с полевым шпатом, слюдой, реже кварцем [186]; в пегматитах Куги-Ляля (Памир) кордиерит-дравит-кварцевый агрегат образовался путем замещения олигоклаза [58]. Найден в пегматитах Родоп (Болгария) [187], Вежны, Западная Моравия (Чехословакия) [57, 118], Судет (Польша) [156], в ряде пегматитовых полей США: Миканит в шт. Колорадо [188], Старбридж в шт. Массачусетс, Юнион в шт. Коннектикут [157, 189]. Наиболее железистые кордиериты обнаружены в гипабиссальных пегматитах Японии и Чехословакии (см. секанинаит).

Наиболее распространен кордиерит метаморфического происхождения, генетически связанный с высокоглиноземистыми магнезиальными породами, ассоциирующийся с гиперстеном, ромбическими амфиболами, биотитом, силлиманитом, андалузитом, ставролитом, гранатом, шпинелью, основными плагиоклазами. Предположительно кордиерит образуется при низких давлениях; по данным Шрайера и Йодера, он не может быть стабильным ниже границы Мохоровичича [97]. Нахождение кордиерита в метаморфических породах может иметь значение для определения стабильности P—T условий образования ассоциаций минералов, в которые он входит [190]:

Ассоциация	Давление и температура
Ставролит-кордиеритовая	1,7 кбар, 515°; 3,0 кбар, 590° до 4 кбар и 575°
Гранат-кордиерит-биотитовая	<1,5 кбар, 500° до 4,5 кбар, 800° и более
Кордиерит-биотит-Al ₂ SiO ₆	4,0 кбар, 575°; 3,0 кбар, 590° до 6,4 кбар, 685°
Кордиерит-гиперстеновая	<3,0 кбар, 750° до 5,0 кбар, 820°

Кордиерит наблюдается в малоглубинных роговиках и образовавшихся при низких давлениях андалузит-силлиманитового типа породах регионально-метаморфических комплексов (зеленосланцевая или эпидот-амфиболитовая фации) в ассоциации с хлоритом, андалузитом, антофилилитом, жедритом [191]. В породах амфиболитовой и гранулитовой (пироксен-роговиковой) фаций низкого давления кордиерит более стабилен, ассоциируется с гранатом, ставролитом, силлиманитом, ортоклазом и гиперстеном. Для зеленосланцевой фации характерны магнезиальные кордиериты с железистостью 0—10%. С ростом температуры образования железистость кордиеритов возрастает: в эпидот-амфиболитовой фации до 20—30%, в амфиболитовой и гранулитовой — до 50—55%. Обогащение железом кордиерита и ассоциирующихся с ним граната и

биотита указывается для многих районов, например, для Оберпфальца в ФРГ [192], Ричмонда в США [143]. В породах низкой степени метаморфизма Mg-кордиерит сосуществует с Mg-хлоритом [97]. Кордиерит в породах регионально-метаморфических комплексов высокого давления кианит-силлиманитового типа образуется лишь в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации. Наиболее ранним является магнезиальный кордиерит (0—5% железистости) в ассоциации с жедритом и кианитом. С ростом температуры железистость повышается до 30—35% в гранулитовой фации и до 15—20% в амфиболитовой. В породах гранулитовой фации кордиерит ассоциируется с силлиманитом, гранатом пироп-альмандинового состава, ортоклазом и гиперстеном. Увеличение железистости кордиерита приводит к образованию так называемых келифитовых кайм с кордиеритом вокруг зерен граната. Например, келифитовые каймы кордиерита с кварцем, шпинелью, гиперстеном или сапфирином известны вокруг граната в высокотемпературных метапелитах различной глубинности удоканской серии пород хр. Кодар. Замещение граната сопровождается возрастанием общей железистости в реакционной зоне. Образование кайм рассматривается как эндотермическая метаморфическая реакция, вызванная ростом температуры [62]. Кордиерит-гранатовые метапелиты образованы при температурах 700—850° и давлениях 5—10 кбар.

Стабильность пары кордиерит—гранат пелитовых пород при низких парциальных давлениях кислорода и H₂O определяется следующими инвариантными реакциями (от высокого давления и низкой температуры к высокой температуре и низкому давлению): кордиерит + гранат \rightleftharpoons гиперстен + кианит + кварц; кордиерит + гранат \rightleftharpoons гиперстен + силлиманит + кварц; кордиерит + гранат \rightleftharpoons гиперстен + сапфирин + кварц; кордиерит + гранат \rightleftharpoons гиперстен + шпинель + кварц; кордиерит + гранат \rightleftharpoons оливин + шпинель + кварц. Магнезиальность во всех Fe- и Mg-минералах падает от первой реакции к последней [112].

К кордиеритсодержащим метаморфическим породам в СССР относятся кристаллические сланцы и гнейсы Южной Якутии [193], гнейсы Анабарского массива [194]; Алданского щита [195, 196]; кристаллические сланцы Могочинского антиклинория в Забайкалье [60]; гнейсы и мигматиты Подолии [197]; мигматиты Приднестровья [146], Побужья [198], Криворожья [140, 199], район р. Токмак [200] и другие места Украинского кристаллического щита [19, 201], гнейсы и кристаллические сланцы побережья Белого моря [73], кристаллические сланцы Вороньих тундр (Кольский п-ов) [202]. За рубежом кордиерит встречается в кристаллических сланцах горы Мославачка (Югославия) [75], в породах Шварцвальда (ФРГ) [203], в амфиболитовых сланцах долины Редорта (Швейцария) [204], в сланцах и анатекситах долины р. Ардеш (Франция) [205, 206], в Вогезах (Франция) [207], в породах Вал-Кодера (Италия) [208], в гранат-кордиеритовых гнейсах Южной Норвегии [209], кордиеритовых гнейсах Саксонии (ГДР) [210], гранулитах Финляндии [211] и Центральной Австралии [132], мигматизированных парагнейсах Чешского массива (Чехословакия) [153, 212]. Известен в гнейсах и песчаниках района Большого Медвежьего озера (Канада) [89], в гнейсах Венесуэлы [213] и в ряде штатов США — Массачусетс, Коннектикут [189, 214], Нью-Йорк [214, 215], Нью-Гемпшир [134], Джорджия [216], Колорадо [217]; в роговиках Южной Сьерра-Невады (шт. Калифорния) [148]; в гнейсах Онтарио [218, 154], в кордиерит-жедритовых и кордиерит-гранат-жедритовых породах Фиштайл, Онтарио [219] и в других областях Канады [151, 220, 221]; в мигматитах и гнейсах Японии [222], гранулитах шт. Ассам (Индия) [223] и Западной Австралии [224]; в гнейсах Инанакафи на Мадагаскаре [141], в Зимбабве [225], в сапфиринсодержащих породах в Южной Африке [226]. Редкая ассоциация оливин—кордиерит—шпинель—гранат—жедрит—биотит—турмалин установлена в роговиках Рикенс-Глюка, Гарц (ФРГ) [227]. В регионально-метаморфических комплексах вблизи гранитов и зон грейзенизации местами проявился магнезиальный метасоматизм, с которым связано образование колчеданных месторождений. Различают кордиерит-антофиллитовые, кордиерит-куммингтонитовые, кордиерит-флогопитовые метасоматиты. Такие породы установлены в Скандинавии [114], на Сред-

нем и Северном Урале [228]. Кордиеритсодержащие роговики вольфрамитового рудника Панасквейра (Португалия) несут колчеданное оруденение; образование сульфидов железа связывается с переходом Fe—Mg-кордиерита в Mg-кордиерит и высвобождением Fe [229]. Встречен в контактовой зоне Глен-Долского интрузивного комплекса в Шотландии [115], в контактовой зоне гранодиорита в Роуин-Норанда, Квебек (Канада) [230], вокруг тела долерита среди наждакоподобных пород в Шан-Слей (Великобритания) [231]. Отмечен в кварцевых жилах на Мадагаскаре [11, 23] и в Японии [11]. Найден в метаморфизованных осадочных породах: в песчаниках юго-восточнее Большого Медвежьего озера (Канада) [232]. При пожаре третичных углей в окрестностях Джилета, шт. Вайоминг (США) образовались пирометаморфические породы с кордиеритом [214]. Встречается в виде галек в россыпях Шри Ланки [233].

Изм. Сравнительно легко изменяется в зоне эндогенных процессов с образованием мусковита и хлорита. Смесь этих минералов — пинит — образуется или при непосредственном воздействии на кордиерит K-содержащих растворов в связи с замещением кордиерита пирофиллитом, хлоритом и андалузитом с последующей серпентинизацией андалузита и пирофиллита, или в связи с замещением кордиерита Al-силикатом, хлоритом и кварцем, из которых Al-силикат и часть кварца позже расходуется на образование серицита [234—236]. Известны случаи образования по кордиериту хлорита и парагонита при регрессивном метаморфизме под влиянием гидротермальных растворов [237]. Установлено замещение кордиерита биотитом, кварцем [188], тальком, силлиманитом, кианитом [200], Fe-антофиллитом, кварцем, глинистыми минералами [73, 99, 238]. Иногда переходит в кордифагит (см. ниже). В пегматитах Вежны сначала подвергся замещению флогопитом и мусковитом, затем флогопит перешел полностью в вермикулит, еще позднее образовались псевдоморфозы по кордиериту пинита [57]. Ве-кордиерит подвергается замещению миларитом и селадонитом [57]. Изучение изменения кордиерита в гидротермальных условиях при различных температурах [239] показало, что в чистой воде до 450° он изменяется слабо (зерна кордиерита покрываются мелкочешуйчатым хлоритом). В щелочных растворах максимальное изменение происходит при 350°. В 1%-ном щелочном растворе по кордиериту образуются гидрофлогопит и мусковит. Установлено замещение кордиерита хлоритом и мусковитом, а также мусковитом и септохлоритом [97]. Продукты разложения кордиерита при давлении 2 и 5 кбар представлены пирофиллитом и амезитом, монтмориллонитом и хлоритом, а при низких температурах только монтмориллонитом [95]. Кордиерит переходит в смесь кианита, кварца и жедрита при температуре 820° и давлении 1 кбар [240].

Продукты изменения кордиерита, а также псевдоморфозы по нему получили у разных авторов специальные названия, приведенные ниже.

Кордиерит, в основном превращенный в слюду с развитием базальной листоватости, называется гигантолитом — Gigantolith (Норденшельд, 1840); при отсутствии листоватости — пинитом — Pinite (Вернер, по Гофману, 1789). Кордиерит, в значительной части замещенный хлоритом с базальной листоватостью, называется хлорофиллитом — chlorophyllite (Джэксон, 1841), при отсутствии листоватости — празеолитом, празнолитом — Praseolith, Prasiolith (Эрдманн, 1940).

Кроме того, полные псевдоморфозы различных минералов по кордиериту описывались под названиями: фалунит — Fahlunit (Хизингер, 1808), также триклазит — trichasite (Молл, 1808); раумит — Raunit (Бонсдорф, 1827); ауралит — Aurallit (Бонсдорф, 1827), также бонсдорфит — bonsdorffite (Томсон, 1836); пираргиллит — Pyrarillit (Норденшельд, 1832; оозит — Oösit (Марк, 1834), эсмаркит — Esmarkit (Эрдманн, 1840); иберит — Iberit (Сванберг, 1844); вейссит — Weissit (Тролле-Вахтмейстер, 1828), аспазоилит — Aspasiolith (Шреерер, 1846); грюппит — Gropplit (Сванберг, 1846); полихроилит — Polychroolith (Вайби, 1846), полихройт — polychroite (Честер, 1896); катаспилит — Kataspilit, Cataspilite (Игельстрем, 1847), пеплолит — perlolite (Карлсон, 1857); пеплоит — Perlolit (Штрунц, 1947), пинитоид — Piniteoid (Кноп, 1859).

Из большого числа названий псевдоморфоз различных минералов по кордиериту Гарейс [241] предложил оставить лишь четыре: гигантолит, пинит, хлорфиллит, празнолит.

Искусств. Искусственное соединение состава $Mg_2 [Al_4Si_5O_{18}]$ известно в трех модификациях: α , β и μ [129, 242, 243]. Ни одна из них не идентична собственно кордиериту.

α -модификация впервые синтезирована Ранкином и Мервином [242]. Гексаг. с. Соответствует природному высокотемпературному индиалиту [12]. Образуется между 950 и 1470° из кордиеритового стекла, стабильна при высоких температурах. При гидротермальном синтезе получена при температуре выше 830° [243]. Образуется твердые растворы $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ — $Mg_3Al_2Si_6O_{18}$ [10]; продолжительное прогревание при более высоких температурах приводит к их распаду [96]. β -модификация синтезирована Карханавала и Хамелем [129] при 775° и давлении паров воды в 2 кбар. Гексаг. с. $a_0 = 9,792$, $c_0 = 9,349\text{Å}$. Обладает некоторой упорядоченностью. Изоструктурна с бериллом. Оптически (—). Показатели преломления слегка повышенные. Длительное нагревание приводит к постепенному изменению этой гексагональной формы в стабильную ромбическую. μ -модификация синтезирована Ранкином и Мервином [242] при 850—900° из стекла кордиеритового состава. По данным Карханавала и Хамела [129], μ -модификация изоструктурна с β -сподуменом. Согласно Шрайеру и Шереру [244, 245], она имеет кварцеподобную структуру, близкую к структуре эвкриптита. Неустойчива, характеризуется отношением $MgO:Al_2O_3:SiO_2 = 2:2:5$ до 1:1:3. Предположение Ранкина и Мервина о существовании твердых растворов между α - и μ -модификациями не подтвердилось [246]. При нагревании выше 925° μ -модификация переходит в α -модификацию. Высказано предположение, что μ -модификация представляет собой скелетообразные выделения α -кордиерита (индиалита), заполненные стеклом [142].

Существует несколько способов получения кордиерита: прокаливание с последующей раскristализацией стекла, гидротермальный синтез [168, 247], твердофазный синтез [248]. Кордиерит при раскristализации стекла кордиеритового состава впервые получен Бурже [249]. Морозевич [250] синтезировал кордиерит из расплава, пересыщенного Al. При раскristализации чистого Mg-кордиеритового стекла состава $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ кордиерит образуется при 980 и 1400° [11, 97]. При раскristализации стекла, особенно на воздухе при температуре ниже 1300°, сначала возникает метастабильный индиалит, который при достаточной продолжительности опыта превращается в кордиерит [119]. Переход индиалит — кордиерит осуществляется при 830° и давлении 1 кбар [243]. При реакции SiO_2 с шпинелью кордиерит образуется около 1200—1250° [251]. Синтезирован из прокаленной смеси кварца, технического глинозема и магнетита, обожженной в течение 2 часов при 1200—1250° [252]; из форстерита и каолина при 1300—1350° [161]; из обожженного магнезита, Al_2O_3 и SiO_2 при 1300—1330° [253] и других смесей [75, 158, 162, 254]. Отмечено образование кордиерита в техническом стекле за счет кусочков шамотного огнеупора [255], в шамотном огнеупоре пода электрической печи [256], в насадочном кирпиче мартеновских печей [257], в шамотной футеровке доменных печей [258], в периклазовом огнеупоре на контакте с шамотным огнеупором [259].

Поле стабильности синтетического Mg-кордиерита в гидротермальных условиях впервые изучалось Йодером [243] в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Кордиерит был синтезирован им при 490° и давлении 1 кбар; при давлении ниже 1 кбар и температуре 450° вместо кордиерита появляются пиррофиллитсодержащие ассоциации. Близкие результаты получены другими авторами [97, 260, 261]. Из свежесаженных гелей гидроокислов этот минерал синтезирован при нагревании до 800° в течение 50 часов и давлении 1 кбар [11]. По данным Шрайера и Йодера [97] инвариантной точке соответствует давление около 5 кбар и температура 550°. Применение высокореактивного материала приводит к образованию метастабильного кордиерита при температуре по крайней мере на 50° ниже, чем в поле стабильности. При низких температурах поле стабильности Mg-кордиерита ограничивается 1—7 кбар давления воды [234]. Нижний температурный предел стабильности кордиерита 655° при давлении 7 кбар [262]. Данные о кордиерите, полученном в системах $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, см. [242, 263—266]. О системах $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, в которых кристаллизовался кордиерит, см. фиг. 1488, 1491 и др. в Справочнике Минералы, 1974, вып. 1 «Диаграммы фазовых равновесий». По Ньютону [66], максимальное давление стабильности безводного кордиерита 8,2 кбар, а в водных системах при $P_{H_2O} = P_{общее}$ 11,2 кбар. При высоком давлении Mg-кордиерит разрушается с образованием талька, силлиманита и кварца в водных системах и с образованием энстатита, силлиманита и кварца в сухих системах. Переход кордиерита в смесь антофил-

лита, кианита и кварца происходит при давлении несколько выше 8 *кбар* при 750° и между 9,5 и 11,3 *кбар* при 850° [267]. Реакция кордиерит + вода = = жедрит + кианит + кварц происходит при относительно высоком давлении; она более чувствительна к изменению содержания воды в системе, чем к изменению P—T условий [268].

Fe-кордиерит синтезировался и изучался многими исследователями [8, 95, 97, 246, 269]. Он был получен при температуре, близкой к температуре образования Mg-кордиерита, но при более низких значениях P_{H_2O} [40]. Гидротермальным способом синтезирован из смеси порошка кристобалита, γ - Al_2O_3 и Fe-соли щавелевой кислоты при 550—600° и давлении 2 *кбар* в период времени от 96 часов до 2 месяцев [95, 97]. При нагревании смеси CaO, Al_2O_3 и SiO_2 в соответствующих пропорциях получен в течение 10 суток при 600° и давлении воды 500 *атм* в кислых растворах хлоридов Na и Fe [270]; также из смеси кристобалита и моноклинного хлоритоида при нагревании до 600° и давлении 1 *кбар*. Стабилен лишь при температурах 450—600° [8]. Синтез Fe-кордиерита см. в статье «Секанинаит».

Mn-кордиерит получен при изучении системы $MnO-Al_2O_3-SiO_2$ [271] и $MnO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ [9, 93, 270, 272]. Синтезирован гидротермальным способом из смеси соответствующих количеств кварца, Mn_2O_3 , металлического Mn, γ - $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ в течение 10 дней при давлении воды 1 *кбар* и температуре 600°. Mn-кордиерит максимально стабилен при давлении около 1 *кбар* и температуре около 400°, его распад приводит к образованию спессартина, муллита и кварца. Узкая зона стабильности P—T условий объясняет отсутствие Mn-кордиерита в природе. Может быть обнаружен в Mn-содержащих метасадочных породах, подвергшихся контактовому метаморфизму при низких давлениях [93].

Получены Mg-кордиериты с повышенным содержанием Be и Na—Be кордиериты (твердый раствор $NaMg_2Al_3BeSi_5O_{18}$ в $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$) при давлении 1 *кбар* и 700°, содержание в них Be-компонента достигало 72 мол. %; при 880°—55 мол. %; при 2 *кбар* и 700° — 58 мол. % и при 3 *кбар* и 880° — 65 мол. % [120]. Из кордиеритового стекла при давлении аргона 10 *кбар* и температуре 900° в течение 5 часов [34] получен Ag-содержащий кордиерит. Предполагается, что Ag может входить в кордиерит только при высокой температуре. Метастабильный Ga-содержащий кордиерит состава $Mg_2(Al_{3,2}Ga_{0,8})Si_5O_{18}$ синтезирован при 1050° в течение 15 часов [273].

Твердофазный синтез кордиерита осуществлялся [248] из смеси окислов (SiO_2 , Al_2O_3 и MgO), взятых в соответствующей пропорции, с использованием флюсов — минерализаторов (фториды, хлориды и др.) при 900, 1000 и 1200° в течение 18—144 часов; выход кордиерита повышается при увеличении выдержки и введении затравок в виде молотого берилла.

Исследованы кристаллохимические особенности [274], оптические свойства [275] и влияние изоморфных примесей на совершенство кристаллов искусственного кордиерита.

Отл. От кварца, ортоклаза и плагиоклаза отличается синеватыми оттенками окраски, лимонно-желтыми плеохроичными оболочками, шагреновой поверхностью, в шлифах — секториальными тройниками и шестерниками, оптическими свойствами. В отличие от полевых шпатов окрашивается при действии ряда реактивов [276, 277]. От сапфира отличается меньшей твердостью, от осумилита — более высоким двупреломлением, характером плеохроизма, по рентгенограмме.

Практ. знач. Главное применение кордиерит находит в изготовлении термостойкой керамики. Кордиеритовые огнеупоры отличаются небольшим термическим расширением. Обладает высокой устойчивостью к разрушению при значительных колебаниях температуры и используется в металлургической промышленности. Применяется для изготовления химико-технических изделий, фарфора, электротермических и пористых керамических изделий [164]. Прозрачные синие кордиериты употребляются как драгоценные камни [278].

Межплоскостные расстояния кордиерита из Крагеро, Норвегия *

CuK α -излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
020	80	8,54	222	100	3,13	261	2	2,376
110	80	8,45	151	65	3,046	004; 420	25	2,337
111	2	6,27	241	55	3,033	171	4	2,293
130	30	4,91	311	60	3,014	351	4	2,280
200	12	4,86	060	2	2,846	421	2	2,269
002	12	4,67	330	2	2,817	114; 024	4	2,253
131	4	4,35	331	2	2,696	153	4	2,240
040	6	4,27	152	25	2,653	243	4	2,236
220	2	4,23	242	18	2,645	313	4	2,228
112	75	4,09	133; 312	14	2,632	262	14	2,174
132	70	3,39	260	8	2,456	402	4	2,158
202	60	3,37	062; 400	12	2,431	440; 134	12	2,112
240	4	3,20	332	2	2,413	352	10	2,101
042	45	3,15						

* ASTM, 12-303.

Л и т е р а т у р а

- Gibbs G. V., Knowles C. R., Perrotta A. J., Smith J. V. Sixth intern. congress and symposium. Rome, Italy. 1963, A, 13.
- Gibbs G. V. Am. Min., 1966, 51, N 7, 1068.
- Gossner B., Musgnug F. N. Jb. Min., 1928, 1 A, 216; Gossner B. Zbl. Min., 1928, A, 204.
- Byström A. Ark. kemi, min., geol., 1942, 15 B, H. 3, N 12, 1.
- Wenk H. R., Wenk E., Wallace J. H. Schweiz. min., petr. Mitt., 1974, 54, H. 2-3, 507.
- Schreyer W., Schairer J. F. J. of Petrology, 1961, 2, N 3, 324.
- Eberhard E. Zs. Krist., 1962, 117, 171.
- Schreyer W. Beitr. Min., Petr., 1965, 11, N 3, 297.
- Hsu L. C. J. of Petrology, 1968, 9, N 1, 49.
- Iiyama T. Mineral. J., Japan, 1956, 1, N 6, 372.
- Iiyama T. Bull. Soc. fr. min., cryst., 1960, 83, N 7-9, 155.
- Miyashiro A., Iiyama T., Yamasaki M., Miyashiro T. Am. J. Sci., 1955, 253, N 4, 185.
- Яковлевская Т. А., Бахтеев Р. X. В кн.: Изоморфизм минералов. М.: Наука, 1975, 273.
- Кицул В. И., Лазебник Ю. Д., Бровкин А. А., Сукнев В. С. ДАН СССР, 1971, 200, № 6, 1419; В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, 124.
- Takane K., Takeuchi T. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1936, 16, 101.
- Zoltai T. Am. Min., 1960, 45, N 9-10, 960.
- Goldman D. S., Rossman G. R., Dollase W. A. Am. Min., 1977, 62, N 11-12, 1144.
- Duncan J. E., Johnston J. H. Austr. J. Chem., 1974, 27, 249.
- Сироштан Р. И., Щербаклова Т. Г., Глевасский Е. Б., Пластинина М. А. Геол. журн. АН УкрССР, 1974, 34, вып. 6, 49.
- Buseck P. R., Iijima S. Am. Min., 1974, 59, N 1-2, 1.
- Langer K., Schreyer W. Am. Min., 1976, 61, N 9-10, 1036.
- Smith J. V., Schreyer W. Min. Mag., 1962, 33, N 258, 226.
- Eberhard E. Fortschr. Min., 1960, 38, H. 2, 155.
- Lepezin G. G., Melenevsky V. N. Lithos, 1977, 10, N 1, 49.
- Iiyama T. C. R., Paris, 1958, 246, N 5, 795.
- Schreyer W. N. Jb. Min., Abhandl., 1965, 103, H. 1, 35.
- Sugiura K., Bull. Tokyo inst. Techn., 1959. Ser. B, 1, 1.
- Tsang Tung, Ghose Subata. J. Chem. Phys., 1972, 56, N 7, 3329.
- Кицул В. И., Лазебник Ю. Д., Бровкин А. А., Сукнев В. С., Кулагина Д. А., Бураков А. А. В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, 114.
- Stout J. H. Am. Min., 1975, 60, N 3-4, 229; 1976, 61, N 9-10, 1041.
- Cohen P., Ross F. K., Gibbs G. V. Am. Min., 1977, 62, N 1-2, 67.
- Афонин Г. Г., Безделкин В. В., Бобр-Сергеев А. А., Богданова Л. А. Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР, 1973. М.: Наука, 1974, 315; Афонин Г. Г., Безделкин В. В., Бобр-Сергеев А. А. В кн.: Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976, 91.
- Miyashiro A. Am. J. Sci., 1957, 255, N 1, 43.
- Schreyer W., Schairer J. F. Carnegie Inst. Washington, Year book 59, 1959—1960, 85.
- Zeck H. P. Am. Min., 1969, 54, N 11-12, 1728.
- Meagher E. P., Gibbs G. V. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1966, N 87, 107 (abstr.).

37. *Langer K., Schreyer W.* Am. Min., 1969, 54, N 9-10, 1442.
38. *Schreyer W.* N. Jb. Min., Abhandl., 1966, 105, H. 3, 211.
39. *Harwood D. S., Largon R. R.* Am. Min., 1969, 54, N 5-6, 896.
40. *Schreyer W., Yoder H. S.* N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 101, H. 3, 271.
41. *Gemböck H.* Zs. Krist., 1898, 29, 305; *Gonnard F.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1908, 31, 176; *Böggild N. B.* Medd. Grønland, 1905, 32, 345; *Lacroix A.* Mineralogie de la France, 1893, 1, 520.
42. *Strunz H., Tennyson Ch., Uebel P. J.* Aufschluss, 1970, H. 1, 1; Minerals science and engineering, 1971, 3, N 2, 3.
43. *Цинобер Л. И., Самойлович М. И., Демина Т. В., Бобр-Сергеев А. А.* Кристаллография, 1977, 22, вып. 2, 354.
44. *Venkatesh V.* Am. Min., 1954, 39, N 7-8, 636.
45. *Wenk E.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1973, 53, H. 1, 31; *Kripanidhi A.* Science a. Culture, 1967, 33, N 11, 482.
46. *Badu S. K., Naidu M. G. Ch.* Current Science, 1955, 24, 266.
47. *Wyllie P. J.* Am. Min., 1959, 44, N 9-10, 1039.
48. *Zeck H. P.* Nature physical Sci., 1972, 238, July 17, 47; J. of Petrology, 1972, 13, N 3, 367.
49. *Zeck H. P.* Bull. Geol. Soc. Denmark, 1973, 22, pt 1, 39.
50. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 21; *Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залицкая Б. Л.* В кн.: Минеральные фации гранитоидов в их рудоносность. М.: Наука, 1965, 5.
51. *Naidu P. R.* Current Science, 1954, 23, N 12, 387.
52. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1968, 164.
53. *Eitel W.* Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1958, N 66, 139.
54. *Shibata H.* Japanese J. geol., geogr., Trans. a. abstr., 1936, 13, N 3-4, 205.
55. *Хатунцева А. Я.* Геол. журн. АН УССР, 1953, 13, вып. 1, 63.
56. *Cerný P., Jakeš P., Cerná I.* Acta Univ. Carolinae, Geol., 1967, N 2, 133.
57. *Cerný P., Povondra P.* Acta Univ. Carolinae, geol., 1967, N 3, 203.
58. *Россовский Л. Н.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 166.
59. *Vuilteé von J.* Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 297; *Mügge O. N.* Jb. Min., 1903, V — Bd. 16, A, 335; *Ramdohr P.* Zbl. Min., 1920, A, 33; *Rinne F.* Zbl. Min., 1925, A, 257; *Sprangenberg K., Neuhaus A.* Chem. d Erde, 1930, 5, 437.
60. *Шульдингер В. И.* Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М.: Наука, 1969, 48; Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 12, 60.
61. *Коленко Б.* Тр. Ин-та прикл. мин. и металлургии, 1926, вып. 24, 3.
62. *Кориковский С. П., Зуев В. А.* ДАН СССР, 1970, 193, № 2, 418.
63. *Пяяр Ю. К., Горошников Б. И., Юрьев Л. Д.* Мин. сб., Львов, 1968, 22, № 1, 86.
64. *Leake B. E.* Am. Min., 1960, 45, N 3-4, 282.
65. *Srisata Ras M., Raghava Rao K. V.* Science a. Culture, 1954, 19, N 12, 616.
66. *Winchell A. N.* Am. Min., 1937, 22, N 12, 1175.
67. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 97.
68. *Smith G.* Canad. Min., 1977, 15, pt 4, 500.
69. *Fontaine F.* Zs. Krist., 1969, 129, H. 1—4, 271.
70. *Stanek J., Miskovsky J.* Fac. sci. nat. UJEP, brun. geol., 1975, 5, N 1, 21.
71. *Parks G. A., Akhtar S.* Am. Min., 1968, 53, N 3-4, 406.
72. *Syono Y. J.* Geomag. geoelekt., 1960, 11, N 4, 85.
73. *Виноградова Г. В., Виноградов А. Н., Латышева Л. Г., Романова Т. С.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М.: Наука, 1972, вып. 9, 121.
74. *Johnston J., Duncan J.* Chemical Geology, 1976, 17, N 1, 27.
75. *Позаренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю.* Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 1, 46.
76. *Будников П. П., Светлова И. А., Харитонов Ф. Е.* В кн.: Тезисы докл. 3-го Всесоюз. совещ. «Высокотемпературная химия силикатов и окислов». Ленинград, 1968, 9.
77. *Микульская Е. К.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 2, 99.
78. *Newton R. C.* J. of Geology, 1972, 80, N 4, 398.
79. *Robie R. A., Waldbaum D. K.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, N 1259, 23; *Карнов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А.* Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, СО АН СССР, 1971, 46. *Bird G. W., Anderson G. M.* Am. J. Sci., 1973, 273, N 1, 84; *Froese E.* Canad. Min., 1973, 11, pt 5, 991.
80. *Weller W. W., Kelley K. K.* U. S. Bur. Mines. Report. Invest., 1963, N 6343.
81. *Pankratz L. B., Kelley K. K.* U. S. Bur. Mines. Report. Invest., 1964, N 6555.
82. *Nawrotsky A., Kleppa O. J.* Amer. Geom. Soc., 1973, 56, N 4, 198; *Newton R. C., Charlu T., Kleppa O. J.*, Contrib. mineral., petrol., 1974, 44, N 4, 295.
83. *Charlu T. V., Newton R. C., Kleppa O. J.* Geochim. Cosmochim. acta, 1975, 39, N 11, 1487.
84. Термические константы веществ. М.: Изд-во ВИНТИ, 1978, вып. 9.
85. *Krishnan M. S.* Min. Mag., 1924, 20, N 107, 248.
86. *Farrell E. F., Newnham R. E.* Am. Min., 1967, 52, N 3-4, 380.
87. *Faye G. H., Manning P. G., Nickel E. H.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1174.
88. *Barió L.* Geologija, 1954, kn. 2, 145.

89. *Folinsbee R. E.* Am. Min., 1941, 26, N 8, 485.
90. *Thiele E.* Chem. Erde, 1940, H. 1, 64.
91. *Pehrman G.* Acta Acad. Aboensis, Math. Phys., 1932, 6, 11, (по реферату N. Jb. Min., 1934, 1, 358).
92. *Oppenheimer L.* N. Jb. Min., 1915, 1, 175.
93. *Dasgupta H. C., Seifert F., Schreyer W.* Contrib. min., petrol., 1974, 43, H. 4, 275.
94. *Schreyer W.* N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 102, H. 1, 39.
95. *Шрейер В., Йодер Х. С.* В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностр. лит., 1963, 465.
96. *Sambonsugi M.* Proc. Japan Acad., Tokyo, 1957, 33, N 4, 190.
97. *Aramaki Sh.* Am. Min., 1961, 46, N 9-10, 1154; *Schreyer W., Schairer J. F.* Zs. Krist., 1961, 116, 60; *Schreyer W., Yoder H. S.* Carnegie Inst. Washington, 1961, Year Book, N 60, 147.
98. *Юрьев Л. Д.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 116.
99. *Мишкин М. А.* Петрология метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969, 34.
100. *Горошкинов Б. И.* Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев: Наукова думка, 1971, 155.
101. *Блюман Б. А.* Геология и геофизика, 1974, № 1, 74.
102. *Miyashiro A.* Am. Min., 1956, 41, N 1, 104.
103. *Винокуров В. М., Заринов М. М., Кропотов В. С., Степанов В. Г.* Геохимия, 1965, № 15, 1486.
104. *Saxena S. K., Hollander N. V.* Am. J. Sci., 1969, 267, N 2, 210.
105. *Лепезин Г. Г., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 85.
106. *Gorbatschev R.* N. Jb. Min., Abhandl., 1968, 110, H. 1, 57.
107. *Глебовицкий В. А., Косой А. Л., Нагайцев Ю. В.* ДАН СССР, 1972, 204, № 4, 948.
108. *Hutcheon I., Froese E., Gordon T. M.* Contrib. min., petrol., 1974, 44, N 1, 29.
109. *Currie K. L.* Contrib. min., petrol., 1974, 44, N 1, 35.
110. *Wood B. J.* Contrib. min., petrol., 1973, 40, N 3, 253.
111. *Currie K. L.*, Contrib. min., petrol., 1971, 33, N 3, 215.
112. *Hensen B. J., Green D. H.* Contrib. min., petrol., 1973, 38, N 2, 151.
113. *Okrusch M.* Contrib. min., petrol., 1971, 32, N 1, 1.
114. *Eskola P.* Bull. Comm. géol. Finl., 1914, 40, 195.
115. *Чиннер Г. А.* В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностр. лит., 1963, 484.
116. *Лепезин Г. Г.* ДАН СССР, 1969, 186, № 3, 663.
117. *Griffitts W. R., Cooley E. F.* U. S. Geol., Surv., Prof., Pap., 1961, N 424-B, 259.
118. *Cerný P., Povondra P.* N. Jb. Min., Monatsh., 1966, H. 2, 36.
119. *Newton R. C.* Min. Mag., 1966, 35, N 275, 920.
120. *Povondra P., Langer K.* N. Jb. Min., Abhandl., 1971, 116, H. 1, 1; Min. Mag., 1971, 38, N 296, 523.
121. *Юрьев Л. Д.* ДАН СССР, 1967, 172, № 4, 953.
122. *Березина И. Г., Лутц Б. Г., Акимов А. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1, 14.
123. *Митропольский А. С., Мельгунов С. В., Чернов В. Г.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 142, 106.
124. *Gross E., Wild G. O.* Zbl. Min., 1930, 10, A, 447.
125. *Erätetsä O.* Ann. Acad. sci. Fennicae, Ser. A, 1940, geol.-geogr., 54, N 9, 5 (по реферату Chem. Abstr., 40, 4987).
126. *Лепезин Г. Г., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С.* Геология и геофизика, 1974, № 3, 93.
127. *Ставров О. Д.* Геология месторождений редких элементов, 1963, вып. 21, 16.
128. *Гинзбург А. И., Ставров О. Д.* Геохимия, 1961, № 2, 183.
129. *Karkhanavala M. D., Hummel F. A. J.* Am. Ceram. Soc., 1953, 36, N 12, 393.
130. *Daton P. E., Kulp J. L.* Am. Min., 1958, 43, N 5-6, 433.
131. *Морозова И. М., Ашкинадзе Г. Ш.* Миграция атомов редких газов в минералах. М.: Наука, 1971, 106; *Герлинг Э. К., Спрингсон В. Д., Морозова И. М.* Геохимия, 1972, № 9, 1095; *Галимов Э. М.* Геохимия, 1972, № 12, 1608.
132. *Wilson A.* Min. Mag., 1976, 42, N 321, 89.
133. *Шуколюков Ю. А., Ашкинадзе Г. Ш., Верховский А. Б., Шариф-заде В. Б.* В кн.: Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. М.: Наука, 1974, 5.
134. *Верховский А. Б., Шуколюков Ю. А., Ашкинадзе Г. Ш.* Геохимия, 1976, № 3, 315.
135. *Лепезин Г. Г., Кузнецова И. К., Агафонов Л. В.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 91.
136. *Zimmermann J. L., C. R., Paris, 1972, 275, Ser. D, N 4, 519.*
137. *Lepезin G. G., Kuznetsova I. K., Lavrentiev Yu. G., Chmel'nicova O. S.* Contrib. Mineral. Petrol., 1976, 58, N 3, 319.
138. *Сукнев В. С., Кицун В. И., Лазебник Ю. Д., Бровкин А. А.* ДАН СССР, 1971, 200, № 4, 950.

139. Pryce M. W. *Min. Mag.*, 1973, **39**, N 302, 241.
140. Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. ДАН УкрССР, 1966, № 4, 519.
141. Knorring O., Sahama Th. G., Lehtinen M. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1969, N 41, 79.
142. Hietanen A. *Am. Min.*, 1956, **41**, N 1, 7.
143. Robinson P., Jaffe H. W. *Am. J. Sci.*, 1969, **267**, N 3, 389.
144. Subramanian A. P. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1956, **67**, 317.
145. Takeuchi T. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1935, **14**, 109.
146. Сидоренко Е. Ф. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 189.
147. Stewart F. H. *Min. Mag.*, 1942, **26**, N 178, 260.
148. Best M. G., Weiss L. E. *Am. Min.*, 1964, **49**, N 9-10, 1240.
149. Mathias M. *Min. Mag.*, 1952, **29**, N 218, 936.
150. Sambonsugi M. *Proc. Japan Acad., Tokyo*, 1957, **33**, N 4, 190.
151. Kaminen D. *Contrib. Min. Petrol.*, 1975, **53**, N 4, 293.
152. Pavelescu L., Pavelescu M. *Rev. roum. geol., geophys. et geogr. Sér. géol.*, 1975, **19**, 15.
153. Fedtjuk F. *Krystalinikum*, 1971, **7**, 183.
154. Harris N. *Contrib. Min. Petrol.*, 1975, **55**, N 1, 91.
155. Kays M., Medaris L. *Contrib. min. petrol.*, 1976, **59**, N 2, 141.
156. Chlebus S. *Acta geol. polonica*, 1977, **27**, N 1, 75.
157. Povondra P., Cech F. N. *Jb. Min. Mh.*, 1978, **5**, 203.
158. Gugel E., Vogel H. *Ber. Dtsch. keram. Ges.*, 1964, **41**, N. 3, 197.
159. Сиражиддинов Н. А. В кн.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, 241; Тезисы докладов: 7-е Совецание по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 83.
160. Шрейер В., Шперер Дж. Ф. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностран. лит., 1963, 461.
161. Jelacic S., Kacian M. *Bull. Soc. fr. ceram.*, 1967, N 75, 5.
162. Fleurance A., Loisel M. *Bull. Soc. fr. ceram.*, 1971, N 91, 43.
163. Безносикова А. В., Балкевич В. Л. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та строит. керамики, 1953, вып. 10, 164; Sugiura K., Kuroda Y. *Vogyo Kyokai Shi*, 1955, **63**, 579 (по реферату *Chem. Abstr.*, 1957, **51**, 9282).
164. Gugel E. *Ber. Dtsch. keram. Ges.*, 1967, **44**, N 11, 547.
165. Smart R. M., Glasser F. P. *J. Mater. Sci.*, 1976, **11**, N 8, 1459.
166. Понкратова Г. Ф., Полубояринов Д. Н., Зайонц Р. М. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та строит. керамики, 1960, вып. 15, 3.
167. Horai K-i-ii., Simmons G. *Earth a. planetary Sci. letters*, 1969, **6**, N 5, 359.
168. Sorrell Ch. A. J. *Am. Ceram. Soc.*, 1960, **43**, N 7, 337.
169. Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965, 104.
170. Островская Е. В. *Матер. по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР*, 1945, вып. 1, 138.
171. Серебряков В. А. Геология и геофизика, 1964, № 3, 79.
172. Ивакитшин М. М. *Геол. журн. АН УкрССР*, 1953, **13**, вып. 2, 76; *Доброхотов С. М. Геол. журн. АН УкрССР*, 1964, **24**, вып. 1, 68.
173. Кутенев В. А. ДАН ТаджССР, 1976, **19**, № 7, 49; Кекелия М. А., Хуцишвили О. Д., Кикнадзе И. И. *Сообщения АН ГрузССР*, 1975, № 3, 649.
174. Brammell A., Rao V. R. *Min. Mag.*, 1936, **24**, N 152, 257.
175. Conquière F. *Mém. Mus. nation. hist. natur.*, Ser. C, 1969, **21**, F. 1, 20.
176. Burri C., Parga-Pondal I. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1936, **16**, N. 1, 238.
177. Chacko I. C. *Geol. Mag.*, 1916, **3**, N 9, 462.
178. Dupuy C. *Sciences de la Terre. Nancy*, 1968, **13**, N 3, 223.
179. Oen J. S., Kieft C., Westerhof A. V. *Min. Mag.*, 1973, **39**, N 302, 193.
180. Соболев В. С., Горбачевская О. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1947, № 1, 89.
181. Петров В. П., Финько В. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 17, 11.
182. Morimoto R., Minato H. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1949, **33**, 51.
183. Yoshiki B. J. *Japan. A. soc. min., petr., econ. geol.* 1931, **5**, 74.
184. Ridley W. J., Baker J. *Am. Min.*, 1973, **58**, N 9-10, 813.
185. Birch W., Gleadow A. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1974, **45**, N 1, 1.
186. Крыжановский В. И., Лабунцов А. Н. ДАН СССР, 1926, 69.
187. Костов И. *Годишник Софийск. ун-та, биол.-геол.-геогр. ф-т*, 1954/55, **49**, кн. 2, 3.
188. Heinrich E. W. *Am. Min.*, 1950, **35**, N 3-4, 173.
189. Barker F. *Am. Min.*, 1962, **47**, N 7-8, 907.
190. Hess P. C. *Contrib. min., petrol.*, 1969, **24**, N 3, 191.
191. Grant J. A. *Am. J. Sci.*, 1968, **266**, N 10, 908.
192. Okrusch M. *Contrib. min., petrol.*, 1971, **32**, N 1, 1.
193. Сердюченко Д. П., Каденский А. А. В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 401.
194. Кастрыкина В. М. *Вестн. Моск. ун-та*, 1973, № 4. Сер. геол., **35**; *Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка*, 1974, № 2, 50; *Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы (МОИП)*, нов. серия, 1975, отд. геол., **50**, № 1, 144.
195. Кориковский С. П., Кислякова И. Г. В кн.: *Метасоматиты и оруденение*. М.: Наука, 1975, 314.

196. Лутц Б. Г., Копанева Л. Н. ДАН СССР, 1968, 179, № 5, 1200.
197. Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. И. Минералогия Подолии, Изд-во Львовск. ун-та, 1969, 150.
198. Костюк В. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, 306; Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 211; Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии. Киев, Изд-во АН УССР, 1955, 5.
199. Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. ДАН СССР, 1965, 163, № 3, 720.
200. Хмарук Т. Г. Геол. журн. АН УкрССР, 1965, 25, вып. 2, 28.
201. Сироштан Р. И., Щербакова Т. Г. Геол. журн. АН УкрССР, 1977, 37, № 6, 48.
202. Глаголев А. А., Боронихин В. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, 57.
203. Mehnert K. R., Rein G., Wimmenarer W. N. Jb. Min., Monatsh., 1948, H. 9—12, 117.
204. Wenk E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1968, 48, H. 2, 355.
205. Weisbrod A. C. R., Paris, 1962, 254, N 19, 3393.
206. Yazdi R. Rept. 22 Sess. India, 1964, Int. geol. Congr. pt 16, 1964, 450, New Delhi.
207. Eller J. P. Krystalinikum, 1964, 2, 7.
208. Barker F. Am. Min., 1964, 49, N 1-2, 146.
209. Henry J. Lithics, 1974, 7, N 4, 207.
210. Scheumann K. H., Bock T. Abhandl. Sächsischen Akad. Wiss. Leipzig, 1961, Mat.-Nat. Kl., 47, H. 3, 5.
211. Eskola P. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 152.
212. Feduik F. Krystalinikum, 1974, 10, 79.
213. Dougan Th. W. Contrib. Miner. Petrol., 1974, 46, N 3, 169.
214. Шрейер В. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностран. лит., 1963, 458.
215. Barker F. Am. J. Sci., 1964, 262, N 5, 630.
216. Salotti Ch. A. Am. Min., 1967, 52, N 7-8, 1240.
217. Gable D. J., Sims P. S., Weiblen P. W. J. of Geology, Chicago, 1970, 78, N 6, 661.
218. Wynne-Edwards H. R., Hay P. W. Canad. Min., 1963, 7, pt 3, 453.
219. Lal R. K. Min. Mag., 1969, 37, N 288, 466.
220. Traill R. J. Canada geol. Surv., Paper, 1970, N 69—45, 166.
221. Pamsay C. Contrib. min., petrol., 1974, 47, N 1, 27; Kamneni D. Canad. Min., 1974, 12, N 6, 419.
222. Asai H. J. Japan Assos. min., petr., econ. geol., 1957, 41, N 3, 97.
223. Sastri G. G. K. Geol. Mag., 1963, 100, N 4, 331.
224. Davidson L., Mathison C. N. Jb. Miner. Mh., 1974, H 6, 272.
225. Chinner G. A., Sweatman T. R. Min. Mag., 1968, 36, N 284, 1052.
226. Clifford T. N., Stumpfl E. F., Mc Iker J. R. Min. Mag., 1975, 40, N 312, 347.
227. Abraham K., Schreyer W. Contrib. min., petrol., 1973, 40, H. 4, 275.
228. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 245.
229. Clark A. H. Bull. Geol., Scs., Finl., 1969, N 41, 231.
230. Rosen-Spence A. Canad. J. Earth sci., 1969, 6, N 6, 1339.
231. Smith D. G. W. Am. Min., 1965, 50, N 11-12, 1982.
232. Rutherford R. L. Am. Min., 1933, 18, N 5-6, 216.
233. Katz M. B. Econ. Geol., 1972, 67, N 1, 113.
234. Seifert F., Schreyer W. Contrib. min., petrol., 1970, 27, N 3, 225.
235. Chevalier Y., Dejou J. C. R., Paris, 1972, 275, D, N 2, 149.
236. Masutomi H., Tamura M., Oe Y., Ono T. Chigaku kenkyu, 1966, 17, (5), 142.
237. Ramsay C. R., Morton R. D. N. Jb. Min., Monatsh., 1971, H. 9, 398.
238. Staněk J., Miškovský. Casop. min., geol., 1964, 9, c. 2, 191.
239. Michel-Levy Ch. Bull. Soc. fr. min., crist., 1960, 83, N 4-6, 142.
240. Vernon R. H., Green T. H. Nature physical Sci., 1972, 239, N 9, 4.
241. Gareiss A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1901, 20, H. 1, 1.
242. Rankin G. A., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1918, 4, 45; Schreyer W., Yoder H. S. Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, N 12, 1672.
243. Yoder H. S. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 569.
244. Шрейер В., Шерер Дж. Ф. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностран. лит., 1963, 407.
245. Schreyer W., Schairer J. F. Carnegie inst. Washington, 1958, 197.
246. Di tler E., Köhler A. Zbl. Min., 1938, A, 149.
247. Shand S. J. Am. Min., 1943, 28, N 6, 391; Sugiura K. J. Ceram. Assos. Japan, 1951, 59, 323.
248. Бобр-Сергеев А. А., Демина Т. В. В кн.: Геохимические методы поисков. Методы анализа. СО АН СССР, Иркутск, 1977, 128.
249. Bourgeois L. Am. chim. phys., 1883, 29, 433.
250. Морозевич И. А. Опыт над образованием минералов в магме, СПб, 1897, 1.
251. Бережной А. С., Карякин Л. И. ДАН СССР, 1950, 75, № 3, 423.
252. Бережной А. С., Карякин Л. И. Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1951, вып. 1, 64.
253. Cini L. Silicates industriels, 1967, 32, N 6, 220.
254. Будников П. П., Аветиков В. Г., Звягельский А. А. ДАН СССР, 1951, 81, № 5, 883.

255. *Белянкин Д. С., Лапин В. В.* ДАН СССР, 1948, 59, № 9, 1599.
 256. *Иванов Б. В., Гайнанова Е. И.* ДАН УССР, 1958, № 12, 1328.
 257. *Пятиков П. Д., Шаповалов В. С.* В кн.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, 191.
 258. *Карякин Л. И.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 359.
 259. *Карякин Л. И.* Мин. сб., Львов, 1967, № 21. вып. 3, 269.
 260. *Roy D. M., Roy R.* Am. Min., 1955, 40, 147.
 261. *Hellner E., Euler R.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, 12, N 1-2, 47; *Winkler H. G. F.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, 13, 42; *Wyart J., Sabatier G.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1959, 82, 201; *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Geol. Mag., 1961, 98, N 1, 56.
 262. *Seifert F. J.* petrology, 1970, 11, N 1, 73.
 263. *Lepkova D. P., Gerasimov E., Pavlova J. N.* Докл. Болг. АН, 1972, 25, № 9, 1201.
 264. *Chernosky J. V.* Am. Min., 1974, 59, N 5-6, 496.
 265. *Schreyer W., Seifert F.* Am. J. Sci., 1969, 267, N 3, 371.
 266. *Seifert F.* Contrib. min., petrol., 1973, 41, N 2, 171; Contrib. min., petrol., 1976, 57, N 2, 179.
 267. *Green T. H., Vernon R. H.* Contrib. min., petrol., 1974, 46, N 3, 215.
 268. *Vernon R. H.* Contrib. min., petrol., 1972, 35, N 2, 125.
 269. *Richardson H. M., Rigby G. R.* Min. Mag., 1949, 28, N 205, 574; *Schraier J. F., Yagi K.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 471.
 270. *Малиновский И. Ю.* ДАН СССР, 1967, 173, № 4, 893.
 271. *Snow R. B. J.* Am. Ceram. Soc., 1943, 26, 11.
 272. *Weisbroad A.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1974, 97, N 2—5, 261.
 273. *Langer K.* Am. Min., 1971, 56, N 9-10, 1689.
 274. *Демина Т. В., Бобр-Сергеев А. А., Богданова Л. А.* В кн.: Геохимические методы поисков. Методы анализа. СО АН СССР. Иркутск, 1977, 124.
 275. *Демина Т. В., Бобр-Сергеев А. А., Безделкин В. В.* В кн.: Ежегодник 1975, СибГЕОХИ, Иркутск, Вост.-сиб. кн. изд-во, 1976, 248; *Бобр-Сергеев А. А., Безделкин В. В., Демина Т. В., Михайлов М. А.* В кн.: Эксперимент в области технического минералообразования. М.: Наука, 1975, 201.
 276. *Boone G. M., Wheeler E. P.* Am. Min., 1968, 53, N 1-2, 327.
 277. *Gregnanin A., Viterbo C.* Rend. Soc., min. Ital., 1965, 21, 113.
 278. *Tisdall F. S. H.* Gemmologist, London, 1962, 31, N 373, 139; *Iyer L. A. N., Thiagarajan R.* Bull. Geol. Surv. India, Ser. A, 1961, N 18, 78.

Кордиерит — cordierite. $\text{Na}_{0,14}\text{K}_{0,08}\text{Ca}_{0,06}\text{Al}_{2,33}\text{Fe}_{0,27}^{2+}\text{Fe}_{0,14}^{3+}\text{Mg}_{0,56}(\text{OH})_2[\text{Si}_{3,14}\text{O}_{10}] \cdot 2,4 \text{H}_2\text{O}$. Продукт изменения кордиерита. Название от слов «кордиерит» и греч. φαγος — (фагос) «пожирающий» [1]. Встречается в виде гелевидных масс. Уд. в. 2,416. Тв. $3\frac{1}{2}$. Цвет буровато-зеленоватый, серовато-зеленоватый, зеленовато-желтовато-бурый до коричневого. Бл. смоляная до восковой. Излом плоско-раковистый. Изотропный. В проходящем свете зеленовато-бурый, бесцветный, $n = 1,550$. Под микроскопом обнаруживаются волокнистая, петельчатая и сетчатая структуры.

Анализы:

	1	2	1	2	1	2		
K ₂ O	0,76	0,94	FeO	4,32	1,39	H ₂ O ⁺	3,92	4,73
Na ₂ O	1,10	1,93	Al ₂ O ₃	28,64	31,97	H ₂ O ⁻	9,80	13,70
MgO	5,00	1,54	Fe ₂ O ₃	2,60	5,01	Сумма	99,39	99,67
CaO	0,86	1,13	SiO ₂	42,26	37,24	Уд. в.	2,416	2,418
MnO	0,02	Не обн.	TiO ₂	0,11	0,09			

1 — из Чудново-Бердичевского гранитного массива (Украина), анал. Панченко [1]; 2 — из гранулитоз Подолии [2].

П.п.тр. становится белым. Главная масса воды выделяется при температурах 300—350°. Образуется по кордиериту вместе с силлиманитом и мусковитом. Обнаружен в гранитах и пегматитах Чудново-Бердичевского гранитного массива [1] и в гранулитах по р. Лядовой в Подолии [2].

Л и т е р а т у р а

1. *Ивантишин М. М.* Геол. журн. АН УкрССР, 1953, 13, вып. 2, 76.
2. *Слензак О. И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Изд-во АН УССР, 1960.

Секанинаит Sekaninaite
(Fe, Mg)₂[Al₄Si₅O₁₈] · nH₂O

Назван по имени профессора И. Секанина, впервые нашедшего минерал в 1928 г. Название предложено для члена изоморфного ряда кордиеритов с Fe > Mg [1].
Синон. Феррокордиерит — ferrocordierite, iron-cordierite (Бьюккинг, 1900; Фермор, 1923).

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{20} - Ccmt$. $a_0 = 17,186$, $b_0 = 9,827$, $c_0 = 9,298$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,749 : 1 : 0,946$; $Z = 4$. $\Delta = 0,19 - 0,21^\circ$ для минерала из Долни-Боры (ЧССР) [1, 2]. Для искусственного Fe₂Al₄Si₅O₁₈ $a_0 = 17,065$, $b_0 = 9,726$, $c_0 = 9,287$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,754 : 1 : 0,954$ [3]. $a_0 = 17,234$, $b_0 = 9,824$, $c_0 = 9,298$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,754 : 1 : 0,946$ [4].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$. $a : b : c = 0,572 : 1 : 0,541$ (отношение осей приведено в соответствии с морфологической установкой кордиерита).

Формы [1]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	m 110	60°14'	90°00'
b 010	0°00'	90 00	d 130	30 14	90 00
a 100	90 00	90 00			

Пластинчатость по (001). Обычны двойники по (110) и (130), часто полисинтетические.

Физ. св. Сп. по (100) несовершенная; отдельность по (001). Тв. 7—7,5. Уд. в. 2,77. Цв. голубой, синевато-фиолетовый [1]. Обладает видимым триохроизмом: на (100) — светло-серовато-желтоватый, на (010) — серовато-белый, на (001) — темный голубовато-фиолетовый [1]. Коэффициент термического расширения $2,3 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ между 100 и 1000° [5]. Стандартная свободная энергия образования $\Delta G_{298}^0 = -1240$ ккал/моль [6]. ИК-спектр секанинаита близок ИК-спектру кордиерита (см. фиг. 63₃).

Микр. В шлифах плеохроирует: по Ng — светло-голубой, по Nm — голубой или фиолетово-голубой, по Np — бесцветный. $Nm > Ng > Np$. Двуосный (—). $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$. $n_g = 1,573$, $n_m = 1,569$, $n_p = 1,559$, $n_g - n_p = 0,014$; $2V = 68 - 70^\circ$. $r < v$, слабая [1].

Хим. Железосодержащий аналог кордиерита, образующий с ним непрерывную изоморфную серию твердых растворов [1]. Секанинаит из Церберан-Колдрон в Австралии содержит 19,64% FeO [7].

Анализы минерала из Долни-Боры, анал. Мишковский [1]:

	1	2		1	2
Na ₂ O	0,68	0,70	Fe ₂ O ₃	0,91	0,87
K ₂ O	0,03	0,04	SiO ₂	45,10	45,02
MgO	1,69	1,57	TiO ₂	0,04	0,03
CaO	0,39	0,50	H ₂ O ⁺	1,84	1,72
MnO	0,92	0,94	H ₂ O ⁻	0,12	0,13
FeO	17,85	17,65	Сумма	100,20	99,88
Al ₂ O ₃	30,63	30,71			

Повед. при нагр. На дифференциальной кривой нагревания фиксируются эндотермическое понижение в интервале 20—300° (потеря воды) и экзотермический эффект при 780° (окисление Fe²⁺). Кривая потери веса указывает на постепенное выделение воды до 500° [1].

Наход. Обнаружен в зоне альбитизации пегматитов близ Долни-Боры в Западной Моравии (Чехословакия) [1] с ортоклазом, кварцем, мусковитом, биотитом. В риолитах и риодацитах Церберан-Колдрон в Виктории (Австралия); возможно, является остаточным минералом метаморфических пород,

претерпевших частичное переплавление [7]. Отмечен в ряде месторождений Японии: Китасугама в преф. Фукусима, Иде в преф. Киото, Исии в преф. Ямагучи и др. [8]. Железосодержащий кордиерит, по структуре близкий к индиалиту, установлен в Сугаме, плато Абукума (Япония) вместе с кварцем, плагиоклазом, силлиманитом, турмалином, ортитом, лепидомеланом [9].

Искусств. Fe-кордиерит синтезировался и изучался многими исследователями [4, 9—12]. Он был получен при температуре, близкой к температуре образования Mg-кордиерита, но при более низких значениях P_{H_2O} [13]. Гидротермальным способом синтезирован из смеси порошка кристобалита, $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ и Fe-соли щавелевой кислоты при 550—600° и давлении 2 кбар в период времени от 96 часов до 2 месяцев [9, 10]. При нагревании смеси CaO, Al_2O_3 и SiO_2 в соответствующих пропорциях получен в течение 10 суток при 600° и давлении воды 500 атм в кислых растворах хлоридов Na и Fe [14]; также из смеси кристобалита и моноклинного хлоритоида при нагревании до 600° и давлении 1 кбар [15]. Получен при сплавлении смеси FeCO_3 , Al_2O_3 и $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ в соответствующих пропорциях при 1000° в течение 10—12 часов [11]. Стабилен лишь при температурах 450—600° [4]. По Ричардсону [16], поле стабильности ассоциации кварц — Fe-кордиерит лежит ниже 4 кбар.

Отл. От кордиерита отличается по составу, большим значением параметров элементарной ячейки, удельному весу и показателям преломления.

Изм. Переходит в хлорит, Fe-антофиллит и глинистые минералы [1].

Межплоскостные расстояния секанинита из Долни-Боры [1] *

CuK α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр									
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d	
200; 110	100	8,583	332	6	2,434	802	10	1,9521	
400	5	4,300	004	23	2,324	442	8	1,9352	
112	83	4,081	711; 531	7	2,305	821	9	1,9251	
312	100	3,386	241	6	2,289	713; 424	18	1,8873	
022	100	3,376	423	13	2,238	533; 243	26	1,8810	
402	47	3,156	133	5	2,222	640	15	1,8631	
222	64	3,143	622	16	2,186	350	9	1,8556	
511; 421	74	3,066	042	11	2,174	351	6	1,8263	
131	57	3,043	800	6	2,145	334	21	1,8014	
600	13	2,862	712; 440	10	2,129	10.0.0.	15	1,7196	
512; 422	42	2,665	532	18	2,117	624	48	1,6952	
620	18	2,476	242	16	2,109	044	38	1,6905	
040	15	2,456	820	15	1,9673				

* $\Delta = 0,19-0,21^\circ$.

Л и т е р а т у р а

1. Stanek J., Miskovsky J. Casop. min., geol., 1964, 9, с. 2, 191; Stanek J., Miskovsky J. Scripta Fac. sci. nat. UJEP, brun. geol., 1975, 5, N 1, 21.
2. Strunz H., Tennyson Ch., Uebel P. J. Aufschluss, 1970, H. 1, 2.
3. Eberhard E. Zs. Krist., 1962, 117, 171.
4. Schreyer W. Beitr. Min., Petr., 1965, 11, H. 3, 297.
5. Richardson H. M., Rigby G. R. Min. Mag., 1949, 28, N 205, 547.
6. Froese E. Canad. Min., 1973, 11, pt 5, 991.
7. Birch W. D., Gleadow A. J. W. Contrib. min., petrol., 1974, 45, N 1, 1.
8. Introduction to Japanese minerals. Geol., Surv. Japan, 1970, 41.
9. Sambonsugi M., Yagi K. Am. J. Sci., 1957, 33, N 4, 190.
10. Oppenheimer L. N. Jb. Min., 1915, 1, 175.
11. Dittler E., Köhler A. Zbl. Min., 1938, A, 149.
12. Schraier J. F., Yagi K. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 471.
13. Schreyer W., Yoder H. S. N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 101, H. 3, 271.
14. Малиновский И. Ю. ДАН СССР, 1967, 173, № 4, 893.
15. Wenk H. R., Wenk E., Wallace J. H. Schweiz. min., petr., Mitt., 1974, 54, H. 2—3, 507.
16. Richardson S. W. J. of Petrology, 1968, 9, N 3, 457.

Индиалит Indialite



Назван по месту находки [1]. Возможно, отвечает искусственной высокотемпературной α -модификации кордиерита (α - $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$).

Кроме высокотемпературной фазы α - $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ искусственно получена более низкотемпературная фаза того же состава β - $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ — низкотемпературный индиалит. Структурные различия их, по-видимому, незначительные [2]. Мияширо [3] рассматривает β -форму как низкотемпературный со слабо искаженной структурой кордиерит. По Шрайеру и Шереру [4], природный индиалит относится к высокотемпературному кордиериту (high cordierite). Структуру индиалита имеет искусственное соединение $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$. Согласно Сорелу [5], α - и β -модификации $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ не идентичны индиалиту.

Синон. Магнезиальный кордиерит — magnesia-cordierite [6].

Характ. выдел. Отдельные зерна.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — $P6/mcc$, $Z = 2$. В строгом смысле не является гексагональным (возможно наличие сверхструктуры или искажений в решетке) [7]. В отличие от кордиерита характеризуется неупорядоченным распределением Si и Al в структуре, индекс искажения структуры у индиалита близок к 0.

Мигер и Джибс [8] предлагают относить индиалит (и кордиерит) к каркасным силикатам, поскольку ими установлено неупорядоченное распределение Al не только в шестичленных кольцах, а во всех тетраэдрах структуры.

a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Местонахождение	Ссылка
9,812	9,351	1 : 0,953	Бокаро, Индия	[1]
9,800	9,345	1 : 0,954	Бокаро, Индия	[8]
9,825	9,325	1 : 0,949	Альенде, Мексика	[9]
			Искусственные	
9,782	9,365	1 : 0,957	α - $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	[2]
9,792	9,349	1 : 0,954	β - $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	[2]
9,860	9,285	1 : 0,932	$\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	[10]

Физ. св. Бесцветный. Уд. в. (вычисл.) 2,492 [1]. У искусственного индиалита (α -форма) низкий коэффициент термического расширения; в образцах, содержащих 40—60% индиалита, коэффициент термического расширения 2,5—3·10⁻⁶/°C [11]. ИК-спектр индиалита см. в статье „Кордиерит“ (фиг. 63₂).

Микр. Одноосный (—), частью аномально двуосный. $n_o = 1,539$, $n_e = 1,534$, $n_o - n_e = 0,004$ (Бокаро, Индия) [2]. $n_o = 1,528$, $n_e = 1,524$ (искусственная α -форма). $n_o = 1,541$, $n_e = 1,537$ (искусственная β -форма). Для аномально двуосного индиалита из метеорита Альенде $2V_{Np} = 20^\circ$, достигает 50—90°. В скрещенных николях наблюдаются двойники, подобные кордиеритовым или более сложные; возможно, с ними связаны оптические аномалии (наиболее отчетливая двойниковая структура наблюдалась у оптически аномального индиалита) [2]. В отраженном свете светло-розовый [9].

Хим. Теор. состав: MgO — 13,68, Al₂O₃ — 34,96, SiO₂ — 51,36. Часть Mg замещается Fe. В индиалите из Бокаро отношение Mg : Fe = 7 : 3 [1].

Анализ индиалита из метеорита Альенде (выполнен на электронном микрозонде, среднее для 10 проб) [9]: Na₂O — 4,4, K₂O — 0,6, MgO — 10,7, CaO — 0,1, FeO — 0,4, Al₂O₃ — 34,1, Cr₂O₃ — 0,1, SiO₂ — 50,5; сумма 100,9.

Повед. при нагр. Плавится около 1460° [2]. По Мияширо [2], Mg-индиалит стабилен около 1440° (до плавления). Fe-составляющая снижает температуру стабильности индиалита. Искусственный α - $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ после продолжительного нагревания постепенно переходит в кордиерит [3,5]. Переход индиалита в кордиерит, по Йодеру [12], осуществляется при 830° и давлении 1 кбар. По Шрайеру и Шереру [13], индиалит из Бокаро стабилен при нагревании до 1000° в течение 19 дней и давлении 1 атм, переход в кордиерит при том же давлении происходит при 1250° в течение 7 дней.

Нахожд. Очень редок, очевидно благодаря метастабильности. Впервые найден в угольном бассейне Бокаро (Индия) в продуктах переплавления осадоч-

ных пород при горении каменного угля. У Рамнагара в Индии обнаружен в витрофитрах и контактовых роговиках [14]. Содержится в нодулях хондрита Альенде, упавшего в Мексике в 1969 г.; ассоциируется с энстатитом, анортитом, шпинелью, оливином и содалитом [9]. Возможно нахождение индиалита в некоторых пирометаморфических породах, например, образующих включения в базальтах.

Искусств. Индиалит образуется при получении кордиерита как метастабильная фаза, которая после продолжительного нагревания преобразуется в кордиерит с постепенным увеличением индекса искажения Δ . Скорость этого перехода увеличивается с повышением температуры и давления воды. Индиалит синтезирован при температурах от 1000 до 1300° при сплавлении соответствующих окислов с последующей раскристаллизацией стекла; гидротермальным способом он получен в течение 368 часов при 720° и давлении 1 кбар [2, 15]. Железистый индиалит синтезирован Шайрером и Яги [10] при изучении системы $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (образует тройную эвтектику при 1083° с фаялитом и тридимитом). См. также соответствующий раздел в статье «Кордиерит».

При высоких температурах в искусственных системах получены твердые растворы индиалита и берилла. При 1300° Mg-индиалит может содержать 40—45% молекулы берилла (параметры элементарной ячейки индиалита понижаются с увеличением содержания молекулы берилла в твердом растворе). Берилл при той же температуре содержит до 20% индиалита. Отмечена область несмесимости между 55% индиалита (45% берилла) и 20% индиалита (80% берилла) [15, 16]. Неупорядоченный искусственный индиалит, полученный из расплава, является изоструктурным компонентом почти полных рядов твердых растворов $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} - \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ [17]. Эти твердые растворы неустойчивы; продолжительное нагревание при более высоких температурах приводит к их распаду [18].

Отл. От кордиерита отличается оптически и по рентгенограмме. Различия между искусственными высоко- и низкотемпературным индиалитом основаны на оптических данных.

Практ. знач. Искусственно полученный индиалит применяется при изготовлении огнеупорных керамических изделий.

Межплоскостные расстояния индиалита из Бокаро (Индия) *

Сд-антикатод								
<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>
100	100	8,48	112	45	3,385	212	21	2,649
110	18	4,91		18	3,206	004	14	2,338
102	55	4,096	202	25	3,142	224	11	1,693
	18	3,473	211	55	3,037			

* ASTM, 12-245.

Л и т е р а т у р а

1. Miyashiro A., Iiyama T. Proc. Japan. Acad., Tokyo, 1954, 30, N 8, 746.
2. Miyashiro A., Iiyama T., Yamasaki M., Miyashiro T. Am. J. Sci., 1955, 253, N 4, 185.
3. Miyashiro A. Am. J. Sci., 1957, 255, N 1, 43.
4. Schreyer W., Schairer J. F. Zs. Krist., 1961, 116, 60.
5. Sorrell Ch. A. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, N 7, 337.
6. Shibata H. Japanese J. geol., geogr., Trans. a. abstr., 1936, 13, N 3-4, 205.
7. Sugiura K., Terada Sh. J. Japan. Assoc. min., petr., econ., geol., 1956, 40, N 3, 127; Sugiura K., Terada S. Ganseki Kobutsu Kosho Gakkaishi, 1957, 41, 39 (no peferary Chem. Asbtr., 1958; 52, 7955).
8. Meagher E. P., Gibbs G. V. Canad. Min., 1977, 15, pt. 1, 43.
9. Fuchs L. H. Am. Min., 1969, 54, N 11-12, 1645.
10. Schairer J. F., Yagi K. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 471.
11. Gugel F. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1967, 44, H. 11, 547.
12. Yoder H. S. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 569.
13. Schreyer W., Schairer J. F. J. of Petrology, 1961, 2, N 3, 324.

14. Subramaniam A. P. Current Science, 1955, 24, N 3, 91.
 15. Newton R. C. Min. Mag., 1966, 35, N 275, 920.
 16. Borchert W., Gugel E., Petzenhauser J. N. Jb. Min., Monatsh., 1970, H. 9, 385.
 17. Iiyama T. Mineral. J. Japan, 1956, 1, N 6, 372.
 18. Schreyer W., Yoder H. S. Carnegie Inst., Washington, 1961, Year Book N 60, 147.

СТРУКТУРА ТИПА МИЛАРИТА

ГРУППА МИЛАРИТА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. г.
Рёддерит $(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Гексаг.	10,14	14,27	2,6
Меррихьюит $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Гексаг.	10,16	14,32	2,87
Миларит $\text{K Ca}_2\text{Al Be}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$	Гексаг.	10,40	13,80	2,52
Осумилит $(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}, \text{Al}]_{12}\text{O}_{30}$	Гексаг.	10,15	14,28	2,64
Ягиит $(\text{Na}, \text{K})_{1,5}\text{Mg}_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3[\text{Si}, \text{Al}]_{12}\text{O}_{30}$	Гексаг.	10,09	14,29	2,70
Арменит $\text{Ba Ca}_2\text{Al}_3[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{30}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гексаг.	10,69	13,90	2,76
Бреннокит $\text{K Li}_3\text{Sn}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Гексаг.	10,02	14,25	3,08
Согдианит $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Гексаг.	10,09	13,98	2,90
Сугилит $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2$ $(\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Гексаг.	10,007	14,000	2,74
Дарапиозит $\text{KNa}_2\text{Li MnZn Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$	Гексаг.	10,32	14,39	2,92

Минералы группы миларита объединяются общностью структуры — наличием сдвоенных колец $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$, состоящих из $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров. Катионы в тетраэдрической и октаэдрической координации соединяют кольца в трехмерный каркас. Сдвоенные кольца в направлении оси c уложены так, что обеспечивают крупным катионам K , Na , Ca , Ba координацию 12. В искусственном $\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ для избыточного K было установлено ранее неизвестное положение с координацией 9 [1, 2]. Молекулы воды, достоверно установленные только в миларите и армените, располагаются внутри двойного гексагонального кольца на осях 3-го порядка со смещением из центра пустот [3, 4, 5]. Форбес и др. [1, 2] предлагают обобщенную кристаллохимическую формулу для минералов этой группы: $\text{A}_2^{[6]}\text{B}_2^{[9]}\text{C}^{[12]}\text{D}^{[18]}\text{T}(2)^{[4]}\text{T}(1)^{[4]}\text{O}_{30}$, где A — Mg , Ca , Fe , Sn , Mn , Ti , Zr , Sr , Co , Nb ; B — K , Na , Mg , Fe , H_2O (или H_3O); C — K , Na , Ca , Ba , Y , Yb , Pb ; D — H_2O ; $\text{T}(2)$ — Al , Be , Mg , Fe , Ti , Li , V ; $\text{T}(1)$ — Si , Al , Mg .

Сандомирский и др. [6] рассматривают структуры минералов данной группы как производные структуры α -цельзиана.

Минералы группы миларита можно подразделить на: 1) алюминийсодержащие — осумилит с $\text{K} > \text{Na}$ и $\text{Fe} > \text{Mg}$ или $\text{Mg} > \text{Fe}$ в «осумилите- (K, Mg) » [7] и до 5 атомов Al на формулу, ягиит с $\text{Na} > \text{K}$ и $\text{Mg} > \text{Fe}$ и до 5 атомов Al на формулу, арменит — до 6 атомов Al на формулу, миларит с 1—3 атомами Al на формулу; 2) безалюминиевые или содержащие мало Al — рёддерит с $\text{Na} > \text{K}$ и $\text{Mg} > \text{Fe}$, меррихьюит с $\text{K} > \text{Na}$ и $\text{Fe} > \text{Mg}$, согдианит, бреннокит, дарапиозит с $\text{K} > \text{Na}$, сугилит с $\text{Na} \geq \text{K}$. Предполагается существование полного изоморфного ряда между меррихьюитом и рёддеритом, с одной стороны, и между этими двумя минералами и осумилитом, с другой [8]. Твердые растворы между искусственными $\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ и $\text{Na}_2\text{Mg}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ указаны Эрнстом [9]. Ягиит, рёддерит и меррихьюит — редкие минералы метеоритов. Как показывают данные, полученные при изучении системы K_2O (Na_2O) — MgO — SiO_2 [10], их образование происходило при относительно низком давлении и высокой температуре, избытке щелочей, Mg , Fe и незначительной роли Al (при образовании рёддерита и меррихьюита); такие условия редко осуществляются в земной коре, но возможны в ее глубинных частях [10]. Структуру осумилита имеют искусственные соединения: $\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ [1, 11], $\text{Na}_2\text{Mg}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ [10] и по крайней мере 5 кристаллических фаз различного состава, не содержащих щелочей и образу-

щихся в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ [10, 12], а также несколько различных по составу фаз, синтезированных при изучении системы $Na_2O-MgO-SiO_2$ (подробные данные не опубликованы) [10].

Л и т е р а т у р а

1. Khan A. A., Baur W. H., Forbes W. C. Acta Cryst., 1972, В 28, pt. 1, 267.
2. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.
3. Bakakin V. V., Solov'eva L. P. Acta Cryst., 1966, 21, A-41, 5.
4. Бакакин В. В., Соловьева Л. П., Соловьева Л. П. Кристаллография, 1974, 19, вып. 4, 741.
5. Иовчева Э. И., Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1966, 170, № 6, 1394.
6. Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1978, 238, № 4, 851.
7. Chinner G. A., Dixon P. D. Min. Mag., 1973, 39, N 302, 189.
8. Bunch T. E., Fuchs L. H. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 14.
9. Ernst W. G. Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 19, N 1, 10.
10. Seifert F., Schreyer W. Contrib. min., petrol., 1969, 22, N 3, 190.
11. Fuchs L. H., Frondel C., Klein C. Am. Min., 1966, 51, N 7, 949.
12. Schreyer W., Schairer J. F. Am. Min., 1962, 47, N 1-2, 90.

Рёддерит Roedderite (Na, K)₂(Mg, Fe)₅[Si₁₂O₃₀]

Назван по имени Э. Рёддера — сотрудника Геологического комитета США, впервые получившего соединение такого состава при изучении системы $K_2O-MgO-SiO_2$ [1].

Характ. выдел. Зерна до 0,1 мм, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с D_{6h}^2 — $P6/mcc$. $a_0 = 10,139$, $c_0 = 14,275$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,408$; $Z = 2$ [1]. $a_0 = 10,138$, $c_0 = 14,302$ Å [2]. Изоструктурен с осумилитом и искусственными $Na_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ и $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$. У искусственного $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$: $a_0 = 10,220$, $c_0 = 14,149$ Å [3]; $a_0 = 10,222$, $c_0 = 14,152$ Å [4]. У искусственного $Na_2Mg_5Si_{12}O_{30}$: $a_0 = 10,15$, $c_0 = 14,26$ Å [3].

Кристаллы (1—2 мм) из вулканических выбросов Эйфеля (ФРГ) призматические или таблитчатые с формами (0001), (10 $\bar{1}$ 0), (11 $\bar{2}$ 0), (10 $\bar{1}$ 2).

Физ. св. Сп. не наблюдалась. Уд. в. около 2,6 (вычисл. 2,63). Бесцветный.

Микр. Одноосный (+), иногда двуосный (+) [5]. $n_e = 1,542$, $n_o = 1,537$, $n_e - n_o = 0,005$ (хим. анализ 1) [1]; $n_p = 1,536$, $n_g = 1,543$, $2V = 5-8^\circ$ (хим. анализ 2) [5]; $n_e = 1,548$, $n_o = 1,543$ (хим. анализ 3) [2]. Двуосность (как и у других минералов группы осумилита), вероятно, вызвана некоторой упорядоченностью и понижением симметрии [6].

Хим. В рёддерите $Na > K$, $Mg > Fe$, атомное отношение $Si : Al > 7$ [1]. Содержит небольшое количество Fe^{3+} и Al. Формула согласно структурным позициям: $(Mg, Fe)_2Na(K, Na)Mg_3Si_{12}O_{30}$ [4]. Вероятно, существуют полные ряды твердых растворов рёддерит — меррихьюит (замещение Na на K и Mg на Fe^{2+}), а также между рёддеритом — меррихьюитом и осумилитом (замещение $(Mg, Fe)Si$ на $2Al$). О минерале промежуточного состава между меррихьюитом и рёддеритом см. стр. 143.

Анализы (микронзондовые):

	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Сумма
1	4,0	3,3	19,5	—	2,0	0,4	71,0	—	100,2
2	5,3	3,8	19,0	—	0,4	2,5	68,0	—	99,0
3	3,32	4,33	18,85	0,37	0,97	0,61	71,10	0,07	99,62

1 — из метеорита Индарх, Закавказье (среднее из 6 определений), анал. Клайн, Нолес и Фукс [1]; 2 — из метеорита Каньон-Диабло, США [5]; 3 — из вулканических выбросов вулкана Беллерберг, Эйфель (ФРГ), содержит ZnO — 0,34, CuO — 0,13 [2].

Повед. при нагр. Искусственный $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ плавится инконгруэнтно с образованием $MgSiO_3$ + жидкость при температуре около 820° и давлении около 6,5 кбар [3].

Нахожд. Обнаружен впервые в двух метеоритах. В энстатитовом хондрите Индарх, упавшем в Закавказье в 1891 г.; ассоциируется с энстатитом, клино-

энстатитом, троилитом, никель-железом, шрейберзитом, плагиоклазом, тридимитом, ольдгамитом, стеклом и углеродом [1]. В железном метеорите Каньон-Диабло (США) ассоциируется с форстеритом, альбитом, рихтеритом и криновитом в графитовых нодулях [5, 7, 8]. В земных условиях найден в пустотках ксенолитов гнейсов, выброшенных вместе с тефритовой лавой вулканом Беллерберг, Эйфель (ФРГ) [2].

Искусств. Искусственная фаза $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ синтезирована гидротермальным и сухим способами при различных температурах и давлениях. В безводной системе $K_2O - MgO - SiO_2$ впервые синтезирован Рёддером [9]; стабилен на контакте с клиноэнстатитом и кремнеземом, с форстеритом и клиноэнстатитом и, возможно, с лейцитом. В отсутствии воды не стабилен при давлениях между 7 и 32,5 кбар [3]. В гидротермальных условиях имеет ограниченную стабильность, разрушается с образованием кварца и слюды при 595° и давлении 1 кбар или при 650° и 2 кбар [3]. Изучено также соединение $Na_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ в системе $Na_2O - MgO - SiO_2$ [10].

Гидротермальным путем рёддерит получен нагреванием стекла состава $K_2O \cdot 12SiO_2$ и MgO в течение 15 часов при 800° и давлении водяных паров 1 кбар [9, 10]. Железосодержащий рёддерит отмечен как продукт разложения Na-амфибола при давлении водяного пара менее 0,5 кбар [11]. Образуется при разложении рихтерита при давлении водяного пара менее 0,5 кбар [12]. Синтезирован при разложении искусственно полученной слюды состава $KMg_3Si_4O_{11}(OH)$ при 790° и давлении водяного пара 2 кбар [4]. При получении из оксидов образуется в интервале температур 750—840° и давлении водяного пара 1 кбар [4].

Межплоскостные расстояния рёддерита из метеорита Индарх [1]

$CuK\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

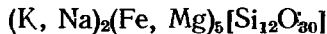
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
0002	64	7,15	12 $\bar{3}$ 1	77	3,239	12 $\bar{3}$ 6	5ш.	1,936
10 $\bar{1}$ 2	36	5,540	30 $\bar{3}$ 0; 11 $\bar{2}$ 4	67	2,922	14 $\bar{5}$ 1	5	1,902
11 $\bar{2}$ 0	22	5,084	20 $\bar{2}$ 4	44	2,772	14 $\bar{5}$ 2	8	1,853
20 $\bar{2}$ 0	32	4,391	12 $\bar{3}$ 3	14	2,720	0008	13	1,784
20 $\bar{2}$ 2	66	3,747	12 $\bar{3}$ 4	12	2,435	21 $\bar{3}$ 7	10ш.	1,737
0004	100?	3,570	0006	9	2,375	42 $\bar{3}$ 2	5ш.	1,621
12 $\bar{3}$ 0	13ш.	3,35	1343	7	2,171	24 $\bar{6}$ 3	5ш.	1,570
10 $\bar{1}$ 4	26	3,309	40 $\bar{4}$ 2; 02 $\bar{2}$ 6	11ш.	2,094	16 $\bar{7}$ 1; 23 $\bar{5}$ 8	5ш.	1,335

Л и т е р а т у р а

1. Fuchs L. H., Frondel C., Klein C. *Am. Min.*, 1966, 51, N 7, 949.
2. Hentschel G., Abraham K., Schreyer W. *Contrib. min., petrol.*, 1980, 73, N 2, 127.
3. Seifert F., Schreyer W. *Contrib. min., petrol.*, 1969, 22, N 3, 190.
4. Khan A. A., Baur W. H., Forbes W. S. *Acta Cryst.*, 1972, B 28, pt 1, 267; Forbes W. S., Baur W. H., Khan A. A. *Am. Min.*, 1972, 57, N 3-4, 463.
5. Olsen E. *Am. Min.*, 1967, 52, N 9-10, 1519.
6. Schreyer W., Schairer J. F. *Am. Min.*, 1962, 47, N 1-2, 90.
7. Вдовыкин Г. П. Метеорит Каньон-Дьябло. М.: Наука, 1971, 61.
8. Olsen E., Fuchs L. H. *Science*, 1968, 161, N 3843, 786.
9. Roedder E. W. *Am. J. Sci.*, 1951, 249, N 3, 224.
10. Schairer J. F., Yoder H. S., Keene A. G. *Carnegie Inst. Washington, Year book*, 1954, 53, 123.
11. Ernst W. G. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1960, 19, N 1, 10.
12. Forbes W. S. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 997.

В измененном в результате фумарольной деятельности андезита с о-ва Сацума-Иво, преф. Кагосима (Япония) найден минерал, по рентгеновским и оптическим константам отнесенный к рёддериту. Цвет голубой. Встречен в зернах (до 1 мм) и в сплошных выделениях. Плеохроизм от голубого до бесцветного. Характеризуется промежуточным составом между рёддеритом и меррихьюитом. Анализ двух образцов (электронным зондом): $Na_2O - 3,0, 1,5$; $K_2O - 3,1, 3,1$; $MgO - 14,3, 14,9$; $CaO - 0,0, 0,0$; FeO (общее Fe) — 8,4, 8,5; $MnO - 0,5, 0,5$; $Al_2O_3 - 0,5, 0,4$; $SiO_2 - 69,4, 70,4$; $TiO_2 - 0,0, 0,1$; сумма 99,2, 99,4. Ассоциируется с анортоклазом, авгитом, гиперстеном. (Okumura K., Ono K., Kanehara K., Shigeno H. *Abstract of Autumn Allied Meeting, Kagoshima*, 1976, 67).

Меррихьюит Merrihueite



Назван по имени К. М. Меррихью — американского исследователя метеоритов [1].

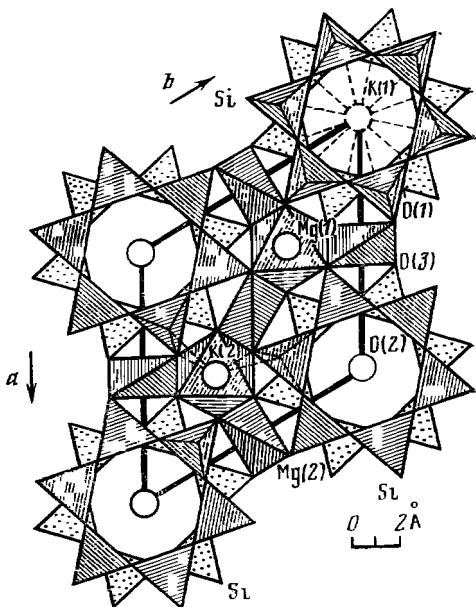
Характ. выдел. Агрегаты мельчайших зерен (до 150 мкм в диаметре)

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^2 - P6/mcc$. $a_0 = 10,16$, $c_0 = 14,32$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,409$; $Z = 2$ [1]. Изоструктурен с осумилитом [1, 2], с искусственными $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ [3] и $Na_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ [4]. Изучена структура искусственного, соединения $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ [5] (фиг. 65). Для него доказана структурная формула $Mg_2^{[6]} K^{[9]} K^{[12]} Mg_3^{[4]} Si_{12}^{[4]} O_{30}$. На основании расшифровки именно этой структуры выведена общая кристаллохимическая формула для всех минералов группы миларита [5, 6]: $A_2^{[6]} B_2^{[9]} C^{[12]} D^{[18]} T(2)_3^{[4]} T(1)_{12}^{[4]} O_{30}$. Для меррихьюита она будет иметь вид: $Fe_2Na(K, Ca)(Fe, Mg)_3[Si_{12}O_{30}]$.

В структуре искусственного $K_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ двойные гексагональные кольца состава $[Si_{12}O_{30}]$ образованы тетраэдрами SiO_4 , где Si находится в позиции T(1); тетраэдры внутри колец соединены при помощи O(2); атомы O(1) связывают единичные кольца в двойные. Атомы Mg имеют двойную координацию; два атома Mg(1) находятся в октаэдрах A (в миларите — Ca), а три атома Mg(2) — в позиции T(2) и имеют тетраэдрическую координацию. Атомы K также занимают две позиции: K в позиции C имеет координацию 12, как в миларите, и в позиции B координацию 9. Присутствие K в позиции B увеличивает параметр a_0 и уменьшает параметр c_0 . Позиции D внутри гексагонального кольца не заняты.

Межатомные расстояния (в Å) [5]:

K(1) — O(1) = 3,015
K(2) — O(1) = 2,635
K(2) — O(3) = 3,003
Mg(1) — O(3) = 2,104
Mg(2) — O(3) = 1,955
K(2) — Mg(1) = 3,538
Mg(1) — Mg(2) = 2,551
K(1) — Si = 3,702
K(2) — Si = 3,296
Mg(1) — Si = 3,050
Si — Si = 3,148; 3,181
Si — O(1) = 1,613
Si — O(2) = 1,625; 1,630
Si — O(3) = 1,585
O(3) — Mg(1) — O(3) = 82,8°; 88,7°; 176,0°; 94,3°
O(1) — Si — O(2) = 109,6°; 108,7°
O(1) — Si — O(3) = 111,8°
O(2) — Si — O(2) = 104,8°
O(2) — Si — O(3) = 109,2°; 112,5°



Фиг. 65. Структура искусственного меррихьюита в проекции вдоль оси c (по Кану и др.)

Физ. св. Уд. в. 2,87 (вычисл.). Цв. зеленовато-синий.

Микр. Плеохроирует от бесцветного до зеленовато-синего. Агрегатный характер зерен затрудняет определения оптических констант. Одноосный или двuosный. $n_g' = 1,592$, $n_p' = 1,599$. Двупреломление низкое до среднего с харак-

терными аномальными цветами интерференции — синими и пурпурными. Заметное изменение дупреломления в различных зернах, возможно, зависит от содержания железа. $2V = 5-10^\circ$.

Хим. К меррихьюиту предлагается относить минералы с $K > (Na + Ca)$, $(Fe + Mn) > Mg$ и $Al : (Al + Si) \leq 0,2$ [1]. Состав меррихьюита из хондрита Меце-Мадарас, определенный при помощи электронного микронзонда (среднее для 5 зерен): $Na_2O - 2,0$, $K_2O - 3,8$, $MgO - 4,4$, $CaO - 0,3$, $MnO - 0,5$, $FeO_{общ} - 23,7$, $Al_2O_3 - 0,2$, $SiO_2 - 61,8$; сумма 96,7. Содержание FeO в природном меррихьюите от 10,5 до 24,8%. Минерал из Сибири имеет промежуточный состав между меррихьюитом и рёддеритом [7]: $Na_2O - 0,99$, $K_2O - 5,21$, $MgO - 18,50$, $CaO - 0,47$, $FeO - 13,14$, $Al_2O_3 - 0,33$, $SiO_2 - 61,40$, сумма 100,04.

Повед. при нагр. См. соответствующий раздел при рёддерите.

Наход. Обнаружен лишь в составе хондрита Меце-Мадарас в ассоциации с клиноэнстатитом и клиногиперстеном; нередко окружен каемкой фаялита, содержащей никель-железо [1]. Промежуточный член ряда меррихьюит — рёддерит, обнаруженный в виде микровключения в оливине из дунитов альпино-типной формации Сибири, предположительно гидротермальный [7]. Возможно, образование меррихьюита происходит при относительно низком давлении и высокой температуре, особенно в присутствии воды [8].

Межплоскостные расстояния меррихьюита из метеорита Меце-Мадарас [1]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>a</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
00 $\bar{0}2$	80	7,13	12 $\bar{3}0$; 10 $\bar{1}4$	5	3,33	31 $\bar{4}3$	20 *	2,166
10 $\bar{1}2$	10	5,50	12 $\bar{3}1$	90	3,23	40 $\bar{4}2$	10 *	2,097
11 $\bar{2}0$	30	5,03	12 $\bar{3}2$	10 *	3,01	23 $\bar{5}0$; 31 $\bar{4}4$	20 *	2,010
20 $\bar{2}0$	5	4,40	11 $\bar{2}4$; 30 $\bar{3}0$	60	2,92	14 $\bar{5}2$; 20 $\bar{2}7$	10 *	1,852
11 $\bar{2}2$	10	4,13	20 $\bar{2}4$	100	2,774	23 $\bar{5}4$	5	1,737
20 $\bar{2}2$	100	3,73	42 $\bar{2}0$	50	2,530	60 $\bar{5}1$	10 *	1,465
0004	5	3,60	0006	10 *	2,380	60 $\bar{5}2$	10 *	1,440

* Сдвоенные линии.

Л и т е р а т у р а

1. Dodd R. T., Van Schmus W. R., Marvin U. B. Science, 1965, 149, N 3687, 972.
2. Bunch T. E., Fuchs L. H. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 14.
3. Roedder E. W. Am. J. Sci., 1951, 249, N 2, 81.
4. Schairer J. F., Yoder H. S., Keene A. G. Carnegie Inst. Washington, Year book, 1954, N 53, 123; Schairer J. F. Am. Min., 1962, 47, N 1, 96.
5. Khan A. A., Baur W. H., Forbes W. C. Acta Cryst., 1972, 28, pt. 1, 267.
6. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.
7. Глазунов О. М., Афонин В. П., Перфильева Л. А., Фролова Л. П. Геохимия, 1973, № 4, 622.
8. Seifert F., Schreyer W. Contrib. min., petrol., 1969, 22, N 3, 190.

Миларит Milarite



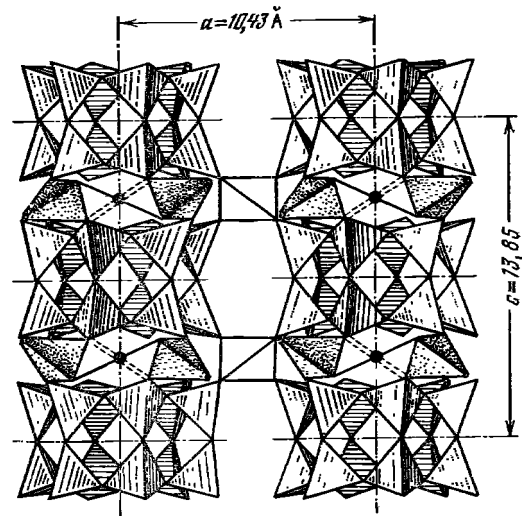
Назван по местности Вал-Милар в Швейцарии, откуда, как ошибочно полагали, был получен первый образец минерала (Кеннготт, 1870); в действительности он происходил из Вал-Гиуфа (Кюхель-Кёхлер, 1872) [1].

Синон. Гиуфит, жнуфит — giufite (Кюхель-Кёхлер, 1872), гиуффит — giuffite (Хей, 1955), метамиларит — metamilarite (Рине, 1927) — оптически аномально двусный миларит, который при 750° становится одноосным.

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 см), их сноповидные сростки, радиально-лучистые агрегаты, зерна неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — P6/mcc. $Z = 2$.

$a_0(\text{Å})$	c_0	$a_0 : c_0$	Ссылка
10,40	13,80	1 : 1,327	[2]
10,40	13,70	1 : 1,317	[3]
10,54	13,96	1 : 1,324	[4]
10,43	13,85	1 : 1,328	[5]
10,48	13,92	1 : 1,328	[6]



Фиг. 66. Структура миларита в проекции на плоскость ac (по Белову)

(Be, Al)-тетраэдры отмечены точками, черные кружки — атомы К

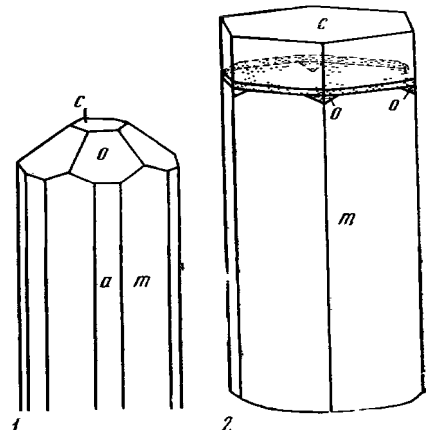
Основу структуры составляют двухэтажные гексагональные кольца кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$, каждое из которых повернуто на 28° относительно кольца, лежащего под ним и над ним; по высоте оси c элементарной ячейки располагаются два взаимноповернутых кольца (фиг. 66). Между двухэтажными кольцами размещаются кольца из чередующихся на одном вертикальном уровне Ca-октаэдров и Be(Al)-тетраэдров. Атомы К и молекулы воды находятся в каналах, образованных гексагональными кольцами. Молекулы H_2O расположены в расширениях («фонариках») внутри колец и статистически занимают позиции на тройных осях между Ca-октаэдрами, атомы К закреплены в сужениях каналов между кольцами [2, 5]. По Ито [4], центры SiO_4 -тетраэдров, образующих двойные гексагональные кольца, заняты не только атомами Si, но частично и атомами Be, и анионный радикал имеет формулу $[(\text{Be}_{0,10}\text{Si}_{0,90})_{12}\text{O}_{30}]$; предлагаются два варианта структуры миларита: трехмерная сеть $(\text{Be}_{0,27}\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{0,40})_6(\text{Be}_{0,10}\text{Si}_{0,90})_{24}\text{O}_{60}$ или двухмерные двойные листы, состоящие из $(\text{Be}_{0,10}\text{Si}_{0,90})_{12}\text{O}_{30}$ -колец. Форбес и др. [7] предлагают формулу $\text{Ca}_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na}, \text{K})\text{K}(\text{Be}, \text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$, поскольку считают, что К может занимать две разные позиции (в координации 9 и 12), а молекулы воды занимают место щелочных элементов. Межатомные расстояния (в Å) [2]: в SiO_4 -тетраэдрах $\text{Si}-\text{O} = 1,59-1,63$, среднее 1,61, $\text{O}-\text{O} = 2,52-2,66$, среднее 2,63; в $(\text{Be}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдрах $(\text{Be}, \text{Al})-\text{O} = 1,66$, $\text{O}-\text{O} = 2,59-2,81$, среднее 2,70; в CaO_6 -октаэдрах $\text{Ca}-\text{O} = 2,35$, $\text{O}-\text{O} = 2,59-3,72$, среднее 3,15; $\text{H}_2\text{O}-\text{Ca} = 2,6$, $\text{H}_2\text{O}-\text{O} = 2,7-2,8$, $\text{K}-\text{O} = 2,98$.

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm(L_66L_27PC)$. $a : c = 1 : 0,662$ [8].
 Главные формы [9, 10]:

	φ	ρ		φ	ρ
c	0001	$0^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	o	$10\bar{1}1$ $60^\circ 00'$ $37^\circ 23'$
m	$11\bar{2}0$	30 00	90 00	s	$11\bar{2}2$ 30 00 33 30
a	$10\bar{1}0$	60 00	90 00		
oc	$(10\bar{1}1)$	(0001)	$= 37^\circ 23'$	ms	$(11\bar{2}0)$: $(11\bar{2}2) = 56^\circ 30'$
oo	$(10\bar{1}1)$	(1101)	$= 35^\circ 21'$	mm	$(11\bar{2}0)$: $(2\bar{1}10) = 60^\circ 00'$
mo	$(11\bar{2}0)$	$(10\bar{1}1)$	$= 58^\circ 17'$	as	$(10\bar{1}0)$: $(11\bar{2}2) = 61^\circ 27'$
os	$(10\bar{1}1)$	$(11\bar{2}2)$	$= 17^\circ 40'$		

Фиг. 67. Кристаллы миларита

1 — Кольский п-ов (по Соседко); 2 — Казахстан (по Чистяковой)



В морфологической установке отрезок по оси c вдвое меньше, чем в рентгеновской установке. Кристаллы столбчатые по оси c (фиг. 67). Короткостолбчатые кристаллы обычно двухконечные, с хорошо развитыми гранями c (0001), m (11 $\bar{2}$ 0) и o (10 $\bar{1}$ 1). На длиннопризматических кристаллах доминирует призма m и грани пирамиды o ; призма a (10 $\bar{1}$ 0) и пинакоид c (0001) развиты слабо [3, 11]. Величина отдельных кристаллов измеряется миллиметрами, реже 1—2 см, в сповидных сростках достигает 4 см [12].

На Кентском месторождении [11] встречены короткостолбчатые двухконечные кристаллы со сложным внутренним строением типа «песочных часов» — пирамиды роста пинакоида окрашены в интенсивный травяно-зеленый цвет, а пирамиды роста граней призмы значительно более светлые, зеленовато-желтые. У многих кристаллов бесцветная головка резко отделяется от окрашенного кристалла несколькими очень тонкими мутными зонами. На гранях призмы m (11 $\bar{2}$ 0) кристаллов с Кольского п-ова наблюдается вертикальная штриховка [3]. В Титлинге (Бавария, ФРГ) отмечались кристаллы искаженной тригональной формы [13]. Ринне [8] описал природные фигуры травления на гранях пирамиды миларита в виде цепочек треугольников. Им же при травлении взаимноперпендикулярными плоскостями симметрии, на гранях пирамиды — двустороннесимметричные фигуры с вершинами, направленными к ее основанию, на гранях пинакоида — шестиугольники, ограничения которых совпадают с ограничениями пинакоида, и (при более длительном травлении) — шестиугольники, ориентированные под углом 30° к первым.

Физ. св. Сп. несовершенная по (11 $\bar{2}$ 0) и (0001) [11]. Тв. 5 $\frac{1}{2}$ —6 [14]. Уд. в. 2,47—2,608 (вычисл. 2,52) [15]. Цв. от травяно-зеленого до бесцветного, иногда розоватый. Бл. стеклянный. Прозрачен.

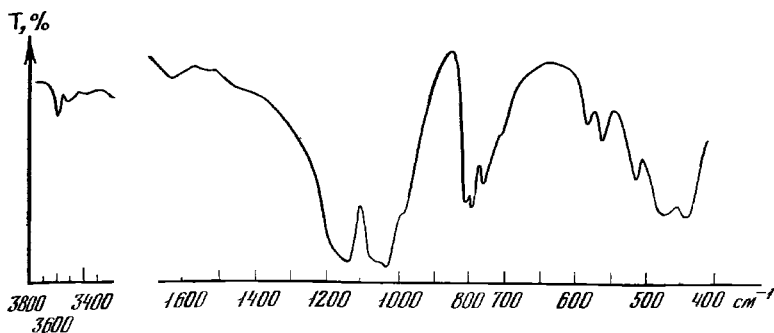
Диэлектрическая проницаемость в интервале 20—315° равна 4,83, после прокаливания при 600—700° возрастает до 5,22 [16]. Для миларита отмечалось устойчивое фиолетовое свечение в ультрафиолетовых лучах (2800—3200, 3600 Å) и ярко-зеленое — в катодных лучах [17]. ИК-спектры поглощения [18] характеризуются основными полосами поглощения при 1250—909 см⁻¹ и 833—714 см⁻¹, которые являются суммарными для полос групп SiO₄ и BeO₄. В области 3600 и 1741—1456 см⁻¹ обычны слабые полосы, свидетельствующие о присутствии в структуре небольшого количества воды (фиг. 68).

Микр. В прох. свете бесцветен. Плеохроизм слабый: по Ne — бесцветный, по No — желто-зеленый [19]. Одноосный (—). Удлинение (—). Показатели преломления меняются: $n_o = 1,532$ и $n_e = 1,529$ ($n_o - n_e = 0,003$) для швейцарского миларита [20], $n_o = 1,555$ и $1,556$, $n_e = 1,551$ и $1,552$, ($n_o - n_e = 0,004$) для миларита из Норвегии [21]. Характерны оптические аномалии. Часто двусосный [11], реже изотропный с $n = 1,534$ [16]. При нагревании двусосные кристаллы становятся одноосными (—) [15]. По Бертрану [22], в масле $2V = 79^\circ$ в разрезе $\perp No$, $2V < 107^\circ 30'$ в разрезе $\perp Ne$. Пл. опт. осей \parallel (11 $\bar{2}$ 0). В скрещенных николях, как правило, обнаруживается сложная анизотропия.

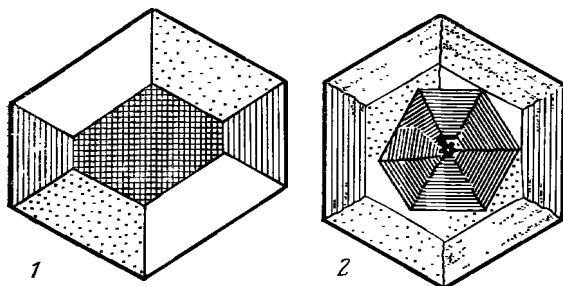
Соседко [3], Иовчева [16] отмечали рисунок анизотропии, напоминающий микроклиновую решетку; в кристалле, положенном на грань призмы, наблюдались отдельные блоки с резкими зубчатыми границами.

В шлифах параллельно базальному сечению нередко наблюдались [8, 23, 24, 25, 11, 13] шесть двусосных секторов с малым углом оптических осей; центральное поле сплошное (несекториальное), иногда одноосное (фиг. 69₁). Секторы замутнены параллельно внешним ограничениям кристаллов. По мере удаления от конца кристалла размеры секторов увеличиваются, центральное поле становится меньше и наконец исчезает; ближе к пирамидальной головке в поперечных сечениях центральное поле некоторых кристаллов в свою очередь разделено на сектора пересекающимися линиями (фиг. 69₂) [8].

В миларите из Кента (Казахстан) [11] в разрезах \parallel (0001) при скрещенных николях наблюдалась структура «песочных часов», обусловленная различным двупреломлением пирамид роста призмы и пинакоида. В пирамидах роста граней призмы перемежаются слабодвупреломляющие и совершенно изотропные зоны роста; у пирамид роста пинакоида двупреломление



Фиг. 68. ИК-спектр миларита (по Власовой)



Фиг. 69. Секториальное строение кристаллов миларита (по Ринне)

1 — со сплошным центральным полем;
2 — с секториальным центральным полем

более сильное и нет зональности. Бесцветная головка отделена от остальной части кристалла тонкой зоной с более высоким двупреломлением. В скрещенных николях она неравномерно анизотропная с подобием волокнистости по (0001).

Для пирамид роста и для головок кристаллов миларита из Кента определены содержание щелочей, параметры элементарной ячейки и оптические константы [11]:

	Na ₂ O	K ₂ O	n _o	n _e	Опт. знак	a ₀ (Å)	c ₀
Травяно-зеленый из пирамид роста (0001)	0,35	5,21	1,545	1,542	(—)	10,395	13,804
Бесцветный из головок и зеленовато-желтый из пирамид роста (1120)	0,16	4,34	n = 1,538		(—)	10,394	13,825

Причины оптических аномалий неизвестны. Возможно, они вызваны неоднородным распределением молекул воды и щелочных металлов в кристаллической структуре минерала [11, 15]. Микроскопически наблюдались газово-жидкие включения цилиндрической формы, параллельные граням призмы [12, 16].

Хим. Теор. состав: K₂O — 4,81, CaO — 11,44, BeO — 5,10; Al₂O₃ — 5,20, SiO₂ — 73,45. Возможны изоморфные замещения (Ca²⁺ + Al³⁺) на (La³⁺ + Be²⁺), а также (K¹⁺ + Al³⁺) на (Sr²⁺ + Be²⁺) [5].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0,65	7,61	сл.	0,26	0,46	1,17	0,30
K ₂ O	5,74	—	4,86	4,32	4,91	5,34	4,80
MgO	0,20	—	сл.	сл.	—	не обн.	не обн.
CaO	10,05	11,27	11,65	11,32	11,70	11,42	11,55
BeO	} 11,62	} 8,45	} 10,67	} 10,12	} 5,24	} 4,25	} 3,57
Al ₂ O ₃							
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1,53	не обн.
SiO ₂	70,04	71,12	71,81	72,79	71,66	70,81	71,12
H ₂ O ⁺	} 1,69	} 1,55	} 1,36	} 1,19	} 1,02	} 1,20	} 1,25
H ₂ O ⁻							
					0,05	не обн.	0,14

	1	2	3	4	5	6	7
Сумма	99,99	100,00	100,35	100,00	99,72	100,06	100,43
Уд. в.	2,5	2,59	2,55	—	—	—	2,54
n_o	—	—	—	—	—	—	1,538
n_e	—	—	—	—	—	—	1,537
a_0 (Å)	—	—	—	—	—	—	10,40
c_0	—	—	—	—	—	—	13,70
c_0/a_0	—	—	—	—	—	—	1,317

1—5 — Вал-Гуф, Швейцария (анал.: 1 — Фикенер, 2 — Френдель, 3 — Людвиг, 4 — Тридвел, по Хинце, 5 — Гонвер [26]); 6 — Пид-Аульг, Швейцария, анал. Якоб [27]; 7 — бесцветный, Кольский п-ов, анал. Телешева [3].

	8	9	10	11	12	13
Na ₂ O	0,17	1,90	0,22	0,86	0,28	0,21
K ₂ O	4,65	4,03	5,58	4,62	4,64	4,35
MgO	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	0,10
MnO	0,47	Сл.	0,07	Сл.	0,18	—
CaO	11,15	9,42	11,53	10,91	12,88	11,42
SrO	—	—	—	0,21	—	—
FeO	—	—	0,05	—	—	0,17
BeO	5,85	4,52	5,93	4,68	5,12	4,50
Al ₂ O ₃	3,85	7,02	2,91	13,04	5,44	5,33
Fe ₂ O ₃	0,13	0,12	0,09	—	0,13	Не обн.
SiO ₂	72,43	71,23	70,76	63,83	69,82	72,29
TiO ₂	—	0,02	Не обн.	Не обн.	0,016	0,01
H ₂ O ⁺	1,43	1,65	} 2,40	} 1,38	1,67	1,36
H ₂ O ⁻	0,18	Не обн.			0,16	Не обн.
F	—	0,09	0,18	0,31	0,20	—
Сумма	100,31	(100,00)	(99,72)	99,84	100,54	(99,74)
—O=F ₂	—	0,04	0,08	0,13	0,08	—

	8	9	10	11	12	13
Уд. в.	2,47	2,51	2,52	—	2,55	—
n_o	1,545	1,536	1,556	} 1,534	1,533	1,533
n_e	1,542	1,533	1,552		1,530	1,530
a_0 (Å)	10,395	10,397	10,390	10,392	10,390	10,415
c_0	13,804	13,77	13,70	13,758	13,784	13,850
c_0/a_0	1,328	1,324	1,318	1,324	1,326	1,33

8 — травяно-зеленый, Кент (Казахская ССР), анал. Осолодкава [11]; 9, 10 — Восточная Сибирь (9 — розоватый, анал. Липатова, 10 — зеленоватый, анал. Сняюгина, в оригинале суммы 99,67 и 99,59) [12]; 11 — желтовато-белый, Средняя Азия, анал. Столярова [16]; 12 — зеленоватый, СССР, анал. Колотвинова [28]; 13 — зеленоватый, Средняя Азия, анал. Липатова, в оригинале сумма 99, 64 [28].

Методом парамагнитного резонанса доказано, что в казахстанском образце (хим. анализ 8) марганец двухвалентный и входит в структуру минерала. Спектральным анализом [28] обнаружены примеси, в % : Cu (0,0001—0,005), Ga (0,001—0,005), Yb (0,001—0,05), Y (0,001—0,01), Ba (0,03—0,1). Для миларита из пегматитов характерно содержание бора. Зеленая окраска, возможно, вызвана Fe [19].

Диагн. исп. Слабо растворим в HCl. Тонкий порошок миларита сообщает воде щелочную реакцию [1]. П. п. тр. легко плавится в пенисто-губчатое стекло с увеличением объема в 2 раза. В закр. тр. становится белым и выделяет воду при высокой температуре [8].

Повед. при нагр. Для розоватого миларита [12] из Восточной Сибири (хим. анализ 9) получена кривая ДТА с четким эндотермическим прогибом при 830—930° и менее ясным — выше 1050° (эффекты, связанные с выделением воды).

При нагревании в течение часа при 750° в разрезах $\parallel(0001)$ наблюдались изменения осности и секториальное помутнение [8]. До 315° [16] удаляется 0,5% воды, в интервале $600-700^\circ$ — около 1% воды; при этом показатель преломления понижается с $1,534 \pm 0,002$ до $1,526 \pm 0,003$, а диэлектрическая проницаемость повышается с 4,83% при 315° до 5,26% при 600° . Вода не удаляется полностью даже при нагревании до 1000° . После прокаливании при 1000° наблюдалось изменение параметра c_0 ячейки: до прокаливании $c_0 = 13,758 \text{ \AA}$, после прокаливании $c_0 = 13,829 \text{ \AA}$, величина a_0 при этом практически не изменяется ($10,392-10,395 \text{ \AA}$) [16].

Наход. Сравнительно редок. Гидротермальный минерал бериллиевых месторождений различных генетических типов: пегматитов (Кольский п-ов, Казахская ССР, Чехословакия, ГДР, ФРГ, Норвегия, Намибия), скарнов (Средняя Азия), альпийских жил (Австрия, Швейцария), щелочных метасоматитов, низкотемпературных жил (Средняя Азия, Восточная Сибирь, Мексика). Образуется путем замещения фенакита, берилла, реже бертрандита в среде с обилием щелочных элементов, особенно калия. В бериллоносных пегматитах Кольского п-ова [3], Вежны в Чехословакии [15], Хеннеберга в ГДР [29], Титлинга в ФРГ [13], Нордленда [30] и Гроуруда [21] в Норвегии миларит образовался по бериллу; ассоциируется с полевым шпатом, флюоритом, кальцитом. В камерных пегматитах Казахской ССР [11] (хим. анализ 8) миларит обнаружен вместе с фенакитом, бериллом, бертрандитом, гельвином, бацитом; отмечены кристаллы миларита и эпидота в периферических зонах кристаллов кварца, который вместе с флюоритом выделился в миароловой полости. В бериллийсодержащих гранат-везувиановых скарнах Средней Азии [2b] миларит (хим. анализ 13) вместе с кварцем и кальцитом выполняет промежутки между зернами микроклина, граната, эпидота, актинолита, флюорита, аксинита и бавенита. В альпийских жилах Готтардского и Аарского массивов в Швейцарии [30], Зальцбурга в Австрии [31] миларит встречается вместе с горным хрусталем, адуляром, хлоритом, апатитом; по Хюги [30], образовался за счет бериллия вмещающих пород. Миларит обнаружен в ряде гидротермальных месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой формации [32]. Одно из них относится [28] к месторождениям флюорит-лейкофанового типа и расположено в экзоконтактной зоне щелочных рибекитовых гранитов с известняками. Миларит слагает мономинеральные прожилки мощностью 2—3 мм во флюорит-пироксеновой породе; в приальбандовых частях прожилков он представлен сростаниями с альбитом и содержит реликтовые включения лейкофана; в те же прожилках содержатся гадолинит, фенакит, гельвин (хим. анализ 12). В аподиабазовых щелочных метасоматитах в Европейской части СССР встречен в поздних кальцитовых и альбит-кальцитовых прожилках с лейкофаном, гельвином, фенакитом, бертрандитом, бериллом и барицитом [33].

Миларит обнаружен также в прожилках с полевым шпатом, бавенитом и фенакитом среди актинолитовых сланцев Средней Азии [16]. Известен (хим. анализ 11) в виде сростков беспорядочно ориентированных призматических кристаллов в полевошпатовом прожилке в ассоциации с флюоритом, альбитом, фенакитом, слюдкой типа гидробиотита, касситеритом и пренитом [16]. В Восточной Сибири [12] миларит известен в участках тектонических нарушений в метасоматических флюорит-фенакитовых рудах. Миларитсодержащие породы представляют собой брекчиевидные образования, местами с жеодами кальцита и таблитчатого альбита, на которых выделился миларит, частью в виде сноповидных сростков и друзовидных агрегатов с поперечником до 3—5 см (хим. анализы 9 и 10). Образование миларита, а также бавенита и гельвина этого месторождения обусловлено процессами замещения фенакита и бертрандита в позднюю сульфидно-карбонатную стадию.

Изм. В пегматитах КазССР [11] проявилось выщелачивание и замещение миларита бертрандитом, адуляром, серицитом, галлуазитом до образования полных псевдоморфоз. В Восточной Сибири [12] миларит часто замещен ба-

венитом, хлоритом и кальцитом; отмечены полные псевдоморфозы по нему кальцита, опала и халцедона.

Искусств. Гидротермальным методом при 580—600° и давлении 800 атм синтезирован Zп-аналог миларита (с теми же кристаллографическими формами), содержащий воду [34]. В гидротермальных условиях синтезирован также Mп-миларит состава $K_2Mn_5[Si_{12}O_{30}] \cdot H_2O$ [35].

Практ. знач. Не имеет. Может быть использован для определения абсолютного возраста по К — Аг методу, так как Аг сохраняется в крупных полых каналах внутри кольцевой структуры [36].

Отл. Характеризуется низким уд. в., низкими показателями преломления и малым двупреломлением. От цеолита, за который сначала был принят, отличается гексагональным обликом кристаллов и содержанием бериллия. В отличие от кварца для миларита характерен пинакоид (0001). От берилла легко отличается по более низким показателям преломления; по их величине близок к альбиту и калиевому полевому шпату, отличается от них оптической одноосностью и отсутствием пелитизации. Большое сходство по облику кристаллов, оптическим аномалиям, показателям преломления и уд. в. обнаруживает с арменитом, но в отличие от него содержит бериллий и дает иную рентгенограмму [37]. От изоструктурного осумилита отличается отрицательным оптическим знаком [38].

Межплоскостные расстояния миларита с Кольского п-ова [3]

D = 57,3 и 65,8 мм									
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d	
	1	(7,698)	31 $\bar{4}$ 5	4	1,852	62 $\bar{8}$ 2; 61 $\bar{7}$ 5	2	1,2291	
0002	5	6,977	30 $\bar{3}$ 6	2	1,824	33 $\bar{5}$ 8	4	1,2178	
	2	(5,730)	50 $\bar{5}$ 0; 20 $\bar{2}$ 7	3	1,800	62 $\bar{8}$ 3; 53 $\bar{8}$ 4;	3	1,2051	
10 $\bar{1}$ 2	1	5,474	32 $\bar{5}$ 4	1	1,764	70 $\bar{7}$ 4			
11 $\bar{2}$ 0	7	5,184	22 $\bar{4}$ 6	4	1,724	71 $\bar{8}$ 2; 61 $\bar{7}$ 6	2	1,1779	
	1	5,964	42 $\bar{5}$ 0; 41 $\bar{5}$ 4	2	1,704	53 $\bar{8}$ 5; 70 $\bar{7}$ 5	1	1,1650	
20 $\bar{2}$ 0	4	(4,509)	42 $\bar{5}$ 1; 10 $\bar{1}$ 8;	3	1,689	54 $\bar{9}$ 1	1	1,1483	
20 $\bar{2}$ 1	1	4,304	31 $\bar{4}$ 6			32 $\bar{5}$.10; 54 $\bar{9}$ 2	3	1,1384	
11 $\bar{2}$ 2	8	(4,147)	42 $\bar{3}$ 2; 32 $\bar{5}$ 5;	2ш.	1,645	63 $\bar{9}$ 1; 44 $\bar{8}$ 6	2	1,1283	
10 $\bar{1}$ 3	1	(3,979)	30 $\bar{3}$ 7			43 $\bar{7}$ 8; 41 $\bar{5}$.10	1	1,1223	
20 $\bar{2}$ 2	4	3,773	51 $\bar{6}$ 1; 51 $\bar{6}$ 0	2	1,610	51 $\bar{6}$ 9	5	1,1050	
	4	(3,634)	42 $\bar{5}$ 3; 50 $\bar{5}$ 4;	3	(1,596)	72 $\bar{9}$ 1; 62 $\bar{8}$ 6	1	1,0952	
0004	4	3,445	41 $\bar{5}$ 5			63 $\bar{9}$ 4	2	1,0784	
21 $\bar{3}$ 1	10	3,307	33 $\bar{6}$ 4	3	1,548	72 $\bar{9}$ 3; 80 $\bar{8}$ 4;	1	1,0711	
20 $\bar{2}$ 3; 10 $\bar{1}$ 4	1	3,216	51 $\bar{6}$ 3 42 $\bar{5}$ 4	1	(1,521)	61 $\bar{7}$ 8			
	1	(3,175)	60 $\bar{3}$ 1; 41 $\bar{5}$ 6	3	1,495	81 $\bar{9}$ 0	1	1,0574	
21 $\bar{3}$ 2; 30 $\bar{3}$ 0	6	3,006	51 $\bar{6}$ 4; 33 $\bar{6}$ 5	3	(1,468)	81 $\bar{9}$ 1	3	1,0505	
11 $\bar{2}$ 4	9	2,876	52 $\bar{7}$ 0; 20 $\bar{2}$ 9	7ш.	(1,442)	5.5.10.0	2	1,0395	
20 $\bar{2}$ 4	7	2,736	52 $\bar{7}$ 2; 43 $\bar{7}$ 3	1	1,409	6.4.10.1; 53 $\bar{8}$ 8;	2	1,0294	
22 $\bar{4}$ 0	3	2,600	21 $\bar{3}$ 9	1	1,395	70 $\bar{7}$ 8			
31 $\bar{4}$ 0; 30 $\bar{3}$ 3	1	2,501	61 $\bar{7}$ 0; 52 $\bar{7}$ 3;	4	1,375	5.5.10.2; 81 $\bar{9}$ 3	2	1,0227	
31 $\bar{4}$ 1	2ш.	2,446	60 $\bar{5}$ 4			63 $\bar{9}$ 6	2	1,0154	
40 $\bar{4}$ 1	1	2,234	52 $\bar{7}$ 4	3	1,330	62 $\bar{8}$ 8; 6.4.10.3;	1р.	1,0076	
31 $\bar{4}$ 3	2т.	2,194	43 $\bar{7}$ 5; 20 $\bar{2}$.10	4	1,307	81 $\bar{9}$ 4			
40 $\bar{4}$ 2; 21 $\bar{3}$ 5	1	2,143	53 $\bar{8}$ 0; 70 $\bar{7}$ 0;	2	1,286	90 $\bar{9}$ 1	1р.	0,9970	
11 $\bar{2}$ 6	2ш.	(2,092)	42 $\bar{6}$ 7			90 $\bar{9}$ 2; 72 $\bar{9}$ 6	1р.	0,9833	
32 $\bar{5}$ 1	2	(2,044)	61 $\bar{7}$ 4; 44 $\bar{8}$ 2;	1	1,276		3	0,9852	
40 $\bar{4}$ 3	2	2,023	52 $\bar{7}$ 5			81 $\bar{9}$ 5; 8.2.10.0;	2	0,9829	
41 $\bar{5}$ 0	2	1,966	40 $\bar{4}$ 9; 60 $\bar{5}$ 6	1	1,2565	53 $\bar{8}$ 9; 70 $\bar{7}$ 9			
41 $\bar{5}$ 1	1	1,945	62 $\bar{8}$ 1; 43 $\bar{7}$ 6	3	1,2434	71 $\bar{8}$ 8 90 $\bar{9}$ 3	2	0,9776	
41 $\bar{5}$ 2; 32 $\bar{5}$ 3; 40 $\bar{4}$ 4	4	1,888							

Л и т е р а т у р а

1. *Kenngott A.* N. Jb. Min., 1870, 80; *Kuschel-Köhler.* Tsherm. Mitt., 1872, 265; N. Jb. Min., 1877, 926.
2. *Бакакин В. В., Балко В. П., Соловьева Л. П.* Кристаллография, 1974, 19, вып. 4, 741.
3. *Соседко Т. А.* ДАН СССР, 1960, 131, № 3, 643; *Соседко Т. А., Телешева Р. Л.* ДАН СССР, 1962, 146, № 2, 437.
4. *Ito T., Morimoto N., Sadanaga R.* Acta Cryst., 1952, 5, 209.
5. *Белов Н. В., Тархова Т. Н.* Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1951, вып. 6, 83; *Папеева З. П., Тархова Т. Н.* ДАН СССР, 1953, 88, № 5, 807.
6. *Gossner V., Mussnug F.* Zbl. Min., 1930, A, 220.
7. *Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A.* Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.
8. *Rinne F.* N. Jb. Min., 1885, 2, 1; Zbl. Min., 1927, A, 1.
9. Определитель кристаллов. Изд-во ГОНТИ, 1939, 1, 688.
10. *Ludwig E.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1877, 4, 347.
11. *Чистякова М. Б., Осолодкина Г. А., Разманова З. П.* ДАН СССР, 1964, 159, № 6, 1305.
12. *Новикова М. И.* В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1972, вып. 21, 188.
13. *Tennypson C.* N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, N. 2, 1253.
14. *Беус А. А.* Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 90.
15. *Cerný P.* Práce Brnenské základny Československé akademie věd, 1960, 32, f. 1, 1; Min. Mag., 1963, 33, N 261, 450.
16. *Иовчева Э. И., Куприянова И. И., Сидоренко Г. А.* ДАН СССР, 1966, 170, № 6, 1394.
17. *Барсанов Г. П.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 31.
18. *Власова Е. В., Топунова Г. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 40; *Плюснина И. И.* Геохимия, 1963, № 2, 158.
19. *Степанов А. В.* Матер. к сессии ВМО Казахск. отд. Тезисы докладов, 1969, 33.
20. *Larsen E. S.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, N 679, 193.
21. *Raade G.* Norsk geol. tidsskr., 1966, 46, N. 1, 122.
22. *Bertrand E.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1881, 4, 10.
23. *Oftedal I., Saebø P.* Norsk. geol. tidsskr., 1965, 45, N. 2, 171.
24. *Descloizeaux A.* N. Jb. Min., 1878, 41, 370.
25. *Stanek J.* Casop. Moravsk. musea, 1964, 49, 33.
26. *Palache C.* Am. Min., 1931, 16, N 10, 469.
27. *Hügi T., Röwe D.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1970, 50, N. 3, 445.
28. *Куприянова И. И., Новикова М. И.* В кн.: Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: Изд-во ВИМС, 1973, 234.
29. *Heide F.* Chem. d. Erde, 1953, 16, N. 3-4, 295.
30. *Hügi T.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1956, 36, N. 2, 497.
31. *Kontrus K.* Aufschluss, 1965, 16, N. 4, 70.
32. *Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Новикова М. И., Гальченко В. И.* Разведка и охрана недр. 1969, № 1, 5.
33. *Ганзеева Л. В.* Редкие элементы. Сырье и экономика. 1972, 7, 112.
34. *Пуцаровский Д. Ю., Баатарын Т., Победимская Е. А., Белов Н. В.* Кристаллография, 1971, 16, вып. 4, 721.
35. *Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В.* ДАН СССР, 1977, 233, № 6, 1090.
36. *Пантелеев А. И., Гинзбург А. И.* ДАН СССР, 1971, 201, № 4, 939.
37. *Neumann H.* Norsk geol. tidsskr., 1941, 21, 19.
38. *Miyashiro Akiho.* Am. Min., 1956, 41, N 1-2, 104.

Осумилит *Osumilite*

Назван по месту находки в провинции Осуми, Япония [1].

Синон. Озумилит.

Разнов. Осумилит-(K, Mg) — *osumilite*-(K, Mg) [2].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы или ксеноморфные зерна.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — *P6/mcc*. $Z = 2$.

a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Местонахождение	Хим. анализ	Ссылка
10,155	14,284	1 : 1,406	Сикакабира, Япония	—	[3]
10,17	14,34	1 : 1,410	»	1	[1, 4]
10,08	14,35	1 : 1,424	Тивераг, Ирландия, осумилит-(K, Mg)	8	[2]
10,11	14,31	1 : 1,410	Ирики, Япония	9	[5]
10,11	14,36	1 : 1,420	Искусственный		[6]
10,08	14,32	1 : 1,421	Искусственный		[7]

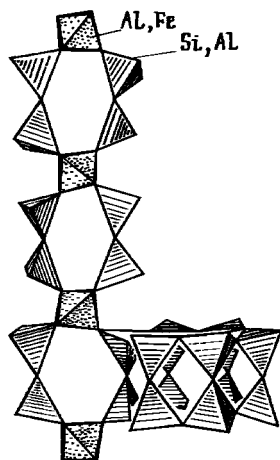
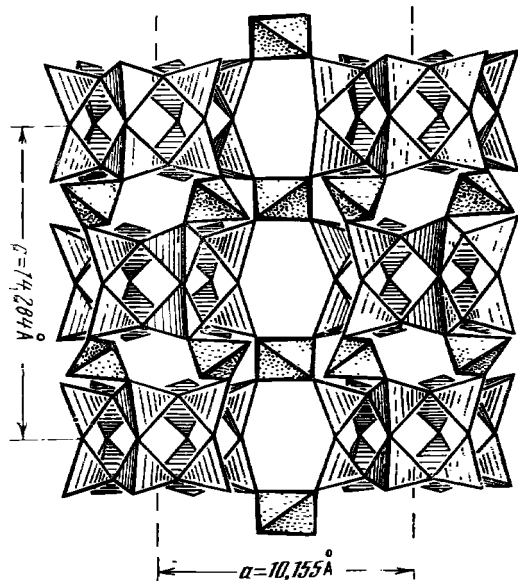
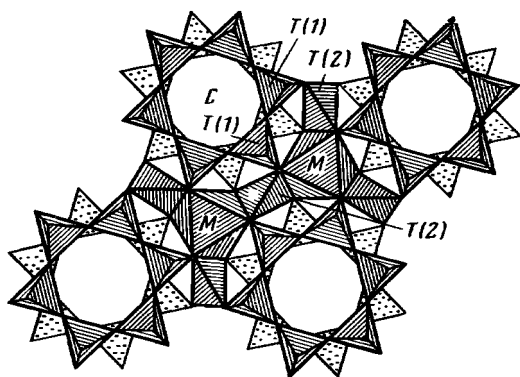
Фиг. 70. Структура осумилита в проекции на (0001) (по Брауну и Джибсу)

$T(1)$ — $(Si, Al)O_4$ -тетраэдры; $T(2)$ — $(Al, Fe^{3+})O_4$ -тетраэдры; M — $(Mg, Fe^{2+}, Mn)O_6$ -октаэдры; C — атомы (K, Na, Ca)

Фиг. 71. Тетраэдрические группы в структуре осумилита в проекции вдоль (1010) (по Брауну и Джибсу)

$(Al, Fe)O_4$ -тетраэдры даны точками, $(Si, Al)O_4$ -тетраэдры заштрихованы

Фиг. 72. Вертикальная цепочка шестичленных колец в структуре осумилита (по Брауну и Джибсу)



Структура осумилита (фиг. 70) [1, 3, 4], имея некоторые сходные черты со структурой кордиерита, отличается от него наличием сдвоенных гексагональных колец, сложенных 12 тетраэдрами $(Si, Al)O_4$ — $T(1)$. Эти кольца состава $(Si_{10,2}Al_{1,8}O_{30})$ связаны тетраэдрами $(Al, Fe^{3+})O_4$ — $T(2)$ и образуют в совокупности каркасную постройку (фиг. 71). У каждого $(Si, Al)O_4$ -тетраэдра — $T(1)$, входящего в кольцо, три вершины связаны с соседними $(Si, Al)O_4$ -тетраэдрами, четвертая связана с тетраэдром $(Al, Fe)O_4$ — $T(2)$ и октаэдром $(Mg, Fe^{2+}, Mn)O_6$ — M . Каждое сдвоенное кольцо повернуто по отношению к вышнему и нижележащему приблизительно на 32° . Пустоты между соседними сдвоенными кольцами расположены параллельно оси c и заняты атомами K, Na, Ca, находящимися в узлах гексагональной антипризмы, связанной ребром с $(Si, Al)O_4$ -тетраэдром. Внутри пустот могут статистически распределяться также молекулы воды. В структуре осумилита (фиг. 72), как и в структурах берилла и кордиерита, можно выделить цепочки, параллельные оси c , но в отличие от перечисленных минералов цепочки в результате боковой связи образуют сдвоенные шестичленные кольца. Браун и Джибс [3] рассматривают осумилит как каркасный силикат. Средние межатомные расстояния (Å) и углы в $(Si, Al)O_4$ -тетраэдрах: $(Si, Al) - O = 1,627$, $O - O = 2,657$, угол $O - (Si, Al) - O = 109,4^\circ$; в $(Al, Fe)O_4$ -тетраэдрах: $(Al, Fe) - O = 1,762$, $O - O = 2,867$, угол $O - (Al, Fe) - O = 110,1^\circ$; в $(Mg, Fe, Mn)O_6$ -октаэдрах: $(Mg, Fe, Mn) - O = 2,150$, $O - O = 3,032$, угол $O - (Mg, Fe, Mn) - O = 90,4^\circ$; в (K, Na, Ca)-антипризме: (K, Na, Ca) — O от 3,102 до 5,107, $O - O = 5,202$ [2].

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm$ (L_66L_27PC). $a : c = 1 : 1,415$ [4].

Формы [4]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i>	0001	—	0°00'	<i>q</i>	10 $\bar{1}$ 2 60°00' 39°15'
<i>m</i>	10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	<i>p</i>	10 $\bar{1}$ 1 60 0 58 32
<i>a</i>	11 $\bar{2}$ 0	30 00	90 00	<i>l</i>	11 $\bar{2}$ 2 30 00 54 45
<i>j</i>	21 $\bar{3}$ 0	40 54	90 00		

pp (10 $\bar{1}$ 1) : ($\bar{1}$ 101) = 95°15' ll (11 $\bar{2}$ 2) : (1 $\bar{2}$ 12) = 89°59'
 qq (1012) : ($\bar{1}$ 102) = 62 27

Кристаллы короткопризматические, удлиненные по оси *c* или таблитчатые по (0001). Для кавказского осумилита отмечены полисинтетические двойники [8].

Физ. Сп. нет. Уд. в. 2,64; осумилита-(K, Mg) 2,58—2,68 [2]. Цв. черный, темно-синий.

Микр. В прох. свете в шлифах прозрачный, преимущественно темно-голубой. Таблитчатые выделения кавказского осумилита часто окрашены неравномерно: голубой цвет ядра к периферии сменяется бледно-фиолетовым и бесцветным; периферические бесцветные зоны (с большими показателями преломления и (+) $2V = 84^\circ$), возможно, представлены нарощим на осумилит кордиритом [8]. Заметный плеохроизм: по *No* — голубой, по *Ne* — бесцветный. Одноосный (+), иногда аномально двусный, $n_e = 1,549$ —1,551, $n_o = 1,541$ —1,547; для (K, Mg)-осумилита $n_e = 1,546$, $n_o = 1,540$ [2], $n_e - n_o = 0,004$ —0,009. Иногда $2V$ достигает 70° [1].

Хим. Формула окончательно не установлена. Мияширо [1, 4] дает для осумилита формулу (K, Na, Ca) (Fe²⁺, Mg, Mn)₂(Al, Fe³⁺, Fe²⁺)₃(Si, Al)₁₂O₃₀·H₂O. По Форбесу с соавторами [9], согласно установленным ими структурным позициям (см. введение к группе), формула имеет вид: (Mg, Fe, Mn)₂(K, Na, Ca) (Al, Fe)₃(Si, Al)₁₂O₃₀.

Предполагается [10], что данные анализа, опубликованные Мияширо [4], относятся к осумилиту с примесью минералов, содержащих воду, хотя не исключено, что в осумилите может содержаться адсорбционная или пеолитная вода.

Чиннер и Диксон [2] описали осумилит из Ирландии с $K > Na$ и $Mg > Fe$ под названием осумилит-(K, Mg). Под тем же названием известен осумилит из Японии [5].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	1,00	0,96	0,7	1,0	0,35	0,80	0,27	0,27	0,68
K ₂ O	1,42	3,0	3,4	2,9	3,0	2,75	3,0	3,98	3,62
MgO	6,68	3,7	3,0	3,7	2,9	3,95	3,5	9,46	6,05
CaO	0,61	0,12	0,07	0,1	0,14	0,62	0,11	0,13	0,04
MnO	0,40	0,80	0,90	0,8	0,74	0,23	0,98	0,24	0,87
FeO	9,97	6,8	6,9	8,6	8,4	3,51	6,9	2,16	6,02
Al ₂ O ₃	24,85	21,4	21,4	21,4	22,0	20,40	21,8	19,38	20,76
Fe ₂ O ₃	1,95	1,9	1,9	—	1,7	3,60	1,5	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	<0,02	—	—	—	—	—
SiO ₂	50,78	61,6	61,6	61,6	61,2	64,00	61,8	64,35	61,37
TiO ₂	0,01	0,11	—	0,1	0,12	0,32	0,11	0,06	—
H ₂ O ⁺	1,73	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,67	100,39	99,87	100,2	100,55	(100,18)	99,97	100,03	99,41

Анализы 2—5 и 8 произведены при помощи электронного микросонда. 1—4 — Саккабира (Япония): 1 — анал. Минато [4], 2 — анал. Банч [11]; 3 — анал. Рид [10]; 4 — анал. Банч [10]; 5 — Монте-Арчи (Сардиния); анал. Банч [10]; 6 — вулкан Малый Непискало (Кавказ), анал. Шувалова и Щербович, в оригинале сумма 100,00 [8]; 7 — Обсидиан-Клифс, шт. Орегон (США), анал. Банч [10]; 8 — осумилит-(K, Mg), Тнверга, Антрим (Ирландия) [2]; 9 — осумилит-(K, Mg), Ирки, преф. Кагосима, Япония [5].

Пределы колебаний содержания отдельных компонентов в других образцах из Тиверага: Na_2O 0,65—0,27, K_2O 3,98—4,08, MgO 9,25—9,91, CaO 0,12—0,17, MnO 0,16—0,27, FeO 2,05—2,25, Al_2O_3 19,32—20,06, SiO_2 63,43—65,98, TiO_2 0,04—0,10; сумма 99,4—102,5 [2].

Находж. Редок; по Мияширо [1], вероятно, значительно более широко распространен и ошибочно принимается за кордиерит. Характерен для вулканических пород [1]. Образовался при высокой температуре и низком давлении. Впервые встречен в Саккабира, преф. Кагосима (Япония) в породах плагиолипарита в ассоциации с тридимитом и кварцем, а также в виде ксеноморфных зерен в его основной массе [1, 4]. Обнаружен в основной массе кислых лав Нисинда и на о-ве Кюсю (Япония) [12]. Найден в риолитовых породах района Монте-Арчи (Сардиния) в ассоциации с тридимитом, оливином и кварцем [13, 14]. В Обсидиан-Клифс, шт. Орегон (США) осумилит содержит включения гематита и флогопита [10]. Известен [15] в гранулитах контактового ореола докембрийского анортозитового комплекса на п-ове Лабрадор (Канада). В СССР обнаружен только в гиперстеновых андезитах вулкана Малого Непискало (Кельское нагорье Большого Кавказа), где ранее принимался за кордиерит; содержит включения тридимита, плагиоклаза и гиперстена. Осумилит (К, Mg) встречен в Тивераге, Антрим (Ирландия) в переплавленных сливных песчаниках третичного возраста на их контакте с оливиновым долеритом; переплавлен включениями магнетита и гематита, ассоциируется с кордиеритом, Наплагиоклазом, санидином, гиперстеном, тридимитом [2]. Найден также в Ирики, преф. Кагосима (Япония) в биотитовом риолите с кварцем, плагиоклазом, моноклинным пироксеном [5]. «Одноосные кордиериты» из района Лаахерского озера (ФРГ) и о-ва Сулавеси, содержащие более 4% CaO , вероятно, являются богатыми кальцием осумилитами [1].

Изм. В Монте-Арчи, Сардиния [14] осумилит (призматические кристаллы) почти полностью замещен гематитом и тридимитом. По Шрайеру и Зайферту [7], при 650° и давлении водяных паров 2 кбар природный осумилит разрушается и переходит в смесь биотита, Fe-кордиерита и кварца. Возможно, что мirmekитоподобные прорастания кордиерита, кварца и полевого шпата в метаморфических породах образовались в результате разрушения осумилита [7]. Синтезированный осумилит при сохранении P—T условий образования разрушается в течение трех месяцев, что указывает на его метастабильность при определенных условиях. При возрастании температуры продуктами распада осумилита являются: мусковит, амезит, кварц; флогопит, кордиерит, мусковит, кварц; кордиерит, K-полевой шпат и кварц [7].

Искусств. Получен в гидротермальных условиях при давлении водяного пара 1000 бар и температуре 700—750° из парагнейса Гельбахталя (Шварцвальд) [6]. Осумилит, синтезированный Хенсенем [16] (при 1000° и 3,6—6,3 кбар и при 1100° и 4,5—7,2 кбар), сосуществовал с кордиеритом, гиперстеном, полевым шпатом и кварцем. Отмечен как продукт кратковременного нагревания стекла состава $\text{KMg}_2\text{Al}_3[\text{Si}_{10}\text{Al}_2\text{O}_{30}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ [7]. Вещество со структурой типа осумилита получено при атмосферном давлении [17] в системе $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при кристаллизации стекол составов (в %): $\text{MgO}-9,65$ и $10,49$, $\text{Al}_2\text{O}_3-24,40$ и $26,51$, $\text{SiO}_2-65,95$ и $63,00$ при 1000° и 1050° в течение 10 и 6 дней.

Отл. Осумилит трудно отличим от кордиерита, особенно в тех случаях, когда он аномально двуосный. Отличается наличием плеохроизма, низким дву-преломлением и рентгенограммами.

Межплоскостные расстояния осумилита из Саккабира*

$\text{CuK}\alpha$ -излучение

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
10 $\bar{1}$ 0	20	8,8	12 $\bar{3}$ 0, 10 $\bar{1}$ 4	40	3,34	40	2,016
0002	80	7,17	12 $\bar{3}$ 1	100	3,24	60	1,855
10 $\bar{1}$ 2	40	5,55	12 $\bar{3}$ 1	40	3,02	40	1,737

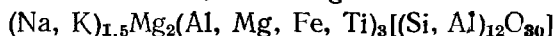
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
11 $\bar{2}$ 2	80	5,08	12 $\bar{3}$ 4, 30 $\bar{3}$ 0	80	2,930	20	1,462
20 $\bar{2}$ 0	60	4,41	20 $\bar{2}$ 4	60	2,776	40	1,437
11 $\bar{2}$ 2	80	4,15	42 $\bar{5}$ 0	40	2,543	40	1,406
20 $\bar{2}$ 2	60	3,74	0006	40	2,390		
0004	40	3,58		40	2,170		

* ASTM, 10-413 (аналог хим. анализа 1 [14]).

Л и т е р а т у р а

1. Miyashiro A. Proc. Japan. Acad., Tokyo, 1953, 29, N 7, 321.
2. Chinner G. A., Dixon P. D. Min. Mag., 1973, 39, N 302, 189.
3. Brown G. E., Gibbs G. V. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 101.
4. Miyashiro A. Am. Min., 1956, 41, N 1-2, 104.
5. Miyachi S., Miyachi M. Rep. Earth Sci. Dep. Gen. Educ. Kyushu Univ., 1978, 20, N 1-8, 1.
6. Euler R., Hellner E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, 15, N 1-2, 156.
7. Schreyer W., Setfert F. Contrib. min., petrol., 1967, 14, N 4, 343.
8. Станкевич Е. К. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974, 60.
9. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.
10. Olsen E., Bunch T. E. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 875; Canad. Min., 1969, 10, pt. 1, 142.
11. Bunch T. E., Fuchs L. H. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 14.
12. Kasama Taro. J. Inst. Politechn., Osaka City Univ., 1958, 93, 15 (по РЖГео, 1958, реф. 14124)
13. Rossi G. Rend. Soc. min. Ital., 1963, 19, 187.
14. Vincenzo de Michele. Nature, 1974, 64, N 1-2, 39.
15. Berg J. H., Wheeler E. P. Am. Min., 1976, 61, N 1-2, 29.
16. Hensen B. J. Contrib. min., petrol., 1977, 64, 197.
17. Schreyer W., Schairer J. E. Am. Min., 1962, 47, N 1-2, 90.

Ягиит Yagiite



Назван по имени К. Яги — профессора геологии университета в Хоккайдо [1].

Характ. выдел. Мельчайшие зерна.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — $P6/mcc$. $a_0 = 10,09$; $c_0 = 14,29$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,416$; $Z = 2$ [1]. Изоструктурен с осумилитом.

Физ. св. Уд. в. 2,70 (вычисл.). Бесцветен.

Микр. Слабый плеохроизм: по *Ne* — бесцветный, по *No* — светло-голубой. Одноосный (+). $n_e = 1,544$, $n_o = 1,536$; $n_e - n_o = 0,008$.

Хим. Согласно общей для группы миларита кристаллохимической формуле по Форбесу и др. [2] — $\text{A}_2^{[6]}\text{B}_2^{[9]}\text{C}^{[12]}\text{D}^{[18]}\text{T}(2)_3^{[4]}\text{T}(1)_{12}^{[1]}\text{O}_{30}$, позиция В в ягиите дефицитна — $\text{Mg}_2\text{Na}_{0,5}(\text{Na}, \text{K})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}$. Состав ягиита (усредненный) из метеорита Коломера (анализ при помощи электронного микронзонда): $\text{Na}_2\text{O} - 3,7$, $\text{K}_2\text{O} - 1,4$, $\text{MgO} - 10,5$, $\text{CaO} - 0,1$, $\text{MnO} - 0,2$, $\text{FeO} - 2,4$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,1$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,1$, $\text{SiO}_2 - 61,7$, $\text{TiO}_2 - 0,8$; сумма 100,0.

Нахожд. Обнаружен в железном метеорите Коломера среди мелких (до 0,8 мм) витлокит-тридимит-плагноклазсодержащих стяжений, окруженных никель-железом.

Межплоскостные расстояния ягиита [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D = 114,5$ 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>
10 $\bar{1}$ 0	5	8,73	12 $\bar{3}$ 0; 10 $\bar{1}$ 4	15	3,299	13 $\bar{4}$ 1	5	2,390
0002	30	7,12	12 $\bar{3}$ 1	100	3,228	13 $\bar{4}$ 3; 11 $\bar{2}$ 6	10	2,159
10 $\bar{1}$ 2	15	5,529	12 $\bar{3}$ 2	20	2,990	20 $\bar{2}$ 6; 40 $\bar{2}$ 2	5	2,090
11 $\bar{2}$ 0	65	5,059	30 $\bar{3}$ 0	40	2,909	13 $\bar{4}$ 4; 23 $\bar{5}$ 0	30	2,003
20 $\bar{2}$ 0	15	4,368	20 $\bar{2}$ 4	50	2,765	41 $\bar{5}$ 1	10	1,890
11 $\bar{2}$ 2	20	4,127	12 $\bar{3}$ 3	10	2,716	23 $\bar{5}$ 3; 13 $\bar{4}$ 5	} 25	1,846
20 $\bar{2}$ 2	50	3,726	22 $\bar{4}$ 0	15	2,523	30 $\bar{3}$ 6; 41 $\bar{5}$ 2		
0004	25	3,565	21 $\bar{3}$ 4; 13 $\bar{4}$ 0	5	2,428			

Л и т е р а т у р а

1. Bunch T. E., Fuchs L. H. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 14.
2. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463; Khan A. A., Baur W. H., Forbes W. C. Acta Cryst., 1972, 28, pt. 1, 267.

Арменит Armenite
 $\text{BaCa}_2\text{Al}_3[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{30}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Назван по месту находки на рудн. ке Армен в Норвегии [1] (арменит Деламетри — синоним азурита).

Характ. выдел. Отдельные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. ? D_{6h}^2 . — $P6/mcc$. $a_0 = 10,69$, $c_0 = 13,90$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,300$ [2]; $Z = 2$. Структурно сходен с миларитом и осумилитом [2, 3]. Согласно Форбесу и др. [4], в армените из Конгсберга позиции А структуры (см. введение к группе миларита) заняты Ca; В — H_2O , Na и K; С — Ba; D — H_2O ; T(2) — Al; T(1) — Si и Al. Межатомные расстояния (в Å) [3]: в $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдрах Si — O = 1,59—1,69, среднее 1,65; O — O = 2,64—2,77, среднее 2,69; в AlO_4 -тетраэдрах Al — O = 1,73, O — O = 2,71—2,94, среднее 2,82; в CaO_6 -октаэдрах Ca — O = 2,43, O — O = 2,71—3,82, среднее 3,26; в Ba-полиэдрах Ba — O = 3,03; $\text{H}_2\text{O} - \text{Ba} = 2,52$; $\text{H}_2\text{O} - \text{O} = 2,67-3,00$.

Облик кристаллов призматический, наблюдаются тройники прорастания [5].

Физ. св. Сп. совершенная по призм. Тв. 7—8. Уд. в. 2,76—2,77. Бесцветный.

Микр. Аномально двуосен (—), $n_g = 1,562$, $n_g - n_p = 0,0034$; $2V = 60^\circ$ [5]. В более ранней работе Ноймана [1] приведены значения: $n_g = 1,562$, $n_m = 1,559$, $n_p = 1,551$ (вычисл.), $n_g - n_p = 0,011$.

Хим. Теор. состав для $\text{BaCa}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$: BaO — 13,36, CaO — 9,77, Al_2O_3 — 26,65, SiO_2 — 47,09, H_2O — 3,13.

Анализ арменита из Армена (анал. Лунд) [5]: Na_2O — 0,16, K_2O — 0,13, CaO — 9,99, BaO — 12,37, SrO — 0,04, Al_2O_3 — 27,52, SiO_2 — 46,18, H_2O^+ — 3,41, H_2O^- — 0,11; сумма 99,91. По Форбесу [4], формула: $\text{Ca}_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na}, \text{K})_2\text{Ba}(\text{H}_2\text{O})\text{Al}_3[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{30}]$.

Повед. при нагр. Основная масса воды выделяется между 450 и 600°.

Нахожд. Обнаружен в серебросодержащих кальцитовых жилах рудника Армен близ Конгсберга (Норвегия) в ассоциации с пирротинном, аксинитом и кварцем.

Межплоскостные расстояния арменита из Норвегии*

FeK α -излучение, Мп-фильтр, $D = 90$ мм

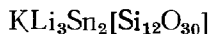
hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
020	50	9,25	060	50	3,08	10	2,06
	10	7,57	250; 341	10	2,97	30	2,02
002	70	6,91	134; 251	100	2,89	30	1,94
012	10	6,46	161; 044	90	2,76	10	1,91
022	10	5,60	350; 070	50	2,66	30	1,88
220	10	5,30	343; 054	40	2,55	20	1,84
040	10	4,68	442; 253	30	2,52	10	1,78
222	70	4,22	352; 072	40	2,48	50	1,74
231; 132	30	4,10	135	20	2,45	20	1,73
042; 123	100	3,82	154	10	2,40	10	1,70
050	20	3,75		10	2,23	20	1,63
241; 104	100	3,38		10	2,19	20	1,58
150; 114	20	3,30		10	2,15		
332; 151	30	3,20		30	2,11		

* ASTM, 17-208.

Л и т е р а т у р а

1. Neumann H. Norsk geol. tidsskr., 1939, 19, Н. 4, 312.
2. Tennyson Ch. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, Н. 2, 1235.
3. Бакакин В. В., Балко В. П., Соловьева Л. П. Кристаллография, 1974, 19, вып. 4, 741.
4. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.
5. Neumann H. Norsk geol. tidsskr., 1941, 21, Н. 1, 19 (по реферату Min. Mag., 1946, 27, N 192, 188).

Бреннокит Brannockite



Назван по имени химика К. С. Бреннока [1].

Синон. Браннокит [2], браннокит [3].

Характ. выдел. Мелкие таблички (толщиной 0,05 мм, поперечник до 2 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^2 - P6/mcs$ [1]. $a_0 = 10,0167$, $c_0 = 14,2452$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,421$; $Z = 2$. Структура аналогична таковой других минералов группы миларита; Sn, вероятно, находится в 6-й координации, а Li — в 4-ой.

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm(L_66L_27PC)$; $a : c = 1 : 1,430$ [1].

Формы [1]:

	Ф	ρ		Ф	ρ
c 0001	—	0°00'	m 11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90°00'
a 10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	s 11 $\bar{2}$ 4	30 00	70 04

Кристаллы таблитчатые по (0001). Двойники с дв. осью [210], установлены рентгеновским методом.

Физ. св. Сп. не обнаружена. Хрупок. Уд. в. 2,98 (вычисл. 3,08). Бесцветен. Прозрачен. В ультрафиолетовых лучах отмечается ярко-голубовато-белая флуоресценция.

Микр. Бесцветный. Одноосный (—), $n_o = 1,567$, $n_e = 1,566$, $n_o - n_e = 0,001 - 0,002$. Двойники под микроскопом не обнаружены.

Хим. Теор. состав: $\text{Li}_2\text{O} - 4,02$, $\text{K}_2\text{O} - 4,22$, $\text{SiO}_2 - 64,71$, $\text{SnO}_2 - 27,05$. Калий частично изоморфно замещается натрием.

Анализ бреннокита из рудника Фут (выполнен при помощи электронного микросонда и пламенной фотометрии): $\text{Li}_2\text{O} - 3,75$, $\text{Na}_2\text{O} - 0,74$, $\text{K}_2\text{O} - 3,72$, $\text{SiO}_2 - 65,8$, $\text{SnO}_2 - 28,2$; сумма 102,21.

Нахожд. Обнаружен в небольшом количестве среди поздних гидротермальных образований в сподуменовых пегматитах месторождения Фут в шт. Сев. Каролина (США). Представлен выделениями в пустотах выщелачивания и в трещинах вместе с бавенитом, пиритом, тетравикманитом, оловосодержащим титанитом, альбитом и кварцем.

Межплоскостные расстояния бреннокита из рудника Фут [1]

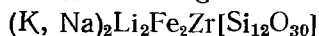
Cu-излучение, $D = 114,6$ мм											
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
100	6	8,693	214	2	2,413	511	2	1,548	0013	3	1,096
002	8	7,141	222	5	2,362	505	2	1,482	529	6	1,044
102	7	5,504	304	5	2,245	228	4	1,453	636	2	0,9928
110	2	5,000	313	6	2,147	514	1	1,428	903	1	0,9447
200	8	4,343	206	1	2,088	602	3	1,416	734	1	0,941
112	10	4,109	224	2	2,048	520	3	1,389	638	1	0,932
202	1	3,722	314	6	1,992	426	1	1,344	826	1	0,8795
004	2	3,559	410	2	1,892	434	3	1,325	835	2	0,8414
113	1	3,467	411	2	1,874	2110	1	1,310	4314	2	0,8283
210	4	3,295	306	6	1,833	612	2	1,297	663	2	0,8221
211	5	3,198	008	3	1,784	409	2	1,278	1012	1	0,8180

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d(A)</i>	<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>
122	3	2,977	405	5	1,725	606	3	1,236	1014	1	0,8022
114	9	2,905	414	4	1,671	615	4	1,200	932	2	0,7969
204	1	2,754	422	2	1,599	3011	5	1,182	1103	2	0,7779
302	6	2,681	415	1	1,577	3210	2	1,158	1016		
220	6	2,502									

Л и т е р а т у р а

1. White J. S., Arem J. E., Nelen J. A. Min. Record, 1973, 4, N 2, 73.
2. Семенов Е. И., Дусматов В. Д., Хомяков А. П., Воронков А. А., Казакова М. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 583.
3. Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1978, 238, № 4, 851.

Согдианит Sogdianite



Назван по месту находки — на территории древнего среднеазиатского государства Согдиана [1].

Характ. выдел. Пластинчатые монокристалльные выделения (до $10 \times 7 \times 4$ см).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^2 - P6/mcc$. $a_0 = 10,08$, $c_0 = 14,24$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,413$ [2]. $D_{6h}^1 - P6/mmm$; $a_0 = 10,09$, $c_0 = 13,98$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,385$; $Z = 2$ [1].

Согласно Форбесу и др. [3], в согдианите из Алайского хр. позиция А структуры (см. введение к группе миларита) занята Zr, Fe^{2+} , Fe^{3+} и Ti; В — Na, K; С — K; Т (2) — Li, Al, Fe^{3+} и Т(1) — Si. Положение Na и K подтверждено Бакакиным и др. [2], которые нашли, что эти атомы занимают четырехкратную позицию 4d. Межатомные расстояния (в Å) и углы между направлениями связи [2]: в SiO_4 -тетраэдрах Si — O = 1,61—1,64, среднее 1,63, O — O = 2,64—2,71, среднее 2,66; в LiO_4 -тетраэдрах Li — O = 1,96, O — O = 2,69—3,59, среднее 3,17, в (Zr, Fe, Ti) O_6 -октаэдрах (Zr, Fe, Ti) — O = 2,01, O — O = 2,69—2,91, среднее 2,81; в K-полиэдрах K — O = 3,04; Si — O — Si = 150,6° и 152,2°; Si — O — Li = 115,8°.

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 7. Уд. в. 2,90. Цв. фиолетовый. Бл. стеклянный. Преимущественно прозрачен. Полосы поглощения ИК-спектра [4] (в cm^{-1}): 1160—1125, 1035, 950, 830, 790, 656, 593, 525, 474 и 406.

Микр. Одноосный (+). $n_e = 1,608$, $n_o = 1,606$.

Хим. Анализ (анал. Катаева) [1]: Li_2O — 3,73, Na_2O — 2,81, K_2O — 4,84, BaO — 0,32, FeO — 1,22, Al_2O_3 — 1,04, Fe_2O_3 — 4,61, SiO_2 — 68,83, TiO_2 — 2,88, ZrO_2 — 9,78, MgO и MnO — следы. CaO, F и H_2O — не обн.; сумма 100,06. Содержит битуминоид — 0,0021% [5] и B 0,004% [5, 6].

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеются экзотермическое повышение при 950° и эндотермический прогиб при 1050° [1].

Нахожд. Встречен только в Алайском хребте (Таджикская ССР) в щелочных интрузивных породах и в жильных пегматоидах, сложенных микроклином, кварцем и эгирином; наблюдается в основном в центральных кварцевых частях пегматоидных жил.

Межплоскостные расстояния согдианита [1]

FeK_{α} -излучение, $D = 57,3$ мм

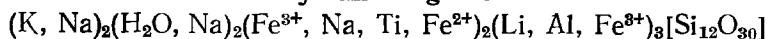
<i>l</i>	<i>d(hk)</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6	4,50	2	2,18	7	1,514	5	1,207
4	4,30	3	2,15	2	1,479	2	1,181
9	4,08	3	1,992	5	1,446	2	1,169
5	3,51	3	1,891	4	1,422	4	1,139
1	3,24	3	1,877	1	1,394	6	1,109

<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>
10	3,19	8	1,834	5	1,368	7	1,097
10	2,89	4	1,771	1	1,340	1	1,085
3	2,76	5	1,722	8	1,323	3	1,060
2	2,68	5	1,672	1	1,302	3	1,038
4	2,50	1	1,639	1	1,293	2	1,015
1	2,40	1	1,603	1	1,258	1	1,005
1	2,37	3	1,554	3	1,234	3	0,994
2	2,24						

Л и т е р а т у р а

1. Дусматов В. Д., Ефимов А. Ф., Катаева З. Т., Корнилова Л. А., Янулов К. П. ДАН СССР, 1968, 182, № 5, 1176.
2. Бакакин В. В., Балко В. П., Соловьева Л. П. Кристаллография, 1974, 19, вып. 4, 741.
3. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.
4. Поваренных А. С., Дусматов В. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 3.
5. Дусматов В. Д., Марков А. Б. Мин. сб., Львов, 1971, № 25, вып. 3, 231.
6. Дусматов В. Д., Могаровский А. В., Корешина Ю. Б. Геохимия, 1972, № 10, 1298.

Сугилит Sugilite



Назван по имени проф. К. Суги из Японии [1].

Характ. выдел. Кристаллы, зерна (размером до 0,2 мм), агрегаты зерен (размером до 4 мм).

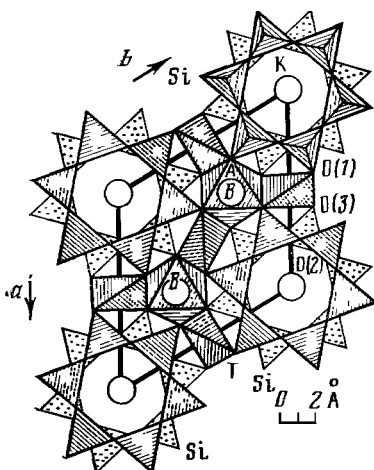
Структ и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — $P6/mcc$. $a_0 = 10,007$, $c_0 = 14,000$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,7148$; $Z = 2$ [2]. Изоструктурен с минералами группы миларита. В структуре сугилита (фиг. 73) [2] sdвоенные гексагональные кольца состава $[Si_{12}O_{30}]$ соединены в трехмерный каркас катионами, находящимися в тетраэдрической (Т(2)-позиции) и октаэдрической (А-позиции) координациях. В направлении оси c двойные кольца связываются через 12-координированную С-позицию. Средние межатомные расстояния (в Å): Т(1) — О = 1,606, Т(2) — О = 3,195, А — О(3) = 2,800, В — О(1) = 2,419, В — О(3) = 2,886 (среднее В — О = 2,730), С — О(2) = 3,000; углы О(3) — А — О(3) = 90,3°, О(3) — Т(2) — О(3) = 110,8°, О — Т(1) — О = 109,5°.

Кристаллы таблитчатые [1]; содержат включения пектолита, альбита и эгирина.

Физ. св. Сп. неясная по (0001). Тв. 6—6½. Уд.в. 2,74 (вычисл. 2,80). Цв. коричневатожелтый, при выветривании и вторичных изменениях зеленоватый. Черта белая. Бл. стеклянный. ИК-спектр указывает на отсутствие ОН-групп [1].

Микр. В прох. свете под микроскопом почти бесцветный. Одноосный (—). $n_o = 1,610$, $n_e = 1,607$ [1].

Хим. Заполнение структурных позиций, согласно общей формуле минералов группы миларита по Форбесу и др. [3] — $A_2^{[6]}B_2^{[9]}C^{[12]}D^{[18]}T(2)_3^{[4]}T(1)_{12}^{[4]}O_{30}$ — следующее: А — $K_{0,81}Na_{0,19}$; В — $(H_2O)_{0,81}Na_{0,84}□_{0,45}$; С — $Fe_{1,32}^{3+}Na_{0,53}Ti_{0,08}Fe_{0,03}^{2+}$; Т(2) — $Li_{2,12}Al_{0,59}Fe_{0,29}^{2+}$; Т(1) — Si. В сугилите Li находится в тетраэдрической



Фиг. 73. Кристаллическая структура сугилита в проекции на плоскость ab (по Като и др.)

позиции, так же как в согдианите и бренноките; отличается от них высоким содержанием Fe^{3+} , находящегося в шестерной координации.

Анализ сугилита с о-ва Иваги (Япония) после вычета примеси пектолита (анал. Мураками, Митсунага) [1]: Na_2O — 4,37, K_2O — 3,76, Li_2O — 3,14, FeO — 0,19, Al_2O_3 — 2,97, Fe_2O_3 — 12,76, SiO_2 — 71,38, TiO_2 — 0,51, H_2O^+ — 0,81, H_2O^- — 0,12; сумма 100,01.

Нахожд. Обнаружен в бескварцевом сиените, обогащенном альбитом, в штокообразном массиве эгириновых сиенитов на о-ве Иваги, преф. Эхиме (Япония). В состав сугилитсодержащей породы входят (в %): альбит 87,0, эгирин 4,0, пектолит 2,3, сугилит 6,6. В кварцевых сиенитах, сиенит-аплитах и сиенит-пегматитах сугилит отсутствует. Изредка сугилит встречается в небольших телах сиенита вблизи указанного массива эгириновых сиенитов в ассоциации с эпидотом и кварцем.

Изм. По краям зерен и по плоскостям спайности превращается в желтовато-бурый порошкообразный, ближе не определенный минерал с высоким содержанием Fe и Al и низким Si.

Межплоскостные расстояния сугилита с о-ва Иваги, Япония [1]

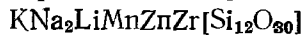
$CuK\alpha$ -излучение

<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>
10 $\bar{1}$ 0	7	8,65	21 $\bar{3}$ 3	11	2,678	21 $\bar{3}$ 7	8	1,711
0002	13	6,98	2240	18	2,499	33 $\bar{6}$ 0	10	1,666
11 $\bar{2}$ 1	7	4,78	3140	7	2,401	20 $\bar{2}$ 8	6	1,627
20 $\bar{2}$ 0	100	4,32	3142	6	2,273	51 $\bar{6}$ 0; 50 $\bar{5}$ 4	7	1,551
11 $\bar{2}$ 2	57	4,06	30 $\bar{3}$ 4	8	2,231	33 $\bar{6}$ 4	8	1,508
20 $\bar{2}$ 2	13	3,68	40 $\bar{4}$ 0	13	2,159	60 $\bar{6}$ 0	7	1,439
0004	24	3,50	32 $\bar{5}$ 0	13	1,983	43 $\bar{7}$ 0	5	1,420
21 $\bar{3}$ 0	7	3,27	41 $\bar{5}$ 0	8	1,890	43 $\bar{7}$ 2	10	1,391
10 $\bar{1}$ 4	8	3,25	41 $\bar{5}$ 1	11	1,874	52 $\bar{7}$ 0	5	1,385
21 $\bar{3}$ 1	81	3,19	32 $\bar{5}$ 3	8	1,827	4048	5	1,364
30 $\bar{3}$ 0; 11 $\bar{2}$ 4	51	2,876	41 $\bar{5}$ 2; 30 $\bar{3}$ 6	7	1,820	6171	5	1,311
20 $\bar{2}$ 4	13	2,725	0008	7	1,757	6280	5	1,200

Л и т е р а т у р а

1. Murakami N., Kato T., Miura Y., Hirowatari F. Mineral. J., Japan, 1976, 8, N 2, 110.
2. Kato T., Miura Y., Murakami N. Mineral. J., Japan, 1976, 8, N 3, 184.
3. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 463.

Дарапиозит Darapiosite



Назван по месту находки в массиве Дара-Пиоз в Северном Таджикистане [1].

Характ. выдел. Изометричные выделения до 0,5 см в диаметре.

Структ и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^2 — $P6/mcc$. $a_0 = 10,32$, $c_0 = 14,39$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,394$ [1].

Физ. св. Уд. в. 2,92. Тв. 5. Бесцветный, белый, реже коричневым и синий. Бл. жирный. ИК-спектр поглощения имеет четкие максимумы при 1120, 1040, 790, 640, 500 cm^{-1} и менее четкие при 1000, 550 и 470 cm^{-1} [1].

Микр. Синий дарапиозит плеохроирует по No — фиолетовым, по Ne — голубым. Одноосный (—). $n_o = 1,580$, $n_e = 1,575$.

Хим. Формула приведена по Семенову и др. [1]. По Форбесу и др. [2], (Mn, Zn, Zr) должны занимать позицию А (см. введение к группе) и формула будет иметь вид: (Mn, Zn, Zr)KNa₂Li Si₁₂O₃₀.

Анализ (анал. Казакова) [1]: Li_2O — 1,74, Na_2O — 2,96, K_2O — 5,14, CaO — 0,57, ZnO — 7,85, MnO — 8,25, Fe_2O_3 — 1,85, TR_2O_3 — 0,96, SiO_2 —

—63,65, ZrO_2 — 5,00, Nb_2O_5 — 0,90, п. п. — 0,58; сумма 99,45. Отдельные определения для другого образца (анал. Быкова) [1]: ZnO — 8,75, MnO — 11,35.

Наход. Найден вместе с согдианитом в пегматитах массива щелочных граносиенитов Дара-Пиоз (Северный Таджикистан). Ассоциируется с эгирином, кварцем, эвдиалитом, шизолитом и полилитнионитом; синий дарапиозит — с пиритом [1].

Изм. В краевых зонах зерен дарапиозита иногда наблюдается голубоватая и синяя плеохроирующая разность, являющаяся, очевидно, продуктом его изменения [1].

Межплоскостные расстояния дарапиозита [1]

CuK_{α} -излучение, Ni-фильтр, $D = 114$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	I	d	I	d
0002	6	7,09	22 $\bar{4}$ 2	2	2,41	2,5	1,466	1,5	1,113
10 $\bar{1}$ 2	3,5	5,57	30 $\bar{3}$ 4	2	2,271	2	1,450	0,5	1,077
11 $\bar{2}$ 0	3	5,02	12 $\bar{3}$ 5	1,5	2,182	2,5	1,421	0,5	1,064
20 $\bar{2}$ 0	4	4,43	22 $\bar{4}$ 4	2	2,082	0,5	1,393	0,5	1,027
11 $\bar{2}$ 2	5	4,13	13 $\bar{4}$ 4	2,5	2,024	1,5	1,370	1	1,014
20 $\bar{2}$ 2	4	3,75	14 $\bar{5}$ 1	2	1,928	2	1,335	0,5	1,003
0004	2,5	3,55	30 $\bar{3}$ 6	3	1,863	1,5	1,264	1	0,960
12 $\bar{3}$ 1	10	3,26	50 $\bar{5}$ 0	2,5	1,783	1,5	1,227	1	0,948
12 $\bar{3}$ 2	1,5	3,04	22 $\bar{4}$ 6	3,5	1,742	1,5	1,207	1,5	0,936
11 $\bar{2}$ 4	6,5	2,93	14 $\bar{5}$ 4	1,5	1,704	1	1,160	0,5	0,928
20 $\bar{2}$ 4	4,5	2,76	15 $\bar{6}$ 1	2	1,583	1	1,150	1	0,829
22 $\bar{4}$ 0	5,5	2,56	33 $\bar{6}$ 4	2	1,541	1	1,128	1	0,820

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И., Дусматов В. Д., Хомяков А. П., Воронков А. А., Казакова М. Е. Зап. Всес. мин. об-за, 1975, **104**, вып. 5, 583.
2. Forbes W. C., Baur W. H., Khan A. A. Am. Min., 1972, **57**, N 3-4, 463; Khan A. A., Baur W. H., Forbes W. C. Acta Cryst., 1972, **28**, pt. 1, 267.

СТРУКТУРА ТИПА ТУРМАЛИНА

Турмалин	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
$XY_3Z_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$	Триг.	15,842—16,032	7,009—7,24	2,9—3,2

Турмалин Tourmaline



X — Na, K, Ca, Mn(Mg), □; Y — Mg, Fe²⁺, Mn, Ca, Li, Al, Cr³⁺, Fe³⁺, Ti, □; Z — Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Cr³⁺, V³⁺ □.

В зависимости от состава катионов, занимающих в структуре позиции X, Y и Z, выделяются турмалины следующих типов [1].

1. Тип шерла $Na(Mg, Fe^{2+})_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$. Y — Mg, Fe²⁺, Z — Al. Представители: шерл — $NaFe_3^{2+}Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$, дравит — $NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$.

2. Тип Fe³⁺-турмалина $Na(Fe^{2+}, Mg)_3(Al, Fe^{3+})_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$. Z — Al, Fe³⁺. Сюда относятся: Fe³⁺-турмалины [2], некоторые марганцевые турмалины — тсилазиты, некоторые хромовые и другие турмалины с дефицитом Al в позиции Z.

3. Тип бюргерита $NaFe_3^{3+}Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)O_3$. Турмалины этого типа богаты кислородом, Y — Fe³⁺, Z — Al; бюргерит, хромовый и ванадиевый турмалины, у которых Cr³⁺ и V³⁺ занимают позиции Y.

4. Тип эльбаита $Na(Li, Fe^{3+}, Al)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$. Y — Al, Fe³⁺ (мало), Li, Z — Al: эльбаиты, рубеллиты, ахрониты, тсилазиты, многие полихромные турмалины, лиддикоатит.

5. Тип увита $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$.
 $Y - \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}$; $Z - \text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$. К этому типу относятся бедные Al дравиты, магнодравит, кальцийсодержащие турмалины; в позиции Z всегда недостает Al [1].

Приведенная классификация принята за основу при дальнейшем описании минералов группы турмалина. Для каждого типа характерны изоморфные ряды. Разными авторами выделяются их различные конечные члены. Так, Штрунц (1970) различает:

Эльбаит $\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6(\text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3 | \text{Si}_6\text{O}_{18}$ — бесцветный, розовый, зеленый
 Дравит $\text{NaMg}_3\text{Al}_6[(\text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3 | \text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — коричневым, коричнево-черный
 Шерл $\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6[(\text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3 | \text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — черный
 Тсилаизит $\text{NaMn}_3\text{Al}_6[(\text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3 | \text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — гипотетическое соединение
 Увит $\text{CaMg}_3(\text{Al}_5\text{Mg})[(\text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3 | \text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — темно-коричневый
 Бюргерит $\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6[\text{F/O}_3 | (\text{BO}_3)_3 | \text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — темно-коричневый

Томисака [3] по характеру изоморфных замещений выделяет следующие типы синтезированных турмалинов:

1. Тип шерла $X^{1+}Y_3^{2+}\text{Al}_6(\text{F}, \text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$
2. Тип Fe³⁺-турмалина $X^{1+}Y_3^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_6[(\text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
3. Тип бюргерита $X^{1+}Y_3^{2+}\text{Al}_6(\text{F}, \text{OH})\text{O}_3 | (\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$
4. Тип увита $X^{2+}Y_3^{2+}(Z^{2+}\text{Al}_5)[(\text{F}, \text{OH})_{1+3} | (\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Установлены непрерывные изоморфные ряды шерл — дравит и шерл — эльбаит — тсилаизит [4].

Поваренных [5], учитывая изоморфизм в турмалинах, выделяет:

Шерлит $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH})_4$
 Эльбаит $\text{NaLi}_x(\text{Fe}_{1-x}\text{Al}_{2-3x})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3\text{O}_x(\text{OH})_{4-x}$
 Тсилаизит $\text{NaMn}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH})_4^?$
 Увит $\text{CaMg}_4\text{Al}_5[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH})_4^?$

Название от сингалезского слова «турамали», которое появилось в Европе впервые в 1703 г. применительно к кристаллам, привезенным с Цейлона (по Хинце).

Синон. Турмалинит — tourmalinite, ашентрекер — Aschentrecker, что означает притягивающий золу — старшее голландское название; дейксит — zeuxite (ксейксит — хеухит), названный Томсоном в 1836 г., оказался турмалином (по Дана, 1892) иохроит — iochroite (еохроит — jochroite, по Хью), талталит — taltalite — смесь медной руды с турмалином, описанная Домейко в 1860 г. из области Талтал, Чили (по Хинце).

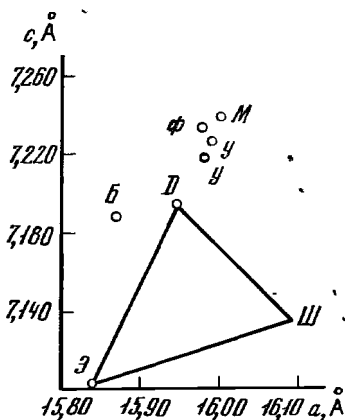
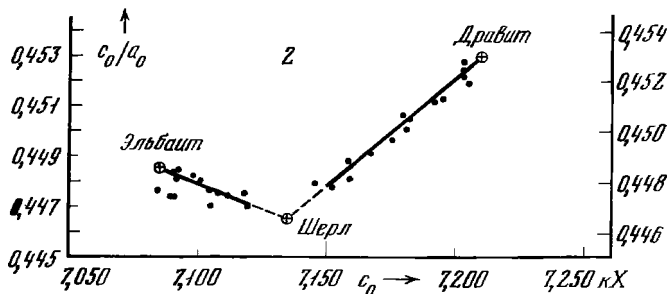
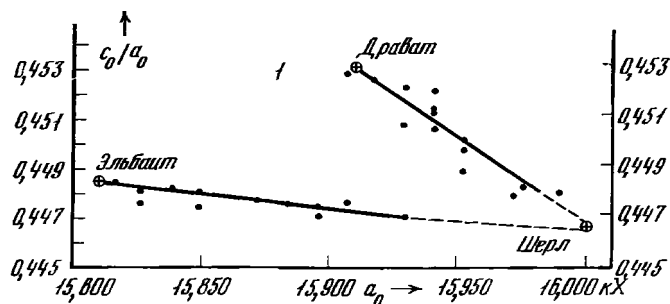
Разнов. По составу: шерл, титан-турмалин, дравит, Fe³⁺-турмалин, бюргерит, хром-турмалин, ванадиевый турмалин, эльбаит, тсилаизит, цинковый турмалин, лиддикоатит, увит, магнодравит. По цвету: рубеллит, верделит, индиголит, африцит, ахроит.

Характ. выдел. Кристаллы, их агрегаты — параллельно-шестоватые и лучисто-шестоватые («турмалиновые солнца»), зернистые и войлокоподобные асбестовидные массы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3v}^5 - R\bar{3}m$. $a_{rh} = 9,5 \text{ \AA}$, $\alpha \approx 113^\circ 55'$; $Z = 1$.

Параметры элементарной ячейки некоторых турмалинов в гексагональной установке при $Z = 3$:

Турмалин	a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Ссылка
Шерл	16,032	7,1219	1 : 0,4465	[6]
Дравит	15,942	7,224	1 : 0,4530	[6]
Fe ³⁺ -турмалин	15,98	7,234	1 : 0,4527	[2]
Бюргерит	15,873	7,187	1 : 0,4521	[7]
Эльбаит	15,842	7,009	1 : 0,4485	[6]
Увит	15,981	7,16—7,24	1 : 0,4475—0,4525	[1]



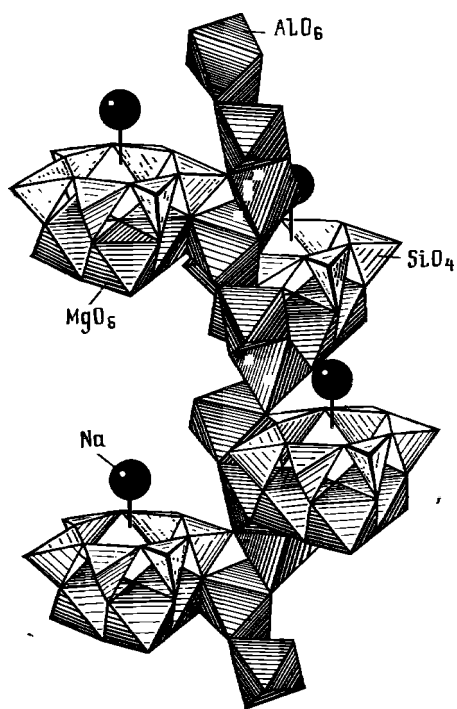
Фиг. 74. Зависимость между отношением осей c_0/a_0 и величинами a_0 (1) и c_0 (2) (по Эпрехту)

Фиг. 75. Значения параметров элементарной ячейки разных турмалинов (по Корнетовой)

Ш — шерл; Д — дравит; Б — бюргерит; Э — эльбаит; Ф — Fe^{2+} -турмалин; М — магнодравит типа увита; У — турмалин типа увита

Впервые систематическое определение параметров элементарной ячейки турмалинов разного состава проведено Эпрехтом [6], который показал, что от шерла к эльбаиту значения a_0 и c_0 уменьшаются, от шерла к дравиту a_0 уменьшается, а c_0 несколько увеличивается (фиг. 74). Подтверждение этой зависимости получено Сливко и Йорышем [8]. Турмалины с дефицитом Al в позиции Z, по Корнетовой [1], имеют наибольшие значения c_0 (фиг. 75).

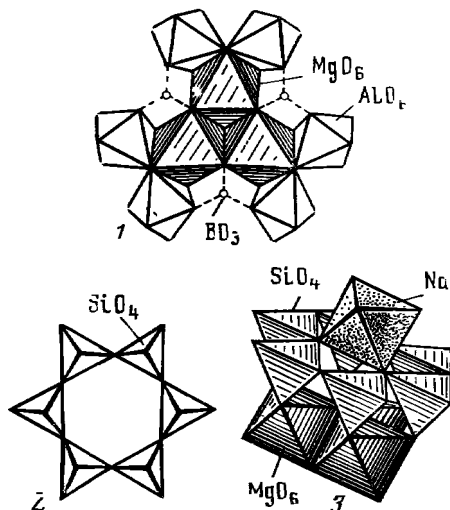
В структуре турмалина (фиг. 76), на примере дравита, выделяется ромбоэдрическая ячейка [9], внутри которой находятся плотно упакованные MgO_6 -октаэдры. Между последними располагаются атомы бора в тройной координации, вокруг групп из трех MgO_6 -октаэдров и трех атомов бора — шесть деформированных октаэдров Al. Эти AlO_6 -октаэдры сопрягаются с другими аналогичными AlO_6 -октаэдрами в единую винтовую «лестницу» вокруг осей Z_1 и Z_2 [10] (фиг. 77, 78), создавая из AlO_6 -октаэдров как бы винтовую ось с обвивающими ее на трех уровнях (четвертый повторяет первый) так называемыми «антигоритовыми островами». Каждый «антигоритовый остров» состоит (фиг. 77₃) из трех плотно упакованных MgO_6 -октаэдров с опирающимися на них (сверху) шестерным кремнекислородным кольцом и располагающимся над этим кольцом атомом Na. Кольцо из шести кремнекислородных тетраэдров, вершины которых направлены в одну сторону (вниз), упирается в шесть наружных атомов O тройки октаэдров. В его центре на стыке трех MgO_6 -октаэдров нахо-



Фиг. 76. Структура элементарной ячейки турмалина (по Белову)

Показана «винтовая лестница» из AlO_6 -октаэдров с обвивающими ее «антигоритовыми островами» и атомами Na в них

←



Фиг. 77. Элементы структуры турмалина (по Белову)

1 — «антигоритовый остров» (вид сверху); 2 — кремнекислородное кольцо; 3 — «антигоритовый остров» из трех плотноупакованных MgO_6 -октаэдров

←

Фиг. 78. «Антигоритовый остров» в структуре турмалина (по Белову)

Показано кремнекислородное кольцо из трансляционно-идентичного острова; три MgO_6 -октаэдра окружены тремя пустыми октаэдрами, в основании которых расположены дискретные треугольники $[BO_3]$; по периферии видны шесть AlO_6 -октаэдров из шести винтовых дислокаций

дится группа OH. Над центром шестерного кольца из кремнекислородных тетраэдров помещается атом Na в девятерной координации (6 атомов кислорода из кольца и 3 атома кислорода из MgO_6 -октаэдров) [9]. Таким образом, в октаэдрическом слое структуры турмалина (на примере дравита) различаются два типа октаэдров: MgO_6 -октаэдры (Mg окружен четырьмя атомами O и двумя группами OH) с расстояниями: $Mg - O = 2,063, 2,032 (2), 2,023 (2) \text{ и } 2,116 \text{ \AA}$ и искаженные AlO_6 -октаэдры (Al окружен пятью атомами кислорода и одной группой OH) с расстояниями: $Al - O = 1,979, 1,890, 1,930, 1,966, 1,910 \text{ и } 1,919 \text{ \AA}$ [11].

По Фортье и Донней [12], у турмалинов различного состава расстояния металл—кислород различны, поэтому атомные координаты для шерла, эльбаита, дравита и бюргерита значительно различаются. Изменение состава приводит к изменению объема, плотности и формы элементарных ячеек.

По Гамбургеру [13] и Донней [14], а также по Бюргеру, Бернхему и Пикору [11], структура турмалина (дравита) состоит из полярных дитригональных колец $[Si_6O_{18}]$ и планарных островов BO_3 , которые соединяются друг с другом

Na, Mg, Al. Группа (ОН) находится в псевдооктаэдрическом окружении Mg и Al. По Саданага и Ито [15, 16, 17], структура эльбаита весьма близка к модели Донней и Бюржера, но отличается от нее гексагональной конфигурацией кремнекислородного кольца. Шерл характеризуется промежуточной структурой [16].

Гексагональная симметрия кольца $[Si_6O_{18}]$ у турмалинов разного состава испытывает дитригональное искажение разной степени; отклонение от гексагональной симметрии (δ), по Фортье и Донней [12], для шерла составляет — 0,005, для эльбаита — 0,009, для дравита — 0,032, для бюргерита — 0,038.

По Кузьмину и др. [18], предполагается разная степень упорядоченности структуры турмалина.

Под электронным высокоразрешающим микроскопом установлено, что при направлении электронного луча параллельно оси c , в кристаллах состава эльбаит—шерл («твердый раствор») при почти полной упорядоченности структуры наблюдается понижение ($h31i$) симметрии [19].

Высказано допущение, что изоморфизм $Al \rightarrow Si$ в эльбаитах может вызывать изменение координационного числа бора от 3 до 4 [20].

Предполагается возможность установления прямой зависимости между содержанием железа и величиной угла отражения для $(21\bar{3}2)$ на дифрактограммах [21].

Дитриг.-пирамид. кл. $C_{3v} - 3m(L_3 3P)$; $a : c = 1 : 0,44767$ (по Дана, 1892). Известно свыше 220 кристаллографических форм. Главные формы (по Гольдшмидту, 1923 и Дана, 1892):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ		
c	0001	—	z	$01\bar{1}1$	$0^\circ 00'$	$27^\circ 20'$	y	$40\bar{4}1$	$60^\circ 00'$	$64^\circ 11'$
a	$11\bar{2}0$	$30^\circ 00'$	o	$02\bar{2}1$	$0^\circ 00'$	$45^\circ 57'$	v	$13\bar{4}1$	$13^\circ 54'$	$61^\circ 47'$
m	$10\bar{1}0$	$60^\circ 00'$	f	$10\bar{1}4$	$60^\circ 00'$	$7^\circ 22'$	x	$12\bar{3}2$	$19^\circ 06'$	$34^\circ 22'$
c	$21\bar{3}0$	$40^\circ 53'$	g	$10\bar{1}2$	$60^\circ 00'$	$14^\circ 29'$	u	$32\bar{5}1$	$36^\circ 35'$	$66^\circ 04'$
l	$52\bar{7}0$	$43^\circ 53'$	r	$10\bar{1}1$	$60^\circ 00'$	$27^\circ 20'$	t	$21\bar{3}1$	$40^\circ 53'$	$53^\circ 50'$
h	$41\bar{5}0$	$49^\circ 06'$	k	$70\bar{7}4$	$60^\circ 00'$	$42^\circ 08'$	q	$31\bar{4}2$	$46^\circ 06'$	$42^\circ 59'$
e	$01\bar{1}2$	$0^\circ 00'$	d	$50\bar{5}2$	$60^\circ 00'$	$52^\circ 16'$				

Из них наиболее обычны, в порядке встречаемости (по Болдыреву, 1935): $r, o, a, m, c, t, u, x, g, h, y, v$.

cr	$(0001):(10\bar{1}1) = 27^\circ 20'$	uu	$(32\bar{5}1):(\bar{3}5\bar{2}1) = 66^\circ 01'$	oo	$(02\bar{2}1):(\bar{2}021) = 77^\circ 00'$
cd	$(0001):(50\bar{5}2) = 52^\circ 16'$	uu	$(32\bar{5}1):(\bar{5}2\bar{3}1) = 42^\circ 36'$	ee	$(01\bar{1}2):(10\bar{1}2) = 25^\circ 02'$
ce	$(0001):(01\bar{1}2) = 14^\circ 29'$	tt	$(21\bar{3}1):(\bar{2}3\bar{1}1) = 63^\circ 48'$	rr	$(10\bar{1}1):(\bar{1}101) = 46^\circ 52'$
ah	$(11\bar{2}0):(41\bar{5}0) = 19^\circ 06'$	tt	$(21\bar{3}1):(\bar{3}1\bar{2}1) = 30^\circ 38'$	ro	$(10\bar{1}1):(02\bar{2}1) = 38^\circ 30'$

Менее распространенные формы (по Гольдшмидту, 1923 и Дана, 1892):

ρ 8.5. $\bar{1}3$.0, ψ 7180, χ 10.1. $\bar{1}1$.0, ω 12.1. $\bar{1}3$.0, Φ 13.1. $\bar{1}4$.0, α 0554, ζ 0772, Ψ 0.15. $\bar{1}5$.4, β 0992, K 0551, Ω 0.11. $\bar{1}1$.1, ε 10.0. $\bar{1}0$.1, H 1123, π 1.26. $\bar{2}7$.14, Δ 1.11. $\bar{1}2$.5, δ 1783, X 2.10. $\bar{1}2$.7, Φ 2794, Λ 2352, μ 2461, Υ 4592, ρ 15.14. $\bar{2}9$.1, M 4.3. $\bar{7}$.10, Z 7186.

Редкие и недостоверные формы (по Гольдшмидту):

21.19. $\bar{4}0$.0	$\bar{1}$.0.1.17	9095	13.0. $\bar{1}3$.1	11.5. $\bar{1}6$.6	$\bar{2}9$. $\bar{1}$.30.14	$\bar{8}$. $\bar{3}$.11.4
10.9. $\bar{1}9$.0	1.0. $\bar{1}$.10	13.0. $\bar{1}3$.7	R 20.0. $\bar{2}0$.1	γ' $\bar{2}1\bar{3}1$	$\bar{5}1\bar{6}2$	7292
6.5. $\bar{1}1$.0	2.0. $\bar{2}$.11	i 20 $\bar{2}1$	p $\bar{2}7$.0. $\bar{2}7$.1	13.7. $\bar{2}0$.6	$\bar{1}3$. $\bar{3}$.16.5	15.4. $\bar{1}9$.2
5490	$\bar{1}015$	7073	$\bar{3}2$.0. $\bar{3}2$.1	9.5. $\bar{1}4$.4	$\bar{8}$. $\bar{2}$.10.3	∞ $\bar{6}283$
23.18. $\bar{4}1$.0	$\bar{1}014$	5052	11 $\bar{2}9$	7.4. $\bar{1}1$.3	$\bar{2}$ 8.2. $\bar{1}0$.3	$\bar{2}$ 5. $\bar{2}$.7.12
11.8. $\bar{1}9$.0	$\bar{1}013$	$\bar{1}1$.0.11.4	2.2. $\bar{4}$.11	5382	$\bar{1}1$. $\bar{3}$.14.4	3254
10.7. $\bar{1}7$.0	$\bar{7}$.0.7.20	14.0. $\bar{1}4$.5	5.5. $\bar{1}0$.14	7.5. $\bar{1}2$.2	Φ $\bar{7}$. $\bar{3}$.10.2	11.2. $\bar{1}3$.12
3250	η 20 $\bar{2}5$	F 3031		18.13. $\bar{3}1$.5	\bar{u} $\bar{1}7$. $\bar{9}$.26.4	Q $\bar{2}135$
5380	4049	3031	5.5. $\bar{1}0$.12	15.11. $\bar{2}6$.4	$\bar{4}261$	$\bar{1}0$. $\bar{9}$.19.5
11.5. $\bar{1}6$.0	4047	13.0. $\bar{1}3$.4	11 $\bar{2}2$	H' 4371	5381	4265

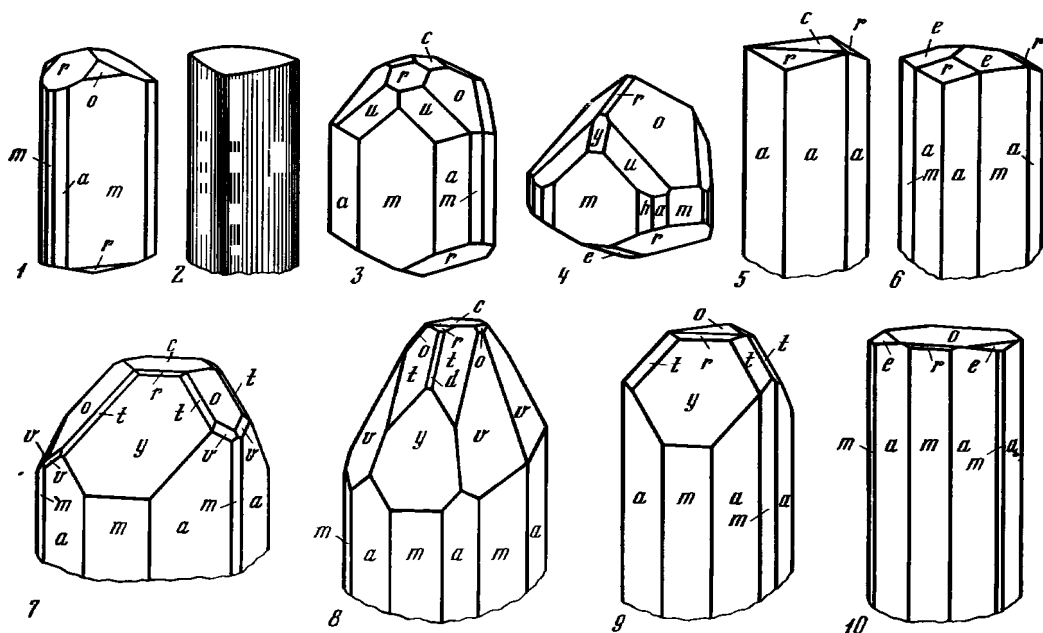
7.3. $\bar{1}0$.0	5058	$\bar{1}9$.0.19.5	τ 2243	9.7. $\bar{1}6$.2	$\bar{1}1$. $\bar{7}$.18.2	12.6. $\bar{1}8$.5
λ 3140	2023	17.0. $\bar{1}7$.4	2241	J 5491	$\bar{6}$. $\bar{4}$.10.1	$\bar{1}0$. $\bar{3}$.13.5
10.3. $\bar{1}3$.0	5057	$\bar{2}2$.0.22.5	ω 2134	6.5. $\bar{1}1$.1	$\bar{7}$. $\bar{5}$.12.1	5497
7290	3034	9092	16.1. $\bar{1}7$.15	7.6. $\bar{1}3$.1	D $\bar{8}$. $\bar{6}$.14.1	$\bar{7}187$
11.3. $\bar{1}4$.0	4045	$\bar{1}6$.0.16.3	12.1. $\bar{1}3$.11	L' 15.13. $\bar{2}8$.2	11.2. $\bar{1}3$.3	$\bar{1}2$. $\bar{4}$.16.7
9.2. $\bar{1}1$.0	10.0. $\bar{1}0$.11	11.0. $\bar{1}1$.2	10.1. $\bar{1}1$.9	13.12. $\bar{2}5$.1	5271	$\bar{1}4$. $\bar{3}$.17.7
11.2. $\bar{1}3$.0	$\bar{1}3$.0.13.14	τ 17.0. $\bar{1}7$.3	ρ' 6175	T' 18.17. $\bar{3}5$.1	9.1. $\bar{1}0$.2	14.1. $\bar{1}5$.7
6170	20.0. $\bar{2}0$.19	6051	f' 4153	20.19. $\bar{3}9$.1	5151	20.7. $\bar{2}7$.7
ν 8190	$\bar{1}1$.0.11.10	i $\bar{2}0$.0.20.3	$\bar{4}153$	43 5	6281	∞ $\bar{3}258$
11.1. $\bar{1}2$.0	8087	P 7071	β' 11.3. $\bar{1}4$.8	2132	γ' 4372	7298
40.3. $\bar{4}3$.0	6055	η' 7071	7295	8.3.11.7	6392	7299
15.1. $\bar{1}6$.0	5054	8081	c 10.3. $\bar{1}3$.7	$\bar{1}0$. $\bar{3}$.13.8	a $\bar{6}$. $\bar{1}$.7.10	9.2. $\bar{1}1$.10
18.1. $\bar{1}9$.0	4043	n $\bar{1}7$.0.17.2	14.5. $\bar{1}9$.9	e $\bar{1}4$. $\bar{3}$.17.10	$\bar{1}1$. $\bar{4}$.15.14	9.4. $\bar{1}3$.11
25.1. $\bar{2}6$.0	10.0. $\bar{1}0$.7	$\bar{1}9$.0.19.2	8.3. $\bar{1}1$.5	$\bar{6}174$	γ $\bar{4}154$	13.2. $\bar{1}5$.14
30.1. $\bar{3}1$.0	3032	$\bar{1}0$.0.10.1	17.7. $\bar{2}4$.10	8195	49. $\bar{1}$.50.32	18.2. $\bar{2}0$.19
1.0. $\bar{1}$.22	5053	12.0. $\bar{1}2$.1	7.3. $\bar{1}0$.4			

По кристаллографии турмалина см. также детальное исследование Воробьева [22].

Кристаллы обычно длиннопризматические до игольчатых (по оси c). Реже короткопризматические, столбчатые и конусовидные без граней призмы (фиг. 79). Призматические кристаллы имеют тригональный или гексагональный облик; иногда благодаря сложной комбинации тригональных, дитригональных и гексагональных призм они почти цилиндрические. Призматические грани часто грубо исцтрихованы и богаты вихорками. Отчетливо проявляется гемиморфизм. Аналогичный конец обычно характеризуется развитием пирамидальных граней с $\rho \leq 27^\circ 20'$, антилогичный — развитием r ($10\bar{1}1$) и других пирамид с $\rho \geq 27^\circ 20'$; моноэдр (0001) на антилогичном конце редок или развит слабо [23]. Дир и др. (1965) указывают на особенно характерную для антилогичного конца комбинацию r ($10\bar{1}1$) с призмой m ($10\bar{1}0$); исключение составляют только кристаллы с дополнительной гранью призмы m ($01\bar{1}0$). Грани головок кристаллов турмалина имеют разнообразную скульптуру [23]: пирамиды и бугры роста главным образом на гранях (0001), ($10\bar{1}1$) и ($01\bar{1}1$); дисковидные черепитчатые формы — на ($20\bar{2}1$); сложное чередование бугорков, штрихов и впадин — на ($21\bar{3}1$), ($10\bar{1}2$); сложная комбинационная штриховка — на ($21\bar{3}2$) и т. д. Иногда в разных участках одной и той же грани наблюдается скульптура разных типов. Фекличев [24] отметил мозаичный блоково-сетчатый микро рельеф на (0001) и шероховатый с пирамидальными и эллипсоидными выступами на ($10\bar{1}1$). Шафрановский и др. [25] описаны конусовидные формы растворения турмалина с Урала; оси таких конусов перпендикулярны нормали к плоскостям симметрии кристалла; углы конусов растворения около 70° или $74-78^\circ$.

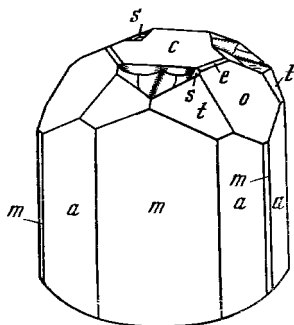
Весьма обычны кристаллы с множественными головками, описанные Ерофеевым [26] как «скупивание неделимых». Ерофеев объяснял их образование срастанием кристаллов, Сливко [23] — расщеплением в процессе роста. Способностью кристаллов турмалина к расщеплению в процессе роста объясняется и возникновение его асбестовидных разновидностей [27]. Длина волокон турмалина-асбеста с Южного Урала (Пионерский Карабаш) достигает 15 см, толщина 0,3 мкм (по данным Доломановой); толщина волокон у швейцарского турмалина-асбеста 0,15—0,3 мкм [28]. О волокнистом турмалине см. также [29]. Известны метасоматические скелетные кристаллы турмалина [24], футлярообразные и «фаршированные» метакристаллы, содержащие реликты вмещающих пород или жильного кварца [24, 30, 31].

Двойники и тройники очень редки. Описан двойник турмалина, в котором двойниковая плоскость параллельна ($10\bar{1}1$), а грани ($11\bar{2}0$) обоих неделимых общие [32]. Тройниковые срастания описаны для турмалинов с о-ва Эльба [33] и с горы Мокруша у деревни Мурзинка (Урал) [34] (фиг. 80). В указанных



Фиг. 79. Кристаллы турмалина

1 — Карингбрк, Швеция (по Гольдшмидту); 2 — пегматиты Алабашки, Урал (по Гольдшмидту); 3 — Гувернер, шт. Нью-Йорк, США (по Дана); 4 — Гелливар, Швеция (по Флинку); 5 — рубеллит; 6, 7 — верделиты; 8—10 — ахроты; 5—10 — Чехословакия (по Чеху)



Фиг. 80. Тройник турмалина из пегматита, Средний Урал (по Корнетовой)

тройниках, как и в двойниках, срastание по $(11\bar{2}0)$. Для уральского тройника; состоящего из повернутых друг относительно друга на 120° индивидов, общими являются грани моноэдра, призм и пирамид, тройниковое строение подчеркивается входящими углами, образованными гранями (5276) . У тройника с о-ва Эльбы общей является только грань моноэдра, грани призм образуют входящие углы.

Наблюдались закономерные срastания с микроклином, слюдой, кварцем; грань (010) микроклина совпадает с (0001) турмалина (Северная Карелия) [35]; грань (001) ортоклаза — с (0001) турмалина (Мурзинка) [36]; в срastаниях со слюдой кристаллы турмалина обычно уплощены по L_3 и параллельны плоскостям спайности слюды [36—39]. Образует тончайшие взаимопрорастания с диопсидом, обладающие своеобразной переливчатостью (поделочная разность, которая называется иногда «кошачий глаз») [40, 41]. Описаны [42—44] «псевдографические» незакономерные срastания турмалина с кварцем, образовавшиеся при замещении турмалином полевых шпатов. В некоторых из них кристаллы турмалина, заключенные в агрегате среди различно ориентированных зерен кварца, оказываются вытянутыми в одном направлении.

Многие кристаллы турмалина содержат одно- и многофазовые включения [45—47]. Температура гомогенизации (в жидкой фазе) первичных включений в цветных турмалинах из пегматитов Урала не превышает 310° [48], из Боршевичного кряжа $260—270^\circ$ [46], в турмалине Криворожья $320—360^\circ$ [44].

Физ. св. Сп. обычно весьма несовершенная по (10 $\bar{1}$ 1) и по (11 $\bar{2}$ 0), но иногда совершенная [49]. Изл. неровный до неяснораковистого. Хрупок. Тв. 7—7 $\frac{1}{2}$. Микротвердость 1070—1626 кгс/мм² при нагрузке 100 гс [50]. Величина микротвердости возрастает в ряду эльбаит (1090—1384 кгс/мм²) — дравит (1275—1407 кгс/мм²) — шерл (1404—1626 кгс/мм²) [51]. Уд. в. 2,9—3,2. Зависимость уд. в. от состава сложная и не может быть положена (как это сделано Винчелом и Кунитцем [52]) в основу их определения по графикам уд. в.—состав; например, в ряду дравит—шерл уд. в. зависит от содержания в турмалинах Al, Са и от степени заполнения структурных позиций натрием [53]. Цв. черный, коричнево-черный, зеленовато-черный, синевато-черный, коричневый, зеленовато-коричневый, оранжево-желтый, желтовато-зеленый, синевато-зеленый, зеленовато-синий, индигово-синий, малиновый, розовый, бесцветный, редко белый, иногда турмалины полихромны.

Вопросу об окраске турмалинов посвящено много работ. В отдельных случаях она позволяет судить о геохимических особенностях минералообразующей среды, о термодинамических условиях кристаллизации и т. д. Окраска может быть связана с различными ионами-хромофорами (Cr³⁺, Fe³⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺, редко V³⁺, дырочный центр O⁻), одновременным присутствием двух-трех из этих ионов, вариациями отношений их концентраций, наличием или отсутствием взаимодействий катионов в соседних координационных полиэдрах [54—60].

Розовая окраска турмалинов может быть связана с Mn²⁺, Mn³⁺ [56, 57, 61, 62] или с электронно-дырочными центрами O⁻ [63]. При общем низком содержании железа и марганца розовые турмалины характеризуются преобладанием Mn над Fe²⁺ и Fe³⁺ и почти полным отсутствием Ti. Связь розовой окраски с электронно-дырочными центрами подтверждается ее радиационным восстановлением у некоторых обесцвеченных при нагревании до 500° турмалинов [64]. Зеленая окраска турмалинов объясняется содержанием Fe²⁺ [45, 65, 66], Cr³⁺ [67] или переносом заряда Fe²⁺ → Fe³⁺ [68]. Бахтин и др. [69] считают, что зеленая окраска вызвана Fe²⁺ и Mn; их различными содержаниями обусловлены оттенки зеленого цвета: преобладание Mn вызывает появление желтых оттенков, увеличение содержания Fe²⁺ с уменьшением содержания Mn—синих оттенков. Черный цвет турмалинов одни исследователи связывают с одновременным присутствием Fe²⁺ и Fe³⁺ [43], другие — только с Fe²⁺ [66], третьи — с переносом заряда Fe²⁺ → Fe³⁺ [58]. Обычно отмечается преобладание в черных турмалинах Fe²⁺ над Fe³⁺ и Mn [69]. Коричневая окраска объясняется влиянием Fe³⁺ [65] или переносом заряда Ti³⁺ → Ti⁴⁺ [58]. Синяя окраска разных оттенков связывается с Fe²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺, Fe³⁺, Cr³⁺, Ti³⁺ при их разных количественных соотношениях [69]. Особое значение для появления синей окраски имеет закономерное распределение Fe²⁺ и Fe³⁺ в структуре турмалина [66, 70, 71, 54].

В богатых Al разностях Fe³⁺ в позиции Y (даже в количестве 5—8% Fe₂O₃) не вызывает окрашивания турмалина. Бюргерит, содержащий 17,62% Fe₂O₃, в кристаллах коричневый (а не черный) и в шлифах плеохроирует в светлых коричневато-желтых тонах [1]. Некоторые акронты содержат 5,89% Fe₂O₃ [72]. У бедных Al разностей типа увита, содержащих много Fe²⁺ в позиции Z, окраска необычайно интенсивна [73], то же относится и к Fe³⁺-турмалинам.

На одном и том же кристалле может наблюдаться зональная окраска, как в направлении тройной оси, так и в поперечном направлении. Одна из типичных схем смены окраски турмалина в одном и том же кристалле: черная — темно-синяя — темно-зеленая — бесцветная — розовая [49, 74—78, 79]. Не все зоны одинаково хорошо развиты. В некоторых кристаллах между зонами наблюдаются постепенные переходы.

У зонально-окрашенных полихромных турмалинов методом рентгеновской топографии установлена связь между их тончайшей микроструктурой и сменой окраски, но прямой зависимости окраски от характера микроструктуры не обнаружено. Различия микроструктуры ядра и краевых зон, очевидно, обусловлены изменениями температуры и давления в процессе роста кристаллов. В пределах зоны одного цвета различные параметры может достигать до 0,4% для a_0 , а для разных зон — 0,8% для a_0 и 0,3% для c_0 [80].

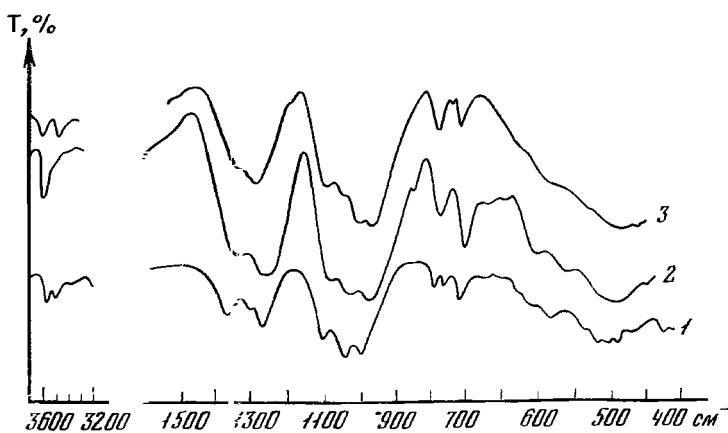
После радиоактивного облучения первоначально бесцветные зоны кристаллов приобретают розово-красный цвет, в одних случаях, или темно-зеленый — в других [81]. Пшибрам [82] объяснил появление бесцветных зон в кристаллах турмалина неустойчивостью центров окраски в них. Турмалины, обесцвечиваясь при нагревании, после охлаждения вновь восстанавливают свою окраску: коричневые — после нагревания до 275° , розовые и зеленые — после нагревания до $350\text{--}400^\circ$. Выше этих температур окраска в обычных условиях не восстанавливается [59—61].

Черта большей частью бесцветная, но темноокрашенные турмалины иногда дают слабоокрашенную черту. Бл. стеклянный. Прозрачны до едва просвечивающих.

Турмалин — пьезоэлектрик [83]. При нагревании один конец кристаллов заряжается положительно (аналогичный полюс), другой — отрицательно (антилогичный полюс). При остывании знак заряда меняется на обратный. Кристаллы полихромного турмалина из Сибири в пустотах направлены антилогичным концом вверх [76], то же самое указывается для верделитов [84]. Тройная ось кристалла является полярной пьезоэлектрической. При наблюдении дифракционной картины (в электронных лучах с $\lambda = 0,0302 \text{ \AA}$) нагретого турмалина обнаруживается деформация рефлексов (пьезоэлектрическое смещение), вызванная появлением в решетке кристалла электростатического поля. Явление наблюдается от 50 до 150° (точка Кюри), при дальнейшем нагревании деформация исчезает [85, 86]. Пьезоэлектрик: при сжатии на аналогичном полюсе появляется отрицательный заряд, а на антилогичном — положительный. Поляризует не только световые лучи, но и электронные. Имеются восемь пьезоэлектрических констант (пьезоэлектрические коэффициенты) с четырьмя независимыми значениями: $e_{15} = +7,40 \cdot 10^4$, $e_{22} = -0,53 \cdot 10^4$, $e_{31} = +3,09 \cdot 10^4$, $e_{33} = +9,60 \cdot 10^4$. Для практических целей используется только проявление пьезоэффекта параллельно оси c [87]. Пьезоэлектрический модуль, определенный для бразильских турмалинов: $d_{22} = -0,94 \cdot 10^{-8}$, $d_{31} = 0,96 \cdot 10^{-8}$, $d_{33} = -5,4 \cdot 10^{-8}$ [87] (см. также [88—91]). По Нарояна [92], диэлектрические постоянные турмалина: $E = 5,9, 6,5\text{--}6,8, 7,9$; $E_a = 3,60$; $E_b = 3,90$; $E_c = 4,60$ [93]. О связи между фигурами травления и пьезоэлектрическими свойствами турмалина см. [94].

Кристалл турмалина имеет две главные магнитные оси; магнитная восприимчивость в направлении, перпендикулярном оси c ($\kappa_m \perp$), больше, чем магнитная восприимчивость в направлении, параллельном оси c ($\kappa_m \parallel$). Для черных турмалинов треугольного сечения $\kappa_m \perp = 17,3 \cdot 10^{-6} - 26,4 \cdot 10^{-6}$ и $\kappa_m \parallel = 13,7 \cdot 10^{-6} - 22,6 \cdot 10^{-6}$; анизотропия $4,4 \cdot 10^{-6} - 2,6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Кристаллы с шестиугольным сечением по анизотропии магнитной восприимчивости резко отличаются от кристаллов с треугольным сечением. У наиболее темноокрашенных турмалинов значение κ_m выше. Розовые турмалины, в отличие от черных и зеленых, обнаруживают низкие значения магнитной восприимчивости и слабую анизотропию. Магнитные свойства зависят от парамагнитных ионов-хромофоров Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} . Осями наилегчайшего намагничивания являются направления, перпендикулярные (1120) или (1010) [62]. Удельная магнитная восприимчивость железистого турмалина $\kappa_{уд} = 22\text{--}31 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [95]. О магнитной восприимчивости турмалинов см. также работы [96—101]. Модуль упругости (в $10^{11} \text{ дин} \cdot \text{см}^{-2}$) $c_{ик} = 30,4\text{--}27,1$. Постоянные упругости или константы податливости (в $10^{-13} \text{ см}^2 \cdot \text{дин}^{-1}$) $s_{ик} = 4,12\text{--}4,42$ [102].

ИК-спектры турмалинов характеризуются интенсивными, четко разделенными полосами поглощения с рядом добавочных максимумов в области $1450\text{--}1150 \text{ см}^{-1}$ и $1150\text{--}850 \text{ см}^{-1}$, группой полос средней интенсивности в области $850\text{--}650 \text{ см}^{-1}$ и двумя широкими полосами в интервале $650\text{--}400 \text{ см}^{-1}$ [103—106]. В области валентных колебаний гидроксильных групп проявляются слабые полосы в интервале частот $3700\text{--}3200 \text{ см}^{-1}$. Значения частот поглощения варьируют в зависимости от характера катионов. У дравитов максимумы поглощения валентных колебаний связей В—О около 1360 и 1265 см^{-1} , у шер-

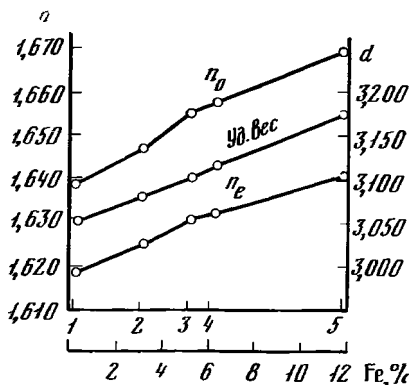


Фиг. 81. ИК-спектр турмалинов (по Зиборово́й)

1 — дравит; 2 — шерл; 3 — эльбаит

Фиг. 82. Зависимость n_o , n_e и удельного веса (d) от содержания железа (по Коржинскому)

1 — розовый турмалин; 2 — темно-зеленый; 3—5 — шерл



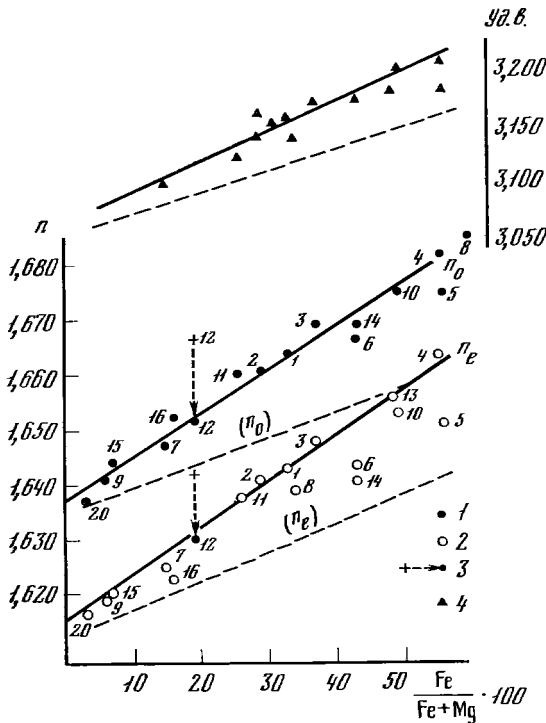
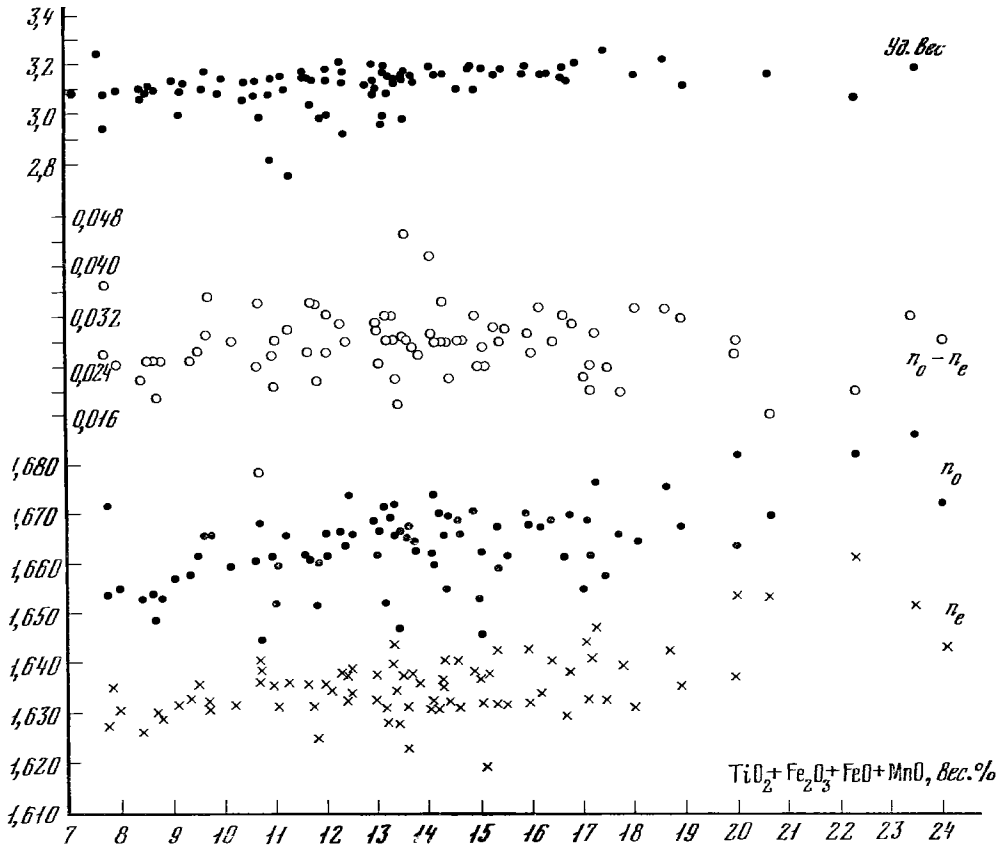
лов 1330 и 1275 $см^{-1}$, у эльбаитов около 1300 с отчетливой ступенью 1360 $см^{-1}$. ИК-спектры промежуточных разновидностей содержат максимумы поглощения, отвечающие, соответственно, шерловой и эльбаитовой или шерловой и дравитовой составляющим. В области 3700—3200 $см^{-1}$ полосы поглощения (3600, 3570 и 3480 $см^{-1}$) характеризуют ОН-группы в Al, Fe, Mg, Li-содержащих октаэдрах (фиг. 81).

Мессбауэровские спектры наиболее полно определяют особенности вхождения железа в структуру турмалинов [66, 107, 108]. В железистых турмалинах Fe^{2+} может занимать преимущественно одно положение Y или распределяться по двум положениям Y и Z, причем всегда содержание Fe^{2+} в позиции Y больше, чем в Z. Различаются по три неэквивалентных положения Fe^{2+} в Y и в Z за счет влияния второй координационной сферы. Ионы Fe^{3+} также входят в положения Y и Z.

По мессбауэровским спектрам точнее, чем с помощью химического анализа, определяется коэффициент окисления, т. е. соотношение Fe^{3+} и Fe^{2+} ; устанавливается распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} по Y и Z положениям, по трем субпозициям Y и трем субпозициям Z, степень упорядоченности этого распределения.

Методом ЭПР [109, 110] установлено частичное замещение кремния (0,01%) бором в эльбаитах, а также присутствие ионов H^+ в эльбаитах и рубеллитах. О поведении турмалина при флотации см. [111].

Микр. В прох. свете наблюдается разнообразная окраска. Внешне однородные по окраске железистые турмалины в шлифах могут быть зонально или пятнисто-окрашенными. Характерен сильный плеохроизм: у шерла по No — синий различных оттенков, темно-зеленый, желтовато-коричневый до почти черного, по Ne — светло-фиолетовый, желтоватый, красновато-фиолетовый, коричневый, светло- до темно-желтого; у дравита по No — бесцветный, крас-



Фиг. 83. Зависимость показателей преломления, двупреломления и удельного веса турмалинов типа шерла от суммы $TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$ (по Барсанову и Яковлевой)

Фиг. 84. Зависимость удельного веса и показателей преломления турмалинов типа увита (из магнезиальных скарнов) от отношения $[Fe/(Fe + Mg)] \cdot 100$ (по Шабьину)

Штриховая линия — данные Винчелла для шерла и дравита; 1 — точки для n_0 ; 2 — точки для n_e ; 3 — положение точек после внесения поправки на содержание TiO_2 ; 4 — точки удельного веса; цифры у кружков — номера химических анализов в оригинале

ный, голубой, по N_e — бесцветный; у эльбаита по N_o и по N_e — бесцветный. $N_o > N_e$. Одноосные (—).

Показатели преломления и уд. в. некоторых турмалинов, по Барсанову и Яковлевой [55]:

	Шерл	Дравит	Рубеллит, ахронт	Верделит, индиголит
n_o	1,653—1,690	1,627—1,664	1,637—1,651	1,637—1,648
n_e	1,627—1,662	1,607—1,636	1,618—1,630	1,618—1,623
$n_o - n_e$	0,016—0,047	0,017—0,030	0,015—0,021	0,018—0,027
Уд. в.	2,83 —3,28	2,925—3,30	2,913—3,116	3,019—3,110

Показатели преломления см. также при химических анализах, а для разновидностей (хромового, ванадиевого и др. турмалинов) — в разделе «Разнов». Оптические свойства связаны с составом сложной зависимостью. Показатели преломления в основном контролируются содержанием $Fe + Mg$ и Mn . Особенно отчетливо показатели преломления уменьшаются от темноокрашенных (черных и зеленых) турмалинов к розовым и бесцветным (фиг. 82). У турмалинов одного типа, например у шерлов (фиг. 83) и увитов (фиг. 84), эта закономерность в основном также выдерживается, но вхождение больших количеств других элементов, особенно Al , Cr , V нарушает и усложняет ее. Двупреломление возрастает с увеличением содержания железа. У некоторых железистых турмалинов оно повышается с понижением содержания щелочей [112].

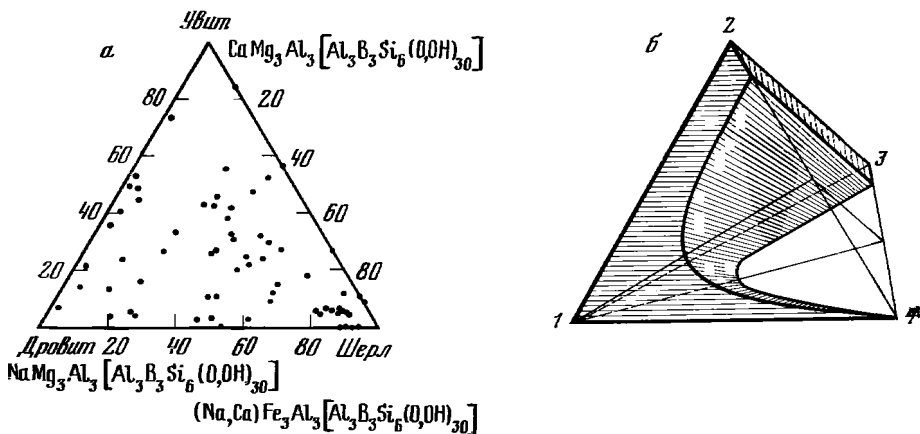
Удлинение (—). Иногда аномально двуосны, $2E$ до -10° [113, 114]; в периферических зонах некоторых зональных кристаллов $2V = -24^\circ$ [115]. Аномальную двуосность ($2V = 12-47^\circ$) отмечает также Глаголев [116].

Определялось двойное значение (четыре линии на рефрактометре) n_o и n_e у одного и того же ювелирно-прозрачного кристалла: $n_e = 1,620-1,624$ и $n_o = 1,646-1,653$ [117]. Природа этого явления не ясна.

Дисперсия показателей преломления — достаточно постоянная величина, почти не зависящая от состава, окраски и других свойств турмалинов. По Сливко [45], изменение n_e при $\lambda = 450-700$ нм составляет 0,015—0,016, $n_o - 0,013$. Эти данные близки к данным Гюбелина [118] для магнезиального турмалина ($MgO - 13,07\%$) из Камполунго (см. Винчел, 1953). Об оптических свойствах турмалинов см. также [45, 119—124].

Хим. Состав турмалина варьирует в значительных пределах благодаря изоморфным замещениям. Различают два крупных класса турмалинов: 1) количество Al достаточно для занятия всех позиций Z и 2) количество Al невелико. К первому классу относятся турмалины типа шерла, бюргерита и эльбаита, содержащие не менее 30—35% Al_2O_3 , ко второму — Fe^{3+} -турмалины и увиты с содержанием Al_2O_3 до 26%. В Fe^{3+} -турмалинах дефицит Al восполняется Fe^{3+} , а в увитах — Mg или Fe^{2+} (иногда Fe^{3+}) [1]. Количество Al у большинства богатых им турмалинов превышает теоретическое (для $Z = 6$). В некоторых турмалинах этой группы, как показывают ИК-спектры поглощения, Al входит в шестерные кольца вместо Si (третье неэквивалентное положение Al в решетке турмалина) [125]; в этих же турмалинах обнаруживается недостаток SiO_2 . Почти во всех турмалинах присутствует TiO_2 (около 1%). Отмечено изоморфное замещение $Ti \rightarrow Al$ [69] в позициях Z . Cr , V и Ti могут замещать Fe^{3+} [78]. О содержании Cr и V в дравитах и бюргеритах см. в разделе «Разнов». Содержания кремнезема и бора близки к теоретическим (о возможности количественного спектроскопического определения бора в турмалине см. [126]).

Наиболее отчетливо выражены два изоморфных ряда турмалинов: шерл-дравитовый и шерл-эльбаит-тсилазитовый (фиг. 85). Наблюдается непрерывное изменение состава от шерла к дравиту (параметры их кристаллических решеток близки), от шерла к эльбаиту и от эльбаита к тсилазиту; между дравитом, тсилазитом и эльбаитом существует разрыв, причина которого, по Гермон [127] и Донней [128], заключается в особенностях структуры и размеров



Фиг. 85. Диаграммы составов турмалинов (по Сливко)

а — в системе перл — дравит — увит; б — в системе шерл (1) — эльбаит (2) — тсилванит (3) — дравит (4), области смешимости заштрихованы

октаэдров названных турмалинов. У эльбаитов октаэдры позиций Y и Z немного меньше, чем у дравитов, а кольцо $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ гексагональное (у дравитов оно дитригональное). Твердые растворы между дравитом и эльбаитом возможны с появлением октаэдров Fe^{2+}O_6 или Fe^{3+}O_6 , которые являются как бы переходными звеньями этих структур. Сливко [129] опубликовал данные о турмалине, содержащем (в мол. %): шерла — 37, эльбаита — 40,6, дравита — 22,4. В каждом из изоморфных рядов проявляются сложные замещения, в которых, кроме Fe^{2+} , Mg, Mn, Li, Fe^{3+} и Al, участвуют Na, Ca, (OH), F. Среди шерлов выделяются сильно глиноземистые (хим. анализ 4) и бедные Al_2O_3 (хим. анализ 1); последние (при замещении части Al на Fe^{3+}) стоят ближе к типу Fe^{3+} -турмалинов. Состав Fe^{3+} -турмалинов рассчитывается на формулы значительно хуже, чем состав других типов. Возможно, это объясняется тем, что они представляют собой как бы окисленные увиты, а, с другой стороны, сказываются аналитические трудности определения валентности железа. Для турмалинов типа бюргерита характерно высокое содержание Fe^{3+} (хим. анализ 17) или Cr^{3+} , V^{3+} (хим. анализы 16, 18, 19, 20); иногда в них наблюдается повышенное количество MgO.

Турмалины типа эльбаита характеризуются высоким содержанием глинозема и постоянным присутствием Li_2O (до 1,9%). Октаэдры в их структуре в основном заселены Al (до $\frac{4}{5}$ октаэдрических позиций) или Al и Li; в подчиненном количестве присутствуют Mg, Mn, Fe^{2+} , Fe^{3+} (зеленый и синий эльбаиты содержат их больше). По Барсанову и Яковлевой [57], они содержат не более 8% от суммы окислов хромофоров (рубеллит и ахроит — 2,6%, индиголит и верделит — 2—8%) и 0—4% MgO (рубеллит и ахроит не более 2%, верделит и индиголит около 2% MgO). Li наиболее характерен для турмалинов из пегматитов; его содержание (также как Rb, Cs и Be) возрастает к концу пегматитового процесса (Rb до 0,08%, Cs — 0,013%) [77, 78, 79]. Содержание щелочей (включая литий) непостоянно, коэффициент при X от 0,5 до 1,5. Как правило, Na преобладает (до 3,5% Na_2O), содержание K_2O обычно не превышает 0,5%; в турмалинах из кварцевых и кварц-касситеритовых жил с сульфидами до 1% и более K_2O [72, 112].

В марганцевых турмалинах содержание MnO колеблется в пределах 3,27—8,21% [54]. CaO в повышенных количествах устанавливается в турмалинах типа увита из скарновых месторождений бора [130—132]. Содержание Sn в шерлах из пегматитов обычно меньше 0,003%, из пегматитов оловоносных областей в среднем 0,006% [133], в шерлах и полихромных турмалинах из литиевых пегматитов оно составляет соответственно 0,005 и 0,010%; в редких случаях отмечается содержание Sn до 0,1—0,6% [134, 135]. Максимальное

количество Ga в турмалинах достигает $1 \cdot 10^{-2}\%$, среднее $6 \cdot 10^{-3}\%$ [136]. Содержание воды и фтора зависит от размещения главных катионов в структуре турмалина. Как известно, октаэдры позиции Y («антигоритовый остров») [9, 10] отличаются от октаэдров позиции Z («винтовые лестницы») тем, что в первых (Mg в центре) четыре вершины заняты кислородом и две — группами OH. У вторых (Al в центре) 5 вершин октаэдра заняты кислородом и одна — OH. В бюргеритах, для которых характерно большое количество октаэдров позиции Z, содержание кислорода возрастает. В турмалинах типа увита увеличение количества октаэдров типа Y влечет возрастание содержания H_2O^+ . Изменение природы октаэдров и, соответственно, содержания воды сказывается уже у турмалинов типа шерла. В Fe^{3+} -турмалинах, по характеру октаэдров не отличающихся от шерла, количество H_2O^+ повышенное, что может указывать на вторичный характер окисления Fe^{2+} . Таким образом, точное определение содержания H_2O^+ для уточнения структурных особенностей турмалина имеет первостепенное значение. Содержание F, замещающего OH, составляет от 0 до 1,60% в эльбаите и до 1,86% в бюргерите. В турмалинах из флюорит-касситеритовых прожилков определено до 3,90% F (возможна примесь флюорита) [135]. В турмалинах из гранитов Юго-Западной Англии содержится 0,024—0,102% Cl [137]. Количество хлора в газово-жидких включениях специально не изучено. Содержание He (в mm^3/g), по Хлопину [138], достигает 0,007 в черном турмалине из Северной Карелии, 0,061 — в турмалине Урала (Нижне-Исетская дача), 0,015 — с Туркестанского хр. (КиргССР).

Анализы:

Приведены согласно принятой здесь классификации турмалинов по структурным типам. К некоторым типам отнесены турмалины, которые по преобладанию основных элементов должны были бы попасть в другую группу. Например, турмалин хим. анализа 21 отнесен к типу увита ввиду большого недостатка Al в позиции Z (при малом содержании Fe^{3+}), хотя он содержит всего 0,96% CaO (дефицит Ca компенсируется Fe^{2+} и Mg). Турмалины химических анализов 13 и 14 по высокому содержанию CaO скорее должны были считаться увитами, вместе с тем по своим формулам они относятся к типу Fe^{3+} -турмалинов, в которых дефицит Al в позиции Z восполняется Fe^{3+} , а не двухвалентными катионами (Mg, Fe^{2+}) как в увитах. Надо иметь в виду, что пересчет химических анализов турмалинов на формулу (19 катионов), как отметила Борнеман-Старынкевич [139], в подавляющем числе случаев указывает на довольно значительный дефицит щелочей, который находится в связи с избыточным содержанием H_2O^+ ; коэффициент при X (около или более единицы) чаще всего соответствует недостатку H_2O^+ особенно при высоком содержании CaO. В связи с этим возникает предположение о наличии оксония в позиции X. Обнаруживающийся дефицит щелочей и бора заставляет некоторых авторов пересчитывать химические анализы турмалинов не на 19, а на 15 катионов [140]. По Фуа и Розенбергу [141], в шерлах и драгитах наблюдаются два типа замещений: дегидратационный $(OH^-) + R^{2+} \rightarrow R^{3+} + O^{2-}$ и щелочно-дефектный $R^{2+} + R^+ \rightarrow R^{3+} + \square$.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li_2O	—	—	0,77	—	0,28	0,20	0,003	He обн.	He обн.
Na_2O	2,26	1,92	1,35	0,79	2,04	2,45	3,25	2,43	1,73
K_2O	0,08	0,11	0,30	0,55	0,02	0,03	0,29	0,28	0,07
MgO	0,43	0,74	0,25	3,11	8,15	6,66	7,49	9,15	10,72
CaO	сл.	0,21	0,63	0,76	0,80	0,58	1,16	0,92	1,00
MnO	0,15	0,25	0,95	0,03	0,24	0,15	0,002	0,04	сл.
FeO	18,34	15,11	12,15	10,33	6,64	6,38	1,26	1,67	1,21
Fe_2O_3	1,27	0,20	4,89	0,98	1,59	0,39	5,63	3,01	0,58
B_2O_3	10,32	10,70	9,90	9,86	10,65	10,39	10,51	10,58	10,36
Al_2O_3	29,74	33,80	30,62	35,15	29,85	33,00	30,87	32,31	34,00
SiO_2	33,80	33,78	34,68	34,99	37,00	36,57	35,84	36,11	37,08
TiO_2	0,21	0,41	0,13	0,67	0,62	1,02	0,80	0,54	сл.
H_2O^+	2,92	2,22	2,25	2,38	2,50	2,46	1,11	1,98	2,57
H_2O^-	0,16	0,19	He обн.	0,07	—	—	0,12	0,27	He обн.
F	0,40	0,98	0,45	He опр.	0,33	0,35	—	1,35	0,26
Сумма	100,08	100,62	99,32	99,67	100,71	100,63	(99,52) *	100,64	100,60**
$-O=F_2$	0,17	0,41	0,19		0,14	0,15		0,56	0,10

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Уд. в.	99,91	100,21	99,13	—	100,57	100,48	—	100,08	100,50
n_o	3,170	3,218	3,189	—	3,102	3,104	2,94	3,046	3,025
n_e	1,664	1,668	1,665	1,654	1,657	1,655	1,654	1,657	1,628
	1,630	1,633	1,632	1,629	1,632	1,631	1,628	1,628	1,608

* В том числе Si_2O_5 — 0,02, V_2O_5 — 0,06, P_2O_5 — 0,003, CO_2 — 1,10.

** В том числе п. п. 1,02.

1—11 — тип шерла; 12—16 — тип Fe^{2+} -турмалина; 17—20 — тип бюргерита; 21—25 — тип увита; 26—35 — тип эльбаита.

1 — шерл, травяно-зеленый из сидерофилит-топаз-кварцевого грейзена, Шерлова Гора (Восточное Забайкалье), содержит 0,0014% Li_2O , анал. Митюшина [125]; 2 — шерл, черный, дер. Южаково (Средний Урал), анал. Борнеман-Старынкевич и Казакова [45]; 3 — шерл, черный из пегматитов, Борцевский кряж (Восточное Забайкалье), анал. Борнеман-Старынкевич и Казакова, в оригинале Na_2O — 0,35 (опечатка) [45]; 4 — железисто-магнезиальный бурый турмалин из кварцевых жил с сульфидами, вольфрамитом, касситеритом, анал. Алексеева [112]; 5 — шерл, черный, Шабры (Урал), анал. Лебедева [142]; 6 — шерл, черный, Жуя, Патомское нагорье, анал. Лебедева [142]; 7 — дравит из кварцитов, р. Ярогу Южная Якутия), в оригинале сумма 100,22, анал. не указан [143]; 8 — дравит, густо-зеленый из турмалин-корундового месторождения Нижне-Исетской дачи (Урал), содержит Cl — 0,03, анал. Подвалина и Алимарин [115]; 9 — дравит-асбест, серовато-белый, из зальбандов кварцевых жил с сульфидами, Карабаш, Пионерский рудник (Урал), анал. Гусева [55].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li_2O	<0,01	—	—	—	—	0,031	—	—	—
Na_2O	1,09	1,73	1,41	0,08	0,36	1,90	2,00	2,46	1,36
K_2O	0,06	0,17	0,10	0,12	0,18	0,108	0,05	0,07	сл.
MgO	14,43	9,23	8,69	9,11	—	5,71	10,60	0,13	4,47
CaO	3,82	1,83	2,36	4,58	1,96	4,25	1,00	0,69	0,72
MnO	0,01	сл.	сл.	0,03	5,39	сл.	сл.	0,13	сл.
FeO	—	5,19	4,70	3,48	4,32	2,00	0,13	1,27	2,91
Fe_2O_3	0,43		10,63	10,32	11,58	14,04	—	17,62	—
Cr_2O_3	—	1,60	—	—	—	—	9,60	—	10,86
B_2O_3	10,94	8,00	10,42	9,54	10,85	8,95	8,50	10,86	9,51
Al_2O_3	28,92	31,53	22,12	26,32	23,98	25,48	27,20	30,79	30,56
SiO_2	35,94	36,43	34,57	34,20	36,85	32,20	36,60	33,86	36,79
TiO_2	0,79	0,75	1,56	0,76	1,72	0,075	0,22	0,55	—
H_2O^+	3,07	3,58	3,55	1,20	3,51	4,3	2,97	0,40	2,25
H_2O^-	—	0,16	0,12	0,08		—	сл.	—	—
F	1,15	—	0,18	0,04	—	0,005	—	1,86	0,65
Сумма	100,65	100,20	100,41	99,86*	100,70	(99,049)	99,82**	100,69	100,08
$-O=F_2$	0,48	—	0,08	0,01	—	—	—	0,78	0,27
	100,17	—	100,33	99,85	—	—	—	99,91	99,81
Уд. в.	3,045	3,13	3,18	—	—	3,18	3,101	3,31	3,12
n_o	1,637	1,650	<1,70	1,669	—	1,685	1,687	1,735	1,687
n_e	1,617	1,625	1,656	1,641	—	1,646	1,638	1,655	1,641

* Кроме того, P_2O_5 — 0,06, S — 0,10.

** В том числе SiO — 0,34, V_2O_5 — 0,61.

10 — дравит, коричневый, Гувернер, шт. Нью-Йорк (США), среднее из трех анализов одного и того же образца, анал. Рат [144]; 11 — хромсодержащий дравит, Кривой Рог, анал. Аксельрод [145]; 12 — Fe^{2+} -турмалин, черный, неизвестное месторождение (Мадагаскар), анал. Ито [2]; 13 — Fe^{2+} -турмалин, Таежное (Южная Якутия), анал. Старосельская [146]; 14 — марганцевый Fe^{2+} -турмалин из пегматитов, шт. Пенсильвания (США), анал. Эйерман [147]; 15 — Fe^{2+} -турмалин, черный, из грубополосчатых мраморизованных известняков, Белоречное месторождение (Алтай), в оригинале сумма 99,058, анал. Васильева [148]; 16 — хромовый Fe^{2+} -турмалин из скарнов Оутокумпу (Финляндия), анал. Вуорелайнен. n_o — синевато-изумрудно-зеленый, n_e — желтовато-зеленый, обладает сильными рубиново-красными рефлексами [149]; 17 — бюргерит, темно-бурый, из риолитов Мексвитик, Сан-Луис-Потоси (Мексика), анал. Ингамелс [19]; 18 — хромовый бюргерит, Сысертский округ (Урал), анал. Косса [150].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18
Na ₂ O	1,70	1,43	1,64	1,45	1,47	0,35	0,35	1,75	1,22
K ₂ O	0,53	0,1	0,29	0,17	0,11	—	—	0,47	0,10
MgO	8,96	6,33	4,72	3,68	8,03	10,09	22,64	0,35	0,19
CaO	2,14	0,25	0,96	2,36	3,83	6,00	2,30	0,50	0,90
ZnO	—	—	0,37	—	—	—	—	2,85	—
MnO	—	0,02	Сл.	Сл.	0,08	—	—	—	5,85
FeO	0,82	1,32	15,64	14,73	8,78	6,58	3,81	0,30	—
Fe ₂ O ₃	—		3,99	6,88	5,80			3,03	0,30
Cr ₂ O ₃	—	0,89	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₃	5,76	7,45	—	—	—	—	—	—	—
B ₂ O ₃	8,68	11,8	9,35	8,28	9,30	11,60	9,34	7,26	10,22
Al ₂ O ₃	31,88	29,7	23,37	24,53	24,62	24,69	23,34	45,08	40,06
SiO ₂	37,73	35,6	34,96	34,38	33,70	36,10	32,79	36,88	35,79
TiO ₂	—	0,46	1,01	0,80	0,81	0,50	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,67	2,56	2,95	3,38	2,81	0,78	3,66	3,76	3,81
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,16	0,23	Не обн.	0,69	—	—
F	0,13	0,46	0,45	Не обн.	—	—	0,06	—	0,90
Сумма	100,00	98,95 *	100,62 **	100,80	99,57	99,72	99,23 ***	(99,50)	99,83
—O=F ₂	0,05	0,19	0,19	—	—	—	0,02	—	0,37
	99,95	98,76	100,43	—	—	—	99,21	—	99,46
Уд. в.	3,058	3,13	3,256	3,091	3,20	3,14	2,99	—	—
n _o	1,635	1,675	1,699	1,682	1,675	1,660	1,6375	1,643	—
n _e	1,618	1,643	1,662	1,662	1,653	1,639	1,6260	1,623	—

* В том числе V₂O₃ - 0,58 ** В том числе PbO — 0,92 *** В том числе P₂O₅ — 0,05, CO₂ — 0,20

19 — ванадиевый турмалин, Северный Нура-Тау, анализ пересчитан на 100%, анал. Касьянова [151]; 20 — ванадиевый турмалин из кварц-графитовых сланцев, район Марипоса (Калифорния), все железо определено как FeO, анал. Мариненко, a₀ = 15,983, c₀ = 7,190 Å [152]; 21 — увит, черный, долина р. Пахабиха, Иркутская обл., анал. Осолодкина, N_o — темный буровато-зеленый, N_e — светло-желтый, a₀ = 16,00, c₀ = 7,16 Å [73]; 22 — увит из пегматитов, Эссекс, шт. Нью-Йорк (США), анал. Вард, N_o — черный, N_e — светло-серый оливковый [153]; 23 — увит из салит-амфибол-полевошпатовой породы, Тажное (Южная Якутия), анал. Митюшина [130]; 24 — увит из гиперстен-плагноклазовой породы, Тажное (Южная Якутия), анал. Кухарчик [130]; 25 — магнодравит, синий, из зоны контакта пегматитов с доломит-магнезитовыми мраморами (КНР), анал. не указан, N_o — синий, N_e — розовый, a₀ = 16,00, c₀ = 7,24 Å [154]; 26 — цинк содержащий турмалин, синий, из литиевых пегматитов, Мюнка (Конго), в оригинале сумма 100,20, анал. Леро [155]; 27 — тсилаизит, коричневый, Тсилаизина (о-в Мадагаскар) [6, 156].

	28	29	30	31	32	33	34	35
Li ₂ O	0,18	1,75	—	0,14	1,10	1,12	1,44	1,95
Na ₂ O	1,29	3,45	1,80	1,16	1,93	1,56	2,07	2,36
K ₂ O	0,09	0,33	0,10	0,09	0,01	0,31	0,13	0,03
MgO	0,50	0,20	2,17	0,61	0,40	0,30	0,69	0,14
CaO	0,58	3,24	0,59	1,35	0,44	0,36	0,70	0,44
MnO	6,29	4,10	Сл.	0,47	0,32	0,01	0,63	0,10
FeO	1,99	1,60	2,41	0,22	0,08	—	3,18	—
Fe ₂ O ₃	0,39	Сл.	—	Не обн.	0,01	0,10	0,50	0,26
B ₂ O ₃	10,64	7,50	9,86	11,25	10,52	10,20	10,80	11,38
Al ₂ O ₃	37,69	37,72	40,37	42,81	42,90	44,42	38,75	43,33
SiO ₂	35,58	36,29	38,46	37,21	37,94	38,32	37,88	36,28
TiO ₂	0,23	Не обн.	0,22	Сл.	Сл.	0,02	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	3,88	3,25	4,26	4,15	2,75	1,49	2,64	3,41
H ₂ O ⁻	0,04	Не обн.	0,03	0,09	—	0,03	—	—
F	0,77	0,88	0,30	0,80	0,75	1,60	1,16	0,95
Сумма	(100,14)	100,31	100,57	100,35	99,15	99,84	100,59	100,64
—O=F ₂	0,29	0,37	0,13	0,34	0,31	0,67	0,49	0,40

	28	29	30	31	32	33	34	35
Уд. в.	99,85	99,94	100,44	100,01	98,84	99,17	100,10	100,24
n_o	3,11	—	2,92	3,052	3,052	3,041	3,105	—
n_e	—	1,642	1,636	—	1,639	1,6385	1,639	1,6351
n_e	—	1,627	1,613	—	1,619	1,6180	1,620	1,6182

28 — тсиланзит, зеленый, месторождение Усовское (Восточное Забайкалье), в оригинале сумма 99,81, анал. Левенфиш [77]; 29 — маргаицевый турмалин, розовый, Плотная Ламбина (Северная Карелия), анал. Ермолаева, Бугрова, Матвеева [157]; 30 — акроит, Кузнечиха (Урал), анал. Свержинская [158]; 31 — рубеллит, месторождение Усовское (Восточное Забайкалье), анал. Левенфиш [77]; 32 — рубеллит, Борщевочный краж (Восточное Забайкалье), анал. Лебедева [142]; 33 — эльбаит, бледно-розовый, Борщевочный краж (Восточное Забайкалье), анал. Борнеман-Старынкевич и Казакова [45]; 34 — индиголит, синий, Усакас, гора Нубеб (Намбия), анал. Рат [160]; 35 — рубеллит (зональный; по периферии кристалла красный, в середине — бесцветный), Альто-Лингонья (Мозамбик), анал. Отто [161].

Хим. анализы шерлов и дравитов см. также [55, 56, 125], эльбаитов [57, 162], турмалинов из Борщевочного кража (Восточное Забайкалье) и с Урала [45], с Дальнего Востока [163]. Сводку хим. анализов турмалинов см. в обзорной работе [164].

Диагн. исп. П. п. тр. разности, бедные Fe и богатые Mg, плавятся относительно легко, вспучиваются и дают белую эмаль; богатые Fe разности вспучиваются и превращаются в черно-коричневую массу. Бесцветные и розовые турмалины почти неплавки и после прокаливания приобретают вид фарфорового черепка [165]. Кислоты, в том числе HF, даже при тончайшем измельчении материала не действуют. С помощью расплавленного КОН можно получить фигуры травления. Со смесью CaF₂ и KHSO₄ все турмалины дают реакцию на бор.

Повед. при нагр. Температура плавления 1100—1350° [165], понижается с увеличением содержания щелочей [142]. Для черного измененного турмалина с Мадагаскара на кривой ДТА отмечаются понижения при 230 и 450°, соответствующие выделению воды; для рубеллита — эндотермическое понижение при 315°, для акроита при 145°, дравита при 240°. Эндотермическое понижение при 950—960° соответствует выделению бора в виде В₂O₃ (80%) и BF₃ (20%). Исследование разрушения турмалина при нагревании проведено Куриленко [165—167]. На всех термограммах отмечается значительный эндотермический прогиб в интервале 935—1010°. Температура дегидратации турмалинов мало зависит от химического состава. Спекание отмечается на дифференциальной кривой эндотермическим эффектом, максимум которого отвечает наибольшему спеканию (1100—1290°) и началу плавления. По изменению веса в процессе нагревания А. Ф. Коржинским [142] устанавливается, что дегидратация (900—1000°) происходит с потерей веса: 1,1—1,3% для шерлов и 3,35% для рубеллита. Дальнейшее нагревание до температуры плавления сопровождается медленным ростом потери веса до 4% вследствие улетучивания бора. При нагревании до 600°, по А. Ф. Коржинскому [142], показатели преломления турмалинов не изменяются, около 800° возрастают с увеличением содержания FeO: у рубеллита при FeO — 0,08% n_o увеличивается с 1,639 до 1,641, n_e — с 1,619 до 1,621; у шерла при FeO — 12,76% n_o увеличивается с 1,669 до 1,730, n_e — с 1,641 до 1,664. В интервале 600—700° происходит окисление Mn²⁺, у рубеллита резко возрастает двупреломление, розовая окраска сгущается; продолжение нагревания до температуры дегидратации почти не изменяет n , что указывает на полное окисление Fe²⁺ уже при 800°. Продуктами нагревания рубеллита и темно-зеленого турмалина являются фарфоровидная или стекловидная масса из муллита и бесцветное стекло, а из шерла образуется еще и маггемит.

Наход. Широко распространенный породообразующий минерал. Развивается в породах, вмещающих гранитные массивы и массивы диоритов [168], с образованием ореолов турмалинизации (шерл), а также в гранитах (турмалиновые граниты, гранулиты), сиенитах, монцонитах [169], монцонитовых

риолитах, пегматитах (шерл, магнезиально-железистые, полихромные турмалины), грейзенах, гидротермальных кварцевых жилах с различной минерализацией, в альпийских жилах, месторождениях контактового типа (дравит), метаморфических породах (хром-турмалин, шерл, дравит), в осадочных породах (кластогенный и новообразованный турмалин). В гранитах обычны магнезиально-железистые и железистые разновидности, характерна ассоциация с кварцем и слюдами [170, 171]. В оловоносных порфиroidных гранитах (Восточное Забайкалье) содержание турмалина составляет до 5,7%, он ассоциируется с альбитом и флюоритом, образуя шпиры [172].

В зависимости от глубины формирования гранитов находится и степень окисления железа в турмалинах: коэффициент $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ возрастает с уменьшением глубины формирования гранитов (от гипабиссальных месторождений к месторождениям средней глубинности) [173].

В аплитовидных прожилках в роговиках из зоны контакта эссекитов и гранодиоритов, залегающих в метаморфизованных песчанисто-известковистых нижнекембрийских отложениях Западного Забайкалья, турмалин встречается в ассоциации с грандидьеритом, кордиеритом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом [174].

В телах гранитных пегматитов турмалин встречается во всех зонах. Отмечен и в приконтактных участках, где находится в разных ассоциациях в зависимости от характера вмещающих пород, представлен магнезиально-железистыми разновидностями. В аплитовидных и среднезернистых зонах пегматитов шерл («турмалиновые солнца») ассоциируется с кварцем, гранатом, слюдой, полевыми шпатами; в графических зонах с кварцем и спессартином наблюдаются железистые разновидности, в ходе пегматитового процесса обогащающиеся Al_2O_3 ; в некоторых блоковых зонах черный турмалин представлен гигантскими кристаллами, часто зональными, футлярообразными [30], скелетными, ассоциируется с мусковитом, бериллом, кварцем. В стадию альбитизации образуются индиголиты и верделиты наряду с гранатом, трифилином, альбитом, мусковитом, бериллом. С развитием лепидолитизации появляются рубеллиты и ахроиты в сростаниях с лепидолитом, клевеландитом, воробьевитом, амблигонитом, петалитом, поллуцитом, микролитом, самородным висмутом. Самые поздние игольчатые турмалины, чаще всего черные (железистые разновидности), покрывают («припудривают») минералы пустот или образуют тонкоигольчатые спутанноволокнистые агрегаты в прожилках; обладают шелковистым блеском и встречаются с поздним фенакитом, десмином и кварцем. Для десилифицированных пегматитов, залегающих в основных породах, характерны магнезиальные турмалины (дравиты), ассоциирующиеся с корундом, клинохлором, рутилом и диаспором [115]. В пегматитовых жилах некоторых районов турмалин вместе с кварцем заместил калиевый полевой шпат [43]; в гранитоидах местами он ассоциируется с апатитом, магнетитом и сульфидами Cu , Fe , Mo . Известны случаи развития турмалина по корунду [175]. Игольчатый, бурый, зеленый, реже розовый турмалин в щелочных пегматитах, генетически связанных с биотитовыми сиенитами (Алайский хребет), находится в ассоциации с микроклином, астрофиллитом, эгирином, арфведсонитом, аксинитом, стиллуэллитом, кварцем, вишневитом, содалитом [176].

В грейзенах в ассоциации с кварцем, касситеритом, флюоритом, топазом, апатитом встречаются шерлы, а также железисто-магнезиальные турмалины (пример — Кедабекский район в Азербайджане [177]). В сидерофиллит-топаз-кварцевых и кварцевых грейзенах периферической части гранитной интрузии Шерловой горы (Восточное Забайкалье) шерл (хим. анализ 1) встречается в ассоциации с касситеритом, ферберитом, арсениопиритом, сфалеритом, халькопиритом [125]. На Дальнем Востоке в продуктах замещения известняков, сопровождающих слюдисто-флюоритовые руды, встречается бесцветный обогащенный Al магниевый турмалин с очень незначительным содержанием Ca и Fe ($n_o = 1,639$, $n_e = 1,618$) [178]; его спутниками являются: эфесит, флюорит, хри-

зоберилл, корунд, фенакит, мусковит и др. В кварц-полевошпатовых жилах турмалин с повышенным содержанием K_2O ассоциируется с касситеритом, арсенопиритом, пиритом и халькопиритом [112].

В месторождениях касситерит-полевошпат-кварцевой и касситерит-кварцевой формаций турмалин (шерл—дравит) обычно встречается в небольших количествах, но местами обилен; представлен двумя или тремя генерациями. В Зун-Ундурском и Ушмунском месторождениях Восточного Забайкалья такой турмалин в виде лучистых агрегатов наблюдается в зальбандах жил и прожилков; в Зун-Ундуре он отлагался путем замещения касситерита, кварца и полевого шпата [115]. В месторождениях касситерит-кварц-сульфидной формации выделяется до шести генераций турмалина; турмалин слагает жилы, прожилки и гнезда, выполняет пустоты во вмещающих породах, образует сферолиты, звездчатые агрегаты. В метасоматических зонах месторождений этого типа кристаллы турмалина величиной до десятых долей миллиметра располагаются в виде полос. Помимо кварца, турмалин ассоциируется с различными сульфидами, флюоритом, монацитом, ильменитом, рутилом, апатитом, мусковитом, хлоритом, биотитом, касситеритом. Характерны структуры замещения турмалином плагиоклаза, топаза, лепидомелана, актинолита, кварца. Турмалин поздних генераций вместе с пластинчатым кальцитом образует лучистые агрегаты в карбонатно-сульфидных зонах [125].

В Андах (Чили) турмалин в ассоциации с серицитом и кварцем играет роль цемента в андезитовой вулканической брекчии («меденосные трубки турмалиновой брекчии») с сульфидами, карбонатами, самородным золотом [179]. В колчеданных залежах Среднего Урала (Кузнечиха) глиноземистый турмалин (эльбаит) наблюдается в сростании с серицитом, сфалеритом, баритом, пиритом, кварцем [158, 159]. В залегающей среди гранитоидов кварцевой жиле Верхней Куянды (Кураминский хр.) турмалин встречен в ассоциации с жильбертитом, халькопиритом, тетрадимитом [180]. В мезотермальных кварц-карбонатных жилах обнаруживаются магнизиально-железистые (преобладает Fe^{3+}) турмалины в виде бледно-зеленых или бесцветных игл в ассоциации с гидромусковитом, сидеритом, пирротином, сфалеритом [72, 181—183]. В альпийских жилах турмалин встречается в виде чрезвычайно тонкокристаллических спутанноволокнистых или асбестоподобных агрегатов, заключенных в кварце. На Приполярном и Южном Урале, а также в Швейцарии подобные выделения турмалина имеют синюю, сине-серую и зеленую окраски [27—29].

В месторождениях контактового типа встречаются шерл, дравит и промежуточные между ними по составу магнизиально-железистые турмалины (окрашенные и бесцветные). В рудниках Флао в Южном Тронделаге (Норвегия) на контакте габбро с вмещающими зеленокаменными породами (змеевики и хлоритовые сланцы) имеется зона пирита (0,3—2 м), который пронизан снопиками удлинённых кристаллов турмалина [184, 185]. В Хиросе, преф. Тоттори (Япония) в жиле плагиоклазита, секущей серпентинит, наблюдаются почти мономинеральные выделения дравита (Fe_2O_3 — 1,09, FeO — 0,49, MgO — 13%) [186]. На контактах с зеленокаменными породами в сильно метаморфизованных толщах обнаружены хромсодержащие магнизиально-железистые турмалины. В контакте пегматита с доломит-магнезитовыми мраморами встречаются сильно обогащенные Mg синие турмалины (магнодравит) — хим. анализ 25 [154].

В скарновых месторождениях бора турмалин наблюдается как продукт замещения основных плагиоклазов, серендибита и пироксенов; ассоциируется с вонсенитом, клинопироксеном, магнетитом, роговой обманкой, флогопитом, а при меньших глубинах образования — с аксинитом; отличается высоким содержанием Ca [187]. В данбуритовых скарнах турмалины ассоциируются с данбуритом, танитом, магнетитом, тальком [188]. Во многих скарнах и метасоматитах (типа грейзенов) касситеритовых месторождений турмалин I генерации ассоциируется с касситеритом, хлоритом и магнетитом; турмалин II генерации этих месторождений ассоциируется с хлоритом, бромеллитом, магнетитом

висмутином. В ритмично-полосчатых скарново-грейзеновых породах бериллиевых месторождений западной части п-ва Сьюард (Аляска) найдены турмалины, содержащие до 2,8% BeO [189].

Широко распространены турмалины в зонах тектонических контактов, особенно в сбросовых зонах. Примером может служить тектонический контакт андезитовых даек и метаморфических пород в Барстоу, шт. Калифорния (США), где главную массу породы слагают кристаллы синего турмалина [190]. В Закарпатской области [191] в окварцованных брекчиях, состоящих из обломков глинистых сланцев и гранодиорит-порфиров, встречаются чрезвычайно тонкокристаллические массы турмалина со сферолитоподобным строением ($n_o = 1,658$, $n_e = 1,638$). В тектонических зонах месторождений Восточного Забайкалья турмалин вместе с сульфидами цементирует обломки пород и кварц-топазовых агрегатов, слагает штокверки прожилков в турмалинизированном кварцевом порфире и образует выделения в зонах милонитизации плагиигранитов и порфиритов.

В метаморфических породах турмалин распространен очень широко, иногда он является главным породообразующим минералом горизонтов на обширных территориях. В верхнеархейских породах Алданской плиты (иенгская серия), в бассейне р. Амедичи, в толще кварцитов выделяется горизонт, состоящий из послойных агрегатов черного турмалина (дравита), который образовался за счет существенно магнезиальных боратов [192]. В архейских и протерозойских толщах Южной Якутии развиты турмалиновые осадочно-метаморфические фации, в которых выделяются: турмалин-полевошпатовые кварциты, турмалиновые и турмалин-биотитовые, турмалин-диопсидовые парагнейсы, турмалин-пироксен-плагноклазовые, турмалин-роговообманковые и местами почти мономинеральные турмалиновые породы; турмалин обычно железисто-магнезиальный (хим. анализ 7) [143]. В Карсакпайском районе Центрального Казахстана развиты докембрийские турмалин-серицитовые и турмалин-мусковитовые сланцы, содержащие 40—50% турмалина. У многих кристаллов турмалина из сланцев призмы (10 $\bar{1}$ 0) или (11 $\bar{2}$ 0) параллельны сланцеватости [193]. Наблюдается в архейских породах Малого Хингана, Южного Тимана и Кольского п-ова [194, 143], в нижнепротерозойских породах восточной окраины Русской платформы [195]. Подобные же докембрийские породы регионально распространены в Нигерии (турмалин здесь встречается в породах без биотита) [196]. При глубоких метасоматических преобразованиях и длительной турмалинизации местами образовались кварц-турмалиновые породы — луксульниты (пример — о-в Кювье в Новой Зеландии) [168], под тем же названием описан гранит, богатый турмалином — продуктом замещения слюды [197].

В породах криворожской железорудной серии распространен дравит [198]. В слоистых среднедевонских гематитовых рудах района р. Калгуты (Юго-Восточный Алтай) турмалин приурочен к слоям гематита, чередующимся со слоями песчано-алевритового туфогенного материала. Характерны многочисленные рудные включения и футлярообразная форма кристаллов, $n_o = 1,668$, густо-зеленовато-бурый, $n_e = 1,634$, бледно-зеленовато-синий [199]. В мраморах метаморфических толщ Адирондака (США) в контакте грубо- и тонкозернистых мраморов, а также в жилах грубозернистого кальцита встречаются кристаллы (18 × 25 см) бурого турмалина наряду с кварцем, кальцитом, графитом, пиритом, апатитом, рутилом, диопсидом [200]. В кристаллических сланцах отмечена ассоциация турмалина ($n_o = 1,653$, $n_e = 1,631$) с глаукофаном [201]. В филлит-доломитовых породах свинцово-цинкового месторождения осадочного генезиса в Цавар (Индия) турмалин ассоциируется с пиритом и серицитом [202].

В осадочных породах обломочный турмалин составляет до 10—15% тяжелой фракции [203]. В некоторых породах содержится аутигенный турмалин, с которым ассоциируются аутигенный кварц, опал, халцедон. Некоторые новообразования турмалина формировались в две стадии. Турмалин

многих новообразований имеет одинаковую с первичным зерном оптическую ориентировку и нарастает на него только с аналогичного конца зерна, от первичного турмалина он отличается более слабой окраской и меньшими показателями преломления. Пример — новообразованный турмалин рядов шерл—дравит и шерл—эльбаит в нижнекембрийских отложениях иркутского амфитеатра [204]. Для кокчетавских кварцитов [205] характерно дорастание кластического турмалина аутигенным турмалином с двух концов. Дорастающие части обычно бесцветные и имеют одинаковую с ядром оптическую ориентировку. По Крынину [206], аутигенный турмалин может служить для определения генезиса и относительного возраста пород. Аутигенный турмалин известен в отложениях различного возраста [207]. В пестрых песчаниках кейпера [208] он бесцветен, прозрачен, лишен включений и образовался на зернах сильно корродированного первичного турмалина. В пустотах песчаников верхнего карбона Питсберга (ФРГ) турмалин встречается в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с гематитом [208] ($n_o = 1,658$, светло-зеленый до темно-сине-зеленого; $n_e = 1,628$, бесцветный или светло-желтый). Известен в песчано-глинистых отложениях мелового возраста Узбекистана [209]. В брекчи соляных поднятий в Ромнах и Исачках (Украина) турмалин ($n_o = 1,64$, слабый плеохроизм) обнаружен среди галита [210]. В верхнеюрских галогенных отложениях ТаджССР турмалин в виде двухконечных длиннопризматических почти бесцветных кристаллов размером $0,2 \times 0,02$ см ($n_o = 1,633$, $n_e = 1,621$) встречается в соленосной глине и в галите [211]. В кайнозойских молассах Северной Ферганы (Средняя Азия) аутигенный турмалин совместно с анальцитом и карбонатами входит в состав цемента руслового синевато-серого песчаника в виде сростков зеленых, иногда почти бесцветных кристаллов или образует маленькие «турмалиновые солнца» ($n_o = 1,662$, $n_e = 1,636$) [212]. Об аутигенных турмалинах см. также [207, 213—216].

Измен. В зоне гипергенеза довольно устойчив. На последних стадиях пегматитового процесса может растворяться (рубеллит и ахроит) с возникновением сосулькообразных, сильно корродированных кристаллов или замещаться мусковитом [217], аксинитом — Гольцовское месторождение в Саянах (данные Тарновского). Известны псевдоморфозы по турмалину тремолита и хлорита (Монгольский Алтай), хлорита и мусковита (гигантолита), дамурита, кукейта [218], лепидолита и стеатита. В колчеданных залежах Среднего Урала (Кузнечиха) наружные части кристаллов турмалина замещены пиритом и сфалеритом [158]. В пегматитах Чехословакии обнаружены псевдоморфозы пирита и арсенопирита по турмалину [219]. В пегматоидных выделениях среди мигматитов Нигерии зеленое ядро бурого турмалина замещено мелкокристаллическим кварцем [220]. В скарновых месторождениях бора проявилось замещение турмалина сине-зеленой роговой обманкой [187].

Искусств. Синтез турмалина осуществляется при взаимодействии растворов $\text{NaCl—H}_3\text{BO}_3$ с корундом, магнетитом и кварцем при температуре 350° и давлении 2000 атм или при 550° и 700 бар в течение 72 часов. Вместо NaCl можно использовать NaF , вместо корунда — диаспор (при температуре 425°). Турмалины получены также из силлиманита, кианита, топаза, пирофиллита, ставролита и других минералов. Из нефелина, содалита, канкринита, сподумена и глаукофана турмалин получить не удалось [221—223]. Мишель-Леви и др. [224] синтезировали турмалин из смеси SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$, K_2SiF_6 , Fe или Fe_2O_3 , FeCO_3 при температуре 500° и давлении 500 кг/см². Получен турмалин с $n_o = 1,660$, $n_e = 1,644$ [225]. Турмалин синтезирован также из окислов в присутствии воды при $400—450^\circ$ и высоких давлениях в автоклаве. Рост кристаллов турмалина в гидротермальных условиях осуществлен из H_3BO_3 (до 14%) и NaCl или NaF (до 3%) с различными силикатами (топазом, пирофиллитом, каолинитом) и окислами элементов, входящих в состав турмалина, при температуре от 350 до 600° и давлении $400—3000$ атм [226]. Воскресенской и др. [227] осуществлен рост кристаллов на затравке бесцветного литиевого турмалина в автоклаве (температура 700° , давление 3000 атм) при

взаимодействии существенно водных растворов H_3BO_3 (10%) и $NaCl$ (2—3%) с топазом. Са и Li вводились в раствор в виде фторидов в незначительных количествах. Рентгенограмму искусственного турмалина см. [3, 228].

Параметры элементарной ячейки и уд. в. синтетических турмалинов в [3]:

	a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Уд. в. (вычисл.)
Дравит	15,947	7,194	1 : 0,4511	3,013
Шерл	16,095	7,136	1 : 0,4434	3,276
Тсиланзит	15,990	7,137	1 : 0,4463	3,311
Эльбаит	15,843	7,102	1 : 0,4483	3,021

Рост бесцветного турмалина на затравке дравита был осуществлен из пространственно разделенных труднорастворимых компонентов (стержни из природных корунда и кварца) в высококонцентрированных хлоридных средах ($MgCl_2$ — 70%) при температуре 750° и давлении несколько более 800 бар [229]. Монокристаллы кобальтовых, никелевых, хромовых и марганцевых турмалинов синтезировались в хлоридных средах при росте на затравке из эльбаита в герметически запаянных медных или платиновых ампулах при температуре 700 — 750° и давлении 1000—2000 атм. Кварц и корунд вводились в ампулу в виде разделенных в пространстве монокристаллических стержней, над которыми крепилась затравка. В нижней части ампулы помещались борная кислота и хлористый натрий, остальное пространство заполнялось кристаллогидратами хлоридов Co, Ni, Cr, Mn [230].

Оптические характеристики и параметры элементарной ячейки синтетических турмалинов [230]:

Турмалин	Цвет	n_o	n_e	$n_o - n_e$	a_0 (Å)	c_0
Кобальтовый	Красно-малиновый	1,663	1,630	0,033	15,82	7,07
Никелевый	Ярко-зеленый	1,658	1,624	0,034	15,74	7,035
Хромовый	Темно-зеленый	1,698	1,651	0,047	15,73	7,04
Марганцевый	Бесцветный	1,628	1,605	0,023	15,81	7,07

Для выращивания Mn-турмалина необходимо присутствие MgO [230]. В зависимости от содержания в растворе Fe^{2+} синтетические турмалины имеют бесцветную, голубую, зеленую до черной окраску [231]. Тейлор и Терел [232] синтезировали почти бесщелочной турмалин (0,12 Na в позиции X) из смеси окислов при 400 — 600° с температурным градиентом между дном и верхом бомбы-автоклава в 100° , а также турмалин, содержащий Al в позиции Y (0,5—1,1 на формульную единицу).

Практ. знач. Прозрачный турмалин используется как драгоценный камень. Как пьезоэлектрик применяется в ультракоротковолновой радиотехнике [233] и для измерения силы взрывов на воздухе и в воде, так как и при гидростатическом давлении также обладает пьезоэлектрическими свойствами и очень прочен. Для радиоосцилляторных целей пластинка турмалина должна быть ювелирного качества и выпилена $\perp L_3$ [234]. См. также [235]. Потенциальная руда на бор.

Отл. От роговой обманки, эпидота, авгита, акмита, лиеврита, изумруда отличается характерным треугольным сечением кристаллов, а также схемой плеохроизма окрашенных разностей, отсутствием спайности. В осадочных породах бесцветный турмалин сходен с андалузитом и топазом, от которых отличается по величине двупреломления.

Разнов. Каждый из типов турмалинов имеет свои разновидности, но некоторые из них, например, хромовые, ванадиевые, марганцевые и другие, могут быть представителями нескольких типов в зависимости от той позиции, которую занимает в структуре тот или иной катион.

Тип шерла.

Ш е р л — schörl — железистый турмалин $NaFe_3^{2+}Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$

Назван Маттезиусом в 1524 г. Название происходит от старинного немецкого слова — Schöf — грязь или от шведского слова — skorl — хрупкий [236], или, предположительно, от названия деревни в Саксонии.

Синон. Шерлит — schorlite, ширл — schirl, шёрл — Schörl, штангеншерл — Stangenschel, пьерпонтит — pierrepontite [237].

Для природных шерлов характерны частичные изоморфные замещения в позициях $Y-Fe^{2+}$ на Mg и в меньшей степени на Mn, наличие TiO_2 и CaO (см. хим. анализы) в количествах около 1%. $a_0 = 16,022-15,928$, $c_0 = 7,205-7,105 \text{ \AA}$ [15]. Об изменении размеров a_0 , c_0 в шерлах в зависимости от примеси Mg см. [8]. Дитригональное искажение кольца $[Si_6O_{18}]$ незначительно [12]. У шерла из Андреасберга, так же как и у бюргерита, тетраэдры SiO_4 направлены своими «носиками» в сторону аналогичного полюса, т. е. к отрицательному концу оси c . Образует кристаллы, сростки кристаллов («турмалиновые солнца»), сферолитовые и спутанноволокнистые агрегаты, плотные скрытокристаллические и халцедоноподобные массы, а также почковидные агрегаты [56]. Уд. в. 2,83—3,28 [56]. Цв. обычно черный, но в срезах и шлифах также бурый, коричневый, бутылочно-зеленый и лиловато-синий [56].

От других турмалинов отличается интенсивными тонами плеохроизма: по No — в буроватых, зеленых, синих тонах, по Ne — бесцветный или слабоокрашенный. $n_o = 1,653-1,690$, $n_e = 1,627-1,662$; $n_o - n_e = 0,016-0,047$ [56]; $n_o - n_e = 0,007$ [190]. Величина светопреломления находится в прямой зависимости от содержания Fe_2O_3 , а также от суммы $TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$ [56]. Возможны твердые растворы между шерлом и эльбаитом, между шерлом и увитом. Присутствие Ca, вероятно, вызывает переход Fe^{2+} в позицию Z, а Al — в позицию Y [12], что следует учитывать при пересчетах химических анализов турмалинов, содержащих Ca: в отличие от общепринятой формулы в позиции Y будет входить Fe^{3+} , а в позиции Z, возможно, и часть Fe^{2+} (как в турмалинах типа увита). У шерла из Андреасберга, содержащего 17,59% FeO + Fe_2O_3 и 1,01% CaO, распределение по позициям железа следующее: Fe^{2+} в позиции Y — 67%, в позиции Z — 16%; Fe^{3+} в позиции Y — 17%; для этого турмалина: $a_0 = 15,992$, $c_0 = 7,190 \text{ \AA}$, уд. в. 3,202 [12]. При нагревании плеохроизм шерлов меняется: синевато-серая окраска по No переходит в буровато-темно-зеленую, а розоватая окраска по Ne — в буровато-розовую. При 900° окраска по No — желтовато-бурая, по Ne — светлая красновато-бурая. Одноосность и оптический знак сохраняются до температуры дегидратации. Продуктами спекания шерла являются муллит + маггемит [142]. По Куриленко [166], при нагревании черных турмалинов в интервале 410—780° происходит увеличение веса; дегидратация турмалинов заканчивается до 960—970°; при 970° образуется гематит.

Шерл — наиболее распространенный турмалин. Встречается в гранитах, сиенитах, габбро, пегматитах, различных эффузивах [56], в гнейсах, кристаллических сланцах, грейзенах, высокотемпературных кварцевых жилах с сульфидами, в карбонатных жилах. Более магнезиальные разности тяготеют к метаморфическим породам и скарнам.

Титан-турмалин — titan-tourmaline. Название введено Кунитцем в 1936 г. для обозначения гипотетического титансодержащего турмалина (по Хью, 1955). В турмалинах типа шерла содержится около 1,25% TiO_2 . В шерлах оловорудных месторождений Восточного Забайкалья количество TiO_2 варьирует от 0,07 до 1,06% [125]. В дравитах из хлоритовых сланцев Монро, шт. Коннектикут (США) содержится 1,61% TiO_2 (по Хинце). В дравите из Шри Ланки отмечено 3,81% TiO_2 (по Дёльгеру). Положение Ti в структуре турмалина недостаточно изучено. Во многих случаях его присутствие объясняется загрязнением анализируемого материала титансодержащими минералами.

Д р а в и т — dravite — магнезиальный турмалин $NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3 \cdot (OH, F)_{1+3}$

Назван по области Драв в Каринтии, Австрия (Чермак, 1883).

Синон. Гувернерит — *gouvernerite* — назван по провинции Гувернер в шт. Нью-Йорк, США (коричневая разновидность магнезиального турмалина [237]), коронит — *coronite* (по Хею), цейлонский перидот (*peridot of Ceylon*) — медово-желтый — устаревшее название.

Для дравита из Гувернера, шт. Нью-Йорк (США) и Дубрава (Чехословакия): $a_0 = 15,962-15,707 \text{ \AA}$, $c_0 = 7,217-7,048 \text{ \AA}$ [15]. Уд. в. 3,03—3,15 [238] или 2,925—3,30 [55]. Цв. коричневый, зеленовато-коричневый, черный, бурый, желтый, темно-красный [239], бесцветный, серый и голубой. Плеохроизм у черных разновидностей: по *No* — густо-зеленый, по *Ne* — слабо-желтый, $n_o = 1,6274-1,6640$, $n_e = 1,6075-1,6360$, $n_o - n_e = 0,017-0,030$ [55]; $n_o - n_e = 0,019-0,021$ [240]. Показатели преломления дравита при разных длинах волн изучены Ратом и Пухельтом [144] на материале из Гувернера, для одного и того же образца с 14,43% MgO:

Лампы	λ , мμ	n_o	n_e	$n_o - n_e$
Cd	480,0	—	1,6222	—
TI	535,0	1,6412	1,6199	0,0213
He	587,6	1,6377	1,6173	0,0204
Na	589,3	1,6375	1,6171	0,0203
Hg	623,4	1,6338	1,6145	0,0193

У темно-красного дравита из кварцитов Осарора (Нарок, Кения), содержащего 9,4% MgO и 4,4% FeO: $n_o = 1,654$, $n_e = 1,623$, $n_o - n_e = 0,031$ [239]; у красного турмалина из той же области (FeO — 3,36, MgO — 6,08 и CaO — 0,05%): $n_o = 1,659$, $n_e = 1,630$, $n_o - n_e = 0,029$ [241]; у темно-коричневого дравита из Восточной Африки: $n_o = 1,641$, $n_e = 1,617$, $n_o - n_e = 0,024$ [242]. Нижний предел содержания MgO — 6% [55] (турмалины с более низким содержанием MgO должны считаться магнезиальными шерлами). Часто содержит FeO и Fe₂O₃ (вместе с MnO и TiO₂ не более 7,5%) [55]. Железистый дравит ($n_o = 1,646$, $n_e = 1,620$; $a_0 = 15,955$, $c_0 = 7,216 \text{ \AA}$) встречается в эклогитах Юго-Западной Норвегии в ассоциации с гранатом, клинопироксенами, амфиболами, биотитом, рутилом [240, 243]. Пользуется региональным распространением в метаморфических толщах, богатых Mg [143, 192]. В метаморфических породах основного состава известен в Кривом Роге (Украина) [55]. В амфиболитах найден по р. Тагил (Средний Урал) вместе с актинолитом и апатитом [244]. В метаморфических толщах Сангуна (Япония) на контакте с серпентинитами залегают дравит-хлоритовые породы, в которых более 50% дравита; кристаллы дравита зональные, показатели преломления от ядра к краевым частям: $n_o = 1,630-1,638$, $n_e = 1,626-1,613$; химический состав от ядра к краевой зоне этого дравита: SiO₂ — 36,53—34,44; Al₂O₃ — 31,10—27,28; FeO — 6,38—8,56; MgO — 6,97—8,58; CaO — 0,36—1,08, Na₂O — 2,33—1,53 [245]. В метаморфизованных доломитах около села Доно (Восточное Забайкалье) найдены бесцветные кристаллы в ассоциации с корундом (по Корнетовой). В месторождениях контактового типа (Гувернер, шт. Нью-Йорк, США) встречен в зернистом известняке с апатитом и скаполитом [144]. На контакте лейкократовых порфиров с магнезитовыми мраморами на Юго-Западном Памире (р. Гандарф) в ассоциации с пренитом и тремолитом встречаются золотистые почти безжелезистые дравиты (MgO — 11,58—12,30; Fe₂O₃ — 0—0,25; FeO — 0,49—1,10; CaO — 1,16—2,61) (по И. Зотову).

В мраморах Адирондака (США) ассоциируется с графитом, кварцем, пиритом, апатитом, диопсидом, рутилом, мусковитом [200]. В десилифицированных пегматитах найден около Нижне-Исетской дачи (Урал) [115]. Встречен в пегматитах, залегающих в магнезиальных мраморах Куги-Ляля [246, 247], в ассоциации с тремолитом и пренитом; в оловоносных пегматитах ледника Кара-Су [248], в пегматитах Туркестанского хребта [249], в слюдяных пегматитах Мамско-Витимского района [250]. Известен в десилифицированных грейзенах Дальнего Востока, возникших за счет известняков [178]. На Среднем Урале

некоторые дравиты, генетически связанные с гидротермальными кварцевыми жилами, бедны CaO (0,76—0,91%) [31]. В Зиаэтдинских горах (Западный Узбекистан) дравит (желтый, белый, бесцветный) в виде скоплений тонкопризматических и волосовидных кристаллов встречен в кварцевой жиле в ассоциации с сульфидами, шеелитом, касситеритом, бисмутитом, самородным висмутом, золотом и серебром [251], содержит: MgO — 8,69, CaO — 4,71; Fe₂O₃ — 1,98, FeO — 0,58 [252]. Там же в районе Сукайты встречены скопления дравита в кварцевых прожилках, секущих дайку измененного лампрофира, залегающую в известняках. Местами лампрофир полностью замещен волокнистым, микроигльчатым, тонкопризматическим дравитом (иногда с серицитом); состав дравита: CaO — 3,60, 4,20; MgO — 10,67, 10,53; Fe₂O₃ — 0,71, 0,68; FeO — 0,89, 0,92; V₂O₅ — 0,01—0,05, 0,10. [253]. В кварцевых жилах Среднего Побужья (Украина) [254] и в месторождении Маралиха (Алтай) [255] дравит в волосовидных кристалликах и их агрегатах ассоциируется с анкеритом и парагонитом. В зальбандах рудных жил Карабаша (Урал) встречены сероватобелые асбестовидные агрегаты параллельно ориентированных тончайших иглочечек с шелковистым блеском (хим. анализ 9). Такой же дравит отмечен в зальбандах рудных жил свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья [55]. Дравит-асбесты, очень близкие по химическому составу к дравиту из Карабаша, известны также в Чехословакии, в Хвалетце, наряду с гялофаном, хлоритом, пиритом, жадеитом, кварцем, мусковитом, эпидотом [256].

В а н а д и е в ы й т у р м а л и н. Чаще относится к типу бюргерита, так как V³⁺ занимает позицию Y. Описанный Бадаловым [151] ванадиевый турмалин из Северного Нура-Тау (Средняя Азия) представляет ванадийсодержащий дравит (хим. анализ 19). Аналогичная разновидность описана из Джереви-Хилс (Танганьика) [257, 258]; для этого дравита определены: $a_0 = 15,92$, $c_0 = 7,21$ Å [258]. Ванадиевый турмалин тонкоигльчатый, с шелковистым блеском. Тв. 7. Уд. в. 3,058 [151], 3,125 [258]. Цв. бурый. Плеохроизм: по No — бурый до желто-бурого, по Ne — светло-зеленый. У минерала из Средней Азии: $n_o = 1,635$, $n_e = 1,618$ [151], у минерала из Джереви-Хилс: $n_o = 1,644$, $n_e = 1,622$ [258]. В Средней Азии встречается на контактах кварцевых жил с кварцево-графитовыми ванадийсодержащими роговиками [151]. Наиболее высокое содержание V₂O₅ — 7,45% (хим. анализ 20) установлено во внутренней части зонального кристалла ванадиевого турмалина из округа Марипоса, шт. Калифорния (США); вместе с бариево-ванадиевым мусковитом он составляет порфиروبласты в кварц-графитовых сланцах [152].

Х р о м с о д е р ж а щ и е д р а в и т ы. Цв. зеленый. Уд. в. 3,13. Плеохроизм по No — светло-желтый, по Ne — бесцветный. $n_e = 1,650$, $n_o = 1,625$ [145]. Встречается в богатых хлоритом метаморфических породах Криворожья в ассоциации с тремолитом (хим. анализ 11), в тальковых сланцах, возникших при метаморфизме ультраосновных магматических пород в Шабрахе (Урал) [259] и Султан-Уиз-Даге (Каракалпакская АССР) (по данным Корнетовой). У хромсодержащего дравита со Среднего Урала (MgO — 10,26% и Cr₂O₃ — 0,23%) уд. в. 3,050, $n_o = 1,643$, $n_e = 1,615$ [45]. Хромсодержащие разновидности, кроме дравитов, могут принадлежать также к типу Fe³⁺-турмалина (хим. анализ 16) и к типу бюргерита (хим. анализ 18), так как Cr³⁺ может находиться как в позиции Z, так и в позиции Y (в бюргерите).

Тип Fe³⁺-турмалина — ferric iron tourmaline. К этому типу относятся некоторые марганцевые (тсилазиты), хромовые и ванадиевые турмалины, содержащие 20—26% Al₂O₃. Недостаток Al в позиции Z восполняется Fe³⁺ и Cr³⁺.

Fe³⁺-т у р м а л и н — «железный турмалин» описан Фронделом и др. в 1966 г. [2]; название предложено для турмалина, у которого до 5 атомн. % Al замещается на Fe³⁺. Идеализированная формула: Na(Fe²⁺, Mg)₃(Al, Fe³⁺)₆·[Si₆O₁₈][BO₃]₃(OH, F)₁₊₃. Происходит из неизвестного месторождения на Мадагаскаре (из гальки) [2]; $a_0 = 15,98$, $c_0 = 7,234$ Å; уд. в. 3,18; цв. черный, непрозрачен даже в осколках; порошок темно-серый; излом полураковистый; тв. 7; плеохроизм по No — темно-оливково-зеленый; по Ne — светло-олив-

ково-зеленый, $n_o < 1,70$, $n_e = 1,656$ (хим. анализ 12). Турмалин очень близкого состава найден также в Томатаве на Мадагаскаре [260]. Богатый марганцем турмалин встречен в пегматитах шт. Пенсильвания (США) (хим. анализ 14) [147]. Хромовый турмалин из Оутокумпу (Финляндия) темно-зеленый, почти черный; уд. в. 3,101; плеохроирует в изумрудно-зеленых тонах и обладает красными внутренними рефlekсами; $n_o = 1,687$, $n_e = 1,638$ (хим. анализ 16) [149].

Тип бюргерита. Помимо собственно бюргерита к этому типу отнесены хромовые и ванадиевые турмалины, у которых Cr^{3+} и V^{3+} занимают позиции Y, а позиции Z заняты только Al. О положении Cr^{3+} в решетке турмалина см. также в работах по оптическим спектрам поглощения [67, 261].

Б ю р г е р и т — *bürgerite* — описан Донней, Ингамелсом и Мэйсоном [7].

Название предложено для турмалинов, в которых в позиции Y преобладает Fe^{3+} или минал $\text{NaFe}_3^{3+}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{B}_3\text{O}_{30}\text{F}$ [7].

Структура изучалась Бартоном в 1969 г. и Типпе, Гамильтоном в 1971 г. [261, 262]. Турмалин близкого состава обнаружен в Мексикитик, Сан-Луис-Потоси (Мексика) в виде короткопризматических кристаллов с формами $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}0)$, $(10\bar{1}1)$ и $(02\bar{2}1)$; $a_0 = 15,873$, $c_0 = 7,187$ Å. Сп. по призме совершенная. Уд. в. 3,31. Цв. темно-бурый, почти черный, с бронзовым оттенком. Черта желто-бурая. $n_o = 1,735$ (желто-бурый), $n_e = 1,655$ (светло-желтый), $n_o - n_e = 0,080$. Отличается постоянством химического состава [263]. Хим. анализ 17. Положение Fe^{3+} в «бруситовой» позиции структуры турмалина в бюргерите подтверждено оптическими спектрами поглощения [61]. Представлен выделениями в риолите, корродируется стеклом; частью заключен в аллофане, содержащем мелкие кристаллы санидина [264].

Х р о м - т у р м а л и н — *chrome-tourmaline*. Впервые обнаружен Косса и Арцруни в 1883 г. в Сысертском округе на Урале; представляет хромовый аналог бюргерита (хим. анализ 18) [2], чаще это магнизальный турмалин (см. хромовые дравиты), богатый Cr. Уд. в. 3,10—3,12. Цв. черно-зеленый. Содержит до 10,86% Cr_2O_3 . Встречается в хлоритово-гальковых сланцах — продуктах метаморфизма основных и ультраосновных пород в районе Нижне-Исетской дачи (Урал); по р. Каменка (Южный Урал) найден в кварц-топазовых жилах в ассоциации с розовым топазом и фукситом. Плеохроизм: по No — ярко-зеленый, по Ne — желто-зеленый; $n_o = 1,666$, $n_e = 1,630$; $2V = 3-5^\circ$ [265]. Хром-турмалин из Орсы (Индия) содержит 16,98% Cr_2O_3 ; $a_0 = 15,97$, $c_0 = 7,28$ Å [266, 267].

Тип эльбаита

Э л ь б а и т — *elbaite*. Название по месту находки на о-ве Эльба было предложено первоначально В. И. Вернадским в 1913 г. [268] применительно к конечному члену изоморфного ряда турмалинов, богатому Al и содержащему Li. В настоящее время под этим названием объединяются многие цветные и бесцветные турмалины с высоким содержанием Al_2O_3 и часто богатые Li. В их структуре позиция Y занята Al, Fe^{3+} (мало) и Li (не всегда), а Z — только Al. Сюда же относятся богатые Al, но бедные двухвалентными катионами и не содержащие лития турмалины. Эльбаиты могут рассматриваться как разновидность бюргерита, однако вследствие почти постоянного присутствия лития и связанного с ним изменения размеров октаэдров (позиции Y) [127], малых содержаний двухвалентных катионов, а также иной (гексагональной), слабо дитригонально-искаженной формы кольца $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ эльбаиты целесообразно выделять в самостоятельный тип с общей формулой $\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1-3}$. Окраска кристаллов эльбаитов равномерная или зональная (полихромные турмалины), сменяющаяся перпендикулярно главной оси кристалла или вдоль нее. Под названием «тесто нера» в литературе фигурируют розовые турмалины с черными головками [36]. Широко известны полихромные турмалины из некоторых пегматитовых жил Урала, Забайкалья, о-ва Эльбы и др. О полихромных турмалинах и их окраске см.

[33, 49, 54, 74—77, 265—274]. Среди эльбаитов следует различать разновидности по составу (с литием и без него, с железом и без него, с марганцем, цинком и т. д.) и разновидности, близкие по составу, но разные по цвету (розовые, зеленые, синие, бесцветные). Полихромные турмалины некоторые авторы выделяют под названием щелочных турмалинов [237].

Разновидности эльбаитов по составу. Наиболее индивидуализированными из них являются тсилаизит и цинковый турмалин.

Т с и л а и з и т — tsilaizite. Марганцевый эльбаит из Урульги, Борщевочный краж (Восточное Забайкалье), описан Пренделем в 1892 г. (по [156]). В 1929 г. Кунитц [52] марганцевый конечный член изоморфного ряда назвал тсилаизитом по месторождению Тсилаизина на Мадагаскаре. По химическому составу тсилаизиты в большинстве случаев принадлежат к типу эльбаитов (хим. анализы 27—29), но могут быть и Fe^{3+} -турмалином (хим. анализ 14). По Сливко [156], отношение $Mn : Al$ в природных турмалинах не превышает 1 : 3. $a_0 = 15,916—15,904$, $c_0 = 7,129—7,126$ Å для синих тсилаизитов из Юго-Западной Африки [15]. Цв. соломенно-желтый (5,14% MnO), черный (5,69% MnO), коричневый (5,85% MnO), зеленый (4,52% MnO), синий. Кунитц описал темно-желтый турмалин с 8,21% MnO (по [156]). Тсилаизиты встречаются преимущественно в пегматитах.

Ц и н к о в ы й т у р м а л и н. Установлен в амблигонитсодержащем пегматите Мюика (Конго) [155] в виде радиально-волоконистых агрегатов синего цвета с плеохроизмом от синего до бесцветного; $n_o = 1,643$, $n_e = 1,623$, $n_o - n_e = 0,020$. Содержит 2,85% ZnO (хим. анализ 26). Цинксодержащие эльбаиты с 0,09—0,86% ZnO известны также из пегматитовых жил Средней Азии в ассоциации с клевеландитом [275].

Л и д д и к о а т и т — liddicoatite. Назван по имени Д. Т. Лиддикота [276]. Кальциевая разновидность эльбаита $Ca(Li, Al)_3Al_6B_3Si_6O_{27}(O, OH)_3 \cdot (OH, F)$. $a_0 = 15,867$, $c_0 = 7,135$ Å. Образует призматические кристаллы, исштрихованные параллельно главной оси, морфологически ничем не отличающиеся от эльбаита. Сп. неясная по (0001) или отсутствует. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,02 (вычисл. 3,05). Зонален, окраска полихромная; наблюдаются все оттенки зеленого, розового, красного и коричневого цветов. Смена зон происходит параллельно граням пирамиды, причем отношения Ca/Na остаются постоянными для каждой зоны. Для коричневого образца цв. черты — бледно-коричневый, бл. стеклянный, прозрачен; плеохроизм по No — темно-коричневый, по Ne — светло-коричневый; $n_o = 1,637$, $n_e = 1,621$ (для Na-света). Химический состав (для коричневого): Li_2O — 2,48, Na_2O — 0,88, MgO — 0,11, CaO — 4,21, MnO — 0,27, FeO — 0,83, B_2O_3 — 10,89, Al_2O_3 — 37,9, SiO_2 — 37,7, TiO_2 — 0,38, H_2O^+ — 2,69, F = 1,72, сумма 100,06; $-O=F_2$ — 0,72; сумма 99,34. Встречен в структурном элювии пегматитовых жил Антзираба, Мадагаскар [276].

Разновидности эльбаитов по цвету. **Р у б е л л и т** — rubellite, розовый турмалин.

Назван Деламетри в 1797 г. (по Хинце). Впервые описан Кирваном в 1794 г. как красный шерл из Сибири (по Хинце). Сион. Сибирит — sibirite, сиберит — siberite, сибирский рубин, даурит — daurite, апирит — apurite, красный шерл — red schorl.

$a_0 = 15,881—15,846$, $c_0 = 7,115—7,104$ Å [15]. Уд. в. 3,012—3,049 [45]. Оптические константы см. выше. Цв. малиновый, розовый, фиолетовый, красный. Розовые тона окраски, по Коржинскому [142] и Бредли [277], вызываются Mn^{2+} (при содержании MnO выше 0,2%), а по Сливко [156] и ряду других авторов [278—280] — Mn^{3+} . О термическом выцветании розовых (а также зеленых) турмалинов см. [59, 60, 281]. Химический состав в основном соответствует теоретическому для турмалинов типа эльбаита; содержание FeO , MgO , MnO и Fe_2O_3 — до 1% [57]. Содержат Li , Rb , Cs . Отношение $Rb : Cs = 10 : 1$ [156]. По сравнению с другими разновидностями полихромные турмалины обогащены Be , Ga , Sc , Sr , Ca , а в розовых турмалинах мало Na , кото-

рый замещается Са [77, 78, 250]. Воскресенская и Окулов [275] отмечают для некоторых рубеллитов пониженные значения $a_0 = 15,78$ и повышенные $c_0 = 7,24$ Å. Рубеллиты ассоциируются главным образом с лепидолитом, микролитом, альбитом (клевеландитом), воробьевитом, амблигонитом, петалитом. Встречаются только в литиевых пегматитах (Липовка на Урале, Золотая гора в Восточном Забайкалье); по отношению к другим турмалинам являются более поздними. Известны совершенно прозрачные кристаллы ювелирного достоинства.

В е р д е л и т — *verdelite*, зеленый турмалин.

Название от итальянского *verde* — зеленый [282]. **Синон.** Бразильский изумруд — *brazilian emerald*, бразильский хризолит или бразильский перидот — *chrysolite or peridot of Brazil* — устаревшие названия.

$a_0 = 15,973$ — $15,916$, $c_0 = 7,196$ — $7,116$ Å [15]. По Воскресенской и Окулову [275], $a_0 = 15,86$ — $15,88$, $c_0 = 7,08$ — $7,11$ Å. Уд. в. 3,047—3,075. Цв. зеленый всех оттенков, обусловлен присутствием $Fe^{2+} + Fe^{3+}$. Зеленые турмалины в отличие от розовых содержат больше Fe, Mn, Mg и меньше Са, Al. Встречаются главным образом в пегматитах натриево-литиевого типа: Мурзинка (Урал), шт. Сеара (Бразилия), Тидружице (Чехословакия) [283]. Характерна ассоциация с сахаровидным альбитом, апатитом, спессартином, трифилином, щелочным бериллом. Зеленые турмалины ювелирного качества найдены в шт. Мэн (США) в ассоциации с розовым лепидолитом и клевеландитом в занорыше с рыхлой смесью альбита, кукейта и кварца [284]. Верделит из литиевых пегматитов Средней Азии содержит 0,86% ZnO; встречен в ассоциации с клевеландитом в крупноблоковой зоне пегматита; уд. в. 3,15; $n_o = 1,649$, $n_e = 1,626$ [134, 275].

И н д и г о л и т — *indigolite*, синий турмалин.

Назван по индигово-синей окраске. Впервые обнаружен в Уто (Швеция). **Синон.** Индиколит — *indicolite*, бразильский сапфир — *brazilian sapphire* — устаревшее название.

По составу синие турмалины обычно весьма близки к зеленым. Содержат Li, иногда Mn (до 2,83% MnO [57]). Некоторые синие турмалины, так же как и некоторые зеленые (например, бразильские), следует отнести к средним членам возможного изоморфного ряда шерл — эльбаит. Индиголит встречается в сильно альбитизированных пегматитах. Ассоциируется с альбитом (сахаровидным и клевеландитом), спессартином, касситеритом, колумбитом, апатитом. В пегматитах Усакоса (Намибия) [144] встречается с петалитом и тонкочешуйчатым лепидолитом (хим. анализ 34) [161]. В амблигонитовых пегматитах Мюника (Конго) известны Zn-содержащие разности (ZnO до 2,85%), $n_o = 1,643$, $n_e = 1,623$ (хим. анализ 26) [155]; см. также при характеристике разновидностей по составу. Пинэ [285] пришел к выводу, что у синих турмалинов Бразилии в вольфрамовом излучении ($\lambda 420$ — 640 нм) n_o (1,660—1,642) в среднем выше, чем у зеленых (1,656—1,640), хотя значения n_e очень близки (1,637—1,621 у синих и 1,636—1,621 у зеленых), соответственно двупреломление у синих турмалинов выше. Синие турмалины встречены в жилах альпийского типа с гематитом и кварцем на Урале [29].

А ф р и ц и т — *aphrizite*, темно-синий, почти черный.

Название от греч. *αφρίζω* (африсо) — пениться. По Хинце — впервые описан из пегматитов Крагерё в Норвегии, по Дана — из Андреасберга, Гарц.

Известен в пегматитах Крагерё (Норвегия). Плеохроизм по No — густосиний, по Ne — розовато-серый. Отмечено содержание Ti. Типичен (так же как и индиголит) для пегматитов альбитового типа, ассоциируется с клевеландитом, натриевым бериллом, спессартином. По Штатцу и Мурата [78], для синих и темно-синих турмалинов характерна наиболее высокая концентрация Y, La, Mg.

А х р о и т — *achroite*, бесцветный турмалин.

Название от греч. *αχρoος* — (ахрос) — бесцветный (по Хинце).

По составу ахроит может быть эльбаитом (иметь существенно эльбаитовый состав и содержать Li), дравитом или относиться к промежуточным членам ряда шерл—дравит. У ахрита из пегматитов Чичха-Сарай около Джалалабада (Афганистан) $n_o = 1,633$, $n_e = 1,615$ и уд. в. 3,02; флуоресцирует в коротких рентгеновских лучах (Си- и Мо-излучения) в темно-фиолетовых тонах [286]. Ахроит с 1,97% FeO и 5,89% Fe₂O₃ [72] из кварцево-кальцитовых жил с сульфидами (пирит, арсенопирит, сфалерит), несмотря на высокое содержание Fe, бесцветный (или едва заметно окрашен); по-видимому, в позиции Y находится не Fe²⁺, а Fe³⁺. Лазаренко [158] описал бесцветный и очень слабо окрашенный турмалин (зональный) из колчеданных залежей Кузнечихи на Урале, ассоциирующийся с серицитом, баритом, кварцем, сфалеритом и пиритом и по составу отвечающий эльбаиту, но без Li (хим. анализ 30); содержит 2,41% FeO. Нахождение Fe³⁺ в позиции Y почти не влияет на окраску (см. бюргерит). Бесцветный магнезиально-железистый (MgO—4,73, FeO—8,42) без Li турмалин обнаружен в углистых сланцах Сибири [112].

Тип увита. К этому типу относятся: увит — собственно кальцийсодержащий турмалин, магнодравит, а также турмалины, богатые MgO (более 6%), но бедные Al и содержащие Ca. Общая формула (Na, Ca)(Mg, Fe²⁺)₃(Al, Mg, Fe²⁺)₆[Si₆O₁₈][BO₃]₃(OH, F)₁₊₃ [1].

Название увит — uvite было предложено Кунитцем в 1929 г. [52] для турмалинов, содержащих Ca; предполагалось замещение катионами лишь одной части позиций Z. Назван по провинции Ува, Шри Ланка.

Турмалины этого типа содержат большое количество Ca, Mg, Fe²⁺ (Mg и Fe²⁺ восполняют недостаток Al в позиции Z). Нижний теоретический предел содержания Al₂O₃ — 20%. Содержание CaO не выше 6%. Ca занимает позиции X, но при избытке Na, по-видимому, может в незначительном количестве входить в позиции Y. Указание на содержание в увитах до 8,8% CaO [130, 171] оказалось ошибочным. В турмалинах этого типа всегда устанавливается повышенное количество H₂O⁺ (3,37—4,30%) [132]. Хим. анализы 21—25. Во многих турмалинах типа увита отмечается Fe³⁺ [132].

Присутствие Fe³⁺ может быть объяснено частичным окислением Fe²⁺ при истирании минерала для химического анализа, но может быть связано и с окислением минерала в природных условиях.

Кристаллы чаще всего мелкие, короткопризматические с изометрическими сечениями. Цвет от желтовато-бурого до синевато-черного и черного с преобладанием последнего. Уд. в. 3,100—3,204; по Кунитцу [52] — 3,050. $n_o = 1,639$ —1,689, $n_e = 1,617$ —1,663. Присутствие в позиции Z ионов железа вызывает интенсивно черную окраску. Плеохроизм по No — очень темный, буровато-зеленый, по Ne — светло-желтый [57]. Показатели преломления выше, чем у турмалинов типа шерла с таким же содержанием Fe (см. фиг. 73). Турмалины типа увита встречаются в контактовых зонах пегматитов, залегающих в магнезиальных карбонатных толщах: Пахабиха (Иркутская обл.), [73], Эссекс. шт. Нью-Йорк (США) [153], Китай [154]. Особенно распространены в магнезиально-скарновых месторождениях, где они, по Шабьину [132], относятся к минералам конца скарновой стадии, образуются позже флогопита и роговой обманки, но одновременно с клинопироксеном (салит, авгит) в ассоциации с сине-зеленой роговой обманкой, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Реже с ними ассоциируются магнетит, пирротин, вонсенит, пирит, кварц, аксинит, эпидот, андрадит, кальцит. Характерно замещение турмалином пироксенов и плагиоклазов, серендибита и калиевых полевых шпатов (с образованием субграфических агрегатов турмалина и кварца). В магнезиальных скарнах мощность чисто турмалиновых пород достигает нескольких метров.

Магнодравит — magnodravite [154]. Темно-синий. $a_0 = 16,00$, $c_0 = 7,24$ Å. Уд. в. 2,99, $n_o = 1,637$, $n_e = 1,626$, плеохроизм по No — синеватый, по Ne — розоватый. Хим. анализ 25. Содержит 22,64% MgO (больше, чем

все другие турмалины). Встречен в узкой (10 см) приконтактной зоне жилы гранитного пегматита, залегающей в доломито-магнезитовых мраморах (КНР).

Межплоскостные расстояния дривита *

CuK α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
101	30	6,38	223	20	2,054	722	8	1,5262
021	25	4,98	152	45	2,040	820	16	1,5056
300	18	4,60	161	8	2,019	244	4	1,4807
211	65	4,22	440	6	1,991	514	20	1,4555
220	85	3,99	342	35	1,920	642	12	1,4485
012	60	3,48	701	6	1,901	015	8	1,4318
131	16	3,38	413	8	1,877	651	8	1,4178
401	6	3,11	621	8	1,849	205	20	1,4091
410	12	3,01	710	2	1,828	125	2	1,3871
122	85	2,961	612	2	1,817	381	4	1,3746
321	10	2,897	104	10	1,784	10.0.1	10	1,3551
330	<1	2,656	333	8	1,781	912	6	1,3416
312	8	2,622	024	6	1,742	921	4	1,3359
051	100	2,576	532	4	1,729	045	14	1,3282
042	2	2,490	541	2	1,715	660; 553	12	1,3272
241	2	2,451	262	2	1,690	10.1.0	12	1,3095
003	20	2,396	603	25	1,660	571	2	1,3002
232	20	2,376	271	16	1,641	903	2	1,2922
511	20	2,342	550	20	1,592	505	14	1,2765
600	6	2,300	452	<1	1,586	425	4	1,2602
502	18	2,189	811	<1	1,575	155	4	1,2449
431	14	2,163	324	<1	1,565	0.11.1	4	1,2358
303	16	2,127	461	6	1,5456	482	2	1,2260
422	10	2,112	900	8	1,5326	850	4	1,2149

* ASTM, 14-76; $a_0 = 15,931$, $c_0 = 7,197$ Å.

Л и т е р а т у р а

1. Корнетова В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 3, 332.
2. Frondel C., Biedl A., Ito J. Am. Min., 1966, 51, N 9-10, 1501.
3. Tomisaka T. Mineral. J. Japan, 1968, 5, N 5, 355.
4. Слишко М. М. Проблемы геохимии. Лаборатория геохимических методов исследований Львовск. ун-та, 1959, вып. 1, 261.
5. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966, 300.
6. Epprecht W. Schweiz. min., petr. Mitt., 1953, 33, N. 2, 481.
7. Donnay G., Ingamells C. O., Mason B. Am. Min., 1966, 51, N 1-2, 198.
8. Слишко М. М., Йоршиш Л. Н. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 4, 433.
9. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 34.
10. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 1, 5.
11. Buerger M. J., Burnham C. W., Peacor D. R. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1962, N 68, 143.
12. Fortier S., Donnay G. Canad. Min., 1975, 13, pt. 2, 173.
13. Hamburger G. E., Buerger M. J. Am. Min., 1948, 33, N 9-10, 532.
14. Donnay G., Buerger M. J. Acta Cryst., 1950, 3, pt 5, 379.
15. Sadanaga R. J. Geol. Soc. Japan, 1947, 53, 52.
16. Ito T. X-ray studies on Polymorphism. Tokyo, 1950, 134.
17. Ito T., Sadanaga R. Acta Cryst., 1951, 4, pt 5, 385.
18. Кузьмин В. И., Солнцева Л. С., Конев А. С. В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М., Изд-во ВИМС, 1976, 41.
19. Iijima S., Cowley J. M., Donnay G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1973, 20, N. 3, 216.
20. Барсанов Г. П., Плюснина И. И. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, 1971, № 2, 64.
21. Волошин А. В., Латышева Л. Г. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1977, вып. 11, 34.
22. Воробьев В. И. Кристаллографические исследования турмалина с Цейлона и из некоторых других месторождений. СПб, 1901, 35.

23. Слишко М. М. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 161.
24. Фекличев В. Г. Микрокристалломорфологические исследования. М.: Наука, 1970, 123.
25. Шафрановский И. И., Матуканис Л. Ф., Симонова В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 3, 207.
26. Ерофеев М. Зап. Мин. об-ва, 1871, 6, 81.
27. Слишко М. М., Борисков Ф. Ф., Корнилов В. Ф. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 2, 209.
28. Dietrich V., de Quervain F., Nissen H. V. Schweiz. min., petr. Mitt., 1966, 46, H. 2, 695.
29. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 107; Тарновский Г. Н., Кашаева Г. М., Ширяева В. А., Афонина Г. Г. В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, 54; Бейсеев О. Б., Юсупов С. Ш. В кн.: Материалы по минералогии Казахстана. Алма-Ата, 1974, 177.
30. Шапошников Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 336.
31. Белковский А. И. Тр. Ин-та геол. и геохимии Уральск. научн. центра АН СССР, 1973, вып. 97, 79.
32. Bauer M. N. Jb. Min., 1890, 1, 10.
33. D' Achardi G. Mem. Soc. tosc., sci. nat., Pisa, 1894, 13, 1.
34. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 136.
35. Косэй Л. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1939, № 34. Сер. геол., вып. 7, 54.
36. Ферсман А. Е. Случай закономерного срастания турмалина и полевого шпата из Мурзинки. Екатеринбург, 1915, 19—22.
37. Frankel J. J. South African J. Sci., 1950, 47, 109.
38. Лабунцов А. Н. Пегматиты СССР. Изд-во АН СССР, 1939, 2, 123.
39. Дмитриев С. Д. Кристаллография, 1955, вып. 4, 110.
40. Mitchell R. K. J. Gemmology, 1967, 10, N 6, 194.
41. Eppler W. F. J. Gemmology, 1958, 6, N 7, 251.
42. Успенский Н. М. Матер. ВСЕГЕИ, 1946, 119.
43. Слишко М. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9, 181.
44. Галабурда Ю. А. ДАН УССР, 1972, № 12, 1066.
45. Слишко М. М. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР. Изд-во Львовск. ун-та, 1955, 127.
46. Слишко М. М. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья. 1958, 2, вып. 2, 63.
47. Дашдагаа С. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 3, 355.
48. Слишко М. М. Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 3, 295.
49. Матзеев К. К. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 82.
50. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 107.
51. Leoni L., Troysl M. Atti Soc. tosc. sci. natur. Mem., 1975, A 82, 177
52. Kunitz W. Chem. d. Erde, 1929, 4, H. 1—4, 208.
53. Слишко М. М. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 1, 76.
54. Слишко М. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 81.
55. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 39; Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 30; Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 3.
56. Manning P. G. Canad. Min., 1969, 9, pt. 5, 678.
57. Веденева Н. Е., Грум-Гржимайло С. В. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1948, вып. 4, 215.
58. Веденева Н. Е. Тр. 2-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1937, 17.
59. Марфунин А. С. Введение в физику минералов. М.: Недра, 1974, 198, 205, 228.
60. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 138.
61. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Мин. об-ва, 1945, 24, вып. 2, 89.
62. Винокуров В. М., Зарипов М. М. Кристаллография, 1959, 4, вып. 6, 873.
63. Бершов Л. В., Марфунин А. С., Тарацан А. Н., Мартиросян В. О. Кристаллография, 1968, 13, вып. 1—6, 730.
64. Бершов Л. В., Мартиросян В. О., Марфунин А. С., Платонов А. Н., Тарацан А. Н. Сов. физ. кристаллогр. 1969, 13, 629.
65. Грум-Гржимайло С. В. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1956, вып. 12, 79.
66. Марфунин А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Г. Н., Ньюсик Я. М., Платонов А. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 146.
67. Manning P. G. Canad. Min., 1969, 10, pt. 1, 57.
68. Faye G. H., Manning P. G., Gosselin J. R., Tremblay R. J. Canad. Min., 1974, 12, pt. 6, 370.
69. Бахтин А. И., Мицько О. Е., Винокуров В. М. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 6, 73.
70. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949, 172.
71. Воскресенская И. Е., Грум-Гржимайло С. В. Кристаллография, 1967, 12, вып. 2, 363.
72. Koch S. Acta min., petr. Szeged, 1957, 10, 47.
73. Яковлева М. Е., Осолодкина Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 249.
74. Гинзбург А. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 75.
75. Тарновский Г. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1954, вып. 6, 158.
76. Тарновский Г. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 123.
77. Агафонова Т. Н. ДАН СССР, 1947, 55, № 9, 861.


78. *Staatz M. H., Murata K. J., Glass J. J.* Am. Min., 1955, 40, N 9-10, 789.
79. *Коноваленко С. И., Бозин А. В.* Тр. Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1976, вып. 179, 87.
80. *Wagner C. E., Pollard C. O., Joung R. A., Donnay G.* Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 114.
81. *Mielche A.* Ann. Phys., 1906, 19, 633.
82. *Пишбрам К.* Окраска и люминесценция минералов. Изд-во иностр. лит., 1959, 362.
83. *Donnay G.* Acta Cryst., 1977, A 33, 927.
84. *Němec D.* Spisy vyd. kprir fak. Masar. univ., 1954, N 9, 15.
85. *Yamaguchi S.* Optik, 1964, 21, N. 3, 66.
86. *Yamaguchi S.* Zs. anorg., allgem. Chem., 1964, 334, N. 1-2, 109.
87. *Кэди У.* Пьезоэлектричество и его практическое применение. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1949, 217.
88. *Niggli P., Faesy K.* Zs. Krist., 1922—1923, 57, 332.
89. *Cook R. C.* U. S. Nation Bur. Stand., J. Research., 1940, 25, N 1-6, 492.
90. *Röntgen W. C.* Ann. Phys., 1914, 45, 737.
91. *Keys D. A.* Philos. Mag., 1923, 46, N 275, 999.
92. *Narayana R.* Proc. Indian. Acad. Sci., 1949, 30 A, N 1-4, 82.
93. *Van der Veen A. Z. W. F. E.* Zs. Krist., 1913, 53, N. 1-6, 545.
94. *Matsumura S., Goto A. J.* Inst. Electr. Eng. (Japan), 1933, 53, 197.
95. *Поваренных А. С.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 52.
96. *Voigt W. Kinoshita.* Ann. Phys., 1907, 24, 492.
97. *Wilson W.* Proc. Roy. Soc. A, 1920, 96, 429.
98. *Добровольская Н. В., Кузьмин В. И.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9, 124—130.
99. *Leela M.* Mysore Univ., 1953, 14, 21.
100. *Tsang T., Thorpe A. N., Donnay G., Senftle F. E.* J. phys., chem. solids, 1971, 32, N 7, 1441.
101. *Tsang T., Thorpe A. N.* Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 357.
102. *Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970, 52.
103. *Плюснина И. И., Харитонов Ю. А.* Журн. структурной химии, 1963, 4, № 4, 555.
104. *Зиборова Т. А., Рудницкая Е. С., Гореликова Н. В.* В кн.: Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968, 250.
105. *Некрасов И. Я., Зиборова Т. А.* В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, 4, 131; *Плюснина И. И., Воскресенская И. Е.* Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1974, № 4, 52.
106. *Желудев И. С., Белов В. Ф.* Изв. АН СССР. Сер. физ., 1967, № 7, 1117.
107. *Марфуни А. С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975, 28.
108. *Белов В. Ф., Химич Т. А., Шипко М. Н., Воскресенская И. Е., Окулов Е. Н.* Кристаллография, 1973, 18, вып. 1, 192.
109. *Новожилов А. И., Воскресенская И. Е., Самойлович М. И.* Кристаллография, 1969, 14, вып. 3, 507.
110. *Беринов Л. В.* Геохимия, 1970, № 10, 1277.
111. *Багола А. Г.* Тр. научно-исслед. ин-та по золоту, 1937, 4, 230.
112. *Онтюев Д. О.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3, 340.
113. *Madelung A.* Zs. Krist., 1883, 7, N. 1-6, 75.
114. *Винчелл А. Н.* Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит., 1949, 450.
115. *Кравченко Г. Т.* Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 9, 3.
116. *Глаголев А. А.* Тр. Каз. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1960, вып. 2, 57.
117. *Mitchell R. K. J.* Gemmology, 1967, 10, N 6, 194.
118. *Gübelin E.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1933, 19, N. 1-2, 325.
119. *Viola C.* Lichtbrechungsverhältnisse der turmaline. Leipzig, 1902, 120; Zs. Krist., 1902, 37, N. 2, 25752.
120. *Reiner P.* Jnang, Diss. Heidelberg, 1913, 49.
121. *Bank H.* Zs. Dtsch. Ges. f. Edelsteinkunde, 1965, Sondern. Frühjahr, 32.
122. *Němec D.* N. Jb. Min., Monatsh., 1955, N. 2, 25.
123. *Stawson C. B., Thibault N. W.* Am. Min., 1939, 24, N 8, 492.
124. *Genil K.* Optik, 1956, 13, N. 7, 314.
125. *Доломанова Е. И., Зиборова Т. А., Лосева Т. И., Мартынова А. Ф., Панова М. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1978, вып. 26, 40.
126. *Пльшевский Ю. С.* Тр. Уральск. научно-исслед. хим. ин-та, 1954, № 2, 280.
127. *Hermton E., Simkin D. J., Donnay G., Muir W. B.* Tscherm. min., petr., Mitt., 1973, 19, N. 1-4, 124.
128. *Donnay G., Barton R. Jr.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1972, 18, N. 1-4, 273.
129. *Сливко М. М.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 113.
130. *Перцев Н. Н.* Парагенезис борных минералов в магнезиальных скарпах. М.: Наука, 1971, 93.
131. *Шабьнин Л. И.* Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973, 95.
132. *Шабьнин Л. И.* Геология и геофизика, 1974, № 4, 34.
133. *Němec D.* N. Jb. Min., Monatsh., 1973, N. 1, 58.

134. *Окулов Е. Н.* Узб. геол. журн., 1973, вып. 2, 88.
135. *Руб. А. К.* В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972, 178; *Гореликова Н. В.* В кн.: Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976, 101.
136. *Воробьев Г. Г.*, Геохимия, 1957, № 8, 715.
137. *Fuge R., Power E. M.* Min. Mag., 1969, 37, N 286, 293.
138. *Хлопкин В. Г., Абидов Ш. А.* ДАН СССР, 1941, 32, № 9, 637.
139. *Борнеман-Старынкевич И. Д.* Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964, 141.
140. *Тимохина И. В.* Геохимия, 1976, № 4, 537.
141. *Foit F. F., Rosenberg P. E., Rosenberg Jr.* Contrib. min., petrol. 1977, 62, N 2, 109.
142. *Коржинский А. Ф.* Тр. 5-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии 1956 года. Изд-во АН СССР, 1958, 97.
143. *Глебов А. В.* В кн.: Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, 28.
144. *Rath R., Puchelt H. N.* Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 1, 22.
145. *Шендерова А. Г.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва 1955, № 9, 324.
146. *Сердюченко Д. П., Глебов А. В.* В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 264.
147. *Gordon S. G.* Acad. natur. sci., Philadelphia, Mineralogy of Pennsylvania, 1922, 98.
148. *Вахрушев В. А.* Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1960, 54.
149. *Peltola E., Vuorelainen Y., Häkli T. A.* Bull. Geol. Soc. Finl., 1968, N 40, 35.
150. *Cossa A., Arzruni A.* Zs. Krist., 1883, 7, 14.
151. *Бадалов С. Т.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 84.
152. *Snetsinger K. G.* Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1629.
153. *Ward G. W.* Am. Min., 1931, 16, N 4, 152.
154. *Hsiu-Chang Wang, Hsuch-Yen Hsu.* Kexue Tangbao, 1966, 17, N 2, 91; Am. Min., 1967, 52, N 3-4, 562.
155. *Jedwab J.* Bull. Soc. belge géol., 1962, 71, F. 1, 132.
156. *Сливко М. М.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 139.
157. *Никитин Ю. В., Саухтас И. С.* Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1957, вып. 7, 117.
158. *Лазаренко Е. К.* Уч. зап. Львовск. ун-та, 1954, 31, Сер. геол., вып. 7, 60.
159. *Пирожок П. И., Логинов В. П., Васильева Г. Л.* Тр. Ин-та геол. и геохимии Уральск. научн. центра АН СССР, 1976, вып. 118, 104.
160. *Rath R., Puchelt H. N.* Jb. Min., Monatsh., 1957, H. 9, 206.
161. *El-Hinnawi E. E., Hofmann R. N.* Jb. Min., Monatsh., 1966, H. 3, 80.
162. *Глебов М. П., Петрова М. Г., Ширяева В. А., Григорьева В. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1975, вып. 24, 40; *Макагон В. М., Макрыгин А. И., Ширяева В. А., Григорьева В. А.* В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, 127; *Dunn P. J. J.* Gemmology, 1975, 14, N 8, 357; *Chaudhry M. N. Howie R. A.* Min. Mag., 1976, 40, N 315, 747.
163. *Радкевич Е. А.* Геология, минералогия и геохимия Комсомольского р-на. М.: Наука, 1971, 53.
164. *Кузьмин В. И., Добровольская Н. В., Солнцева Л. С.* Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. М.: Недра, 1979, 3.
165. *Kurylenko S.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1950, 73, N 1-3, 49.
166. *Kurylenko S. C. R.* Paris, 1953, 237, N 14, 735; 1954, 239, N 21, 1391.
167. *Куриленко К. И.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 69.
168. *Black Philprra M.* Min. Mag., 1971, 38, N 295, 374.
169. *Меликситян Б. М.* Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр., 1959, 12, № 5, 6.
170. *Ляхович В. В., Золотарев Б. П., Родионов Д. А., Соболев С. Ф.* Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 3, 160.
171. *Ляхович В. В.* ДАН СССР, 1963, 153, № 6, 1424.
172. *Сморчков И. Е.* Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 55, 15.
173. *Рудакова Ж. Н.*, Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 5, 321.
174. *Завьялова И. В., Вартанова Н. С., Архипенко Д. К., Григорьева Т. Н., Солотчина Э. П.* ДАН СССР, 1973, 213, № 4, 926.
175. *Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 265.
176. *Отрощенко В. Д., Дусматов В. Д., Хорват В. А., Акрамов М. Б., Морозов С. А., Отрощенко Л. А., Халилов, М. Х., Холопов И. П., Виноградов О. А., Кудрявцев А. С., Кабанова Л. К., Сущинский Л. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 6, 680.
177. *Кашкай М. А., Алиев В. И.* Уч. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол., 1959, № 2, 3.
178. *Говоров И. Н., Благодарева Н. С.* Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1959, вып. 10, 99.
179. *Sillitot R. H., Sawkins F. I.* Geochem and crystallogr. sulphide miner. hydrotherm. deposits. Tokyo, 1971, 100.
180. *Дунин-Барковская Э. А., Арапова Г. А., Вьяльсов Л. Н., Лебедева С. И., Бородин Ю. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1974, вып. 23, 79.
181. *Бельков И. В.* Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1940, № 45. Сер. геол. наук, вып. 8, 135.
182. *Вистелиус А. Б.* Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1939, № 34. Сер. геол. наук, вып. 7, 60.

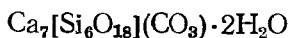
183. Тренина Т. И., Кузнецова Н. А., Фридланд В. С. Тр. Всес. Магаданск. научно-исслед. ин-та за 1956 (рефер. сб.), 1957, 21.
184. Smith H. H. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1952, N 553, 109.
185. Carstens C. W. K. norske vidensk. Selk. Forh. Trondheim, 1942, 15, 4, 13.
186. Jun-ichi Katahara. J. Japan, Assoc. min., petr., econ. geol., 1966, 56, N 5, 228.
187. Шабынин Л. И., Перцев Н. Н., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки минералов бора в скарновых месторождениях. М.: Недра, 1964, 78.
188. Перцев Н. Н., Дорофеев А. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 120.
189. Sainsbury C. L. U. S. Geol. Surv. Circular, 1963, N 479, 40, 18.
190. Kramer H., Allen R. D. Am. Min., 1954, 39, N 11-12, 1021.
191. Соболев В. С., Бобривич А. П., Золотухин В. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, 309.
192. Митич Г. Б., ДАН СССР, 1946, 53, № 3, 247.
193. Mons W., Paulitsch P. Rec. Geol. Surv. India, 1972, 99, pt 2, 121.
194. Сердюченко Д. П. ДАН СССР, 1955, 102, № 4, 823.
195. Лапинская Т. А., В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 131.
196. McCurry P. Min. Mag., 1971, 38, N 295, 369.
197. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат, 1963, 181.
198. Юрк Ю. Ю., Рябконов С. М., Шнюков Е. Ф. Тр. ИГН АН УкрССР. Сер. petr., мин., геохим., 1960, вып. 6, 5.
199. Пономарев В. Г. В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М.: Недра, 1964, вып. 35, 158.
200. Rowley E. B. Rocks a. Minerals, 1955, 30, N 9-10, 461.
201. Branche G., Ropert M. E. C. R., Paris, 1956, 243, N 4, 387.
202. Waldhawan S. K., Roonwal G. S. N. Jb. Min., 1977, N 5, 233.
203. Барманова Н. С. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Изд-во Львовск. ун-та, 1954, кн. 1, 117.
204. Тихомирова Н. Я. Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 8, 126.
205. Абдулкабирова Н. А. Вестн. АН КазССР, 1948, № 2, 37.
206. Krynine P. D. J. Geology, Chicago, 1946, 54, N 2, 65.
207. Gokhale K. V. G. K., Bagchi T. C. J. Sedim. Petrology, 1959, 29, N 3, 468.
208. Valenton I. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1955, 5, N 1, 100.
209. Бабоев А. Г. ДАН УзССР, 1954, № 1, 25.
210. Питковская Ц. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 6, 74.
211. Попов В. С. Литология и полезные ископаемые, 1964, № 3, 158.
212. Вертунов Л. Н. ДАН ТаджССР, 1955, вып. 14, 29.
213. Stow M. N. Am. Min., 1932, 17, N 2-4, 150.
214. Brown L. S. Am. Min., 1929, 14, N 6, 238.
215. Преображенский И. А. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 40, 46.
216. Бургея Н. К. Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961, 139.
217. Малиредди Р., Гордиенко В. В. В кн.: Минералогия и геохимия. Изд-во Ленингр. ун-та, 1968, вып. 3, 27.
218. Тарновский Г. Н. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 2, 3.
219. Doll E. Über einen Riesenpegmatit bei Pisek. Pyrit nach Turmalin, eine neue Pseudomorphose. Wien, 1886, 1.
220. McCurry P. Am. Min., 1971, 56, N 7-8, 1474.
221. Frondel C., Collette R. Am. Min., 1957, 42, N 11-12, 754.
222. Frondel C., Hurlbut C. S., Collette R. Am. Min., 1947, 32, N 11-12, 680.
223. Barnes W. H. Am. Min., 1950, 35, N 5-6, 407.
224. Michel-Levy M., Kurylenko C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1952, 75, N 7—9, 446.
225. Smith F. G. Econ. geol., 1949, 44, N 3, 186.
226. Емельянова Е. Н., Зигарева Т. А. Кристаллография, 1960, 5, вып. 6, 955.
227. Воскресенская И. Е., Барсукова М. Л. В кн.: Гидротермальный синтез кристаллов. М.: Наука, 1968, 175.
228. Воскресенская И. Е. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 164.
229. Воскресенская И. Е., Штернберг А. А. Кристаллография, 1973, 18, вып. 4, 220.
230. Воскресенская И. Е., Ковыженко Н. А., Штернберг А. А. Кристаллография, 1975, 20, вып. 1, 210.
231. Воскресенская И. Е., Грум-Гржимайло С. В. Кристаллография, 1961, 12, вып. 2, 363.
232. Taylor A. M., Terrell V. C. J. Cryst. Growth., 1967, 1, N 4, 238.
233. Аршинов В. В. Пьезоэлектрическое и оптическое сырье. Госгеолиздат, 1947, 24.
234. Frondel C. Am. Min., 1948, 33, N 1-2, 1.
235. Vtëlenskij J. Vesmir, 1954, 33, N 2, 59.
236. Пыльев М. Драгоценные камни. СПб., 1896, 334.
237. Van Horn F. R. Am. Min., 1926, 2, N 3, 52.
238. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals. London, 1962, 300.
239. Dunn P. J. M. A., Aram J. E., Saub J. J. Gemmology, 1975, 14, N 8, 386.
240. Becht K. Beiträge zur Kenntnis der Magnesia-Turmaline. Heidelberg, 1913, 75.
241. Bank H. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1974, 23, T. 2, 89.

242. *Bank H.* Zs. Dtsch. geol. Ges., 1974, 23, T. 2, 93.
 243. *Smith D. C.* Norsk. geol. tidsskr., 1971, 51, H. 2, 141.
 244. *Петров В. А.* Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1973, вып. 95, 135.
 245. *Hirosato Y.* Bull. Fukuoka Univ. Educ. Nat. Sci., 1973, 23, 103.
 246. *Лабунцов А. Н.* Тр. Памирск. экспед. АН, 1930, вып. 4, 15.
 247. *Россовский Л. Н.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 168.
 248. *Арапов Ю. А.* Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР., 1936, вып. 51, 48 и 52.
 249. *Гинзбург А. И., Круглова Н. А., Молева В. А.* ДАН СССР, 1951, 77, № 1, 97.
 250. *Петровская Н. В.* Пегматиты Мамско-Витимского плодоносного района.— В кн.: *А. Е. Ферсман.* Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 595.
 251. *Чеботарев Г. М., Чеботарев Г. П.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1971, вып. 24, 40.
 252. *Азимов П. Т.* ДАН УзбССР, 1973, № 1, 35.
 253. *Джамалетдинов Н. К.* Узб. геол. журн., 1973, вып. 4, 50.
 254. *Щербаков И. Б.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 338.
 255. *Чухров Ф. В.* Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 1, 66.
 256. *Nooak F., Zak L.* Acta Univ. Carolinae, geol., 1970, N 1, 27.
 257. *Bassett H.* Rec. Geol. Surv. Tanganyika, 1953, 3, 93.
 258. *McKie D.* Rec. Geol. Surv. Tanganyika, 1958, 5, 93.
 259. *Бетехтин А. Г.,* Минералогия. Госгеолиздат, 1950, 749.
 260. *Jannasch P., Calb G.* Ber. Dtsch. chem. Ges., 1889, 22, 219.
 261. *Barton R. Jr.* Acta. Cryst., 1969, 25, 1524.
 262. *Tippe A., Hamilton W. C.* Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 101.
 263. *Dunn P. J.* Am. Min., 1976, 61, N 9-10, 1029.
 264. *Mason B., Donnay G., Hardie L. A.* Science, 1964, 144, N 3614, 71.
 265. *Корнетова В. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 103.
 266. *Mukherjee S.* Quar. J. geol., mining, metallurg. Soc. India, 1966, 38, N 1-4, 59.
 267. *Strunz H.* Mineralogische Tabellen. 5 Auflage. Leipzig, 1970, 409.
 268. *Вернадский В. И.,* Zs. Krist., 1914, 53, 273. В русском переводе: Избр. соч. Изд-во АН СССР, 1959, 4, 180.
 269. *Агафонова Т. Н.* Наук. зап. Київськ. держ. ун-та, 1950, 9, Сер. геол., вып. 10, 59.
 270. *Carobbi G., Piergucini R.* Am. Min., 1947, 32, N 3-4, 121.
 271. *Сливко М. М.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6, 257.
 272. *Queysel P.* Ark. min., geol., 1957, 2, N 1-2, 9.
 273. *Моторина И. В., Бакуменко И. Т.* Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968, 2, 196.
 274. *d'Achiardi G.* Pleocroismo e policromismo delle tormaline elbane. Pisa, 1900, 7.
 275. *Воскресенская И. Е., Окулов Е. Н.* Мин. сб., Львов, 1974, № 28, вып. 1, 62.
 276. *Dunn P. J., Appleman D. E., Nelen J. E.* Am. Min. 1977, 62, N 11-12, 1121.
 277. *Bradley J. E. S., Bradley O.* Min. Mag., 1953, 30, N 220, 26.
 278. *Гинзбург А. И.* ДАН СССР, 1954, 98, № 2, 233.
 279. *Грум-Гржимайло С. В.* ДАН СССР, 1948, 60, № 8, 1377.
 280. *Čech F., Litomisky J., Novotný J.* Sborn. Geol. věd. technol. geochem. čada TG, 1965, 5, 45.
 281. *Kurylenko C.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1949, 72, N 4-6, 319.
 282. *Queysel P., Gabrielson O.* Geol. För. Förhandl, 1939, 61, H. 1, N 416, 63.
 283. *Čech F.* Rozpr. Českoslov. Akad. věd, Řada mat. přírod. ved Ročník, 1958, 68, s. 2, 33.
 284. *Shaub V. M.* Gems a. Gemology, 1955, 8, N 5, 131.
 285. *Pinet M. C. R.* 93-e Congr. nat. soc. savantes. Tours 1968, sec. sci. T. 1, Paris, 1971, 131.
 286. *Dunn P. J. J.* Gemmology, 1974, 14, N 4, 173.

СТРУКТУРА ТИПА СКОУТИТА

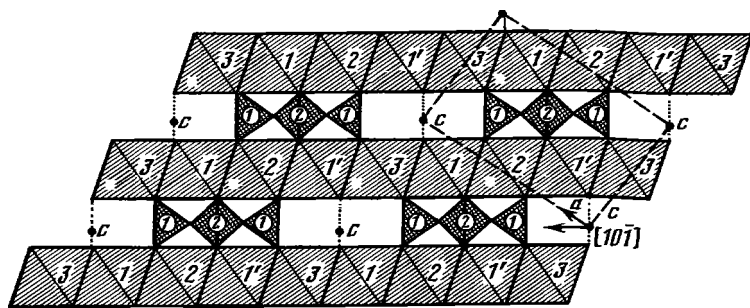
	СИНГОНИЯ	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
 Скоутит $\text{Ca}_7[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	10,118	15,187	6,626	100°40'	2,71

Скоутит Scawtite

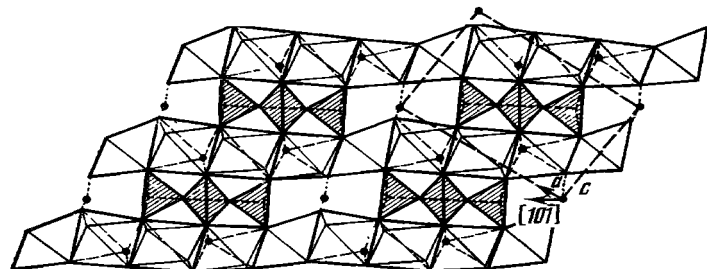


Назван по месту первоначальной находки — Скоут-Хил в Северной Ирландии [1].
 Синоч. Скотит, скаутит.

Характ. выдел. Пластинчатые кристаллы (до 1,5 мм), собранные в суб-параллельные и слегка расходящиеся пучки; мелкозернистые агрегаты (зерна до 0,01 мм).



1



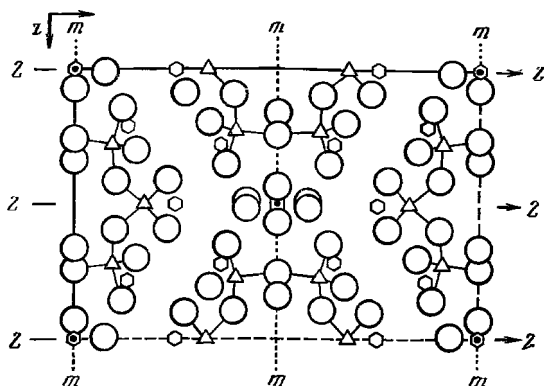
2

Фиг. 86. Идеализированная (1) и реальная (2) структура скоутита в проекции на (101) (по Плату и Смиту)

Цифрами показано положение разных CaO-октаэдров

Фиг. 87. Структура скоутита в проекции на (001) (по Плату и Смиту)

Большими кружками обозначены атомы O, треугольниками — Si, шестиугольниками — Ca, малые черные кружки — C, m — плоскость симметрии, z — ось симметрии



Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - I2/m$. $Z = 2$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Ссылка
10,118	15,187	6,626	100°40'	0,6662 : 1 : 0,4363	[2]
10,22	15,42	6,70	100 29	0,663 : 1 : 0,4345	[3]
6,61*	15,22	10,98	115 24	0,4343 : 1 : 0,7214	[4]

* Принята установка Тилл и Хей [1].

В структуре скоутита [2] (фиг. 86, 87) различаются два типа структурных слоев, параллельных (101): слои октаэдрически координированных атомов Ca, окруженных атомами кислорода из групп CO_3 и молекул H_2O , и слои из изолированных $[Si_6O_{18}]$ -колец, которые через шесть апикальных атомов кислорода связываются с выше- и нижележащими октаэдрическими слоями. Группы CO_3 , располагаясь между кольцами $[Si_6O_{18}]$ в центре симметрии $I2/m$, должны быть упорядоченными, но для них возможно и неупорядоченное положение, которое снижает симметрию кристаллов до Im . Атомы кислорода молекул H_2O входят в состав октаэдрических слоев, а через водород они связаны с O(1), O(4), O(5) и O(8). Межатомные расстояния (в Å) колеблются в пре-

делах: $\text{Si} - \text{O} = 1,582 - 1,658$; $\text{Ca} - \text{O} = 2,247 - 2,954$; $\text{C} - \text{O} = 1,243$ и $1,253$.

Предложенная Платом и Смитом [2] структура хорошо объясняет двупреломление минерала, но не согласуется со спайностью. Превращение скоутита при нагревании в воластонит обусловлено потерей CO_2 и преобразованием колец $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ в ленты $[\text{SiO}_3]_{\infty}$.

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 0,6628 : 1 : 0,4345$, $\beta = 100^\circ 29'$ (Мёрдок, 1955) [3].

Главные формы [3]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00	$90^\circ 00'$	90 00
k 130	27 05	90 00	90 00	27 05
l 120	37 30	90 00	90 00	37 30
m 110	56 54	90 00	90 00	56 54
o 011	23 04	25 17	10 29	66 48
d 101	90 00	40 25	40 25	90 00

Недостоверна грань (290).

Физ. св. Сп. совершенная по (010) [3]; Тили [1] указывает на совершенную сп. по (001), которую Мёрдок [3] рассматривает — в его установке это (100) — как отвечающую отдельности вдоль двойниковой плоскости; Мак-Конел [4] отмечает два направления спайности, пересекающиеся под прямым углом. Изл. раковистый [5]. Тв. $4\frac{1}{2} - 5$. Уд. в. 2,77 [1]; 2,707 (измерен на весах Бермана) [6]; 2,714 (измерен пикнометром) [6]. Цв. бесцветный или белый, серовато-белый. Бл. стеклянный. Прозрачный. Обнаруживает пьезоэлектрический эффект [7].

Микр. В прох. свете бесцветный. Двуосный (+). Пл. опт. осей \parallel (010), $cNg = 30^\circ$ (в установке Мёрдока). $n_g = 1,618 - 1,622$, $n_m = 1,605 - 1,609$, $n_p = 1,595 - 1,603$. $2V = 75^\circ 05'$; 74° (вычисл.) [4]; 78° [8].

Хим. Теор. состав: $\text{CaO} - 47,13$, $\text{SiO}_2 - 43,27$, $\text{H}_2\text{O} - 4,32$, $\text{CO}_2 - 5,28$. Мак-Конел [4] рассматривал скоутит как карбонатизированный ксонотлит — $\text{Ca}_6\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CaCO}_3$. Позже Мак-Конел и Мёрдок [6] для элементарной ячейки с 48 атомами кислорода с учетом замещения $3\text{SiO}_4 - 4\text{CO}_3$ предложили для скоутита формулу $\text{Ca}_{14}(\text{OH})_4(\text{Si}_{16-x}\text{C}_{4x/3})\text{O}_{44}$.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	—	<0,1	—	0,52	TiO_2	—	0,01	—	0,04
K_2O	—	<0,1	—	0,45	H_2O^+	—	4,96	4,3	5,75
MgO	—	0,16	—	0,22	H_2O^-	—	(0,06)	0,1	0,45
CaO	46,4	46,93	46,1	47,65	P_2O_5	—	—	—	0,05
MnO	—	0,01	—	0,01	CO_2	18,0	5,6	4,4	11,51
Fe_2O_3	—	0,07	—	0,15	Сумма	98,6	99,83	99,6	99,21
Al_2O_3	—	0,14	1,2	0,80					
SiO_2	34,2	41,95	43,5	31,61					

1 — Скоут-Хил (Северная Ирландия), анал. Хей [1]; 2 — Крестмор (Калифорния), анал. Голдич и Ингамелс [6], в сумму не вошли Na_2O , K_2O , H_2O^- ; 3 — Баликрейги (Северная Ирландия), анал. Скун [4]; 4 — Кусиро (Япония) [9].

Диagn. исп. Вскипает в холодной разбавленной HCl с образованием желатинообразного остатка.

Повед. при нагр. Дифференциальная кривая нагревания скоутита характеризуется несколькими термическими эффектами, частично перекрывающимися друг друга [10]. Кривая потери веса указывает на удаление карбонатного аниона из структуры при 600° (меньшая часть) и при $800 - 900^\circ$. Экзотермические эффекты при 890 и 1050° соответствуют распаду скоутита. После нагревания до 700° скоутита из Михара интенсивность линий на его рентгенограмме

уменьшилась; нагревание до 800° привело к исчезновению типичных для него линий; продукт нагревания при 900—1000° представляет смесь волластонита («параволластонита») и кальциооливина [5].

Нахожд. Скоутит известен в следующих местах: Скоут-Хил (графство Антрим) [1] и Баликрейги (графство Ларн) [4] в Северной Ирландии; Найхарт (горы Литл-Белт, Монтана) [8] и Крестмор (Калифорния) [3] в США; Токатока в Новой Зеландии [11]; рудники Михара (Окаяма) [5] и Кусиро (Хиросима) [9] в Японии. Образование скоутита связано с явлениями контактового метаморфизма и гибридизма при внедрении магмы основного состава в известняки. Он является либо метаморфогенным минералом, замещающим известняк [11], либо образуется по спёрриту [4], гелениту [8] и более поздним гидротермальным минералам [3]. В Северной Ирландии скоутит тесно ассоциируется с мелилитом, булфонтейнитом, кальцитом и цеолитами, в Северной Америке и Новой Зеландии — с ларнитом, спёрритом, тоберморитом, геленитом, гранатом, везувианом, кальцитом, волластонитом и рудными минералами; в Японии — с гроссуляром, везувианом и кальцитом. В габбро района Кэрни (графство Абердин, Шотландия) скоутит обнаружен в секущих жилах с ксонотлитом, гиролитом, тахеренитом, пренитом, кальцитом и ломонтитом. Скоутит образовался за счет ксонотлита в процессе уралитизации габбро [12].

Изм. Замещается тоберморитом [4] и тахеренитом [12].

Искусств. Синтезирован [13] из смеси SiO_2 с CaCO_3 или $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и стехиометрическим количеством CO_2 (водный раствор) при температуре 140—300° и незначительном давлении. Получен также в гидротермальных условиях при 300—350° [14].

Межплоскостные расстояния скоутита из Баликрейги *

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D = 190$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110	20	8,36	060; 132	20	2,54	40	1,81
?	20	7,93	202	40	2,52	40	1,777
011; 10 $\bar{1}$	60	5,99	25 $\bar{1}$; 400	60	2,49	40	1,766
200	20	4,99	222	20	2,39	20	1,671
130	60	4,52	$\bar{1}61$; 251	20	2,33	20	1,632
121; 220	60	4,19	15 $\bar{2}$	60	2,23	20	1,602
040	60	3,80	10 $\bar{3}$	40	2,21	20	1,554
211	60	3,55	411	5	2,17	40	1,535
14 $\bar{1}$; 112	60	3,21	013	5	2,15	40	1,503
141; 240	100	3,03	170; 152	20	2,12	20	1,472
022; 20 $\bar{2}$	100	2,99	062; 30 $\bar{3}$	60	2,01	40	1,320
231; 32 $\bar{1}$	40	2,96	—	80	1,89	40	1,313
330; 301	60	2,78	—	60	1,87	20	1,141

* ASTM, 12-777.

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E., Hey M. H. *Min. Mag.*, 1930, 22, N 128, 222.
2. Pluth J. J., Smith J. V. *Am. Min.*, 1973, 58, N 11-12, 1097; *Acta Cryst.*, 1973, B-29, pt 1, 73.
3. Murdoch J. *Am. Min.*, 1955, 40, N 5-6, 505.
4. McConnell J. D. C. *Am. Min.*, 1955, 40, N 5-6, 510.
5. Miyake Hiroshi. *J. Sci. Univ. Hiroshima*, 1965, ser. C, 4, N 4, 406.
6. McConnell D., Murdoch J. *Am. Min.*, 1958, 43, N 5-6, 498.
7. Микюльская Е. К. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1970, № 2, 99.
8. Taylor J. H. *Am. Min.*, 1935, 20, N 1-4, 120.
9. Kusachi Isao, Numano Tadayuki, Henmi Kitinosuke. *J. Min. Soc. Japan*, 1971, 10, N 4, 296.
10. Цветков А. И., Вальшишхина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964, 154.
11. Mason B. *Am. Min.*, 1957, 42, N 5-6, 379.
12. Livingstone A. *Min. Mag.*, 1974, 39, N 307, 820.
13. Harker R. I. *Min. Mag.*, 1965, 34, N 268, 232.
14. Stevil L., Petrovic J. *Silikaty*, 1976, 21, N 4, 331.

СТРУКТУРА ТИПА ЛОВОЗЕРИТА

ГРУППА ЛОВОЗЕРИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Ловозерит $(Na, Ca)_2Zr[Si_6O_{12}(OH)_6]$	Монокл.	10,48	10,20	7,33	$92^\circ 30'$	2,628
	Триг.	10,18	—	13,10	—	—
Цирсиалит $Na_6CaZr[Si_6O_{18}]$	Триг.	10,29	—	13,11	—	3,08
Казаковит $Na_6MnTi[Si_6O_{18}]$	Триг.	10,18	—	13,06	—	2,74
Коашвит $Na_6CaTi[Si_6O_{18}]$	Ромб.	10,19	20,95	7,36	—	3,069
[Комбит] $Na_4Ca_3[Si_6O_{16}(OH, F)_2]$	Триг.	10,43	—	13,14	—	2,844

Структура изучена только для моноклинного ловозерита. Цирсиалит и казаковит отнесены к этой группе на основании анализа [1, 2] моноклинной псевдоячейки ловозерита и выявления возможности ее реализации в мотив с ромбоэдрической симметрией $R\bar{3}m$. Капустин с соавторами [1] и Черницова с соавторами [2] пришли к заключению, что простейшая ячейка всех минералов этой группы ромбоэдрическая с параметрами $a_0 \sim 7,3-7,4 \text{ \AA}$ и $\alpha_0 \sim 88-89^\circ$ и что отклонения истинной симметрии этих структур от максимальной $R\bar{3}m$ определяется тем, что собственная симметрия ловозеритового кольца может легко изменяться благодаря наличию у SiO_4 -тетраэдров свободных вершин; это обуславливает возможность деформации при развороте тетраэдров, причем, если вращение всех Si-полиэдров будет одновременным и согласованным, то симметрия $\bar{3}m$ будет сохраняться; при нарушении же этой синхронности ловозеритовое кольцо может понижать свою симметрию, что и зафиксировано для моноклинного ловозерита и для искусственных ромбических $Na_6Cd_3[Si_6O_{18}]$ и $Na_6Mn_3[Si_6O_{18}]$, обладающих ловозеритовой структурой [2], а также возможно для ромбического коашвита.

Комбит включен в эту группу условно на основании формулы, симметрии и параметров элементарной ячейки [2].

Л и т е р а т у р а

1. Капустин Ю. Л., Быкова А. В., Пудовкина З. В. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1973, № 8, 106.
2. Черницова Н. М., Пудовкина З. В., Воронков А. А., Капустин Ю. Л., Пятенко Ю. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 1, 18.

Ловозерит Lovozerite



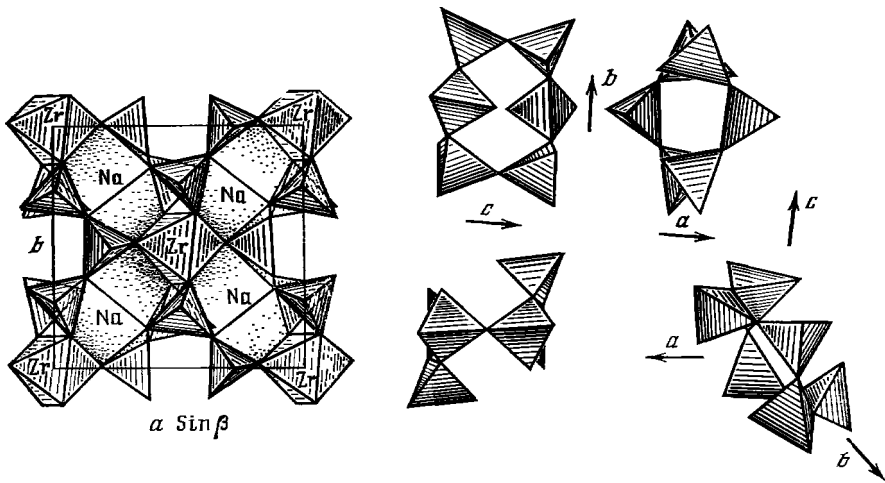
Назван по месту находки [1]. Впервые найден и описан в 1934 г. без названия [2], затем как новый минерал № 7 [3].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы, кристаллы (до 5 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^s - C2$. $a_0 = 10,48$, $b_0 = 10,20$, $c_0 = 7,33 \text{ \AA}$, $\beta = 92^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,047 : 1 : 0,718$, $Z = 2$ [4].

В 1973 г. Капустин с соавторами [5] описали с горы Коашва из ущелья Ферсмана Хибинского массива ловозерит триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_h = 10,18$, $c_h = 13,10 \text{ \AA}$; $a_{rh} = 7,32 \text{ \AA}$, $\alpha_{rh} = 88^\circ 04'$; $Z = 1$ (хим. анализы 4 и 5). Показано [5, 6], что тригональная метрика этого ловозерита может быть представлена также и как моноклинная. Параметры, вычисленные для моноклинной ячейки, исходя из экспериментально определенных для гексагональной ячейки (матрица перехода $|-1/3-2/3-2/3| 001| -1/3-2/3-1/3|$): $a_m = 10,53$, $b_m = 10,18$, $c_m = 7,32 \text{ \AA}$, $\beta = 92,40'$.

Структура минерала при монокл. с. [4] характеризуется псевдокубической решеткой со стороны элементарной ячейки $7,31-7,33 \text{ \AA}$. Из-за небольшого относительного сдвига основания ячейки вдоль диагонали решетка фактически является моноклинной, базоцентрированной. В вершинах и центрах псев-

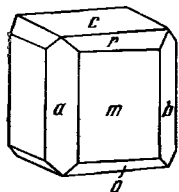
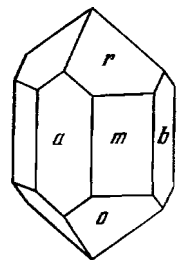


Фиг. 88. Структура ловозерита в проекции на плоскость ab (по Илюхину и Белову)

Фиг. 89. Кремнекислородные кольца в структуре ловозерита в различных проекциях (по Илюхину и Белову)

доквадратных оснований элементарной ячейки расположены атомы Zr в кислородных октаэдрах, а посередине между ними вдоль диагоналей оснований — атомы Na в вытянутых полиэдрах-восьмивершинниках, которые представляют пары искаженных тригональных призм, соприкасающихся боковыми гранями (фиг. 88). Внутри каждой псевдокубической элементарной ячейки находятся изолированные кольца из шести кремнекислородных тетраэдров с формулой $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ (фиг. 89). Каждое шестерное кольцо имеет только ось 2-го порядка, связывающую две его половинки, и его можно рассматривать как составленное из двух диортогрупп $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, параллельных оси c и замкнутых одним SiO_4 -тетраэдром сверху и одним снизу. Каждый SiO_4 -тетраэдр кольца имеет общее ребро с Na-полиэдром, одну общую вершину с ZrO_6 -октаэдром и одну — не связанную с Zr; свободные 6 вершин SiO_4 -тетраэдров предположительно заняты гидроксильными, чему соответствует радикал $[\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$. Островной характер ассоциаций кремнекислородных тетраэдров при слабом каркасе делает структуру минерала непрочной. Межатомные расстояния (в Å) [4]: в кремнекислородных тетраэдрах $\text{Si}(1) - \text{O} = 1,61 - 1,67$; $\text{O} - \text{O} = 2,55 - 2,74$; $\text{Si}(2) - \text{O} = 1,57 - 1,65$; $\text{O} - \text{O} = 2,53 - 2,72$; $\text{Si}(3) - \text{O} = 1,54 - 1,72$; $\text{O} - \text{O} = 2,50 - 2,78$; углы $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$ при $\text{O}(7) = 148^\circ$, при $\text{O}(8) = 152,5^\circ$, при $\text{O}(3) = 159^\circ$, при $\text{O}(4) = 162,5^\circ$. В ZrO_6 -октаэдрах $\text{Zr} - \text{O} = 2,05 - 2,16$, $\text{O} - \text{O} = 2,79 - 3,26$. $\text{Na} - \text{O} = 2,25 - 2,68$.

Диэдрический осевой кл. $C_2 - 2(L_2)$ (рентгеновские данные). По характеру развития кристаллов — призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 1,047 : 1 : 0,718$, $\beta = 92^\circ 30'$ (рентгеновские данные).



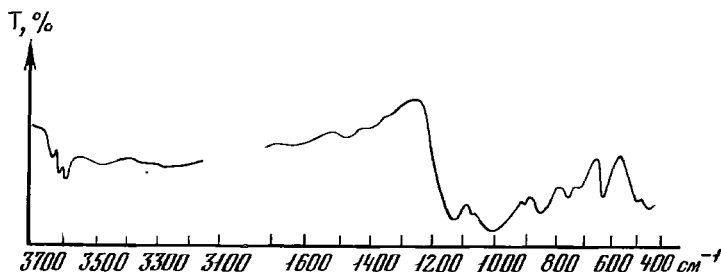
Фиг. 90. Кристаллы ловозерита с Расвулчорра (по Яковлевской)

Формы [7]:

		Ψ	ρ		Ψ	ρ
<i>c</i>	001	90°00'	2°30'	<i>m</i>	110	44°15' 90°00'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>r</i>	111	45 59 45 59
<i>a</i>	100	90 00	90 00	<i>o</i>	$\bar{1}11$	-42 25 44 15
<i>rr</i>	(111) : ($\bar{1}\bar{1}1$)	= 59°56'		<i>mm</i>	(110) : ($\bar{1}\bar{1}0$)	= 91°28'
<i>rr</i>	(111) : (111)	= 62°46'		<i>ro</i>	(111) : ($\bar{1}11$)	= 59°15'
<i>rm</i>	(111) : (110)	= 44°03'				

Кристаллы короткопризматические, несколько вытянутые вдоль оси *c*, часто изометричные (фиг. 90).

Физ. св. Сп. не обнаружена, что согласуется со структурными данными. Изл. неровный до раковистого (у измененного). Тв. около 5. Уд. в. у неизмененного 2,54—2,66, у измененного понижается до 2,24. Цв. белый, светло-желтый, желтовато-розовый, темно-красный; у измененного — темно-бурый, черный, черта бурая. Бл. стеклянный, смоляной. Пьезоэффект не обнаружен [4]. ИК-спектр ловозерита характеризуется полосами (в $см^{-1}$): 3625—3580 (двойная), 3465, 3280; 1740, 1610, 1463, 1380 (деформационные колебания OH), 1117, 1008, 897, 855, 760—710 (валентные колебания связей в тетраэдрах SiO_4 — отражают наличие в структуре кольцевых элементов); 645—620, 485—440, 410 (фиг. 91) [8].



Фиг. 91. ИК-спектр ловозерита (по Рудницкой)

Микр. В шлифах бесцветный, желтовато-розовый, розовый, измененный — бурый, темно-бурый, почти черный. Слабо плеохроирует в желтовато-розовых тонах, $N_p > N_g$. Двуосный (—), практически одноосный. Измененный изотропен. N_g и $N_m \parallel [110]$ [4]. $n_g = n_m = 1,540—1,570$, $n_p = 1,530—1,568$, $n_g - n_p = 0,011—0,013$. Двупреломление понижается при уменьшении содержания щелочей [5]. Характерны двойники, часто полисинтетические, иногда пересекающиеся [9]; в двойниках оси N_p двух индивидов образуют угол 73—74° [10].

Хим. Теор. состав: $Na_2O—10,18$, $ZrO_2—20,25$; $SiO_2—59,21$, $H_2O—10,36$. Na, по-видимому, изоморфно замещается K и Ca, Zr—Ti, Si—Al. Тригональный ловозерит характеризуется повышенным содержанием Na и пониженным H_2O (хим. анализы 4, 5), для него предложена [5] формула $Na_3ZrSi_6O_{13}(OH)_5$. Указанный Семеновым [11, 12] из Ловозерского массива неизменный красноватого цвета Мп-ловозерит содержит 2,5% МпО, измененный темно-бурый и черный — до 3,46% МпО (хим. анализы 7, 9, 10), сильно измененный из Хибинского массива — 4,80% МпО (хим. анализ 11) [8]. Количество H_2O возрастает по мере степени изменения минерала. В ловозерите из Ловозерского массива отмечено содержание (в %): Th — $640 \cdot 10^{-4}$ [13], Be — $22 \cdot 10^{-4}$ [14], $HfO_2—0,40$ [11], а также 0,162—0,222 [15], Cr — $3,8 \cdot 10^{-3}$, Ni — $80 \cdot 10^{-3}$, V — $30 \cdot 10^{-3}$, Cu — $5,2 \cdot 10^{-3}$ [16], $U_3O_8—0,0420$ [17]. После обработки холодной водой в течение 2 часов в растворе обнаружено 1,87% Na_2O ; содержание Na_2O в промытом материале составило 11,04% [5].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	6,22	7,82	6,45	11,63	12,00	4,51
K ₂ O	0,92	1,44	0,71	0,24	0,11	2,86
MgO	—	—	0,17	Не обн.	Не обн.	0,31
CaO	5,91	3,19	5,00	4,09	4,00	1,47
SrO			0,03	—	—	0,07
MnO	2,50	0,26	2,37	2,16	2,33	3,13
Al ₂ O ₃	1,53	2,35	0,69	1,87	1,50	1,52
Fe ₂ O ₃	1,08	0,47	2,00	2,58	2,38	1,40
TR ₂ O ₃	—	—	0,31	0,57	0,44	0,57
SiO ₂	57,56	55,87	53,11	54,46	54,47	54,07
TiO ₂	1,79	1,13	0,82	0,92	1,05	0,97
ZrO ₂	12,60	17,39	14,37	13,19	14,40	16,32
Nb ₂ O ₅	0,35	0,47	0,39	—	—	0,05
H ₂ O ⁺	9,73	9,08	12,86	7,28	6,86	8,77
H ₂ O ⁻	0,19	0,18	0,49			3,99
F	—	—	—	—	—	0,10
Cl	—	—	—	1,06	0,34	0,01
Сумма	100,38	99,65	99,77	100,05	99,88	100,15*
—O=Cl ₂ +F ₂	—	—	—	0,22	0,07	0,04
				99,83	99,81	100,11
Уд. в.	2,54	2,57	2,54	2,64	2,63	2,496
n _g	1,568	1,568	1,568	1,576	1,578	1,5698
n _p	1,537	1,536	1,537	1,536	1,538	1,5601

* В том числе P₂O₅ — 0,03.

1—5 — Хибинский массив: 1—3 — Расвумчорр, анал. Булова [8] (1 — кристаллы светло-розовато-коричневые, 2 — белый, в псевдоморфозах по вадениту, 3 — светло-коричневый, в псевдоморфозах по эвдиалиту, содержит 0,17% Hf), 4 — тригональный ловозерит, гора Коашва, анал. Быкова [5], 5 — тригональный ловозерит, ущелье Ферсмана, анал. Быкова [5]); 6 — Ловозерский массив, гора Вавибед, анал. Горощенко [18].

	7	8	9	10	11
Na ₂ O	9,39	5,84	3,00	3,74	1,05
K ₂ O	2,98	3,77	3,15	1,90	4,08
MgO	0,71	1,21	0,70	0,76	0,31
CaO	1,51	2,04	2,28	3,34	6,30
SrO	—	—	—	0,06	0,11
MnO	2,50	1,40	2,78	3,46	4,80
Al ₂ O ₃	1,43	2,33	0,93	0,40	2,97
Fe ₂ O ₃	0,56	0,63	0,23	0,72	2,02
TR ₂ O ₃	—	1,16	—	0,56	1,15
SiO ₂	55,59	56,22	55,93	52,12	43,53
TiO ₂	0,69	0,56	1,24	1,02	1,34
ZrO ₂	16,53	16,76	16,25	16,54	16,77
Nb ₂ O ₅	—	0,04	—	—	0,27
H ₂ O ⁺	8,23	8,48	9,01	8,62	4,25
H ₂ O ⁻		—	4,39	6,41	10,83
Сумма	100,12	100,44	99,89	99,65	99,78
Уд. в.	2,64	2,66	—	2,384	2,24
n _g	1,560	1,57	—	1,561	1,540
n _p	1,550	1,56	—	1,549	1,530

7—10 — Ловозерский массив: 7—8 — из пегматита горы Аллуайв, анал. Разина (7 — темно-красный, в псевдоморфозах по эвдиалиту, содержит 0,40% HfO₂ [11], 8 — белый [12]); 9 — смоляно-черный, псевдоморфозы по эвдиалиту из пегматита горы Кедыкверпах, анал. Разина [19]; 10 — темно-бурый до черного, псевдоморфозы по эвдиалиту, из порфировидных люавритов долины р. Эльмарайк, анал. Булова [1]; 11 — темно-бурый, измененный, Расвумчорр, Хибинский массив, анал. Булова, содержит 0,20% Hf [8].

Состав группы редкоземельных элементов в ловозерите из Хибинского (1,2 — анал. Варшал и Павлуцкая [8], 3 — Логинова [5]) и Ловозерского (4 — анал. Балашов и Туранская [20]) массивов ($\Sigma TR = 100\%$):

	1	2	3	4		1	2	3	4
$\Sigma TR_2O_3, \%$	0,31	1,15	0,57	0,56	Dy	4,68	5,13	4	5,1
La	7,46	3,45	9	11	Ho	0,53	0,68	0,3	—
Ce	22,56	15,94	21	22	Er	2,29	1,94	1,6	3,3
Pr	3,17	1,88	3	2,9	Tu	0,05	0,06	0,1	—
Nd	13,30	15,91	17	11	Yb + Lu	0,24	0,38	0,5	—
Sm	3,61	5,26	3	3,4	№ хим.	3	11	4	10
Gd	6,72	6,50	8	3,7	анализа				
Tb + Y	35,38	42,88	32,2	37(Y)					

Состав группы редкоземельных элементов в ловозерите см. также [5, 21, 22].

Диagn. исп. Не разлагается HCl, HNO₃ и H₂SO₄. П.п.тр. легко сплавляется в непрозрачный шарик белого цвета с розовым оттенком. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени в горячем и холодном состоянии бледно-фиолетовый; перл фосфорнокислой соли в окислительном и восстановительном пламени бледно-зеленовато-желтый в горячем состоянии и почти бесцветный в холодном.

Повед. при нагр. Плавится при 1100° [11]. При нагревании вода выделяется постепенно при 200—600° [8]; у измененных разностей выделяется от 100 до 500° [10]. На кривой ДТА фиксируется эндотермическая реакция с максимумом 340° (у белого) [9], 280° (у светло-розового) [8] или 140—160° (у измененного) [11].

Наход. В Ловозерском массиве довольно широко распространен в щелочных породах: в порфириовидных луавритах, их мурманитовых разностях, эвдиалитовых луавритах, пойкилитовых нефелиновых сиенитах, фойяитах (Вавнбед, Флора, Аллуайв, Сенгисчорр, Маннепахк) [9—11, 14, 16, 17, 23]. Ловозерит в крупных выделениях (до 2×1 см), вероятно, сингенетичен с мурманитом. Содержание его в породах нередко достигает 10—20%. Ассоциируется с микроклином, нефелином, эгирином, эвдиалитом, мурманитом, лампрофиллитом, нептунином, цеолитами, содалитом. Более мелкозернистый ловозерит представляет продукт изменения эвдиалита, иногда образует по нему полные псевдоморфозы. По Хомякову [24], является вторичным по цирсиалиту, по которому он может развиваться как в эндогенных, так и в гипергенных условиях с образованием гомоосевых псевдоморфоз. В пегматитах Ловозерского массива встречается редко и в незначительных количествах. Как продукт изменения эвдиалита отмечен в пегматите пойкилитовых содалитовых сиенитов гор Аллуайв и Кедыкверпахк в ассоциации с рамзаитом, лампрофиллитом, мурманитом [9, 11, 12]. В Хибинском массиве впервые был найден в апатитовом месторождении Расвумчорр в пегматитовых арфведсонит-полевошпатовых жилах среди рихорритов и уртитов [8, 22] в виде мономинеральных выделений в ассоциации с щербаковитом и игольчатым эгирином или как продукт изменения эвдиалита и вадейта (корочки типа коронита или полные псевдоморфозы). В пегматитовых прожилках на горе Коашва встречен тригональный ловозерит (совершенно неизменный) с нефелином, анортотклазом, эгирином, ломоносовитом и баритолампрофиллитом [5], образовался, по-видимому, по цирсиалиту [24]. В ущелье Ферсмана в осевой части пегматитовой жилы тригональный ловозерит ассоциируется с микроклином, нефелином, эгирином, энигматитом, арфведсонитом, лампрофиллитом, титанитом, натролитом и анальцитом [5]. Акцессорный ловозерит обнаружен в Гренландии (на северо-восточном берегу фьорда Кангердлуарсук) среди луавритов Илимаусака в ассоциации с уссингитом и стенструпином и в дайке меланократовых эгириновых пород в ассоциации с теми же минералами (вероятно, вторичный по эвдиалиту) [25].

Изм. Замещается катаплеитом (ущелье Ферсмана) и минералом типа розенбушита (гора Коашва) [5]. Легко выветривается, становится темно-коричневым, черным; при этом теряет щелочи, поглощает воду, происходит окисление Mn, уд. в. уменьшается, минерал становится изотропным и рентгеноаморфным [9], соответственно изменяется и его ИК-спектр [22]. Тригональный ловозерит характеризуется большей устойчивостью в зоне гипергенеза [22]. Выветрелый ловозерит назван Семеновым [12] оксилловозеритом (название излишне). Конечными продуктами изменения ловозерита являются: вещество, близкое к цирситу [8], окрашенное слюдоподобное вещество [25], охры, состоящие из окислов и гидроокислов Mn, Fe, Zr, Si [17]. При хранении в коллехциях покрывается порошковатым налетом соды [5].

Отл. От сходного в шлифах красно-бурого лепидомелана отличается отсутствием спайности, наличием двойников, оптическими свойствами.

Межплоскостные расстояния ловозерита с Расвумчорра [8]

Fe-излучение, $D = 53,7$ 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>
1	7,86	3	2,79	7	1,743	4	1,369
8	7,70	7	2,61	4	1,677	5	1,336
4	7,21	7	2,51	4	1,620	4	1,307
9	5,18	2	2,41	2	1,592	4	1,267
4	4,16	2	2,23	3	1,581	1	1,241
4	4,01	4	2,07	2	1,530	2	1,191
8	3,63	4	2,05	4	1,478	2	1,185
4	3,55	2	2,01	2	1,465	2	1,088
10	3,27	4	1,916	4	1,437	4	1,069
10	3,18	8	1,815	1	1,400	4	1,041
4	2,94						

Межплоскостные расстояния тригонального ловозерита из ущелья Ферсмана [5]

CuK α -излучение, Ni-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>
10 $\bar{1}$ 1	5	7,3	20 $\bar{2}$ 5	1	2,253	32 $\bar{5}$ 5	1	1,595
10 $\bar{1}$ 2	8	5,3	22 $\bar{4}$ 3; 0006	1	2,197	51 $\bar{6}$ 1	1	1,575
0003	1	4,3	40 $\bar{4}$ 2	2	2,082	20 $\bar{2}$ 8	1	1,538
20 $\bar{2}$ 1	2	4,2	21 $\bar{3}$ 5	2	2,051	31 $\bar{4}$ 7; 42 $\bar{6}$ 4	1	1,480
20 $\bar{2}$ 2	7	3,64	11 $\bar{2}$ 6	1	2,010	60 $\bar{6}$ 0; 0009; } 21 $\bar{3}$ 8	0,5	1,460
11 $\bar{2}$ 3	7	3,35	31 $\bar{4}$ 4	1	1,955	43 $\bar{7}$ 1; 51 $\bar{6}$ 4	1	1,435
21 $\bar{3}$ 1	10	3,24	41 $\bar{5}$ 0	1	1,920	42 $\bar{5}$ 5	0,5	1,407
10 $\bar{1}$ 4	1	3,08	40 $\bar{4}$ 4; 10 $\bar{1}$ 7	6	1,825	32 $\bar{5}$ 7	1	1,371
21 $\bar{3}$ 2	5	2,97	31 $\bar{4}$ 5	1	1,788	33 $\bar{6}$ 6; 52 $\bar{7}$ 3; } 61 $\bar{7}$ 1	1	1,339
30 $\bar{3}$ 0	1	2,910	30 $\bar{3}$ 6; 41 $\bar{5}$ 3	2	1,758	40 $\bar{4}$ 8; 61 $\bar{7}$ 2	1	1,311
20 $\bar{2}$ 4	6	2,628	32 $\bar{5}$ 4	1	1,725	22 $\bar{4}$ 9	1	1,270
22 $\bar{4}$ 0	3	2,542	40 $\bar{4}$ 5	1	1,688			
30 $\bar{3}$ 3	1	2,438	21 $\bar{3}$ 7	0,5	1,631			

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1939, 25, 751.
2. Чирвинский П. Н. Хибиногорский рабочий, 1934, № 253, 1.
3. Чирвинский П. Н. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.: Изд-во АН СССР, 1937, 450.
4. Илюхин В. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1960, 131, № 1, 176; Кристаллография, 1960, 5, вып. 2, 200; Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 16.
5. Капустин Ю. Л., Быкова А. В., Пудовкина З. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8, 106.
6. Черницова Н. М., Пудовкина З. В., Воронков Л. А., Капустин Ю. Л., Пятенко Ю. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 1, 18.
7. Яковлевская Т. А., Соколова М. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1976, вып. 25, 238.

8. Соколова М. Н., Рудницкая Е. С., Бурова Т. А. В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969, 210.
9. Семенов Е. И. В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967, 3.
10. Герасимовский В. И. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 31, № 6, 7.
11. Семенов Е. И., Разина И. С. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Апатиты, 1962, вып. 2, 111.
12. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 162.
13. Поляков А. И., Кот Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73.
14. Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. Геохимия, 1965, № 5, 562.
15. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966, 234.
16. Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. Геохимия, 1963, № 1, 23.
17. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 313.
18. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. Хим. анализы минералов Кольского п-ова. Апатиты, 1970, 339.
19. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 189.
20. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 209.
21. Боруцкий Б. Е., Варшал Г. М., Павлуцкая В. И., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975, 221.
22. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978, 2, 329.
23. Буссен И. В. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Апатиты, 1962, вып. 2, 61.
24. Хомяков А. П. ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199.
25. Данø М., Sørensen H. Medd. Grønland, 1959, 162, N 5, 25; Sørensen H. Medd. Grønland, 1962, 167, N 1, 224.

Цирсиналит Zirsinalite



Назван по составу [1].

Характ. выдел. Округлые выделения размером до 5×7 см, скопления зерен неправильной формы, псевдоморфозы по эвдиалиту.

Структ. и морф. крист. Триг. с. Возможные пр. гр. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, $C_{3v}^5 - R3m$ или $D_3^7 - R32$. $a_1 = 10,29$, $c_1 = 13,11 \text{ \AA}$, $a_1 : c_1 = 1 : 1,274$; $C_{r_1} = 7,38 \text{ \AA}$, $\alpha = 88^\circ 28'$; $Z = 3$ [1]. $a_2 = 10,27$, $c_2 = 13,15 \text{ \AA}$ [2]. По новым данным А. А. Воронкова: $a_h = 10,29$, $c_h = 26,308 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 2,5562$; $a_{r_1} = 10,593 \text{ \AA}$, $\alpha = 55^\circ 08'$; $Z = 6$ [5]. Вакантные в структуре ловозерита положения заняты в цирсиналите, очевидно, Са (Mn, Fe) и дополнительными атомами Na [1].

Физ. св. Сп. не обнаружена. Излом зернистый, в мелких осколках раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$. Микротвердость $640 - 720 \text{ кгс/мм}^2$ (при нагрузке 50 гс). Уд. в. $2,88 - 2,98$ [1, 2] (вычисл. 3,08). Бесцветен или слабо окрашен в желтовато-серый цвет. Прозрачен в тонких сколах. Бл. стеклянный на свежем изломе, быстро тускнеющий. Иногда содержит рассеянную тонкую (менее 1 мкм) вкрапленность гематита. ИК-спектр цирсиналита характеризуется полосами: сильной двойной $1000 - 920 \text{ см}^{-1}$, узкой одиночной 640 см^{-1} , дуплетом $580 - 550 \text{ см}^{-1}$ и сильной одиночной 460 см^{-1} — фиг. 92 (по данным Рудницкой).

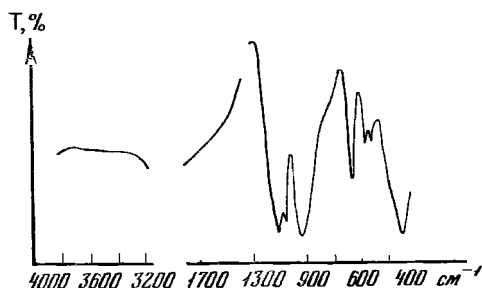
Микр. В шлифах в прох. свете прозрачен. Одноосный (—). $n_o = 1,610$, $n_e = 1,605$, $n_o - n_e = 0,005$ [1]; $n_o = 1,611$ и $1,613$, $n_e = 1,603$ и $1,604$ [2]. Характерны пересекающиеся полисинтетические двойники (новые данные Хомякова)

Хим. Теор. состав для $\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$: $\text{Na}_2\text{O} - 25,65$, $\text{CaO} - 7,72$, $\text{SiO}_2 - 50,00$, $\text{ZrO}_2 - 16,63$.

После обработки холодной водой в течение 2 часов в растворе обнаружено 17,1% Na_2O , в течение 1 недели — 2,91% Na_2O ; после одночасовой обработки цирсиналита горячей водой в раствор переходит 3,01 Na_2O [1].

Анализы (анал. Быкова) [1]:

	1	2
Na ₂ O	26,00	25,67
K ₂ O	Не обн.	Не обн.
CaO	4,80	4,75
MnO	2,62	2,60
FeO	0,40	0,80
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	»	»
TR ₂ O ₃	»	»
SiO ₂	52,10	52,00
TiO ₂	0,40	0,56
ZrO ₂	12,84	12,84
H ₂ O	0,90	0,80
Cl	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,06	100,02



Фиг. 92. ИК-спектр цирсиналита (по Рудницкой)

Диagn. исп. Легко растворяется с выделением студенистого кремнезема в подогретой (до 60—80°) 10% HCl или в H₂SO₄. Нерастертый минерал в закр. тр. воды не выделяет.

Повед. при нагр. На кривых ДТА и ТГ отмечен небольшой эндотермический эффект при 300°, обусловленный выделением воды, которая, очевидно, поглощается минералом из воздуха при растирании. Около 1000° цирсиналит сплавляется в белый эмалевый шарик, сохраняя после раскристаллизации структуру первичного минерала [1].

Нахожд. Первоначально [1] был найден в керне буровой скважины на глубине 180 м в Хибинском щелочном массиве (Кольский п-ов) на горе Коашва в пегматитовых прожилках, секущих рисчорриты. В пегматоидных участках прожилков ассоциируется с нефелином, анортотклазом, эгирином первой генерации, ломоносовитом, бариевым лампрофиллитом, ловозеритом (при полном отсутствии эвдиалита). В кавернозных участках пегматитов встречен с пектолитом, виллиомитом, поздним эгирином, ловозеритом. Обнаружен также на горе Юкспор в Хибинах и на горе Карнасурт в Ловозерском массиве [2, 3]. В отличие от Капустина [1], Хомяков [2] считает, что в основной своей массе цирсиналит не является первичным минералом, а развивается по эвдиалиту, образуя каемки вокруг его зерен или полные псевдоморфозы. Присутствие цирсиналита указывает на сильно щелочную среду минералообразования.

Искусств. Аналогом цирсиналита (судя по рентгенограммам) является синтетическая фаза Z-3, полученная в экспериментах Мишель-Леви [4] совместно с эвдиалитом, в условиях повышенной щелочности среды.

Изм. На поздней гидротермальной стадии замещен ловозеритом. В гипергенных условиях поверхность образцов цирсиналита покрывается налетом соды; возможно частичное превращение его в ловозерит [1, 5].

Межплоскостные расстояния цирсиналита из Хибинского массива [1]

Fe-излучение. Камера РКУ-114

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
10 $\bar{1}$ 1	2	7,50	12 $\bar{3}$ 5	2	2,041	20 $\bar{2}$ 8	4	1,543
01 $\bar{1}$ 2	2	5,40	11 $\bar{2}$ 6	1	2,005	24 $\bar{5}$ 4	6	1,498
02 $\bar{2}$ 1	3	4,30	1344	1	1,972	60 $\bar{3}$ 0	1	1,490
02 $\bar{2}$ 2	3	3,71	41 $\bar{5}$ 0	1	1,951	41 $\bar{5}$ 6; 43 $\bar{7}$ 1; } 0009	2	1,455
11 $\bar{2}$ 3	4	3,31	40 $\bar{4}$ 4	10	1,842			
21 $\bar{3}$ 1	5	3,24	41 $\bar{5}$ 3	2	1,780	42 $\bar{5}$ 5	1	1,419
10 $\bar{1}$ 4	1	3,02	30 $\bar{3}$ 6	2	1,762	11 $\bar{2}$ 9	1	1,400
30 $\bar{3}$ 0; 12 $\bar{3}$ 2	2	2,99	02 $\bar{2}$ 7	1	1,730	32 $\bar{5}$ 7	1	1,380

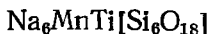
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
02 $\bar{2}$ 4	9	2,64	33 $\bar{6}$ 0	1	1,711	31 $\bar{4}$ 8; 16 $\bar{6}$ 5	4	1,369
22 $\bar{4}$ 0	8	2,57	04 $\bar{4}$ 5	2	1,699	52 $\bar{7}$ 3	2	1,356
30 $\bar{3}$ 3	1	2,44	22 $\bar{4}$ 6; 24 $\bar{6}$ 1	2	1,665	61 $\bar{7}$ 2	1	1,330
21 $\bar{3}$ 4	1	2,38	21 $\bar{3}$ 7	2	1,642	44 $\bar{8}$ 0	3	1,291
20 $\bar{2}$ 5	1	2,260	01 $\bar{1}$ 8	1	1,661	Кроме, того 41 слабая		
22 $\bar{4}$ 3	1	2,221	33 $\bar{6}$ 3	1	1,594	линия до 0,9640		
04 $\bar{4}$ 2	3	2,110	15 $\bar{6}$ 2	1	1,551			

Л и т е р а т у р а

1. Капустин Ю. Л., Пудовкина З. В., Быкова А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 5, 551.
2. Хомяков А. П. ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199.
3. Хомяков А. П. В кн. Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций. Тезисы докладов на II совещании по проблеме типоморфизма минералов. М., 1977.
4. Christophe-Michel-Levy M. Bull. Soc. fr. min., crist., 1961, 84, N 3, 265.
5. Хомяков А. П., Капцов В. В., Щепочкина Н. И., Рудницкая Е. С., Крутецкая Л. М. ДАН СССР, 1978, 243, № 4, 1028.

На горе Карнасурт в Ловозерском массиве Хомяковым встречен цирсианитоподобный минерал темно-вишневого цвета, содержащий более 3% MnO₂. Гексаг. с. (?) $a_0 = 10,26$, $c_0 = 13,14$ Å. Уд. в. 2,69. $n_o = 1,585$, $n_e = 1,575$. Линии на порошковой рентгенограмме: 5,300(70), 3,335(70), 3,256(100), 2,641(60), 2,562(60). (Хомяков А. П. ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199).

Казаковит Kazakovite



Назван по имени химика-аналитика М. Е. Казаковой, которой выполнены химические анализы большого числа новых минералов [1].

Характ. выдел. Мелкие (от 0,01 до 2 мм) изометричные кристаллики.

Структ и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$. $a_h = 10,18$, $c_h = 13,06$ Å, $a_{rh} = 7,30$ Å, $\alpha_{rh} = 88^\circ 15'$; $Z = 1$.

Кристаллографические формы установлены Хомяковым [1]:

	φ	ρ		φ	ρ
11 $\bar{2}$ 1	30°00'	68°42'	11 $\bar{2}$ 4	30°00'	32°39'

Наиболее развита форма (11 $\bar{2}$ 1). Двойники простые и полисинтетические. Плоскость сростания индивидов (11 $\bar{2}$ 4), дв. ось \perp (11 $\bar{2}$ 4).

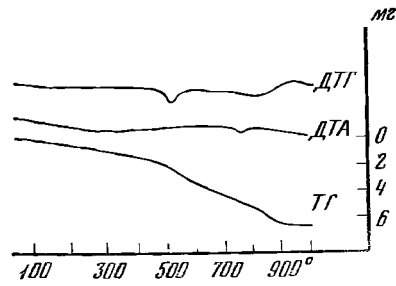
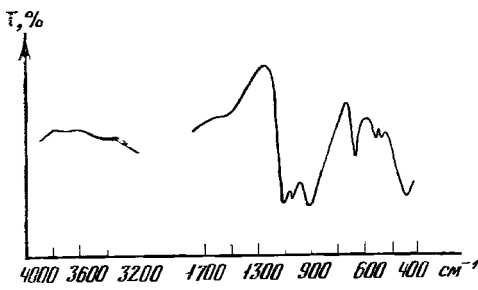
Физ. св. Сп. не выражена. Изл. неровный, полураковистый. Тв. 4. Уд. в. 2,84 (вычисл. 2,74). Цв. светло-желтый с коричневатым или зеленоватым оттенком. Прозрачный или просвечивает. ИК-спектр казаковита характеризуется полосами: сильной слабо раздвоенной 1000—965 и 890 см^{-1} , узкой одинарной 625, слабым дуплетом, 560—520 и сильной одиночной 440 см^{-1} —фиг. 93 [2].

Микр. В шлифах в прох. свете бледно-желтый. Одноосный (—). $n_o = 1,648$, $n_e = 1,625$; $n_o - n_e = 0,023$.

Хим. Первоначально [1] для казаковита была предложена формула $\text{Na}_6\text{H}_2\text{Ti}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. По Хомякову [2, 3], формула казаковита $\text{Na}_6\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

Анализы казаковита из Ловозерского массива, анал. Казакова (1 — по [1], 2 — новые данные Хомякова для дегидратированного казаковита):

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	25,50	27,76	Fe ₂ O ₃	2,30	2,49	P ₂ O ₅	0,70	—
K ₂ O	0,47	0,20	Al ₂ O ₃	0,84	—	Н ₂ O ⁺	3,66	} 1,40
MgO	0,10	—	SiO ₂	52,44	52,38	Н ₂ O ⁻	0,14	
CaO	0,40	0,92	TiO ₂	7,62	6,60	Сумма		99,97 98,42
FeO	—	не обн.	ZrO ₂	—	2,15			
MnO	4,40	4,52	Nb ₂ O ₅	1,40	—			



Фиг. 93. ИК-спектр казаковита (по Рудницкой)

Фиг. 94. Термические кривые казаковита (по Хомякову)

Казаковит с большим содержанием железа (5,3% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) найден [2] на горе Ньюорпахк в Хибинском массиве. Гексаг. с. $a_0 = 10,20$, $c_0 = 13,07 \text{ \AA}$. Цв. оливково-зеленый. Уд. в. 2,87. $n_o = 1,620$, $n_e = 1,606$.

Повед. при нагр. Понижение на кривой ДТГ при 520° соответствует температуре дегидратации (потеря веса 3,5%); потеря веса 5,5% в интервале $520\text{—}1030^\circ$ обусловлена, очевидно, улетучиванием натрия. Понижение на кривой ДТА при 760° связано с плавлением минерала (фиг. 94) [1].

Находж. Первоначально обнаружен в Ловозерском щелочном массиве на горе Карнасурт [1]. Кристаллики казаковита рассеяны в массе розового уссингита; ассоциируется с нордитом, беловитом, вуоннемитом, эгирином. Найден также в Хибинском массиве на горе Ньюорпахк [2].

Изм. На воздухе зерна казаковита покрываются налетом соды. За несколько месяцев хранения образцов минерала налет достигает $0,1\text{—}0,5 \text{ мм}$. Легко гидратируется [2].

Межплоскостные расстояния казаковита из Ловозерского щелочного массива [1]

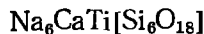
Си-излучение. Камера РКУ-114

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	\bar{l}	d
02 $\bar{2}$ 1	4	4,10	13 $\bar{4}$ 4	3	1,947	24 $\bar{6}$ 4; 13 $\bar{4}$ 7	7	1,480
20 $\bar{2}$ 2	7	3,60	40 $\bar{4}$ 4	8	1,816	42 $\bar{5}$ 5	1	1,400
11 $\bar{2}$ 3	6	3,28	03 $\bar{3}$ 6; 41 $\bar{5}$ 3; } 05 $\bar{5}$ 1	5	1,750	32 $\bar{5}$ 7	3	1,370
21 $\bar{3}$ 1	6	3,17	04 $\bar{4}$ 5	2	1,689	33 $\bar{5}$ 6	3	1,340
30 $\bar{3}$ 0	0,5	2,90	04 $\bar{4}$ 5	2	1,689	04 $\bar{4}$ 8; 61 $\bar{7}$ 2	4	1,310
02 $\bar{2}$ 4	10	2,60	21 $\bar{3}$ 7	2	1,639	44 $\bar{8}$ 0; 22 $\bar{4}$ 9; } 34 $\bar{7}$ 5; 23 $\bar{5}$ 8	5	1,269
22 $\bar{4}$ 0; 01 $\bar{1}$ 5	8	2,52	42 $\bar{2}$ 6	3	1,620	42 $\bar{3}$ 8	3	1,165
04 $\bar{4}$ 2	3	2,079	23 $\bar{5}$ 5	1	1,589	62 $\bar{3}$ 4; 2.0. $\bar{2}$.11	5	1,143
12 $\bar{3}$ 5	1	2,039	51 $\bar{6}$ 1	1	1,570			
11 $\bar{2}$ 6	2	2,003	20 $\bar{2}$ 8	6	1,529			

Л и т е р а т у р а

- Хомяков А. П., Семенов Е. И., Еськова Е. М., Воронков А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 3, 342.
- Хомяков А. П., Капцов В. В., Щепочкина Н. И., Рудницкая Е. С., Крутецкая Л. М. ДАН СССР, 1978, 243, № 4, 1028.
- Хомяков А. П. ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199.

Кошвит Koashvite



Назван по месту находки на горе Коашва в Хибинском массиве [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, мелкие (около 0,5 мм) сростки уплощенных кристалликов.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^8 — $P6m$ или C_{2v}^8 — $P6a2$. $a_0 = 7,32$, $b_0 = 21,08$, $c_0 = 10,26 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,34 : 1 : 0,49$; $Z = 4$ [1]. В другой

ориентировке: $D_{2h}^b - Pmc21$ или $C_{2v}^8 - P2cb$; $a_0 = 10,19$, $b_0 = 20,95$, $c_0 = 7,36 \text{ \AA}$; обладает псевдоочной $a_{rh} = 7,31$, $\alpha_{rh} = 90^\circ 00'$ [2].

Физ. св. [1]. Сп. не обнаружена. Излом раковистый. Тв. около 6. Микротвердость 680—740 кгс/мм² (при нагрузке 20 гс). Уд.в. 2,98—3,02 (вычисл. 3,069). Цв. светло-желтый. Прозрачен. Бл. стеклянный.

Микр. В шлифах в прох. св. бесцветный. Двуосный (—). $n_g = 1,648$, $n_m = 1,643$, $n_p = 1,637$, $n_g - n_p = 0,011$. $2V = 82-84^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая [1].

Хим. Теор. состав для приведенной выше формулы: $\text{Na}_2\text{O} - 27,29$, $\text{CaO} - 8,23$, $\text{SiO}_2 - 52,74$, $\text{TiO}_2 - 11,74$. Возможна также формула $\text{Na}_8\text{Ca}_2\text{TiSi}_8\text{O}_{24}$ [1] или $\text{HNb}_6\text{Ca}(\text{Ti}_{0,5}\text{Mn}_{0,5})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ [2]. В формулах не отражено значительное содержание в минерале Fe_2O_3 .

Анализы (1 — анал. Быкова, 2 — анал. Любомилова) [1]:

	1	2		1	2		1	2
Na_2O	27,00	25,60	Al_2O_3	сл.	не обн.	Nb_2O_5	0,40	не обн.
K_2O	0,08	0,38	Fe_2O_3	4,45	5,42	P_2O_5	не обн.	»
MgO	0,34	сл.	TR_2O_3	не обн.	не обн.	H_2O	1,10	2,27
CaO	7,33	6,00	SiO_2	50,00	51,00	Сумма	100,28	99,94
MnO	4,35	4,20	TiO_2	4,45	5,07			
FeO	0,78	—	ZrO_2	не обн.	не обн.			

Диagn. исп. Слабо разлагается на холоде разбавленными H_2SO_4 и HCl — наблюдается слабое травление поверхности зерен с появлением ямок. При действии концентрированных и подогретых кислот минерал разлагается с выделением кремнекислоты [1].

Повед. при нагр. На кривой ДТА наблюдается небольшое эндотермическое понижение при 200—300°, обусловленное, вероятно, выделением H_2O (потеря веса 0,8—1%). При 900—920° сплавляется в белую непрозрачную эмаль [1].

Наход. Встречен [1] в керне скважины (на глубине свыше 150 м) на горе Коашва в Хибинском массиве (Кольский п-ов). Обнаружен в анортоклаз-нефелин-эгириновых пегматитовых прожилках среди рихторритов, в кавернозных участках, среди продуктов замещения ломоносовита. Коашвит образует тонкие (1—2 мм) прожилки в ломоносовите или каймы вокруг его кристалликов. Ассоциируется также с эгирином, лампрофиллитом, цирсианитом, ловозеритом, виллиомитом, натрофосфатом.

Изм. Иногда зерна коашвита корродированы, но замещения его какими-либо минералами не наблюдалось.

Межплоскостные расстояния коашвита из Хибинского массива [1]

Камера РКУ-114

<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>
021	23	7,30	330; 163; } 270	10	2,316	461; 452; } 392; 2.11.2	3	1,602
110	10	6,93	044	4	2,288	470; 3.10.1 } 185	3	1,569
111	11	5,69	243; 331	3	2,250	2.12.1; 315	3	1,562
121	15	5,18	312	9	2,204	471; 1.13.1; } 462; 0.12.3	3	1,552
140	14	4,25	144	4	2,185	216; 156	3	1,539
112	20	4,11	280	10	2,132	480; 3.11.0; } 1.13.2	50	1,504
200; 042; } 150	50	3,66	204; 281; } 154	20	2,091	3.11.1; 414; } 481	20	1,488
132; 210 } 220; 060; } 201	3	3,47	0.10.1 } 282; 361; } 290	8	1,969	2.13.0; 424; } 285	40	1,476
211	3	3,37	333	3	1,910		4	1,463
221; 142; } 230	50	3,28	343; 193; } 371	3	1,860			
023	25	3,21						

<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>
231	7	3,09	400; 292; } 145	4	1,836		8	1,440
240; 202; } 161	5	3,00	084	70	1,820		3	1,423
212; 123	25	2,954	283; 401; } 420	2	1,807		6	1,381
232	7	2,729	380; 2.10.1	10	1,788		10	1,369
251	5	2,664	431; 225	33	1,755		12	1,356
080	40	2,620	422; 441; } 165; 334	3	1,708		4	1,345
242	100	2,581	2.11.0; } 1.12.0; 006	7	1,698		4	1,335
004	5	2,540	450; 390; } 245	7	1,685		3	1,325
310; 180	4	2,444					12	1,307
172; 223; } 252; 063	13	2,427					40	1,294
320	3	2,384						
124; 233	3	2,345						

Кроме того еще 34 линии до 0,945

Л и т е р а т у р а

- Капустин Ю. Л., Пудовкина З. В., Быкова А. В., Любимова Г. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 5, 559.
- Чернецова Н. М., Пудовкина З. В., Воронков А. А., Капустин Ю. Л., Пятенко Ю. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 1, 18.

На горе Ньюорпахк в Хибинском массиве встречен желтый коашвитоподобный минерал, отличающийся от коашвита меньшими показателями преломления: $n_o = 1,596$, $n_e = 1,589$. Ромб. с. $a_0 = 7,43$, $b_0 = 10,6$ (?), $c_0 = 10,34$ Å. Уд. в. 2,79 (Хомяков А. П. ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199).

Комбит Combeite

$\text{Na}_4\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{F})_2]$

Назван по имени А. Ксмба, внесшего большой вклад в изучение геологии вулканического района Вирунга [1].

Синон. Комбеит [2].

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3v}^5 - R3m$, $D_3^7 - R32$ или $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, $a_h = 10,43$, $c_h = 13,14$ Å, $a_h : c_h = 1 : 1,260$; $Z = 3$ [1]. $a_{rh} = 7,45$ Å, $\alpha_{rh} = 88^\circ 54'$; $Z = 1$ [2].

Кристаллы призматические, плохо образованные.

Физ. Сп. не обнаружена. Уд. в. 2,844. Бесцветный.

Микр. Одноосный (+). $n_o \approx n_e = 1,598$. Двупреломление очень низкое [1].

Хим. Хим. анализ комбита, возможно, с небольшой примесью продуктов изменения (анал. Оямера) [1]: $\text{Na}_2\text{O} - 16,14$, $\text{K}_2\text{O} - 1,18$, $\text{MgO} - 0,41$, $\text{CaO} - 22,68$, $\text{SrO} -$ не обн., $\text{BaO} - 0,09$, $\text{MnO} - 0,58$, $\text{FeO} - 0,54$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2,45$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,86$, $\text{SiO}_2 - 49,78$, $\text{TiO}_2 - 0,32$, $\text{ZrO}_2 - 0,44$, $\text{CO}_2 -$ не обн., $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,02$, $\text{SO}_3 - 0,19$, $\text{F} - 1,87$, $\text{Cl} - 0,30$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 1,39$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,42$; сумма 100,66—0,86 (—O=F₂, Cl₂) = 99,80.

Диagn. исп. Легко разлагается горячей разбавленной HCl.

Находж. Найден в нефелиновых сиенитах кратера вулкана Шахеру и на южном склоне действующего вулкана Нирагонго (Заир) [1].

Изм. Продукты изменения комбита детально не изучены: оптически одноосные (—), с показателями преломления 1,56—1,57, с более высоким, чем у комбита, двупреломлением и волнистым погасанием.

Межплоскостные расстояния комбита из Заира [1]

Си-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>
10 $\bar{1}$ 1	10	7,449	22 $\bar{4}$ 0	80	2,607	41 $\bar{5}$ 3	10	1,795
0003	30	4,380	$\bar{1}$ 015	10	2,525	5051		
20 $\bar{2}$ 2	50	3,722	31 $\bar{4}$ 2	10	2,340	20 $\bar{2}$ 7	10	1,734
11 $\bar{2}$ 3	40	3,354	20 $\bar{2}$ 5	15	2,72	20 $\bar{2}$ 8	20	1,544
21 $\bar{3}$ 1	70	3,304	$\bar{4}$ 042	15	2,136	64 $\bar{2}$ 4	20	1,515
30 $\bar{3}$ 0	10	3,017	3 $\bar{2}$ 15	10	2,083	60 $\bar{6}$ 0	20	1,505
2024	100	2,657	4044	40	1,861			

Л и т е р а т у р а

1. *Sahata Th. G., Nytonen Kai.* Min. Mag., 1957, 31, N 238, 503.
2. *Черницова Н. М., Пудовкина З. В., Воронков А. А., Капустин Ю. Л., Пятенко Ю. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 1, 18.

К группе ловозерита по типу формул и параметрам элементарной ячейки отнесены также имандрит и тисиналит.

И м а н д р и т — imandrite — $\text{Na}_{12}\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$.

Назван по оз. Имандра в Хибинском щелочном массиве на Кольском п-ове [1]; ранее упоминался под названием «минерал № 7» [2]. Ромб. с. D_{2h}^{12} — $Pnnt$ или $C_{2v}^{10} - Pnn2$. $a_0 = 7,426$, $b_0 = 10,546$, $c_0 = 10,331$ Å; $Z = 1$ [1]. Образует зерна размером 1—3 мм. Тв. около 4. Уд. в. 2,93 (вычисл. 2,92). Цв. медово-желтый. Бл. стеклянный. Двуосный (+). $n_g = 1,612$, $n_m = 1,608$, $n_p = 1,605$; $2V = 72^\circ$; дисперсия $r < v$ [1]. Имеется ИК-спектр имандрита [1]. Анализ (микросондовый), анал. Сандомирская: $\text{Na}_2\text{O} - 26,66$, $\text{MgO} - 0,26$, $\text{CaO} - 12,00$, $\text{MnO} - 2,30$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5,47$, $\text{SiO}_2 - 50,95$, $\text{TiO}_2 - 0,95$, $\text{ZrO}_2 - 1,43$; сумма 100,02. Медленно разлагается 10% HCl с сохранением кремневого скелета. Нагревание до 1000° не приводит к изменению оптических свойств и дифракционной картины. Наиболее интенсивные линии на рентгенограмме порошка: 3,73(50)200; 3,33(60)031; 2,63(100)040; 1,853(70)400; 1,520(50)325. Встречен в керне буровых скважин, вскрывающих пегматоидные породы среди рихсчорритов в районе р. Вуоннемиок Хибинского щелочного массива. Ассоциируется с эвдиалитом, ломоносовитом, лампрофиллитом, фенакситом, цирсиалитом, виллиомитом, джерфишеритом и др. Наблюдается по трещинкам в эвдиалите и в виде каемок вокруг его выделений. Является, очевидно, одним из продуктов изменения эвдиалита под влиянием высокощелочных остаточных растворов.

Л и т е р а т у р а

1. *Хомяков А. П., Черницова Н. М., Сандомирская С. М., Васильева Г. Л.* Минер. ж., 1979, 1, 89.
2. *Хомяков А. П.* ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199.

Т и с и н а л и т — tisinallite — $\text{Na}_3\text{H}_3(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti} [\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Назван по составу [1]. Ранее упоминался Хомяковым [2] под названием казаковитоподобный желтый минерал или гидратированный казаковит.

Триг. с. D_{3d} — $\bar{3}m$. $a_1 = 10,14$, $c_1 = 13,08$ Å; $a_1 : c_1 = 1 : 1,280$; $\alpha_{rh} = 7,30$, $\alpha = 88^\circ$; $Z = 1$ [1]. Встречается в плохо образованных пластинчатых кристаллах размером до $1 \times 0,5 \times 0,5$ мм и в зернистых агрегатах, окружающих каймой (до 1 см) выделения коашвита. Сп. не наблюдалась. Тв. около 5. Уд. в. 2,66, 2,69 (вычисл. 2,682). Цв. желто-оранжевый. Бл. стеклянный. Излом зернистый или раковистый. Прозрачен или замутнен. Сдвойникован параллельно уплощению. Одноосный (—). $n_o = 1,624$, $n_e = 1,590 - 1,592$. ИК-спектр выявляет присутствие в минерале нескольких групп H_2O [1]. Хим. анализ (анал. Быкова) [1]: $\text{Na}_2\text{O} - 13,83$, $\text{K}_2\text{O} - \text{сл.}$, $\text{CaO} - 2,46$, $\text{MgO} - \text{не обн.}$, $\text{MnO} - 5,40$, $\text{FeO} - 4,49$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{не обн.}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{не обн.}$, $\text{TR}_2\text{O}_3 -$

0,11, SiO₂ — 53,27, TiO₂ — 8,45, ZrO₂ — 1,00, H₂O — 10,65; сумма 99,66. На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты при 140, 260 и 860°, сопровождаемые потерей веса соответственно 3,3, 6,0 и 1,8%. Наиболее интенсивные линии на дебаеграмме [1]: 7,21(40)011; 5,19(70)102; 3,60(100)022; 3,26(60)113; 3,18(80)121; 2,590(60)204; 2,510(50)105; 1,802(55)135; 1,465(20)218,060; 1,324(20)344. Встречен на Кольском п-ове в пегматитах среди рихтеритов на горе Коашва в Хибинском щелочном массиве в ассоциации с позднегидротермальными минералами: с игольчатым эгирином, виллиомитом, натролитом, расвумитом, фосинаитом, натрофосфатом, щербаковитом и другими [1]. Кроме того, установлен на горе Юкспор в Хибинском массиве и на горе Карнасурт в Ловозерском массиве [2]. Тисиналит рассматривается как водное производное коашвита или казаковита, из которого вынесено 50% Na [1].

Л и т е р а т у р а

1. Капустин Ю. Л., Пудовкина З. В., Быкова А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1980, 109, вып. 2, 223.
2. Хомяков А. П. ДАН СССР, 1977, 237, № 1, 199.

СТРУКТУРА ТИПА АКСИНИТА

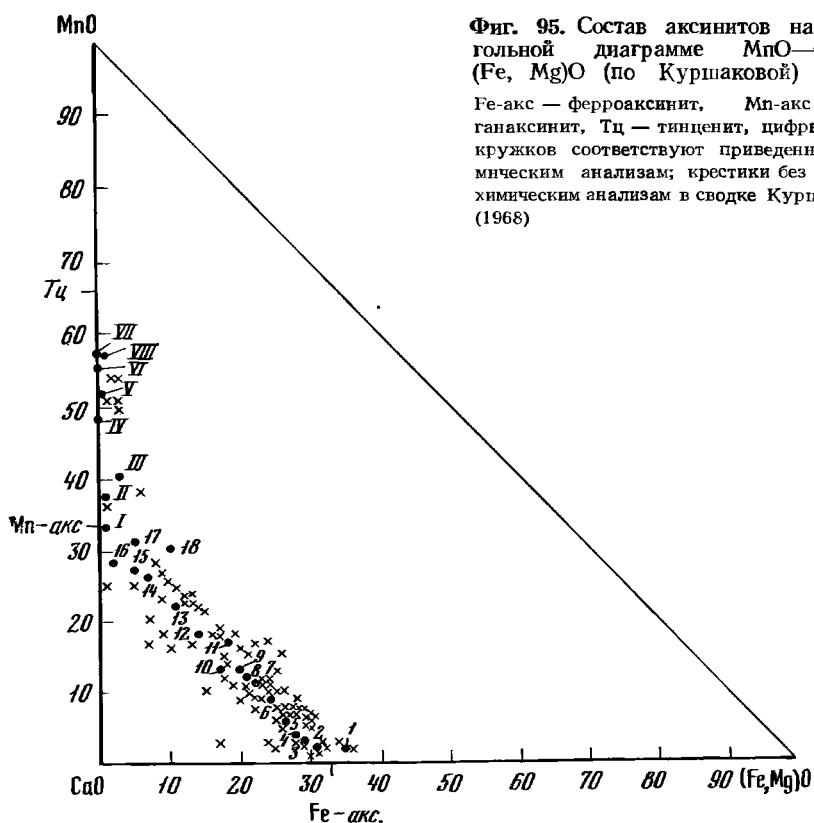
ГРУППА АКСИНИТА

	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	Уд. в.
Ферроаксинит Ca ₂ FeAl ₂ [BSi ₄ O ₁₅](OH)	Трикл.*	7,157	9,199	8,959	3,22—3,33
Манганаксинит Ca ₂ MnAl ₂ [BSi ₄ O ₁₅](OH)	Трикл.**	7,158	9,180	8,938	3,21—3,33
Севергинит (Ca, Mn) ₂ MnAl ₂ [BSi ₄ O ₁₅](OH)	—	—	—	—	3,10—3,358
Тинценит CaMn ₂ Al ₂ [BSi ₄ O ₁₅](OH)	Трикл.***	7,095	9,129	8,878	3,23—3,35

* α₀ = 91°45'; β = 85°08'; γ = 77°18'. ** α₀ = 92°06'; β = 98°25'; γ = 77°27'. *** α = 91°21'; β = 98°16'; γ = 76°44'.

Различие в составах аксинитов было отмечено еще Фордом в 1903 г. [1]. Шэлер [2], считая содержание Ca в аксините постоянным, различал в его составе два крайних члена — ферроаксинит HCa₂FeAl₂BSi₄O₁₆ и манганаксинит HCa₂MnAl₂BSi₄O₁₆, он предложил применять эти названия соответственно для аксинитов с Fe > Mn и Mn > Fe. Название манганаксинит широко используется для аксинитов с MnO > 6%, тогда как ферроаксинит обычно называется аксинитом. В 1951 г. Барсанов [3] описал богатый марганцем аксинит с Южного Урала под названием севергинит (с содержанием 14,79% MnO) и впервые указал, что марганец в минерале может изоморфно замещать не только Fe, но и Ca; состав уральского минерала отвечает формуле (Ca_{1,5}Mn_{1,2})(Al, Fe³⁺)₂BO₃Si₄O₁₂(OH). Милтон, Хилдебранд и Шервуд в 1953 году [4], изучив повторно образец тинценита из Швейцарии, показали, что при первоначальных его анализах [5] в составе минерала был пропущен бор. Они отнесли тинценит к аксиниту, в котором кальций значительно замещен марганцем; состав швейцарского минерала отвечает формуле (Ca_{1,3}Mn_{1,7})Al₂[BO₃Si₄O₁₂](OH).

Классификация аксинитов рассмотрена многими авторами: Фордом [1], Шэлером [2], Гедике [6], Харада [7], Барсановым [3], Куршаковой [8, 9, 10], Сердюченко и Павловым [11], Санеро и Готтарди [12]. Сердюченко и Павлов [11] предложили различать изоморфные ряды аксинитов с общими формулами: 1) Ca₂(Fe, Mn)Al₂BSi₄O₁₅(OH) — с крайними членами ферроаксинит и манганаксинит и 2) (Ca, Mn)₂MnAl₂[BSi₄O₁₅](OH) — с крайними членами манганаксинит и севергинит. Куршакова [9, 13] выделяет два изоморфных ряда с такими составами для крайних членов: ферроаксинит Ca₂FeAl₂[BSi₄O₁₅](OH) — манганаксинит Ca₂MnAl₂[BSi₄O₁₅](OH) и севергинит (Ca, Mn)₂MnAl₂[BSi₄O₁₅](OH) — тинценит CaMn₂Al₂[BSi₄O₁₅](OH) с общими формулами изоморфных.



Фиг. 95. Состав аксинитов на треугольной диаграмме $MnO-CaO-(Fe, Mg)O$ (по Куршаковой)

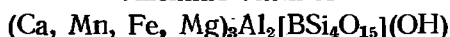
Fe-акс — ферроаксинит, Mn-акс — манганаксинит, Тц — тинценит, цифры около кружков соответствуют приведенным химическим анализам; крестики без цифр — химическим анализам в сводке Куршаковой (1968)

рядов — $Ca_2(Fe, Mn)Al_2[BSi_4O_{16}](OH)$ и $(Ca, Mn)_3Al_2[BSi_4O_{16}](OH)$, т. е. для первого ряда характерно изоморфное замещение Fe—Mn, для второго — Mn—Ca. Санеро и Готтарди [12] приняли для аксинита общую формулу $H(Ca, Mn, Fe)_3Al_2[BSi_4O_{16}]$ и предложили следующую номенклатуру, одобренную Комиссией по новым минералам и по названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации: ферроаксинит — для конечного члена $HCa_2FeAl_2BSi_4O_{16}$ и для аксинитов с $Ca > 1,5$ и $Fe > Mn$, манганаксинит и т — для конечного члена $HCa_2MnAl_2BSi_4O_{16}$ и для аксинитов с $Ca > 1,5$ и $Mn > Fe$ и тинценит — для аксинитов с $Ca < 1,5$ и $Mn > Fe$ (или $Mn \gg Fe$). При этом подразделении выделяются не две изоморфные серии аксинита, а три неопределенные их группы. Между тем, на треугольнике составов (фиг. 95) четко видно расположение аксинитов в виде двух изоморфных рядов: ферроаксинит — манганаксинит и манганаксинит (севергинит) — тинценит. Оптические свойства и удельный вес аксинитов разного состава близки, установлено лишь некоторое возрастание значений показателей преломления с увеличением содержания Mn. При обычном для аксинита отрицательном значении угла оптических осей, для некоторых аксинитов ряда севергинит — тинценит определены положительные значения угла оптических осей [3, 14]. С изменением состава меняется окраска аксинита: серо-бурая с фиолетовым оттенком у ферроаксинита, буро-зеленая до желтой у манганаксинита и оранжево-желтая у тинценита. Данные рентгеноструктурного изучения показывают структурную идентичность ферроаксинита, манганаксинита (севергинита) и тинценита. Условия нахождения аксинита разнообразны. Аксинит, относящийся к железо-марганцевому изоморфному ряду, встречается в виде жилков в изверженных и осадочных породах, а также в околорудных и околоскарновых породах многих месторождений. Севергинит и тинценит, как правило, связаны с марганцеворудными проявлениями.

Л и т е р а т у р а

1. Ford W. E. Am. J. Sci., 1903, 15, 195; Zs. Krist., 1904, 38, 82.
2. Schaller W. T. Zs. Krist., 1910, 48, H. 2, 148.
3. Барсанов Г. П., Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 10.
4. Milton C., Hildebrand F. A., Sherwood A. M. Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 1148.
5. Jakob J. Schweiz. min., petr. Mitt., 1923, 3, 227; 1926, 6, H. 1, 200; 1933, 13, 17.
6. Gäddeke R. Chem. d. Erde, 1938, 11, 592.
7. Harada Z. J. Fac. sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol., 1939, 5, N 1, 1.
8. Куршакова Л. Д. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 14, 11.
9. Sanero E., Gottardi G. Am. Min., 1963, 53, N 7-8, 1407.
10. Куршакова Л. Д. Геология и геофизика, 1975, № 11, 160.
11. Сердюченко Д. П., Павлов В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 81.
12. Sanero E., Gottardi G. Am. Min., 1963, 53, N 7-8, 1407.
13. Куршакова Л. Д. В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, 289.
14. Качанова М. М. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 2 (43), 45.

Аксинит Axinite



Ферроаксинит Ferroaxinite



Манганаксинит Manganaxinite



Аксиниты этого изоморфного ряда характеризуются замещением $\text{Fe}^{2+} - \text{Mn}^{2+}$. Общая для них формула: $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$. Минералы, строго отвечающие по составу крайним членам этого изоморфного ряда, не известны.

Название аксинита — от греч. $\alpha\acute{\xi}\iota\nu\eta$ (аксинэ) — топор — в соответствии с клиновидным обликом кристаллов [1], ферроаксинита и манганаксинита — по составу [2]. Обычно под названием аксинит подразумевается ферроаксинит.

Синон. аксинита: фиолетовый шерл — Schörl violet (Ромэ де Лиль, 1783), тумский камень — Thumerstein (Вернер, 1788), стеклянный шерл — Glasschörl (Блюменбах, 1791), нанолит — Nanolit (Деламетри, 1792), афтершерл — Afterschörl (Эстнер, 1795), стеклянный камень — Glasstein (Клапрот, 1797), тумит — thumite (Дана, 1892).

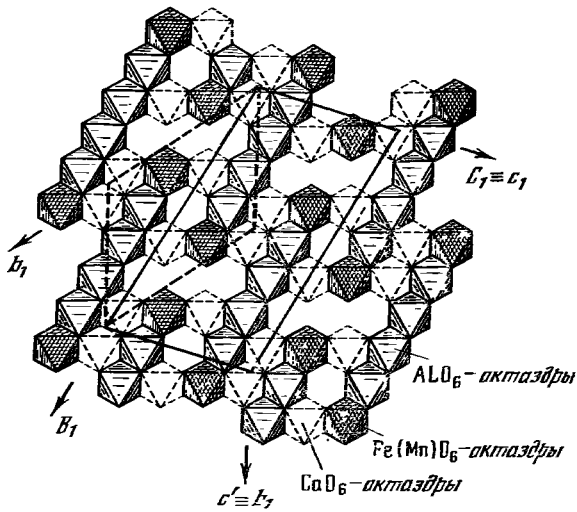
Синон. ферроаксинита: фераксинит — feraxinite (Винчел, 1927); манганаксинита: севергинит — severginite (Куршакова, 1968).

Характ. выдел. Кристаллы таблитчатые и клиновидные от долей миллиметра до 2—3 см, иногда больше, образуют друзы в трещинах и пустотах; обычные зернистые и скорлуповатые агрегаты, также сплошные массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ [3]. Параметры элементарной ячейки определялись для ферроаксинита [4, 5], для манганаксинита (оригинал анализа 18) [6] и манганаксинита, близкого по составу к севергиниту (хим. анализ 16 [7]). $Z = 2$.

a , (Å)	b	c	α	β	γ	$a : b : c$	Ссылка
7,148	9,156	8,960	88°04'	81°36'	77°42'	0,779 : 1 : 0,978	[3]
7,151	9,184	8,935	91 52	98 09	77 19	0,778 : 1 : 0,973	[4]
7,156	9,199	9,958	91 45	98 08	77 18	0,777 : 1 : 0,973	[5]
7,158	9,180	8,938	92 00	98 25	77 27	0,779 : 1 : 0,974	[7]
7,161	9,190	8,978	88 15	81 48	77 15	0,779 : 1 : 0,977	[6]

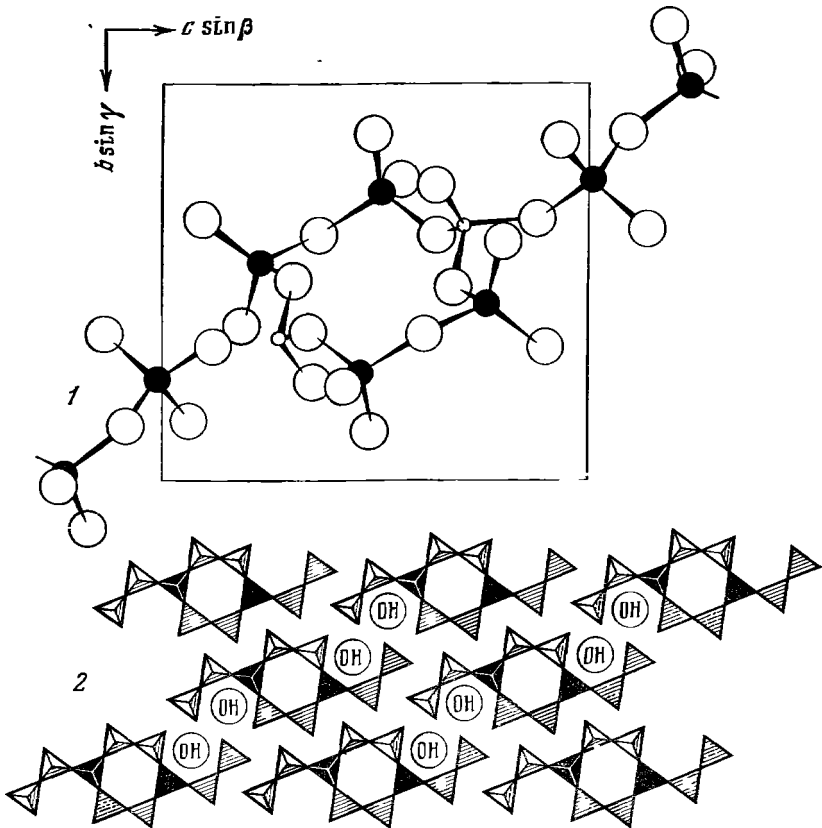
Структура первоначально была определена Ито и Текеути в 1952 г. [3] для аксинита из Обира (Япония) с отношением $\text{Fe} : \text{Mn} = 7 : 3$. По их данным, основу структуры составляют островные четверные кольца из SiO_4 -тетраэдров и ортотреугольников VO_3 . Однако на основании изучения ИК-спектров поглощения [8], еще до того, как была уточнена структура аксинита, доказано наличие в нем борокислородных тетраэдров, а не треугольных групп VO_3 . Проведенное в 1969 г. Ито и др. [5] уточнение структуры аксинита на образце из Уухейка (Калифорния) с отношением $\text{Fe} : \text{Mn}$, близким к 1, подтвердило данные ИК-спектроскопии и позволило трактовать структуру аксинита в ином плане. В новом варианте основой структуры служат центросимметричные



Фиг. 96. Структура аксинита (по Белову)

Фиг. 97. Боросиликатный анионный радикал структуры аксинита (по Ито и др.)

- 1 — кольцо из двух групп $[Si_2O_7]$ скреплено двумя концевыми BO_4 -тетраэдрами, к которым присоединено еще по группе $[Si_2O_7]$; большие кружки — O, малые — B, черные — Si;
2 — группы OH, находящиеся в разорванных кольцах из восьми тетраэдров



островные группы $[B_2Si_8O_{30}]$, сложенные из двух диортогрупп $[Si_2O_7]$, соединенных между собой в шестичленные кольца двумя одиночными BO_4 -тетраэдрами [9]. К наружным O двух BO_4 -тетраэдров причленено еще по одной диортогруппе $[Si_2O_7]$ (фиг. 96, 97). Кольца почти параллельны граням $s(121)$ — одной из обычных форм кристаллов аксинита.

Боросиликатные радикалы $[B_2Si_8O_{30}]$ составляют двусторонние, расчлененные на островные группы, сетки. Между такими сетками расположены слои из $AlO_5(OH)$ -, $(Fe, Mn)O_6$ - и $CaO_5(OH)$ -октаэдров.

Пинакоидальный кл. $C_i - \bar{1}$ (C). $a : b : c = 0,7789 : 1 : 0,9763$; $\alpha = 91^\circ 51'$, $\beta = 98^\circ 04'$, $\gamma = 77^\circ 14'$ [4].

Главные формы [4, 10—21]:

		φ	ρ			φ	ρ
<i>c</i>	001	89° 23'	8° 04'	π	021	4° 03'	63° 32'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>e</i>	0 $\bar{1}$ 1	171 56	45 16
<i>a</i>	100	102 38	90 00	<i>v</i>	101	101 20	55 09
γ	120	36 23	90 00	<i>y</i>	$\bar{1}$ 01	-75 45	49 13
<i>m</i>	110	60 28	90 00	<i>n</i>	111	62 51	57 41
<i>M</i>	$\bar{1}\bar{1}$ 0	135 26	90 00	<i>x</i>	$\bar{1}\bar{1}$ 1	-41 09	59 39
<i>l</i>	$\bar{1}\bar{2}$ 0	151 01	90 00	<i>Y</i>	$\bar{1}\bar{1}$ 1	-122 29	53 07
<i>z</i>	012	15 46	27 33	<i>s</i>	$\bar{1}$ 21	-26 10	68 35
<i>r</i>	011	8 03	45 22	<i>o</i>	$\bar{1}\bar{1}$ 2	-126 01	31 16

<i>Mb</i> ($\bar{1}\bar{1}$ 0) : (010) = 44° 34'	<i>sb</i> ($\bar{1}$ 21) : (010) = 33° 20'	<i>rs</i> (011) : ($\bar{1}$ 21) = 36° 25'
<i>mb</i> (110) : (010) = 60 28	<i>sM</i> ($\bar{1}$ 21) : ($\bar{1}$ 10) = 27 57	<i>rx</i> (0 $\bar{1}$ 1) : ($\bar{1}$ 11) = 40 52
<i>rb</i> (011) : (010) = 45 13]	<i>xb</i> ($\bar{1}$ 11) : (010) = 49 28	<i>xy</i> ($\bar{1}$ 11) : ($\bar{1}$ 01) = 29 47
<i>rm</i> (011) : (110) = 64 22	<i>yb</i> ($\bar{1}$ 01) : (010) = 79 15	<i>sx</i> ($\bar{1}$ 21) : ($\bar{1}$ 11) = 16 08

Наиболее распространенные формы (по мере встречаемости): *b* (010), σ (011), *M*($\bar{1}\bar{1}$ 0), *l*($\bar{1}\bar{2}$ 0), *s*($\bar{1}$ 21), *x*($\bar{1}\bar{1}$ 1), *a*(100), *y*($\bar{1}$ 01).

Формы второстепенного значения [4, 10, 12]:

σ : 130	<i>h</i> $\bar{1}\bar{3}$ 0	<i>Z</i> 0 $\bar{4}$ 1	Ξ $\bar{3}$ 02	ε 132	Φ $\bar{4}$ 54	ζ $\bar{2}\bar{1}$ 5
<i>X</i> 2 $\bar{1}$ 0	<i>j</i> 035	Λ : 102	ι $\bar{2}$ 01	<i>d</i> 121	θ : $\bar{3}$ 23	Σ $\bar{2}\bar{1}$ 3
<i>K</i> : 3 $\bar{2}$ 0	φ : 034	μ 201	δ 112	<i>t</i> 231	Γ $\bar{3}$ 22	<i>I</i> : $\bar{2}\bar{1}$ 2
<i>I</i> 5 $\bar{4}$ 0	<i>L</i> 045	<i>R</i> 401	<i>k</i> 221	<i>X</i> : 322	ν $\bar{2}$ 11	<i>q</i> $\bar{2}\bar{1}$ 1
<i>K</i> 9. $\bar{1}\bar{1}$.0	<i>B</i> 056	<i>F</i> $\bar{1}$ 04	ψ $\bar{1}\bar{1}$ 3	Θ 312	Ω $\bar{4}$ 14	<i>p</i> : $\bar{7}\bar{3}$ 5
α 3 $\bar{4}$ 0	φ 031	<i>g</i> $\bar{1}$ 03	<i>V</i> $\bar{1}\bar{1}$ 2	<i>i</i> $\bar{1}$ 31	σ $\bar{1}$ 21	λ : $\bar{3}\bar{1}$ 2
<i>H</i> 2 $\bar{3}$ 0	Λ 061	Π 205	τ 183	<i>Q</i> 587	ρ $\bar{2}\bar{3}$ 1	
β 3 $\bar{5}$ 0	Δ 0 $\bar{2}$ 1	<i>f</i> $\bar{1}$ 02	ξ 163	<i>W</i> 232	λ $\bar{3}$ 25	

Малодостоверные и вицинальные формы [4, 10, 12]:

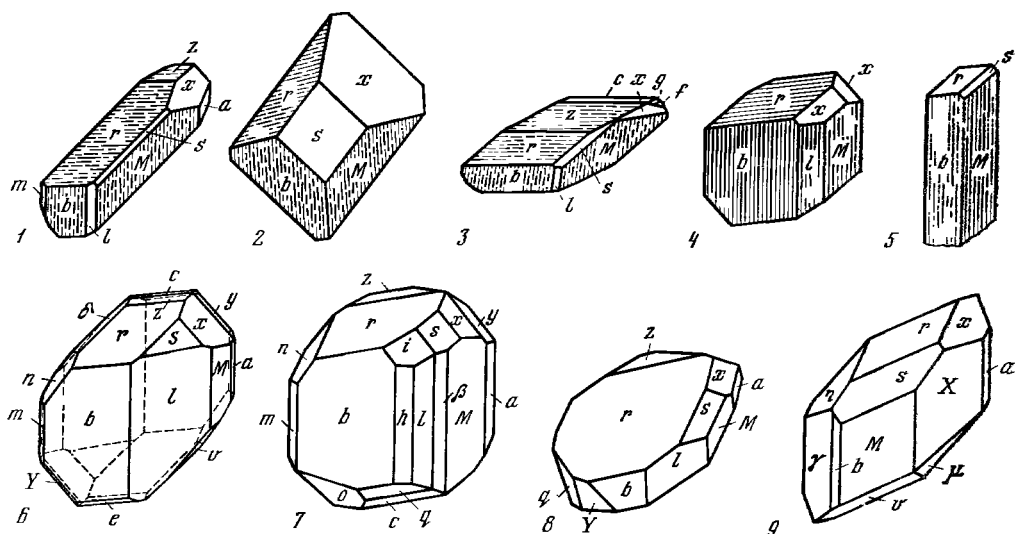
12.13.0	9 $\bar{4}$ 0	7 $\bar{8}$ 0	2 $\bar{9}$ 0	058	0. $\bar{2}$ 7.28	641
210	430	15. $\bar{1}$ 7.0	1. $\bar{1}$ 3.0	056	$\bar{2}$ 03	3 $\bar{1}$ 3
14.1.0	970	450	1. $\bar{1}$ 8.0	091	$\bar{3}$ 01	$\bar{1}$ 32
21. $\bar{1}$.0	10. $\bar{1}\bar{1}$.0	11. $\bar{1}$ 6.0	1. $\bar{2}$ 6.0	059	$\bar{2}$ 21	
7 $\bar{2}$ 0	9. $\bar{1}$ 0.0	[9. $\bar{1}$ 6.0	1. $\bar{3}$ 4.0	078	13.46.11	

Для аксинита было предложено свыше 20 различных установок; сопоставление их приведено в атласе Гольдшмидта, в работах Пикока [4, 10] и Фера [22]. Формулы перехода от некоторых старых установок к наиболее широко применяемой установке Пикока следующие: от установки Дана (1892) $\bar{1}\bar{1}$ 0/200/002; от установки Гольдшмидта $\bar{1}$ 00/010/001, от установки Хинце $\bar{1}$ 10/002/ $\bar{1}$ 10.

☞ Символы и буквенные обозначения главных форм в разных установках:

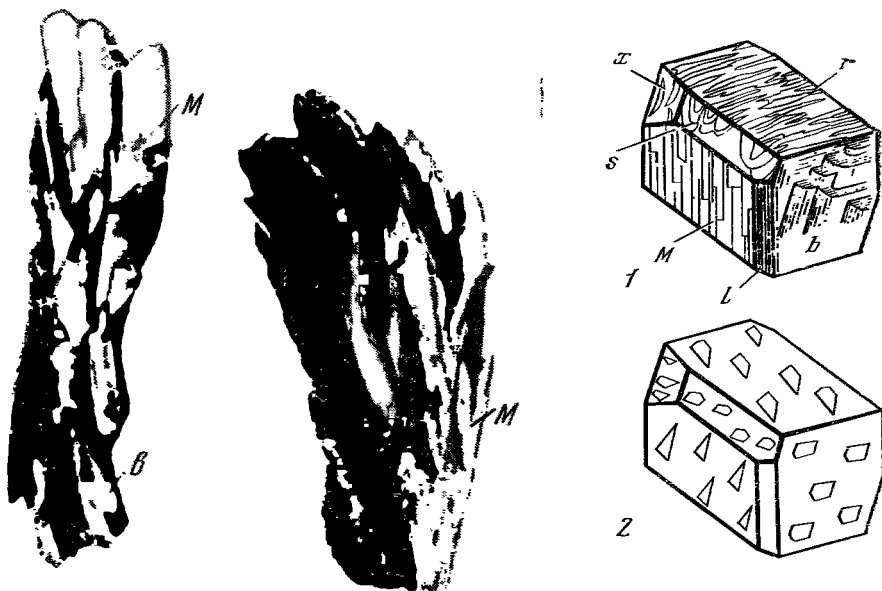
Пикок	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>M</i> $\bar{1}\bar{1}$ 0	<i>l</i> $\bar{1}\bar{2}$ 0	<i>r</i> 011	<i>x</i> $\bar{1}$ 11	<i>s</i> $\bar{1}$ 21	<i>y</i> $\bar{1}$ 01
Дана	<i>c</i> 001	<i>M</i> $\bar{1}\bar{1}$ 0	<i>b</i> 0 $\bar{1}$ 0	<i>m</i> 110	<i>a</i> 100	<i>r</i> $\bar{1}\bar{1}$ 1	<i>x</i> 111	<i>s</i> 201	<i>y</i> 021
Гольдшмидт	<i>m</i> 001	<i>c</i> 0 $\bar{1}$ 0	<i>M</i> $\bar{1}$ 00	<i>u</i> $\bar{1}\bar{1}$ 0	<i>l</i> $\bar{1}\bar{2}$ 0	<i>r</i> 0 $\bar{1}$ 1	<i>x</i> $\bar{1}\bar{1}$ 1	<i>s</i> $\bar{1}\bar{2}$ 1	<i>a</i> 101
Хинце	<i>m</i> $\bar{1}$ 10	<i>c</i> 00 $\bar{1}$	<i>M</i> 100	<i>u</i> $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	<i>l</i> $\bar{1}\bar{1}\bar{2}$	<i>r</i> $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	<i>x</i> $\bar{2}$ 0 $\bar{1}$	<i>s</i> $\bar{1}$ 0 $\bar{1}$	<i>a</i> $\bar{1}$ 00
Еремеев	<i>c</i> 001	<i>P</i> 110	<i>t</i> 100	<i>u</i> $\bar{1}$ 10	<i>s</i> 010	<i>r</i> 111	<i>K</i> $\bar{1}$ 11	<i>h</i> 021	<i>l</i> $\bar{2}$ 01
Паркер	<i>g</i> 01 $\bar{1}$	<i>p</i> 01 $\bar{1}$	<i>c</i> 00 $\bar{1}$	<i>m</i> $\bar{1}\bar{1}$ 0	—	<i>a</i> 100	<i>d</i> 101	<i>n</i> 210	—

(для тинценита)



Фиг. 98. Кристаллы аксинита

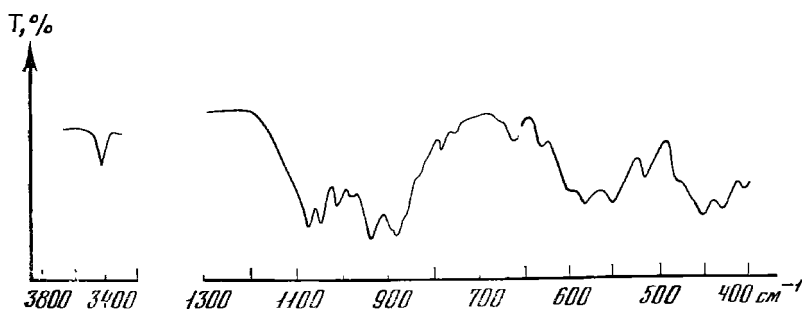
1, 2, 3 — Япония (по Харада); 4, 5 — Пиренеи (по Лакруа); 6 — Истон, Пенсильвания (по Пинкоку); 7 — Конч-озеро, Карелия (по Еремееву); 8 — Беркутова гора, Урал (по Еремееву); 9 — тинденит, Швейцария (по Паркеру)



Фиг. 99. Сноповидные (расщепленные) кристаллы аксинита, Полярный Урал (по Буканову) M и b — грани кристаллов

Фиг. 100. Фигуры роста (1) и растворения (2) на гранях кристалла аксинита из Хусьойки, Приполярный Урал (по Буканову)

Кристаллы разного облика (фиг. 98), большей частью в той или иной степени таблитчатые по граням r , b , M и др., часто клиновидные и копьевидные с острыми ребрами, также столбчатые по оси b (реже по оси c), изометричные. Отмечались субпараллельная и веерообразная группировка кристаллов из Японии [13, 14], сноповидные и гребенчатые формы с изогнутыми гранями



Фиг. 101. ИК-спектр аксинита (по данным Зиборово́й)

у расщепленных кристаллов с Приполярного Урала [20] (фиг. 99). Характерна вертикальная штриховка на гранях r (011) и M ($1\bar{1}0$); на гранях r (011) обычна штриховка, параллельная ребру $[010] : [011]$. На габитусных формах b , M , r и x установлены фигуры роста — вицинали разной формы (фиг. 100₁) [12, 20, 22]. Формы фигур травления (разными реагентами) характерны для каждой из габитусных форм (фиг. 100₂) [20].

Распределение и форма фигур роста и растворения подтверждают триклинно-пинакоидальный класс симметрии [20].

В кристаллах аксинита с Горного Алтая травлением HF выявлены зональность роста и двойниковое строение [23]. Лодочников [24] обнаружил под микроскопом в кристалле аксинита двойники по (100) с двойниковой осью $[02\bar{3}]$ (в установке Пикока).

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (001), (110), (011) неясная, по (010) и ($\bar{1}01$) плохо различимая. Изл. занозистый. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7. Микротвердость, по Лебедевой [25], 1008—1075 кгс/мм² при нагрузке 100—200 гс, по Янгу и Миллману [26], 1097—1187 кгс/мм² при нагрузке 100 гс, по Юсуповой и др. [27], 1022 кгс/мм². Уд. в. 3,19—3,34; зависимость его значений от химического состава не установлена. Окраска разнообразна, зависит от состава: железистый аксинит обычно серо-бурый с фиолетовым или зеленоватым оттенком, реже почти чисто фиолетовый [28—30], голубой, синий [29, 31, 32]; манганаксинит зеленовато-бурый, желто-бурый. Черта белая. Бл. стеклянный, иногда матовый. Прозрачен, если не загрязнен включениями. В ультрафиолетовых и катодных лучах аксинит люминесцирует фиолетовым цветом [33].

Некоторыми исследователями отмечались пьезоэлектрические свойства [10, 34], на основании чего аксинит относили к бесцентросимметричному классу симметрии, что впоследствии не подтвердилось [35].

ИК-спектр аксинита характеризуется полосами: 3400, 1070—1050—1010, 940—880, 780, 650, 585—555, 520, 450—425 см⁻¹ (фиг. 101) [36, 37]. Теплопроводность аксинита (состав не указан) 7,67 мкал/см·сек·град [37]. Собирателями ионного типа флютируется хуже, чем гранат, датолит и данбурит [38].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен или слабо окрашен. Плеохроизм отчетлив только в толстых шлифах: по N_g — светло-желтый или бесцветный, по N_m — фиолетовый, по N_p — светло-бурый. $N_m > N_p > N_g$.

Характерная для аксинита схема плеохроизма $N_m > N_p > N_g$ связана с наибольшей поляризацией вектора электрического поля света параллельно N_m , что обусловлено электронными переходами между уровнями ${}^5A(T_{2g})$ и ${}^5A(E_g)$ двухвалентного железа в искривленном октаэдре и находит свое выражение в проявлении на спектрах оптического поглощения широкой полосы с максимумом 18 000—18 600 см⁻¹ [39].

Оси максимальной (D), средней (E) и минимальной (F) абсорбции не совпадают с осями индикатрисы [40]:

$DNg = 90^{\circ}00'$	$ENg = 93^{\circ}08'$	$FNg = 3^{\circ}08'$
$DNm = 10\ 58$	$ENm = 100\ 05$	$FNm = 90\ 36$
$DNp = 79\ 02$	$ENp = 11\ 24$	$FNp = 86\ 41$

Двуосный (—). Np и пл. опт. осей почти \perp $(\bar{1}11)$. Ориентировка оптической индикатрисы у разных аксинитов несколько варьирует (измерения в Na-свете):

Np φ	ρ	Nm φ	ρ	Ng φ	ρ	$2V$	Состав аксинита	Местонахождение	Ссылка
-42°	60°	54°	81°	158°	32°	$(-)$ 71°	Мп : Fe = 1 : 2 ферроаксинит	Бург-д'Уазан	[41]
-24	55	79	72	180	42	$(-)$ 74	Манганаксинит	Франклин, США	[15]
-42	56	59	75	168	39	$(-)$ 81	Мп : Fe = 1	Пенсильвания, США	[4]
-42	50	64	74	170	46	$(-)$ 71	Мп : Fe = 1	Обира, Япония	[14]
-40	62	58	74	176	54	$(-)$ 69	Мп : Fe = 1	Тороку, Япония	[14]

На $(\bar{1}11)$ погасание относительно $(\bar{1}\bar{1}0)$ 40° и относительно (011) $24^{\circ}40'$ (в установке Пикока), по Ларсену. Иногда погасание неравномерное, частью мозаичное, волнистое. Удлинение (—). Показатели преломления аксинитов ряда ферроаксинит — манганаксинит с повышением содержания марганца слабо повышаются; их значения колеблются в пределах: $n_g = 1,668-1,699$, $n_m = 1,665-1,698$, $n_p = 1,659-1,690$, $n_g - n_p = 0,009-0,011$; $2V = 63-76^{\circ}$ (в некоторых случаях 82 , 87 и даже 90°) [24]. Дисперсия сильная, $r < v$, усиливается с повышением содержания марганца (оптические константы см. при химических анализах).

В аксините нередки газово-жидкие включения. Гомогенизация их в образцах из скарновых месторождений происходит при $360-400^{\circ}$, в образцах из гидротермальных выделений в трещинах и полостях при $120-200^{\circ}$ [32].

Хим. Теор. состав крайнего железистого члена ряда — ферроаксинита: CaO — 19,65, FeO — 12,64, Al₂O₃ — 17,90, B₂O₃ — 6,11, SiO₂ — 42,12, H₂O — 1,58; манганаксинита: CaO — 19,70, MnO — 12,48, Al₂O₃ — 17,93, B₂O₃ — 6,11, SiO₂ — 42,20, H₂O — 1,58.

Изоморфизм Fe²⁺ — Mn²⁺ обуславливает колебания состава от железистого аксинита до безжелезистого манганаксинита. Распределение составов минералов этого ряда на треугольной диаграмме CaO—MnO (Fe, Mg)O (см. фиг. 91) свидетельствует об относительно неизменном содержании кальция. Самое низкое содержание MnO (0,28%) определено в темно-сиреновом аксините из Казахстана [30]. Наиболее железистый аксинит с FeO = 11,00% и MnO = 1,03% (хим. анализ 1) описан Юсуповой и др. [27] из известково-железистых скарнов Южного Гиссара в Таджикистане. Шире распространены менее железистые аксиниты. Манганаксинитами обозначаются те из них, которые содержат 6—12% MnO. К наиболее обогащенным марганцем относятся манганаксиниты из Месаби (США) (11,66% MnO, хим. анализ 18) [6], Радауталы, Бавария (11,54% MnO, хим. анализ 17) [42] и из скарново-боросиликатных образований Дальнего Востока (9,98% MnO, хим. анализ 14) [43]. Fe²⁺ может изоморфно замещаться Mg. Содержание MgO редко превышает 1%, наиболее высоким оно считалось до сих пор в аксините из диабазов Силбаха (Вестфалия) — 4,13% [44] и в аксините из эпидот-амфиболитовых роговиков Нового Южного Уэльса (Австралия) — 4,2% [45]; состав катионов последнего Ca_{2,04}(Mg_{0,59}Fe_{0,4}Mn_{0,11}).

В 1975 г. Джобинсом и др. [46] в Танзании встречен аксинит, в котором все Fe²⁺ замещено на Mg (содержание MgO — 6,9%), что позволило им выделить в качестве самостоятельного члена группы аксинита магнезиоаксинит (см. стр. 224). В аксините из Франклина, шт. Нью-Джерси (США) отмечено содержание ZnO до 2,20% [47]. Спектроскопически в аксинитах обнаружены V, Cu, Sn, Pb, Cr, Zr, Ag, Be, La, Sr, Au, As [27, 48].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,07	—	0,18	—	—	0,07	0,06	0,14	—
K ₂ O	0,08	—	0,08	0,21	—	0,02	0,01	0,03	—
MgO	1,6	1,80	2,83	2,08	1,16	0,64	1,52	0,83	0,90
CaO	20,2	20,46	20,49	19,93	19,64	19,42	19,95	19,72	19,16
MnO	1,03	0,62	1,25	1,46	2,31	3,57	4,23	4,42	4,81
FeO	11,0	9,00	6,39	6,57	7,61	7,86	5,86	5,83	5,80
B ₂ O ₃	5,6	5,36	6,22	5,87	6,30	6,58	6,50	6,05	6,36
Al ₂ O ₃	16,6	17,64	18,52	18,47	18,76	17,48	17,80	18,22	17,31
Fe ₂ O ₃	—	0,77	0,58	1,19	1,75	0,76	—	0,53	1,61
SiO ₂	41,5	43,10	42,13	42,47	41,20	41,61	42,08	42,40	42,70
TiO ₂	0,3	—	0,20	0,19	—	0,17	0,15	—	0,09
H ₂ O ⁺	0,79	—	1,51	1,61	1,05	1,69	1,63	1,60	1,03
H ₂ O ⁻	—	—	0,06	0,07	0,10	0,06	—	—	0,08
П. п.	—	1,90	—	—	—	—	—	—	—

Сумма	100,03 *	100,65	100,44	100,12	99,88	99,93	99,81 **	99,77	99,85
Уд. в.	3,23	3,26	3,30	3,31	2,91	3,281	—	3,299	2,97
n _g	1,688	1,687	1,686	1,686	1,69	1,689	1,686	1,689	1,691
n _m	—	—	1,682	1,682	1,684	1,685	1,679	1,684	1,685
n _p	1,679	1,677	1,675	1,676	1,681	1,680	1,676	1,676	1,679
(-) <i>2V</i>	65—68°	73±2°	76°	—	68—69°30'	70±2°	—	76°	69°20'

* В том числе CO₂ — 1,2, F — 0,06. ** В том числе SnO₂ — 0,02.

1—12 — ферроаксинит; 13—18 — манганаксинит.

1 — буровато-фиолетовый из скарнов, Гиссарский хр. (Средняя Азия), анал. не указан [27]; 2 — розовато-фиолетовый из кварцевых жил в основных породах, Каула, Печенга (Кольский п-ов), анал. Талдыкина [19]; 3 — из скарнов, Девоншир (Великобритания), анал. Чадри [49]; 4 — светлый фиолетово-бурый из пренит-аксинитовой породы в контакте с аддитом, Девоншир (Великобритания), анал. Хауи (Дир и др., 1965); 5 — буро-фиолетовый из скарнов, Гиссарский хр. (Средняя Азия), анал. Сквалецкая [50]; 6 — из околорудных пород магнезиальных борносных скарнов, Восточная Сибирь, анал. Острогорская [51]; 7 — сиренево-серый из скарнов, Восточный Памир (ТаджССР), анал. Семниа [52]; 8 — из жил в диоритах, рудник Конгсберг (Норвегия) [53]; 9 — темно-фиолетовый из скарнов, Джумголтай (КиргССР), анал. Сквалецкая [50].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	0,13	—	Не обн.	Сл.	—	Не обн.	0,30	—	0,15
K ₂ O	0,07	—	Сл.	—	—	»	0,18	—	0,02
MgO	0,07	1,32	0,93	0,30	0,22	0,21	0,09	0,34	0,25
CaO	20,00	19,80	21,14	20,03	20,05	20,06	20,57	18,65	18,08
MnO	4,87	6,45	7,21	8,53	9,98	9,99	10,57	11,54	11,66
FeO	6,61	4,92	4,04	3,62	2,57	1,56	0,45	1,35	3,27
B ₂ O ₃	6,17	6,80	5,28	6,35	(5,31)	6,31	5,90	6,30	5,96
Al ₂ O ₃	18,11	17,98	14,63	17,61	16,59	16,57	16,47	17,08	18,00
Fe ₂ O ₃	1,03	1,10	1,20	0,32	1,47	1,47	2,19	1,87	0,10
SiO ₂	41,53	41,56	43,27	41,26	42,41	42,40	41,65	41,73	41,66
TiO ₂	0,31	—	Сл.	0,04	0,02	Не обн.	Сл.	—	0,01
H ₂ O ⁺	1,41	1,58	2,15	1,83	1,38	1,33	1,54	1,81	1,26
H ₂ O ⁻	0,07	—	—	0,16	—	—	0,55	—	0,04
Сумма	100,38	(101,51)	99,85	100,05	100,00	99,95	100,46	100,67	100,46
Уд. в.	3,29	3,293	—	—	3,33	—	3,291	3,313	—
n _g	1,691	1,689	1,689	1,680	1,694	—	1,698	1,691	1,692
n _m	1,685	—	1,685	1,675	1,691	—	1,695	1,688	1,687
n _p	1,678	1,675	1,678	1,669	1,684	—	1,688	1,681	1,678
(-) <i>2V</i>	72°	74°	69—71°	69—71°	71°	—	64°	—	75°

10 — из скарнов, Девоншир (Великобритания), анал. Чадри [49]; 11 — розово-фиолетовый, месторождение Савинское (Забайкалье), анал. Гордненко (в оригинале сумма 100,51) [54]; 12 — зеленовато-бурый из скарнов, Дальнегорск (Приморский край) [55]; 13 — зеленовато-серый до серо-фиолетового из скарнов Дальнего Востока, анал. Мятюшина [56]; 14 — зеленовато-серый из скарнов Дальнего Востока, анал. Стрельцова (бор не определялся, указан по разности к сумме 100) [43]; 15 — из жил альпийского типа, Чаткальский хр. (Средняя Азия), анал. Кудрина [57]; 16 — зеленовато-коричневый из марганцевистых зон, Лигурийские Апеннины (Италия), анал. Пейк [7]; 17 — красновато-коричневый из габбро, близ контакта с пегматитовой жилой, Радауталь (ФРГ), анал. Фромме [42]; 18 — серовато-коричневый из пегматитовой жилы Месаби, шт. Миннесота (США), анал. Френч, Феия [6].

Химические анализы аксинитов см. также в [2, 30, 47, 57—61].

Диагн. исп. Нерастворим в концентрированных HNO_3 , H_2SO_4 , HCl и в насыщенных растворах NaOH и KOH . Растворяется только в концентрированной HF , при этом через два часа появляются лишь признаки растворения, через шесть часов на гранях наблюдаются отчетливые фигуры травления размером 0,02—0,03 мм, выявляются зональность роста, деформации зерен, двойниковое строение; при более длительном травлении поверхность граней покрывается сплошной коркой продуктов растворения. Полное растворение кристаллов аксинита (размером 1—5 мм в поперечнике) происходит за 250 часов [20]. Продукт прокаливания или сплавления аксинита разлагается HCl с выделением студневидного SiO_2 . П. п. тр. легко плавится со вспучиванием. Смесь порошка аксинита с $\text{CaF}_2 + \text{KHSO}_4$ окрашивает пламя в зеленый цвет (реакция на бор).

Повед. при нагр. На кривых ДТА имеется [52, 62, 63] эндотермический прогиб в пределах 880—950°. В этом же интервале температур происходит выделение воды (1,63%). Установлено, что после прокаливания при 1000° бор практически не улетучивается, а после разложения минерала выделяется B_2O_3 , оплавляющий пробу. Рентгеновские и оптические исследования показали, что в продуктах прокаливания присутствуют анортит, кварц и андрадит [52].

Находж. Аксинит (после турмалина)—самый распространенный боросиликат; встречается в разнообразных геологических условиях и в различных по составу и возрасту породах и рудных жилах. В разных условиях он может наблюдаться и как редкий минерал, в виде единичных кристаллов или их небольших скоплений и жилков, и как довольно распространенный минерал, образующий гнезда, жилы мощностью до двух, иногда до десяти метров, и даже мономинеральные залежи.

По условиям образования и формам залегания можно выделить следующие основные типы проявлений аксинита: 1) прожилковая низкотемпературная минерализация, 2) околорудная минерализация, 3) околоскарновая минерализация.

Прожилковая аксинитовая минерализация установлена в диабазах [32, 64, 65], амфиболитах [66], габбро [19, 42], в порфиритах [67, 68], зеленокаменных породах [27, 69], в эффузивных породах в ассоциации с хлоритом, кварцем, эпидотом, турмалином, плагиоклазом, амфибол-асбестом, сульфидами, датолитом [70], а также в гранитах, пегматитах, кварцевых порфирах и в песчано-сланцевых породах вблизи кислых даек [2, 13, 53, 63, 71—73]. Аксинит этого типа образован из гидротермальных растворов путем выполнения небольших трещин и пустот в раздробленных участках и ослабленных зонах; образует небольшие прожилки и гнезда, иногда встречаются друзы клиновидных кристаллов размером до 5 см бледно-сиреневого, розоватого, фиолетово-синего или красновато-коричневого цвета. В прожилках аксинит ассоциируется с пренитом, ортоклазом, эпидотом, адуляром, альбитом, флюоритом, ломонитом, датолитом, цирконом. В кварцевых жилах района Петра (Новая Зеландия), секущих граувакки, аксинит ($\text{Mn} > \text{Fe}$) ассоциируется с клиноцоизитом [74]. В жилах горного хрусталя альпийского типа иногда наблюдаются корки аксинита на кристаллах горного хрусталя и дымчатого кварца [32]. Аксинит из прожилков содержит газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся при температуре 120—155° [32].

Околорудная аксинитовая минерализация встречается сравнительно реже, чем прожилковая, но образует более значительные по концентрации аксинита зоны, сопровождая иногда месторождения олова (Дубровское в Приморье [75], Комсомольское в Хабаровском крае [76], Обира в Японии [14]), меди (Огияма в Японии [77], Амадор в Калифорнии (США) [2]), полиметаллов (Южное в Приморском крае) [78], титаномагнетита (Копанское на Южном Урале) [79, 80], магнезита (Саткинское на Южном Урале) [81]. Для аксинита этого типа характерно содержание MgO до 5—6% и ассоциация с кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом, турмалином и рудными минералами [75] и с цео-

литами [82]. Наиболее часто аксинит этого типа встречается вблизи оловорудных жил в составе мощных (до 10 м и больше) околорудных метасоматических зон, которые представляют собой брекчии; в них обломки песчано-сланцевых пород цементируются кварцем, турмалином, аксинитом. Аксинит выделился позднее турмалина, наблюдались случаи замещения турмалина агрегатом аксинита и тонкочешуйчатого вторичного мусковита, при этом слабомарганцовистый аксинит ассоциируется почти с безмарганцовистым турмалином шерл-дравитового состава. Сульфиды в оловорудных жилах, в основной своей массе, образовались позже аксинита.

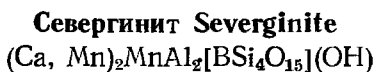
Околоскарновая аксинитовая минерализация известна на скарновых месторождениях полиметаллов (Кызыл-Эспе и Каратаганбай в Казахстане [30, 83], Дальнегорск в Приморском крае [55, 70], Савинское в Забайкалье [54]), олова (Большеканьонское на Колыме [73, 84]), железа (Тельбесское в Горной Шории [85], Атансор в Казахстане [30], Хакусан в Японии [86]), боросиликатов (Обира, Гиндзики и Джамаура в Японии [14, 87, 88], Сибирь [89], Дальний Восток [90]), меди (Саяк-III и Тастау в Казахстане [30], Юлия в Хакасии [91]). Для околоскарновой минерализации характерен сравнительно марганцовистый аксинит (с содержанием MnO до 10%). Аксинитовая минерализация, как правило, приурочена к контакту известковых скарнов с алюмосиликатными породами вблизи интрузивных массивов гранитоидного и сиенитового состава. Околоскарновый тип аксинитовой минерализации можно подразделить на три подтипа, отличающихся своими парагенезисами и составом вмещающих пород: а) известково-скарновый, б) скарноидный и в) магнезиально-скарновый. Преобладает первый подтип, когда аксинитовые породы развиваются на контакте известковых скарнов с алюмосиликатными, чаще песчано-сланцевыми породами [43, 56, 92—95].

Наиболее обычна для аксинита ассоциация с гранатом андрадит-гроссулярового ряда, пироксеном (в основном геденбергитового состава), эпидотом, кварцем, кальцитом. Аксинит — минерал постскарновый, образовался в промежутках между зернами граната и пироксена или путем метасоматического их замещения. Часто зерна аксинита переполнены включениями эпидота, клиноцоизита, граната, геденбергита. Нередко аксинит образует мономинеральные залежи мощностью до 10 м и больше. Сульфиды и датолит выделились позднее аксинита. Температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в аксинитах из известково-скарновых месторождений от 310 до 400° [32, 90]. Аксинитовая минерализация скарноидного подтипа приурочена к комплексу перемежающихся известково-кремнистых пород, нередко ороговикованых [96—98], местами залегающих в незначительном удалении от интрузивного тела. Эти породы, кроме аксинита, содержат переменное количество граната, эпидота, пироксена, хлорита, кварца, реже датолита и рудных минералов; некоторыми исследователями подобные породы называются лимуритом [99—103]. В магнезиально-скарновых месторождениях с наложенными известковыми скарнами аксинит встречается в небольшом количестве и ассоциируется с диопсидом, флогопитом, турмалином, ашаритом и флюоборитом [51, 89, 104—106].

Изм. Отмечено замещение аксинита кальцитом, кварцем, серицитом, хлоритом, стильпномеланом, иногда с образованием полных псевдоморфоз, особенно при наложении более поздней сульфидной минерализации [54, 56].

Искусств. Синтез аксинита не осуществлен. Экспериментально изучены условия разложения природного аксинита разного состава в зависимости от температур и давления кислорода [107, 108]. В окислительно-восстановительных условиях, создаваемых буферными смесями никель-бунзенит, магнетит + кварц — фаялит, магнетит — вюстит и фаялит — кварц + Fe, природный аксинит разлагается с образованием анортита, геденбергита, манганволластонита, V_2O_5 + H_2O . В опытах с более окислительными буферами (гематит — магнетит, гаусманнит — манганозит, куприт — тенорит и тенорит — медь) продукты разложения — анортит, андрадит, кварц, родонит, V_2O_5 , H_2O .

Отл. От данбурита отличается клиновидной формой кристаллов, иногда аномальными цветами интерференции и более высокими показателями преломления, от серендибита — формой кристаллов, отсутствием полисинтетических двойников, более низкими показателями преломления.



Аксиниты второго изоморфного ряда севергинит — тинценит характеризуются замещением Ca — Mn в отличие от ряда ферроаксинит — манганаксинит с изоморфным замещением Fe — Mn. Общая формула для минералов этого изоморфного ряда: $(Ca, Mn)_3Al_2[BSi_4O_{15}](OH)$.

Первые севергинитом был назван (по имени русского минералога В. М. Севергина) аксинит с содержанием 14,79% MnO и 16,96% CaO (хим. анализ 3) [59]. Название тинценит дано Джакобом в 1923 г. [109] по месту находки в Тинцене (Швейцария) сильномарганцовистому аксиниту, содержащему соответственно меньше кальция и железа. Первоначально в тинцените из Швейцарии был пропущен бор (хим. анализ 5) [109]. Он был обнаружен лишь при повторном анализе (хим. анализ 8) [110]. Тинценит, отвечающий теоретическому составу $CaMn_2Al_2[BSi_4O_{15}](OH)$, в природе не встречен.

Синон. Тинценита: мангансевергинит — *manganseverginite* [43, 83].

Характ. выдел. Клиновидные кристаллы (до нескольких миллиметров), зернистые, скорлуповатые, веерообразные и волокнистые агрегаты, иногда очень плотные.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $a_0 = 7,095$, $b_0 = 9,129$, $c_0 = 8,878$ Å, $\alpha = 91^\circ 21'$, $\beta = 98^\circ 16'$, $\gamma = 76^\circ 44'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,777 : 1 : 0,972$ [111].

На кристаллах тинценита из Швейцарии Паркером [17] наблюдались следующие формы (в установке Пикока) [4]:

c (001)	b (010)	M ($\bar{1}0$)	X ($2\bar{1}0$)	r (011)	V (101)	n (111)	y ($\bar{1}1$)
a (100)	m (110)	γ (120)	z (012)	e ($0\bar{1}1$)	μ (201)	x ($\bar{1}1$)	s (121)

Наиболее обычны грани a , b , M , γ , X , r , x , s (буквенные их обозначения у Паркера соответственно c , p , m , q , v , a , d , n).

Кристаллы аналогичны кристаллам ферроаксинита (см. фиг. 98₉). Вблизи деревни Тунгатарово (Урал) [59] найдены несовершенные кристаллы таблитчатого облика, в Казахстане — копьевидные [112]. Характерны субпараллельные срастания таблитчатых кристаллов, а также веерообразные сростки.

Физ. Сп. совершенная по (100) и несовершенная по (010). Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6—7. Уд. в. наиболее высокий (3,334 и 3,358) у минералов из Осло (Норвегия) [113] и из Франклина (США) [114], наиболее низкий (3,10) у севергинита из Средней Азии [50]. Цв. желтый с оранжевым и зеленоватым оттенком, оранжевый, желтовато-оранжевый и оранжево-красный, иногда почти бесцветный. Черта белая. Бл. стеклянный до смоляного. Прозрачен или просвечивает.

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен или слабо окрашен в зеленый или желтый цвет. Плеохроизм: по Ng — бесцветный или слабо желтоватый, по Nm — бледно-зеленый до желтого и по Np — желтовато-коричневый, бледно-желтовато-зеленый, бесцветный. Схема абсорбции для отдельных образцов различна: $Nm > Np > Ng$ [110, 113], $Ng = Nm > Np$ [59], $Np > Nm > Ng$ [115]. Двуосный (—). Севергинит из месторождения Камыс в Казахстане обладает переменным знаком (\pm) $2V = 70—85^\circ$ [112]. Севергинит из Тунгатарова на Южном Урале первоначально был определен как оптически положительный с $2V = 75—85^\circ$ [59]; по повторным замерам [58] оптический знак его отрицательный; для двух зерен определены следующие значения (—) $2V$:

λ , нм	620	589	486	В белом свете
1-е зерно	80°	80°	81°	81°
2-е зерно	75	74	74	72

Для тинценита из Швейцарии (кристаллографически изученного Паркером): $n_g = 1,706$, $n_m = 1,700$, $r > v$ [115]. Дисперсия оптических осей незначительна. Оптические константы см. также при хим. анализах. В севергините из деревни Тунгатарово в шлифах наблюдалось двойниковое срастание.

Хим. Теор. состав для тинценита $\text{CaMn}_2\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$: CaO — 9,60, MnO — 24,32, Al_2O_3 — 17,47, B_2O_3 — 5,96, SiO_2 — 41,10, H_2O — 1,55. Характерно замещение Ca^{2+} на Mn^{2+} . Аксиниты этого ряда почти всегда содержат небольшое количество MgO. Спектроскопически обнаружены: Ni, Sr, Ba, Ga, V, Ti, Y, Zr, Cr, Cu, следы Be, Yb [110]. Составы минералов этого ряда (хим. анализы 1—8) располагаются на треугольной диаграмме MnO—CaO—(Fe, Mg)O (см. фиг. 95) вдоль вертикального катета MnO—CaO (на фиг. 95 эти хим. анализы обозначены римскими цифрами). В минералах этого изоморфного ряда практически отсутствует закисное железо, столь характерное для минералов изоморфного ряда ферроаксинит — манганаксинит. Постоянно присутствующее окисное железо, по-видимому, входит в одну группу с Al. Наименьшее количество Fe_2O_3 установлено в светло-оранжевом севергините из Камыса (хим. анализ 6) [112], в севергините из Франклина (хим. анализ 2) [114] и в тинцените из Италии (хим. анализ 7) [111]; содержание CaO в них составляет соответственно 12,44, 18,25 и 12,17%.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	—	Не обн.	Не обн.	0,20	0,85	0,53	0,27
K_2O	—	—	—	0,14	0,36	Не обн.	0,18	0,13
MgO	0,07	0,23	0,66	Не обн.	0,10	—	0,14	0,17
CaO	20,14	18,25	16,96	14,07	14,67	12,44	12,17	12,51
MnO	12,86	13,69	14,79	16,25	—	19,30	20,65	21,19
MnO_2	—	—	—	0,21	—	2,32	—	—
Mn_2O_3	—	—	—	—	22,40	—	—	—
FeO	—	—	Не обн.	—	—	—	Сл.	—
B_2O_3	5,13	5,10	4,66	3,80	—	3,50	5,82	5,65
Al_2O_3	16,32	16,73	16,50	18,90	16,10	18,81	16,99	16,23
Fe_2O_3	1,62	1,03	2,82	1,30	2,91	0,37	1,21	1,59
SiO_2	41,99	42,77	42,84	44,02	41,75	40,60	41,17	40,80
TiO_2	—	—	—	0,11	—	—	Сл.	—
CuO	—	0,12	—	—	—	—	—	—
ZnO	0,12	1,48	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	1,87	1,29	0,69	1,20	1,22	2,00	1,28	1,20
H_2O^-	—	—	Не обн.	0,15	Не обн.	0,11	—	0,10
Сумма	100,12	100,69	99,92	100,15	99,71	100,30	100,14	99,84
Уд. в.	3,334	3,358	—	3,23	—	3,25	3,355	3,286
n_g	1,689	—	1,698	1,698	—	1,698	1,706	1,704
n_m	1,685	—	—	—	—	—	1,698	1,701
n_p	1,679	—	1,687	1,688	—	1,690	1,690	1,693
(—)2V	—	—	72—81°	(±) 75—80°	—	—	89°34'	63°

1 — желтый манганаксинит (севергинит) из пироксен-гранатовых скарнов района Осло (Норвегия), анал. Гольдшмидт [113]; 2 — желтый из Франклина, шт. Нью-Джерси (США), анал. Гент [114]; 3 — ярко-желтый севергинит из дер. Тунгатарово (Южный Урал), анал. Воронкова (B_2O_3 — по Даниловой) [59]; 4 — светло-оранжевый и лимонно-желтый севергинит из железо-марганцевого месторождения Камыс, Центральный Казахстан, анал. Максимова [112]; 5 — лимонно-желтый тинценит из Валле-д'Эрр (Швейцария), анал. Джакоб [109]; 6 — лимонно-желтый, месторождение Камыс (Центральный Казахстан), анал. Максимова [112]; 8 — желтый тинценит из Кассагны (Италия), анал. Пенк [111]; 8 — оранжево-желтый тинценит из Тинцена, Граубюнден (Швейцария), анал. Шервуд [110].

Наход. Проявления севергинита связаны со скарновыми образованиями и марганцевыми рудами. Скарновые образования с севергинитом (манганаксинитом) в контактах известковых и алмосиликатных пород известны в рудопроявлениях Таласского хребта в Средней Азии [11, 12, 14, 15], сложены пироксе-

ном, гранатом, везувианом, волластонитом, бустамитом, кварцем и датолитом; аксинит с 13,16% MnO образовался метасоматически по геденбергиту, салиту, эпидоту, реже по андрадиту [50]. В Норвегии, в окрестностях Осло, встречен [113] минерал состава севергинита; он описан под названием манганаксинит с 12,86% MnO (хим. анализ 1), происходит из контактовой зоны нордмаркита со сланцами (глинистыми и мергелистыми) и известняками палеозоя, в которой развиты пироксен-гранатовые скарны и плагиоклаз-кордиеритовые роговики с диопсидом; в скарнах, особенно гранатовых, обилен желтый и зеленый аксинит, ассоциирующийся с андрадитом, везувианом, волластонитом, ильванитом, инезитом и светлым сфалеритом; для всех этих минералов характерно повышенное содержание марганца.

Более обычен севергинит в месторождениях марганцевых руд. Около деревни Тунгатарово на Южном Урале [59] он найден в кварцевых жилах и прожилках в виде плотных, зернистых и пластинчатых скоплений желтого цвета, покрытых сверху черными корочками и налетами окислов марганца; в редких пустотах наблюдались мелкие и весьма несовершенные кристаллы пластинчатого облика (хим. анализ 3). Аксинит севергинитового состава, желтого цвета, с MnO — 13,69% из Франклина, шт. Нью-Джерси (США) (хим. анализ 2), тесно ассоциируется с ганодиллитом и многочисленными окислами и силикатами марганца и цинка [114]. В железо-марганцевом месторождении Камыс в Центральном Казахстане севергинит встречен [112] в виде светло-оранжевых и лимонно-желтых кристаллов копьевидного и пластинчатого облика, образующих гребенчатые и веерообразные агрегаты (хим. анализы 4, 6). Он ассоциируется с кальцитом, фриделитом, баритом, кварцем и железистой слюдой, которые образуют жилки мощностью 2—20 см. Месторождения Валле-д'Эрр и Тинцен в Швейцарии [109] отличаются обилием тинценита в осадочных силикатных марганцевых рудах, приуроченных к радиоляриевым сланцам. Минерал находится в жилах, секущих сланцы, в виде плотных грубо- и тонко-пластинчатых агрегатов и редких, хорошо образованных пластинчатых кристаллов и их субпараллельных сростков различной окраски: от лимонно-желтой или оранжево-желтой до оранжево-красной. Наряду с тинценитом в этих месторождениях отмечено присутствие браунита, пиролюзита, кварца, парсеттенсита, пьомонита, сурсассита, барита. На месторождении Кассагна в Италии [116] розовый и желто-оранжевый пластинчатый тинценит найден в жилках мощностью до 2 см, секущих марганцевые руды, сложенные браунитом, пиролюзитом и другими окислами марганца; здесь же встречаются парсеттенсит, барит и кварц.

Изм. В зоне гипергенеза замещается окислами марганца.

Магнезиоаксинит — magnesioaxinite — выделен Джобинсом и др. [46] как самостоятельный член группы аксинита, в котором все Fe^{2+} замещено на Mg. Встречен в Танзании. $a_0 = 8,933$, $b_0 = 9,155$, $c_0 = 7,121$ Å, $\alpha = 102,59^\circ$, $\beta = 98,28^\circ$, $\gamma = 88,09^\circ$. Цв. голубой или лиловый, с алмазным блеском. Уд. в. 3,178. Тв. 6—7. В ультрафиолетовых лучах флуоресцирует оранжево-красным ($\lambda = 3650$ Å) и красным ($\lambda = 2357$ Å) цветом. Двуосный (+). $n_g = 1,668$, $n_m = 1,660$, $n_p = 1,656$ (Na-свет). $2V$ не определен. Анализ (микрондовый): Na_2O — не обн., K_2O — 0,01, MgO — 6,9, CaO — 21,7, MnO — 0,4, ZnO — 0,06, FeO и Fe_2O_3 — не обн., Al_2O_3 — 17,9, V_2O_5 — 0,13, SiO_2 — 44,0, TiO_2 — 0,03, сумма 91,13. Наличие бора и воды установлено качественно. Состав катионов на формулу: $Ca_{2,21}Mg_{0,88}Mn_{0,03}$. Наиболее сильные линии на рентгенограмме: 6,29(25)110, $1\bar{1}0$; 3,440(65)002; 3,139(65)220; 2,796(100)311; 2,556(25)212; 2,176(28)141; 2,150(32)103.

Межплоскостные расстояния аксинита из Дофине, Франция *

Fe-излучение, Мп-фильтр, $D = 114,59$ 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>
70	6,30	5	3,42	30	2,931	30	2,526
5	5,87	5	3,39	30	2,874	20	2,489
5	5,15	60	3,28	40	2,839	20	2,474
10	4,99	5	3,23	100	2,812	50	2,444
20	4,80	5	3,19	40	2,792	50	2,424
30	4,53	90	3,16	40	2,760	10	2,396
20	3,99	40ш.	3,08	40	2,667	50	2,363
30	3,80	50	3,02	40ш.	2,643	5	2,318
60	3,68	60	2,998	50	2,575	10	2,292
80	3,46	50	2,968	60	2,564	30	2,271

* ASTM, 6-0448.

Л и т е р а т у р а

1. Haüy R. J. Mines, 1799, 5, 264.
2. Schaller W. T. Zs. Krist., 1910, 48, H. 2, 148.
3. Ito T., Takeuchi Y. Acta Cryst., 1952, 5, 202.
4. Peacock M. A. Am. Min., 1937, 22, N 5, 588.
5. Ito T., Takeuchi Y., Ozawa T., Araki T., Zoltai T. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1969, 45, N 6, 490.
6. French B. M., Fahey J. J. Am. Min., 1972, 57, N 5-6, 989.
7. Penco A. M. Doriana Ann. Mus. Storia Nat., 1964, 4, N 152, 1.
8. Moenke H. Silikattechnik, 1962, 13, H. 8, 287; Плюснина И. И., Харитонов Ю. А. Журн. структурной химии, 1963, 4, № 4, 555.
9. Белов Н. В. Мин. сб., Львов. 1971, № 25, вып. 1, 3.
10. Peacock M. A. Am. Min., 1938, 23, N 8, 522.
11. Еремеев П. Е., Зап. Мин. об-ва, 1871, 6, 343.
12. Heritsch H. Zs. Krist., 1937, 96, 249 u. 337.
13. Takimoto T. Beitr. Min. Japan, 1915, N 5, 291.
14. Narada Z. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol., 1939, 5, N 1, 1.
15. Palache C. The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex county. New Jersey, Washington, 1935, 99.
16. Масленников В. А., Никулина Л. Н. ДАН СССР, 1940, № 6, 82.
17. Parker R. L. Schweiz. min., petr. Mitt., 1948, 28, H. 1, 475.
18. Rassman A., Luithen H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1952/53, 3, H. 1, 51.
19. Талдыкина К. С. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Кировск, 1959, вып. 1, 25.
20. Буканов В. В. Зап. Всес. мин. о-ва, 1966, 95, вып. 3, 345; в кн.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана. М.: Наука, 1966, 64.
21. Gaudefroy C. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1966, 26, N 188, 123.
22. Fehr L. Schweiz. min., petr. Mitt., 1943, 23, H. 1, 1.
23. Сергеев В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 66.
24. Лодочников В. Н. Изв. Геол. ком-та, 1919, 38, № 8—10, 545; Lodochnikow W. N. Zs. Krist., 1927, 65, H. 1—2, 122.
25. Лебедева С. И., Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89.
26. Янг Б., Миллман А. В кн.: Новое в зарубежных исследованиях по рудной микроскопии. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1968, № 2, 14.
27. Юсупова С. М., Хасанов А. Х., Файзиев А. Р., Дусматов В. Д., Кривоцекова Н. И. ДАН Тадж ССР, 1966, 9, № 8, 33.
28. Jannasch P., Locke J. Zs. anorg. Chem., 1894, 6, N 27, 57.
29. Gádeke R. Chem. d. Erde, 1938, 11, 592.
30. Кулкашев Н. Т. Вестн. АН Каз. ССР, 1961, № 3, 84.
31. Mügge O. Zbl. Min., 1910, N 17, 529.
32. Колпун Л. И., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 301.
33. Шабьнин Л. И., Перцев Н. Н., Маличко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М.: Недра, 1964.
34. Martin A. J. Min. Mag., 1931, 22, 519; Le Guéré H. Bull. Soc. fr. min., crist., 1936, 59, N 1-2, 137.
35. Микильская Е. К. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
36. Лазарев А. И. Колебательные спектры силикатов. М.: Наука, 1968, 90; Зиборова Т. А. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1970 г. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1971, 152; Некрасов И. Я., Зиборова Т. А. В кн.: Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, 131.

37. *Horai K., Simmons G.* Earth Plan. Sci. Letters, 1969, 6, N 5, 362.
38. *Гиацинтова К. В., Глембоцкий В. А.* Изв. АН ТаджССР, 1963, № 4 (13), 28
39. *Еременко Г. К.* ДАН УкрССР, 1971, сер. Б, № 9, 783.
40. *Lang V.* Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Math.-Nat. Kl., 1910, 119, 949.
41. *Des Cloizeaux A.* Min., 1862, 515.
42. *Fromme J.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1909, 28, H. 4, 305.
43. *Куришкова Л. Д.* Геология и геофизика, 1967, № 1, 118.
44. *Steinwachs E.* Zbl. Min., 1929, A, 107.
45. *Vallance T. J.* Proc. Roy. Soc. New South Wales, 1966, 99, 57.
46. *Jobbins E. A., Tresham A. E., Young B. R. J.* Gemmology, 1975, 14, 368 по *Fleischer M., Cabri L. J.* Am. Min., 1976, 61, N 5—6, 503.
47. *Luttrik G. R., Ribbe P. H.* Am. Min., 1979, 64, N 5-6, 635.
48. *Бутырин Н. В.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, № 20, 136; *Азимов П. Т.* Узб. геол. журн., 1970, вып. 5, 21.
49. *Chaudhry M. N., Howie R. A.* Min. Mag., 1969, 37, N 285, 45.
50. *Отроценко В. Д.* Тр. Ср.-Азиатск. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1966, вып. 7, 31.
51. *Перцев Н. Н.* Парагенезис борных минералов в магнезиальных скарнах. М.: Наука, 1971, 101.
52. *Куришкова Л. Д., Тихомирова В. И.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1973, № 11, 66.
53. *Neumann H.* Norges geol. undersök., 1944, N 162, 133.
54. *Талдыкина К. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 2, 227.
55. *Григорьев И. Ф.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1936, N 1, 155; *Соловьев С. П.* Зап. Всес. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 4, 201.
56. *Мозгова Н. Н.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 4, 40.
57. *Отроценко В. Д.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 4, 471.
58. *Куришкова Л. Д.* В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, 289.
59. *Барсанов Г. П.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 10.
60. *Сердюченко Д. П., Павлов В. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 81.
61. *Sanero E., Gottardi G.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1407.
62. *Иванова В. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 68.
63. *Самсонова Н. С.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 225.
64. *Смоголюк А. Г., Краузе В. Н.* Мин. сб., Львов, 1970, вып. 2, № 24, 227.
65. *Tomlinson W. H.* Am. Min., 1945, 30, N 3-4, 203.
66. *Simonen A., Wilk H. B.* Bull. Géol. Soc. Finl., 1952, N 157, 1.
67. *Barbour E. A., Bird H. H., Gold D. P.* Min. Mag., 1957, 31, N 237, 495.
68. *Соловьев Ю. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 3, 429.
69. *Jecztyk V.* Arch. min., Warszawa, 1955, 19, z. 1, 143.
70. *Радкевич Е. А., Лобанова Г. М., Томсон Н. Н.* Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971, 71.
71. *Heritsch H.* Zs. Krist., 1933, 86, 253.
72. *Jaros Z.* Zvlastni otisk z časopisk «Priroda», Вгпо, 1932, 25, с. 4.
73. *Грачева О. С., Золотова И. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 275.
74. *Mason B.* New Zealand J. geol., geophys., 1966, 9, N 4, 474.
75. *Забарина Т. В.* Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1965, вып. 24, 45.
76. *Руб М. Г., Онихимовский В. В., Бакулин Ю. И., Главицацкая В. Н., Кошман П. Н., Макеев Б. В., Растунцев А. П., Селезнев П. Н., Терентенко Н. А., Янонис В. В.* Гранитоиды Мяо-Чанского р-на и связанные с ними постмагматические образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 62, 1.
77. *Hoshina M.* Beitr. Min. Jap., 1915, N 5, 291.
78. *Храмцова Л. И., Бусик И. В.* Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1961, № 2, 73.
79. *Фоминых В. Г.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1961, Мин. сб. № 5, вып. 56, 99.
80. *Карпова О. В.* Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974, 36.
81. *Соловьев Ю. С.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, 232.
82. *Василькова Н. Н.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1959, № 5, 113.
83. *Гатлинг Р. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 607.
84. *Владимиров Б. Н.* Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13, 103.
85. *Кляровский В. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 1, 62.
86. *Watanabe M., Yagi K.* Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3-d, 1953, 4, N 3, 157.
87. *Miyahisa M., Tanaka N., Muta K.* Mineral. J., Jap., 1961, 3, N 3, 122.
88. *Fukuchi N.* Beitr. Min. Jap., 1907, N 3, 75.
89. *Черненко Ю. А.* Тр. Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минеральн. сырья, 1964, вып. 35, 158.
90. *Куришкова Л. Д.* Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 14, 11.
91. *Курбатов С. М.* ДАН СССР, 1941, 30, № 5, 426.
92. *Беляков М. Ф.* Зап. Мин. об-ва, 1940, 69, вып. 4, 541.
93. *Кривошекова Н. И.* ДАН ТаджССР, 1959, 2, № 4, 15.
94. *Harker A.* Metamorphism. London, 1939.
95. *Nemec D.* Geologie, 1963, 12, H. 5, 568.

96. Лисицин А. Е., Малинко С. В. В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 155.
97. Лобанова Г. М., Санин Б. П. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83, 141.
98. Мельницкий В. В. ДАН СССР 1957, 112, № 4, 736.
99. Möller G. N.Jb. Min., Abhandl., 1958, 90, H. 3, 285.
100. Anderson C. Rec. Australien Museum, 1906, 6, N 3, 57.
101. Busz K. N.Jb. Min., 1899—1901, B.— Bd. 13, A, 90.
102. Mirdoch J., Webb R. W. Am. Min., 1940, 25, N 8, 549.
103. Соловьев С. П. Сб. трудов Хабаровского ин-та инженеров железнодорожного транспорта, 1947, вып. 1, 7.
104. Ефимов И. А. ДАН СССР, 1955, 105, № 6, 1206.
105. Шабьнин Л. И. Геология рудных месторождений, 1961, № 3, 3.
106. Сердюченко Д. П., Глебов А. В. В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 49.
107. Eugster H. P. J. Chem. Phys., 1957, 26, N 1—6, 1760.
108. Куришкова Л. Д. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1975, вып. 5, 111.
109. Jakob J. Schweiz. min., petr. Mitt., 1923, 3, H. 3-4, 227; 1926, 6, H. 1, 200; 1933, 13, H. 1, 17.
110. Milton C., Hildebrand F. A., Sherwood A. M. Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 1148.
111. Penco A. M., Sanero E. Doriapa Ann. Mus. Storia Nat., 1964, 4, N 154, 1.
112. Каюнова М. М. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 2, 45.
113. Goldschmidt V. M. Skrift. Vidensk. Selsk., Kristiania, Math.-nat. Kl., 1911, N 1, 448.
114. Ford W. E. Am. J. Sci., 1903, 15, 195.
115. Waldmann H. Schweiz. min., petr. Mitt., 1948, 28, H. 1, 493.
116. Sanero E. Period. min., Roma, 1936, 7, N 1, 123.

СИЛИКАТЫ С ДЕВЯТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ЭВДИАЛИТА

┌ Сингония ── a_h^2 c_h \downarrow Уд. в.

Эвдиалит $\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{OH})_3]_2$ Триг. 14,244 30,080 2,74—3,11

Эвдиалит Eudialyte



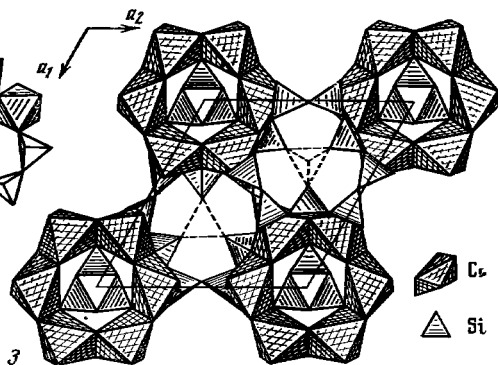
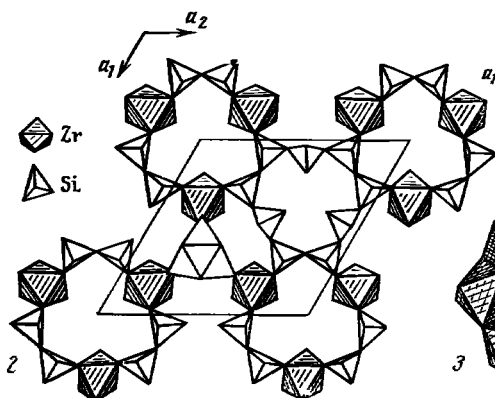
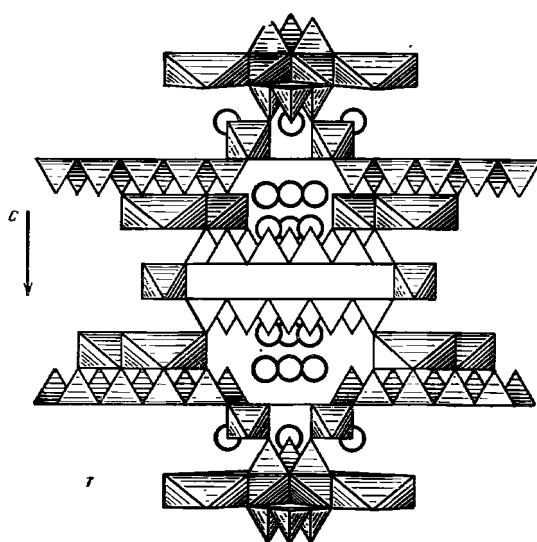
Известен с конца XVII в. как «красный листоватый гранат» из Гренландии. В качестве самостоятельного минерала описан в 1819 г. Штроемейером. Название от греч. *ευ* (эи) — хорошо, *διαλτος* (диалитос) — разлагаемый, по легкой разлагаемости минерала в кислотах.

Синон. Эвколит — *eucolite* (Шперер, 1847); мезодиалит — *mesodialyte* (Костылева, 1929); «саамская (лопарская) кровь» (Ферсман, 1940). Эвколит был выделен (Шперер, 1847) как самостоятельный минерал. Название от греч. *ευχολος* (эвколос) — достаточно, так как при малом содержании SiO_2 достаточно насыщен FeO. Тождественность с эвдиалитом доказана в 1857 г. Моллером и окончательно подтверждена при расшифровке структуры. Однако название эвколит прочно вошло в литературу для обозначения оптически отрицательных эвдиалитов, содержащих повышенные количества Ca, Fe, Mn, Nb, TR [1—7]. Под названием мезодиалит выделялся изотропный эвдиалит [2]. Барсановит, описанный как новый минерал [8], соответствует эвдиалиту с ярко выраженным пьезоэффектом [9]. Для измененных (гидратированных) разновидностей эвдиалита предложены названия гидроэвдиалит [10], оксидэвдиалит [10], водно-калийный эвдиалит [11].

Характ. выдел. Кристаллы (обычно мелкие, редко более 2—3 см), кристаллические агрегаты, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$ [12]. $a_h = 14,244$; $c_h = 30,080 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 2,112$; $Z = 3$; $a_{rh} = 12,959 \text{ \AA}$, $\alpha_{rh} = 66^\circ 44'$; $Z = 1$ [12]. Уточнение структуры [13] привело к снижению симметрии до $C_{3v}^5 - R3m$, хотя основной ее мотив сохраняет (псевдо)центр симметрии и может быть отнесен к голоэдрической центросимметричной пр. гр. $R\bar{3}m$. $a_h = 14,252$, $c_h = 30,018 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 2,106$; $a_{rh} = 12,955 \text{ \AA}$, $\alpha_{rh} = 66^\circ 44'$ [13].

Эвдиалиты разного состава из различных месторождений имеют: $a_h = 13,95-14,34$; $c_h = 30,018-30,21 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,106-1 : 2,158$; $a_{rh} = 13,01 \text{ \AA}$; $\alpha_{rh} = 66^\circ 44'$ [1, 14—17]. Для эвдиалита из массива Илимаусак (Гренландия) указана ромбическая ячейка [18]: $a_0 = 14,31$, $b_0 = 30,15$, $c_0 = 24,75 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4776 : 1 : 0,8209$.



Фиг. 102. Кристаллическая структура эвдиалита (по Голышеву и др).

- 1 — основной мотив структуры;
- 2 — тройные и девятичленные кремнекислородные кольца и изолированные ZrO_6 -октаэдры в слюдоподобном пакете структуры;
- 3 — шестерные кольца из Ca -октаэдров, соединенные тройными кремнекислородными кольцами; в расположенных между ними девятичленных кремнекислородных кольцах пунктиром показана позиция дополнительного Si-тетраэдра

Структура эвдиалита, отличающаяся большой сложностью, расшифрована Джузепетти с соавторами [12] на материале из Науякасика (Гренландия) (состав, по данным рентгенохимического анализа: Na_2O — 13,6, K_2O — 0,5, CaO — 11,0, MnO — 0,4, FeO — 6,4, Fe_2O_3 — 0,5, TR_2O_3 — 1,3, SiO_2 — 49,1, ZrO_2 — 14,0, Nb_2O_5 — 1,1, H_2O — 1,1, Cl — 1,2%) и независимо от них Голышевым с соавторами (1971) [13] на материале из Хибинского массива (оригинал хим. анализа 3).

Особенностью структуры (фиг. 102) является одновременное присутствие в ней Si — O-колец двух типов: тройных $[Si_3O_9]$ (как в катапелите) и девятичленных $[Si_9O_{27}]$ (обнаружены пока только в эвдиалите). В последних диортогруппы $[Si_2O_7]$ чередуются с одиночными SiO_4 -тетраэдрами, развернутыми внутрь колец; валентность внутренних атомов O в тетраэдрах не насыщена, их место, вероятно, занято OH-группами — $[Si_9O_{24}(OH)_3]$.

Вдоль периода c (~ 30 Å) выделяются 12 разделенных атомами O этажей, распадающихся на три слюдоподобных пакета. В каждом пакете «сердечник» из $Zr(+Na)O_6$ -октаэдров прикрыт снизу и сверху тройными $[Si_3O_9]$ и девятичленными $[Si_9O_{27}]$ кольцами, чередующимися вдоль осей третьего порядка. Между пакетами располагаются CaO_6 -октаэдры, связанные ребрами в шестерные кольца, которые прикрыты сверху и снизу тройными кольцами $[Si_3O_9]$, а по периферии граничат с кольцами $[Si_9O_{27}]$. Кольца CaO_6 -октаэдров размещаются по узлам гексагональной сетки, объединяясь через Fe^{2+} -полиэдры

необычной квадратной конфигурации в сплошную ажурную сетку. Ионы Na^+ размещаются в интерстициях катионного и анионного слоев структуры. Шесть атомов Na располагаются в Zr-«сердечниках» и шесть — в кремнекислородных кольцах, т. е. Na занимает иное положение, чем Ca. Расположение атомов в структуре отвечает центросимметричному закону ($R\bar{3}m$), но атомы Na значительно смещены, что обуславливает снижение симметрии до $R3m$ и проявление в некоторых эвдиалитах пьезоэффекта [9]. Вдоль тройных осей в структуре имеются полости разных размеров и конфигураций, в которых размещаются дополнительные катионы и анионы, способные к ионообменным замещениям. Этим структура эвдиалита напоминает структуру фельдшпатов и цеолитов.

Согласно Гольшеву с соавторами [13], в полость внутри шестерного кольца из CaO_6 -октаэдров может войти достаточно крупный катион K^+ , а в полости, окруженные тремя атомами Na из Zr-«сердечника» и тремя атомами Na из кремнекислородного кольца, — два крупных атома Cl. В центр девятых кремнекислородных колец могут войти два дополнительных атома Si; при этом 3 (ОН) внутренних тетраэдров заменяются на O, свободная вершина тетраэдров дотраивается ОН-группой, радикал $[\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{OH})_3]^{15-}$ преобразуется в $[\text{Si}_{10}\text{O}_{25}(\text{OH})]^{15-}$. Однако Джузепетти с соавторами [12] предполагали вхождение в центр девятерного кремнекислородного кольца не Si, а дополнительного четвертого атома Zr. Размеры этих полостей допускают вхождение вместо Si (или Zr) также Cl. Дополнительные атомы Na могут статистически распределяться в пустотах меньшего размера. Всего в пустоты каркаса (в расчете на ромбоэдрическую ячейку) может войти $4\text{Na} + \text{K} + 2\text{Cl}$ или $3\text{Na} + \text{K} + \text{Si} + 2\text{Cl} + (\text{OH})$ или $2\text{Na} + \text{K} + 2\text{Si} + 2\text{Cl} + 2(\text{OH})$.

Межатомные расстояния (средние, в Å) [13]: Zr—O = 2,053 (в октаэдре); Ca—O = 2,385 (в октаэдре); Fe—O = 2,06 (четырёхвершинник); Na(1)—O = 2,667 (7-вершинник, Na—OH = 3,29); Na(2)—O = 2,736 (8-вершинник); Na(3)—O = 2,625 (7-вершинник, Na—OH = 2,97); Na(4)—O = 2,808 (7-вершинник, Na—Cl = 2,91); Si(1,2)—O = 1,615 и 1,625 (тетраэдры тройных колец); Si(3,4)—O = 1,62 (тетраэдры девятых колец); Si(5,6)—O = 1,605 и 1,612 (тетраэдры диортогрупп девятых колец); Si(7,8)—O(OH) = 1,597 и 1,607 (дополнительный Si).

Дитриг-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m(L_33L_23PC)$; для разных типов кристаллов из различных месторождений $a : c = 1 : 2,10$ до $1 : 2,12$ [2, 19, 20].

Главные формы при $a : c = 1 : 2,116$ (по Гольдшмидту, буквы по Дана):

	φ	ρ		φ	ρ
c	0001	—	z	$10\bar{1}4$	$60^\circ 00'$
a	$11\bar{2}0$	$30^\circ 00'$	f	$10\bar{1}2$	$60^\circ 00'$
m	$10\bar{1}0$	$60^\circ 00'$	y	$50\bar{5}8$	$60^\circ 00'$
h	$01\bar{1}5$	$0^\circ 00'$	r	$10\bar{1}1$	$60^\circ 00'$
e	$01\bar{1}2$	$0^\circ 00'$	n	$11\bar{2}3$	$30^\circ 00'$
i	$03\bar{3}4$	$0^\circ 00'$	λ	$22\bar{4}3$	$30^\circ 00'$
s	$02\bar{2}1$	$0^\circ 00'$	t	$21\bar{3}1$	$40^\circ 53'$
x	$10\bar{1}6$	$60^\circ 00'$	Φ	$31\bar{4}2$	$46^\circ 06'$
k	$10\bar{1}5$	$60^\circ 00'$			$77^\circ 11'$

$$zz (10\bar{1}4) : (\bar{1}104) = 53^\circ 35'$$

$$ar (11\bar{2}0) : (10\bar{1}1) = 36^\circ 45'$$

$$as (11\bar{2}0) : (02\bar{2}1) = 47^\circ 58'$$

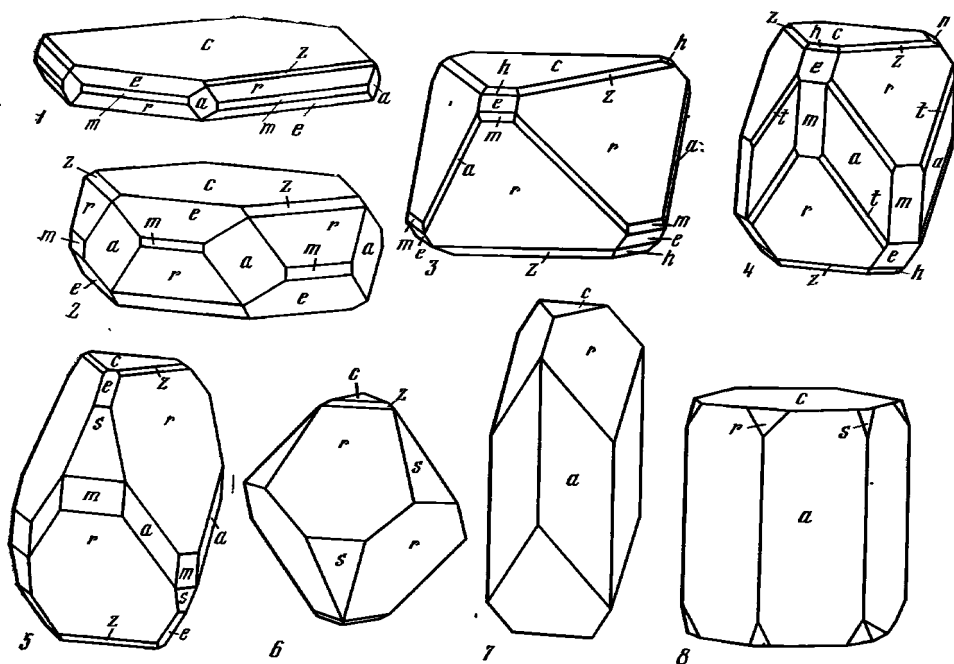
$$rr (10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 106^\circ 30'$$

$$at (11\bar{2}0) : (12\bar{3}1) = 23^\circ 59'$$

Редкие формы: i (0.3. $\bar{3}$.11), (9.6. $\bar{1}\bar{5}$.4), ω (4.1. $\bar{5}$.25) [20].

Кристаллы таблитчатые по (0001), ромбоэдрические, призматические (фиг. 103). При равномерном разветвлении положительных и отрицательных ромбоэдров приобретают гексагональный облик. Двойники не известны.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (0001) совершенная (не всегда). Отмечалась несовершенная сп. по (11 $\bar{2}$ 0) [10], по (10 $\bar{1}$ 0) [11] или по (10 $\bar{1}$ 4) [12]. Изл. мелкокораконистый, неровный. Тв. 5—6. Микротвердость 511—681 кс/мм² [21]. Уд. в. 2,74—3,11.



Фиг. 103. Кристаллы эвдиалита

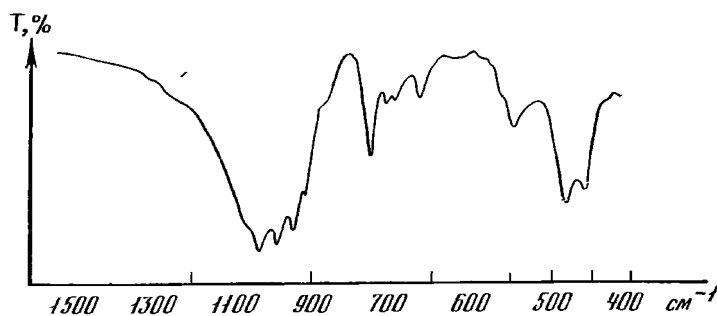
1—4 — Хибинский массив (по Костылевой); 5 и 7 — Ловозерский массив (по Костылевой); 6 — Капелдурарссук, Гренландия (по Гольдшмидту); 8 — Лангсундфjord, Норвегия (по Брёггеру)

Водно-калиевый «эвколит» из Хибин (хим. анализ 18) отличается аномально низкой твердостью ($325\text{--}617 \text{ кгс/мм}^2$) при резкой ее анизотропии ($K_H \sim 1,45$) [21]. Твердость и уд. в. возрастают с увеличением содержания Mn и Fe, а также при уменьшении содержания щелочей (твердость) и воды (уд. в.) [3, 11]. Высокий уд. в. (3,19) установлен для «эвколита» из массива Дара-Пиоз (Северный Таджикистан) [22]; аномально низкий (2,62) — для эвдиалита из Инаглинского массива (Якутия) [3].

Хрупок. Цв. обычно розовый, малиновый, кроваво-красный, реже встречаются желтые, желто-коричневые или бурые разности, иногда белые, лиловые, фиолетовые, зеленые. Окраска обусловлена, главным образом, соотношением Mn^{2+} и Fe^{3+} [3]. Бл. стеклянный до полужирного. В мелких осколках прозрачен; кристаллы обычно замутнены продуктами изменения или включениями минералообразующей среды.

Малиновые, красные и розовые эвдиалиты из Гренландии и Хибин характеризуются максимальным поглощением света в области $520\text{--}533 \text{ нм}$ и минимальным при $350\text{--}484 \text{ нм}$ [3, 23—25]. По Платонову [26], в спектрах поглощения розовых, красных и красно-бурых эвдиалитов из Хибин диагностированы полосы поглощения Fe^{2+} (около 11000 см^{-1}), Mn^{3+} (19000 см^{-1}) и Nd^{3+} ($21000, 17500, 16500, 13000$ и 12000 см^{-1}). Желтые и коричневые «эвколиты» имеют минимальное поглощение в желто-оранжевой области спектра. Лиловые и буро-фиолетовые оксиэвдиалиты на кривых поглощения обнаруживают по Ne — максимум в зеленой области спектра, минимум — в красной (Mn^{3+}), по No — максимум в желто-оранжевой (Fe^{3+}) [3]. Люминесценция в ультрафиолетовых и в катодных лучах отсутствует [27] или очень слабая [28]. Грум-Гржимайло [29] наблюдала люминесценцию малиновых и красных эвдиалитов в оранжево-красных тонах. При облучении ртутной лампой малиновый эвдиалит из Хибин приобретает темно-сиреневую метакроматическую окраску [30]. Слабо электромагнитен. Магнитная восприимчивость эвдиалита и «эвколита» из Хибин, соответственно, $6,33 \cdot 10^{-6}$ и $7,33 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [31].

Необычно сильно электромагнитен редкоземельный «эвколит» с горы Рисчорр, Хибинский массив (хим. анализ 16) [17].



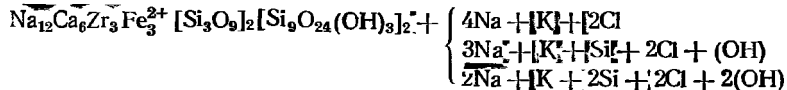
Фиг. 104. ИК-спектр эвдиалита [по Мёнке)

Диэлектрическая проницаемость ϵ на частоте 10 Мгц равна 4 и соответствует удельному сопротивлению ρ около $6 \cdot 10^{11}$ ом·см [32]. Пьезоэффект большей частью не обнаруживается; установлен для эвдиалита из Хибин [8, 9, 33]. ИК-спектр поглощения эвдиалитов (фиг. 104) характеризуется четко выраженными интенсивными полосами при 1025, 980—975, 936, 742, 700, 663, 545, 485, 455 см^{-1} [8, 9, 34]; слабые полосы поглощения при 3630—3600 см^{-1} указывают на наличие в эвдиалитах небольшого количества ОН-групп.

Микр. В шлифах прозрачен, бесцветен или слегка окрашен в розовые, желтоватые или коричневые тона. Сильный плеохроизм в красных, малиновых, желтых, бурых, лиловых или фиолетовых тонах характерен только для оксиэвдиалитов. $No > Ne$ [18, 19, 35—37] или $Ne > No$ [38—41]; иногда меняется в разных участках одного и того же зерна [2, 4].

Одноосный, иногда аномально двуосный ($2V$ до 15°); оптически (+) или (—), иногда почти изотропный («мезодиалит»); оптический знак часто меняется в пределах одного зерна [2—4, 8, 9, 39, 40, 42, 44]. Предположенная ранее зависимость оптического знака от состава не подтвердилась. Показатели преломления ($n_o = 1,567—1,652$, $n_e = 1,572—1,640$) зависят главным образом от содержания Fe, Mn, TR и степени гидратированности минерала (см. при хим. анализах). Двупреломление до 0,012, реже до 0,020 [3]. Часто отмечается концентрическая зональность и секториальное распределение участков с различным двупреломлением (структуры «песочных часов»), нередко зоны отличаются по оптическому знаку [2, 4, 43, 45]. Наблюдается аномальная дисперсия двупреломления, чаще всего у почти изотропных разностей («мезодиалитов») [2], у интенсивно окрашенных буро-фиолетовых марганцовистых «эвколитов» и у лиловых оксиэвдиалитов; с ней связано появление аномальных желто-коричневых и сизо-фиолетовых цветов интерференции [3, 7]. У аномально двуосных эвдиалитов сильная дисперсия оптических осей, $r > v$.

Хим. Минерал сложного состава, содержащий переменные количества дополнительных катионов и анионов (до A_5X_{10} , X—O, OH, Cl) в полостях, образованных кольцевыми элементами структуры [12, 13]. Структурные особенности эвдиалита исключают возможность выразить его состав единой формулой. Формула эвдиалита, с учетом возможных дополнительных катионов и анионов:



Вопрос о составе и химической формуле эвдиалита привлекал внимание многих авторов. Цирконию приписывались то кислотные свойства (Хинце, 1892; Дана, 1911), то основные [1, 41, 46] или те и другие одновременно [47, 48]. Согласно Белову с соавторами [13], Zr является только катионом, а Джузенгети и его сотрудники [12] допускают вхождение дополнительного атома Zr в центр девятичленного кремнекислородного кольца, т. е. частичное проявление им анионной функции.

Сложность состава эвдиалита явилась причиной разногласий относительно стехиометрии компонентов в его формуле [1, 2, 6, 15, 49, 50].

Теор. состав эвдиалита без учета дополнительных катионов и анионов: Na_2O — 13, 33, CaO — 12,06, FeO — 7,73, SiO_2 — 51,69, ZrO_2 — 13, 25, H_2O — 1,94. Характерен изоморфизм изовалентный (между Na, K и H_3O (?); между Ca, Sr, Fe^{2+} и Mn; Zr и Ti) и гетеровалентный (между Na и Ba; Ca и TR; Zr, Nb и Ta; между Fe^{3+} и Mg; Si и Al; O и OH^-) [50]. По составу выделяются железистые, марганцевые, редкоземельные, редкоземельно-железистые (хим. анализ 12) и редкоземельно-марганцевые (хим. анализы 13—16) разновидности эвдиалита [50].

Вариации в содержании основных компонентов (в %) [6]:

Na_2O	2,29—17,27	SrO	0,00— 2,45	TiO_2	0,00— 4,00
K_2O	0,00— 6,38	BaO	0,00— 0,65	ZrO_2	8,62—16,37
MgO	0,00— 1,67	Al_2O_3	0,00— 2,10	(Nb, Ta) $_2\text{O}_5$	0,00— 4,40
CaO	5,83—14,77	Fe_2O_3	0,00— 6,00	F	0,00— 0,32
MnO	0,21—11,05	TR_2O_3	0,00—10,20	Cl	0,00— 2,37
FeO	0,00— 7,28	SiO_2	40,11—52,23	H_2O^\pm	0,26— 9,46

Отношение Zr : Hf в эвдиалитах довольно постоянное и равно 41—72 для хибинских эвдиалитов [7, 51, 52], 42—70 для ловозерских [53], 75 для эвдиалита из Гренландии [52]. Более высокие отношения Zr : Hf характерны для эвдиалита с Турьего мыса на Кольском п-ове (72—83) [54] и особенно для эвдиалита из Норвегии (122,6) [52]; широкие вариации отношения Zr : Hf установлены для эвдиалитов Средне-Татарского массива (58—144) [44]. Высокое содержание (Nb, Ta) $_2\text{O}_5$ отмечено в эвдиалитах из норвежских массивов нефелиновых сиенитов (2,35—3,52%) [5] и из других щелочных массивов: Хибинского (до 3,68%) [11, 55] и Ловозерского (до 1,86%) [56] на Кольском п-ове, Дара-Пиоз в Северном Таджикистане (до 3,35%) [22], Средне-Татарского на Енисейском крае (до 2,45%) [44], Илимаусакского в Гренландии (до 1,57%) [56]. При наличии в составе эвдиалита Nb и Ta обычно преобладает Nb. Отношение Nb/Ta в ловозерских эвдиалитах около 9 [57], в хибинских 9,2—54,8 [8, 9, 58], в гренландских 10,1—10,4 [59]. Аномально высокое содержание Ta (Ta_2O_5 —1,61% при Nb_2O_5 —1,43%), установлено в эвдиалите из альбититов горы Ньюорпахк (хим. анализ 9) [11].

Наиболее высокое содержание TR_2O_3 (до 10,2%) характерно для эвдиалитов щелочных массивов [5, 11, 44, 59—61]. В измененном «эвколите» с о-ва Мадагаскар установлено 22,5% TR_2O_3 [41]. Содержание и состав группы редкоземельных элементов типоморфны для эвдиалитов из пород различных типов. Состав группы редкоземельных элементов в эвдиалитах из нефелиновых сиенитов существенно цериевый, но с повышенным (по сравнению с сосуществующими TR-минералами) содержанием тяжелых редкоземельных элементов и Y [21, 60, 62]. Эвдиалит из нефелиновых сиенитов Томтора (Северная Якутия) отличается необычно высоким содержанием лантана [63]. Эвдиалиты из щелочных сиенитов и щелочных гранитов еще в большей степени обогащены тяжелыми редкоземельными элементами и особенно Y [63]. Средний состав группы редкоземельных элементов эвдиалитов из Хибинского массива (из 48 определений): $\text{La}_{25,3}\text{Ce}_{41,0}\text{Pr}_{4,6}\text{Nd}_{15,0}\text{Sm}_{3,5}\text{Gd}_{4,3}\text{Dy}_{3,0}\text{Ho}_{0,4}\text{Er}_{1,4}\text{Yb}_{0,9}$ при содержании Y 34,9% (к Σ TR); отношение Ce : La = 1,1—2,1 [58, 61]. Ловозерские эвдиалиты в целом отличаются от хибинских более высоким содержанием тяжелых редкоземельных элементов ($\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}}$ = 69,5—86%) и более высоким отношением Ce : La = 2,0—3,2 [60, 64—66]. В эвдиалитах массива Илимаусак (Гренландия) состав группы редкоземельных элементов примерно такой же, как в ловозерских ($\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}}$ 66,5—91,7%, Ce : La = 2,0—3,0; Y к ΣTR = 21—40%). Данные о составе группы редкоземельных элементов в эвдиалитах см. в работах [8, 22, 44, 67—72].

В большинстве эвдиалитов присутствует Cl (до 2,37%) [6, 10, 22, 73—77]; содержание F незначительное (до 0,32%) [9, 42, 58, 77]. В эвдиалитах массива

Илимаусак найдено $1 - 6 \cdot 10^{-5}\%$ Li и $25 - 28 \cdot 10^{-4}\%$ Rb [59], в эвдиалите из Ковдора (Кольский п-ов): $10 - 13 \cdot 10^{-4}\%$ Li, $4 - 5 \cdot 10^{-3}\%$ Rb, $2 \cdot 10^{-3}\%$ Cs [78]. По [79], в Ковдорских эвдиалитах цезий ($34 \cdot 10^{-3}\%$) может преобладать над рубидием ($2 \cdot 10^{-3}\%$). В эвдиалите с Турьего мыса (Кольский п-ов) определено $15 \cdot 10^{-4}\%$ Sc [80], в ловозерских эвдиалитах — $3 \cdot 10^{-3}\%$ V, $5,3 - 6,3 \cdot 10^{-3}\%$ Cr, $8 \cdot 10^{-2}\%$ Ni, $2,7 - 5,2 \cdot 10^{-3}\%$ Cu [81]. Содержание тория в эвдиалитах обычно очень низкое: в хибинских от $43 \cdot 10^{-4}$ до $0,15\%$ [8, 9, 82], в ловозерских от $45 - 66 \cdot 10^{-4}$ (в породах дифференцированного комплекса) до $55 - 72 \cdot 10^{-4}\%$ (в люавритах) [82], в эвдиалитах массива Илимаусак $28,5 - 34,0 \cdot 10^{-4}\%$ (в одном образце из зеленых люавритов — $176 \cdot 10^{-4}\%$) [59]. Высокое содержание тория ($0,44 - 0,50\%$ ThO₂) отмечено для эвдиалита из массива Дара-Пиоз [22]. В эвдиалите из массива Илимаусак установлен U (от $47 - 75 \cdot 10^{-4}$ до $600 \cdot 10^{-4}\%$) [59]; в двух образцах эвдиалита из Гренландии обнаружена слабая α -активность [83]. О других микропримесях см. [6, 22, 56, 59, 76—81, 84].

В хибинских эвдиалитах постоянно обнаруживаются повышенные количества углеводородных газов (главным образом во вторичных вакуолях), отличающихся от газов в сосуществующем нефелине более высоким содержанием тяжелых углеводородов и водорода [85]. В некоторых образцах эвдиалита обнаружен избыточный Ag⁴⁰ [86]; допускается [87] образование избыточного Ag⁴⁰ за счет K⁴⁰.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	15,82	11,63	14,06	13,75	13,30	11,35	9,20	12,10	9,47
K ₂ O	0,43	1,10	1,39	0,33	—	0,96	3,80	0,49	1,35
MgO	сл.	0,27	0,24	—	—	—	0,90	0,19	0,35
CaO	7,01	15,04	11,18	10,86	12,29	15,87	11,87	11,13	9,93
SrO	1,42	—	0,47	—	—	—	0,69	—	—
MnO	1,64	0,82	0,60	1,34	0,28	0,78	0,43	3,50	4,58
FeO	3,57	3,70	5,32	6,08	5,01	4,10	4,50	4,04	1,22
Al ₂ O ₃	—	—	0,07	—	—	—	2,09	0,60	2,72
Fe ₂ O ₃	0,78	0,96	0,50	—	—	0,76	4,75	0,85	1,47
TR ₂ O ₃	2,29	—	0,37	2,56	0,52	0,09	0,20	2,00	1,16
SiO ₂	49,16	50,88	50,14	48,62	49,43	49,73	49,10	48,37	49,44
TiO ₂	0,72	1,13	0,46	0,19	1,51	0,50	0,45	0,18	—
ZrO ₂	14,17	12,23	11,83	13,98	15,30	12,33	9,10	12,10	11,62
Nb ₂ O ₅	0,32	0,61	0,11	0,16	—	0,83	0,08	1,60	1,43
Ta ₂ O ₅									
Cl	2,19	0,62	1,82	0,93	1,66	0,82	1,68	0,37	0,92
H ₂ O ⁺	1,26	1,45	1,07	1,63	1,05	1,99	1,31	—	2,97
H ₂ O ⁻									
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	2,66	—
Сумма	100,78	100,44	99,79*	100,43	100,35	100,40	100,17	100,34	100,24
—O=Cl ₂	0,49	0,14	0,41	0,20	0,37	0,20	0,37	0,08	0,20
	100,29	100,30	99,38	100,23	99,98	100,20	99,80	100,26	100,04
Уд. в.	2,82	2,855	2,87	2,93	2,84—2,88	2,86	2,83	—	2,79
n _o	—	1,606	1,602	1,612	1,604	1,601—1,603	1,601	1,628	1,599
n _e	—	1,603	1,605	1,613	1,604	1,603—1,607	1,604	1,623	1,602
Опт. знак	+	—	+	+	(±)	+	+	—	+

* В том числе S — 0,04.

1 — из эвдиалитов горы Вагербед, Ловозерский массив, анал. Владимирова [73]; 2 — Турый мыс (Кольский п-ов), анал. Назаренко [88]; 3 — из ийолит-уртитов штольни Матерьяльная, гора Юкспор, Хибинский массив, анал. Гороценко [67] (на этом материале расшифрована структура эвдиалита: $a_h = 14,252$, $c_h = 30,018$ Å [13]); 4 — Кангердлуарссук, массив Илимаусак, анал. Куниц [89]; 5 — долина р. Лявойок, Хибинский массив, анал. Борнеман-Старынкевич [4]; 6 — из фенитов Турьего мыса, анал. Исаева [54]; 7 — из ийолит-уртитов горы Кукисвумчорр, Хибинский массив, анал. Катаева [11]; 8 — долина р. Татарки (Красноярский край), анал. Кухарчик [90]; 9 — из альбититов в фойятах, гора Большой Ньюорпахк, Хибинский массив, анал. Разина [11].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N ₂ O	7,47	13,26	11,49	9,99	11,50	13,19	11,57	2,29	3,60
K ₂ O	0,46	0,53	0,00	0,53	0,55	0,51	0,63	1,09	6,38
MgO	сл.	0,24	0,00	0,17	сл.	0,08	—	0,28	0,36
CaO	10,96	5,83	8,27	8,32	7,92	7,63	8,30	11,25	11,58
SrO	—	—	—	0,64	0,61	—	0,70	0,43	1,17
BaO	0,48	—	—	—	—	—	—	1,16	—
MnO	10,78	11,05	2,34	7,02	5,92	2,69	7,00	1,44	1,36
FeO	—	3,20	3,79	0,94	2,53	2,92	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,82	—	0,00	0,49	0,54	—	—	0,45	1,02
Fe ₂ O ₃	1,88*	—	2,74	3,29	1,56	—	3,00*	0,55*	—
TR ₂ O ₃	0,80	2,95	4,72	4,64	5,36	6,87**	8,20	4,85	0,35
SiO ₂	46,02	46,76	48,00	45,73	46,48	47,85	43,40	52,23	51,85
TiO ₂	1,02	0,74	1,42	0,08	0,16	0,11	4,00***	1,26	0,36
ZrO ₂	10,99	12,86	15,14	13,62	12,50	13,39	12,40	11,73	12,71
Nb ₂ O ₅	3,68	0,28	0,68	2,02	2,33	1,22	—	0,10	0,50
Ta ₂ O ₅	—	—	—	0,14	0,12	—	—	—	—
F	—	—	—	0,07	—	0,32	0,00	—	—
Cl	0,72	1,07	не обн.	0,06	не обн.	0,43	2,00	1,80	2,01
H ₂ O ⁺	2,47	1,84	1,94	2,80	2,07	2,64	—	7,93	4,09
H ₂ O ⁻	0,23			0,20	0,12				
Сумма	99,78	100,61	(100,53)	100,75	100,27	99,85	101,20	(100,37)	(97,34)
—O = Cl ₂ + F ₂	0,16	0,24	—	0,04	—	0,23	0,46	0,41	0,44
	99,62	100,37	—	100,71	—	99,62	100,74	99,96	96,90
Уд. в.	2,87	3,08	2,92	3,016	3,03	—	3,07	2,62	2,74
n _D	1,652	1,630	1,612	1,635	1,630	1,617	1,650	1,567—	1,602
							1,605		
n _e	1,640	1,624	1,622	1,629	1,622	1,621	1,648	1,572—	1,594
							1,608		
Опт. знак	—	—	+	±	—	+	—	+	—

* Все железо показано в виде Fe₂O₃; рассчитанные содержания FeO в хим. анализах 10, 16, 17 составляют соответственно: 1,69, 2,70 и 0,49. ** В том числе Y₂O₃ — 3,90. *** TiO₂ + (Nb, Ta)₂O₅.

10 — оксидэвдиалит из содалитовой жилы в фойянтах, долина р. Вуоннемийок, Хибинский массив, анал. Казакова [11]; 11 — о-в Рума, архипелаг о-вов Лос (Гвинея), анал. Кунц [89]; 12 — из альбититов массива Бурпала (Северное Прибайкалье), анал. Сголярова, в оригинале сумма 100,67 [91]; 13—14 — Средне-Татарский массив, Енисейский кряж, анал. Бурова [44]; 15 — Норра-Кэр (Швеция), анал. Мауделус [5]; 16 — из рихсчорритов горы Рихсчорр, Хибинский массив, анал. Молева [17]; 17 — гидрозвдиалит, Инглинский массив (Южная Якутия), анал. Катаева, в оригинале сумма 99,77 [69]; 18 — водно-кальневый «звколит» из рихсчорритов горы Поачвумчорр, Хибинский массив, анал. Катаева, в оригинале сумма 100,84 [11].

См. также сводки хим. анализов эвдиалитов из различных месторождений [2, 3, 6, 19—22, 45, 50, 92] и отдельные анализы [8—10, 41, 56, 58, 63, 71, 77, 93—100].

Диагн. исп. Легко растворяется в разбавленных HCl, H₂SO₄, уксусной и щавелевой кислотах с выделением осадка кремнезема [2]; рН суспензии в воде 9,35—9,45 [101].

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется широкий эндотермический прогиб при 50—160° (удаление низкотемпературной воды) и экзотермический подъем при 820—960° (разрушение минерала) [21]. При нагревании до 400° эвдиалита из Гренландии его двупреломление уменьшается, но при охлаждении восстанавливается или даже увеличивается [35]. При нагревании эвдиалита наблюдалось изменение оптического знака [14, 102].

Наход. Типоморфный аксессуарный минерал щелочных пород и пегматитов. Встречается также в связанных с щелочными породами фенитах, ортоклазитах и альбититах. Значительные скопления образует только в агпаитовых нефелиновых сиенитах. Обычно ассоциируется с K-Na-полевым шпатом,

нефелином, эгирином, арфведсонитом, энигматитом, лампрофиллитом, астрофиллитом, ринкитом и другими более редкими минералами щелочного комплекса.

В меланократовых агпаитовых нефелиновых сиенитах широко распространен в Ловозерском массиве на Кольском п-ове и массиве Илимаусак в Юго-Западной Гренландии. В Ловозерском массиве постоянно присутствует в породах дифференцированного комплекса, луавритах и залегающих во всех этих породах пегматитах [2, 10, 45, 64, 73, 103]; в жильных разностях эвдиалитовых луавритов и эвдиалититах содержание эвдиалита до 70—90% [4, 104]; ассоциируется с мурманитом, ломоносовитом, лампрофиллитом, рамзанитом, лопаритом. В массиве Илимаусак до 12% эвдиалита содержится в науяитах, до 14% — в луавритах и до 20—40% — в какортокитах [59]; характерна ассоциация эвдиалита с ринкитом, энигматитом, астрофиллитом, содалитом, нептунитом, эпистолитом, полилитионитом, стенструпином, науяказитом, рамзанитом, шизолитом [14, 18, 35, 56, 59, 102, 105]. В обоих массивах широко распространен эвдиалит, обогащенный щелочами и хлором. В сходных породах эвдиалит обнаружен на о-ве Рума в архипелаге Лос (Гвинея) [39, 106], в Уосо (шт. Висконсин, США) [107], в районе Пиландсберга (Трансвааль, ЮАР) [108], в Каргоур-Ибрагим на юго-западном побережье Ливии [109], в луавритовых дайках Кокшаровского массива (Южное Приморье) [110]. В двух обломках агпаитового меланократового сиенита в ассоциации с ортоклазом, нефелином, эгирином, канкринитом, волластонитом, апатитом, титанитом и пирротинитом эвдиалит обнаружен на склоне конуса действующего карбонатитового вулкана Олдойнио-Ленгаи в Танзании [111]. В нефелиновых сиенитах нормального ряда и в пегматитах эвдиалит встречается в ассоциации с энигматитом, астрофиллитом, ринкитом, титанитом, апатитом, ильменитом, бритолином, ловенитом, розенбушитом. Широко распространен в хибинитах, фойяитах и пойкилитовых нефелиновых сиенитах (рисчорритах) Хибинского массива нефелиновых сиенитов [2, 4, 8, 42, 58, 61, 112], в фойяитах и содалитовых пойкилитовых нефелиновых сиенитах Ловозерского массива [2, 4, 10, 45, 73, 103] на Кольском п-ове, в фойяитах и содалитовых фойяитах массива Илимаусак (Гренландия) [14, 18, 56, 59, 105], в фойяитах района Пиландсберга (Трансвааль) [108], в нефелиновых сиенитах о-ва Нуси-Комба (Мадагаскар) [36, 106], Памп-Стейн-Хилс, шт. Техас (США) [113], о-ва Рума в архипелаге Лос (Гвинея) [40, 106, 114], о-вов Лангезундфиорда (Норвегия) [19], Бу-Агра в горах Высокий Атлас (Марокко) [115], массива Безавонэ (Мадагаскар) [106], в Кийском и в Средне-Татарском массивах (Красноярский край) [44, 90, 116], массиве Томтор (Северная Якутия) [63], на Земле Королевы Мод (Антарктида) [99], в гренаитах района Норра-Кер (Южная Швеция) [5]. Эвдиалит установлен также в альбитизированных нефелиновых сиенитах (типа мариуполита) Берикольского массива и массива Дедова гора (Кузнецкий Алатау) [117], в альбитизированных нефелиновых сиенитах массива Бурпала (Северное Прибайкалье) [79, 91], в альбитизированных зонах массивов Ыллымах и Гольца Стрелка (Центральный Алдан) [118]. В жильных и изверженных фациях нефелиновых сиенитов эвдиалит встречается в фонолитах Джсбель-Феззана (Ливия) [40], о-ва Рум (Гвинея) [40], Апача, шт. Техас (США) [37]; в тингуантах Каргоур-Ибрагим (Ливия) [109], Кокшарского массива (Южное Приморье) [119], в жильных эгириновых нефелиновых сиенитах массивов Оди-хинга [100, 120] и Оегинча [120] на северной окраине Сибирской платформы. В нефелин-сиенитовых пегматитах эвдиалит встречается также в Коргердабинском массиве, нагорье Сангилен (Юго-Восточная Тува) [94], на Турьем мысу (Кольский п-ов) [88], в Магнет-Коув, шт. Арканзас (США) [20], Биапоу-Маунтинс, шт. Монтана (США) [121], в экзоконтактах Дугдинского массива в верховьях Енисея [96]. В ассоциации с лампрофиллитом, мурманитом, рамзанитом и апатитом эвдиалит установлен в эгирин-арфведсонит-полевошпатовых пегматитах, секущих дунитовое ядро Кондерского массива (Алдан) [122]; в ассоциации с ринкитом и велеритом — в пегматитах Бий-Хемского

массива; с эгирином, велеритом и цирконом — в пегматитах, залегающих в габбро-сиените хребта Кадыр-Таг (Восточный Саян) [123]; с бритолином, цирконом, меланитом и флюоритом — в пегматитах Есильского массива (Северный Казахстан) [124]; с меланоцеритом, лейкофаном, кальциевым сейдозеритом и литиевым биотитом — в альбитизированных пегматитах и альбититах массива Бурпала [91]. При взаимодействии нефелин-сиенитовой магмы с контрастными по составу породами возникают еще более специфические ассоциации. Так, в Инаглинском массиве (Центральный Алдан, Якутия) в пегматитах, залегающих в дунитах, эвдиалит ассоциируется с лейкофенитом, рамзаитом, батиситом, иннэлитом и торитом [69, 118]. В Милер-Маунтинс, шт. Техас (США) и Отеро, шт. Нью-Мексико (США), где нефелин-сиенитовые и нефелин-анальцим-сиенитовые порфиры прорывают известняки, эвдиалит ассоциируется с цеолитами и кальциевыми контактово-метасоматическими минералами [113, 125].

В породах мельтейгит-уртитового ряда и связанных с ними пегматитах эвдиалит встречается в Хибинском [2, 4, 67, 93, 126] и Ловозерском [2, 4, 73] массивах, в жильных малиньтах и ийолитах Турьего мыса [54, 88], в ийолитуртитах на Енисейском кряже [116]. В изверженных аналогах уртитов, нефелиновых базальтах района Хобарт (Гасмания), эвдиалит ассоциируется с оливином, эгирин-авгитом, нефелином, содалитом, апатитом, магнетитом и перовскитом [127]. В пространственной связи с ультраосновными щелочными породами находится эвдиалит карбонатитов Ковдора (Кольский п-ов) [77]. В щелочных сиенитах без нефелина эвдиалит встречается в Таласском хр. (Средняя Азия) [98], в эгирин-диопсидовых сиенитах в Гулинской интрузии Маймеча-Котуйского комплекса (Якутия) [128], в пуласкитах массива Илимаусак (Гренландия) [105], в сиенитах Понтик-Каунти, Квебек (Канада) [129], Кипава-Лейк (Квебек) [116] и Сил-Лэйк (Лабрадор, Канада) [129], Дун-Кельдык-Сая (Восточный Памир) [130]; в ассоциации с альбитом, пектолитом, апатитом и клиноцоизитом в эгириновом сиените о-ва Иваки (Япония) [131]. В ассоциации с кварцем эвдиалит находится в некоторых кварцевых сиенитах и щелочных гранитах; в ассоциации с эльпидитом, эпидидимитом и нептунитом — в эгирин-полевошпатовых пегматитах с кварцем, контактирующих с ксенолитами песчаников среди авгитовых сиенитов Нарсарсука (Гренландия) [14, 105, 132]; в ассоциации с альбитом, титанитом, торитом и титаномagnetитом — в эгирин-полевошпатовых пегматитах с кварцем, генетически связанных с кварцсодержащими пуласкитами в Сыннырском массиве (Северное Прибайкалье), хотя в нефелиновых сиенитах этого массива эвдиалит не обнаружен [97]. В массиве Дара-Пиоз (Северный Таджикистан) в пегматитах среди кварцевых сиенитов эвдиалит встречается в кварц-полевошпатовых блоковых зонах в ассоциации с титанитом, бетафитом, ридмерджеритом, стиллуэллитом, эканитом, торитом, полилитнионитом, шизолитом, нептунитом, апатитом и флюоритом [22].

Распространен в высокотемпературных контактово-метасоматических образованиях: фенитах и твейтозитах экзоконтактового ореола Ловозерского массива (в ассоциации с лампрофиллитом, нептунитом, рамзаитом, пектолитом, мурманитом, ринкитом) [70, 71, 73, 133], в фенитизированных песчаниках Турьего мыса — с нарсарсукиком [54], в альбит-эгириновых с канкринитом прожилках в фенитах Ковдорского массива [54]. В замещенных пектолитом и эгирином гранат-воластонитовых и диопсид-воластонитовых скарнах на контакте кварцевых сиенитов с известняками ассоциируется с титанитом и нептунитом, месторождение Барнавей, Ирландия [36]. Известен в апофиллитовых жилах горы Юкспор (Хибинский массив) с натролитом [134].

Изм. В низкотемпературную гидротермальную стадию замещается катаплетом, ловозеритом, реже цирконом [10, 18, 135]. Описаны случаи замещения эвдиалита эльпидитом [14, 73, 110], власовитом [70, 133], велеритом [10, 70, 123], нептунитом [18, 73], монацитом [18]. Отмечено замещение малиновобурого эвдиалита медово-желтым, обогащенным иногда TR, Mп или Nb и Та [17, 18, 44, 67, 102, 105, 136]. В ходе постмагматических процессов (воз-

можно и при гипергенезе) происходит окисление Mn^{2+} , Fe^{2+} и гидратация эвдиалита с образованием гидроэвдиалита, густоокрашенного оксидэвдиалита [10] и водно-калиевого эвдиалита [11]. В полиминеральных псевдоморфозах по эвдиалиту из пегматитов массива Илимаусак обнаружены катаплект, эгирин, нептунит, монацит, бритолит, шизолит, белая и бурая слюдка, анальцит, натролит и флюорит [102], циркон, эльпидит, нарсарсукит, эгирин и цеолиты [14, 132]. В пегматитах Лангезундфиорда (Норвегия) [19] встречаются псевдоморфозы по эвдиалиту, сложенные бурой слюдкой, хлоритом, эгирином и флюоритом; в пегматитах массивных уртитов гор Юксפור и Кукисвумчорр (Хибинский массив) — псевдоморфозы вадеита, эгирина, лепидомелана, натролита и джерфишерита [137]; в эгирин-рибекитовых щелочных гранитах (так называемых, фазибитикитах, содержащих до 20% кварца) вблизи деревни Амфазибитика (Мадагаскар) [41] — псевдоморфозы кварца и циркона в ассоциации с пирохлором и галенитом. При гипергенном изменении эвдиалита образуется цирфесит [138], цирсит и калиевый цирсит [67], представляющие, по-видимому, смеси недостаточно исследованных окислов и гидроокислов Zr, Fe, Si и TR. Группа редких земель при этом существенно обедняется тяжелыми элементами и Ce; вынос Ce объясняется переходом его в более подвижный в растворах Ce^{4+} [139].

Искусств. Эвдиалит синтезирован [140] из смеси $6SiO_2 + ZrO_2 + 6Na_2CO_3 + CaCO_3 + FeCl_2 + 4H_2O$ с Na_2SiF_6 или K_2SiF_6 в интервале температур 450—550° при давлении паров воды 85—700 kg/cm^2 . Образование эвдиалита происходило только в сильнощелочной среде (при избытке Na_2CO_3), в парах воды, при значительном преобладании Na над Al, в присутствии Ca и Cl (в менее щелочной среде и при меньшем избытке Na по отношению к Al кристаллизуется циркон); в присутствии F кристаллизация идет быстрее (получены изотропные или слабо анизотропные гексагональные пластинки эвдиалита с $n = 1,592$).

Практ. знач. Может быть использован для получения циркония [141].

Отл. Эвдиалит часто принимают за гранат [124]. Отличается от него по форме кристаллов, меньшей твердостью, хрупкостью, более низкими показателями преломления, легкой разлагаемостью в кислотах.

Межплоскостные расстояния эвдиалита из Хибинского массива [67]*

Cu-излучение, $D = 65,8$ мм

<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>
104	3	6,43	413	6	2,598	1	1,624	1	1,215
202, 113	3	5,76	0.0.12	2	2,508	9	1,605	3	1,187
	1	4,78	330, 241	4	2,380	3	1,567	2	1,176
205	5	4,33	426	1	2,326	2	1,543	4	1,1617
300	3	4,122	243	2	2,266	2	1,512	4	1,1395
214	1	3,965		8 p.	2,155	4	1,488	5	1,1174
303	2	3,798		4	2,060	2	1,458	1	1,1024
220	4	3,559		6	1,984	4	1,428	1	1,0890
131	1	3,421		1	1,937	4	1,405	5	1,0762
223, 132	1	3,333		1	1,904	9	1,372	1	1,0637
306	7	3,213		8	1,839	9	1,350	1	1,0480
134	7	3,163		9	1,784	1	1,331	3	1,0360
402	4	3,032		9	1,764	2	1,269	6	1,0236
315	9	2,980		5	1,709	3	1,251	2	1,0140
404, 231	10	2,859		5	1,676	1	1,230	4	0,9915
410	5	2,698		4	1,645				

* Оригинал хим. анализа 3, на котором была расшифрована структура [13].

Л и т е р а т у р а

1. Zachariassen W. H. Zbl. Min., 1930, A, 315.
2. Костылева Е. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1929, вып. 3, 169; Костылева Е. Е. Цирконо-силикаты. Минералогия Союза. Сер. А, Изд-во АН СССР, 1936, вып. 6, 6 (сводка всех предшествующих данных).
3. Фекличев В. Г. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 121.
4. Костылева Е. Е. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л.; Изд-во АН СССР, 1937, 289.
5. Adamson O. J. Geol. Fögr. Förhandl., 1944, 66, N 2, N 437, 113.
6. Борнеман-Старынкевич И. Д. В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975, 187.
7. Кузнецов Е. А., Алехин Ю. В. Вестн. Моск. ун-та, 1966, № 1, 19.
8. Дорфман М. Д., Илюхин В. В., Бурова Т. А. ДАН СССР, 1963, 153, № 5, 1164; Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 219.
9. Боруцкий Б. Е., Органова Н. И., Рудницкая Е. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 4, 451.
10. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 149.
11. Фекличев В. Г., Разина И. С., Катаева З. Т. В кн.: Экспериментально-методические исследования рудных минералов. М.: Наука, 1965, 188.
12. Giuseppetti G., Mazzi F., Tadini C. Rend. Soc. min. Ital., 1970, 26, Fasc., 856; Tschermin. min., petr. Mitt., 1971, 16, 105.
13. Гольшев В. М., Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллография, 1971, 16, вып. 1, 93; Там же, 1972, 17, вып. 6, 1119.
14. Bøggild O. V. Mineralogia Groenlandica. Kjobenhaun, 1905, 494; Medd. Grønland, 1953, 149, N 3, 245.
15. Gossner B., Mussgrug F. Zbl. Min., 1930, A, 81; Gossner B. Zbl. Min., 1930, A, 449.
16. Edgar A. D., Blackburn C. E. Canad. Min., 11, pt 2, 554.
17. Анненкова Г. А., Молева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 201.
18. Danø M., Sørensen H. Medd. Grønland, 1959, 162, N 5, 1.
19. Brogger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 498.
20. Williams J. F. Ann. Rep. Geol. Surv. Arkansas, 1890, 2, 238—247, 257—258.
21. Халезова Е. Б. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, 2, 348.
22. Хомяков А. П., Дусматов В. Д., Черепицкая Г. Е. ДАН СССР, 1975, 224, № 5, 1159.
23. Weigel O., Habich G. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 57, A, 46.
24. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 2, 89.
25. Дудкин О. Б. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1967, вып. 5, 169.
26. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 138.
27. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
28. Боровик С. А. В кн.: Акад. Д. С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 653.
29. Грум-Гржимайло С. В., Толстухина К. И., Рудницкая Е. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 449.
30. Уклонский А. С. ДАН СССР, 1941, 32, № 3, 210.
31. Никитин К. К., Алян Г. Л. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР. Госгеолтехиздат, 1962, № 5—6 (39—40), 65.
32. Бондаренко А. Т. Изв. АН СССР. Физика земли, 1972, № 4, 103.
33. Миккульская Е. К. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
34. Божий Г. Б., Плюснина И. И. Научн. докл. высш. школы. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 3, 116.
35. Ussing N. V. Medd. Grønland, 1898 (1894), 14, 145.
36. Nockolds S. R. Min. Mag., 1950, 29, N 208, 27.
37. Osann A. Tschermin. min., petr. Mitt., 1896, 15, N 5-6, 394.
38. Lacroix A. Nouv. arch. Museum d'histoire naturelle. 1902, ser. 4, 4, f. 1, 41; f. 2 169.
39. Lacroix A. C. R., Paris, 1906, 142, N 12, 681.
40. Bordet P., Freulon J. M., Lefranc J. P. Bull. Soc. fr. min., crist., 1955, 78, N 7—9, 425.
41. Lacroix A. C. R., Paris. 1915, 161, N 10, 253.
42. Ожгинский И. С. В кн.: Хибинские апатиты. Госхимтехиздат, 1933, № 6, 108; Зап. Мин. об-ва. Сер. 2, 1935, 64, вып. 2, 355.
43. Ramsay W. N. Jb. Min., 1893, B.-Bd. 8, A, 722.
44. Свейникова Е. В., Бурова Т. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 187.
45. Буссен И. В., Рогачев Д. Л. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1967, вып. 5, 194.
46. Groth P. Tabellarische Übersicht der Mineralien nach ihren Kry-tallographisch-chemischenbeziehungen Braunschweig, 1889, 160.
47. Rammelsberg C. F. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, 1886, 38, 441.
48. Zambonini F. Riv. min., crist. Ital., Padova. 1916, 45, 157.
49. Machatschki F. Zbl. Min., 1930, A, 360.
50. Фекличев В. Г. В кн.: Экспериментально-методические исследования рудных минералов. М.: Наука, 1965, 195.
51. Боровский И. Б., Блохин М. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 1, 185.
52. Костылева Е. Е. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39, 41.

53. Герасимовский В. И., Шевалеевский И. Д. Геохимия, 1957, № 8, 696; Герасимовский В. И., Тузова А. М., Шевалеевский И. Д. Геохимия, 1962, № 6, 501.
54. 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 полуострова и Северной Карелии. Л.: Недра, 1965, 423.
55. Бородин Л. С. ДАН СССР, 1955, 103, вып. 5, 865.
56. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969, 72.
57. Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М. Геохимия, 1957, № 5, 417.
58. Варшал Г. М., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. В кн.: Методы химического анализа и химический состав минералов. М.: Наука, 1967, 89.
59. Герасимовский В. И. Геохимия Илимаусакского щелочного массива. М.: Наука, 1969, 68.
60. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 207.
61. Боруцкий Б. Е., Варшал Г. М., Павлуцкая В. И., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975, 221.
62. Швей И. В. Минеральное сырье, 1962, вып. 4, 25; Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 15, 54.
63. Хомяков А. П. Минералогические исследования, 1972, вып. 2, 37.
64. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Геохимия, 1960, № 2, 121.
65. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
66. Хомяков А. П., Семенов Е. И. Минералогические исследования, 1972, вып. 2, 40.
67. Дорфман М. Д. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 146; Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитак горы Юкспор Хибинского массива. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962, 38.
68. Бородин Л. С. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 16; там же, 1962, вып. 9, 94.
69. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.
70. Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 125.
71. Тихоненков Ю. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 15.
72. Балашов Ю. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 113.
73. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 301.
74. Костецкая Е. В. Геохимия, 1961, № 11, 988.
75. Успенская Е. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск, 1959, вып. 1, 149.
76. Когарко Л. Н., Гуляева Л. А. Геохимия, 1965, № 8, 1011.
77. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 223.
78. Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 123.
79. Архангельская В. В., Андреев Г. В., Гинзбург А. И., Портнов А. М. Геология месторождений редких элементов, 1968, вып. 32, 107.
80. Кухаренко А. А., Клер М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 520.
81. Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. Геохимия, 1963, № 1, 30.
82. Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М.: Наука, 1970, 60.
83. Grosse A. V. J. Am. Chem. Soc., 1934, 56, 1922.
84. Шилин Л. Л., Царева Л. П. Геохимия, 1957, № 4, 325.
85. Петерсилье И. А., Прохурякова Е. Б. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, 78; Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород. Л.: Наука, 1967, 38.
86. Морозова И. М., Ашкинадзе Г. Ш. Миграция атомов редких газов в минералах. М.: Наука, 1971, 106.
87. Галимов Э. М. Геохимия, 1972, № 12, 1608.
88. Бородин Л. С., Назаренко И. И. ДАН СССР, 1957, № 2, 318.
89. Kunitz W. N. Jb. Min., 1936, V.—Vd. 70, A, 385.
90. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 199.
91. Портнов А. М. Геохимия, 1964, № 9, 960.
92. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970, 231.
93. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л.: Наука, 1964, 162.
94. Яшина Р. М. ДАН СССР, 1959, 129, № 3, 650.
95. Бузова Т. А. Тр. Кольской базы АН СССР, 1936, вып. 2, 28.
96. Кудрина М. А., Кудрин В. С., Сидоренко Г. А., Дорофеева К. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 244.
97. Кравченко С. М., Проценко Е. Г. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 291.
98. Козлова П. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 144.
99. Соловьев Д. С. В кн.: Антарктика. Докл. комиссии. М.: Наука, 1965, вып. 5, 39.
100. Моор Г. Г. Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1958, вып. 8, 34.
101. Маришак Ф. Коллоидный журн., 1950, 12, вып. 1, 41
102. Sørensen H. Medd. Grønland, 1962, 167, N 1, 221.
103. Герасимовский В. И. Тр. ИГН АН СССР, 1939, вып. 18, 1; Буссен И. В. В кн.: Материалы

- по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Наука, 1962, вып. 2, 61; *Елисеев Н. А.* Зап. Мин. об-ва, 1940, 69, вып. 4, 494; *Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А.* Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966, 95.
104. *Герасимовский В. И.* Сов. геология, 1946, № 10, 81.
 105. *Ussing N. V.* Medd. Grønland, 1912, 38, 1; *Sørensen H.* Medd. Grønland, 1967, 181, N 4; *Ferguson J.* Medd. Grønland, 1964, 172, N 4, 53.
 106. *Lacroix A.* Mineralogie de Madagascar, 1922, 1, 588.
 107. *Stobbe H., Murray E. G.* Am. Min., 1956, 41, N 11-12, 932.
 108. *Brouwer H. A. J.* of Geology, Chicago, 1917, 25, N 8, 741.
 109. *Willmann K. N.* Jb. Min., 1937, V.-Bd. 72, A, 369.
 110. *Залищак Б. Л., Кизюра В. Е.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 291; *Залищак Б. Л.* Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969, 55.
 111. *Dawson J. V.* Min. Mag., 1971, 38, N 295, 385.
 112. *Тихоненков И. П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 32; *Галахов А. В.* В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 165; *Слепнев Ю. С.* Геохимия, 1957, вып. 5, 408; *Слепнев Ю. С.* Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 95 и 131; *Барабанов В. Ф.* ДАН СССР, 1957, 114, вып. 4, 876.
 113. *Huang W. T.* Canad. Min., 1959, 6, pt 3, 399.
 114. *Lacroix A.* Nouv. Arch. Museum d'histoire naturelle, 1911, 3, ser. 5, 29.
 115. *Jeremine E. C. R., Paris,* 1950, N 1, 110.
 116. *Самойлова Н. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76, 143.
 117. *Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968, 105.
 118. *Кравченко С. М., Власова Е. В.* ДАН СССР, 1959, 123, № 5, 1046.
 119. *Руб М. Г., Левицкий В. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76, 99.
 120. *Моор Г. Г.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, вып. 8, 45.
 121. *Recora W. T.* Am. Min., 1942, 27, N 6, 397.
 122. *Андреев Г. В.* Тр. Бурятск. комплексн. научно-исслед. ин-та. Сер. геол., 1961, вып. 7, 86.
 123. *Тихоненков И. П., Казакова М. Е.* Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 9, 83.
 124. *Нурлыбаев А. Н.* Тр. ИГН АН КазССР, 1971, 31, 108.
 125. *Slaibagh S. E.* Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, N 12, 1879.
 126. *Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И.* Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970, 133.
 127. *Raul F. P.* Tscherm. min. petr. Mitt., 1906, 25, 269.
 128. *Бутакова Е. Л.* Тр. Ин-та геологии Арктики, 1956, 89, 201.
 129. *Hicks W. D.* Canad. Min., 1958, 6, pt 2, 297.
 130. *Дмитриев Э. А.* ДАН ТаджССР, 1961, 4, № 3, 29.
 131. *Taneda S.* Japanese J. geol., geogr., 1952, 22, 235.
 132. *Flink G.* Medd. Grønland, 1898, 14, 221; Medd. Grønland, 1901 (1899), 24, 1; *Gordon S. G.* Acad. Natur. Sci., Philadelphia Proc., 1924, 76, 249.
 133. *Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е.* ДАН СССР, 1961, 137, № 4, 944.
 134. *Барабанов В. Ф.* В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 177.
 135. *Герасимовский В. И.* Производительные силы Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1940, 1, 67.
 136. *Foshag W. F.* Am. Min., 1923, 8, N 4, 70.
 137. *Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В.* Минералогия Хибинского щелочного массива. М.: Наука, 1978, 2, 298.
 138. *Костылева Е. Е.* ДАН СССР, 1945, 48, № 7, 531.
 139. *Балашов Ю. А., Дорфман М. Д., Туранская Н. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 205.
 140. *Christophe-Michel-Levy M.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1961, 84, N 3, 265.
 141. *Башилов И. Я.* В кн.: Хибинские редкие элементы и пирротины. Госхимтехиздат, 1933, 5, 153; *Перушкин С. А.* Редкие металлы, 1935, № 2, 27; *Фишман М. А., Соболев Д. С.* Практика обогащения руд и цветных и редких металлов. Госгортехиздат, 1963, 4, 425.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Для структур силикатов, описанных в этом разделе, характерны непрерывные простые кремнекислородные цепочки, различающиеся по числу SiO_4 -тетраэдров на период идентичности вдоль цепочки. Соответственно кремнекислородные радикалы имеют состав (в скобках — число групп SiO_4 на один период идентичности): $\text{Si}_2\text{O}_6(2)$, $\text{Si}_3\text{O}_9(3)$, $\text{Si}_4\text{O}_{12}(4)$, $\text{Si}_5\text{O}_{15}(5)$, $\text{Si}_6\text{O}_{18}(6)$, $\text{Si}_7\text{O}_{21}(7)$, $\text{Si}_9\text{O}_{27}(9)$, $\text{Si}_{12}\text{O}_{36}(12)$.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ СДВОЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа пироксенов

Моноклинные пироксены

Магнезиально-железистые моноклинные пироксены

Группа *клиноэнстатита*

Клиноэнстатит	$\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Клинобронзит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Клиногиперстен	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Клиноэвлит	
Клиноферросилит	
Пижонит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Канонит	$\text{MnMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Кальциевые моноклинные пироксены

Группа *авгита*

Авгит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Геденбергит	$\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Фассаит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Йохансенит	$\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Натриевые и натриево-кальциевые моноклинные пироксены

Группа *эгирина*

Эгирин	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-диопсид	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-геденбергит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Жадеит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Омфациит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Юриит	$\text{NaCr}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Литиевые моноклинные пироксены

Сподумен	$\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
----------	--------------------------------------

Ромбические пироксены

Магнезиально-железистые ромбические пироксены

Группа *энстатита*

Энстатит	$\text{MgMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Бронзит	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Гиперстен	$\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Феррогиперстен	$\text{Fe}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эвлит	$\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Ферросилит	$\text{FeFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
<i>Структура типа рамзаита</i>	
Рамзаит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{O}_3$
<i>Структура типа шаттукита</i>	
Шаттукит	$\text{Cu}_5[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})_2$
<i>Структура типа карфолита</i>	
Группа карфолита	
Карфолит	$\text{MnAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_4$
Феррокарфолит	$\text{FeAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_4$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ТРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

<i>Структура типа волластонита</i>	
Группа волластонита	
Волластонит	$\beta\text{-Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Бустамит	$\text{Ca}_3\text{Mn}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2$
Пектолит	$\text{NaHCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Серандит	$\text{NaH}(\text{Mn}, \text{Ca})_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Фошагит	$\text{Ca}_4[\text{Si}_3\text{O}_9](\text{OH})_2$
<i>Структура типа майзерита</i>	
Майзерит	$\text{KCa}_5[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{Si}_6\text{O}_{15}](\text{OH}) \text{ F}$
<i>Структура типа розенханита</i>	
Розенханит	$\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})_2]$
<i>Структура типа соренсента</i>	
Соренсент	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

<i>Структура типа краускоффита</i>	
Краускоффит	$\text{Ba}_2[\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH}_4)] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ПЯТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

<i>Структура типа родонита</i>	
Группа родонита	
Родонит	$\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$
Бабингтонит	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$
Намбулит	$(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ШЕСТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

<i>Структура типа гейдоннеита</i>	
Гейдоннеит	$\text{Na}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа стокезита</i>	
Стокезит	$\text{Ca}_2\text{Sn}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа энigmatита</i>	
Группа энigmatита	
Энigmatит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Рёнит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}]$
Криновит	$\text{Na}_2\text{Mg}_4\text{Cr}_2^{3+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Велшит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{16}]$
Серендибит *	$\text{Ca}_2\text{M}_6\text{O}_2\text{T}_6\text{O}_{18}$; $\text{M} = (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})$, $\text{T} = (\text{Si}, \text{Al}, \text{B})$
Сапфирин	$(\text{Mg}, \text{Al})_7(\text{Mg}, \text{Al})\text{O}_2[(\text{Al}, \text{Si})_6\text{O}_{18}]$
[Суринамит]	$(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_2(\text{O}, \text{OH})_8$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ СЕМИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа пироксмангита

Группа пироксмангита

Пироксмангит $(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_6[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$

Пироксферроит $(\text{Fe}, \text{Ca})_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа аламосита

Аламосит $\text{Pb}_{12}[\text{Si}_{12}\text{O}_{36}]$

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ СДВОЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ПИРОКСЕНОВ

Название пироксенов (pyroxenes) происходит от греч. πῦρ (пир) — огонь и ξενος (ксенос) — чуждый (Аюи, 1799) — по ошибочному представлению, что эти минералы не могут быть магматического образования.

Общая формула пироксенов $\text{XY}[\text{Z}_2\text{O}_6]$, где X — Mg, Fe²⁺, Ca, Mn²⁺, Na, Li (редко Zn, K); Y — Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Ti⁴⁺ (редко Ti³⁺, Zr, V); Z—Si, Al (редко Fe³⁺, Ti³⁺, Ti⁴⁺). Структурная формула M(2)M(1)[T₂O₆].

Различают моноклинные пироксены и ромбические пироксены. Общепринятой классификации пироксенов нет. Это объясняется тем, что большинство минералов группы, благодаря широко проявленному изоморфизму, связано друг с другом постепенными переходами. Изоморфные замещения в пироксенах осуществляются в различных структурных позициях, причем в одну и ту же позицию могут входить разные элементы, а в разные позиции — одинаковые. Разнообразие изоморфных замещений и неоднозначное влияние различных элементов-примесей на физические и оптические свойства приводят к тому, что эти свойства оказываются весьма сходными у пироксенов разного состава и не могут быть основанием для отличия пироксенов друг от друга. Рентгеновский анализ не всегда дает определенные критерии для разделения пироксенов. Он употребляется в основном для определения крайних членов изоморфных рядов [1]. Широко применяется расчет состава пироксенов на миналы; содержания их наносятся на диаграммы [2—4]. Принятая здесь классификация — кристаллохимическая (см. стр. 241).

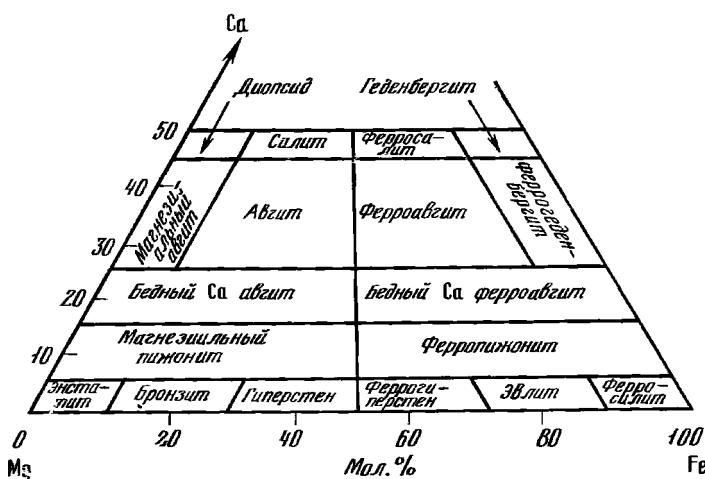
Границы между пироксенами по сравнению с ранее предложенными [5—8] несколько сдвинуты в соответствии с новыми данными по структуре пироксенов (фиг. 105, 106). Название «эндиопсид» заменено на «магнезиальный авгит», что отвечает положению минерала на диаграмме состава авгитов. Пироксены, описываемые обычно под названием эгирин-авгит в соответствии с их промежуточным составом (между эгирином и членами изоморфного ряда диопсид-геденбергита) здесь называются эгирин-диопсидом и эгирин-геденбергитом. Граница авгита с пижонитом обусловлена различием их пространственных групп, *cNg* и *2V*; остальные границы условны.

* Описан в справочнике «Минералы», т. III, вып. I, 532.

Содержания катионов по позициям в формульных единицах *

	M(2)		M(2) + M(1) Mg, Fe ²⁺	M(1)		T Al
	Ca	Na		Mn, Cr, Ti	Fe ³⁺	
Клиноэстатит—клиноферросилит Энстатит—ферросилит	0,00—0,12	0,00—0,05	2,00—1,65	0,00—0,05	0,00—0,24	0,00—0,24
	0,13—0,35	0,00—0,02	1,87—1,50	0,00—0,18	0,00—0,17	0,00—0,13
	Мп — 1,00	—	—	Mg—1,00	—	—
Авгит	0,36—0,84	0,00—0,14	1,64—0,90	0,00—0,15	0,00—0,30	0,00—0,24
Диопсид—геденбергит	0,85—1,00	0,00—0,14	0,15—1,00	0,00—0,25	0,00—0,20	0,00—0,24
Фассаит	0,50—1,00	0,00—0,10	1,25—0,45	0,00—0,20	0,25—0,55	0,25—0,55
Йохансенит	0,80—1,00	0,00—0,20	0,70—0,00	Мп 1,00—0,50	—	—
Эгирин	0,00—0,35	1,00—0,50	0,00—0,65	0,00—0,15	0,00—0,10	0,00—0,05
Эгирин-диопсид	0,51—0,85	0,49—0,15	0,51—1,00	0,00—0,10	0,49—0,15	0,00—0,20
Эгирин-геденбергит	0,00—0,25	1,00—0,75	0,00—0,35	0,00—0,01	0,00—0,10	0,00—0,05
Жадеит	0,35—0,85	0,60—0,15	0,30—1,10	0,00—0,05	0,60—0,15	0,00—0,20
Юрит	—	1,00—0,95	0,10—0,00	Cr 1,00—0,95	—	—
Слодумен	0,00—0,08	—	0,00—0,10	—	1,00—0,90	—
	Li—1,00—0,9					

* Таблица составлена И. В. Гинзбург по литературным данным; подчеркнутые цифры — количества главных компонентов.



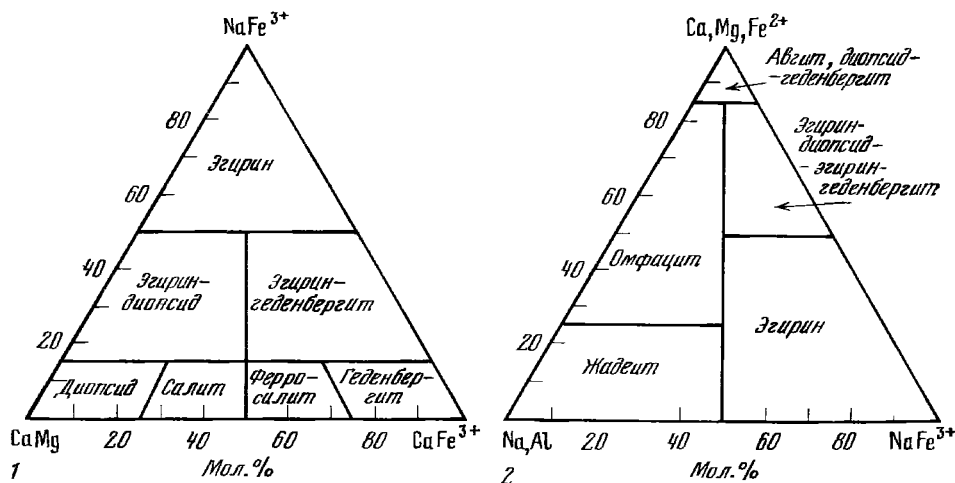
Фиг. 105. Номенклатура пироксенов в ряду $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (по Полдерваарту и Хесу, некоторые границы даны по Гинзбург)

Помимо перечисленных выше, известны пироксены промежуточного состава, не имеющие самостоятельных названий (см. стр. 341, 391).

В большинстве природных пироксенов содержатся миналы, получившие общее название «чермакитовых пироксенов — Tschermak's pyroxenes» с формулой $\text{R}^{2+}\text{R}^{3+}[\text{R}^{3+}\text{SiO}_6]$. Чермакитовые пироксены — теоретические конечные члены, в которых трехвалентные катионы полностью занимают позицию $M(1)$ и наполовину позицию $T[9-11]$. Многие из них синтезированы [12—15]. Впервые структуры моноклинного диопсида и ромбического гиперстена были определены в 1928—1930 гг. [16, 17]. К настоящему времени изучены структуры почти всех крайних и некоторых промежуточных членов изоморфных рядов [12, 18—25]. Описание структуры пироксенов см. также [26—30 и Дир. и др., 1965, 1978]. Установлены следующие пространственные группы пироксенов:

Минерал	Сингония	Пр. гр.
Низкий клиноэнстатит — клиноферросилит, пижонит, канюит	Монокл.	$C_{2v}^5 - P2_1/c$
Пижонит, авгит, диопсид — геденбергит, фассаит, йохансенит, эгирин, эгирин-диопсид — эгирин-геденбергит, жаддит, омфацит, юриит, сподумен	Монокл.	$C_{2v}^6 - C2/c$
Омфацит	Монокл.	$C_{2v}^4 - P2/n$
Энстатит, гиперстен, феррогиперстен, ферросилит	Ромб.	$D_{2h}^{15} - Pbca$
Протоэнстатит	Ромб.	$\left\{ \begin{array}{l} C_{2v}^9 - P2_1cn \\ D_{2h}^{14} - Pbcn \end{array} \right.$

Характерной особенностью структуры всех пироксенов являются непрерывные двухчленные кремнекислородные цепочки $[\text{Si}_{1+1}\text{O}_6]$, вытянутые вдоль оси c в плоскости (100), и параллельные им цепочки октаэдров $M(1)$. Величина периода c во всех пироксенах соответствует величине звена кремнекислородной цепочки $[\text{Si}_{1+1}\text{O}_6]$ и равна $\sim 5,17-5,28 \text{ \AA}$, [28]. Различие параметра c в значительной мере определяется природой катионов и их количественным соотношением в формуле пироксенов [26]. Позицию $M(1)$ занимают преимущественно катионы меньших размеров, координация которых очень близка к правильной октаэдрической. В позиции $M(2)$ наряду с мелкими размещаются и крупные катионы в октаэдрической семерной или восьмерной координациях. В зависимости от величины катионов в полиэдрах $M(2)$ последние могут быть изолированными или образовывать цепочки. Атомы кислорода, координирующие $M(1)$, при-



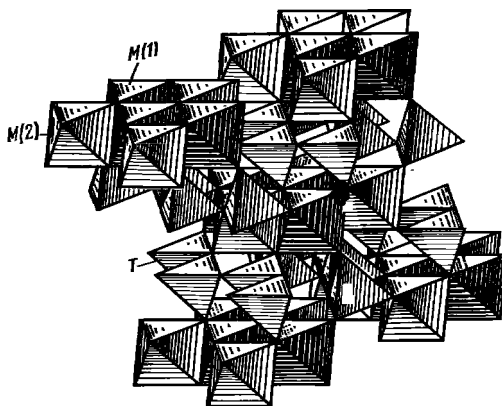
Фиг. 106. Границы минеральных видов в группе моноклинных пироксенов

1 — по Гинзбургу; 2 — по Кларку и Пэпику (с уточнениями Гинзбург)

надлежат всегда только одному SiO_4 -тетраэдру кремнекислородной цепочки (немостиковые), а кислороды, координирующие $\text{M}(2)$, частично принадлежат двум смежным SiO_4 -тетраэдрам (мостиковые).

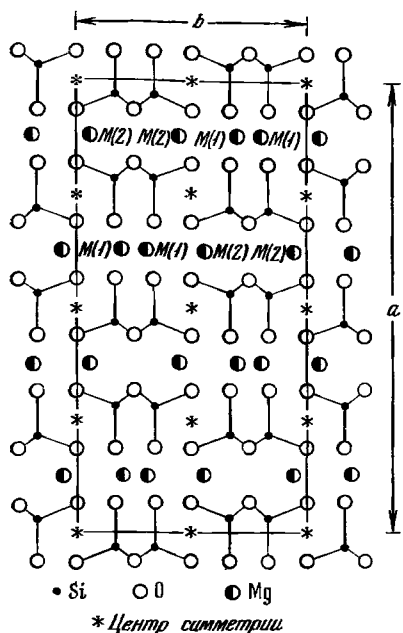
Распределение в пироксенах по позициям Ca, Mg и Fe^{2+} изучено рентгеноструктурным методом [31—33] и мессбауэровской спектроскопией [34]. Ca доминирует в позиции $\text{M}(2)$, Fe^{2+} и Mg — преимущественно в $\text{M}(1)$ [34]:

Пироксен	Позиция $\text{M}(2)$	Позиция $\text{M}(1)$
Диопсид	Ca	Mg, Fe
Авгит	Ca, Fe	Mg, Fe
Пижонит	Fe, Ca	Mg, Fe
Бронзит — гиперстен	Fe, Mg	Mg, Fe



Фиг. 107. Структура пироксена в аксонометрической проекции (по Белову)

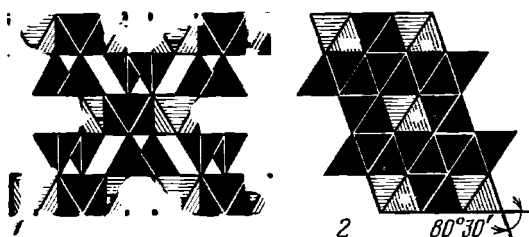
Распределение Mg и Fe по позициям $\text{M}(1)$ и $\text{M}(2)$ в структуре пироксенов объясняется теорией кристаллического поля. Положению Fe^{2+} в искаженном восьми- и семивершиннике $\text{M}(2)$ соответствует более высокие значения энергии стабилизации в кристаллическом поле [26]. Однако с повышением температуры возрастает роль энтропии неупорядоченного смешения и поэтому для высокотемпературных ромбических модификаций пироксенов характерно более неупорядоченное распределение Mg и Fe по позициям $\text{M}(1)$ и $\text{M}(2)$. В проекции структуры моноклинных пироксенов по оси b отчетливо проявляются искаженные слои плотнейшей упаковки ионов O^{2-} , уложенные параллельно (100) по кубическому закону с периодом в четыре слоя, что определяет почти постоянный период $a_0 \approx 9,5 - 9,7 \text{ \AA}$. В ромбических пироксенах параметр a_0 увеличивается до 18,22—18,44 А, удваиваясь за счет появления плоскости симметрии, перпендикулярной этой оси.



Фиг. 108. Структура пироксена в проекции вдоль оси *c* (по Зусману)

Фиг. 109. Схема чередования четырех слоев плотнейшей упаковки в моноклинных пироксенах (по Белову)

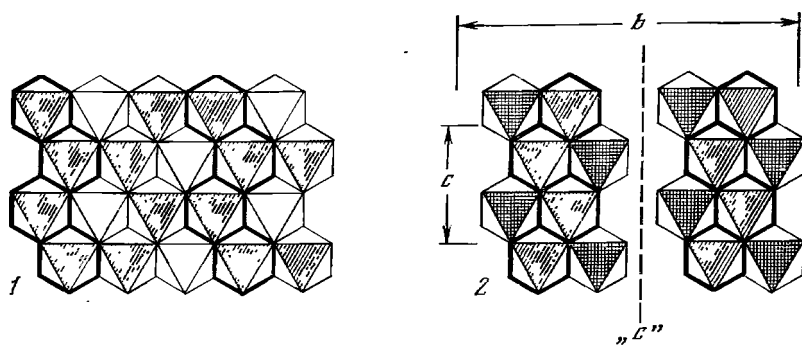
1 — проекция на (001); 2 — проекция на (010)



Структуру пироксенов можно представить также в виде послойно скомбинированных цепочек мотива A_2X_3 из октаэдров и параллельно тянущихся, не связанных друг с другом цепочек из SiO_4 -тетраэдров $[Si_2O_6]_\infty$ (фиг. 107, 108). В каждом слое, параллельном (100), цепочки $[Si_2O_6]_\infty$ чередуются в направлении оси *b* таким образом, что в одной цепочке все тетраэдры вершинами направлены вверх, а в соседних цепочках — вниз [29]. Такой способ чередования противоположно направленных цепочек $[Si_2O_6]$ вдоль оси *b* в пироксенах охватывает все положения плотнейшей упаковки, что делает ее роль в структуре пироксенов особенно заметной. Кубический закон плотнейшей упаковки определяет почти постоянное для всех моноклинных пироксенов значение угла $\beta \approx 109^\circ$ (фиг. 109), так как тупой угол между упакованными гранями октаэдра имеет именно это значение [29]. Период *b* равен толщине цепочки октаэдров *M*(1) вместе с прилегающими к ним полиэдрами *M*(2) и расстоянию между ними, что составляет величину от 8,7 до 9,08 Å.

Ниже приведены параметры элементарных ячеек пироксенов [35—46].

	a_0 (Å)	b_0	c_0	β
Клиноэнстатит — клиноферросилит	9,60—9,72	8,82—9,09	5,17—5,25	$108^\circ 11'—108^\circ 33'$
Пижонит	9,62—9,85	8,85—9,08	5,22—5,33	$107^\circ 18'—109^\circ 25'$
Каноит	9,74	8,94	5,26	$108^\circ 56'$
Авгит	9,71—9,85	8,91—9,02	5,24—5,27	$104^\circ 20'—107^\circ 40'$
Диопсид — геденбергит	9,70—9,86	8,87—9,07	5,22—5,28	$104^\circ 20'—106^\circ 20'$
Фассаит	9,59—9,79	8,76—8,90	5,22—5,32	$104^\circ 00'—106^\circ 16'$
Йохансенит	9,83—9,98	9,04—9,15	5,25—5,29	$104^\circ 50'—105^\circ 29'$
Эгирин	9,61—9,68	8,78—8,84	5,26—5,30	$105^\circ 00'—107^\circ 24'$
Эгирин-диопсид — Эгирин-геденбергит	9,71—9,81	8,86—8,93	5,26—5,32	$105^\circ 23'—106^\circ 24'$
Жадеит	9,24—9,50	8,52—8,62	5,21—5,35	$107^\circ 26'—108^\circ 37'$
Омфациит	9,45—9,64	8,76—8,82	5,16—5,27	$106^\circ 33'—106^\circ 56'$
Юриит	9,54—9,63	8,70—8,76	5,26—5,29	$107^\circ 12'—107^\circ 41'$
Сподумен	9,44—9,52	8,24—8,40	5,21—5,25	$110^\circ 04'—110^\circ 41'$
Энстатит — ферросилит	18,21—18,43	8,77—9,10	5,15—5,24	90°



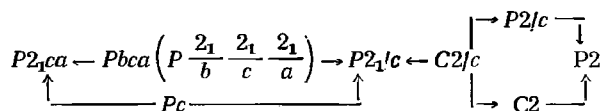
Фиг. 110. Корундовый мотив октаэдров — (1); вырезанные из него цепочки октаэдров $M(1)$ и изолированные октаэдры $M(2)$ — (2) (по Белсу) [2]

Плоскость плотнейшей упаковки (100) является двойниковой в пироксенах и плоскостью взаимного срастания пироксенов и амфиболов [31]. Идеализированный пироксеновый мотив октаэдров $M(1)$ и $M(2)$, выделенный из корундового мотива так, как показано на фиг. 110, указывает на определяющую роль цепочки октаэдров $M(1)$ в конфигурации пироксеновой цепочки и меньшую роль крупных катионов $M(2)$ в структуре пироксенов. Из фиг. 109 также видно, что в пироксенах классов C_{2h} , C_{2v} и D_{2h} перпендикулярной к оси b может быть только плоскость «с», что отражено в пространственных группах пироксенов этих классов: $P2_1/c$, $Pbcn$, $P2/n$, $P2_1cn$ и $Pbca$ [27, 28 и Дир и др., 1965].

Каждое шестичленное кольцо корундового мотива октаэдров разбивается на две половины — одна занята октаэдрами $M(1)$, а другая — пустая. Но все пустые в корундовом мотиве изолированные октаэдры (дополнительный к корундовому карбонатный мотив AX_3) заняты в пироксенах крупными катионами $M(2)$. Выше отмеченная взаимосвязь корундового мотива A_2X_3 и производного от него пироксенового мотива октаэдров находит подтверждение в наблюдаемой широкой области растворимости Al_2O_3 (до 10%) в пироксенах из гранулитов (до 16% при 1650° в энстатите) [26]. В кристаллах пироксенов по плоскостям (100) могут присутствовать ориентированные вставки минералов со структурой корунда (гематит, ильменит) [47]. С положением кристаллографических осей и наиболее плотноупакованных ионами кислорода плоскостей в структуре ромбических и моноклинных пироксенов связаны некоторые закономерности распада твердых растворов в пироксенах. Так как основой структуры моноклинных пироксенов является четырехслойная искаженная кубическая упаковка ионов кислорода [29], наиболее плотноупакованными плоскостями следует считать (100) и (001). В ромбических пироксенах плотноупакованной плоскостью является только (100), так как плоскость (001) занимает иное положение, по сравнению с соответствующей плоскостью в моноклинной ячейке. Поверхностью раздела пластин в структурах распада, образованных выделениями моноклинных и ромбических пироксенов, может быть только единственная общая плотноупакованная плоскость (100) с совпадающими направлениями [010] и [001]. В структурах распада моноклинных пироксенов плоскостями контакта будут (100) или (001). При изучении явлений распада твердых растворов пироксенов методом рентгеноструктурного анализа установлены следующие типы ориентировки продуктов распада [47]: авгит с пластинками пижонита по (001) (совпадают оси a и b); авгит с пластинками гиперстена по (100) (совпадают оси b и c); пижонит с пластинками авгита по (001); гиперстен с пластинками авгита по (100). В претерпевшем инверсию пижоните пластинки авгита, образовавшиеся при распаде первичного пижонита по плоскости (001), ориентированы беспорядочно по отношению к ромбическому пироксену (Дир и др., 1965).

Для пироксенов, особенно ромбических, характерен полиморфизм. Изучение полиморфных превращений на примере $MgSiO_3$ показало, что все они осуществляются сдвигом цепочек $[SiO_3]_\infty$ и $[M(1)O_2]_\infty$ по оси [001] в плоскости (100)

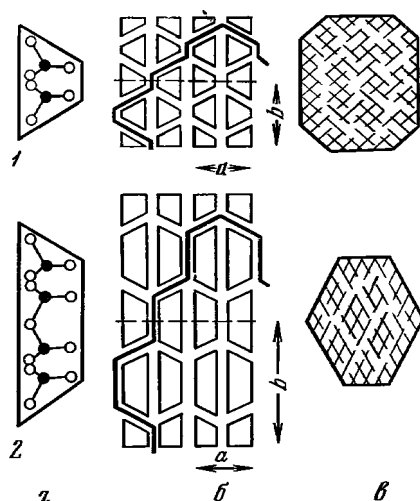
[48]. При превращениях такого типа не происходит коренной перестройки структуры и поэтому группа симметрии образующейся менее симметричной модификации (обычно низкотемпературной) остается подгруппой исходной более симметричной (высокотемпературной) модификации [49]. Таким образом, соотношения пространственных групп симметрии ромбических и моноклинных пироксенов определяют направления их фазовых переходов. Подгруппами наиболее симметричных пространственных групп ромбических ($Pbca$) и моноклинных ($C2/c$) пироксенов являются:



При деформациях сдвига происходит переход ортоэнстатита ($Pbca$) в низкий клиноэнстатит ($P2_1/c$) [50]. Такой же переход установлен и при боковом сжатии ортоэнстатита [51]. При отсутствии напряжения сдвига низкий клиноэнстатит стабилен ниже 556° [52]. При 1250° возможен метастабильный переход низкотемпературного клиноэнстатита ($P2_1/c$) в высокотемпературный клиноэнстатит ($C2/c$) [53]. Обратный переход $C2/c \rightarrow P2_1/c$ возможен при температуре ниже 980° [54]. Богатые железом ромбические пироксены $En_{24-30}Fs_{76-70}(D_{2h}^{15} - Pbca)$ при нагревании до 1100° превращаются в сдвойникованный по (100) моноклинный пироксен ($C2/c$) с черно-белой группой двойника $D'_{2'} - m'm'm'$, отвечающей по симметрии группе исходной модификации. При последующем охлаждении происходит переход в низкотемпературный моноклинный пироксен ($P2_1/c$) [55]. Переход $Pbca \rightarrow C2/c$ возможен с образованием сдвойникованных кристаллов высокотемпературного клинопироксена.

В результате конденсации пироксеновой цепочки $[Si_{1+1}O_6]_\infty$ образуется двойная амфиболовая цепочка $[Si_{2+2}O_{11}]_\infty$, что наряду с соответствующим строением катионных цепочек в плоскости плотнейшей упаковки (100) объясняет многие свойства пироксенов и амфиболов. Как в пироксенах, так и в амфиболах удлинение кристаллов по оси c определяется тем, что сопряженные сдвоенные кремнекислородные цепочки и цепочки полиэдров катионов параллельны этой оси [29]. Этим же фактором определяется спайность в пироксенах и амфиболах по (110) вдоль кремнекислородных цепочек параллельно оси c (связи Si—O прочнее, чем связи Me—O, удерживающие цепочки). Различие проявляется только в углах между следами трещинок спайности на плоскостях (001) пироксенов и амфиболов, что объясняется разной конфигурацией цепочек $[Si_{1+1}O_6]_\infty$ и $[Si_{2+2}O_{11}]_\infty$ в проекции по оси c (фиг. 111).

Установлено соответствие размеров элементарных ячеек пироксенов и амфиболов на примере четырех типичных моноклинных и ромбических минералов [30]:



Фиг. 111. Сравнение структур пироксенов (1) и амфиболов (2) (по Брэгу и Кларингбуллу)

a — расположение кремнекислородных цепочек в торцовом сечении; b — «укладка» кремнекислородных цепочек в проекции на (001), направление спайности показано линиями между цепочками и лентами; c — проявление спайности в поперечных сечениях

$[Si_{1+1}O_6]_\infty$ и $[Si_{2+2}O_{11}]_\infty$ в проекции по оси c

Минерал	Пр. гр.	a_0 (Å)	b_0	c_0	β
Диопсид (пироксен)	$C2/c$	9,71	8,89	5,24	$105^\circ 50'$
Тремолит (амфибол)	$C2/m$	9,78	17,8	5,26	106 02
Энстатит (пироксен)	$Pbca$	18,20	8,87	5,20	—
Антофиллит (амфибол)	$Pnma$	18,5	17,9	5,27	—

В моноклинных и ромбических амфиболах и пироксенах направления всех осей совпадают. Почти одинаковая величина параметра $c_0 \approx 5,2$ Å подтверждает, что звенья цепочек $[\text{Si}_{1+1}\text{O}_6]_\infty$ и $[\text{Si}_{2+2}\text{O}_{11}]_\infty$ одинаковы. Увеличение вдвое параметра b_0 в амфиболах по сравнению с пироксенами связано с удвоением ширины кремнекислородной цепочки $[\text{Si}_{2+2}\text{O}_{11}]_\infty$ и соответственно цепочек из полиэдров катионов. Почти постоянные значения угла β и параметра a_0 в моноклинных пироксенах и амфиболах свидетельствуют и о четырехслойной несколько искаженной упаковке ионов O^{2-} по кубическому закону. Удвоение параметра a_0 в ромбической амфиболу как и в ромбических пироксенах связано с появлением плоскости симметрии, перпендикулярной оси a .

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.
2. Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5.
3. Гинзбург И. В. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., 1966, отд. геол., 41, № 5, 150.
4. Гинзбург И. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 539.
5. Poldervaart A., Hess H. H. J. Geology, Chicago, 1951, N 5, 472.
6. Hess H. H. Am. Min., 1949, 34, N 9-10, 621.
7. Жариков В. А., Власова Д. К. ДАН СССР, 1955, 105, № 4, 814.
8. Sobolev V. S., Sobolev N. V., Lavrent'ev Yu. G. N. Jb. Min., Abhandl., 1975, 123, H. 2, 213.
9. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 66, 68, 69, 72.
10. Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, 111, 144; Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 4, 475.
11. Перчук Л. Л. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 5, 619.
12. Okamura F. P., Ghose S., Ohashi H. Am. Min., 1974, 59, N 5-6, 549.
13. Hays J. F. Carnegie Inst. Washington, 1967, Year book, N 65, 234.
14. Hutschenholz H. G. N. Jb. Abhandl., 1974, 121, H 2, 160.
15. Dyson D. J., Jukes L. M. Min. Mag., 1972, 38, N 299, 872.
16. Warren V. E., Modell D. L. Zs. Krist., 1930, 75, 1.
17. Warren V. E., Bragg W. L. Zr. Krist., 1928, 69, 168.
18. Freed R. L., Peacor D. R. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 709.
19. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 81.
20. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Min. Soc. Am., Spec. pap., 1969, N 2, 31.
21. Morimoto N., Koto K. Zs. Krist., 1969, 129, H. 1—4, 65.
22. Burnham C. W. Papers, proc. 5-th Gen. Meet. IMA, Cambridge. Min. Soc., London, 1968, 334.
23. Veblen P. R., Burnham C. W. Canad. Min., 1969, 10, p 1, 47.
24. Масленников А. В., Зайцев В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1978, 107, вып. 1, 113.
25. Dowty E., Clark J. R. Am. Min., 1973, 58, N 2-3, 230.
26. Zussman I. Earth Sci. Rev., 1968, 4, 39.
27. Matsumoto T., Tokonami M., Morimoto N. Am. Min., 1975, 60, N 7-8, 634.
28. Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М.: Изд-во АН СССР, 1947; Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М.: Изд-во АН СССР, 1947, 94, 105.
29. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 29.
30. Брегг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967, 235.
31. Ingham K. Thesis. Univ. Manchester, 1957.
32. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. Zs. Krist., 1960, 114, H. 1—2, 120.
33. Ghose S. Zs. Krist., 1965, 122, H. 1-2, 81.
34. Bancroft G. M., Burns R. G. Abstr. Intern. Mineral. Assoc. Congr. 5-th. Cambridge, 1956; Марфунин А. С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975, 25.
35. Stephenson D. A., Sclar C. B., Smith J. V. Min. Mag., 1966, 35, N 274, 838.
36. Burnham C. W. The crystal structures of the ferrosilite (FeSiO_3) polymorphs. Abstr. Intern. Mineral. Assoc. Congress 5-th. Cambridge, 1966.
37. Smith J. V. Acta Cryst., 1959, 12, 515.
38. Clark S. P., Schairer J. F., Neufville J. Carnegie Inst. Washington, 1962, Year Book, N 61, 59.
39. Nolas J. Physical properties of Synthetic and natural pyroxenes in the system diopside — hedenbergite — acmite. Abstr. Intern. Mineral. Assoc. Congress 5-th, Cambridge, 1966.

40. Clark J. B., Appleman D. E., Papike J. J. Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 81.
41. Freed R. L., Peacor D. R. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 709.
42. Turnock A. C., Lindsley D. H., Grover J. E. Am. Min., 1973, 53, N 1-2, 50.
43. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. Zs. Krist., 1960, 114, H. 1-2, 121.
44. Clark J. R., Papike J. J. Science, 1966, 154, N 3752, 1003.
45. Frondel C., Klein C. Science, 1965, 149, N 3685, 742.
46. Appleman D. E., Stewart D. B. Geol. Soc. Am., Progr. Ann. Meeting, 1966, 5.
47. Bown M. G., Gay P. Min. Mag., 1960, 32, N 248, 379.
48. Brown W. L., Morimoto N., Smith J. V. J. Geology, Chicago, 1961, 69, N 5, 609.
49. Сиротинин Ю. И., Шаскольская М. П. Основы кристаллографии. Физматгиз, 1975, 443.
50. Trommsdorff V., Wenk H. R. Contrib. min., petrol., 1968, 19, N 2, 158; Frost B. R. Ph. D. Thesis. Univ. Washington, Seattle, Washington, 1973.
51. Coe L. Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 3, 247.
52. Grover J. E. Trans. Am. Geophys. Union., 1972, 53, 539.
53. Schwab R. G., Schwern M. N. Jb. Min. Abhandl., 1975, 124, H. 3, 223. ¶
54. Smith J. V. Min. Soc. Am. Pap., 1969, N 2, 3.
55. Smuth J. R. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 312.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

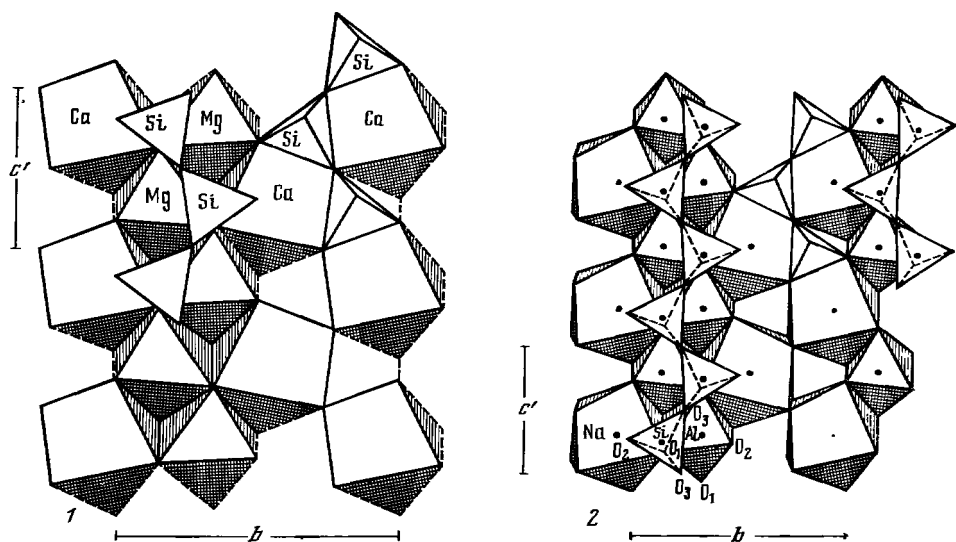
Моноклинные пироксены (синон. клинопироксены — clinopyroxenes — Науман, 1828) объединяют минералы переменного состава. Среди них различаются: магнезиально-железистые, кальциевые, натриево-кальциевые, натриевые и литиевые. Границы между отдельными видами приняты по содержанию катионов в разных позициях структуры (см. стр. 244).

Приведенное выше описание структуры всех пироксенов соответствует идеальной модели: вдоль оси *c* пироксенов послойно по (100) чередуются цепочки из кремнекислородных тетраэдров с лентами из M(1) и M(2) октаэдров. Вдоль оси *b* Si—O-цепочки повернуты своими вершинами попеременно то в одну, то в другую сторону. Каждая кремнекислородная пепочка в такой идеальной модели имеет угол O(3)—O(3)—O(3), равный 120° (O(3)—мостиковый кислород, общий для двух тетраэдров). Ленты из октаэдров изолированы друг от друга. Однако в реальных пироксеновых структурах в зависимости от конкретного химического состава минерала происходит искажение идеального расположения атомов. Моноклинные пироксены отличаются от ромбических конфигурацией Si—O-цепочек и их взаимным расположением.

Наиболее существенными различиями между отдельными моноклинными пироксенами являются следующие [1, 2 и Дир. и др., 1978]:

1. *Различия в катионной части структуры.* Принцип построения цепочки из M(1) октаэдров, каждый из которых разделяет два ребра с соседями, остается неизменным для всех структур. Наибольшие искажения испытывают расстояния M(1)—O. Если ионный радиус M(2) невелик (например Mg или Fe), то M(2)-октаэдры изолированы друг от друга, а ленты из M(1)- и M(2)-октаэдров не связаны между собой. При вхождении в позиции M(2) крупных катионов (Na, Ca, Mn) их координационное число увеличивается до 7 (пижонит) или 8 (все моноклинные пироксены с пространственной группой $C2/c$). В результате формируются цепочки из M(2)-полиэдров. Вместе с цепочками из M(1)-октаэдров они образуют слои, параллельные (100). Расположение атомов в позициях M(1) и M(2) относительно элементов симметрии различно в разных пространственных группах. Если в $C2/c$ различие в координатах в разных минералах касается только *y* (*x* и *z* фиксированы на двойниковой оси), то в $P2_1/c$ катионы изменяют и две другие координаты.

2. *Различия в анионной части структуры.* Реальные кремнекислородные цепочки, приспособляясь к конкретному содержанию катионной части структуры, имеют различную степень изогнутости; значения угла O(3)—O(3)—O(3) изменяются от 134 почти до 180°. Наиболее распрямленные кремнекислородные цепочки наблюдаются у пироксенов с крупными катионами, например, у жадеита и диопсида (фиг. 112). Различны также и углы T—O(3)—T внутри тетраэдров. В разных пространственных группах все кремнекислородные цепочки могут быть структурно эквивалентными ($C2/c$, $P2/n$) или неэквивалентными ($P2_1/c$,



Фиг. 112. Структура моноклинных пироксенов

1 — диопсида (по Зусману); 2 — жадеита (по Превенту)

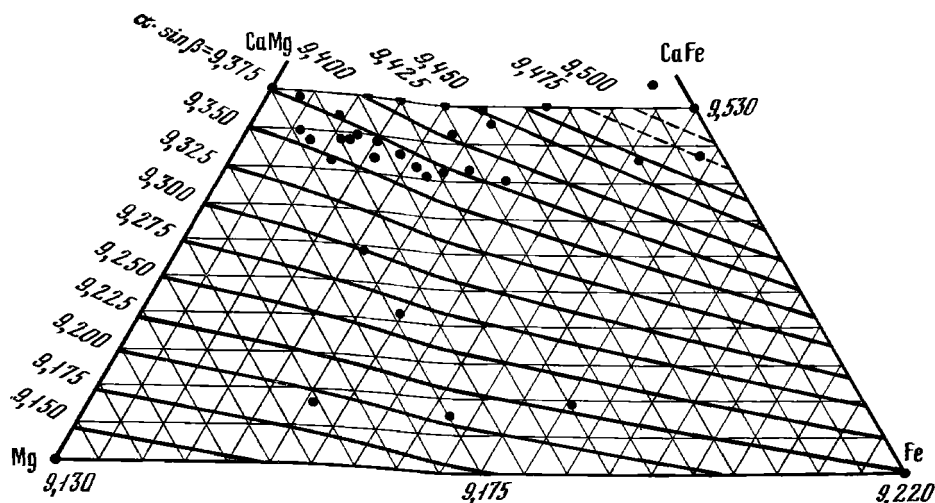
где различаются Si(A)- и Si(B)-цепочки). То же касается и отдельных Si-тетраэдров (в $C/2c$ они эквивалентны, в $P2_1/c$ и $P2/n$ — два сорта Si). Все перечисленные различия в моноклинных пироксенах сведены в следующей таблице, где приводятся конкретные межатомные расстояния для каждого полиэдра, углы $T-O(3)-T$ и $O(3)-O(3)-O(3)$ (см. стр. 253).

Изменение параметров элементарной ячейки a_0 и β , вызванное замещением Mg^{2+} на Fe^{2+} , зависит от содержания кальция [13]. Указанные параметры изменяются неодинаково при замещениях Mg^{2+} на Fe^{2+} преимущественно по позициям M(1) в пироксенах с высоким содержанием Ca и по позициям M(2) в пироксенах, бедных кальцием. Увеличение содержания Ca в пироксене оказывает двойное влияние на величину $a \cdot \sin \beta$. Во-первых, межплоскостное расстояние $d_{100} = a \cdot \sin \beta$ увеличивается из-за большой величины ионного радиуса Ca в позиции M(2) и, во-вторых, угол β уменьшается из-за вхождения в M(2) крупных ионов [14]. Такое сложное влияние содержания кальция на параметры элементарной ячейки не всегда позволяет выразить линейно зависимость величины $a \cdot \sin \beta$ от состава богатых кальцием моноклинных пироксенов [13]. О зависимости параметров решетки и физических свойств от состава клинопироксенов см. [15—18].

Браун [16] и Висванатан [13] построили для составов всего поля трапеции моноклинных пироксенов диаграммы изолиний значений b и $a \cdot \sin \beta$ (по имеющимся в литературе данным о химическом составе и параметрах решетки). Графический метод определения состава клинопироксенов по параметру $a \cdot \sin \beta$ значительно проще, и несмотря на недостаточно высокую точность ($\pm 0,05 \text{ \AA}$), вполне пригоден для определения минералов (фиг. 113). Диаграмма применима только для обычных клинопироксенов, содержащих незначительные количества Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O , Li_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 [13].

Моноклинные пироксены обычно наблюдаются в виде зерен неправильной формы и их агрегатов. Встречаются сферолиты, радиально-лучистые и параллельно-шестоватые сростки. Известны кокардовые и венчиковые образования, нарастающие на выделениях пироксенов же и других темноцветных минералов. Хорошо ограненные кристаллы и их друзы редки. Моноклинные пироксены часто содержат мелкие включения сопутствующих минералов. Наблюдались также включения стекла в пироксенах из эффузивных пород Земли, метеоритов и Луны. Известны сростания различных пироксенов между собой и с другими

Пироксен	Пр. гр.	M(2)-O средн.	M(1)-O средн.	Γ -O средн.	T-O(3)-T	O(3)-O(3)-O(3)	Ссылка
Слодумен	C2/c	2,210	1,920	1,622	137,9°	170,5°	[3]
Жадеит		2,469	1,928	1,623	139,3	174,7	[4]
Юриит		2,490	1,998	1,628	139,4	171,9	[5]
Эгирин		2,515	2,024	1,628	138,9	173,8	[5]
Диолсид		2,499	2,078	1,636	135,9	166,4	[5]
Геденбергит		2,514	2,131	1,633	—	164,5	[6]
Йохансенит		2,531	2,173	1,644	136,4	163,8	[7]
Омфацит		2,495	2,040	1,630	137,5	168,7	[3]
Авгит		2,479	2,054	1,640	136,8	165,8	[3]
Фассаит		2,504	2,069	1,663	135,6	166,0	[8]
Клиноэнстагит	P2 ₁ /c	2,15	2,07	T _(A) 1,64 T _(B) 1,66	136,8 125,1	161 134	[9]
Клиноферросилиит		2,224	2,137	T _(A) 1,623 T _(B) 1,635	—	167 142	[10]
Пижонит		2,344	2,099	T _(A) 1,625 T _(B) 1,639	138,9 132,9	169,6 148,5	[11]
Омфацит	P2 ₁ /n	M(2)-O 2,475	M(1)-O 2,071	T(1) 1,659	T(1)-O(3)1-T(2) 135,4°	174°	[12]
		M(2)1-O 2,511	M(1)1-O 1,954	T(2) 1,657	T(2)-O(3)2-T(1) 140°	174°	



Фиг. 113. Изменение параметра $a \cdot \sin \beta = d_{100}$ в зависимости от состава моноклиновых пироксенов (по Висванатану)

минералами, например, авгита с пижонитом и гиперстеном, эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита с амфиболами, лепидомеланом, биотитом, нефелином и др. Наблюдались кристаллы, зоны которых отличаются по составу (например, от фассаита до титанового фассаита) [19] или сложены различными пироксенами (например, пижонитом, авгитом, ферроавгитом [20—26], фассаитом и эгирином [26]), а иногда пироксеном и другими минералами (например, фассаитом, эгирин-диопсидом, эгирин-геденбергитом и роговой обманкой [26]). Известны гомоосевые сростки авгита с пижонитом и гиперстеном [27] и различных пироксенов с роговой обманкой, арфвудсонитом, биотитом, лепидомеланом. Для некоторых пироксенов известны структуры распада твердого раствора (например, в авгите—пластинки пижонита, ромбических пироксенов и их моноклиновых аналогов). В редких случаях выделения моноклиновых пироксенов имеют структуру песочных часов (авгит, фассаит, пижонит). Рентгеновским методом обнаружены ориентированные сростания различных пироксенов с амфиболами. Отмечены симплектитовые сростки пироксенов с другими минералами (геденбергит с фаялитом) [28]. Известны псевдоморфозы эгирина по авгиту, эгирина — по диопсиду, эгирина по геденбергиту, диопсиду—геденбергиту, рибекиту, полевым шпатам. Особенностью некоторых пироксенов Луны является наличие в них доменов с тонкими параллельными зонами субмикронной толщины (авгит, пижонит).

Гониометрическое измерение кристаллов некоторых моноклиновых пироксенов (диопсида—геденбергита, авгита, фассаита, эгирина и сподумена) впервые произведено в XIX в. Результаты сведены Гольдшмидтом (1923 г.). Для остальных пироксенов гониометрически изученные кристаллы не известны.

Моноклиновые пироксены принадлежат к монокл.-призм. кл. $C_{2v}-2/m$ (L_2PC). Для пироксенов разного состава характерны близкие значения полярных углов φ и ρ , отличающиеся на 5—25', редко на 30—40'. Гольдшмидт (1923) приводит одинаковые средние значения φ и ρ , а также $a : b : c = 1,0934 : 1 : 0,5894$ и $\beta = 105^\circ 51'$ для диопсида—геденбергита, авгита и фассаита.

Главные формы (по Гольдшмидту):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2	τ	φ	ρ	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	90°00'	15°51'	15°51'	90°00'	$\bar{1}12$	0°44'	16°25'	0°13'	73°35'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	—	0 00	$\bar{1}11$	—25 07	33 04	—15 27	60 24
<i>a</i> 100	90 00	90 00	90 00	90 00	ρ $\bar{3}32$	—32 11	46 15	—29 06	52 19
<i>i</i> 130	17 35	90 00	90 00	17 35	<i>x</i> $\bar{2}21$	—35 22	55 19	—39 55	47 53
ω 120	25 25	90 00	90 00	25 25	λ $\bar{3}31$	—38 19	66 04	—50 24	44 11
<i>m</i> 110	43 33	90 00	90 00	43 33	<i>d</i> 131	25 31	62 58	40 10	36 31

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2
<i>g</i>	210	62 15	90 00	90 00	62 15	φ 252	29 48 59 30	40 10	41 37
<i>f</i>	310	70 41	90 00	90 00	70 41	μ 121	35 36 55 24	40 10	48 00
χ	510	78 07	90 00	90 00	78 07	<i>l</i> 241	30 47 69 58	54 33	54 11
<i>e</i>	011	25 43	33 11	15 51	60 27	<i>t</i> 351	33 41 74 14	63 01	36 48
<i>z</i>	021	13 32	50 29	15 51	41 25	η 421	64 58 70 15	68 24	66 32
π	041	6 52	67 10	15 51	23 48	α 312	75 19 49 17	48 21	78 55
<i>y</i>	101	90 00	40 10	40 10	90 00	θ $\bar{1}42$	0 11 49 41	0 13	48 31
<i>n</i>	$\bar{1}02$	-90 00	0 13	0 13	90 00	γ $\bar{1}51$	-5 21 71 20	-15 27	19 24
<i>p</i>	$\bar{1}01$	-90 00	15 27	-15 27	90 00	ε $\bar{1}21$	-13 12 50 27	-15 27	41 21
<i>G</i>	$\bar{2}01$	-90 00	39 55	-39 55	90 00	ι $\bar{2}11$	-54 50 45 40	-39 55	65 41
<i>q</i>	$\bar{3}01$	-90 00	54 24	-54 24	90 00	θ $\bar{3}13$	-54 36 18 44	-15 27	79 17
<i>u</i>	111	55 04	45 50	40 10	65 45	<i>k</i> 312	-62 06 32 12	-29 06	75 34
<i>v</i>	221	49 59	61 23	54 33	55 38				
<i>mm</i>	(110):($\bar{1}10$) = 87°06'			<i>cy</i>	(001):(101) = 24°19'	<i>ss</i>	($\bar{1}11$):($\bar{1}\bar{1}1$) = 59°13'		
<i>ff</i>	(310):(3 $\bar{1}0$) = 38 38			<i>cp</i>	(001):($\bar{1}01$) = 31 18	<i>xx</i>	($\bar{2}21$):($\bar{2}\bar{2}1$) = 78 08		
<i>cu</i>	(001):(111) = 35 49			<i>cx</i>	(001):(221) = 68 52	<i>ee</i>	(011):(0 $\bar{1}1$) = 59 06		
<i>cs</i>	(001):($\bar{1}\bar{1}1$) = 42 01			<i>uu</i>	(111):($\bar{1}\bar{1}1$) = 48 30	<i>zz</i>	(021):(0 $\bar{2}1$) = 97 19		

Второстепенные формы:

Δ 170	<i>J</i> 702	<i>S</i> 119	<i>O</i> $\bar{1}13$	<i>N</i> 132	<i>L</i> $\bar{1}31$
Δ 150	<i>M</i> 401	<i>T</i> 117	<i>v</i> $\bar{2}23$	Γ 311	ζ $\bar{4}83$
<i>X</i> 015	χ 501	<i>r</i> 552	ξ $\bar{3}35$	κ 711	<i>V</i> $\bar{3}11$
	061	<i>B</i> 403	Φ 152	<i>U</i> $\bar{1}52$	<i>K</i> $\bar{4}14$
<i>A</i> 201	<i>H</i> $\bar{3}02$	<i>h</i> 441	<i>Q</i> 136	γ $\bar{1}51$	
<i>F</i> 301	σ 112	δ 551	<i>P</i> 134	<i>R</i> $\bar{1}32$	

Редкие и недостоверные формы.*

160	023(Б)	$\bar{9}94$	321	$\bar{1}61$	<i>b</i> $\bar{2}35$
140	0.11.5	$\bar{5}52$	212(Б)	$\bar{1}44(Б)$	<i>a</i> $\bar{4}65$
370	031	$\bar{4}41$	211	$\bar{3}.12.1$	$\bar{2}31$
Ω 350	103	<i>j</i> 151(К)	\mathfrak{g} 732	$\bar{1}33$	<i>e</i> $\bar{3}47$
230	102	142	<i>E</i> 10.4.1	$\bar{2}53(Б)$	$\bar{6}87$
750	15.0.4	138	621	$\bar{2}51$	$\bar{3}43$
530	$\bar{2}05$	126(Б)	15.4.4	Ξ $\bar{1}.2.10$	$\bar{1}8.20.19$
15.4.0	$\bar{2}03$	Σ 243	414 (Ил)	$\bar{1}24$ (Б)	$\bar{5}42$
410 (С)	$\bar{6}05$	234	411	Ψ $\bar{1}22$	$\bar{4}31$
Ψ 920	665	461	922	$\bar{3}61$	$\bar{3}21$
710	332	434 (Ив)	5.1.10	<i>c</i> $\bar{3}54$	$\bar{5}31$
10.1.0	$\bar{4}43$	433	511	$\bar{3}53$	$\bar{4}21$
014 (Б)	β $\bar{8}85$	751 (Б)	14.1.1	$\bar{1}\bar{3}.21.13$	$\bar{6}21$
012 (Б)	$\bar{5}53$				

* Новые формы, установленные для диопсида после сводки Гольдшмидта: Солодовниковой [29] отмечены буквой С, Барабановым [30] — Б, Крыловым [31] — К, Иванкиным [32] — Ив, Ильинским [33] — Ил.

Морфологические отношения осей различных моноклильных пироксенов близки; небольшие различия зависят от содержания главных компонентов: Fe^{2+} в диопсиде—ферросалите, Fe^{3+} в эгирине (по Дана), Al в жадеите [34]. Отношение осей изменяется также при отжиге (диопсид) [35]. Морфологические и рентгеновские отношения осей моноклильных пироксенов практически совпадают. Угол β изменяется от 105°05' (геденбергит) до 110°27' (сподумен) (Дана, 1892; Хинце, 1897, и [36]). Различие в величине β по морфологическим рентгеновским данным составляет несколько минут (редко до 30'). Угол призмы $m : m$ 86°46'—88°50' (Дана 1892, Хинце, 1897). Установлено, что у диопсида он увеличивается при нагревании [35].

Для моноклильных пироксенов характерно большое разнообразие кристаллографических форм, из них обычны около 40. Облик кристаллам придают 2—5 характерных форм. Кристаллы с хорошо развитыми гранями редки. Размер

их от долей миллиметра до 0,5 м и более (диопсид, сподумен, эгирин). Кристаллы обычно призматические (от короткопризматических до игольчатых), редко уплощенные по (100) или по (010). Наряду с блестящими гранями наблюдаются матовые. Грани призматического пояса покрыты штрихами, бороздами и более сложными скульптурными формами [37, 38]. В редких случаях наблюдались перистые, метельчатые и дендритовидные кристаллы [39—41].

Двойники по (100) или по $\bar{1}00$ простые, реже полисинтетические. Известны крестообразные двойники и тройники сростания и прорастания. (см. «Авгит»), коленчатые двойники по (010), (001), (011), $\bar{1}22$, (101) и незакономерные сростания под углами 40, 60, 90° (Дана, 1892). Наблюдались также деформационные полисинтетические двойники скольжения по (001), реже по (100).

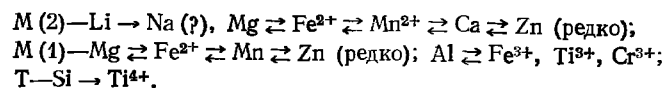
Тв. от 5 (омфациит) до 7 (сподумен). Хрупки. Сп. по (110) ясная. Плоскости спайности пересекаются под углом 87—88°. Отдельность по (100) (диаллаговая) и по (001) (малаколитовая). Уд. в. от 3,00 (сподумен) до 3,65 (ферросалит). По Диру и др. (1965), от 2,96 (фассаит) до 4,07 (титанавгит). Уд. в. возрастает с увеличением содержания Fe [42]. Вследствие сложности изоморфных замещений зависимость уд. в. от изменения состава не является однозначной. Цвет изменяется в широких пределах в зависимости от состава. Обычно непрозрачны; светлоокрашенные пироксены бывают полупрозрачными и прозрачными. Черта белая, зеленоватая, буроватая.

В шлифах кальциевые, магниевые и литиевые пироксены, близкие к крайним членам и лишенные примесей элементов-хромофоров, бесцветны; железистые обычно розовые, желтые, коричневые, синие; железистые с Ti имеют фиолетовый оттенок, марганцевые — розовый, хромовые — зеленый. Для плеохроирующих моноклинных пироксенов обычна схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$; у богатых титаном диопсидов, авгитов, фассаитов $N_m > N_p > N_g$ [43—45]; у эгиринов и некоторых салитов, богатых Fe^{3+} , $N_p > N_m > N_g$ [46]. Оптически двуосны, большинство их положительны (эгирин отрицателен). Угол cN_g изменяется в широких пределах (от 20 до 90°). $2V$ у большинства моноклинных пироксенов большой (50—90°), только у пижонита малый (0—30°). Пл. опт. осей преимущественно \parallel (010), у пижонита может быть \parallel (010), но чаще \perp (010), у клиноэнстатита — клиноферросилита \perp (010). Показатели преломления колеблются в очень широких пределах. В изоморфных рядах они в общем увеличиваются с возрастанием содержания Fe^{2+} , Mn в M(2), Fe^{3+} в M(1), Al, Ti, Fe^{3+} в позиции T. При замещении Ca на Mg в позициях M(2) показатели преломления уменьшаются. Двупреломление возрастает при вхождении в пироксены эгиринового минала и уменьшается при замещении Si другими катионами [42]. Для моноклинных пироксенов, богатых Fe^{3+} и Ti, отмечается сильная дисперсия оптических осей [46—48] и угла погасания [49]. Имеются данные, что зависимость оптических констант от химического состава не является линейной [42, 50].

Предложены способы вычисления оптических констант по химическому составу [51—54], однако изоморфные замещения в нескольких позициях, наличие различных примесей и включений, влияние поляризации и дефекты кристаллической решетки чрезвычайно затрудняют использование выявленной зависимости для природных пироксенов.

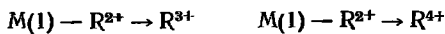
Постоянный состав с незначительно проявленными изоморфными замещениями характерен только для сподумена. Остальные пироксены — минералы переменного состава, во всех структурных позициях которых широко проявлен изовалентный и гетеровалентный изоморфизм.

Изовалентный изоморфизм в позициях M(2), M(1) и T:



Гетеровалентный изоморфизм:





где R^+ — Li, Na (K); R^{2+} — Ca, Mg, Mn, Fe^{2+} ; R^{3+} — Al, Fe^{3+} , Ti^{3+} , Cr^{3+} ; R^{4+} — Si (в позиции T), Ti^{4+} (в позиции M1).

Пределы основных изоморфных замещений для отдельных пироксенов см. на стр. 244. При повышении температуры пределы замещения катионов (Al, Fe^{3+} , Ti^{2+} , Ti^{4+} , Cr, V) в авгите расширяются [55, 56], разрыв между диопсидом и энстатитом уменьшается [57], при высоких температурах (1550—1575 и 800—1000°) получены пироксены ряда эгирин — диопсид [50, 58], а при 800—950° и 2—20 *кбар* геденберgit — ферросилит [59]. Повышение давления в сочетании с высокой температурой расширяет пределы замещения Al в позициях M(1) и T [60], K — в M(2) [61]. С увеличением давления до 20—30 *кбар* при вхождении Fe^{2+} в M(1) диопсида и энстатита поле их несмесимости суживается [42, 62—64], причем в области несмесимости наряду с ними установлен пижонит [65]. При 30—40 *кбар* смесимость между диопсидом и жадеитом полная [66]. В системах, в которых наряду с пироксенами образуются другие минералы, повышение давления по-разному сказывается на содержании в пироксенах отдельных компонентов. Так, в диопсиде с возрастанием давления в присутствии анортита повышается содержание Al в M(1) и T, а в присутствии жадеита — понижается количество Al в M(1) [65, 64]. С повышением давления область устойчивости пироксенов может смещаться, например, область диопсида — энстатита расширяется за счет области форстерита [64, 65]. Повышение щелочности среды при постоянной величине кремнекислотности приводит к изменениям в составе моноклинных пироксенов: либо к увеличению в них содержания щелочей (замещение Ca + Mg, Fe на Na + Fe^{3+} и одновременно Ca на Mg, Fe), либо к уменьшению их глиноземистости (по схеме 2Al на Mg, Fe + Si). Глиноземистость моноклинных пироксенов увеличивается с уменьшением кремнекислотности среды [67].

При нагревании большинство моноклинных пироксенов плавится при температуре более 850°. Некоторые из них (пижонит, сподумен и клиноэнстатит — клиноферросилит) имеют полиморфные разности.

Моноклинные пироксены являются характерными (а часто и главными) минералами разнообразных горных пород Земли, Луны и метеоритов. По распространенности на Земле они следуют за кварцем и полевым шпатом и заметно преобладают среди темноцветных минералов. Пироксены широко представлены в породах верхней мантии, в эффузивных, интрузивных и метаморфических комплексах, изредка встречаются в гидротермальных образованиях; известные единичные указания на находки аутигенного пироксена в осадочных породах. Пироксены образуются в широком диапазоне температуры — примерно до 1500° [68] и давления — от 1 до 45 *кбар* [69—72].

По данным гомогенизации двух- и трехфазовых включений, кристаллизация пироксенов в магматических породах происходит при 700—1320° [73—76]. Температура кристаллизации пироксенов в лавах Гавайских островов [77, 78] и Японии [15, 79, 80] — 1000—1200°. Образование пироксенов в некоторых метеоритах (по диаграммам фазового равновесия) происходило при 800—890° [81, 82].

Приблизительные значения P и T кристаллизации пироксенов можно вычислить по данным о распределении катионов в позициях кристаллической структуры и по изменениям состава пироксенов в ходе их кристаллизации [19, 78, 83—89].

Прослежено постепенное уменьшение в моноклинных пироксенах лавы вулкана Килауэа на Гавайских островах содержания Ni (от $255 \cdot 10^{-6}$ до $220 \cdot 10^{-6}$), при падении температуры кристаллизации от 1160 до 1050°. Предлагается использовать моноклинные пироксены в качестве геотермометра [78].

Наиболее обычны среди моноклинных пироксенов авгит, диопсид — геденберgit, эгирин, эгирин-диопсид — эгирин-геденберgit. Остальные распространены гораздо меньше. Канонит и юриит очень редки.

В магматических породах моноклинные пироксены распространены чрезвычайно широко и часто являются породообразующими минералами. Характерны для самых различных по составу и условиям образования магматических комплексов. Для наиболее высокотемпературных магматических пород (магматических эклогитов) типичен омфацит. В кимберлитах содержатся авгит, хромовый авгит, хромовый диопсид, во включениях эклогитов в кимберлитах — фассаит, омфацит, хромовый диопсид, в ксенолитах ультраосновных пород в базальтовых трубках взрыва — фассаит. В виде включений в алмазе из кимберлита установлены пижонит и хромовый диопсид.

Для большинства ультраосновных и основных магматических пород наиболее характерны кальциевые пироксены, особенно авгит и диопсид—геденбергит; очень широко, хотя и менее, чем кальциевые, распространены натриевые и натриево-кальциевые пироксены, в основном эгирин, эгирин-диопсид — эгирин-геденбергит. Резко подчиненную роль в названных породах играют фассаит, омфацит, пижонит, редко отмечается ферроавгит. В стекловатых андезитах обнаружены пижонит и ферропижонит, в кислых дифференциатах основной магмы — феррогеденбергит. В ультраосновных и основных интрузивных породах, обогащенных хромом, образуются хромовые авгиты и хромовые титанавгиты.

В щелочных породах главными пироксенами являются натриевые и натриево-кальциевые — эгирин и эгирин-диопсид — эгирин-геденбергит, в меньшей степени, но все же значительно, распространены авгит, диопсид, салит. В основных щелочных породах известны титанавгиты и ферроавгиты. В кислых магматических породах пироксены распространены незначительно. В гранитоидах известны эгирин, очень редко в виде аксессуарного минерала присутствует сподумен. В кислых эффузивах обнаружены эгирин, авгит, ферроавгит; в туффитах — эгирин.

В целом в моноклинных пироксенах магматических пород в большинстве случаев происходит увеличение содержания железа при снижении температуры кристаллизации и с переходом от ультраосновных пород к кислым и щелочным. В эффузивных породах при переходе от базальтов к щелочным базальтам с фельдшпатоидами прослежено увеличение содержания в пироксенах Al^{IV} , Al^{IV+VI} , Ti, Fe^{3+} , Ca, Na и уменьшение Si, Al^{VI} , Fe^{2+} , Mg. В щелочных эффузивных породах эволюция состава пироксенов идет по линии диопсид—геденбергит, в известково-щелочных и нормальных сериях — по линии диопсид—ферросилит [42].

Состав моноклинных пироксенов из пегматитов ультраосновных, основных и щелочных пород в целом соответствует составу пироксенов материнских пород (авгит, диопсид — геденбергит, эгирин-диопсид — эгирин-геденбергит, эгирин). В гранитных литиевых пегматитах роль породообразующего минерала часто играет сподумен. Известны единичные находки его в камерных пегматитах. В редких случаях в камерных пегматитах субщелочных гранитов встречается эгирин. На контакте гранитных пегматитов с известняками, вблизи тел амфиболитов и парагнейсов, обнаружен диопсид, на контакте с ультраосновными породами — салит.

В метаморфических породах моноклинные пироксены являются важнейшими из темноцветных минералов, здесь они распространены даже шире, чем в магматических образованиях. Особенно велика их роль в ультраосновных и основных породах, преобладающих в нижних частях земной коры и в мантии. В метаморфических породах известны все моноклинные пироксены, кроме сподумена. Они устойчивы в большом интервале температур при высоком давлении и встречаются в различных породах — от эклогитов до глаукофановых сланцев и жадеитсодержащих кварцитов. При низком и среднем давлении они распространены лишь в богатых Ca породах — метаморфизованных основных и ультраосновных, карбонатных и известково-силикатных. В редких случаях они образуются и при низких температурах (порядка 200—300°), но обычно при этих температурах замещаются роговой обманкой, а при наличии CO_2 карбонатируются. Достаточно широко при низком и среднем давлении моноклинные пироксены

распространены только в высокотемпературных породах, образовавшихся выше 500—550°.

Состав моноклинных пироксенов метаморфических пород изменяется в широких пределах. Известны кальциевые пироксены — от чистых диопсидов в мраморах до геденбергита и марганцевого геденбергита в скарнах, авгиты различного состава, фассаит с высоким содержанием Al и Ti и пижонит, а также разнообразные натриевые пироксены, отвечающие почти всем составам системы диопсид—эгирин—жадеит. Бедные кальцием пироксены (типа пижонита и бедного кальцием авгита) в метаморфических породах встречаются редко. В скарновых месторождениях известны марганцевые и цинковые разновидности пироксенов. В приконтактовой части тел биотит-гранатовых гнейсов обнаружен каноит. Большое разнообразие моноклинных пироксенов в метаморфических породах привело к выделению около 30 главных парагенетических пироксен-содержащих ассоциаций [Дир и др., 1965, и 42, 90]. Большинство из них характерно для основных и карбонатных пород высокотемпературных фаций, а также для более редких магнезиальных (ультраосновных) и железистых пород. В кварц-полевошпатовых породах пироксены распространены гораздо меньше [64].

В ультраосновных и основных породах различного генезиса часто устанавливается совместное нахождение моноклинных и ромбических пироксенов. Из метаморфических пород двухпироксеновыми наиболее часто являются гнейсы (с плагиоклазом, редко с калиевым полевым шпатом) и пироксениты (обычно с амфиболом и магнетитом), а также высокотемпературные породы железистых формаций. При высоком давлении (эклогитовая фация) и при пониженной температуре (амфиболитовая фация) ассоциация ромбического и моноклинного пироксена устойчива только в ультраосновных породах [64].

В гидротермальных образованиях роль пироксенов резко падает. Наиболее известен эгирин, образующийся иногда в рудных зонах гидротермальных месторождений TR, Fe, Be, Nb и F, связанных с щелочными породами, и в гидротермальных прожилках, секущих железорудные толщи. В полостях литиевых пегматитов из гидротермальных растворов кристаллизовался сподумен. В виде жил, секущих омфацит-глаукофановые сланцы, метадиабазы и другие породы глаукофановой фации метаморфизма, наблюдается омфацит; он обнаружен также в хрусталеносных жилах альпийского типа. В виде поздних прожилков в риолитах встречен йохансенит. В кварц-полевошпатовых жилах, секущих аплит-пегматиты, встречен салит. Он известен также в гидротермальных жилах среди трапповых долеритов и серпентизированных перидотитов.

Для осадочных пород пироксены не характерны. В них известен только эгирин, который обнаружен в породах формации Грин-Ривер (в бентонитах, образовавшихся при изменении вулканических пеплов и туфов, и в пустотах выщелачивания алевролитовых мергелей).

Моноклинные пироксены — характерные силикаты метеоритов. Особенно распространены они в каменных метеоритах, в которых иногда являются главными минералами (авгит, ферроавгит, диопсид, пижонит, ферропижонит и фассаит). В железных метеоритах наблюдаются сростания моноклинных пироксенов с ромбическими (пижонита с гиперстеном, диопсида и авгита с бронзитом и гиперстеном); отмечено совместное нахождение пироксенов разного состава (диопсида и энстатита, авгита и гиперстена, ферроавгита и ферропижонита). Образование моноклинных пироксенов в метеоритах, возможно, связано с механической деформацией и расплавлением ромбических пироксенов при ударе о Землю [91]. Этим же, вероятно, обусловлено полисинтетическое двойникование их [92, 93].

Моноклинные пироксены — важнейшие компоненты большинства изученных лунных пород. Они являются породообразующими минералами лунных базальтов, микроаббро, реголитов (обнаружены авгит, ферроавгит, пижонит, фассаит, геденбергит, клиногиперстен) [94—102]. Наиболее распространены авгит (от бедного до богатого Ca), ферроавгит, титанавгит, в меньшей степени — пижонит. Авгит и пижонит образуют зональные кристаллы (чаще с пижонитом

в центре), параллельные сростки и взаимные прорастания. Фассант в незначительном количестве обнаружен во внешних зонах сложных пижонит-авгитовых кристаллов [98], а также по периферии скелетных образований пироксенов [103]. Геденбергит встречается в очень небольшом количестве в микрогаббро, а также в симплектитовых сростках с фаялитом в ферробазальте [28]. Клиногиперстен совместно с гиперстеном обнаружен в продуктах распада твердого раствора [96]. Характерной чертой лунных пироксенов, особенно авгитов, является значительное содержание в них Fe и Ti. Некоторые авгиты содержат эти компоненты в количествах, превышающих известные для земных пироксенов, часто в них обнаруживается Cr [28, 95, 96, 104].

Л и т е р а т у р а

1. Warren B. E., Bragg W. L. Zs. Krist., 1928, 69, 168.
2. Zussman J. Earth Sci. Rev., 1968, 4, N 1, 39.
3. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Min. Soc. America, Spec. Paper, 1969, 2, 31—50.
4. Prewitt C. T., Burnham C. W. Am. Min., 1966, 51, N 7, 956.
5. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Contrib. min., petrol., 1968, 20, 81—85.
6. Veblen D. R., Burnham C. W. Can. Min., 1969, 10, pt 1, 147.
7. Freed R. L., Peacor D. R. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 709—782.
8. Peacor D. R. Am. Min., 1967, 52, N 1-2, 31—41.
9. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. Zs. Krist., 1960, 114, N 1-2, 120.
10. Burnham C. W. Papers. proc. 5-th Gen. Meet. IMA, Cambridge. Min. Soc. London, 1968, 334.
11. Morimoto N., Güven N. Am. Min., 1970, 55, N 7-8, 1195.
12. Matsumoto T., Tokonami H., Morimoto N. Am. Min., 1975, 60, N 7-8, 634.
13. Viswanathan K. Am. Min., 1966, 51, N 3-4, 429.
14. Whittaker E. J. W. Acta Cryst., 1960, 13, 741.
15. Kuno H., Hess H. H. Am. J. Sci., 1953, 251, N 10, 741; Am. Min., 1955, 40, N 1-2, 70.
16. Brown G. M. Am. Min., 1960, 45, N 1-2, 15.
17. Winchell H., Tilling R. Am. J. Sci., 1960, 258, N 8, 529.
18. Winchell H. Am. J. Sci., 1961, 259, N 4, 295; Am. J. Sci., 1963, 261, N 2, 168.
19. Schärer G. Chem. d. Erde, 1970, 29, N 2, 69.
20. Gam P., Brown W. G., Muir I. D., Bancroft G. M., Williams P. G. Geoch., cosm. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 377.
21. Chisté J. M., Lally J. S., Heuer A. H., Fisher R. M., Griggs D., Radcliffe S. V. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 1, suppl. 4, 698.
22. Brown G. M., Emelens C. H., Holland J. G., Peckel A., Phillips R. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 583.
23. Dracke J. C., Klein C. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 1, suppl. 4, 467.
24. Klein C., Dracke J. C., Frondel S. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 265.
25. Carter N. L., Fernandes L. A., Ave Lallemand H. G., Leung I. S. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 775.
26. Родыгина В. Г. Сб. статей по геологии Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1975, 125.
27. Годлевский М. Н., Батальев А. Д. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 196.
28. Anderson A. T., Grewe Jr. A. V., Goldsmith J. R., Moore P. B., Newton J. C., Olsen E. J., Smith J. V., Wyllie P. J. Science, 1970, 167, N 3918, 587.
29. Солодовникова Л. Л. Тр. Ленингр. об-ва ест., отд. геол. и мин., 1934, 63, вып. 2, 126.
30. Барабанов В. Ф. ДАН СССР, 1948, 63, № 6, 555.
31. Крылова С. К. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 251.
32. Иванкин Г. А. Тр. Томск. ун-та, 1953. Сер. геол., 124, 223.
33. Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестанского Алая. Изд. Ленингр. ун-та, 1970, 127.
34. Wolfe C. W. Am. Min., 1955, 40, N 3-4, 248.
35. Spencer L. J. Données numériques de cristallographie et de minéralogie. Paris, 1926, 5, 1326.
36. Zambonini F. Zs. Krist., 1909, 46, N. 1, 1.
37. Фекличев В. Г. Микрорентгенографический анализ М.: Наука, 1966, 145.
38. Францесон Е. В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968, 145.
39. Васильев Ю. Р. Геология и геофизика, 1970, № 6, 130.
40. Додин Д. А., Голубков В. С. ДАН СССР, 1971, 103, № 2, 403.
41. Рябов В. В., Бакуменко И. Т., Фоминых И. Н. В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, 47.
42. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 5.
43. Holzner J. Zs. Krist., 1934, 87, N. 1-2, 1.
44. Ормонт Н. Н. Весн. Моск. ун-та. Сер. биол.-почв., геол., геогр., 1956, № 1, 95.
45. Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2, 87.
46. Севишикова Е. В., Шабынин Л. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 207.
47. Dowty E., Clark J. R. Am. Min., 1973, 58, N 2-3, 230.

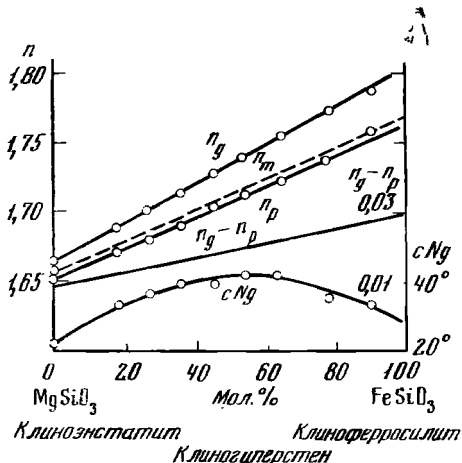
48. Dowy E., Lindsley D. H. Am. Min., 1973, 58, N 9-10, 850.
49. Sabinin L. I. Sonderbruck Geol., 1970, 19, H. 5, 549.
50. Островерхий И. А. В кн.: Акад. Д. С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 505.
51. Henriques A. Ark. min., geol., 1958, 2, H. 4, 337, 341, 381.
52. Hori F. Sci. Papers. Coll. gen. educ. Univ. Tokyo, 1954, 4, 71
53. Winchell H. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, N 12, 200.
54. Winchell H. Am. J. Sci., 1963, 261, N 2, 168.
55. Цетков А. И. Тр. ИГиН АН СССР, 1951, вып. 138. Сер. петр., № 41, 3.
56. König G. Beitr. Min., Petr., 1960, 7, H. 6, 409.
57. Boyd F. R., Schärer I. E. J. Petrology, 1964, 5, N 2, 275.
58. Yagi K. Am. Min., 1966, 51, N 7, 976.
59. Lindsley D. H., Munoz J. L. Am. J. Sci., 1969, 267-A, 295.
60. Hays J. F. Am. Min., 1966, 51, N 9-10, 1524.
61. Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докл. Изд. ВИНТИ, М., 1971, 70.
62. Green D. H., Ringwood A. E. Austr. Nat. Univ. Publ., 1966, N 444, 7.
63. Davis B. T. C., Boyd F. R. J. Geophys. Res., 1966, 71, N 14, 3567.
64. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 5, 180, 220.
65. Kushiro I. Am. J. Sci., 1969, 267-A, 269.
66. Bell P. M., Davis P. T. C. Am. J. Sci., 1969, 267-A, 17.
67. Виленский А. М., Шкодинский В. С., Зедгенизов А. Н. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, 120.
68. Дмитриев Л. В. Геохимия, 1972, № 3, 266.
69. Бейсеев О. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 4, 483.
70. Roy S. Min. Mag., 1971, 38, N 293, 32.
71. Грачев А. Ф., Бломштейн Э. И., Соколова Е. П., Левыкин А. И. ДАН СССР, 1973, 211, № 2, 445.
72. Kornprobst J. Contrib. min., petrol., 1969, 23, N 4, 283.
73. Наумов В. Б., Поляков А. И. Геохимия, 1971, № 4, 379.
74. Костюк В. П., Панина Л. И. ДАН СССР, 1970, 194, № 4, 919.
75. Соболев В. С., Панина Л. И., Чепурнов А. И. ДАН СССР, 1972, 205, № 1, 201.
76. Костюк В. П., Костюк Е. Л., Базарова Т. Ю., Кузнецова И. К., Лаврентьев Ю. Г., По-качалова О. С. В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977, 3.
77. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 70, 142.
78. Håkili T. A., Wright Th. L. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 5, 877.
79. Kuno H. Mineral. J., Japan, 1966, 5, N 1, 21.
80. Aramaki S., Katasura T. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1973, 68, N 4, 101.
81. Перчук Л. Л. Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973, 3.
82. Schtus W. R., Wood J. A. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 5, 747.
83. Гинзбург И. В. В кн.: Отдельные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, 264.
84. Гинзбург И. В. Бюлл. Мсск. сб-ва испыт. прир., 1974, отд. геол., 49, вып. 6, 74.
85. Saxena S. K. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 643.
86. Mori T., Green P. H. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 616.
87. Mercier F. C. C. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 603.
88. McCallister R. U., Fingerd L. W., Ohashi Y. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 671.
89. Presnal D. C. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 582.
90. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
91. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975, 247.
92. Mason B. Lithos, 1968, 1, N 1, 1.
93. Лазаренко Е. К., Ясинская А. А. Мин. сб. Львов, 1972, № 26, вып. 1, 14.
94. Agrell S. O., Seccon J. H., Muir I. D., Long J. V. P., McConnel J. D. C., Peckett A. Science, 1970, 167, N 3918, 583.
95. Keil K., McKay G. A., Prinz M., Green J. A. Earth. Planet. Sci. Lett., 1972, 13, N 2, 243.
96. Мэйсон Бр., Мелсон Уил. Лунные породы. М.: Мир, 1973, 3.
97. Ross M., Bence A. E., Dworknik E. J., Clark J. R., Papike J. J. Science, 1970, 167, N 3918, 628.
98. Brown G. S., Wechler B. A. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 1, suppl. 4, 887.
99. Якети П., Уорнер Дж., Ридли В. И., Рид Н. М., Хармон Р. С., Брет П., Браун Р. В. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 64.
100. Тарассе Л. С., Шесалеевский И. Д., Назаров М. А. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 129.
101. Стилл И. М., Смит Дж. В. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 205.
102. Грив Р., Мак-Кей Г., Вэйл Д. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 215.
103. Marwin U. B., Wood J. A., Dickey J. S. Earth a. Planet. Sci. Lett., 1970, 7, 346.
104. Yagi K., Onita K. J. Fac. sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, 1967, 13, N 4, 463.

Магнезиально-железистые моноклинные пироксены

ГРУППА КЛИНОЭНСТАТИТА

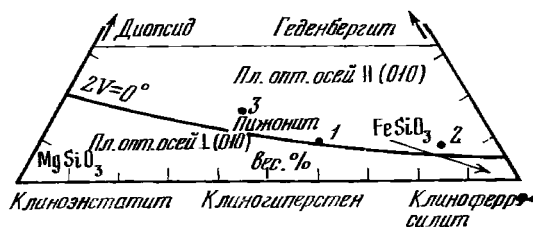
	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Клиноэнстатит $Mg_2[Si_2O_6]$	9,602	8,822	5,169	$108^\circ 11'$	3,19
Клинобронзит $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$	9,623	8,864	5,185	$108^\circ 14'$	3,20
Клиногиперстен $(Fe, Mg)_2[Si_2O_6]$	9,69	8,954	5,25	$108^\circ 33'$	3,519
Клиноэвлит $(Fe, Mg)_2[Si_2O_6]$	—	—	—	—	3,70
Клиноферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$	9,718	9,088	5,239	$108^\circ 27'$	3,90
Пишонит $(Mg, Fe^{2+}, Ca)(Mg, Fe^{2+})[Si_2O_6]$	9,69	8,94	5,23	$108^\circ 48'$	3,17—3,46
Канойт $MnMg[Si_2O_6]$	9,739	8,939	5,260	$108^\circ 34'$	3,60

Для ряда клиноэнстатит—клиноферросилит предлагались названия: клиноэнстениты — clinoenstenites (Винчел, 1953), клиногиперстены (Поваренных, 1966), клиноромбические пироксены (Людочкин, 1955). Минералы этого ряда являются полиморфными модификациями минералов ряда энстатит — ферросилит. Их подразделение по химическому составу отвечает классификации ромбических пироксенов; границы между ними также условны. С возрастанием содержания Fe^{2+} в этих минералах увеличиваются параметры элементарной ячейки, удельный вес, показатели преломления, двупреломление, угол погасания, но уменьшается значение угла оптических осей (фиг. 114) [1].



Фиг. 114. Зависимость оптических свойств от состава в ряду клиноэнстатит—ферросилит (по Винчелу)

Фиг. 115. Оптическая ориентировка клиноэнстатит—ферросилита, диопсид—геденбергита и пишонита (по Хенри)



Пишонит и канойт от минералов ряда клиноэнстатит — клиноферросилит отличаются оптической ориентировкой, а пишонит также — меньшим значением угла оптических осей и большим углом погасания (фиг. 115), канойт — содержанием Mn. Для всех магнезиально-железистых моноклинных пироксенов характерны сростания друг с другом и с ромбическими пироксенами.

Л и т е р а т у р а

1. Henry N. F. M. Min. Mag., 1938, 25, N 160, 24.

Клиноэнстатит Clinoenstatite



Название указывает на близость к энстатиту по составу и на моноклинную сингонию минерала [1].

Синон. Низкий клиноэнстатит.

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, пластинки, микролиты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2v}^5 — $P2_1/c$. $a_0 = 9,602$, $b_0 = 8,822$, $c_0 = 5,169$ Å, $\beta = 108^\circ 11'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,088 : 1 : 0,588$; $Z = 4$ [2]; $a_0 =$

$= 9,63$, $b_0 = 8,80$, $c_0 = 5,18$ Å, $\beta = 108^\circ 35'$ [3]; $a_0 = 9,62$, $b_0 = 8,83$, $c_0 = 5,19$ Å, $\beta = 108^\circ 21\frac{1}{2}'$ (Штрунц, 1970). Для искусственного клиноэнстатита [4—7]: $a_0 = 9,612$ — $9,618$, $b_0 = 8,820$ — $8,928$, $c_0 = 5,186$ — $5,201$ Å, $\beta = 108^\circ 10'$ — $108^\circ 25'$.

Кристаллическая структура клиноэнстатита впервые была определена в 1960 г. [4] и уточнена в 1969 г. [8]. В отличие от диопсида в ней различаются кремнекислородные цепочки двух кристаллографически неэквивалентных типов и две различные октаэдрические катионные позиции M(1) и M(2) в слоях, параллельных (100). Средние межкатионные расстояния (в Å): Si (A) — O = 1,64, Si (B) — O = 1,66, M(1) — O = 2,07, M(2) — O = 2,15. Обе M-позиции заняты Mg в шестерной координации. Клиноэнстатит (низкий клиноэнстатит) является полиморфной модификацией MgSiO₃, занимающей по устойчивости промежуточное положение между протоэнстатитом и ортоэнстатитом [9].

Монокл.-призм. кл. $C_{2h} - 2/m$ (L_2CP). $a : b : c = 1,033 : 1 : 0,591$, $\beta = 106^\circ$ [10]. На кристаллах обычны формы: (100), (010), (110) и (111) [10]. Углы ($1\bar{1}0$) : (110) = $86^\circ 30'$ и (110) : ($1\bar{1}0$) = $93^\circ 30'$ [11]. Кристаллы призматические, реже таблитчатые, удлинённые по оси c (до 3—6 мм, обычно около 1 мм) [11]. Двойникование полисинтетическое по (100); средняя толщина двойниковых пластинок 0,015 мм, иногда изменяется в одном монокристалльном индивидуе (в ядре толще, чем по краям) [11]. Клиноэнстатит, образовавшийся в энстатите при односторонних давлениях, часто бывает не сдвойникован [3].

Физ. св. Сп. по (110) или совершенная, или ясная с углом между плоскостями спайности 87 — 89° . Отдельность по (001). Хрупкий. Тв. 6. Уд.в. искусственных клиноэнстатитов 3,19—3,209 [6, 12]. Бесцветный, редко желтоватый, розоватый. Бл. стеклянный. Прозрачный. По данным о теплоемкости в интервале 50—298K стандартная энтропия клиноэнстатита $S_{298,15}^\circ = 32,44 \pm 0,50$ ккал/моль·град [13]; по данным о теплотах разложения в растворах HF — $\Delta H_{298,15}^\circ = -17,0 \pm 0,3$ ккал/моль [14, 15], чему соответствует стандартная энтальпия $\Delta H_f^\circ; 298,15 = -739,9 \pm 0,5$ ккал/моль. Уравнение температурной зависимости теплоемкости следующее: $C_p = 49,10 + 9,48 \cdot 10^{-3} T - 12,56 \cdot 10^{-5} T^2$ [16].

Микр. В прох. свете бесцветный. Двусосный (+). Удлинение (+). Пл. опт. осей \perp (010), $N_p = b$. $cN_g = 24$ — 32° [2, 11, 17], для искусственных 22° [6, 12]. $n_g = 1,663$, $n_m = 1,656$, $n_p = 1,654$ [2]; для искусственных: $n_g = 1,660$, $n_m = 1,650$ — $1,654$, $n_p = 1,648$ — $1,651$ [6]. Для энстатита в вулканическом стекле из Папуа $n_g = 1,661$ — $1,664$ [11]. $n_g - n_p = 0,009$ — $0,012$. $2V$ для природных образцов 25 — 56° [1, 10, 16]; для искусственных — 44 — 53° [12, 18]. Дисперсия $r < v$. В фенокристаллах клиноэнстатита из порфиритового вулканического стекла из Папуа наблюдается очень много трещин спайности и отдельности и масса мельчайших газовой-жидких включений. Отмечаются тесные срастания клиноэнстатита с бронзитом; пластинок распада твердых растворов в клиноэнстатите нет [11]. Пластинчатые срастания клиноэнстатита с пижонит-авгитом по (100) и (001) обнаружены в породах р. Мони на Северо-Востоке СССР [19].

Хим. Анализы (микронзондовые):

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	—	0,10	0,05	—	—
MgO	39,33	39,3	39,5	33,7—34,3	30,9
CaO	—	0,2	0,4	0,15—0,3	1,94
MnO	—	0,14	0,1	—	—
FeO	0,04	0,69	0,93	6,0—7,9	9,5
Al ₂ O ₃	—	0,28	0,32	0,3—0,6	1,03
Cr ₂ O ₃	—	—	0,36	—	0,37

	1	2	3	4	5
SiO ₂	59,97	59,5	58,2	—	55,4
TiO ₂	—	—	0,03	—	0,45
Сумма	99,34	100,21	100,059 *	—	99,59

* В том числе Fe₂O₃ — 0,03, NiO — 0,034, K₂O — 0,005, P₂O₅ — 0,1

1 — клиноэнстатит, полученный путем отжига энстатита из метеорита Бишопвилл, анал. не указан [4];

2 — из энстатитовых хондритов (среднее из 4 определений) [20];

3 — из энстатитового хондрита Кота-Кота [2];

4 — из вулканического стекла мыса Вогел, Папуа [11]; 5 — «магнезиальный пижонит», из лунного грунта [21] (по содержанию FeO близок к клинобронзиту).

Наиболее достоверно идентифицированный и тщательно изученный клиноэнстатит фенокристаллов из вулканического стекла (Папуа) содержит 10,3—14,5% FeSiO₃ [11].

Искусственный клиноэнстатит из шлака феррохромного производства [22], содержащий повышенное количество хрома, назван хром-клиноэнстатитом.

Повед. при нагр. Температура плавления 1577°, начало диссоциации — при 1557° [6].

Нахожд. Встречается редко, но чаще, чем все другие магнезиально-железистые моноклинные пироксены. Обнаружен в эффузивных породах. Детально изучен клиноэнстатит фенокристаллов в вулканическом порфировом стекле мыса Вогел на о-ве Новая Гвинея (Папуа) [11], где он тесно ассоциируется с бронзитом и хромовой шпинелью. Предполагается его образование из протоэнстатита [11]. Известны находки клиноэнстатита в четвертичных базальтах р. Мони [19] и р. Индигирки [23] на Северо-Востоке СССР; в мелилит-базальте Уганды [24]. Относительно часто встречается в виде пластинок по (100) в энстатите и в виде каемок вокруг него в ультраосновных породах. Известен в породах перидотитового массива в Азербайджане [25]; в ультраосновных катаклазированных породах Финеро в Италии и на о-ве Южный в Новой Зеландии [26], в ультраосновных породах Папуа [3, 27]. Образование пластинок клиноэнстатита в энстатите рассматривается как результат инверсии ромбического энстатита при одностороннем напряжении. Нередко клиноэнстатит в этих пластинках не sdвойникован. Подобное же происхождение имеют клиноэнстатитовые кинк-полосы в бронзите метаморфизованного габбро Центральной Австралии [16] и контактово-метаморфизованного комплекса Ингалс в центральной части Каскадных гор в шт. Вашингтон (США) [28]. Обнаружен в кимберлитах трубки Мабуки в Танганьике [29]. Является составной частью многих каменных метеоритов [30]. Как и в земных породах, в метеоритах различают клиноэнстатит по протоэнстатиту [2, 20] и клиноэнстатит в виде несдвойникованных пластинок в энстатите, образовавшийся при действии стрессовых напряжений [20].

Текстуры клиноэнстатитовых пластинок в метеоритах изучались методами высоковольтной электронной микроскопии и дифрактометрии [31, 32, 33], явления полиморфных превращений — высокотемпературным нагреванием с последующими закалкой и рентгеноструктурным анализом [34].

Детально изучен клиноэнстатит из энстатитового хондрита Кота-Кота [2] и углистого хондрита Старое Борискино [35]. Клиноэнстатит («богатый Mg пижонит», «магнезиальный пижонит») установлен в пробах грунта «Луна-20» [21].

Изм. Замещается серпентином и роговой обманкой.

Искусств. Легко синтезируется из расплава состава MgSiO₃ в присутствии ванадатов Ca или Mo при температуре около 1500° [6]. При высоких давлениях стабилен ниже 600° [36], но верхний температурный предел резко возрастает при стрессовых напряжениях [37]. Несдвойникованный клиноэнстатит экспериментально получен при одностороннем сжатии образцов энстатита и бронзита при температуре 800° и давлении 5 кбар [38, 39]. Клиноэнстатит об-

разуется также при нагревании энстатита до 1400° в течение 24 часов [7, 8] и при нагревании до 1250° бронзита через стадию образования при 820° энстатита, Fe₂O₃ и SiO₂ [40].

Межплоскостные расстояния искусственного клиноэстатита *

CuK_α-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	4	6,36	002	60	2,4594		4	1,9701
020	12	4,413	221	20	2,4358	13 $\bar{2}$	1	1,9419
	8	4,281		16	2,3793	24 $\bar{1}$	8	1,9376
	8	4,052	131	8	2,3380	202	6	1,9271
	8	3,468	400	2	2,2853	42 $\bar{2}$	4	1,8469
021	50	3,2867	311	20	2,2126	331	1	1,8095
220	60	3,1743	040	20	2,2080	510	12	1,7874
22 $\bar{1}$	95	2,9795	112	12	2,1399	222; 132	12	1,7648
33 $\bar{1}$	4	2,8874	33 $\bar{1}$	45	2,1190	241	12	1,7626
310	100	2,8783	330		2,1150	150	16	1,7333
130	8	2,8026	42 $\bar{1}$	4	2,0923	421	2	1,7136
	8	2,7029	40 $\bar{2}$	8	2,0183	Кроме того, 15 линий		
13 $\bar{1}$	35	2,5418	041	10	2,0136	до 1,0128.		
20 $\bar{2}$	35	2,5238	240	4	1,9885			

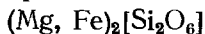
* ASTM, 13-415.

Л и т е р а т у р а

1. Wahl W. Die Enstatitaugit. Helsingfors, 1906; Tschermin. min., petr. Mitt., 1907, 26, 1.
2. Binns R. A. Min. Mag., 1970, 37, N 290, 649.
3. Boland J. N. Contrib. min., petrol., 1974, 47, N 3, 215.
4. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. Zs. Krist., 1960, 114, 120.
5. Kuno H., Hess H. H. Am. J. Sci., 1953, 251, N 10, 741.
6. Винчелл А. Н., Винчелл Г. В. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967, 332.
7. Morimoto N. Carnegie Inst. Washington, 1959, Year book N 58, 197.
8. Morimoto N., Koto K. Zs. Krist., 1969, 129, H. 1—4, 65.
9. Zussman J. Earth Sci. Rev., 1968, 4, N 1, 39.
10. Zambonini F. Zs. Krist., 1909, 46, 1.
11. Dalkwitz W. B., Green D. H., Thompson J. E. J. Petrology, 1966, 7, N 3, 375.
12. Hess H. H. Am. Min., 1949, 34, N 9-10, 621.
13. Kelley K. K. J. Am. Chem. Soc., 1943, 65, N 2, 339.
14. Torgeson O. R., Sahara T. G. J. Am. Chem. Soc., 1948, 70, N 6, 2156.
15. Henningway B. S., Robie R. A. U. S. Geol. Surv., J. Res., 1977, 5, N 4, 413.
16. Kelley K. K. U. S. Bur. Mines, Bull., 1960, N 584, 115.
17. Trommsdorff V., Wenk H. R. Contrib. min., petrol., 1968, 19, N 2, 158.
18. Turner E. J., Heard H., Griggs D. T. Intern. Geol. Congress Rept. XXI, Copenhagen, 1960, pt 18, 399.
19. Устисев Е. К. Анжйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 101.
20. Mason B. Lithos, 1968, 1 N 1, 1.
21. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 255.
22. Белянкин Д. С., Лапин В. В., Молева В. А. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1945, № 1-2, 7.
23. Зилин В. А. Геологический очерк района реки Сяляп и нижнего течения реки Ожогинской (Ксельма) Л.—М.: ГОИТИ, 1938, 34.
24. Holmes A., Harwood H. F. Quart. J. Geol. Soc. London, 1932, 88, 370.
25. Азисбексв Ш. А., Патаилы Н. В., Шихалибеили Э. Ш. Изв. АН АзербССР, 1950, № 4, 56.
26. Brodie K. H., White S. H. J. Geol. Soc. London, 1978, N 3, 317.
27. Boland J. N. Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 3, 229.
28. Frost B. R. Ph. D. Thesis, Univ. Wash., Seattle, Washington, 1973.
29. Teale E. O. Min. Mag., 1928, 39, 79.
30. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965, 78.
31. Ashworth J. R., Barber D. J. Develop. Electron Microsc. and Anal. Proc. EMAG-75, Bristol, 1975. London, 1976, 517.
32. Reid A. M., Cohen A. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, № 4, 661.
33. Pollack S. S. Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, N 11, 1209.
34. Smyth J. R. Am. Min., 1974, 59 N 3-4, 345.

35. *Кваша Л. Г.* Метеоритика, 1948, вып. 4, 83.
 36. *Boyd F. R., England J. L.* Carnegie Inst. Washington, 1965, Year book N 64, 117.
 37. *Coe R. S.* Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 3, 247.
 38. *Coe R. S., Müller W. F.* Science, 1973, 180, N 4081, 64.
 39. *Coe R. S., Kirby S. H.* Contrib. min., petrol., 1975, 52, N 1, 29.
 40. *Koltermann M. N.* Ж. Мин., Monatsh., 1964, Н. 8, 234.

Клинобронзит Clinobronzite



Название указывает на близость к бронзиту по составу и на моноклинную сингонию минерала [1].

Характ. выдел. Пластинки, зерна, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2v}^5 - P2_1/c$. $a_0 = 9,618$ и $9,623$, $b_0 = 8,842$ и $8,864$, $c_0 = 5,182$ и $5,185$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,086 : 1 : 0,585$, $\beta = 108^\circ 21'$ и $108^\circ 14'$ соответственно для клинобронзита с содержанием FeO 8,5 и 12,6% [2]. $Z = 4$. Изоструктурен с клиноэнстатитом. В кварц-диабазовой дайке Понсет, шт. Коннектикут (США) известны псевдоморфозы бронзита по клинобронзиту с сохранением кристаллов последнего с формами (100), (010), (110) и (011) — фиг. 116. Зональность и сложная система двойникования, обнаруженные в этих кристаллах, подтверждают их моноклинность [3]. Двойникование полисинтетическое по (100).

Физ. св. Сп. по (110) и (010) совершенная, отдельность по (001). Тв. 6. Уд. в. 3,209 [4]. Цв. желтоватый, бесцветный.

Микр. В прох. свете в шлифах бесцветный. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010). $cNg = 33-36^\circ$. $n_g = 1,681-1,688$, $n_m = 1,671-1,678$, $n_p = 1,668-1,675$. $2V = 57^\circ$ [2]. У искусственного [4]: $cNg = 22,4^\circ \pm 1,9^\circ$, $n_g = 1,6605$, $n_m = 1,6503$, $n_p = 1,6484$, $n_g - n_p = 0,0121$, $2V = 25^\circ$.

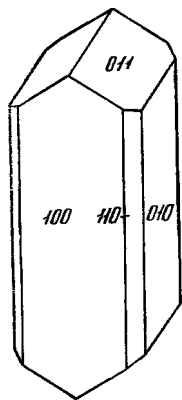
Хим. Анализы (микросондовые):

	1	2	3		1	2	3
MgO	32,8	32,3	29,7	Cr ₂ O ₃	0,6	0,4	0,39
CaO	1,3	0,17	1,4	SiO ₂	55,2	56,6	54,6
MnO	0,42	0,54	0,47	TiO ₂	0,1	0,08	0,15
FeO	8,5	9,9	12,6				
Al ₂ O ₃	0,71	0,08	0,54	Сумма	99,63*	100,07	99,85**

* Кроме того, Fe₂O₃ < 0,1, NiO — 0,022, Na₂O — 0,14, K₂O — 0,01, P₂O₅ < 0,1.

** Кроме того, Fe₂O₃ < 0,1, NiO — 0,027, Na₂O — 0,21, K₂O — 0,03, P₂O₅ < 0,1.

1 — из оливин-бронзитового ахондрита Парналли [2]; 2 — из железокремнистого метеорита Штейнбах [5]; 3 — из оливин-гиперстенового хондрита Гхубара [2].



Фиг. 116. Кристалл клинобронзита (по Филпотсу Грейю)

Находж. В земных породах известна находка клинобронзита в кварц-диабазовой дайке Понсет в шт. Коннектикут (США) в виде отмеченных выше кристаллов, отвечающих ему по форме, но по свойствам являющихся бронзитом. Предполагается инверсионное превращение клинобронзита в бронзит в условиях медленного охлаждения, чем объясняется также и появление полисинтетических двойников [3]. Полисинтетически сдвойникованный клинобронзит отмечен в платиноносном норите района Линденбург в Трансваале (ЮАР) [6]. Клинобронзит в форме пластинчатых тонко полисинтетически сдвойникованных образований обычен в каменных [2, 7] и в силикатной части железокремнистых [5] метеоритов. В алмазсодержащих каменных метеоритах (уреилитах) он встречается в виде несдвойникованных кристаллов и простых двойников [8]. Предполагается, что клинобронзит в метеоритах возник путем

инверсии протобронзита [5, 8, 9]. Клинобронзит обнаружен в виде пластинок распада твердого раствора пижонита в одном из образцов «Луны-20» [10].

Межплоскостные расстояния клинобронзита из метеорита Парналли [2]

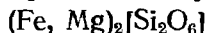
Си-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<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>
4	4,418	35	2,459	1	1,940	7	1,522
1	4,301	10	2,436	5	1,789	2	1,488
15	3,287	2	2,381	2	1,765	15	1,474
85	3,177	6	2,210	5	1,736	1	1,395
55	2,982	20	2,119	1	1,641	15	1,378
100	2,880	4	2,096	25	1,608	2	1,268
40	2,542	15	2,023	1	1,591	1	1,216
2	2,519	4	1,987	3	1,530	1	1,050

Л и т е р а т у р а

1. Wahl W. Die Enstatitaugit. Helsingfors, 1906; Tscherm. min., petr. Mitt., 1907, 26, 1.
2. Binns R. A. Min. Mag., 1970, 37, N 290, 649.
3. Philpotts A. R., Gray N. H. Am. Min., 1974, 59, N 3-4, 374.
4. Винчелл А. Н., Винчелл Г. В. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967, 334.
5. Reid A. M., Williams R. J., Takeda H. Earth a. Planet. Sci. Lett. 1974, 22, N 1, 67.
6. Wagner P. A. South African J. Industries, 1925, 8, 90.
7. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965, 108.
8. Mason B. Lithos, 1968, 1, N 1, 1.
9. Ashworth J. R., Barber D. J. Develop. Electron Microsc. and Anal. Proc. EMAG-75, Bristol, 1975, London, 1976, 517.
10. Фрсндел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 248.

Клиногиперстен Clinohypersthene



Название указывает на близость к гиперстену по составу и ва моноклинную сингснюю минерала [1].

Синоч. Гокант — gokaite [2] — клинопироксен с малым 2*V* из Гока (о-в Оки, Япония).

Характ. выдел. Пластинки.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/c$. Параметры элементарной ячейки искусственного клиногиперстена [3]: $a_0 = 9,69-9,717$, $b_0 = 8,95-8,994$, $c_0 = 5,244-5,25$ Å, $\beta = 108^\circ 33' - 109^\circ 03'$; $Z = 4$. Представлен тонкими пластинками в зернах гиперстена [4] или авгита [5]. У пластинок клиногиперстена и вмещающего их авгита кристаллографические оси *a* и *b* общие, оси *c* наклонены друг к другу под углом в несколько градусов [5]. Двойникование полисинтетическое по (100).

Физ. св. Сп. по (110) и (010) совершенная, по (100) несовершенная, отдельность по (001). Тв. 6. Уд.в. искусственных клиногиперстенов 3,519—3,543 [3, 6]. Цв. медово-желтый [5].

Микр. В прох. свете в шлифах бесцветный, коричневатый, зеленоватый. Плеохроизм: по *Ng* — светло-зеленый, по *Nm* — светло-желто-зеленый, по *Np* — светло-красновато-коричневый, $Nm < Np < Ng$ (по Трегеру). Двусный (+). Удлинение (+). Пл. опт. осей \perp (010). Оптические константы искусственных клиногиперстенов: cNg от 40° до 42° [3, 6, 7]; $n_g = 1,737$ [3] и $1,718$ [6], $n_m = 1,709$ [3], $n_p = 1,708$ [3] и $1,699$ [6], $n_g - n_p = 0,020-0,029$, $2V = 32^\circ$ [6].

Хим. Анализы (микронзондовые):

	1	2	1	2
Na ₂ O	0,01	0,05	Al ₂ O ₃	0,49 0,85
K ₂ O	—	<0,01	Cr ₂ O ₃	0,35 <0,01
MgO	21,69	19,60	SiO ₂	53,83 52,2

	1	2		1	2
CaO	0,89	0,80	TiO ₂	0,37	0,2
MnO	0,42	0,60	Сумма	101,07	99,92
FeO	23,02	25,60			

1 — из проб «Луны-20» [8]; 2 — пластинки в авгите, из интрузии Бушвельд (ЮАР) [9].

Находж. В земных горных породах достоверно установлен лишь в виде микропластинок (шириной 10—15 мкм), содержащих 0,5—0,7% CaO, в авгите норита района Претории (ЮАР), в ферроавгите дупироксеновых гранулитов Брокен-Хила (Австралия) [5] и в авгите пород Бушвельда (ЮАР) [9]. Эти пластинки рассматриваются как продукт распада твердого раствора первичного пироксена.

Сообщения о находках клиногиперстена в сростании с гиперстеном в мелафире Чехословакии, в лаве вулкана Осима и на о-вах Оки в Японии, в «норите» Блуфа в Новой Зеландии недо-стоверны [10].

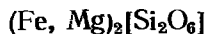
Характерен для брекчированных каменных метеоритов (гиперстеновых ахондритов); в виде полисинтетически сдвойникованных зерен обнаружен внутри крупных обломков гиперстена. Образование его в метеоритах связывается с односторонними механическими деформациями [4]. Клиногиперстен установлен в некоторых породах Луны, в которых он, как и в земных породах, образовался при распаде твердого раствора первичного пироксена [8].

Искусств. Получен в системе MgO — FeO — SiO₂ при охлаждении расплава с 1150 до 970° в результате инверсии протогиперстена [11]. Установлен в искусственных шлаках никелевого производства в виде призматических по оси с кристаллов [6].

Л и т е р а т у р а

1. Wahl W. Die Enstatitaugit. Helsingfors, 1906; *Tscherm. min., petr., Mitt.*, 1907, 26, 1.
2. Tomita T. *Jour. Shangai Sci. Inst., Sec.*, 2, 1936, 2, 99.
3. Винчелл А. Н., Винчелл Г. В. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967, 334.
4. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965, 78.
5. Binns R. A., Long J. V. P., Reed S. J. B. *Nature*, 1963, 193, N 4832, 77.
6. Курцева Н. Н. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1955, вып. 6, 150; ДАН СССР, 1953, 92, № 1, 153.
7. Bowen N. L. *Am. J. Sci.*, 1935, Ser. 5, 30, N 183, 481.
8. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 253.
9. Boyd F. R., Brown G. M. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1962, N 2, 211.
10. Henry N. F. M. *Min. Mag.*, 1938, 25, N 160, 24.
11. Bowen F. R., Brown G. M. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1952, N 2, 211.

[Клиноэвлит Clinoculite



Название указывает на близость к эвлиту по составу и на моноклинную сингонию минерала [1].

Характ. выдел. Зерна, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2v}^2 . — $P2_1/c$. По кристаллической структуре подобен клиноэвстатиту. Параметры элементарной ячейки не определены [1]. Зерна клиноэвлита (до 0,8 мм) характеризуются наличием закономерно ориентированных пластинок распада твердого раствора, свойства и состав которых отвечают ферроавгиту. Оси с клиноэвлита и ферроавгита параллельны, угол β клиноэвлита около 108,5°, ферроавгита — 105°. В одном зерне клиноэвлита установлены пластинчатые вроски (толщина 600 Å) ромбического пироксена, состав которого близок к составу эвлита. Антифазные домены, характерные для пижонита, не обнаружены; следов механической деформации нет. Наблюдаются дислокационные трещинки по (100). Двойникование полисинтетическое.

Физ. св. Сп. по (110) несовершенная, отдельность по (100) и (010) [1]. Тв. 6. Уд. в. искусственного 3,70 [2]. Цв. медово-желтый, желто-бурый.

Микр. В прох. свете в шлифах бесцветный. Двуосный (+). $2V$ около 6° [1]. Для искусственного [2]: пл. опт. осей \perp (010), $Np = (010)$ $cNg = 42-43^\circ$, $n_g = 1,762$, $n_p = 1,733$, $n_g - n_p = 0,029$, $2V = 27^\circ$.

Хим. Анализы (микронзондовые) клиноэвлита из эулизита Вредефорта (ЮАР):

	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма ₁
1	5,8	1,0	2,2	41,7	0,22	47,4	98,32
2	6,0	1,5	2,2	40,9	0,29	46,8	97,69

Изм. Замещается куммингтонитом [1].

Находж. Встречен лишь как породообразующий минерал высокометаморфизованных железорудных пород — эулизитов во Вредефорте (ЮАР) [1]. Составляет около 40% породы, ассоциируется с ферроавгитом, оливином, магнетитом, кварцем, полевыми шпатами и куммингтонитом. Образовался, вероятно, при распаде твердого раствора первичного ферропикнонита.

Искусств. Синтезирован в системе MgO — FeO — SiO₂ при температуре 970—1150° и давлении 1 атм [3], а также при температуре 800° и давлении 5000 кгс/см² [4]. Является одним из главных минералов никелевого шлака, полученного при плавке руды в электропечи на ротштейн [2].

Межплоскостные расстояния искусственного клиноэвлита [2]

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>
1	3,49	5	2,44	2	1,759	1	1,326
3	3,22	2	2,20	8	1,612	4	1,268
10	3,17	5	2,12	4	1,517	3	1,073
8	2,98	4	2,02	5	1,481	4	1,050
10	2,87	2	1,919	1	1,401	3	1,004
4	2,55	1	1,815	6	1,376		

Л и т е р а т у р а

1. Schreyer W., Stepto D., Abraham K., Müller W. F. Contrib. min., petrol., 1978, 65, N 4, 351.
2. Курцева Н. Н. ДАН СССР, 1953, 92, N 1, 153, Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 6, 149.
3. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. J. Sci., 1935, 29, 151.
4. Фонарев В. И., Корольков Г. Я., Докина Т. Н. Геохимия, 1976, № 10, 1498.

Клиноферросилит Clinoferrosilite



Название указывает на близость к ферросилиту по составу и на моноклинную сингонию минерала [1].

Характ. выдел. Кристаллы ($10 \times 20 \times 100$ мкм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$. $a_0 = 9,718$, $b_0 = 9,088$, $c_0 = 5,239$ Å, $\beta = 108^\circ 27'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,069 : 1 : 0,576$, $Z = 4$ [2]. У искусственного: $a_0 = 9,53$, $b_0 = 9,21$, $c_0 = 5,15$ Å, $\beta = 107^\circ 38'$ [3]. Изоструктурен с клиноэнстатитом. Кристаллы игольчатые. Угол (110):(110) = $89^\circ 10'$ [1, 2]. Двойникование полисинтетическое по (100). Отмечаются закономерные сростки с магнетитом: (001) и [010] клиноферросилита \parallel (113) и [110] магнетита [2].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, отдельность по (001). Тв. 6. Уд. в. искусственного 3,90 [4]. Цв. желтоватый, светло-зеленоватый, бесцветный [3].

Микр. В прох. св. в шлифах бесцветный. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010). $cNg = 31^\circ$ [3]; по Трегеру, $cNg = 34^\circ$. $n_g = 1,794$, $n_p = 1,763$ [1]; для искусственного: $n_g = 1,792-1,797$, $n_m = 1,767-1,769$, $n_p = 1,758-1,767$ [3, 4, 5]. $n_g - n_p = 0,028-0,031$. $2V = 25-28^\circ$. Дисперсия $r < v$.

Хим. Анализ(микронзондовый)клиноферросилита из Найваша (Кения)[2]: Fe — 41,5±1,0, Mn — 2,2±0,2%, или FeSiO₃ — 98,0±2,3 и MnSiO₃ — 5,2±±0,5 % [2].

Нахожд. Встречен в литофизах в обсидиане на о-ве Обсидиан в оз. Найваша (Кения) в тесной ассоциации с магнетитом [1, 2], в обсидиане Йеллоустонского национального парка (США) [1]. Моноклинный пироксен, близкий по составу к ферросилиту (FeO—45,8, MgO—1,72, MnO—0,59, CaO—3,52, Al₂O₃—1,43, Cr₂O₃—0,06, SiO₂—44,1, TiO₂—1,06, Na₂O—0,03, микронзондовый анализ), обнаружен в тонкозернистом базальте из лунной микробрекции, доставленной «Аполлоном-11» [6].

Искусств. Впервые клиноферросилит получен в системе MgO—FeO—SiO₂ при 1 атм и после понижения температуры расплава с 1150 до 970° как продукт инверсии ромбической фазы с 87% ферросилитовой молекулы [7]. Клиноферросилит, полученный из расплава с избытком SiO₂ при температуре 1300—1400°, устойчив при комнатной температуре (стабилизирующее действие на него, очевидно, оказывали избыток SiO₂ и присутствие Ca и Al) [8]. Синтезирован также при высоком давлении (18—45 кбар) и температуре ниже 800° [3, 9]. Установлено, что устойчивость клиноферросилита возрастает при воздействии одностороннего давления [10].

Межплоскостные расстояния искусственного клиноферросилита [3] *

FeK_α-излучение. Дифрактометр

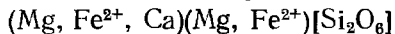
k'	l	d	lk'	l	d	lk'	l	d
110	4	6,47	22 $\bar{1}$	10	3,03	002	2	2,481
020	6	4,61	310	6	2,910	221	2	2,476
021	8	3,35	131	3	2,604	331; 330	2	2,161
220	8	3,23	202	2	2,595	041	2	2,039

* ASTM 17-548.

Л и т е р а т у р а

1. Bowen N. L. Am. J. Sci. Ser. 5, 1935, 30, N 180, 481.
2. Bowen M. G. Min. Mag., 1965, 34, N 268, 66.
3. Lindsley D. H., Davis B. T., MacGregor I. D. Science, 1964, 144, N 3614, 73.
4. Винчелл А. Н., Винчелл Г. В. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967, 334.
5. Hori F. Mineral. J., Japan, 1956, 1, 359.
6. Фрондел Дж. Минералогия Луны М.: Мир, 1978, 254.
7. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. J. Sci., 1935, 29, 151.
8. Richardson H. M., Ball F., Rigby G. R. Actes III Congress Ceramique International., Paris, 1952, 173.
9. Lindsley D. H. Carnegie Inst. Washington, 1965, Year Book, N 64, 148.
10. Lindsley D. H., Munoz J. L. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1969, N 67, 86; Am. J. Sci., 1969, 267-A, 295.

Пижонит Pigeonite



Под названием пижонит объединены моноклинные пироксены, занимающие по содержанию кальция промежуточное положение между клиноэнстатитом — клиноферросилитом и авгитом. Назван по местности Пижон-Пойнт в шт. Миннесота (США) [1].

Синон. Магнезиальный диопсид — magnesian diopside [2], энстатит-авгит — enstatite-augite [2, 3]; одноосный авгит — uniaxial augite [4]; белый авгит — white augite [5]; салит (по Лодочникову, 1933); диопсид Валя [6]; пироксен Валя [7]; титанпижонит — titanpigeonite (по Хею, 1950); кальциевый клиноэнстатит — calc-clinoenstatite; кальциевые клинобронзит и клиногиперстен (по Хею, 1950); субкальциевый пижонит [7]; бедный кальцием и богатый кальцием пижониты (по Трёгеру, 1958); пижонит-авгит [8]; магнезиальный — magnesian и промежуточный — intermediate пижониты [9], пижонитовый пироксен — pigeonitic pyroxene [10].

Разнов. По составу выделяют ферропижонит и марганцевый пижонит. По оптической ориентировке (Трёгер, 1958) различаются пижониты с пл. опт. осей \perp (010) и с пл. опт. осей \parallel (010).

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, пластинки распада твердых растворов в других пироксенах.

Структ. и морф. крист. Монокл. $C_{2h}^5 - P2_1/c$ — низкотемпературный пижонит (низкий пижонит — low pigeonite) [11, 12]. Пижонит $C_{2h}^6 - C2/c$ — высокотемпературный (высокий пижонит — high pigeonite) — образуется при нагревании пижонита $P2_1/c$ выше 550° [13—15]. $Z = 4$.

Симметрия	Ca (на формулу)	Fe ³⁺	a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Местонахождение	Ссылка
$P2_1/c$	0,26	0,68	9,70	8,92	5,24	1,087:1:0,587	$108^\circ 30'$	Андезит, вулкан Хаконе (Япония)	[16]
	0,17	0,89*	9,69	8,94	5,23	1,084:1:0,585	$108^\circ 48'$	Феррогаббро, нитрузия Скергард (Гренландия)	[16]
	0,19	0,91*	9,696	8,942	5,227	1,084:1:0,585	$108^\circ 45'$	Метеорит Мур-Каунти	[16]
	0,16	0,72*	9,678	8,905	5,227	1,087:1:0,587	$108^\circ 42'$	Луна, «Аполлон-11»	[17]
	~0,16	~0,46	9,678	8,883	5,228	1,089:1:0,589	$108^\circ 31'$	» «Аполлон-14»	[18]
	0,18	0,58	9,688	8,890	5,238	1,089:1:0,589	$108^\circ 24'$	» «Аполлон-12»	[19, 20]
	0,16	1,02*	9,706	8,950	5,246	1,084:1:0,586	$108^\circ 59'$	Андезит, о-в Мал (Шотландия)	[16, 21]
	0,18	0,00	9,628	8,856	5,205	1,087:1:0,588	$108^\circ 12'$	Искусственный	[22]
	0,20	1,80*	9,745	9,083	5,225	1,073:1:0,575	$107^\circ 18'$	»	[23]
	$C2/c$ [0,16	1,02*	9,858	9,053	5,329	1,089:1:0,5875	$109^\circ 25'$	Андезит, о-в Мал (Шотландия), при 960°	[13]

* Ферропижонит.

Колебания параметров ячейки пижонита и ферропижонита $P2_1/c$ пластинок — продуктов распада твердых растворов (монокристалльная съемка):

	a_0 (Å)	b_0	c_0	β
1.	9,59—9,77	8,82—9,17	5,18—5,256	$108^\circ 26' - 108^\circ 53'$
2.	9,66—9,78	9,04—9,90	5,21—5,27	$108^\circ 24' - 109^\circ 06'$

1 — пластинки в диопсиде, авгите, геденбергите из метаморфических пород Адирондака (США) [24], Японии и других стран [25]; 2 — пластинки и сростки в авгитах — феррогеденбергитах пород Луны [26—30].

Параметры ячейки пижонитов $P2_1/c$ см. также [12, 21, 31—34], пижонитов $C2/c$ [14, 15, 35]. Параметры и объем элементарной ячейки пижонита $C2/c$ больше, чем у пижонита — $P2_1/c$. По величине b_0 и угла β определяют состав (Ca : Mg : Fe) пижонитов, находящихся в сростаниях с авгитом [28, 29].

Кристаллическую структуру пижонита $P2_1/c$ определили Моримото, Эплмен, Эванс [32], она уточнялась на земных и лунных образцах [11, 17, 18, 21, 31]; сходна со структурой клиноэнстатита и клиноферросилита. Две разные тетраэдрические цепочки T(A) и $\frac{1}{2}$ T(B) чередуются послойно, параллельно (010). Полиэдр M(1) октаэдрический; полиэдр M(2) менее правильный, окружен восемью кислородами. Однако у ряда пижонитов координация у M(2) семерная [17, 20, 21, 32]. Кристаллическая структура искусственного пижонита $C2/c$, полученного нагреванием природного до 960° и изученного при этой температуре, подобна структуре диопсида [13]. У пижонита $C2/c$ цепочка T(B) эквивалентна цепочке T(A); в ней связи M(2) — O(3)В удлинены, а M(2)—O(3)В', укорочены, но координация M(2)—O близка к 6; все средние межатомные расстояния больше, чем у пижонита $P2_1/c$. Параметры элементарной ячейки увеличены (объем больше на 3,84%) [13]. В пижонитах $P2_1/c$ имеются антифазные домены, для которых характерен сдвиг субъячеек на $a + b/2$ [13, 16, 17, 36—42]. Антифазные домены вытянуты по оси c , их границы параллельны (001) и (100) [40]. Размеры антифазных доменов сильно варьируют; чем они крупнее, тем медленнее было охлаждение или ниже температура кристаллизации пижонита [42]. С повышением температуры величина антифазных доменов уменьшается [13]; превращение пижонита $P2_1/c$ в его $C2/c$ -аналог приводит к их исчезновению [27]. Антифазные домены развиты в монокристаллах пижонита [35], в его пластинках в авгите [17], в пижоните с пластинками авгита [13], на границе

с которыми они иногда укрупнены [41]. Антифазная доменная структура выявлена у быстро охлажденных пижонитов $P2_1/c$ некоторых эффузивных пород [16, 21] и даек [37]; характерна для лунных образцов [17, 20, 36, 40, 41]. Известны пластинки пижонита в диопсиде, геденбергите, в богатом и бедном кальцием авгите, а также пластинки клинопироксенов в пижоните [24, 26, 39—41; 43—50].

Кристаллы мелкие, округлые, размером менее 1 мм, редко до 5 мм, короткопризматические, удлиненные по оси c , реже уплощенные по (100) или по (010). Хорошо ограненные кристаллы не известны. mm (110): $\bar{1}10 = 88^\circ 26'$ [51]. Скелетные формы встречены в дацитовых пемзах о-ва Мал (Шотландия) [52] и в закаленных эффузивах Луны [53].

Двойники наблюдались под микроскопом у пижонита из долеритовой дайки в Бангалоре (Индия); среди них различались простые и полисинтетические — по (100), прорастания — по $\bar{1}22$ с индивидами, расположенными под углом 60° к двойниковой плоскости, и крестообразные по $\bar{1}01$. Отмечены комбинации двойников по (100) с двойниками по $\bar{1}22$ или по $\bar{1}01$ [51]. В эффузивах более обычны простые двойники по (100), состоящие из двух-трех индивидов [33, 54, 55], полисинтетические двойники по (100) редки [34]. В микровкрапленниках (до 0,1 мм) в долеритах силла Уин (Северная Англия) [37] установлены двойники роста по (100) и деформационные двойники по (001).

Для лунных пижонитов наряду с простыми двойниками по (100), возникающими при быстром росте [42, 44], отмечаются полисинтетические, более мелкие двойники по (100) — результат образования пижонита из ромбических пироксенов [42, 56]; отдельные индивиды таких двойников отличаются по составу [57]. При шоковой деформации в пижонитах Луны образовались очень тонкие полисинтетические двойники по (001) и по (110), осложняющие простые двойники роста по (100) [44], или только по (001) [58].

Физ. св. Сп. по (110), отдельность по (001) и (100); в пижоните Луны наблюдалась концентрическая трещиноватость [56]. Изл. неровный до раковистого. Тв. 6. Уд.в. 3,38—3,44 (по Диру и др., 1965); 3,30—3,46 (по Трёгеру, 1958); 3,17 [33]. Цв. желтый, желтовато-зеленый, желтовато-бурый, бурый, светло-бурый, светло-красно-бурый, розовый. Бл. на свежих сколах стеклянный. Прозрачен только в тонких сколах и в мелких зернах.

Мессбауэровский спектр лунных пижонитов [59] указывает на возрастание степени разупорядочения в распределении Fe^{2+} и Mg между позициями M(2) и M(1) с повышением температуры: Fe^{2+} из M(2) переходит в M(1), а Mg — из M(1) в M(2). По мессбауэровским спектрам [60] пижонит отличается от геденбергита [61] и сходен с ферропижонитом и феррогиперстеном [62]. См. также [56, 59, 60, 63, 64].

Микр. В шлифах бесцветный, редко светло-зеленовато-буроватый. Не плеохроитует или слабо плеохроитует: по Ng — бледно-зеленый, по Nm — бледно-зеленоватый, с бурыми и розовыми оттенками; по Np — зеленоватый, буроватый, розоватый, желтоватый, дымчатый [31—34, 39, 54—56, 65—67]. $Ng > Nm \gg Np$. Двуосный (+). Удлинение (+). Пижонит — единственный пироксен с положением плоскости оптических осей как перпендикулярно, так и параллельно (010). Для пижонита с пл. опт. осей \perp (010): $Np = b$; aNm (по Трёгеру, 1958) = $21-28^\circ$; $cNg = 31-42^\circ$, $n_g = 1,710-1,742$, $n_m = 1,686-1,714$, $n_p = 1,686-1,714$; $n_g - n_p = 0,025-0,030$; $2V = 0 - 30^\circ$; $r < v$ или $r > v$.

Для пижонита с пл. опт. осей \parallel (010): $Nm = b$; aNp от -21 до $+28$ (по Трёгеру, 1958); $cNg = 30-45^\circ$; $n_g = 1,711-1,757$, $n_m = 1,691-1,730$, $n_p = 1,690-1,729$; $n_g - n_p = 0,021-0,40$; $2V = 0 - 36^\circ$ [31—34, 39, 57, 66]; $r > v$; редко $r < v$, сильная у ферропижонита [31, 68]. При изменении положения пл. опт. осей с \perp (010) на \parallel (010) и обратно величина (+) $2V$ проходит нулевое значение.

Указания Трёгера (1958) и [51, 65, 66, 69—71] на связь между положением плоскости оптических осей, величиной $2V$ и содержанием кальция в пижонитах не подтверждаются.

Показатели преломления, особенно n_g , закономерно увеличиваются с повышением содержания в пижонитах Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg. Под микроскопом пижонит часто оптически неоднороден. У пижонита с вулкана Хаконе (Япония) [66], из Ред-Хила и Веллингтона (Тасмания) [67, 72] пл. опт. осей в ядрах \perp (010), а в краях \parallel (010). У пижонитов из других мест в одном и том же образце 2V варьирует [3—5, 31, 56, 65, 73—75]. Под микроскопом обнаружены кристаллы, зоны которых сложены пижонитом и гиперстеном [6, 43, 71], пижонитом и авгитом [49, 76, 77], ферропижонитом и ферроавгитом [7, 52], ферропижонитом и феррогиперстеном [52]. В авгитах лунных пород наблюдаются ядра пижонита [28, 41, 78—82].

Не зональные гомоосевые сростания удлиненных пластин пижонита с авгитом встречены в Индии [75], Японии [49, 54, 55, 76], пижонита с гиперстеном — в Японии [49]. Такие сростания лунных пижонита и авгита (90—35% первого и 10—65% второго) по (100) и (001) [28] рассматриваются как продукты, возникшие при распаде твердого раствора [28, 29]. Сростания типа слипания — секториально-мозаичные участки с разным расположением и шириной пластинок авгита и пижонита — определены в образцах с Луны [26].

Отмечены зонально-секториальные структуры типа песочных часов у кристаллов пижонита, часть секторов которых представлена авгитом. Зонально-секториальное строение у лунных пироксенов оптически выражено резче, чем у земных [53, 82—85].

Хим. Колебания содержаний отдельных компонентов (в вес.%):

CaO	3,1—8,43	SiO ₂	45,0—55,5	MnO	0,2—2,4
MgO	0,41—27,3	Al ₂ O ₃	0,1—3,0	TiO ₂	0,2—1,4
FeO	8,7—43,0	Fe ₂ O ₃	0,1—4,3	Na ₂ O	0,03—0,30

Содержание катионов по позициям (в формульных единицах):

	M(2)	M(2) + M(1)	M(1)	T
Ca	0,13—0,35	Mg, Fe 1,87—1,50	Mn ²⁺ Cr ³⁺ Ti 0,00—0,18	Si 2,00—1,87
Na	0,00—0,02		Fe ³⁺ , Al 0,0—0,17	Al 0,00—0,13

Между пижонитом и авгитом имеется разрыв смесимости. Максимальное содержание CaO в пижоните 8,43%, что отвечает Ca_{0,35} [86, 87]; количество Al₂O₃ убывает с увеличением содержания железа. Наиболее богаты Al₂O₃ и TiO₂ лунные пижониты [28]. Повышенные количества MnO установлены в наиболее железистых пижонитах из дацитов [52], из включения в пемзе [31] и с Луны. Содержание K₂O — до 0,10—0,23% (по Диру и др., 1965). Примесь хрома (до 1,4% Cr₂O₃) обычна в лунных пижонитах [82]. Самым магnezиальным оказался пижонит мелких округлых включений в хромовом диопсиде из якутского кристалла алмаза [88]. В пижонитах со структурой песочных часов состав отдельных секторов варьирует: от авгита в ядре до пижонита с 3,9—7,9% CaO в наружной зоне. При этом сектор (100) богаче Mg, Fe и Mn, чем секторы (010) и (110). Наряду с чисто пижонитовыми секторами (010) и (100), у которых пижонит от ядра к наружной зоне обогащается Ca и Fe²⁺, отмечаются пижонит-авгит-ферроавгитовые секторы [85]. Прочие элементы: Ni, V [30], Ga, Co, Mo, Li, Cu, Sc, Zr, Y, La, Sr, Ba [89]; наличие Fe³⁺ в позиции M(1) доказано ЭПР [90]. В ферропижоните Fe²⁺_{0,50} [86, 87].

Анализы (здесь и далее в кгте табл. и ука: згы количества главных катионов в формульных единицах):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,3	0,19	0,29	0,28	—	0,23	0,21	сл.	0,16
K ₂ O	0,1	не обн.	0,21	0,06	—	0,12	0,16	сл.	0,11
MgO	27,3	23,51	15,80	16,51	15,38	12,69	9,99	11,34	10,13
CaO	5,3	4,06	5,49	4,50	3,14	3,80	6,33	4,58	6,08
MnO	0,2	0,56	0,43	0,47	2,44	0,98	0,51	0,84	0,62

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO	8,7	16,89	20,08	20,17	23,17	27,77	31,04	32,86	31,33
Al ₂ O ₃	0,7	0,44	1,58	1,76	0,68	0,90	0,42	0,41	0,53
Fe ₂ O ₃	1,0	1,06	3,52	4,27	3,83	1,72	1,06	1,36	1,35
SiO ₂	55,5	52,84	51,55	51,13	49,30	49,72	49,00	48,36	48,31
TiO ₂	0,8	0,22	0,70	0,50	0,60	0,85	0,48	0,39	0,58
H ₂ O ⁺	—	—	0,61	Не обн.	—	1,27	0,33	0,15	} 0,80
H ₂ O ⁻	—	0,22	Не обн.	Не обн.	—	0,08	0,49	Сл.	
Сумма	99,9	99,99	100,26	99,65	98,54	100,13	100,02	100,33	100,00
n _g	1,732	1,725	1,710	1,722*	—	1,744	1,728*	1,748	1,740
n _m	1,723	1,706	1,686	—	1,716	—	1,722	1,724	1,708
n _p	1,718	1,698	1,686	1,695	1,713	1,714	1,708	1,724	1,707
cNg	35°	42°	36—40°	39—43°	—	30°	36°	40°	—
(+) 2V	12°	27—0°	20°	22—25°	11—20°	0—12°	18°	5—16°	0—25°
Пл. опт.	—	(010)	(010)	(010)	(010)	(010)	—	(010)	(010)
осей	или	⊥ (010)						или	⊥ (010)
Ca	0,20	0,16	0,23	0,18	0,13	0,16	0,27	0,20	0,26
Fe ²⁺	0,26	0,52	0,65	0,65	0,76	0,92	1,02	1,10	1,06

* В оригиналах показатели преломления не соответствуют оптическому знаку.

1 — 5 — пикониты: 1 — мелкие зерна (с пластинками авгита) из приконтактовых долеритов силла губы Ивановской (Кольский п-ов), в оригинале сумма 100,0, анал. Иремби [91]; 2 — микровкрапленники из андезитов кальдеры вулкана Хаконе (Япония), анал. Нагасима [66]; 3 — мелкие зерна из микродолеритов района р. Чуя (Якутия), анал. Телешова [34]; 4 — микровкрапленники из плагноклазовых андезитов Выгорлат-Гутинской гряды (Украина), анал. Телешова [33]; 5 — вкрапленники в переплавленном кварцевом диорите, обломок в пемзе, вулкан Хаконе (Япония), анал. Кацура [31]; 6—9 — ферропикониты: 6 — вкрапленники из стекловатых андезитов о-ва Мал (Шотландия), Li₂O — следы, анал. Рэдди [4, 65], изучена структура [13, 21]; 7 — зерна с пластинками авгита из кварцевых долеритов силла губы Ивановской (Кольский п-ов), анал. Тумалина [91]; 8 — вкрапленники в андезитовой дайке Асио (Япония), в сумму входит 0,04% P₂O₅, анал. Харамура [68], изучена структура [32]; 9 — зерна в кварцевых долеритах силла Ред-Хил (Тасмания), анал. Мак-Дугэл; за вычетом 10% пластинок ферроавгита приведено к 100% [67].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	—	0,03	—	0,06	—	0,23	0,23
MgO	21,9	17,3	20,40	18,4	16,2	11,5	12,38	6,72	7,30
CaO	4,37	5,92	3,26	4,33	4,07	4,00	3,29	5,80	3,66
MnO	0,56	—	0,85	0,61	0,66	0,81	1,60	1,60	1,68
FeO	19,0	21,9	22,5	23,7	26,9	32,6	32,22	33,90	37,0
Al ₂ O ₃	1,15	1,04	0,66	0,65	0,62	0,76	0,43	0,46	0,53
SiO ₂	53,1	50,8	52,1	51,4	51,1	49,4	48,99	48,7	48,6
TiO ₂	0,39	0,36	0,25	0,31	0,29	0,39	0,42	0,55	0,60
Сумма	100,47	97,32	100,02	(99,43)	99,84	99,52	99,33	97,96	99,60
Ca	0,17	0,25	0,13	0,18	0,17	0,17	0,14	0,26	0,16
Fe ²⁺	0,59	0,71	0,71	0,76	0,84	1,09	1,08	1,17	1,27

Микрозондовые анализы земных пиконитов и ферропиконитов: 10—13 — пикониты: 10 — из основной массы андезита вулкана Хаконе (Япония), анал. не указан [49]; 11, 12 — из основной массы долерита вулкана Акита-Комагатака (Япония), анал. не указан [92]; 13 — вкрапленник из толеитового долерита Семи (Япония), анал. не указан, в оригинале сумма 99,3 [76]; 14—18 — ферропикониты: 14 — вкрапленник из андезита Вейсельберга (ФРГ), анал. не указан [48]; 15 — из основной массы андезита Вейсельберга (ФРГ), анал. не указан [48]; 16, 17, 18 — вкрапленники из дацитовой пемзы о-ва Мал, Шотландия (16 — анал. Эмелиус [52], 17 — анал. не указан [53], 18 — анал. не указан [52]).

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	—	0,06	0,03	—	—	—	0,04	—	Не обн.
MgO	25,2	26,17	23,2	22,4	18,61	14,85	13,8	4,33	0,41
CaO	3,67	3,38	3,63	4,6	6,89	8,43	8,21	5,11	7,69
MnO	—	0,26	0,28	—	0,35	0,35	0,49	—	0,51
FeO	12,8	15,52	17,0	17,4	19,15	22,21	24,2	40,84	43,1

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Al ₂ O ₃	1,54	1,48	1,07	2,4	0,85	2,30	1,96	1,53	2,15
Cr ₂ O ₃	0,63	0,46	0,39	1,2	0,25	0,36	0,25	—	0,09
SiO ₂	53,7	52,24	53,1	51,0	52,06	49,84	49,0	46,7	45,0
TiO ₂	1,06	0,74	0,44	0,8	1,35	1,84	1,28	0,59	1,41
Сумма	98,60	100,31	99,14	99,8	99,51	100,18	99,23	(99,10)	(100,36)
Ca	0,14	0,13	0,14	0,18	0,28	0,35	0,34	0,23	0,35
Fe ²⁺	0,39	0,43	0,52	0,58	0,61	0,71	0,79	1,43	1,53

Микрозондовые анализы лунных пижонитов и ферропижонитов. 19—24 — пижониты: 19 — из пойкилобластической основной брекчии, «Аполлон-17» [93]; 20 — из метакластических основных пород, «Аполлон-16» [94]; 21 — обломок кристалла из реголита, «Луна-16» [30]; 22 — ядро вкрапленника с авгитовой краевой зоной из порфириовидного габбро, «Аполлон-12» [19], изучена структура [78]; 23 — из реголита, «Аполлон-11» [95]; 24 — из лунного грунта, «Луна-16» [96]; 25—27 — ферропижониты: 25 — из базальта в реголите, «Луна-16» [97]; 26 — из калиевого гранитного стекла в базальто-диабазе, «Аполлон-16», в оригинале сумма 99,11 [98]; 27 — из основной массы порфиритового габбро, «Аполлон-12», в оригинале сумма 100,4 [82].

Диагн. исп. Не разлагается HCl. Для выявления структур распада полированные шлифы протравливают HF [46].

Повед. при нагр. Температура перехода пижонита $P2_1/c$ в пижонит $C2/c$ колеблется от 550 до 1030° [10, 11, 14, 15, 27, 35]. При дальнейшем нагревании искусственный пижонит $C2/c$ переходит в ромбический пироксен [35]. Лунный пижонит $P2_1/c$ (Ca_{0,18}Fe_{0,62}) с пластинками авгита после восьмидневного отжига при 1125° стал однородным [59]; при дальнейшем нагревании образовался бронзит [59]. Температура перехода пижонита $P2_1/c$ в пижонит $C2/c$ повышается с увеличением содержания Mg, понижается с уменьшением содержания Fe и Ca [27, 50]. У пижонитов $P2_1/c$, содержащих пластинки авгита или находящиеся в сростках с авгитом, эта температура близка к температуре их солидуса [50]. Допускается превращение пижонита в гиперстен и феррогиперстен при естественном отжиге кристаллических пород в лаве [99].

Находж. В отличие от других пироксенов Земли пижонит содержится лишь в породах, являющихся производными толеитовой базальтовой магмы (до дацитов и кварцевых долеритов), а также в некоторых метаморфических породах. Известен в метеоритах. Широко развит в базальтоидах, габброидах и в других породах Луны. Пижонит рассматривается обычно как один из продуктов кристаллизации первичной магмы. Известно однако его нахождение в переплавленных кварцевых диоритах (хим. анализ 5) [31] и в силифицированных анатектических кварцевых микродолеритах (хим. анализ 3) [34]. Пижонитсодержащие породы сходного состава возникают в процессе дифференциации базальтовой магмы. Наряду с кристаллизацией пижонита из расплава [10, 32, 91, 100—102], допускается его образование за счет гиперстена [54, 55, 103—105] при реакции авгита с расплавом или оливина с расплавом [103]. Пижонит обычно ассоциируется с ромбическим пироксеном и авгитом или одним из них, а также с вторичным гиперстеном [104, 105]; в эффузивных породах вторичного гиперстена обычно не бывает [31, 48, 49, 54, 55]. Парагенезис с оливином для пижонита не характерен.

Отмечавшаяся ранее (Дир и др., 1965) роль быстрого охлаждения в возникновении пижонита не существенна [10]. На вулкане Акита-Комагатака (Япония) температура лавы, из которой (перед извержением или непосредственно после него) кристаллизовался пижонит (Ca_{0,13-0,21}), равна 1100—1090° [92] (лава с бронзитом или гиперстеном других японских вулканов имела температуру 1190—1000° [101]).

Для магматического пижонита земных пород установлено нахождение его в различных дифференциатах (ранних и поздних) интрузивных и эффузивных серий (относительно более магнезиальных или более железистых) базальтовой магмы толеитового (вулкан Хаконе) или высокоглиноземистого (интрузия Скергард) типов [103]. Магнезиальные пижониты свойственны более основным породам, железистые — более кислым; однако в одной и той же породе

пижониты во вкрапленниках могут быть магнезиальными, а в основной массе — железистыми; у зональных зерен ядра более магнезиальны, чем края. В дифференцированных телах основных пород пижониты магнезиальные, а в породах среднего состава — железистые.

Примерами интрузивных пород с пижонитом в СССР являются: крупнозернистые габбро норильских интрузий [7, 106, 107], некоторые габбро-долериты сибирских траппов [34, 104, 108—110] и траппов Таймыра [104, 105, 111]. В нижней части дифференцированного анамезит-гранофирового силла Ивановской губы (Мурманское побережье) пижонит представлен высокомагнезиальной разностью (хим. анализ 1) [91]. За рубежом пижонит установлен в долеритах силлов Уина (Северная Англия) — в микровкрапленниках и в основной массе [37], и в толеитовых долеритах Моераки (Новая Зеландия) — в микровкрапленниках [112]. В дифференцированных силах долеритов Веллингтона [72] и Ред-Хила [67] (Тасмания) пижонит разных стадий кристаллизации (в разных частях разрезов) отличается положением плоскости оптических осей: \perp (010) в низах разреза и \parallel (010) — в его верхах. Содержится в долеритах Западных Пиренеев (Франция) [77], в траппах шт. Коннектикут (США) [5], в тонкозернистых долеритах Пакистана (Дир. и др., 1965) и Аландских о-вов (Финляндия) [3]. В сростаниях с авгитом пижонит обнаружен в диабаз-пегматите Гус-Крик (шт. Виргиния, США) и в диабазе силла в шт. Нью-Джерси (США) [65].

Ферропижонит известен в кварцевых долеритах Ивановской губы на Мурманском побережье (хим. анализ 7) [91]. Ферропижонитовый (частью пижонитовый) состав имеют вторичные феррогиперстены и гиперстены с пластинками авгита из норитов и лабрадоритов Украины [113, 114] и анортозитов хр. Джугджур в Хабаровском крае [114, 115]. За рубежом ферропижонит содержится в долеритах Ред-Хила в Тасмании (хим. анализ 9) [67], образует вкрапленники в андезите, слагающем дайку около Асио в Японии (хим. анализ 8) [68], входит в состав феррогаббро интрузии Скергард (Гренландия) [100], феррогаббро Бивер-Бей (шт. Миннесота, США) [116], габбро Кояма (Япония) [25]. Псевдоморфозы феррогиперстена по ферропижониту установлены в габброидах Скергарда (Гренландия) [100], в габбро Кояма (Япония) [25] и в габбро Стиллиуотера (шт. Монтана, США) [117]. Феррогиперстен с авгитом по ферропижониту в габбро Бушвельда (ЮАР) [118] содержит формульную единицу $\text{Ca}_{0,15-0,17}$ и $\text{Fe}_{0,70-1,00}$.

Примером пижонитсодержащих эффузивных пород в СССР могут служить андезиты Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье, Украина); в этих породах микровкрапленники пижонита образовались позже крупных вкрапленников плагиоклаза и мелких — гиперстена (хим. анализ 4) [33]. За рубежом пижонит во вкрапленниках (частью в сростаниях с авгитом или гиперстеном в оболочках на монокристалльных зернах и в основной массе) установлен в андезитах (реже в долеритах) Японии: Монива [55], вулкан Усу [119], Сенганмори [120], вулкан Хаконе (хим. анализы 2, 5 и 10) [31, 49, 66, 76], вулкан Акита-Комагатака (хим. анализы 11, 12) [92] и др. В аналогичных породах пижонит обнаружен в ФРГ — Фогельсберге [121] и Вейсельсберге (хим. анализы 14, 15) [48]. Содержится в основной массе афировых оливиновых базальтов вулкана Медисин-Лейк (шт. Калифорния, США) [122], в базальтах и в андезитобазальтах вулкана Суфриер (о-в Сент-Винсент в Карибском море) [102]. Ферропижониты известны в стекловатых андезитах (хим. анализ 6) [4] и дацитовых пемзах (хим. анализы 16, 17, 18) о-ва Мал (Шотландия) [53].

В регионально-метаморфических породах пижонит очень редок. В породах железорудной формации Бивабик (шт. Миннесота, США) [123] он образовался в стадии прогрессивного метаморфизма, в регрессивную стадию он превратился в феррогиперстен (1,2—1,4% CaO) с пластинками авгита. Пижонитовые пластинки содержатся в богатых кальцием авгитах (от магнезиальных до самых железистых), в диопсидах и геденбергитах метаморфических пород Адирондака (шт. Нью-Йорк, США) [24], в диопсидах и авгитах метаморфических пород Японии, в ферроавгитах из гранулитов Норвегии [25].

Пижонит в метеоритах (в основном каменных) часто представлен железистой разновидностью. Он обнаружен в эвкритях Помоздино (СССР) [124], Мур-Каунти (шт. Северная Каролина, США) [125], в эвкритях и говардитах Бунуну из Центральной Нигерии [126] и в других метеоритах [127]. Средние коэффициенты в формуле пижонита из эвкритов $\text{Ca}_{0,20}\text{Fe}_{1,30}\text{Mg}_{0,50}$ [128]. Установлен в хондритах [129], в углистых хондритах [128] и во всех уреилитах (оливин-пижонитовых ахондритах), например, в уреилите Новый Урей (СССР) [130]. Феррогиперстен с авгитом по ферропижониту слагает отдельные зерна в эвкрите Мур-Каунти и окружает зерна первичного ромбического пироксена в мезосидерите Лоуикз [131]. В хондрах метеоритов Чаинпура и Теннасилма обнаружен моноклинный пироксен, возможно, являющийся безжелезистым пижонитом [22].

На Луне пижонит играет роль главного породообразующего пироксена. Он развит в похожих на земные базальтах, габброидах, анортозитах, а также в брекчиях и в реголите [53, 96, 132, 133]. По сравнению с земными, лунные пижониты более железистые: $\text{Fe}_{0,38-1,70}$ при $\text{Ca}_{0,11-0,35}$ (хим. анализы 19—27). Вкрапленники пижонита содержатся в лунных витрофировых [41, 134], гиалофировых и субофировых базальтах [134], пикритовых базальтах и ферробазальтах [135]. Пижониты, образующие ядра вкрапленников с оболочкой из авгита, распространены в базальто-диабазе [98], оливиновых базальтах [136], базальтах с бронзитом [137], базальтовой брекчии [138], в порфириовидных габбро [19, 20, 78, 82] и др. [50, 135, 136, 139, 140]. В некоторых базальтах пижонит сосуществует с бронзитом и авгитом [43]. В микрогаббро пижонит окружен авгитом с внешней зоной из ферроавгита, феррогенденбергита и пироксферрита [141]. В анортозитах пироксеновые зерна целиком состоят из пижонита [138, 142—145]. Пижонит установлен в метакластических [94] и пойкилобластических [93] габбро-анортозитовых породах, а также в их микробрекчии [134].

Ферропижонит в базальтах [97, 135] и габбро Луны [82, 85] образует отдельные зерна и зоны в пижонит-авгитовых вкрапленниках (в краевых частях пижонитовых ядер) [82, 85, 135], слагает края секторов в кристаллах типа песочных часов [85]. Самый железистый ферропижонит обнаружен в основной массе порфириовидного габбро [28, 82] и КРЕЕР-стекле (состав калиевого гранита с редкими землями и фосфором) из интерстиций базальто-диабазы [98]. Пижонит имеется и в лунном реголите (в осколках кристаллов и во фрагментах пород) [95, 134, 137, 146, 147]. В лунных породах пижонит частью образовался при высокотемпературных превращениях из ромбических пироксенов [42, 43, 85] и, возможно, из протопироксенов (протогиперстена и др.) [127].

Изм. Распад первоначально монокристалльного пижонита с выделением пластинок авгита характерен для земных интрузивных [24, 25, 65, 68, 91] и метаморфических [123] пород и пород Луны [28, 46]. Превращение пижонита в твердом состоянии в ромбический пироксен (гиперстен, феррогиперстен) происходит в медленно остывающих интрузивных породах; оно сопровождается выделением избыточного Са, который входит в состав пластинок авгита в гиперстенах [25, 65, 100, 101, 113, 115, 118, 123, 131]. Превращение пижонита во вторичный гиперстен (с авгитовыми пластинками) происходит на границе области стабильности пижонита [10, 131, 148]. Гиперстены и феррогиперстены по пижонитам и ферропижонитам особенно характерны для земных габброидов [91, 104] и анортозитов [114, 149]; они содержатся и в метаморфических породах [123].

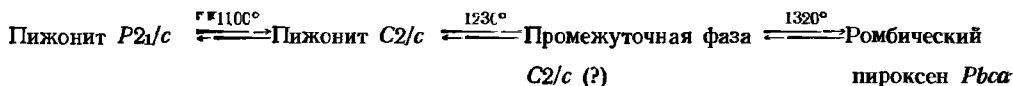
Образовавшийся по лунному пижониту гиперстен с пластинками авгита обнаружен в габброидной кластической породе [131] и в анортозитовой брекчии со стеклом [150]. Образование вторичного гиперстена по пижониту в габброидах Луны связывается с метаморфизмом [151]. В качестве продуктов распада твердого раствора в пижоните Луны отмечены хромовая шпинель [81, 152], клинобронзит, бронзит [137] и самородное железо с 5% Ni [153]. В лунных пижонитах отмечаются признаки ударной деформации с перекристаллизацией и даже плавлением [43—45, 58, 98, 134, 153]. Искусственно ударный метамор-

физм с расплавлением пижонита воспроизведен при 100—390 кбар [45]. Отмечено замещение пижонита хлоритом [54, 55].

Искусств. Получен при 1 атм в результате отжига гиперстена или феррогиперстена при 1000° [154]. Пижониты разного состава синтезированы при 1 атм и температуре 1300—1150° с использованием буферов CO—CO₂, Ni—NiO, Fe—FeO и др. из сухих расплавов или безводных стекол соответствующего состава [35, 60, 154—157]. Чистые Ca—Mg—Fe-пижониты при давлениях до 25 кбар выделены в сухих системах [35], пижониты с Ca_{0,11-0,22} при 17 кбар и 1360° из расплавленного щелочного базальта [158]. Получены при кристаллизации расплавленных лунных базальтов в отсутствии воды: при 1310—1065° и $f_{O_2} \sim 10^{-12,5}$ бар [127], а также при 1140—1390° и давлении 1 бар—25 кбар [159]. В серии опытов пижонит образовался при 1179—1114° из протогиперстена, который кристаллизовался из расплава при 1179° и выше [127]. В других опытах в зависимости от температуры, давления и состава базальта получены пижонит с оливином (1 бар, 1140—1150°) или с ромбическим пироксеном, или тем и другим, или с оливином и шпинелью [159].

Пижонит образуется при отсутствии воды при 1 атм в системах: Ca-Mg-Fe-пироксены ниже 1200° [157], энстатит—диопсид — 1373° [160] и ниже 1432° (с 4,9% CaO при 1378°) [22] и форстерит—диопсид—кремнезем [161]; в системе CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ при 1264—1302° синтезирован пижонит с 3,7—4,1% CaO, 0,2—0,4% Al₂O₃ [162]. При 5—20 кбар и 1450—1650° [163, 164, 165] безжелезистый пижонит кристаллизовался в системе энстатит—диопсид. Сильно железистый пижонит (FeO—43,4; MnO—3,3; CaO—2,7%) в шлаке образовался при 1 атм [51]. Неизвестный в природе безмагниевого аналог пижонита с Ca_{0,20} получен в системе ферросилит—геденбергит (сухие стекла) при 20—22 кбар и 1100—1200° [166].

Температурные границы полиморфных превращений искусственного пижонита состава Mg_{1,8}Ca_{0,1}Fe_{0,1}Si₂O₆ [35]:



Соотношения безжелезистого пижонита с протоэнстатитом см. [22, 35, 162]. Устойчивость пижонита P_{21/c} разной железистости (2,7—31,1% FeO при 3,1—6,2% CaO) изучена в системе CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—FeO в атмосфере CO₂, H₂ и присутствии буферов Ni—NiO, Fe—FeO и др. [156]. В этой системе он образовался при температуре 1295—1151°. В системе MgMgSi₂O₆—CaMgSi₂O₆ область несмесимости между энстатитом (при 20 кбар) [165] или протоэнстатитом (при 1 атм) [22] и диопсидом разделена на три поля: пижонит + энстатит (протоэнстатит), пижонит и диопсид + пижонит; в системе с Fe при 1 атм и 25 кбар выделены поля пижонитов P_{21/c} и C_{2/c} [35]. При одной атмосфере температура устойчивости пижонита падает с увеличением содержания железа [167]. Доказано равновесие пижонитов P_{21/c} и C_{2/c} с оливином и тридимитом при разных температурах и f_{O_2} [156].

Отл. Оптический пижонит легко отличается от других пироксенов по малому углу 2V (до 30°). При сходной симметрии от авгитов и от моноклинных аналогов ромбических пироксенов отличается по содержанию кальция.

Разнов. По составу: ферропижонит — ferropigeonite.

Назван по преобладанию Fe²⁺ над Mg [9]. Слнжн. железистый пижонит (см. разделы «Назв. жид.» и «Хим.»).

Марганцевый пижонит — manganoapigeonite. Назван по высокому содержанию Mn (Бонихсен, 1969) [123].

В шлифах желтый до бесцветного, не плеохроирует. Пл. опт. осей ⊥ (010). Содержит тонкие пластинки куммингтонита. Микронзондовый анализ (%): MgO—2,5, CaO—4,5, MnO—13,0, FeO—31,5, Al₂O₃—0,0, SiO₂—49,0; сумма 100,5. Образует желтовато- или красновато-желтые пластинки в богатой квар-

чем породе железорудной формации Бивабик (шт. Миннесота (США) [123]. Данные об оптических и структурных разновидностях см. в соответствующих разделах.

Межплоскостные расстояния сибирского пижонита [34] *

Си-нефильтрованное излучение, $D = 114 \text{ мм}$

<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>
	1	7,08	402	1	2,063		1	1,300
110	1	6,36	270	6	2,033		2	1,291
200	2	4,56		1	2,001		2	1,282
111	2	4,40	20 $\bar{2}$	2	1,940		4	1,275
	3	4,01	422	1	1,872		1	1,257
	3	3,748	510	3	1,825		2	1,242
	1	3,435	150	5	1,750		4	1,225
021	3	3,307	42 $\bar{1}$	1	1,725		1	1,199
220	10	3,189	151	1	1,692		1	1,188
	2	3,112	31 $\bar{2}$	1	1,655		2	1,178
221	10	2,993	531	9	1,620		1	1,168
311	2	2,918	023	1	1,555	800	1	1,156
310	10	2,890	350	5	1,540		1	1,129
	1	2,633	600	4	1,532		2	1,118
131	9	2,559	060	5	1,484		1	1,101
112	4	2,506	40 $\bar{2}$	3	1,470		2	1,091
002	5	2,485		3	1,455		1	1,083
22 $\bar{1}$	6	2,450	260	5	1,414		6	1,076
	1	2,396	53 $\bar{1}$	6	1,388	660	4	1,070
13 $\bar{1}$	4	2,354		3	1,372	513	3	1,067
222	5	2,226		1	1,363		1	1,064
112	1	2,152		2	1,350	750	4	1,058
331	7	2,134		4	1,335	Кроме того, 18		
421	3	2,105		2	1,318	слабых линий до 0,9705.		

* Оригинал хим. анализа 3.

Межплоскостные расстояния пижонита см. [168, 169].

Л и т е р а т у р а

1. Winchell A. N. Am. Geol., 1900, 26, N 3, 151.
2. Wahl W. Festschrift, Rosenbusch. Stuttgart, 1906, 399.
3. Wahl W. Tscherm. min., petr. Mitt., 1907, 26, 1.
4. Hallimond A. F. Min. Mag., 1914, 17, N 79, 97.
5. Gillson J. L. Am. Min., 1926, 11, N 11, 317.
6. Соболев В. С. Тр. Арктич. ин-та, 1936, 43, 148.]
7. Годлевский М. Н., Баталиев А. Д. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 196.
8. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Крищенко А. П., Кутюлин В. А. Пороодообразующие пироксены М.: Наука, 1971, 106.
9. Polderwaard A. Min. Mag., 1947, 23, N 198, 159.
10. Brown G. M. Mem. Geol. Soc. Am., 1972, N 132, 523.
11. Morimoto N. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1956, 32, N 10, 750.
12. Bowen W. G., Gay P. Acta Cryst., 1957, 10, pt 6, 440.
13. Brown G. E., Prewitt C. T., Papike J. J., Sueno S. J. Geophys. Res., 1972, 77, N 29, 5778.
14. Prewitt C. T., Papike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 1—2, 305.
15. Prewitt C. T., Papike J. J., Ross M. Earth. Planet. Sci. Lett., 1970, 8, N 6, 448.
16. Morimoto N., Tokonami M. Am. Min., 1969, 54, N 5—6, 725.
17. Clark J. R., Ross M., Appleman D. E. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 888.
18. Berking B., Jagodzinski H. Zs. Krist., 1973, 137, 352.
19. Brett R., Buller P., Reid A. M., Takeda H., Williams R. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, Suppl. 2, 1, 301.
20. Takeda H. J. Geophys. Res., 1972, 77, N 29, 5798.
21. Morimoto N., Güven N. Am. Min., 1970, 55, N 7-8, 1195.
22. Yang H. Y., Foster W. R. Am. Min., 1972, 57, N 7-8, 1232.
23. Lindsley D. R., Munoz J. Z., Finger L. W. Carnegie Inst. Washington, 1969, Year book N 67, 91.

24. Jaffe H. W., Robinson P., Tracy R. J., Ross M. *Am. Min.*, 1975, 60, N 1-2, 9.
25. Yamaguchi Y. *J. Fac. sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, 1973, 16, N 1, 133.
26. Ross M., Bence A. E., Dwornic C. J., Clark J. R., Papike J. J. *Science*, 1970, 167, N 3918, 628.
27. Prewitt C. T., Brown G. E., Papike J. J. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 2, 59.
28. Papike J. J., Bence A. E., Brown G. E., Prewitt C. T., Wu C. H. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 10, N 3, 307.
29. Марков Е. С., Иванов В. Н., Макеева В. И., Тобелко К. И., Букин В. И., Волкова А. Я., Кузнецова А. Г. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 148.
30. Бенс А. Е., Хольцварт В., Пайпик Дж. Дж. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 93.
31. Kuno H. *Am. Min.*, 1955, 40, N 1-2, 70.
32. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. *Zs. Krist.*, 1960, 114, N. 1-2, 121.
33. Гинзбург И. В., Малеев Е. Ф., Сидоренко Г. А., Телешова Р. Л. *ДАН СССР*, 1964, 159, № 6, 1301.
34. Гинзбург И. В., Краковский Ю. С. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1966, вып. 17, 38.
35. Schwab R. G., Jablonski K. H. *Fortschr. Min.*, 1973, 50, 223.
36. Ohashi Y., Finger L. W. *Am. Min.*, 1973, 58, N 11-12, 1106.
37. Dunham A. C., Copley P. A., Strasser-King V. H. *Contrib. min., petrol.*, 1972, 37, N 3, 211.
38. Bailey J. C., Champness P. E., Dunham A. C., Esson J., Fyfe W. S., Mackenzie W. S., Stumpel E. F., Zussman J. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, 34, suppl. 1, 169.
39. Christie J. M., Lally J. S., Heuer A. H., Fisher R. M., Griggs D. T., Radcliffe S. V. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 2, 69.
40. Champness P. E., Dunham A. C., Gibb F. G. F., Giles H. N., Mackenzie W. S., Stumpel E. F., Zussman J. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 2, 359.
41. Champness P. E., Lorimer G. W. *Moon Intern. Astron. Union Symp. N 47. Newcastle-Upon-Tyne*, 1971. *Dortrecht*, 1972, 124.
42. Brown G. E., Wechsler B. A. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37, N 4, 887.
43. Meyer C., Brett R., Hubbard N. J., Morrison D. A., McKey D. C., Aitken F. K., Takeda H., Schonfeld E. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 2, 393.
44. Carter N. L., Fernandes L. A., Ave Lallemand H. G., Leung I. S. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 2, 775.
45. Enhelhardt W. V., Arndt J., Müller W. F., Stöffler D. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 3, 883.
46. Miller R. T., Philpotts A. R. *Am. Min.*, 1973, 58, N 5-6, 543.
47. Polderwaart A., Hess H. H. *J. Geology Chicago*, 1951, 59, N 5, 472.
48. Nakamura Y., Kushiro I. *Am. Min.*, 1970, 55, N 11-12, 1999.
49. Nakamura Y., Kushiro I. *Contrib. min., petrol.*, 1970, 26, N 4, 265.
50. Ross M., Huebner J. S., Dowty E. *Am. Min.*, 1973, 58, N 7-8, 619.
51. Bowen N. L. *J. Washington Acad. sci.*, 1933, 23, N 2, 83.
52. Emeleus C. H., Dunham A. C., Thompson R. N. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 940.
53. Mason B., Melson W. G. *The lunar rocks. New-York Wiley — Interscience*, 1970, 1.
54. Oide K. *J. Ceol. Soc. Japan*, 1959, 65, N 765, 343.
55. Oide K. *Intern. Geol. Rev.*, 1962, 4, N 9, 1000.
56. Gay P., Brown M. G., Muir I. D., Bancroft G. M., Williams P. G. L. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, suppl. 2, 377.
57. Christie J. M., Griggs D. T., Heuer A. H., Nord G. L. (Jr), Radcliffe S. V., Lally J. S., Fischer R. M. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37, N 4, 365.
58. Johanson R., Gibb F. G. F. *Min., Mag.*, 1973, 39, N 302, 248.
59. Fernández-Moran H., Ohtsuki M., Hibino A. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 1, suppl. 2, 109.
60. Saxena S. R., Ghose S., Turnock A. C. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, 21, N 2, 194.
61. Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, N 2, 219.
62. Bancroft G. M., Roger G. B. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, 3, N 2, 125.
63. Dowty E., Lindsley D. H. *Am. Min.*, 1973, 58, N 9-10, 850.
64. Burn R. G., Vaughan D. J., Abu-Eid R. M., Winter M. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37, N 4, 983.
65. Hess H. H. *Am. Min.*, 1949, 34, N 9-10, 621.
66. Kuno H., Nagashima K. *Am. Min.*, 1952, 37, N 11-12, 1000.
67. McDougall I. *Am. Min.*, 1961, 46, N 5-6, 661.
68. Kuno H. *Am. J. Sci.*, 1969, 267-A, 257.
69. Bowen N. L., Schärer J. F. *Am. J. Sci.*, 1935, 29, 151.
70. Benson N. W. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 1944, 74, 115.
71. Muir I. D. *Min. Mag.*, 1951, 29, N 214, 690.
72. Edwards A. B. *J. Geology, Chicago*, 1942, 50, N 6, 579.
73. Hess H. H. *Am. Min.*, 1941, 26, N 10, 573.
74. Muir I. D. *Min. Mag.*, 1954, 30, N 225, 376.
75. Sathé R. V., Oka S. S. *Min. Mag.*, 1972, 38, N 300, 975.
76. Yamakawa M. *Contrib. min., petrol.*, 1971, 33, N 2, 132.

77. Fontel es M., Muffat S. Bull. Soc., fr. min., crist., 1970, 93, N 5-6, 555.
78. Takeda H. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, 15, N 1, 65.
79. Тарасов Л. С., Шеваляевский И. Д., Назаров М. А. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 129.
80. Якеш П., Уорнер Дж., Ридли В. И., Рид А. М., Хармон Р. С., Бретт Р., Браун П. В. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 64.
81. Dence M. R., Douglas J. A. F., Plant A. G., Trail R. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 285.
82. Bence A. E., Papike J. J., Prewitt C. T. Earth Planet. Sci. Lett., 1970, 8, N 6, 393.
83. Hollister L. S., Trzcinski W. E., Hargraves R. B., Kulick C. G. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 529.
84. Boyd F. R., Smith D. J. Petrology, 1971, 12, N 3, 439.
85. Bence A. E., Papike J. J., Lindsley D. H. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 559.
86. Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5.
87. Гинзбург И. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 539.
88. Соболев Н. В., Бартошинский З. В., Ефимова Э. С., Лаврентьев Ю. Г. Пospelova Л. Н. ДАН СССР, 1970, 192, № 6, 1349.
89. Синицын А. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, 50.
90. Weeks R. A., Kolopus J. L., Klein D., Chatelain A. Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, 34, suppl. 1, 2467.
91. Синицын А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 583.
92. Arataki S., Katsura T. J. Japan. Assoc., min., petr., econ. geol., 1973, 63, N 4, 101.
93. Bence A. E., Papike J. J., Sueno S., Delano J. W. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 1, suppl. 4, 597.
94. Albee A. L., Gancarz A. J., Chodos A. A. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 569.
95. Эрил С. О., Скун Дж. Х., Мьюир И. Д., Лонг Дж. В. П., Мак Конелл Дж. Д. С., Петкет А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, 43.
96. Грив Р., Мак Кей Г., Вейл Д. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 216.
97. Стил И. М., Смит Дж. В. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: «Наука», 1974, 203.
98. Helz R. T., Appleman D. E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 1, suppl. 4, 643.
99. Macdonald G. A. Am. J. Sci., 1944, 242, N 6, 332.
100. Brown G. M. Min. Mag., 1957, 31, N 238, 511.
101. Кито Н. Mineral. J. Japan, 1966, 5, N 1, 21.
102. Lewis J. F., White E. W. Trans. Am. Geophys. Union, 1967, 48, N 1, 227.
103. Куно Х. В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, 2, 104.
104. Виленский А. М. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1966, 66.
105. Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, 27.
106. Яковлева М. Е. ДАН СССР, 1947, 55, N 9, 857.
107. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, 28, 138.
108. Хрянина Л. П. В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 389.
109. Гоньшакова В. И. Тр. ИГи АН СССР, 1953, вып. 147, сер. петр., № 43, 1.
110. Шахотько Л. И. В кн.: Автореф. сотр. ИГЕМ АН СССР, 1970, 89.
111. Вакар В. А., В кн.: Петрография Вост. Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. I, 273.
112. Nakatiga Y., Coombs D. S. Contrib. min., petrol., 1973, 42, N 3, 213.
113. Кононов Ю. В. Габбровые массивы Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1966, 50.
114. Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973, 59.
115. Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968, 30.
116. Konda T. Contrib. min., petrol., 1970, 29, N 4, 337.
117. Hess H. H. Mem. Geol. Soc. Am., 1960, N 80, 1.
118. Atkins F. B. J. Petrology, 1969, 10, N 22, 222.
119. Oba Y. J. Japan. Assoc., min., petr., econ. geol., 1961, 46, N 5, 172.
120. Yashima R. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 45, N 1, 9.
121. Schorer G. Chem. Erde, 1970, 29, H. 2, 69.
122. Smith A. L., Carmichael I. S. E. Contrib. min., petrol., 1968, 19, N 3, 212.
123. Bonnicksen B. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969 N 2, 217.
124. Кваша Л. Г., Дьяконова М. И. Метеоритика, 1972, 31, 109.
125. Hess H. H., Henderson E. P. Am. Min., 1949, 34, N 7-8, 494.
126. Mason B. Geochim. Cosmochim. Acta., 1967, 31, N 2, 107.
127. Biggir G. M., O'Hara M. J., Pickett A., Humphries D. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 617.
128. Mason B. Lithos, 1968, 1, N 1, 1.

129. *Mason B.* Science, 1965, 148, N 3672, 943.
130. *Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г.* Метеориты СССР. Изд-во АН СССР, М., 1952, 221.
131. *Takeda H.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 875.
132. *Mason B.* Chemistry in Britain, 1973, 9, N 10, 456.
133. *Keil K., Prinz M., Bunch T. E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 319.
134. *Dracke J. C., Klein C. (Jr.)* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 467.
135. *Brown G. M., Emeleus C. H., Holland J. G., Peckett A., Phillips R.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 1, suppl. 2, 583.
136. *Dowty E., Prinz M., Keil K.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 423.
137. *Ghose S., McCallum J. S., Tidy E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 831; *Chose S., Wan C.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 901.
138. *Simkin T., Noonan A. F., Switzer G. S., Mason B., Nelen J. A., Melson W. G., Thompson G.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 1, suppl. 4, 279.
139. *Powell B. N., Aitken F. K., Weiblen P. W.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 445.
140. *Dowty E., Ross M., Guttita F.* Proc. III. Lunar Sci. Confer., 1972, 1, 481.
141. *Klein C. (Jr), Dracke J. C., Frondel S.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 265.
142. *Brown G. M., Peckett A., Phillips R., Emeleus C. H.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 505.
143. *Богатиков О. А.* В кн.: Аморфозиты СССР. М.: Наука, 1974, 113.
144. *Wood J. A., Dickey J. S., Marwin U. B., Powell B. N.* Proc. Apollo-11.—Lunar Sci. Conf., 1970, 1.
145. *Tarasov L. S., Nasarov M. A., Schevalovsky I. D., Makarov E. S., Ivanov V. I.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 333.
146. *Taylor G. J., Dracke M. J., Hallam M. E., Martin U. B., Wood J. A.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 553.
147. *Finkelman R. B.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 179.
148. *Turnock A. C.* Canad. Min., 1970, 10, N 4, 744.
149. *Богатиков О. А., Буркус А. П.* В кн.: Аморфозиты СССР. М.: Наука, 1974, 5.
150. *Floyd N. H., Kushiro I.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 1033.
151. *Peckett A., Brown G. M.* Nature, 1973, 242, N 5395, 252.
152. *Champness P. E., Copley P. A., Lorimer G. W.* Electron Microscopy, 1974, 1, Physical Abstr. Pap. 8-th Intern. Congr. Canberra, 1974, 466.
153. *Walter L. S., French B. M., Heinrich K. F. J., Lowman P. D., Doon A. S. (Jr), Adler I.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 354.
154. *Güssregen H.* Beitr. Min. Petr., 1964, 11, H. 1, 1.
155. *Brown G. M.* Carnegie Inst. Washington, 1967, Year book N 66, 347.
156. *Clarke D. B., Biggar G. M.* Lithos, 1972, 5, N 3, 203.
157. *Turnock A. C., Lindsley D. H., Grover J. V.* Am. Min., 1973, 58, N 1-2, 50.
158. *Thompson R. N.* Min. Mag., 1974, 39, N 307, 768.
159. *Green D. H., Ringwood A. E., Ware N. G., Hibberson W. O., Major A., Kiss E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 601.
160. *Boyd F. R., Schairer J. F. J.* Petrology, 1964, 5, N 2, 275.
161. *Kushiro I.* Am. Min., 1972, 57, N 7-8, 1260.
162. *Biggar G. M., Clarke D. B.* Lithos, 1972, 5, N 2, 125.
163. *Kushiro I.* Carnegie Inst. Washington, 1968—1969, Year book N 67, 88.
164. *Kushiro I., Yoder H. S.* Carnegie Inst. Washington, 1969—1970, Year book N 68, 226.
165. *Kushiro I.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 269.
166. *Lindsley D. H., Munoz J. L.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 295.
167. *Ross M., Huebner J. S.* Intern. Confer. Geotherm. Geobarom. Penn. U. S. A. 5—10 Okt., 1975, Authors abstr.
168. *Kuno H., Hess H. H.* Am. J. Sci., 1953, 251, N 10, 741.
169. *Zwaan P. C.* Leidse Geol. Meded., (1954) 1955, 19, 167.

Канонит Kanonite



Назван по имени профессора Х. Кано [1].

Характ. выдел. Зерна размером $0,1 \times 0,1$ мм.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h} - P2_1/c$. $a_0 = 9,739$, $b_0 = 8,939$, $c_0 = 5,260$ Å; $\beta = 108,56^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,089 : 1 : 0,588$. $Z = 2$

Физ. св. Сп. совершенная по (110); угол между (110) и (110) равен 88° . Тв. 6. Уд. в. 3,66 (вычисл. 3,60). Цв. светлый розовато-коричневый. Черта белая. Бл. стеклянный.

Микр. В прох. свете бесцветный. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010), $b = Nm$, $cNg = 42^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,728$, $n_m = 1,717$, $n_p = 1,715$. $2V = 40-42^\circ$. Характерно полисинтетическое двойникование по (100).

Хим. Теор. состав: MgO — 17,43, MnO — 30,65, SiO₂ — 51,92.

Анализ (средний из трех микросондовых определений, анал. Тацаки; Na₂O, K₂O, Fe₂O₃ и FeO определялись обычным весовым методом, анал. Иицуми): Na₂O — 0,03, K₂O — 0,03, MgO — 15,08, CaO — 0,57, MnO — 31,19, FeO — 2,64, Al₂O₃ — 0,04, Fe₂O₃ — 0,39, SiO₂ — 50,20; сумма 100,17.

Нахожд. Найден в слоях мощностью 1—2 см, сложенных марганцевыми силикатами, карбонатами и окислами, на контакте с кварцевыми биотит-гранатовыми гнейсами близ Татехира на западном берегу п-ова Осима (Япония). [1]. Тесно ассоциируется с марганцевым куммингтонитом, спессартином и небольшим количеством пироксмангита; мелкие зерна последнего рассматриваются как реликтовые от замещения канонитом.

Межплоскостные расстояния канонита с п-ова Осима (Япония) [1]

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>
110	2	6,42	$\bar{1}$ 31	30	2,573	331	5	1,826
200	5	4,621	002	40	2,493	510	10	1,809
$\bar{1}$ 11	5	4,447	221	20	2,462	132	10	1,786
$\bar{1}$ 21	3	3,367	131	15	2,371	421	5	1,732
021	10	3,322	311	20	2,237	$\bar{5}$ 31	40	1,627
220	100	3,211	$\bar{3}$ 31	30	2,144	350	20	1,548
$\bar{2}$ 21	90	3,021	$\bar{4}$ 02	25	2,049	060	20	1,487
$\bar{3}$ 11	80	2,921	041	15	2,038	531	30	1,392
310	90	2,910	240	5	2,009			

Л и т е р а т у р а

1. Kobayashi H. J. Geol. Soc. Japan, 1977, 83, N 8, 537.

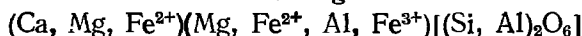
Кальциевые моноклинные пироксены

ГРУППА АВГИТА

	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	β	Уд. в.
Авгит (Ca, Mg, Fe ³⁺)(Mg, Fe ²⁺ , Al, Fe ³⁺)(Si, Al) ₂ O ₆	9,778	8,912	5,340	106°04'	3,30—3,65
Диопсид Ca(Mg, Fe ²⁺ , Al, Fe ³⁺)(Si, Al) ₂ O ₆	9,737	8,898	5,270	106 07	3,21—3,60
Геденбергит Ca(Fe ²⁺ , Mg, Al, Fe ³⁺)(Si, Al) ₂ O ₆	9,852	9,031	5,242	104 50	
Фассант (Ca, Mg, Fe ²⁺)(Mg, Fe ²⁺ , Al, Fe ³⁺)(Si, Al) ₂ O ₆	9,707	8,858	5,274	106 32	3,23—3,60
Йохансенит Ca(Mn, Fe ²⁺ , Mg)(Si ₂ O ₆)	9,978	9,156	5,293	105 29	3,37—3,54

Авгит и фассант при одинаковых формулах отличаются различным содержанием R³⁺ в позициях М (1) и Т.

Авгит Augite



Название от греч. ἀύγη (аугэ) — блеск — из-за сильного блеска на плоскостях спайности (Вернер, 1792, по Дана, 1892).

Название авгит объединяет серию изоморфных соединений со следующими пределами содержаний элементов (в формульных единицах):

	M(2)		M(1)		T
Ca	0,36—0,84	(Mg, Fe ²⁺)	0,70—1,00	Si	1,76—2,00
Na	0,00—0,14	(Al, Fe ³⁺ , Ti)	0,00—0,30	(Al, Fe ³⁺ , Ti)	0,00—0,24
(Mg, Fe ²⁺)	0,20—0,64				

Авгит условно разделен по содержанию Fe и Mg (в ат.%) на следующие разновидности:

	Mg	Fe*
Магнезиальный авгит — magnesian augite	45—70	0—10
Авгит (собственно) — augite	30—60	10—40
Ферроавгит — ferroaugite	10—40	30—60
Феррогеденбергит — ferrohedenbergite	0—10	45—70

* Fe = Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Ti.

Названия магнезиальный авгит [1] и ферроавгит [2, 3] даны по содержаниям Mg и Fe, большим чем в собственно авгите; феррогеденбергит — по более высокому содержанию железа, чем в геденбергите [4].

По содержанию Ca среди этих разновидностей выделяются бедные кальцием собственно авгит и ферроавгит (Ca — 15—20 ат. % или Ca_{0,36—0,60} в формульной единице) и богатые кальцием магнезиальный авгит, собственно авгит, ферроавгит, феррогеденбергит (Ca — 40—45 ат. % или Ca_{0,80—0,84} в формульной единице). Так как границы между указанными разновидностями определены только по химическому составу, а остальные свойства нечетко выражены, отдельное описание их не дается. В литературе описаны также бедные и богатые алюминием авгиты, натриевые, титановые, хромовые авгиты — феррогеденбергиты; все они не имеют даже условных границ с основными разновидностями.

Синон. Для магнезиального авгита: эндиопсид — endiopside (Хей, 1950), лейкавгит — leucaugite (Дана, 1892), богатый магнием авгит (Дир и др., 1965). Для собственно авгита: пижонитовый авгит — pigeonitic-augite [5], энстатит-авгит — enstatite-augite [6], пижонит-авгит [7—10], пиджонит [11—13], гиперстен-авгит [14]. Для бедного кальцием авгита: субкальциевый авгит — subcalciic augite [14], для бедного кальцием ферроавгита: субкальциевый ферроавгит — subcalciic ferroaugite [4]. Для богатых кальцием авгитов: диопсидовый авгит — diopsidic augite [15], диопсид-авгит [16]. Титановый авгит — titanian augite — называют также титанавгитом и титанистым авгитом. Часть авгитов с высоким содержанием натрия описана как омфациты и субкальциевые омфациты [17].

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, пластинки распада твердых растворов в кристаллах других пироксенов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$ [18, 19]. $Z = 4$.

Параметры элементарной ячейки некоторых природных авгитов:

	Mg Ca (в формульных единицах)	a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Ссылка
Собственно авгит	0,85 0,84	9,778	8,912	5,340	1,097:1:0,599	106°04'	[20]
Собственно авгит	0,70 0,83	9,738	8,892	5,266	1,094:1:0,592	106 04	[21]
Собственно авгит	0,83 0,76	9,751	8,926	5,260	1,092:1:0,589	106 03	[22]
Собственно авгит	0,82 0,74	9,755	8,947	5,304	1,093:1:0,593	106 16	[20]
Собственно авгит	— —	9,80	9,00	5,26	1,088:1:0,584	105 35	[23]
Ферроавгит	0,54 0,74	9,763	8,965	5,272	1,089:1:0,588	105 47	[21]
Ферроавгит	0,49 0,84	9,770	8,943	5,256	1,092:1:0,588	105 48	[24]
Феррогеденбергит	0,01 0,81	9,787	9,002	5,245	1,087:1:0,583	105 28	[24]
Бедный кальцием авгит	0,93 0,40	9,716	8,944	5,242	1,0885:1:0,586	107 30	[22]

Для лунных авгитов определены: $a_0 = 9,66—9,97$, $b_0 = 8,90—9,04$, $c_0 = 5,23—5,29$ Å, $\beta = 105°36'—106°54'$ [25—27].

Параметры элементарной ячейки искусственных авгитов различного состава [28]:

Ca	Mg (в атомных %)	Fe'	a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β
44,6	55,4	0	9,739	8,919	5,250	1,092:1:0,589	106°09'
29,2	70,8	0	9,714	8,903	5,250	1,091:1:0,590	107 16
40	30	30	9,767	8,956	5,249	1,091:1:0,586	105 58
20	40	40	9,727	8,942	5,255	1,088:1:0,588	108 06
40	0	60	9,821	9,042	5,242	1,086:1:0,580	105 23

Fe' = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn + Ti + др.

В целом прослеживается тенденция возрастания значений b_0 с увеличением содержания Fe²⁺; a_0 и V — с замещением Mg на Ca, Fe²⁺; β — с уменьшением количества Ca [28—30].

Структура авгита идентична структуре диопсида [19, 31]; различия в величине их параметров элементарной ячейки и межатомных расстояний объясняются большой разницей в содержании Ca и Al^{IV}. (Si, Al)—O-цепочки эквивалентны, более закручены, чем у жадеита — угол O(3)—O(3)—O(3) = 165,8°, (T—O)_{ср} = 1,612 Å для немостиковых и 1,668 Å для мостиковых связей. Ca располагается в позиции M(2) с координацией, равной 8.

Монокл.-призм. кл. C_{2v} — $2/m(L_2PC)$. $a : b : c = 1,0921 : 1 : 0,5893$; $\beta = 105^\circ 50'$ (для химически анализированного черного авгита из Зваре, Грузия) [16]. Отношение осей и β могут колебаться в зависимости от состава. Принятая морфологическая установка по Рату (1860) и по Гольдшмидту (1897 и 1923) совпадает с рентгеновской. Полярные координаты и главные формы см. во введении к моноклинным пироксенам, а также [16, 32].

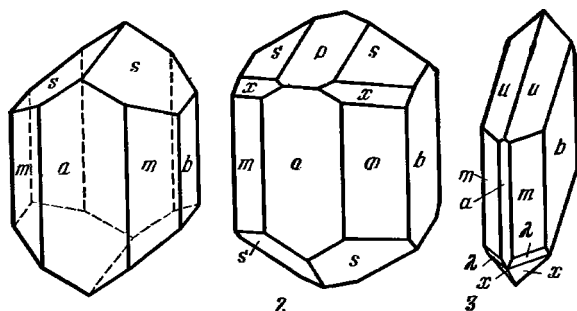
Главные формы, определяющие облик кристаллов: c (001), b (010), a (100), m (110), e (011), z (021), p ($\bar{1}01$), u (111), s ($\bar{1}11$), x (221), λ (331).

Менее обычные формы: i (130), f (310), χ (510), y (101), F (301), ψ (501), n ($\bar{1}02$), ξ ($\bar{3}35$), v (221), r (552), h (441), ρ ($\bar{3}32$), β ($\bar{8}85$), Φ (152), d (131), ζ ($\bar{4}83$), t (351), η (421), α (312), κ (711), θ ($\bar{3}13$).

Кристаллы бедны формами. Обычно их не более 4—8 (Гольдшмидт, 1923). Большинство гониометрически изученных кристаллов химически не анализированы, в связи с чем данных о принадлежности их к той или иной разновидности нет. Кристаллы обычно призматические (фиг. 117), иногда уплощены по оси a или укорочены по оси c . Хорошо ограненные кристаллы наблюдаются редко. Чаще всего они встречаются в виде вкрапленников в эффузивах. Размеры кристаллов от 0,001 мм (микролиты в вулканических стеклах) до 20 см в габбро-пегматитах [33]. Известны дендритовидные [34] и перистые [27] формы, а для микролитов — серповидные, спиралевидные [35] и скелетные [36]. Наиболее совершенно образованными и блестящими обычно являются грани a (100) и b (010), менее — m (110). Грани призмы некоторых кристаллов несут вертикальную штриховку. Поверхность многих граней неровная. Скульптура граней и фигуры травления специально не изучались.

Обычны двойники сростания по (100) (фиг. 118), реже одновременно по (100) и (011), а также полисинтетические по (100) и (010) или по (100) и (001) [16]. Известны двойники нарастания на разных гранях основного индивида с разным направлением оси c паразитических, также сдвойникованных, кристаллов [16]. Отмечены двойники прорастания под углом 40 и 60°, а также крестообразные двойники и тройники прорастания [2, 16]. Редко наблюдаются двойники по (122) и (101) (Хинце, 1898).

Физ. св. Сп. совершенная по (110); отдельность по (100) диаллаговая, реже по (001) малаколитовая и по (010). Изл. неровный, раковистый. Хрупок. Тв. 5,5—6,0. Микротвердость собственно авгита 828 кгс/мм² [37], ферроавгита 763,4 кгс/мм² [38]. Уд.-в. повышается с возрастанием содержания железа от 3,20—3,33 у магнезиальных авгитов до 3,65 у наиболее железистых ферроавгитов [39]. Цв. зеленый, черно-зеленый, буро-зеленый до черного; у лунных авгитов — желтый, красно-бурый [40—42]. Черта зеленоватая, буроватая.

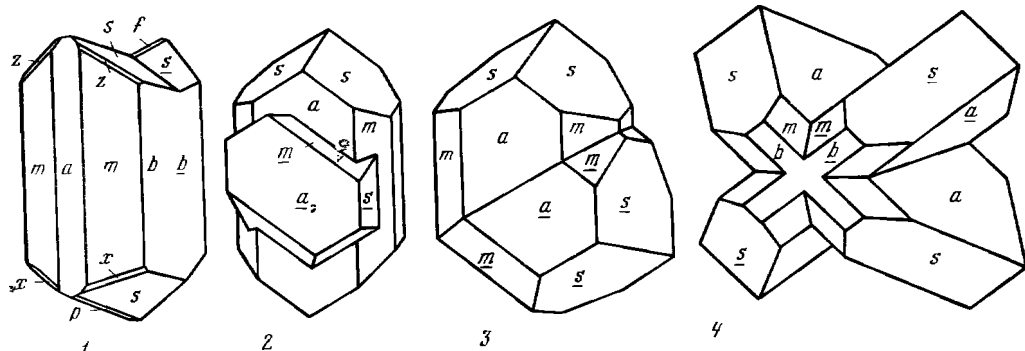


Фиг. 117. Кристаллы авгита

- 1 — Урал (по Кокшарову);
- 2 — Везувий (по Скакки);
- 3 — о-в Св. Лаврентия, США (по Рису)

Фиг. 118. Двойники авгита

- 1 — по (100), Окурайки, Япония (по Вада);
- 2, 3 — по (122), Шёнхов, Чехословакия (по Хинце);
- 4 — по (101), Шёнхов, Чехословакия (по Хинце)



Бл. стеклянный. Непрозрачен; просвечивает в тонких сколах. ИК-спектры авгита аналогичны ИК-спектрам диоксида-геденбергита [43—47]. Мессбауэровские спектры [48—50] авгитов подобны таковым других пироксенов. Для поляризационных абсорбционных спектров характерна полоса 670 нм [42].

Микр. Магнезиальные авгиты в шлифах обычно бесцветны. Собственно авгиты иногда слабо-коричневатые, зеленоватые, не плеохроируют. Ферроавгиты окрашены более интенсивно, иногда слабый плеохроизм: по Ng — светло-зеленый, по Nm и Np — бесцветный или по Ng — зеленовато-голубоватый, по Nm — бесцветный, по Np — розоватый. Авгиты лунных пород плеохроируют в розовых тонах [41]. Феррогеденбергиты — бледно-зеленые, зеленые, бурые, буро-розовые, не плеохроируют или плеохроируют в зеленых и буро-розовых тонах; обычно мозаичное или полосчатое распределение окраски [51, 52]. Зеленый феррогеденбергит, возможно, является продуктом инверсии железистого β -волластонита [51, 53]. Титанавгит — зеленоватый, буроватый, розоватый с характерным сиреневым или фиолетовым оттенком, фиолетовый. Не плеохроирует или плеохроирует: по Ng — фиолетовый, серо-зеленый, по Nm — серо-зеленый, буроватый, по Np — зеленовато-желтый, буроватый. Сиреневая и фиолетовая окраска титанавгита обусловлена Ti^{3+} [54]. Схема абсорбции авгита $Ng \leq Np > Nm$, титанавгита $Nm \gg Np > Ng$ [55] и $Ng > Nm > Np$ (Трёгер, 1968). Двусный (+). Пл.опт. осей (010); $b_1 = Nm$, $cNg = 39-47^\circ$. Для феррогеденбергита указывается также $cNg = 56,5^\circ$ [56]. Намечается тенденция к увеличению cNg с повышением содержания железа.

Показатели преломления колеблются в широких пределах и в целом возрастают от магнезиальных разностей к железистым. $n_g = 1,704-1,766$; $n_m = 1,678-1,745$; $n_p = 1,673-1,735$; $n_g - n_p = 0,018-0,033$; $2V = 25-62^\circ$, возрастает с увеличением содержания Ca и Fe и может сильно меняться даже в пределах одного зерна [40, 55, 57—59]. У титанавгитов $2V = 46-60^\circ$ [55, 60]. Дисперсия опт. осей $r > v$, слабая; у авгитов Луны, ферроавгитов и титанавгитов — сильная. Отмечается дисперсия биссектрис.

Имеются указания на возможность использования величин Ng , $2V$ и угла между Ng и двойниковым швом (100) для определения содержания Mg и Ca [61]. Вместе с тем отмечается несовпадение количеств Ca, Mg и Fe, вычисленных по оптическим данным и определенных химическим анализом [62, 63].

Двойники по (100) простые и полисинтетические [55, 56, 60], также по (001) [64]; иногда сочетаются с пластинками распада по (001), образуя ельчатые или колосовидные сростания [65, 66]. Полисинтетические двойники иногда имеют мозаичный вид [67].

Встречаются зональные кристаллы [16, 57, 61, 68, 69, 70]. Они особенно характерны для авгитов Луны, где обнаружены кристаллы со следующей сменной пироксенов от центра к периферии: пижонит — бедный кальцием авгит — авгит — феррогеденбергит и пижонит — бедный кальцием авгит — бедный кальцием ферроавгит — пироксферроит [40, 41, 50, 71—76]. Наблюдается также секториальная зональность [77, 78]. Известны кристаллы авгита и титанавгита с зонами фансанта [36, 79]. Наблюдались закономерные сростки авгита и пижонита с совпадающими оптическими индикатрисами обоих минералов, а также сростки авгита, пижонита и гиперстена, у которых совпадают направления осей Ng , ось Nm авгита совпадает с осью Np пижонита и гиперстена, а Np авгита — с Nm пижонита и гиперстена; при этом Ng авгита, пижонита и гиперстена, Np авгита и Nm пижонита лежат в плоскости (010), а Nm авгита и Np пижонита и гиперстена перпендикулярны (010) [67]. Имеются указания на эпитактические сростания авгита с бронзитом [80, 81] и пижонитом [81, 82]. Авгит и пижонит образуют также взаимные прорастания [59, 83]. Предполагается, что некоторые бедные кальцием авгиты являются сростками авгита и пижонита [59, 81].

В авгитах выявлены пластинчатые структуры распада твердых растворов. Обычно обогащенные кальцием авгиты содержат пластинки бедных кальцием пироксенов: пижонита, ромбических пироксенов и их моноклинных аналогов. В некоторых бедных кальцием авгитах и ферроавгитах как продукты распада наблюдаются пижонит и богатый кальцием авгит [84], их пластинки располагаются по (100) или (001) авгита [25, 39, 56, 85—89], иногда под некоторым углом к этим плоскостям [24, 90], очень редко — по (501) и (102) [91]. В лунных породах известны пироксены, состоящие из тонких (60—100 Å) чередующихся пластинок авгита и пижонита, ориентированных главным образом по (001) и в меньшей степени по (100) [92]. Сведения о расположении пластинок по (010) и (101) [65] требуют проверки. У пластинок гиперстена, расположенных по (100) авгита, Np и Nm (так же как в указанных выше сростках) совпадают соответственно с Nm и Np авгита [3, 87]. В некоторых оптически однородных авгитах рентгеновским методом обнаружены продукты распада, относящиеся к пространственным группам $Pbca$ и $P2_1/c$ [88, 93]. Различие состава пластинок в авгите отчасти может быть объяснено его кристаллизацией выше или ниже температуры инверсии пироксенов [51, 52, 86, 94].

Известны также пластинки авгита в гиперстене [64] и в пижоните [84, 95]. Распад авгита может сопровождаться иногда образованием гиперстена и шпинели, зерна последней удлинены по оси c авгита и приурочены к границам его пластинок [87]. Отмечены зерна авгита с микроскопическими пластинками ильменита, реже магнетита и гематита, ориентированными преимущественно по (100) и (010), реже по (110) [96, 97]. Выделения авгита и ильменита в сростках могут достигать макроскопической величины [98—100]. Ильменитовые пластинки располагаются по одному из направлений спайности авгита и под углом 120° к ней. Предполагается, что такие пластинки образовались в результате распада граната [98, 101] или при эвтектической кристаллизации [99, 100]. Авгиты эффузивных пород часто имеют структуру песочных часов [34, 55, 57, 77, 102, 103]. Она характерна и для лунных авгитов. Наиболее отчетливо такая структура проявляется в сечениях по (010) [36, 79, 104, 105] и \perp оси c [34, 79, 106].

Хим. Колебания содержаний компонентов (в %):

CaO	21,0—8,9	Al ₂ O ₃	9,6—0,3	SiO ₂	55,1—46,1
MgO	24,43—0,14	Fe ₂ O ₃	7,1—0,2	Na ₂ O	1,9—0,00
FeO	31,5—1,74	TiO ₂	5,7—0,1	K ₂ O	0,54—0,00

Принятый здесь верхний предел содержания кальция в формульной единице — $\text{Ca}_{0,84}$; нижний предел — $\text{Ca}_{0,36}$ [1]. Богатые кальцием авгиты приближаются по составу к диопсидам — геденбергитам, бедные кальцием — к пиконитам. Граница авгита с фассаитом отвечает $\text{Al}_{0,24}$ в позиции Т, граница авгита с омфацитом и эгирин-диопсидом — эгирин-геденбергитом — $\text{Na}_{0,14}$. Для богатых кальцием авгитов — феррогеденбергитов характерно высокое содержание Na_2O (до 2%), Al_2O_3 (до 9—10%) и TiO_2 (до 5—6%), для всех магнезиальных авгитов — повышенное содержание Cr_2O_3 (до 2%). Помимо главных компонентов, авгиты обычно содержат большое количество элементов-примесей [63, 94, 107—109].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,42	0,44	0,34	0,36	—	1,03	0,20	He обн.	0,24
K_2O	0,07	0,16	0,09	0,54	—	—	0,11	He обн.	—
MgO	16,44	17,24	9,05	13,87	11,10	16,32	9,98	20,21	16,9
CaO	9,56	11,10	12,39	12,88	13,98	14,03	14,47	14,61	14,7
MnO	0,78	0,62	1,02	0,39	—	0,21	0,47	0,11	0,31
FeO	18,12	13,64	23,16	11,49	21,30	5,99	20,94	1,74	13,5
Al_2O_3	0,59	2,80	3,00	5,68	—	9,05	1,34	0,40	1,83
Fe_2O_3	3,74	2,45	1,24	4,25	3,20	3,44	1,53	7,08	—
SiO_2	49,72	50,66	49,27	48,72	46,10	48,9	49,63	55,06	50,7
TiO_2	0,73	0,52	0,61	0,63	3,20	1,01	0,67	0,34	1,12
H_2O^+	0,17	0,75	—	1,38	0,33	—	0,28	0,48	—
H_2O^-	He обн.		—	0,36	0,67				—
Сумма	100,34	100,39*	100,17	100,55	(99,88)	(99,98)	99,62	100,288**	99,3
n_z	1,739	1,721	—	1,726	—	—	1,738	1,698	—
n_n	1,713	—	1,712—1,719	—	—	—	1,717	—	—
n_p	1,711	1,692	—	1,696	—	—	1,710	1,672	—
cNg	—	—	—	41°	—	—	—	—	—
(+)-2V	25—41°	51°	24—52°	40—44°	—	—	40—43°	58°	—
Ca	0,39	0,45	0,52	0,53	0,60	0,55	0,61	0,58	0,59
Mg	0,89	0,96	0,53	0,79	0,66	0,89	0,58	1,11	0,94
Fe^{2+}	0,57	0,43	0,76	0,36	0,71	0,18	0,69	0,05	0,42

* В том числе SrO — 0,01. ** В том числе NiO — 0,12 и Cr_2O_3 — 0,138.

Бедные кальцием авгиты и ферроавгиты: 1 — бедный кальцием авгит, из основной массы гиперстеновых базальтов, о-в Озума (Япония), анал. Осака, вычислены параметры элементарной ячейки [59]; 2 — микровкраплевник авгита, из андезито-базальта, р. Паратунка (Камчатка), анал. Нисенбаум [110]; 3 — бедный кальцием ферроавгит, из основной массы гортонолитового трахита, о-в Какарасима (Япония), анал. Аоки [15]; 4 — «пнджонит» мелкозернистый, из габбро-диабазов сел. Слободки, Восточная Волянь (Украина), анал. Ромашниа [111]; 5 — ферроавгит (в оригинале пиконит-авгит), из диабаз-пегматита Маргудольской трапповой интрузии Сибирской платформы, в оригинале сумма 99,98 [9]; 6 — авгит из включения шпинелевого лерцолита в базальте Байкальского рифта, анал. Лахно, в оригинале сумм 99,99 [112]; 7 — ферроавгит (с пластинками распада), из кварцевых долеритов силла Ред-Хила (Тасмания) [58]; 8 — бедный кальцием авгит (в оригинале диопсид) — желвак, из кимберлита трубки Чомур (Якутия) [113]; 9 — сектор (100) структуры песочных часов авгита, из пегматоидного долерита Моераки (Новая Зеландия), данные микрозондового анализа, все железо в виде FeO [29].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,46	0,51	0,50	He обн.	1,37	сл.	0,28	0,30	0,31
K_2O	He обн.	0,30	0,36	»	0,29	»	0,05	—	0,10
MgO	19,04	19,14	18,72	18,58	24,43	15,48	17,24	13,4	17,12
CaO	17,88	19,81	20,20	20,88	15,01	18,80	18,85	19,4	18,02
MnO	0,40	0,15	0,18	0,18	0,11	0,12	0,26	0,38	0,41
FeO	3,77	4,13	4,31	3,56	3,67	11,04	5,75	12,2	8,57
Al_2O_3	3,47	3,34	2,54	5,14	2,46	0,30	1,70	1,6	1,60
Cr_2O_3	1,13	—	—	—	—	—	1,00	0,02	0,10
Fe_2O_3	1,86	1,38	1,31	2,71	0,20	1,28	1,50	—	1,22

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	51,43	50,43	50,67	49,00	52,40	51,40	51,88	52,7	51,44
TiO ₂	0,33	0,20	0,20	0,14	—	0,72	0,67	0,71	0,97
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,09	—	0,04	—	—
H ₂ O ⁺	0,29	0,80	1,01	0,14	—	1,30	1,03	—	—
H ₂ O ⁻	0,32	—	0,20		—	0,04	—	—	—
Сумма	100,50*	100,19	100,20	100,33	100,03	100,48	(100,28)**	100,71	99,86
Уд. в.	3,377	—	—	—	—	3,33	—	—	—
n _g	1,711***	1,704	1,714—1,701	1,702	—	1,722	1,714	—	1,712
n _m	1,698	1,680	1,691—1,677	—	—	—	—	—	1,695
n _p	1,676	1,674	1,683—1,670	1,674	—	1,695	1,688	—	1,689
cNg	37°	40°	20—44°	—	—	41°	—	—	—
(+)2V	48°	56°	56—62°	56°	—	51°	48°	—	42°
Ca	0,70	0,77	0,79	0,81	0,56	0,76	0,75	0,78	0,71
Mg	1,0	1,0	1,0	1,0	1,2	0,9	1,0	0,8	0,9
Fe ²⁺	0,11	0,13	0,13	0,11	0,11	0,35	0,18	0,38	0,27

* В том числе NiO — 0,10, SnO — 0,01, CoO — 0,01. ** В том числе SO₃ — 0,03. *** В оригинале показатели преломления не соответствуют оптическому знаку.

Магнезальные авгиты: 10 — из перидотита Мончегорской интрузии (Кольский п-ов), анал. Новикова [114]; 11 — из амфибол-двуинноксенового кристаллического сланца, Анабарский щит (Якутия), анал. Парнинова [115]; 12 — из даек меймечитов Камчатки, анал. Аксельрод [102], оптические константы даны для разных секторов структуры типа песочных часов; 13 — из экструзивных андезитов вулкана Шивелуч, Камчатка, анал. не указан [116]; 14 — из перидотитового включения в базальтах Лас-Палмас (Канарские о-ва) [117].

Бедные алюминием авгиты: 15 — из оливнинового габбро-долерита, интрузия Аламджах (Якутия), анал. Ковязина [118]; 16 — из пикритового габбро-долерита, Талнахская интрузия (Красноярский край), анал. Гусарова, в оригинале сумма 100,29 [63]; 17 — из основной массы андезита, плато Моголон в шт. Нью-Мексико (США), данные микросондового анализа, среднее по 60 точкам [119]; 18 — коричне-вые, из пикритового габбро-долерита, интрузия Норильск-I (Красноярский край), анал. Телешова [120].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	0,36	0,45	0,40	—	0,25	0,28	0,37	сл.	0,68
K ₂ O	0,07	—	0,05	—	0,04	0,18	0,03	сл.	0,06
MgO	17,13	15,56	14,71	16,17	14,60	15,37	13,89	13,43	11,93
CaO	19,54	20,33	19,72	20,09	18,52	18,04	20,11	18,47	20,08
MnO	0,35	0,18	0,20	—	0,38	0,31	0,19	0,28	0,88
FeO	4,78	5,43	6,45	7,28	8,35	8,93	9,23	10,82	12,04
Al ₂ O ₃	3,39	3,46	3,35	3,42	2,63	2,44	3,41	5,35	1,72
Cr ₂ O ₃	0,69	—	0,05	—	0,01	0,08	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,67	2,12	2,08	0,79	3,56	1,67	1,30	0,80	1,45
SiO ₂	51,64	50,70	52,13	50,57	50,23	51,45	50,51	48,92	49,57
TiO ₂	0,64	0,38	0,74	0,54	0,91	0,70	0,76	0,76	0,95
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	0,08	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	1,13	—	0,88	0,43	0,42	0,21	0,72	—
H ₂ O ⁻	—		—	—	0,12	0,10	—	0,37	—
П. п.	—	—	0,53	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,26	99,74	100,41	99,74	100,09	100,05	100,01	99,92	99,92*
n _g	1,714	1,717	1,715	1,710	1,721	1,713	1,719	—	1,737
n _m	1,690	1,698	—	1,702	1,700	1,694	1,705	—	1,721
n _p	1,684	1,692	1,693	1,697	1,695	1,688	1,691	—	1,712
cNg	—	30,5°	38°	43°	—	—	42°	—	—
(+)2V	40°	50°	48°	48°	47°	48°	51°	—	58°
Ca	0,76	0,81	0,79	0,80	0,75	0,79	0,81	0,75	0,80
Fe ²⁺	0,15	0,17	0,20	0,23	0,26	0,28	0,29	0,34	0,39
Mg	0,94	0,87	0,81	0,90	0,83	0,87	0,76	0,77	0,71

* В том числе P₂O₅ — 0,56.

Собственно авгиты: 19 — зеленый, из габбро-долеритового нитрузна Норильск-1 (Красноярский край), анал. Телешова [121], оптические константы [120]; 20 — в оригинале пнжонит-авгит, вкрапленник из двушроксенового нитрузного порфирифта Аюдаг (Крым), анал. Цвик [8]; 21 — из пнкритового габбро-долерита, нитрузна Талнах (Красноярский край), анал. Буханова [122]; 22 — в оригинале пнжонит-авгит, из ольвинового диабаза (траппа), р. Чуя (Восточная Сибирь), анал. Алексеева [7]; 23—24 — вкрапленник, из андезито-базальтового порфира (восточный склон Южного Урала), анал. ЦХЛ ИГЕМ АН СССР [20]; 25 — из олигоклаз-авгитового кумулята, нижняя слонстая серия Кап-Эдвард-Холм (Гренландия) [123]; 26 — из габбро-анортозита Цагнской нитрузны (Кольский п-ов), анал. Успенская [124]; 27 — из косвита Кивирского нитрузна (Восточный Саян), анал. Алексеева [125].

	28	29	30	31	32	33	34	35
Na ₂ O	1,78	1,59	1,27	1,80	1,84	1,58	0,70	1,93
K ₂ O	0,01	0,13	Не обл.	0,09	0,01	0,17	Не обл.	0,03
MgO	15,10	14,14	16,65	13,70	15,13	11,96	13,20	14,94
CaO	12,70	14,84	15,82	16,91	17,37	17,95	19,54	20,34
MnO	0,14	0,15	0,13	—	0,13	0,14	0,13	0,13
FeO	7,41	4,99	3,45	4,98	4,02	5,42	8,34	2,47
Al ₂ O ₃	8,89	9,15	7,86	8,20	7,41	9,59	4,27	5,06
Cr ₂ O ₃	0,18	0,02	—	—	0,39	0,014	—	—
Fe ₂ O ₃	1,98	3,59	3,69	3,60	2,19	3,37	5,66	0,50
SiO ₂	50,60	49,84	50,73	48,72	50,85	48,07	47,10	53,47
TiO ₂	1,02	1,09	0,74	2,28	0,78	1,72	1,01	0,16
P ₂ O ₅	0,17	0,03	—	—	—	0,07	—	—
H ₂ O ⁺	сл.	0,40	0,04	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,70	—	Не обл.	—	—	—	—	—
П. п.	—	0,62	—	—	—	—	—	0,97
Сумма	100,68	100,58	100,38	100,28	100,12	100,054	99,95	100,00
Уд. в.	—	—	3,33	3,28	—	—	—	3,24
n _g	—	1,716	1,713	1,715	—	1,716	1,721	1,699
n _m	—	—	1,691	1,694	—	—	1,698	1,680
n _p	—	1,691	1,686	1,686	—	1,700	1,691	1,673
cNg	—	43—44°	55°	35°	—	—	—	38—42°
(+) ₂ V	—	61°	—	66°	—	—	—	63°
Na + K	0,13	0,13	0,09	0,14	—	0,12	0,06	0,14
RIV ³⁺	0,21	0,17	0,17	0,21	—	0,23	0,20	0,18
Ca	0,50	0,59	0,61	0,66	0,68	0,71	0,79	0,79
Fe ²⁺	0,23	0,15	0,10	0,15	0,12	0,17	0,26	0,07
Mg	0,82	0,78	0,90	0,75	0,82	0,66	0,74	0,81

Авгиты, богатые натрием и алюминием: 28 — из клинопроксенита, массив Бенн-Бухера (Марокко) [89]; 29 — из трубки взрыва Терегеш, р. Чулым (Красноярский край), анал. Кривец [126]; 30 — из вулканической брекчи Какануи (Новая Зеландия), анал. Уик [127], расщифрована структура [19]; 31 — из вулканической брекчи Д'Елганнес (Франция), анал. Коке [128]; 32 — из желвака гиперстенового эклогита в туфе о-ва Оаху (Гавайи), анал. Скун [129]; 33 — из трубки взрыва Татибе (Дальний Восток), анал. Логовская [130]; 34 — из эклогитового сланца Сутам (Алданский шит), анал. Погорелова [131]; 35 — из метагаббро области метаморфических эклогитов Корнальпе (Австрия), определены параметры элементарной ячейки и симметрия [132].

	36	37	38	39	40	41	42	43
Na ₂ O	0,40	0,72	0,33	0,61	0,35	0,85	0,23	0,92
K ₂ O	0,07	0,14	0,07	0,10	0,08	0,04	0,19	0,11
MgO	11,74	7,07	9,30	7,53	9,38	8,31	10,02	3,70
CaO	18,65	18,97	19,29	18,68	19,00	19,91	14,31	18,86
MnO	0,27	0,62	0,79	0,36	0,29	0,58	0,42	0,98
FeO	14,73	17,17	17,22	17,23	18,11	19,51	20,71	21,97
NiO	0,01	—	—	—	0,01	0,18	—	—
Al ₂ O ₃	2,15	1,49	1,23	2,17	1,85	1,86	0,98	1,07
Fe ₂ O ₃	0,15	1,42	1,75	2,74	—	—	2,01	3,17
SiO ₂	49,13	50,10	50,18	49,31	47,98	48,72	49,78	49,10
TiO ₂	0,97	0,70	0,36	0,10	0,82	0,16	0,75	0,63

	36	37	38	39	40	41	42	43
P ₂ O ₅	0,09	0,11	—	0,18	0,15	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,30	—
H ₂ O ⁻	—	0,30	—	0,19	—	—	0,30	—
П. п.	1,48	1,20	—	0,93	1,95	—	—	—
Сумма	99,845 *	100,01	100,52	100,13	99,974 **	100,33 ***	100,00	100,51
Уд. в.	3,52	—	—	—	3,50	—	—	—
n _g	1,732	—	—	1,740	1,737	1,736	1,754	—
n _m	1,707	—	1,715	—	1,713	—	1,730	1,732
n _p	1,704	—	—	1,709	1,708	—	—	—
cNg	—	—	—	43°	—	—	46°	39—43°
(+)2V	44°	—	52°	60°	49,9°	—	51°	53°
Ca	0,77	0,81	0,81	0,79	0,80	0,83	0,60	0,81
Fe ²⁺	0,48	0,57	0,56	0,57	0,60	0,63	0,68	0,73
Mg	0,69	0,44	0,57	0,45	0,56	0,48	0,60	0,25

* В том числе СоО — 0,005. ** В том числе СоО — 0,004 *** В том числе Cr₂O₃ — 0,19. ВаО — 0,03, все Fe как FeO.

Ферроавгиты: 36 — из оливиновых габбро, место и анал. не указаны [38]; 37 — натриевый, из снейтов массива Большой Тастыг (Кузнецкий Алатау), анал. не указан [133]; 38 — из вкрапленников кислой лавы, Шотландия, анал. не указан [134]; 39 — натриевый, из двухпироксеновой с магнетитом породы, Мариупольский железорудный район (Украина), анал. Романишина [126]; 40 — из габбро-лабрадоритов, место и анал. не указаны [38]; 41 — натриевый, из микропертитовых гранулитов Адрондака (США), микронзондовый анализ, анал. Трэси, определены параметры элементарной ячейки [24]; 42 — бедный алюминием, из гранофиловых долеритов Кольского п-ова, анал. Тумина, Филонова, Архангельская [52]; 43 — бедный алюминием натриевый, вкрапленник в дацитовой лаве (Исландия), анал. не указан [135].

	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Na ₂ O	0,43	0,44	0,18	0,10	0,35	0,20	0,23	0,57	0,26
K ₂ O	0,05	0,05	0,12	0,15	0,04	0,15	0,02	не обн.	0,03
MgO	2,92	1,80	4,71	2,20	1,65	0,94	0,15	1,23	0,14
CaO	18,21	18,93	16,50	17,38	17,85	17,96	18,82	18,29	18,75
MnO	0,52	0,70	0,53	0,10	0,74	0,47	0,80	0,44	0,26
FeO	25,08	26,16	26,65	28,08	28,56	29,01	29,21	30,39	31,48
Al ₂ O ₃	1,13	1,15	1,17	0,48	0,60	0,74	1,14	1,08	0,93
Fe ₂ O ₃	2,08	1,89	1,20	4,23	2,08	1,90	2,34	—	0,59
SiO ₂	49,54	48,74	48,00	46,98	46,23	47,00	46,76	47,53	46,71
TiO ₂	0,13	0,12	0,75	0,22	0,46	1,48	0,69	0,21	0,95
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,25	0,10	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,30	—	0,23	0,06	—	—	—

Сумма	100,09	99,98	100,11	99,92	99,52*	100,01	100,16	100,31 **	100,10
n _g	—	—	1,751	1,754	1,749	1,766	—	1,760	—
n _m	1,728	1,730	1,727	—	1,728	1,745	—	—	1,742
n _p	—	—	1,721	1,726	1,721	1,738	—	—	—
cNg	—	—	—	43°	48°	—	—	—	—
(+)2V	54°	56°	48°30'—53°30'	59°	59°	59°	—	—	56°
Ca	0,79	0,83	0,72	0,77	0,79	0,80	0,84	0,81	0,83
Fe ²⁺	0,85	0,89	0,90	0,90	0,95	0,93	0,90	1,00	1,09
Mg	0,20	0,13	0,30	0,14	0,13	0,08	0,03	0,10	—

* В том числе P₂O₅ — 0,07, SO₃ — 0,41. ** В том числе Cr₂O₃ — 0,11, NiO — 0,46, все Fe как FeO. Феррогеденбергиты: 44 и 45 — зеленый, из меланогранофира (по железистому волластониту), интрузия Скергард (Гренландия), анал. Винсент [51]; 46 — из гранофилов долеритов Ред-Хила (Тасмания), с пластинками других пироксенов, анал. не указан [58]; 47 — зеленый из эулизита, Чудзьярв (Кольский п-ов), анал. Бутрова [136]; 48 — темно-зеленый, из оливинсодержащих снейтов Южно-Кальчинского массива в Приазовье, анал. не указан [137]; 49 — из гранофилов долеритового силла района губы Ивановской (Кольский п-ов), анал. Тумнина, Филонова, Архангельская [52]; 50 — из ферросенондорита интрузии Бушельд в ЮАР, анал. не указан [94]; 51 — из ферро-микропертитовых гнейсов-гранулитов Адрондака (США), микронзондовый анализ, анал. Трэси, определены параметры элементарной ячейки [24]; 52 — бурый, из фаялитового ферродолерита интрузии Скергард (Гренландия), анал. Винсент [51].

	53	54	55	56	57	58
Na ₂ O	—	—	—	Не обн.	0,68	0,02
MgO	5,88	11,0	1,79	13,5	2,93	3,8
CaO	8,87	10,1	16,0	9,62	13,2	12,0
MnO	0,32	0,32	0,39	Не обн.	Не обн.	0,60
FeO *	30,72	26,5	31,2	22,5	33,5	34,3
Al ₂ O ₃	2,63	1,72	1,66	3,50	1,47	1,65
Cr ₂ O ₃	1,14	0,21	0,11	1,20	0,19	0,11
SiO ₂	50,29	48,6	47,3	47,7	46,4	46,7
TiO ₂	0,99	1,15	1,15	1,74	1,09	1,25
Сумма	(100,84)	99,60	99,60	(99,76)	(99,46)	100,43
Ca	0,38	0,43	0,71	0,40	0,59	0,56
Fe ²⁺	1,05	0,88	1,08	0,73	1,16	1,20
Mg	0,35	0,57	0,11	0,78	0,18	0,23

* Все Fe как FeO.

Авгиты из пород Луны: 53 — бедный кальцием ферроавгит основной массы базальта Луны, «Аполлон-11», в оригинале сумма 100,85 [40]; 54 — бедный кальцием ферроавгит средней части зонального зерна (с пикнонитом в ядре) из среднезернистого субофитового базальта Луны, «Аполлон-11 [74]; 55 — феррогенденбергит краевой зоны того же зерна [74]; 56 — бедный кальцием ферроавгит (в оригинале ферропикнонит) средней части зонального вкрапленника с пикнонитовым ядром из базальта Луны, «Аполлон-12», в оригинале сумма 99,8 [138]; 57 — бедный кальцием феррогенденбергит краевой части того же вкрапленника, в оригинале сумма 99,5 [138]; 58 — бедный кальцием феррогенденбергит, краевая зона перед наружной зоной пироксферрита из офитового габбро Луны, «Аполлон-12» [73].

Диагн. исп. П. п. тр. авгиты (мало- и среднежелезистые) плавятся с трудом. Для выявления структур распада полированная поверхность протравливается концентрированными HCl и HF [139].

Повед. при нагр. Сведений о температуре плавления нет. Имеются данные о температуре кристаллизации авгитов из расплавов горных пород: 1250° при 1 бар [140]; 1200—1275° при 15 кбар и 1300—1375° при 23—24 кбар [141].

Наход. Августы — характерные пироксены магматических и некоторых метаморфических пород; широко развиты на Луне и в метеоритах.

Магнезиальные августы. Для них характерно повышенное содержание хрома (хим. анализы 10, 16), в связи с чем в литературе они иногда описываются как хромовые августы [56, 63, 114, 142]. Входят в состав перидотитов Мончегорского массива на Кольском п-ове [114], Севанского хребта в Армении [143], габбро-долеритов Норильского района [63]. Обнаружены в андезитах (хим. анализ 13) [116] и меймечитах [102] Камчатки, в вулканических обломочных породах Южного Урала [68], содержатся в базальтах Австралии [144], Канарских о-вов [117]. Известны в метаморфических породах — в амфибол-двупироксеновых сланцах Анабарского щита (хим. анализ 11) [115], в гранатовых пироксенитах ГДР [145] и в породах чарнокитовой серии Индии [146].

Собственно августы — самые распространенные представители августовой серии. Входят в состав почти всех магматических горных пород (от ультраосновных до кислых, частью переходных к щелочному ряду) и многих метаморфических пород; известны в контактовых зонах.

Авгиты постоянного состава встречаются в слабо дифференцированных интрузивах: в Норильском [67, 120, 147], Талнахском [63, 122], Печенгском [108]. В некоторых дифференцированных расслоенных интрузивах состав авгитов варьирует (от магнезиальных до феррогенденбергитов): долеритовый силл Мурманского побережья (хим. анализ 49) [52], трапповые интрузивы Сибирской платформы (хим. анализ 22) [7, 9], Скергард (Гренландия) (хим. анализы 44, 45, 52) [51], Бушвельд, ЮАР (хим. анализ 50) [94], верхняя слоистая серия Кап-Эдвард-Холма (Гренландия) [83, 123]. Известен в ультраосновных породах Приднестровья [10], в габбро-анортозите Цагинского массива на Кольском п-ове [124], в косвите Кизирского массива (Восточный Саян) [125], в габбро-пер-

матитах дунит-троктолитовых интрузивов Станового хр. (Восточная Сибирь) [33], в габбро ряда массивов габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области [133], в различных основных породах Урала [148], в ультраосновном интрузиве Гилес (Австралия) [87], в габбро горы Гинар вулканической провинции Декана (Индия) [149], в дифференцированном комплексе Муротомисаки (Япония) [150], в пегматоидных долеритах Новой Зеландии [106], в габбро-норитах Новой Каледонии [151]. В эффузивных породах собственно авгиты известны на Урале (хим. анализы 23, 24) [20, 68, 70], в Грузии [1, 16], в Азербайджане [21] и в других местах. В виде вкрапленников в базальтах встречаются на Гавайских о-вах [129, 152—156], в Японии [15, 81, 82], на Коморских о-вах [157]. Вкрапленники авгита в базальтах и андезитах известны в ряде районов Австралии [158, 159], на плато Моголон в шт. Нью-Мексико (США) [119]; в щелочных базальтах Северной Италии [62]; во вкрапленниках и в основной массе базальтово-риолитовых лав вулкана Таласса (Новая Гвинея) [160], в кислых лавах Исландии [134, 161].

Ферроавгит. Обычно богат кальцием, иногда обогащен натрием или обеднен алюминием. Наиболее часто встречается в основных породах. Известен в оливиновом габбро, габбро-лабрадорите [38] и различных габброидах Украины [162], в оливиновом габбро-долерите трапной интрузии Улахан-Вава в Западной Якутии [9], в щелочном габбро р. Большая Ботуобия в Якутии [163], в сильно дифференцированных массивах габбро и долеритов Скергарда [22, 51] и Кап-Эдвард-Холма [83, 123] (Гренландия), Бушвельда (ЮАР) [94], Бивер-Бей в шт. Миннесота (США) [164, 165] и др. Встречается в щелочных сиенитах интрузива Большой Тастыг в Кузнецком Алатау (хим. анализ 37) [133], Сивамалаи в Южной Индии [85] и Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [56]. Установлен в кислых эффузивах Шотландии и Исландии (хим. анализ 43) [134] и во вкрапленниках в андезитах и кварцевых латитах шт. Миннесота (США) [166].

Среди метаморфических пород отмечен в разнообразных кристаллических сланцах: в двупироксен-магнетитовых породах Мариупольского железорудного района [135], в кварц-силикатных породах железорудной формации Квебека (Канада) [167], в основных гранулитовых микропертитовых сланцах Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [24]. Обнаружен в метасоматических сиенитах Японии [168].

Феррогеденбергит. Преобладают разности, богатые кальцием. Встречается главным образом в кислых дифференциатах основных пород. Известен в меланогранофирах и феррогаббро интрузии Скергард (Гренландия) (хим. анализы 44, 45) в ассоциации с фаялитом и феррогортонолитом [22, 51, 53, 169]; в ассоциации с фаялитом и железистым пижонитом — в сиенодиоритах Бушвельда (ЮАР) [94]; в гранофирах о-ва Скай (Шотландия) [170] и долеритах Ред-Хила (Тасмания) [58], в кислых дериватах габбрового комплекса Бивер-Бей в шт. Миннесота (США) [165]. Входит в состав оливинсодержащих сиенитов Приазовья (Украина) [137], ийолитов интрузива Кия-Шалтырь (Кузнецкий Алатау) [171], кварцевых сиенитов Аусбейл-Форс в шт. Нью-Йорк (США) [56]. В кислых чарнокитах-гранулитах встречен на Кольском п-ове (хим. анализ 47) [136] и в Адирондаке в шт. Нью-Йорк (США) [24]. Имеются сведения о находке вкрапленников феррогеденбергита в пемзах Дальнего Востока [172]. Установлен в каменных метеоритах [173], хромсодержащий — в железных [174, 175]. Авгиты, ферроавгиты, частью феррогеденбергиты, а также бедные кальцием авгиты и ферроавгиты, являются преобладающими кальциевыми пироксенами горных пород Луны. Установлены в лунных базальтах (хим. анализы 53—58) [25, 40, 71, 72, 75, 76, 84, 138, 176—179], габброидах [25, 72, 73, 78, 180—183], анортозитах [75, 183, 184], других породах [185, 186] и реголите [72, 187—190].

Бедные кальцием авгиты и ферроавгиты. Образование их требует быстрого остывания и происходит при сравнительно высокой температуре (Дир и др., 1965). Умеренно-кальциевые встречаются чаще [15, 82].

И те и другие известны в ультраосновных и основных итрузивных породах, а также в основных и средних эффузивных породах. Бедные кальцием авгиты известны в габброидах Украины (хим. анализ 4) [111], Забайкалья [96], Южной Норвегии [191]; обнаружены в желваке из кимберлита Якутии [113], во включениях лерцолита из базальта Байкальского рифта (хим. анализ 6) [112]. В оливиновых габбро массива Джугджур (Хабаровский край) [64], во включениях перидотитов в базальтах Канарских о-вов (хим. анализ 14) [117], в оливиновых долеритах Порташа в графстве Антрим (Англия) [192], в андезитах кальдеры Таласса (Новая Гвинея) [160], в андезитах вулкана Хаконе и в долеритах Семи (Япония) [82]. Бедные кальцием ферроавгиты встречены в диабаз-пегматите на севере Сибирской платформы (хим. анализ 5) [9], в феррогортонолитовом андезите (Дир и др., 1965) и в гортонолитовом трахите о-ва Какарасима (Япония) (хим. анализ 3) [15], в трапхах Декана и в диабазовом силле Палисэйд (США) [193], в оливиновом долерите Ирландии (Дир и др., 1965), в кварцевом долерите силла Ред-Хил (Тасмания) [58]. Бедные кальцием ферроавгиты и феррогенденбергиты известны на Луне [40, 73, 138, 194].

Некоторые собственно авгиты, богатые кальцием, очень близки к салитам и ассоциируются с ними в различных горных породах. Образуют вкрапленники в андезитах вулкана Этна в Италии [195], в габбро-сиенитах нескольких массивов Алтае-Саянской области [133], в сиенитах Юго-Восточной Тувы [196], в пироксенитовых включениях из трубки Тувиш в Таджикистане [197], в кумулятах нижней серии Кап-Эдвард-Холма в Гренландии (хим. анализ 25) [123]. В метаморфических породах установлены в дупироксеновых гнейсах [198], в железистых кварцитах Квебека в Канаде [199], в метаморфизованных основных породах Австралии [39], в разнообразных метаморфических породах Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [24] и т. д.

В природе также распространены авгиты, бедные и богатые алюминием, натриевые, хромовые, титановые.

Бедные алюминием авгиты (с $Al_{0,00-0,08}$ в формульной единице) отмечаются среди собственно авгитов с повышенным или умеренным содержанием кальция ($Ca_{0,88-0,63}$). Содержатся преимущественно в долеритах [58, 63, 120]; в габбро-долеритах [9, 118, 200]; обнаружены в кимберлитовой трубке Чомур в Якутии [113]; образуют зоны в авгите со структурой песочных часов из пегматоидного долерита в Новой Зеландии [106]; известны в основной массе андезита плато Моголон (США) [119], во вкрапленниках среди кислых стекол Исландии [161] и др.

Богатые алюминием авгиты встречены в пироксенитовых включениях трубки взрыва Тувиш в Таджикистане [197, 201], в основных и ультраосновных включениях в щелочных базальтах о-ва Ики (Япония) [202] и Эйфеля в ФРГ [203].

Натриевые авгиты с повышенным содержанием алюминия известны в итрузивных, эффузивных в метаморфических породах: в монцонитах Сахалина [204] (Дир и др., 1965), в нодулях основных пород в нормальных и щелочных базальтах Дальнего Востока и Приморья [205], Минусинской впадины и Забайкалья [206], Байкальского рифта [17, 112], нескольких районов Японии [15, 207—210]; в гавайите и базаните Нового Южного Уэльса в Австралии [211] и Исландии [212], в андезитовых порфиритах Грузии [16], в щелочно-основных породах комплекса Фен в Норвегии [213] и др. Крупные кристаллы (до 10 см) встречаются в базальтах Минусинской впадины, Забайкалья [206], Японии [207, 209, 210], в гавайитах, трахибазальтах, базанитах и андезитах Нового Южного Уэльса в Австралии [159, 211, 214]. Предполагается, что они образуются при высоком давлении [159, 206]. Ксенокристаллы (до 15 см) натриевых богатых алюминием авгитов содержатся также в вулканических брекчиях трубок взрыва щелочных базальтов Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР [130], Красноярского края [126, 130], Монголии [130], Новой Зеландии [127], Японии [210] и Франции [128].

Натриевые авгиты с повышенным содержанием магния слагают мономинеральные пироксениты, а также встречаются в парагенезисе с энстатитом в вебстеритах и перидотитах ультраосновного массива Бени-Бухера в Марокко. Некоторые из них обогащены хромом и титаном (хим. анализ 28). Предполагается, что кристаллизация их происходила при 1400° и 25 кбар в верхней мантии, а затем они были перекристаллизованы в условиях, отвечающих гранулитовой фации [89]. Натриевые авгиты обнаружены в ксенолите эклогита в туфе кратера Солт-Лейк на о-ве Оаху (Гавайи) (хим. анализ 32) [129], в гранат-дупироксен-амфиболовых сланцах Алдана [131], в метаморфических эклогитах Норвегии [215, 216], в габро и в метагабро среди метаморфических эклогитов Австралии [132, 217, 218].

Хромовые авгиты известны в кимберлитах Якутии [113], в перидотитах Мончегорского итрузива на Кольском п-ове (хим. анализ 10) [114], в серпентинизированных перидо-

титах Южных Карпат (Румыния) [1219], в базальтах Нового Южного Уэльса (Австралия) [142], о-ва Лорд-Хау в Тихом океане [220], в Эфиопии [221], в пегматитных долеритах Моераки в Новой Зеландии (хим. анализ 9) [106], в андезитах плато Моголон в шт. Нью-Мексико, США (хим. анализ 16) [119]. Характерны для базальтов Луны (хим. анализ 53) [40].

Титановые авгиты распространены в диабаз-пегматитах Маргудольской трапповой интрузии севера Сибирской платформы (хим. анализ 5) [9], в базальтах Байкальского рифта (хим. анализ 6) [112], во вкрапленниках в пикрито-базальте балки Камышевахи на Украине [55, 222], в трубке взрыва Татибе на Дальнем Востоке (хим. анализ 33) [130], в гранофирах долеритового силла района губы Ивановской на Кольском п-ове (хим. анализ 49) [52], в щелочных базальтах о-ва Ики в Японии [202], в различных породах Луны (хим. анализ 53—58) [40, 73, 74, 138].

Изм. Минералы серии авгита довольно устойчивы. Известны случаи замещения авгита салитом [223] и моноклинными амфиболами [224]. В постмагматических условиях авгит переходит в различные амфиболы [33, 66, 225—227]. Известны полные псевдоморфозы по авгиту бастиа (слюда + серпентин) [228] и тонкочешуйчатой слюды [225]. Отмечено его замещение тальком и магнетитом [229], тальком, хлоритом, серпентином, бруситом и кальцитом [230], магнетитом и сульфидами [33]. В зоне гипергенеза по авгиту развиваются гидрохлорит, гидроокислы железа и минералы группы монтмориллонита [231]. Августы из метеоритных кратеров Земли [232], а также августы Луны [233] несут следы механических деформаций (разрыв пластинок, пятнисто-мозаичная дислокация). В них наблюдаются также участки с новообразованиями стекла [234].

Искусств. Августы получены из безводных стекол при медленной кристаллизации расплавов при 1 атм [235—237]. Чистые Ca-Mg-Fe²⁺-авгиты синтезированы из стекол в гидротермальных условиях [28], а также при кристаллизации расплавов горных пород (базальты, оливиновый толеит, толеитовый андезит и августовый лейцитит) [141] при давлениях 8—45 кбар. Полученные августы отличаются пониженным содержанием кальция (8,0—14,5% CaO). Наиболее бедные кальцием августы получены только из щелочного базальта при 14—18 кбар; с повышением давления количество кальция в них, возможно, увеличивается. При кристаллизации богатых кальцием пироксенов с ростом давления и температуры в них повышается содержание алюминия и натрия и понижается — титана [141]. Августы (от бедных до богатых кальцием) получены в системах: диопсид—энстатит при 1 атм и 20 и 30 кбар [238], геденберgit — ферросилит при 25 кбар [30]; август — гиперстен при 810° [239].

Межплоскостные расстояния бедного кальцием магнезиального авгита из Новой Зеландии [19]

SiK_α-излучение; NaF-внутренний стандарт. 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>
021	10	3,325	330	20	2,135	10	1,628
220	55	3,204	$\bar{3}31$	40	2,125	30	1,616
$\bar{2}21$	100	2,989	$\bar{4}21$	10	2,101	5	1,600
310	100	2,917	$\bar{4}02$; 041	35	2,025	10	1,535
$\bar{3}11$	25	2,897	202	5	1,985	10	1,531
$\bar{1}31$; $\bar{2}02$	35	2,550	$\bar{1}32$	15	1,965	20	1,501
002	25	2,520		15	1,816	5	1,474
221	35	2,485		20	1,811	40	1,404
311	25	2,269		20	1,738		
112; 022	10	2,194		10	1,666		

Межплоскостные расстояния авгита из Талнаха (Сибирь) [122]*

Си-анткатод, Ni-фильтр. 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>
020	8	4,46	331	30	2,135	440	25	1,615
111	6	3,56	421	15	2,108	550	10	1,549
021	10	3,37	041	15	2,040	402	10	1,502

<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>
220	80	3,23						
221	100	2,998	240	15	2,020			
310	80	2,945	202	10	1,998	060	10	1,487
311	50	2,902	132	6	1,970	352	25	1,403
131	25	2,569	510	10	1,830	721	10	1,333
002	50	2,510				621	10	1,320
311	10	2,292	150	15	1,753	062	15	1,272
022	10	2,198	313	6	1,664	461	8	1,261
330	30	2,148	223	40	1,626	352	6	1,243

* Оригинал хим. анализа 21.

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5; Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 539.
2. Hess H. H. *Am. Min.*, 1941, 26, N 9, 515.
3. Poldervaart A., Hess H. H. *J. Geology*, Chicago, 1951, 59, N 5, 472.
4. Poldervaart A. *Min. Mag.*, 1947, 23, N 198, 159.
5. Macdonald G. A. *Am. Min.*, 1944, 242, N 11, 626.
6. Wahl W. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1907, 26, 1.
7. Лебедев А. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 704.
8. Лебединский В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 5, 602.
9. Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, 30.
10. Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 2, 159.
11. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949, 109.
12. Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогенных вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, 1955, 228.
13. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1963, 270.
14. Benson W. N. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 1944, 74, N 1, 71.
15. Aoki K. *I. Am. Min.*, 1964, 49, N 9-10, 1202.
16. Гахария Г. В., Везиришвили Е. К., Багратишвили Т. Д., Манвелидзе Р. М., Ахведиа-ни Р. А. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. мин.-петр., 1965, вып. 6, 87.
17. Грачев А. Ф., Блюмштейн Э. И., Соколова Е. П., Лыбкин В. И. ДАН СССР, 1973, 211, № 2, 445; Медведева И. Е. Изв. Выш. уч. зав., Геол. и разв., 1960, № 11, 41.
18. Marimoto N. *Proc. Japan Acad.*, Tokyo, 1956, 32, N 10, 750.
19. Clark S. P., Appleton D. E., Papike J. J. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1969, N 2, 31.
20. Островская Е. В., Никольская Н. Н., Спиридонов Э. М. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.*, 1972, № 3, 51.
21. Остроумова А. С., Центер И. Я., Соколова Е. Н. ДАН СССР, 1975, 222, № 4, 928.
22. Brown G. M. *Am. Min.*, 1960, 45, N 1-2, 15.
23. Prewitt C. T., Papike J. J., Ross M. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 8, 448.
24. Jaffe H. W., Robinson P., Tracy R. J., Ross M. *Am. Min.*, 1975, 60, N 1-2, 9.
25. Papike J. J., Bense A. E., Brown G. E., Prewitt C. T., Wu C. N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 10, 307.
26. Ross M., Bense A. E., Dwornic C. J., Clarc J. R., Papike J. J. *Science*, 1970, 167, N 3918, 628.
27. Макаров Е. С., Иванова В. И., Макеева В. И., Тобелко К. И., Букин В. И., Волкова А. Я., Кузнецова А. Г., Кузнецова Л. М. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия». М.: Наука, 1974, 148.
28. Turnock A. C., Lindsley D. H., Grover J. E. *Am. Min.*, 1973, 53, N 1-2, 50.
29. Clark S. P., Schairer J. F., de Neutville J. *Carnegie Inst. Washington*, 1962, Year Book N 61, 59.
30. Lindsley D. H., Munoz J. L., Finger L. W. *Carnegie Inst. Washington*, 1967—1968, Year Book N 67, 91.
31. Takeda H. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, 15, N 1, 65.
32. Bauer J. *Sborn. Vysoké Skoly Chem.-Technol. Praze*, 1972, G 4, 77.
33. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969, 53.
34. Preston J. *Geol. Mag.*, 1966, 103, N 6, 548.
35. Ross C. P. *Am. Min.*, 1962, 47, N 5-6, 723.
36. Wass S. V. *Min. Mag.*, 1973, 39, N 302, 1.

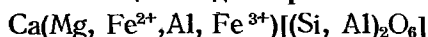
37. Поваренных А. С., Лебедева С. И. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 121.
38. Юрьев Л. Д., Бойко Д. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1971, вып. 5, 101.
39. Binns R. A. *Min. Mag.*, 1965, 35, N 272, 561.
40. Gam P., Brown M. G., Muir I. D., Bancroft G. M., Williams P. G. L. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, suppl. 2, 1, 377.
41. Christine J. M., Lally J. S., Heuer A. H., Fisher R. M., Griggs D., Radcliffe S. V. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, suppl. 4, 1, 6983.
42. Burns R. S., Vaughan D. J., Abu-Eid R. M., Winder M. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, suppl. 4, 1, 983.
43. Hunt G. R., Wisherd M. R., Bonham L. S. *Analyt. Chem.*, 1950, 22, N 12, 1478.
44. Шевяков А. М., Шарков Е. В., Тарлаков Ю. П., Бугрова В. Д., Бурба А. А. ДАН СССР, 1972, 206, № 4, 943.
45. Hunt G. R., Salisbury J. W. *Modern Geology*, 1970, 1, N 4, 297.
46. Рашин Г. А., Лебедева Г. А., Бугнин Г. А. Тр. Ин-та Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7, 173.
47. Moenke H. *Mineralspectren II*, Berlin, 1966, 6.64.
48. Griffin W. L., Hafner S. S. *Trans. Am. Geophys. Union*, 1972, 53, N 4, 539.
49. Екимов С. П., Крижанский Л. М., Никитина Л. П., Христофоров К. К. *Геохимия*, 1973, № 5, 761.
50. Dowty E., Lindsley D. H. *Am. Min.*, 1973, 58, N 9-10, 850.
51. Brown G. M., Vincent E. A. J. *Petrology*, 1963, 4, N 2, 175.
52. Силицын А. В. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1965, 94, вып. 5, 583.
53. Lindsley D. H., Brown G. M., Muir I. D. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1969, N 2, 193.
54. Платонов А. Н. *Природа окраски минералов*. Киев: Наукова думка, 1976, 109.
55. Ормонт Н. Н. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол. почв., геол.-геогр.*, 1956, № 1, 95.
56. Hess H. H. *Am. Min.*, 1949, 34, N 9-10, 621.
57. Wilkinson J. F. G. *Geol. Mag.*, 1957, 94, N 2, 123.
58. McDougall I. *Am. Min.*, 1961, 46, N 5-6, 661.
59. Kuno H. *Am. Min.*, 1955, 40, N 1-2, 70.
60. Prasad E. A. V., Naidu M. G. C. *Norsk. geol. tidsskr.*, 1971, 51, H. 1, 15.
61. Пискунов Б. Н. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1970, 99, вып. 4, 490.
62. Lucchini F., Simboli G. *Min., petr. acta*, Bologna, 1970, 16, 183.
63. Додин Д. А., Шатков В. А., ДАН СССР, 1971, 200, № 2, 435.
64. Ленников А. М. *Петрология Джугджурского анортозитового массива*. Изд-во «Наука», 1968, 30.
65. Naidu P. R. G. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1954, 34, H. 2, 203.
66. Гинзбург И. В. *Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир.*, 1974, 49, вып. 6, 74.
67. Годлевский М. Н., Баталиев А. Д. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1958, № 12, 196.
68. Александрова Г. И. *Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол.*, 1972, 47, вып. 4, 36.
69. Voesen R. S. *Am. Min.*, 1964, 49, N 9-10, 1435.
70. Семенов И. В., Никулова А. А., Меттих Л. И., Ярош Н. А. ДАН СССР, 1971, 200, № 3, 697.
71. Brown G. M., Emeleus C. H., Holland J. G., Peckett A., Phillips R. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, suppl. 2, 1, 583.
72. Dracke J. C., Klein C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, suppl. 4, 1, 467.
73. Klein C., Dracke J. C., Frondel S. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, suppl. 2, 1, 265.
74. Carter N. L., Fernandes L. A., Ave Lallemand H. G., Leung I. S. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, suppl. 2, 1, 775.
75. Simkin T., Nonnan A. F., Switzer G. S., Mason B., Nelen J. A., Melson W. G., Thompson G. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, suppl. 1, 279.
76. Powell B. N., Aitken F. K., Weiblen P. W. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, suppl. 1, 445.
77. Hollister L. S., Gancarz A. J. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 959.
78. Bence A. B., Papike J. J., Prewitt C. T. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 8, N 6, 393.
79. Lopez Ruiz J. *Estudios Geol.*, 1971, 27, N 5, 415.
80. Tarney J. *Min. Mag.*, 1969, 37, N 285, 115.
81. Nakamura Y., Kushiro I. *Contrib. min., petrol.*, 1970, 26, N 4, 265.
82. Yamakawa M. *Contrib. min., petrol.*, 1971, 33, N 3, 232.
83. Eldson R. *Min. Mag.*, 1971, 38, N 293, 49.
84. Prewitt C. T., Brown G. E., Papike J. J. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, suppl. 2, 59.
85. Bose M. K. *Am. Min.*, 1968, 53, N 3-4, 464.
86. Brown G. M., Phil D. *Min. Mag.*, 1957, 31, N 238, 511.
87. Moore A. C. J. *Geol. Soc. Australia*, 1971, 18, pt 3, 234.
88. Yamaguchi Y. J. *Fac. sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, 1973, 16, N 1, 133.
89. Kornprobst J. *Contrib. min., petrol.*, 1969, 23, N 4, 283.
90. Robinson P., Jaffe H. W., Klein C. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 909.
91. Ikeda K. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1973, 68, N 4, 125.
92. Фрондел Дж. *Минералогия Луны*. М.: Мир, 1978, 243.
93. Bowen M. G., Gay P. *Am. Min.*, 1959, 44, N 5-6, 592.

94. *Atkins F. B. J. Petrology*, 1969, 10, N 2, 222.
95. *Ghose S., Wan C. Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, suppl. 4, 1, 901.
96. *Лебедев А. П.* В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965, 52.
97. *Colony R. J. Am. J. Sci.*, 1935, 20, N 12, 828.
98. *Dawson J. B., Reid A. M. Contrib. min., petrol.*, 1970, 26, N 4, 296.
99. *Boyd F. R. Carnegie Inst. Washington*, 1970—1971, Year Book N 70, 134.
100. *Илутин И. П., Каминский Ф. В., Тронева Н. В.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, 85.
101. *Ringwood A. E., Lovering J. F. Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 7, N 4, 371.
102. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* ДАН СССР, 1971, 196, № 3, 675.
103. *Holzner J. Zs. Krist.*, 1934, 87, H. 1-2, 1.
104. *Downes M. J. Contrib. min., petrol.*, 1974, 47, N 1, 187.
105. *Schorer G. Fortschr. Min.*, 1970, 44, H. 1, 90.
106. *Nakamura Y. Am. Min.*, 1973, 53, N 11-12, 986.
107. *Mason B., Allen R. O. New Zealand J. geol., geophys.*, 1973, 16, N 4, 936.
108. *Жанугуров А. А., Петров В. П., Смолькин В. Ф., Волошина З. М., Смирнова Т. Н.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1974, вып. 10, 52.
109. *Häkli T. A., Wright T. L. Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, N 5, 877.
110. *Фаворская М. А., Романская И. К., Нисенбаум П. Н.* В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 111.
111. *Лебединский В. И.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949, № 3, 210.
112. *Волянюк Н. Я., Семенова В. Г.* ДАН СССР, 1975, 222, № 5, 1186.
113. *Бобривич А. П., Илутин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Петрология и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964, 131.
114. *Докучаева В. С.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ва. Л.: Наука, 1974, вып. 10, 43.
115. *Лутц Б. Г.* Тр. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1963, 136, 162.
116. *Набоко С. И., Шаврова Н. Н.* Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1954, № 23, 47.
117. *Munoz M., Sagredo J. Contrib. min., petrol.*, 1974, 44, N 2, 139.
118. *Масайтис В. Л.* Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1958, 22, 77.
119. *Fodor R. V. Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 11, 385.
120. *Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телишова Р. Л.* В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 40.
121. *Генкин А. Д., Телишова Р. Л., Алексеева О. А.* Геохимия, 1963, № 11, 1044.
122. *Годлевский М. Н., Полушкина А. П., Степанов В. К.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 5, 545.
123. *Deer W. A., Abbot D. Min. Mag.*, 1965, 34, N 268, 177.
124. *Кавардин Г. И.* Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 2, 16.
125. *Лебедев А. П., Богатыков О. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 2, 139.
126. *Охаткин Н. А., Зимнухова В. И.* Зап. Красноярск. отд. Всес. мин. об-ва, 1968, № 1, 9.
127. *Mason B. New Zealand J. geol., geophys.*, 1966, 9, N 4, 474.
128. *Brousse R., Berger E. Bull. Soc. fr. min., crist.*, 1965, 88, N 3, 525.
129. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 31, 35, 183.
130. *Денисов Е. П.* Геология и геофизика, 1973, № 3, 34.
131. *Маракушев А. А., Полин Ю. К.* Геология и геофизика, 1962, № 1, 3; *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 43.
132. *Heritsch H. Tscherms. min., petr. Mitt.*, 1973, 19, H. 4, 213.
133. *Кривенко А. П., Орлов Д. М.* В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, 269.
134. *Sarmichael I. S. E. J. Petrology*, 1960, 1, N 3, 309.
135. *Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Геол. журн. АН УССР, 1973, 33, вып. 1, 42.
136. *Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 4, 408; Геология и метаморфизм пород архея Центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, 82.
137. *Чашка О. Н., Марченко Е. Я.* ДАН УССР, 1974, сер. Б, № 8, 693.
138. *Benise A. E., Parike J. J., Lindsley D. H. Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, suppl. 2, 1, 559.
139. *Charman P. A., Meagher E. P. Am. Min.*, 1975, 60, N 1-2, 155.
140. *Павлушкин Н. М., Есимов Б. О., Бадалов С. Т., Абдурашмов А. А., Сулейманов Ж. Т.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1973, вып. 26, 151.
141. *Thompson R. N. Min. Mag.*, 1974, 39, N 307, 768.
142. *Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T. Am. Min.*, 1954, 39, N 9-10, 693.
143. *Паланджян С. А.* Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971, 64.
144. *Whitshire D. H., Binns R. A. J. Petrology*, 1961, 2, N 2, 185.

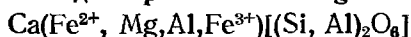
145. *Mathe G.* Freiburger Forschungshefte, 1969, С.251, 1.
146. *Leclanandam C.* Current Science, 1967, 36, N 20, 545.
147. *Яковлева М. Е.* ДАН СССР, 1947, 55, № 9, 857.
148. *Плошкина Е. Я., Фоминых В. Г.* В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963, 1, 463.
149. *Bose M. K.* Contrib. min., petrol., 1973, 39, N 3, 247.
150. *Yajima T. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 7, 218.
151. *Challis G. A., Guillon J. H.* Bull. Bur. Rech. Geol., Min., sect., 4, 1971, N 2, 39.
152. *Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H.* Am. J. Sci., 1957, 255, N 4, 241.
153. *Muir I. D., Tilley C. E.* Geol. J., 1964, 4, pt 1, 143.
154. *Macdonald G. A., Katsura T. J.* Petrology, 1964, 5, N 1, 17.
155. *Evans B. W., Moore J. G.* Contrib. min., petrol., 1968, 17, N 2, 85.
156. *Anderson A. T., Wright T. L.* Am. Min., 1972, 57, N 1-2, 188.
157. *Flower M. F. J.* Contrib. min., petrol., 1973, 38, N 3, 237.
158. *Ewarth A.* New Zealand J. geol., geophys., 1971, 14, N 2, 323.
159. *Binns R. A.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 49.
160. *Lowder G. G.* Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 4, 324.
161. *Carmichael I. S. E.* Min. Mag., 1963, 33, N 260, 394.
162. *Курепин В. А.* Мин. сб., Львов, 1971, № 25, вып. 4, 337.
163. *Юбина В. В.* Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботубоин. М.: Наука, 1965, 44.
164. *Muir I. D.* Min. Mag., 1954, 30, N 225, 376.
165. *Konda T.* Contrib. Min., petrol., 1970, 29, N 4, 338.
166. *Konda T., Green J. C.* Am. Min., 1974, 59, N 9-10, 1190.
167. *Krank S. H. J.* Petrology, 1961, 2, N 2, 471.
168. *Marakami N.* Sci. Rep. Kyushu Univ., geol., 1964, 7, N 1, 25.
169. *Wager L. R., Deer W. A.* Medd. Grønland, 1939, 105, N 4, 1.
170. *Ангар Y. M.* Geol. Mag., 1955, 92, N 5, 367.
171. *Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968, 73.
172. *Печерский Д. М., Финько В. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, 70.
173. *Кешиа Л. Г., Сидоренко Г. А., Гинзбург И. В.* Метеоритика, 1964, вып. 25, 90.
174. *Bunch T. E., Keil K., Olsen E.* Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 3-4, 297.
175. *Frost M. J.* Min. Mag., 1971, 38, N 293, 89.
176. *Стил И. М., Смит Дж. В.* В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 203.
177. *Бенс А. Е., Хольцварт В., Пайник Дж. Дж.* В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 93.
178. *Helz R. T., Appelman D. E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 1, 643.
179. *Dowty E., Prinz M., Keil K.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 423.
180. *Brett R., Butler P. J., Meyer C. J., Reid A. M., Takeda H., Williams R.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 301.
181. *Takeda H.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 875.
182. *Keil K., Prinz M., Bunch F. E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, 35, suppl. 2, 319.
183. *Brown G. M., Peckett A., Phillips R., Emeleus C. N.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 505; *Brown G. E., Wechsler B. A.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 887.
184. *Tarasov L. S., Nasarov M. A., Shevalevsky I. D., Macarov E. S., Ivanov V. I.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 333.
185. *Bence A. E., Papike J. J., Sueno S., Delano J. W.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 597.
186. *Albee A. L., Gancarz A. J., Chodos A. A.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 569.
187. *Эрил С. О., Скин Дж. Х., Мьюир И. Д., Лонг Дж. В. П., Мак-Конелл Дж. Д. С., Пекетт А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, 43.
188. *Finkelman R. B.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 179.
189. *Taylor G. J., Drake M. J., Hallam M. E., Martin U. B., Wood J. A.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1, 553.
190. *Якеш П., Уорнер Дж., Ридли В. И., Рид А. М., Хармон Р. С., Бретт Р., Браун П. В.* В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 64.
191. *Laugrau J. J.* Norsk. geol. tidsskr., 1970, 50, N 4, 333.
192. *Harris N.* Proc. Roy. Irish Acad., 1937, 43, Sect. B, N 9, 95.
193. *Fenner C. N.* Am. J. Sci., 1929, 18, 228.
194. *Hargraves R. B., Hollister L. S., Otolora G.* Science, 1970, 167, N 3918, 631.
195. *Giudice Lo. A.* Rend. Soc. Hal. min., petr., 1970, 26, N 2, 687.
196. *Коваленко В. И., Пополитов Э. И.* Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970, 29.
197. *Кутюлин В. А., Фролова В. М., Мушкин И. В., Жукова Е. Н.* Геология и геофизика, 1973, № 6, 37.
198. *Добрецов Н. Л., Кочкин Д. Н., Кривенко А. П., Кутюлин Ю. К.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 65.
199. *Mueller R. F.* Am. J. Sci., 1960, 258, N 7, 449.

200. Виленский А. М. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1966, 120.
201. Мушкин И. В., Брейтвинская В. А. Изв. АН ТаджССР. Сер. физ.-мат. и геол.-хим., 1972, № 3 (45), 97.
202. Aoki K. I. Am. Min., 1968, 53, N 1-2, 241.
203. Aoki K., Kushiro I. Contrib. min., petrol., 1968, 18, N 4, 326.
204. Yagi K. Bull. Geol. Soc. Am., 1953, 64, 769.
205. Сахно В. Г., Денисов Е. П. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, 43.
206. Kutolin V. A., Frolova V. M. Contrib. min., petrol., 1970, 29, N 2, 163.
207. Tazaki K. J. Geol. Soc. Japan, 1971, 33, N 3, 127.
208. Aoki K. Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 4, 270.
209. Aoki K. Contrib. min., petrol., 1971, 30, N 4, 314.
210. Ishibashi K. Sci. Rep. Kyushu univ., geol., 1964, 7, N 1, 47.
211. Binns R. A., Duggan M. B., Wilkinson J. F. G., Kaiocsa G. I. Am. J. Sci., 1970, 269, N 2, 132.
212. Jakobsson S. P., Pedersen A. K., Rönso J. G., Larsen L. M. Lithos, 1973, 6, N 2, 203
213. Griffin W. L. Contrib. min., petrol., 1973, 38, N 2, 135.
214. Duggan M. B., Wilkinson J. F. G. Contrib. min., petrol., 1973, 39, N 4, 267.
215. Hernes I. Norsk geol. tidsskr., 1954, 33, N 3-4, 163.
216. Matsui Y., Banno S., Hernes I. Norsk. geol. tidsskr., 1966, 46, N 3, 364.
217. Heritsch H. Anzeig. Österr. Acad. Wiss., Math.-natur. Kl., 1966, 103, N 1—14, 93.
218. Heritsch H., Bossert F. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 1969, 99, 5.
219. Pavelescu L. Rev. Roum. geol., geophys., geogr. Ser. geol., 1968, 12, N 1, 47.
220. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1976, вып. 25, 142.
221. Barberi F., Bizouard H., Varet F. Contrib. min., petrol., 1971, 33, N 2, 93.
222. Лебединский В. И., Кириченко Л. П. В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, 224.
223. Smith D. Contrib. min., petrol., 1970, 27, N 2, 95.
224. Богатииков О. А., Андреева Е. Д. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 65.
225. Аникеева Н. Ф., Богатырева Н. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, 59.
226. Загородный В. Г., Преодоцкий А. А. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1969, вып. 7, 179.
227. Loeschke J. N. Jb. Min., Abhandl., 1973, 119, N 1, 20.
228. Sastry A. V. R. Current Science, 1965, 34, N 22, 637.
229. Коренбаум С. А., Ленникова А. М. В кн.: Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1965, вып. 24, 27.
230. Fawcett J. J. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 55.
231. Писемский Г. В. Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 29, 122.
232. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Сели-ановская Т. В. Попигаийский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975, 55.
233. Christie J. M., Griggs D. T., Heuer A. H., Nord G. L., Radcliffe S. V., Lally J. S., Fisher R. M. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, 1.
234. Floyd N. H., Kushiro I. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, suppl. 4, 4, 1030.
235. Целтков А. И. Тр. ИГи АН СССР, 1951, вып. 138, № 41, 5.
236. König G. Beitr. Min., Petr., 1960, 7, N 6, 409.
237. Segnit E. R. Min. Mag., 1953, 30, N 223, 218.
238. Davis T. S., Boyd F. R. J. Geophys. Res., 1966, 71, 3567.
239. Lindsley D. H., King H. E., Turnock A. C. Geophys. Res. Letters, 1974, 1, N 1, 134.

Диопсид Diopside



Геденбергит Hedenbergite



Непрерывный изоморфный ряд, члены которого отличаются от авгита большим содержанием Са, от фассаита — меньшим содержанием Al. Названия диопсид и геденбергит даны соответственно наиболее магниальному и наиболее железистому членам ряда. Промежуточные члены салит — sahlite и ферросалит — ferrosahlite.

Подразделение пироксенов ряда диопсид — геденбергит условно принято по положению точек их состава на треугольных диаграммах (по содержанию главных компонентов). Пределы содержания (в атомн. %) [1]:

	Ca	Mg	Fe*
Диопсид	45—55	50—40	0—10
Салит	»	40—25	10—25
Ферросалит	»	25—10	25—40
Геденбергит	»	10—0	40—50

* Fe = (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Ti + Mn²⁺)

Чистые магнезиальные и железистые разновидности известны лишь как продукты синтеза.

Название диопсида от греч. δις (дис) — двойной и οψις (опсис) — вид, указывающее на разнообразие его кристаллов (Аюи, 1806). Геденбергит назван по имени шведского химика Л. Геденберга (Берцелиус, 1819); салит — по местности Сала в Швеции (Д'Андрада, 1800); ферросалит — обогащенный железом салит (Хесс, 1941).

Синон. диопсида: байкалит — baicalite, baikalite по нахождению у оз. Байкал (Реновек, 1793); алалит — alalite по местности Ала; муссит — mussite по местности Мусса в Пьемонте (Бонвоисин, 1806); протейт — protheite (Глокер, 1893); частично виолан — violan по фиолетовой окраске (Брайтхаупт, 1838); название диалаг — diallage (Аюи, 1801) используется для диопсидов и авгитов, обогащенных трехвалентными катионами (Дир и др., 1965), но большей частью относится к диопсиду (частично к геденбергиту, авгиту и другим пироксенам) с хорошо развитой отдельностью по (100); малаколит — malakolite — с отдельностью по (001) (Абилдгард, 1800, по Хинце, 1897); эрнит — ernite по имени русского горного инженера А. Г. Эрна (Федоров, 1905), лавровит — lavrovite по имени русского минералога Н. Лаврова (Кокшаров, 1867) — диопсид с 2,57% V_2O_5 ; ванадиевый бронзит — vanadin bronzite (Хей, 1955); мансёйт — mansjöite — диопсид, содержащий F (Хей, 1955).

Синон. салита: залит (Кокшаров, 1862) — salite (Хей, 1955), кокколит — kokkolith, соссолит от греч χοχκος (кокксс) — зерно, зернистый салит (Д'Андрада, 1800); авгит [2]; феррисалит — [3], ферриавгит [4], титанавгит [5], функит — funkite (по Хинце).

Синон. ферросалита: железистый салит — ferroan sahlite [6]; ферриавгит [4], титанавгит [7].

Синон. геденбергита: болоферит — bolopherite (Брайтхаупт, 1897; Хей, 1955), астероит — asteroite (Игелстрём, 1870, Хей, 1955), лоталит — lotalite (Хей, 1955).

Для всех членов ряда диопсид — геденбергит употреблялись названия: диопсидовый пироксен — diopside pyroxene [8]; диопсидовый авгит — diopsidic augite [9]; кальциевый авгит — calcian augite [10]. Наиболее обогащенные Na и Al^{IV} члены изоморфного ряда описывались большей частью как авгиты, реже как натриевые и алюминиевые диопсид, салит, ферросалит, геденбергит.

Некоторые авторы название диопсид распространяют на салит [11, 12, 13] и на ферросалит [8, 11—13] и др.

Разнов. По содержанию Cr и Mn: хромовый диопсид, марганцевый диопсид, марганцевый геденбергит. Иногда салит считают разновидностью диопсида, ферросалит — геденбергита (Хей, 1950).

Характ. выдел. Кристаллы, их друзы, радиально-лучистые, сноповидные агрегаты, зерна, зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2v}^6 — $C2/c$. Эта пространственная группа определена для диопсида [14—17], ферросалита и искусственного геденбергита [18]. Для диопсида: $a_0 = 9,737$, $b_0 = 8,898$, $c_0 = 5,270 \text{ \AA}$, $\beta = 106^\circ 07'$; для геденбергита с 3,84% MnO: $a_0 = 9,852$, $b_0 = 9,031$, $c_0 = 5,242 \text{ \AA}$, $\beta = 104^\circ 50'$ [19].

В природных и искусственных минералах ряда диопсид — геденбергит параметры элементарной ячейки и углы β изменяются в следующих пределах:

Природные	a_0 (Å)	b_0	c_0	β
1 Диопсид	9,706—9,765	8,876—8,939	5,227—5,270	105°21'—106°20'
2 Салит	9,715—9,810	8,881—8,965	5,245—5,283	105 34 —106 14
3 Ферросалит	9,750—9,804	8,884—8,974	5,248—5,289	105 14 —106 05
4 Геденбергит	9,77 —9,86	8,98 —9,031	5,23 —5,268	104 20 —105 15
Искусственные				
5 Диопсид	9,745—9,759	8,924—8,934	5,248—5,254	105°46'—105°52'
6 Салит	9,765—9,804	8,941—8,971	5,250—5,253	105 28 —105 41
7 Ферросалит	9,809—9,832	8,985—9,018	5,247—5,249	104 53 —105 17
8 Геденбергит	9,841—9,845	9,024—9,028	5,245—5,247	104 44 —104 48

Ссылки: 1 — [8, 16, 17, 20—29]; 2 — [6, 19, 24, 30—36]; 3 — [6, 18, 24, 34, 37]; 4 — [19, 24, 25, 34, 38, 39]; 5 — [16, 31, 32, 40, 41]; 6, 7 — [31]; 8 — [18, 31, 42]

Параметры элементарной ячейки диопсидов и салитов см. также [43—45], ферросалитов и геденбергитов [46]; искусственных диопсидов — геденбергитов [43—45, 47—49]. У природных диопсидов, салитов, ферросалитов и геденбергитов параметры элементарной ячейки близки, но имеется тенденция к их увеличению при переходе от диопсида к геденбергиту вследствие замещения

Mg на Fe^{2+} в M(1); сильнее она проявляется у искусственных членов ряда. Параметры элементарной ячейки незначительно изменяются с вхождением Na в M(2) и одновременно Al, Fe^{3+} , Ti, Cr^{3+} в M(1) и еще менее — с одновременным вхождением Al, Fe^{3+} , Ti в M(1) и Al, Fe^{3+} , Ti — в T. Повышение температуры (до 1000°) приводит к увеличению a_0 , b_0 , c_0 [50, 51]; повышение давления — к уменьшению a_0 , b_0 и увеличению c_0 [39, 51, 52].

В структуре диопсида (Лир и др., 1978) Ca располагается в позиции M(2) в неправильном полиэдре с координацией 8. Из них четыре расстояния укорочены (2,36 Å) и четыре — удлинены (2,64 Å). Средние Si—O расстояния в эквивалентных цепочках 1,676 Å (мостиковые) и 1,595 Å (немостиковые). Цепь закручена по сравнению с «выпрямленной» жадеитовой, угол $O(3)—O(3)—O(3) = 166,38^\circ$. В геденбергите соответствующий угол уменьшается до $164,5^\circ$. Геденберgit по сравнению с диопсидом характеризуется большими межатомными расстояниями M(1)—O и соответственно большими размерами полиэдров M(1) [42]. По Масленникову и др. [19], вакантные позиции в полиэдрах M(2), возникающие при дефиците катионов Ca и Na, занимаются Fe^{2+} . При этом распределение Fe^{2+} между M(1) и M(2) полностью упорядочено. С увеличением температуры происходит некоторое перераспределение Fe^{2+} и Mg, но гораздо меньшее, чем в моноклинных пироксенах с низким содержанием Ca и в ромбических пироксенах. Вхождение значительного количества Fe^{2+} в M(1) структуры диопсида сопровождается резким увеличением двух из шести примерно равных связей полиэдра M(2). В результате полиэдр M(2) в геденбергите становится более правильным, чем в диопсиде.

Монокл.-призм.кл. $C_{2h}—2/m(L_2PC)$. $a:b:c = 1,0934:1:0,5894$, $\beta = 74^\circ 09'$ (по Гольдшмидту, 1922). Отношения осей $a:b:c$ и β у минералов ряда диопсид—геденберgit несколько варьируют. Для диопсидов и салитов из Нордмаркена Швеция) имеются следующие данные (по Дана, 1892):

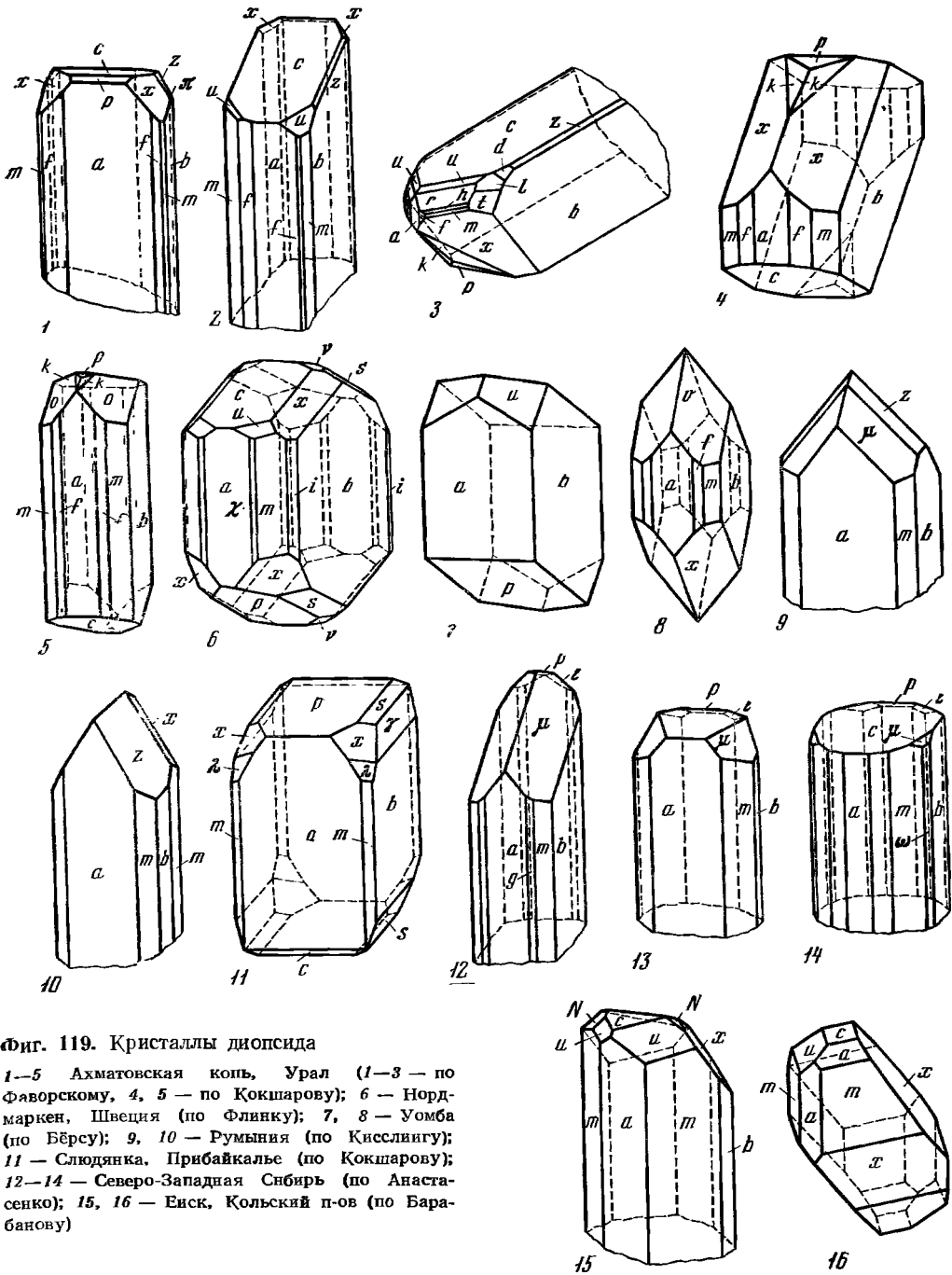
	FeO (%)	$a:b:c$	β
Диопсид белый	2,5	1,09197:1:0,58694	$105^\circ 47'$
» травяно-зеленый	3,5	1,09186:1:0,58659	105 44
Салит* темно-зеленый	7,3	1,09175:1:0,58562	105 40
Ферросалит* черный	17,3	1,09123:1:0,58429	105 15

* «Диопсид» по Дана

Полярные углы ϕ и ρ могут отличаться от вычисленных Гольдшмидтом на $1—3'$, реже на $1,5^\circ$. Теоретические значения ϕ и ρ , по Гольдшмидту, см. во введении к моноклинным пироксенам. Величина двугранного угла mm (110):(110) изменяется: у диопсидов от $86^\circ 52'$ до $87^\circ 14'$ [24, 26, 53—56]; у салитов от $87^\circ 00'$ до $87^\circ 12'$ [24, 57]; у геденбергитов от $86^\circ 46'$ до $87^\circ 24'$ [24, 58]. У диопсида из Франции при нагревании до 755° угол увеличился с $87^\circ 10'$ до $87^\circ 36'$ [59].

Кристаллы длиннопризматические или короткопризматические (удлинение по оси c , реже по оси a), иногда таблитчатые. В призматической зоне почти всегда имеются грани a (100) и m (110). Хорошо ограниченные кристаллы обычны у диопсидов (фиг. 119), редки у салитов (фиг. 120) и геденбергитов (фиг. 121). Для геденбергитов известны параллельные, лучистые и радиальные агрегаты плохо образованных кристаллов.

Сводка Гольдшмидта (1922) включает данные Розе (1842) по кристаллографии диопсидов из Ахматовской копи (Урал), Кокшарова (1862) — из Слюдянки (Прибайкалье), Флинка (1886) — из Нордмаркена и Лонгбана (Швеция), Замбонини (1909) — с Везувия. Сведения по кристаллографии диопсидов из разных районов опубликовали также следующие авторы: Барабанов [55] — из Ениского железорудного месторождения (Кольский п-ов); Солодовникова [57] — из Хакасии; Анастасенко [26] — с р. Верхний Худжукант (Северо-Западная Сибирь); Фаворский [54] — из Ахматовской копи (Урал); Крылова [60] — из Слюдянки (Прибайкалье); Овчинников [61, 62] — с Северного Урала; Кислинг [63] — из Румынии; Ильинский [64] — из Туркестано-Алая; Колесник [65] — из Восточного Саяна; Барич [56] — из Македонии (Югославия); Пэлэч [66] — из Стерлинг-Хила (шт. Нью-Джерси, США) и др.

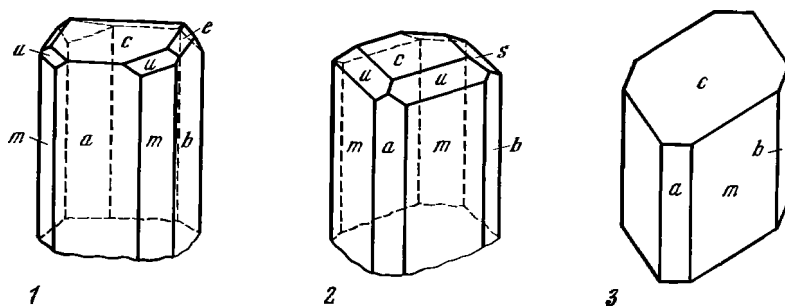


Фиг. 119. Кристаллы диопсида

1—5 Ахматовская копь, Урал (1—3 — по Фаворскому, 4, 5 — по Кокшарову); 6 — Нордмаркен, Швеция (по Флинку); 7, 8 — Умба (по Бёрсу); 9, 10 — Румыния (по Кисслингу); 11 — Слюдянка, Прибайкалье (по Кокшарову); 12—14 — Северо-Западная Сибирь (по Анастасенко); 15, 16 — Еиск, Кольский п-ов (по Барбанову)

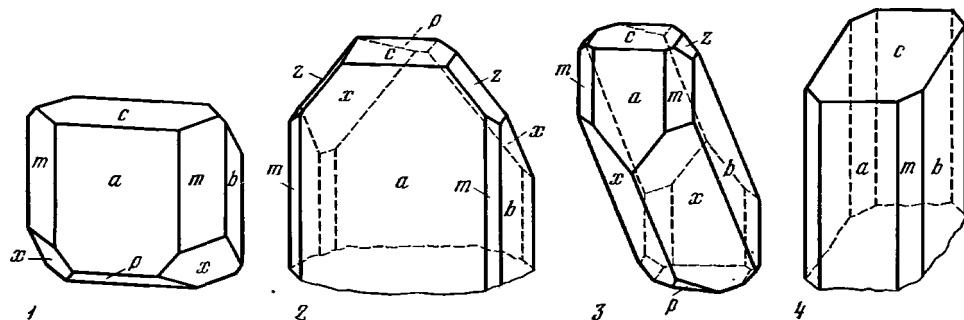
Хорошо известны кристаллы салита из Сала в Швеции (по Филиппу, 1823, из сводки Гольдшмидта, 1922), кристаллы геденбергита из Окурайки в Японии (по Вада, 1904, и атлас Гольдшмидта) и из Словакии [67]; кристаллы марганцевого геденбергита — с Кавказа [68]. Длина самых крупных из известных кристаллов диопсида — до 0,3—0,5 м (Слюдянка, Иркутская обл.; Алдан, Якутская АССР; Африканда, Кольский п-ов). Поперечник радиально-лучистых агрегатов марганцевого геденбергита — до 0,5—1,5 м (Дальнегорск, Приморский край).

На гранях диопсида имеются скульптуры роста: слоевые линии, концентрические узоры, тонкая штриховка, наросты или площадки граней других символов, желобки, углубления. Двойники роста с пл. срастания (100)



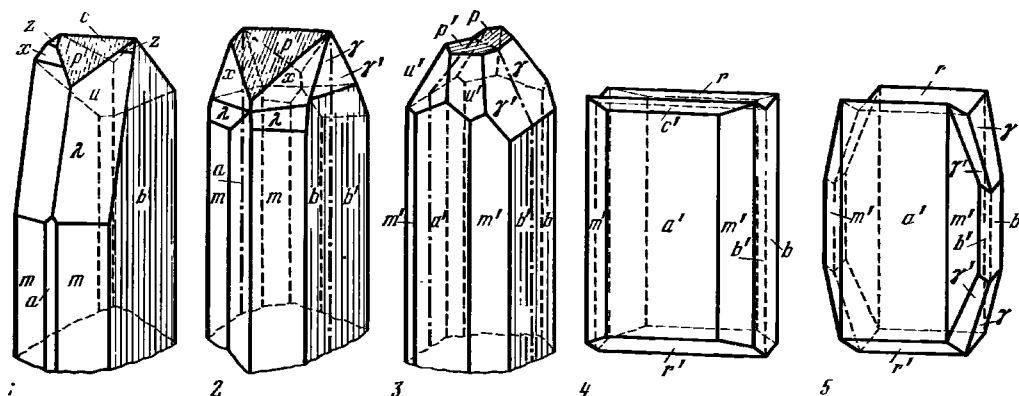
Фиг. 120. Кристаллы салита

1, 2 — Хакасия (по Солодовниковой); 3 — Сала, Швеция (по Филиппу)



Фиг. 121. Кристаллы геденбергита

1—3 — Окураяки, провинция Обира, Япония (1 — по Вада, 2, 3 — по Замбонини); 4 — Словакия (по Славику)



Фиг. 122. Двойники диопсида со Слюдянки, Прибайкалье

1, 2 — по (100); 3—5 — по $(\bar{1}00)$; 1—3 — по Крыловой, 4, 5 — по Кокшарову

характерны для диопсидов из Слюдянки (фиг. 122), известны у салитов; у ферросалитов и геденбергитов пл. срastания (100) отмечена только в шлифах. У диопсида установлены механические двойники по (001). [69]. Изредка встречаются крестообразные сростки.

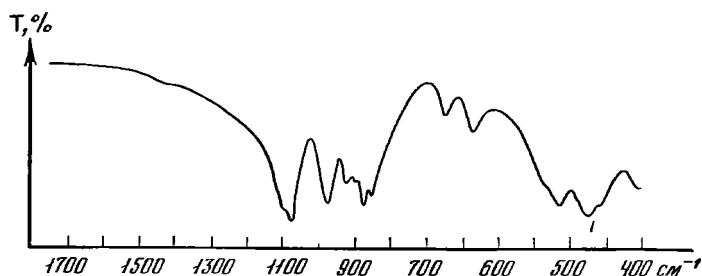
Кристаллы диопсидов, салитов, ферросалитов, геденбергитов с хорошо развитыми формами известны главным образом в метасоматических породах и в эффузивах. Для магматических и регионально-метаморфизованных пород кристаллы перечисленных пироксенов менее характерны. Кристаллы диопсида в метаморфических породах тонкоиглольчатые [70], нитевидные

[71], веретеновидные [65], волокнистые [72]. Они образуют игольчатые [73], розетковидные [74], звездчатые, радиально-лучистые и сферолитоподобные [75] агрегаты.

Физ. св. Сп. совершенная по (110). Отдельность по (100) — диаллаговая [22, 76, 77]; по (001) — малаколитовая [67, 78—80]; редко по (010). Отдельность по (001), возможно, вызвана стрессом, так как по (001) проходят также деформационные двойники и пластинчатые индивиды структур распада [22]. Отдельность по (100) совпадает с плоскостями расположения пластинок распада; она усиливается серпентинизацией энстатитовой фазы [77]; по плоскостям отдельности (100) наблюдаются выделения магнетита или ильменита (Дир и др., 1965). Излом неровный, часто раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Микротвердость у диопсидов (в кгс/мм^2): 833 [77], 514—1023 [81], на плоскостях спайности (110) — 860, на (001) — 680 [81]. Уд. в. 3,21—3,64, возрастает с увеличением содержания железа [82—84]. Цвет от белого у диопсида до черного у геденбергита. Наиболее разнообразен цвет диопсида — белый, розовый, сиренево-розовый, серо-фиолетовый, светло-зеленый, некоторые кристаллы характеризуются зональным или секториальным распределением окраски [75] — зеленой, голубовато-зеленой, голубой, ярко-зеленой, изумрудно-зеленой; салит и ферросалит — темно-зеленые, черно-зеленые; геденбергит — черно-зеленый, черно-бурый, черный. Черта белая и светло-зеленоватая у диопсида, светло-зеленая у салита и ферросалита; зеленая и бурая у геденбергита. Усиление интенсивности цвета вызывается увеличением содержания железа [85]. В большинстве случаев окраска обусловлена совместным влиянием ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} [86]. Розовый цвет уральского диопсида вызван Mn^{3+} [75]. Причины окраски синевато-голубого диопсида из Кузнецкого Алатау и из Северного Прибайкалья, а также сине-фиолетовой окраски марганецсодержащего диопсида («виолана») окончательно не выяснены [86, 87]. В редких случаях наблюдаются различного цвета звездчатые диопсиды. Астеризм их обусловлен присутствием двух систем чрезвычайно тонких включений, пересекающихся под углом около 105° . Природа включений не выяснена. Предполагают, что это рутил, брукит или магнетит. Вероятно, также, что астеризм связан с продуктами распада твердого раствора [88]. Известны диопсиды с одной системой включений («кошачий глаз»).

Бл. стеклянный. В кристаллах прозрачны только некоторые редкие разновидности диопсида. В мелких зернах, осколках, тонких срезах под бинокулярной лупой диопсид и салит обычно прозрачны; ферросалит и геденбергит — полупрозрачны. Немагнитны. У черного звездчатого диопсида (месторождение не указано) обнаружена магнитность, обусловленная мельчайшими включениями магнетита [88]. Способность намагничиваться в электрическом поле возрастает с увеличением содержания железа. Магнитная восприимчивость (χ , 10^{-6} ед. СГС) у диопсида 12,3—13,3 [81], у геденбергита — 56 [89]. Розовый диопсид с Урала обнаруживает очень слабую люминесценцию [75]. Основные полосы в ИК-спектре диопсида (в см^{-1}): 1080, 970, 925, 868, 672, 635, 512, 475, 405 (фиг. 123). С ним идентичен ИК-спектр геденбергита [90].

На основании измерений теплоемкости диопсида в интервале 50—300 К вычислена его стандартная энтропия: $S_{298,15}^\circ = 34,2 \pm 0,2$ ккал/моль·град [91]. В справочнике [92] приводятся уравнение температурной зависимости теплоемкости: $C_p = 55,87 + 7,84 \cdot 10^{-3} T - 15,74 \cdot 10^6 T^{-2}$ (298—1600 К). По результатам измерений теплот растворения в растворах HF для реакции $\text{CaO}(\kappa) + \text{MgO}(\kappa) + 2\text{SiO}_2(\alpha\text{-кварц}) = \text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (диопсид) найдено: $H_{298,15}^\circ = -35,25 \pm 0,22$ ккал/моль [93]. Этому значению соответствует стандартная энтальпия образования диопсида: $H_{f,298,15}^\circ = -766,3 \pm 0,7$ ккал/моль. По данным калориметрических измерений энтальпий растворения диопсида, $\text{CaO}(\kappa)$, $\text{MgO}(\kappa)$, $\text{SiO}_2(\kappa)$ в расплаве состава $2\text{PbO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5$ для реакции $\text{CaO}(\kappa) + \text{MgO}(\kappa) + 2\text{SiO}_2(\text{кварц}) = \text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ определены $\Delta H_{970\text{K}}^\circ = -35,0 \pm 0,4$ ккал/моль, по Чарлу и др. [94], и $\Delta H_{986\text{K}}^\circ = -34,3 \pm 0,4$ ккал/моль, по Навровскому и др. [94]. Для реакции $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6](\kappa) = \text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (стекло), по данным измерений теплот раство-



Фиг. 123. ИК-спектр диопсида (по Мёнке)

рения в смеси растворов HF и HCl, определено $\Delta H_{353\text{K}}^{\circ} = 22,3 \pm 0,6$ ккал/моль, а по данным измерений теплот растворения в расплаве $2\text{PbO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ — $\Delta H_{986\text{K}}^{\circ} = 21,0 \pm 0,3$ ккал/моль [95].

Микр. В шлифах в прох. свете диопсиды бесцветные или слегка зеленоватые; салиты — бесцветные, зеленоватые, зеленые; ферросалиты — зеленоватые, зеленые, темно-зеленые; геденбергиты — зеленые, темно-зеленые или бурые. Обычно не плеохроируют, но некоторые салиты, ферросалиты и геденбергиты плеохроируют в зеленых тонах; $N_g > N_m > N_p$ [6, 37, 48]. Известны также зеленые салиты и ферросалиты, обладающие более интенсивным синезеленым плеохроизмом со схемой абсорбции $N_p \geq N_m \geq N_g$ [3, 4, 82]. Для салитов и ферросалитов указываются также красноватые, буроватые, фиолетовые, сиреневые и розоватые тона плеохроизма [82, 96]. Двуосные (+). Пл. опт. осей (010). $N_m = b$, $aN_p = 22-32^{\circ}$ (Трёгер, 1963), $cNg = 36-63^{\circ}$. Удлинение (+). $n_g = 1,695-1,759$, $n_m = 1,672-1,744$, $n_p = 1,664-1,730$, $n_g - n_p = 0,023-0,035$; $2V = 47-68^{\circ}$. Для искусственных $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ соответственно: $n_g = 1,694$ и $1,757$; $n_p = 1,664$ и $1,732$ [31], $2V$ (средний) = $58^{\circ}30'$ [97] и 70° (Ларсен, Берман, 1965). С увеличением содержания железа от диопсида к геденбергиту значения показателей преломления возрастают, угол погасания, двупреломление и угол оптических осей изменяются незначительно.

Оптические константы диопсида из Касселя (по Винчелу, 1949) для разных длин волн:

λ , нм	n_g	n_m	n_p	cNg	$2V$
490	1,713	1,696	1,690	$38^{\circ}50'$	$54^{\circ}30'$
690	1,700	1,681	1,685	39 30	55 24

Дисперсия биссектрис $r > v$, дисперсия оптических осей $r > v$ (по Трёгеру, 1963), слабая или умеренная у диопсида, сильная у геденбергита (Дир и др., 1965) [85, 98] и салита [3]; $r < v$ у ферросалита («ферроавгита») [62] и $r > v$ у геденбергита (Ларсен, Берман, 1965). Оптическая ось A , близкая к a , диспергируется сильнее, чем оптическая ось B , близкая к c (Трёгер, 1963), иногда наоборот ([82], Ларсен, Берман, 1965).

Двойники по (100) и (001) простые и полисинтетические (Дир и др., 1965) [82, 99]. Пластинчатые структуры распада твердых растворов на пироксеновые фазы (с высоким и низким содержанием кальция) установлены в диопсидах и салитах из некоторых габбро-перидотитовых массивов [22, 100], в диопсидах — геденбергитах метаморфических пород [34, 83, 101, 102]. Диопсид, салит и ферросалит присутствуют наряду с ильменитом в качестве фаз распада твердых растворов в кристаллах авгита. Известны симплектитовые сростания: диопсида с полевыми шпатами в контактовых зонах гранитных пегматитов с известняками [103]; диопсида с ильменитом в кимберлитах [104]; диопсида со скаполитом в метасоматических породах [105].

Хим. Теор. состав крайних членов изоморфного ряда диопсид — геденбергит (в вес. %):

	SiO ₂	CaO	MgO	FeO
Диопсид	55,5	25,9	18,6	0,0
Геденбергит	48,4	22,6	0,0	29,0

Теоретические содержания Mg и Fe²⁺ для отдельных членов изоморфного ряда при Ca_{1,00} (на формульную единицу):

	Диопсид	Салит	Ферросалит	Геденбергит
Mg	1,00—0,80	0,80—0,50	0,50—0,20	0,20—0,00
Fe ²⁺	0,00—0,20	0,20—0,50	0,50—0,80	0,80—1,00

В природе не известны конечные члены изоморфного ряда диопсид — геденбергит, у которых проявилось бы только замещение Mg — Fe²⁺. Сложные замещения в позициях M(1), M(2) и T приводят к образованию минералов, близких по составу к авгиту, фассаиту, омфациту, эгирин-диопсиду и эгирин-геденбергиту. Границы членов ряда диопсид — геденбергит с перечисленными минералами условны. Как правило, в минералах ряда диопсид — геденбергит в позиции M(2) замещение Ca на Mg и Fe²⁺ приводит к образованию при Ca ≤ 0,84 магнезиальных авгитов — феррогеденбергитов [106]. В позиции M(1) происходит замещение (Mg, Fe²⁺) на (Al, Fe³⁺ и Ti³⁺) с одновременной заменой Si на Al + Fe³⁺ в позиции T. Замещение идет вплоть до образования фассаита, граница с которым отвечает Al > 0,24 (в формульной единице). Замещение (Mg, Fe²⁺) на Fe³⁺ в M(1) и Ca на Na в M(2) при Na_{>0,14} ведет к образованию эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита, а при том же замещении в M(2) и замене (Mg, Fe²⁺) на Al в M(1) — омфацита при Al_{>0,14}. В случае замещения в M(2) Ca одновременно на Fe²⁺, Mg и Na границей для ряда диопсид — геденбергит принимается сумма (Ca + Na)_{0,90} (с Ca_{0,85—0,76}, Na_{0,05—0,14}) и (Fe²⁺ + Mg)_{0,1}. По данным мессбауэровских спектров, Ca занимает практически только позицию M(2) [107, 108]. Возможно также вхождение Fe³⁺ и Ti⁴⁺ в позицию T [24, 25, 109—111], Ti⁴⁺ в позицию M(1) с одновременным замещением Si на Al [112, 113]. Допускается замещение небольшого количества O на OH [114, 115]. Мессбауэровские спектры минералов ряда диопсид — геденбергит свидетельствуют о вхождении Fe²⁺ прежде всего в позицию M(1) [116]. В геденбергите из Мариупольского железорудного месторождения Fe²⁺ занимает также и позицию M(2) [108, 117, 118]; допускается, что способность Fe²⁺ занимать эту позицию возрастает с повышением температуры и давления [39, 108, 119, 120].

Колебания содержания главных окислов в природных членах изоморфного ряда (%):

	Диопсиды Салиты	Ферросалиты Геденбергиты		Весь ряд
MgO	9,51—19,2	0,67—10,1	SiO ₂	44,5—55,1
FeO	0,07—12,0	12,1—26,4	Al ₂ O ₃	0,00—8,9
Fe ₂ O ₃	0,00—4,25	0,00—6,4	TiO ₂	0,00—2,22
CaO	20,1—25,4	18,0—23,6	Na ₂ O	0,01—1,6
MnO	0,02—0,60	0,02—2,5	K ₂ O	0,00—0,43

Содержание элементов в природных образцах ряда диопсид — геденбергит (в формульной единице):

	Позиция M(2)		Позиция M(1)		Позиция T
Ca	1,00—0,85	Mg	1,00—0,00	Si	2,00—1,76
(Mg, Fe ²⁺ , Na)	0,00—0,15	Fe ²⁺	0,00—1,00	Al	0,00—0,24
		Al, Fe ³⁺ , Ti	0,00—0,30		

В некоторых пироксенах ряда диопсид — геденбергит обнаружены примеси: Li₂O — до 0,12% [32, 120]; Rb₂O ~ 0,001, Cs₂O — 0,0001 [121]; V₂O₅ — от десятых долей процента до 3,98% [112]. В ферросалите из Нового Южного Уэльса (Австралия) установлено 3,67% TiO₂ [7]. Спектроскопически обнаруже-

ны Be, Sc, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba, Zr, Ga, Ag, Sn, Pb, Bi, TR, Zr, Hf [99, 122—125]. В некоторых диопсидах отмечено незначительное содержание U ($3,7 \cdot 10^{-6} \text{ g/m}$) [126]. Sc [127], Ni [128], V [112], Mn [129, 130] являются структурными примесями минералов ряда диопсид — геденбергит.

Под названием кальциоэгерин — *calcioegirine* описан пироксен с $\text{Ca}_{0,86}$ [131]. Название излишне [132]; материал, по-видимому, сильно загрязнен.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,22	0,32	0,41	0,25	0,35	0,16	0,50	0,12	0,74
K_2O	0,02	0,02	0,07	0,06	He обн.	0,04	He обн.	0,12	0,06
MgO	18,78	18,85	17,09	19,15	16,07	18,11	14,51	14,38	14,52
CaO	25,35	24,10	24,88	22,99	23,41	22,24	22,66	23,96	23,49
MnO	0,02	0,08	0,03	0,16	0,14	0,15	0,13	0,10	0,26
FeO	0,07	0,45	1,14	1,29	2,87	2,50	3,09	3,58	3,89
Al_2O_3	0,57	0,60	1,37	0,53	3,68	1,44	5,17	3,14	0,92
Fe_2O_3	—	—	0,78	0,81	2,24	1,28	4,15	1,44	2,64
SiO_2	55,09	54,02	53,84	53,78	51,22	54,10	47,98	52,46	52,00
TiO_2	—	0,08	0,07	0,20	0,30	0,11	0,55	0,50	1,68
H_2O^+	0,30	—	0,36	—	0,14	He обн.	0,73	—	0,04
H_2O^-	—	—	0,05	0,48	—	He обн.	—	0,20	0,02
П.п.	—	1,24	—	0,42	—	—	—	0,68	—
Сумма	100,44 *	99,76	100,09	100,12	(100,51 **)	100,13	99,52 ***	(100,68)	100,26
Уд. в.	3,29	—	—	3,26	3,28	—	3,40	3,30	3,34
n_g	1,698	1,691	1,697	1,700	1,705	1,699	1,717	1,708	1,729
n_m	—	—	1,677	—	—	1,681	—	1,687	1,700
n_p	1,670	1,663	1,671	1,672	1,676	1,676	1,690	1,678	1,690
cNg	38°	—	39°	38°	38°	—	41°	39°	45°
(+)2V	58°	—	53°	58°	56°	54°	57°	59°	62°
Ca	0,98	0,94	0,97	0,89	0,91	0,87	0,91	0,95	0,93
Mg	1,00	1,02	0,93	1,04	0,87	0,98	0,81	0,79	0,80
Fe^{2+}	—	0,01	0,04	0,04	0,09	0,08	0,10	0,11	0,12

* В том числе P_2O_5 — 0,02;

** В том числе Cr_2O_3 — 0,09;

*** В том числе V_2O_5 — 0,02; Cr_2O_3 — 0,03.

1—9 — диопсиды: 1 — снежнато-голубой, из ксенолита карбонатных пород в габбро-норитах, Иокон-Довыренский массив (Северное Прибайкалье), анал. Кузнецова [87]; 2 — белый, на контакте с гранитами, р. Иркут (Восточный Саян), анал. Гормашева [133]; 3 — серо-зеленый, из красных зон флогопитовых жил, Слюдянка (Иркутская обл.), анал. Левеиш [134]; 4 — белый, из скарнов Темир-тау (Горная Шория), анал. Сердюкова [135]; 5 — из пироксенита (с примесью оливинна и титаномагнетита), Гусевы Горы (Средний Урал), анал. Дурнева, в оригинале сумма 100,54 [136]; 6 — ярко-зеленый, из базальтового порфирита Колгубанской формации (Южный Урал), анал. Телешова, дополнительно определено 0,53% Cr_2O_3 [33]; 7 — из рудного пироксенита, Гусевы горы (Средний Урал), анал. Махнутина [136]; 8 — серо-фиолетовые края зерен диопсида из скарноподобных пород, бассейн р. Верхний Хугдукант (Сибирская платформа), анал. Саблинна, в оригинале сумма 100,58 [26]; 9 — краевая зона на титановом фассаите из щелочной лавы Конго, анал. Оянпере [20]; для оригиналов хим. анализов 6 и 8 вычислены параметры элементарной ячейки.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,48	0,72	0,14	0,21	0,40	1,07	0,19	0,30	0,68
K_2O	0,17	0,20	0,09	0,12	0,03	0,25	0,06	0,01	0,07
MgO	12,52	15,38	11,07	13,51	12,34	9,51	12,45	12,70	11,52
CaO	22,18	21,84	23,42	22,20	22,32	21,09	24,35	21,54	21,04
MnO	0,29	0,07	0,56	0,60	0,08	0,67	0,18	0,26	0,29
FeO	4,38	6,00	6,54	8,47	9,13	9,34	9,51	11,32	12,04
Al_2O_3	8,94	3,40	5,41	1,72	3,05	1,88	0,29	1,44	2,52
Fe_2O_3	2,08	1,32	4,25	0,85	0,45	3,93	0,56	0,55	1,12
SiO_2	47,85	48,46	48,14	51,80	51,38	52,19	51,16	51,68	50,58
TiO_2	0,73	2,22	0,35	сл.	0,27	0,14	0,17	0,39	0,30

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
CO ₂	—	—	—	0,41	—	—	0,11	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,18	0,30	0,22	0,41	0,16	—	—
H ₂ O ⁻	0,35	0,14	0,09	—	—	Не обн.	0,26	Не обн.	—
Сумма	99,97	100,75*	100,26**	100,19	99,67	100,48	99,47***	100,19	[100,16
Уд. в.	3,25	—	—	—	—	—	3,29	3,399	—
n _g	1,724	1,723	1,729**	1,710	1,712	1,720	1,712	1,715	—
n _m	—	—	1,718	—	1,691	1,696	1,693	1,697	—
n _p	1,692	1,698	1,703	1,682	1,680	1,690	1,687	1,687	—
cNg	45°	43—47°	43—48°	40°	—	45°	42°	43°	43°
(+)-2V	58°	56—60°	62°	52°	—	53°	56°	52°	51°
Ca	0,88	0,87	0,95	0,88	0,90	0,86	0,99	0,87	0,85
Mg	0,69	0,83	0,62	0,76	0,69	0,54	0,71	0,73	0,65
Fe ²⁺	0,14	0,19	0,21	0,27	0,29	0,30	0,30	0,37	0,38

* В том числе п.п. — 1,00. ** В том числе Cr₂O₃ — 0,02; в оригинале показатели преломления не соответствуют оптическому знаку. *** В том числе ZnO — 0,02.

10—18 — салиты: 10 — буро-зеленый, из андезитовых порфиров Цихисдзври (Аджария), анал. Осолодквина (среднее из двух анализов) [137]; 11 — «авгит» из вкрапленников пикрит-базальтов юго-западной окраины Довбасса (Украина), анал. Романишина [2]; 12 — зеленый, из кальциевых гранулитов, шт. Андхра-Прадеш (Индия), анал. Рао [6]; 13 — светло-зеленый, из пироксенового скарна, Тырнауз (Северный Кавказ), анал. Волго-Доисского геол. упр. [99]; 14 — из богатых кальцием кристаллических сланцев Юго-Западного Пампра, анал. Васильева [115]; 15 — из сиеноит-гнейсов горы Телси (Северо-Западное Беломорье), анал. Романова [35]; 16 — светло-зеленый, из скарнов, Актерекский гранитный массив (Туркестано-Алай), анал. Царева [138]; 17 — из метаморфических основных пород Брокен-Хила (Австралия), анал. Биис [84]; 18 — из дупироксеновых чарнокитов Амараватхи, шт. Андхра-Прадеш (Индия), анал. Рамасуоми [139].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	0,64	0,35	0,44	0,47	0,12	0,24	0,01	0,29	0,61
K ₂ O	Не обн.	0,02	0,12	0,43		Не обн.	0,03	0,01	0,04
MgO	9,06	7,86	7,18	8,26	10,11	6,86	8,72	7,54	7,95
CaO	21,42	22,04	22,39	23,59	20,44	23,59	21,30	22,31	20,77
MnO	0,74	0,41	0,42	0,26	0,12	0,62	0,30	1,11	0,57
FeO	12,08	12,44	14,12	14,36	15,63	16,61	16,76	16,82	17,18
Al ₂ O ₃	1,80	5,21	2,27	0,30	0,25	1,53	0,10	1,27	1,33
Fe ₂ O ₃	3,50	3,27	2,34	0,96	1,69	0,33	—	0,75	0,76
SiO ₂	49,45	47,91	49,45	50,18	50,14	50,29	52,07	50,20	49,32
TiO ₂	0,04	0,31	0,38	0,36	0,12	0,27	0,12	0,27	0,65
P ₂ O ₅	—	—	0,06	0,06	0,05	—	—	—	0,27
H ₂ O ⁺	1,34	0,18	—	0,99	1,15	0,07	0,53	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,08	0,30	—	0,12	0,02	0,13	Не обн.	0,20

Сумма 100,07 100,11* 99,47 100,36** 100,10*** 100,43 100,07 100,57 (99,91)****

Уд. в.	—	—	—	3,358	—	—	3,45	3,488	—
n _g	1,722	1,744	1,738	1,727	1,720	1,732	1,736	1,728	1,737
n _m	—	1,728	—	—	—	1,712	1,708	1,711	1,715
n _p	1,704	1,720	1,706	1,706	1,695	1,706	1,701	1,700	1,710
cNg	41°	42—48°	—	39—53°	45°	—	49°	44°	45°
(+)-2V	62°	60—63°	—	55—61°	54°	—	54°	58°	56°
Ca	0,90	0,91	0,94	0,98	0,86	0,98	0,89	0,93	0,87
Mg	0,53	0,45	0,42	0,48	0,59	0,40	0,51	0,44	0,47
Fe ²⁺	0,39	0,40	0,46	0,47	0,51	0,54	0,55	0,54	0,56

* В том числе Cr₂O₃ — 0,03. ** В том числе SO₃ — 0,14. *** В том числе SO₃ — 0,07, Cr₂O₃ — 0,09. **** В том числе п. п. — 0,26.

19—27 — ферросалиты: 19 — зеленый, из скарнов Теченского месторождения (Средний Урал), анал. Рудницкая [61, 62]; 20 — голубовато-зеленый, из контакта кальциевых гранулитов и гранитов, шт. Андхра-Прадеш (Индия), анал. Рао [6]; 21 — «диопсид», из кристаллических сланцев правобережья р. Алдан (Южная Якутия), анал. Матросова [12]; 22 — «диопсид», из пироксен-скаполитового гнейса мигматитовых чарнокитов Верхнего Побужья (Украина), анал. Служенко [140]; 23 — из железо-кремнистых пород правобережья Днепра (Украина), анал. Павченко [141]; 24 — из пород гранулитовой фации, шт. Андхра-Прадеш (Индия), анал. не указан [8]; 25 — темно-зеленый, из метаморфической железорудной формации Уабап, п-ов Лабрадор (Канада) [37]; 26 — из метабазитов Брокен-Хила (Австралия), анал. Биис [84]; 27 — из оливинового габбро, Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау), анал. Гулецкая, в оригинале сумма 99,81 [142].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na ₂ O	1,60	0,14	0,30	0,35	0,26	0,23	0,39	0,85	Сл.
K ₂ O	0,07		0,13	0,02	0,33	0,04	0,12	0,27	Сл.
MgO	2,27	1,45	0,67	2,97	0,94	1,60	2,74	1,60	1,47
CaO	21,33	23,02	21,07	19,52	23,12	21,70	19,95	17,98	22,36
MnO	0,46	2,53	1,80	0,02	0,42	0,06	0,68	0,58	2,03
FeO	18,05	21,40	22,32	22,52	22,67	24,32	24,69	25,92	26,40
Al ₂ O ₃	4,80	2,20	0,74	2,02	2,87	2,10	3,38	1,30	Не обн.
Fe ₂ O ₃	5,08	3,78	6,35	4,90	1,65	3,95	—	3,89	Не обн.
SiO ₂	44,48	45,28	45,80	47,22	47,44	46,00	47,44	46,80	47,28
TiO ₂	1,46	0,14	Сл.	0,30	0,70	0,07	0,72	1,00	Сл.
H ₂ O ⁺	0,21	0,50	—	—	—	—	0,26	—	—
H ₂ O ⁻	0,24	0,16	0,02	—	—	—	—	—	0,06
Сумма	100,39*	100,60	(99,63)**	99,84	100,40	100,07	100,39***	100,19	100,12****
Уд. в.	—	—	3,576	3,64	—	—	—	—	3,593
n _g	1,755	1,750	1,743	1,750	1,750	≥1,759	1,749	1,735	1,749
n _m	—	1,734	—	1,731	—	1,744	1,728	—	1,731
n _p	1,727	1,727	1,730	1,724	1,728	≤1,724	1,721	1,702	1,726
cNg	60°	46°	47°	43±2°	54°	—	45—47°	45—48°	46°
(+)2V	76°	60°	58°	57±1°	62°	—	58—60°	60—62°	60°
Ca	0,92	1,01	0,94	0,85	1,00	0,95	0,86	0,79	0,98
Fe ²⁺	0,60	0,73	0,78	0,76	0,76	0,83	0,83	0,89	0,91
Mg	0,14	0,09	0,04	0,18	0,06	0,10	0,16	0,10	0,09

* В том числе CO₂ — 0,30; S — 0,04. ** В том числе п.п. — 0,43. *** В том числе P₂O₅ — 0,02; —**** В том числе S — 0,03. Cl — 0,02; п. п. — 0,47.

28—36 — геденбергиты: 28 — из оливинсодержащих сиенитов Южно-Кальчинского массива в Восточном Приазовье (Украина), анал. Сокова [143]; 29 — черно-зеленый (породы не указаны), Урал, анал. Свержинская [38]; 30 — из скарнов Тырныауза (Северный Кавказ), анал. не указан, в оригинале сумма 99,61 [99]; 31 — из эулизита, Мариупольский район (Украина), анал. Швакова [144]; 32 — из метасоматически измененных щелочных пород Вотогола (Восточный Саян), анал. Степашкина [145]; 33 — зеленый, из граулитов Кольского п-ова, анал. не указан [146]; 34 — из оливинсодержащих сиенитов Южно-Кальчинского массива (Восточное Приазовье), анал. не указан [147]; 35 — из метасоматического ийолита (с шорломитом), район р. Чика (Тува), анал. Бугрова [147]; 36 — темно-зеленый, из кварцевых жил в известковых скарнах Тырныауза (Северный Кавказ), анал. Бакланова [148].

Кроме того, химические анализы см. в работах [43, 84, 105, 149].

Диагн. исп. Слабо травится горячей HCl [97] и сильно — горячей HF [65]; слабо (при 200°) — насыщенным NaOH [150]. П.п.тр. диопсид плавится с трудом, геденбергит легко сплавляется в черный магнитный шарик.

Повед. при нагр. Температура конгруэнтного плавления чистого искусственного диопсида при 1 атм 1391—1395° [125, 151—155]. Температура плавления диопсида с повышением давления в сухих системах повышается, а в присутствии воды — понижается [125] (Дир и др., 1965). Давление в 10 кбар (в безводной системе) повышает температуру плавления диопсида на 60—80° [155]. Теплота плавления 93—108 кал/г [125]. В присутствии анортита и минерализаторов диопсид плавится при 1386° и атмосферном давлении [156]. Добавка Na, Fe или эгирина снижает температуру конгруэнтного плавления диопсида [155].

На кривой ДТА экзотермический эффект отвечает точке плавления CaMgSi₂O₆. У чистых природных диопсидов нагревание до 1000—1100° происходит без эндо- и экзотермических эффектов [156, 157]. Эндоэффекты при 40—100° и 620—650° и экзотермический эффект при 810—830° у гидротермального диопсида связаны с раскрытием газовой-жидких включений [158]. Геденбергит при нагревании выше 965—1000° превращается в твердом состоянии в низкотемпературный железистый волластонит [159]. Геденбергит состава Fe_{0,78}, Mn_{0,13}, Mg_{0,06} из Херолта, шт. Калифорния (США), переходит в железистый волластонит при 980° [160] (Дир и др., 1965). Чистый искусственный геденбергит длительно сохраняет структуру при 1000° и 1 атм [50]. В системе CaSiO₃ (волластонит) —

FeSiO_3 (ферросилит) твердый раствор геденбергита устойчив ниже 965° [160]. С ростом давления температура превращения в сухой системе повышается. Увеличение содержания Fe^{2+} и уменьшение Са понижает температуру превращения геденбергита в низкотемпературный железистый волластонит. Искусственные пироксены ряда диопсид — геденбергит, богатые Mg, плавятся конгруэнтно в определенном температурном интервале; содержащие более 60% $\text{CaFe}^{2+} [\text{Si}_2\text{O}_6]$ не плавятся, а превращаются в железистые волластониты [161]. Соответственно, диопсиды, салиты и близкие к ним ферросалиты плавятся, а большая часть ферросалитов и геденбергитов испытывают при нагревании полиморфные превращения. Коэфф. термического расширения ($10^{-6}/^\circ\text{C}$) по a_0 (для интервала $24-1000^\circ$) диопсида = 0,779, искусственного геденбергита = 0,724 [50]. Коэфф. объемного расширения искусственного геденбергита для $24-460^\circ$ ($10^{-6}/^\circ\text{C}$) = 27 [42].

Наход. Пироксены ряда диопсид — геденбергит распространены очень широко. Входят в состав многих магматических пород (эффузивных, интрузивных), изредка — их пегматитов, обычны в метаморфических породах амфиболовой и гранулитовой фаций, встречаются в приуроченных к ним метасоматитах, а также в контактовых роговиках и скарнах. Магнезиальные разновидности встречаются чаще, чем железистые. Типоморфные различия пироксенов ряда диопсид — геденбергит выражены нерезко. Наиболее отчетливо они проявлены у существенно магнезиальных и существенно железистых членов ряда. Высокое содержание магния характерно для пироксенов более высокотемпературных пород. Диопсид содержится главным образом в ультраосновных и основных породах, геденбергит — в кислых и щелочных породах и в скарнах.

Диопсид входит в состав пироксенитов Мариупольского массива на Украине [39, 144, 162], Ковдорского на Кольском п-ове [109, 163], Тагилло-Баранчихинского на Урале [127], Одихинча на Сибирской платформе [164], известен в пироксенитах пров. Квебек (Канада) [23], Новой Каледонии [165] и др. Характерен для оливиновых пироксенитов Гусевых гор на Среднем Урале (хим. анализ 5) [136, 166], магнетитовых и оливиновых пироксенитов Нижне-Тагильского массива на Среднем Урале [167], дунитов и перидотитов Полярного Урала [168, 169], дунитов Новой Каледонии [165], габбро Австрии [17], габбро-пироксенитов района Лас-Пальмас (Канарские о-ва) [100], ультрабазитов Сотира в Болгарии [76], магматических эклогитов Сельджи (Норвегия) [170], диопсид-флогопитовых пегматитов массива Одихинча (на Сибирской платформе) [164]. Среди щелочных пород известен в ийолитах, мельтейгит- и ийолит-порфирах Ковдорского массива (Кольский п-ов) [109, 163], в мельтейгитах, ийолитах, якупирангитах Гулинской интрузии [171, 172] и в подобных породах других интрузий Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы [173, 174].

В излившихся породах редок. Образует вкрапленники в базальтовых порфиритах восточного склона Южного Урала (хим. анализ 6) [33], в лейцит-нефелиновом базальте вулканического кратера Юго-западной Уганды [175], в пикритовой и мончикит-лимбургитовой брекчии (в трубках взрыва) и в камптонитах района Тувиш и Сардан-Миона (Тянь-Шань) [176], в шаровых тефрито-базальтах Азербайджана [29], средних лавах Канталя (Франция) [47], в нодулях (с оливином) трахибазальта Северной Японии [9], в дунитовых нодулях из базальта Северного Кюсю (Япония) [177]. Известен во включениях в кимберлитах Якутии: в эклогитах трубки Обнаженная [178], в лерцолите и вебстерите трубки Мир [104]. Образует включения в алмазах из кимберлитов трубки Джагерсфонтейн в ЮАР [179], там же встречен в пироксенитовых и «диааллаговых» нодулях в кимберлитах [77]. Слагает кайму фассаитовых («титанавгитовых») вкрапленников в щелочной лаве Конго (хим. анализ 9) [20]. Содержится в ксенолитах базальта в гранитах Северного Кюсю (Япония) [177], развит в экзоконтактных зонах гранитов Восточного Саяна (хим. анализ 2) [133]. В скарнах района р. Верхний Хугдюкант Сибирской платформы (хим. анализ 8) [26], в зоне контакта плагиоклазовой жилы с пироксенитом на Сред-

нем Урале [75], в пегматоидных гранитах Эмельджака в Южной Якутии [80].

В метаморфических толщах диопсид установлен в габбро-амфиболитах [162] и железистых кварцитах Украины [81], в метасоматических породах иенгской серии Алданского щита [11, 98]; в качестве реликтового минерала — в образовавшихся по эффузивам глаукофановых сланцах Пенжинского пояса на Камчатке [180]; эклогитах [21, 181] и амфиболитах Японии [182]; в пироксеновых амфиболитах Центральной Танзании [183]; в метагаббро-диоритах США [184]; в метабазитах Пеннинских Альп [185]; наряду с кальцитом и серпентином содержится в кристаллических известняках Финляндии [186] (Дир и др., 1965). Известен в серпентинитах Полярного Урала [168, 169], Югославии [56], Танзании [187], Нижней Силезии (Польша) [157], в кристаллических сланцах Румынии [124], в гранулитовых гнейсах (со шпинелью и анортитом) Западной Гренландии [188], в магнетитовых кварцитах железорудной формации Квебека (Канада) [189], в тальковых породах [16, 190], в хлоритовых сланцах Пьемонта (Италия) [191], во включениях сланцев и мраморов в дацитовой лаве Греции [192].

Диопсид — обычный пироксен скарнов, в которых иногда образует крупные скопления. Слагает высокотемпературные скарны (обычно без граната): с бронзитом в Пхосу (Алдан) [193], мономинеральные — на Дальнем Востоке [194] и в Темир-Тау в Горной Шории (хим. анализ 4) [135], мономинеральные или с магнетитом в месторождениях Таёжное и Сивагли (Алдан) [195], мономинеральные или с флогопитом в месторождениях Тимптон, Курнахан, Леглиер и другие (Алдан) [79, 196], характерный минерал зальбандов флогопитоносных жил Слюдянки [36, 105, 134]. Образовался по ксенолитам карбонатных пород в габбро-норитах Северного Прибайкалья (хим. анализ 1) и в скарнированных на контакте с гранитами известняках в Кузнецком Алатау [87]. В низкотемпературных скарнах (с гранатом) диопсид известен в ряде мест Урала: с клинохлором, везувианом, шпинелью, гранатом среди хлоритовых сланцев Ахматовской копи [54, 55]; с везувианом и пренитом на горе Черная Сопка [61, 62], сgrossуляр-андрадитом в скарнах Лебяжинского железорудного месторождения [61, 62]; сgrossуляр-андрадитом, актинолитом, маложелезистым эпидотом и хлоритом в скарнах Бекалинского месторождения в Казахстане [197] и в некоторых железорудных месторождениях Узбекистана [198]. Диопсид трех генераций ассоциируется с андрадитом на Иттуйском медно-вольфрамовом месторождении в Кузнецком Алатау [85] (ранний диопсид — почти без железа, поздний — более железистый). Сосуществует с гранатом в Ташелгино-Майзасской рудной зоне Томского выступа в Сибири [48]. Отмечается в золоторудных скарнах Мариинской тайги в Кузнецком Алатау [199, 200], слагает скарноподобные породы на контакте оливиновых долеритов с вулканогенно-терригенными породами [26]. Установлен в контакте мраморов и пегматитов в Югославии [201], в известковых скарнах США [24, 82, 202, 203]; в жеодах среди магнетит-флогопитовых скарнов Румынии [63], в метаморфизованных доломитизированных песчаниках шт. Айдахо (США) [204], во флогопитовом месторождении среди доломитов северо-восточной части Корейского п-ова [205].

В метасоматических карбонатах Гулинской интрузии (Якутия) диопсид наблюдается вместе с кальцитом и мелилитом [111]. Отмечен в карбонатитовых участках среди якупирангитовых пород Ковдора на Кольском п-ове [55] и в пустотах ультраосновных пород карбонатитового массива Африканда на Кольском п-ове [109].

Характерна ассоциация диопсида с тремолитом [133, 206], актинолитом [204], нефритом и тремолитом [157], нефритом [65], титанитом в контактах гранитных пегматитов [80, 103].

С а л и т встречается в ультрабазитовых телах района рек Тетерев и Рось на Украине [207], габбро-пироксенитах и габбро массива Большой Таскыл в Алтае-Саянской области [142]. Характерен для пироксенитов Вуориярви

на Кольском п-ове [208], Качканара (хим. анализ 7) [136, 165] и Денежкина Камня [209] на Урале, базит-гипербазитовых интрузивных комплексов Алтае-Саянской складчатой области [210], для габбро Гросенберга (Австрия) [17], гор Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [34] и шт. Пенсильвании (США) [184], пироксенита Горланда (США) [43], интрузивного базальта Мустанг-Хил (США) [211], эндоконтактового гранодиорита Шотландии [212].

Широко распространен в щелочных породах: в нефелиновом пироксените, щелочном и рудном пегматите массива Африканда, ийолитах и близких к ним породах ряда других массивов Кольского п-ва [174, 208], фойяитах Сышнырского массива [213] и мельтейгитах массива Олихинча [174] на севере Сибирской платформы, ийолит-уртитов массива Кия-Шалтырь (Кузнецкий Алатау) [73], в различных щелочных породах Витимского плоскогорья [171], ийолитах и мельтейгитах ряда щелочных массивов Уганды [214]; слагает ядра пироксеновых вкрапленников шонкинитовой зоны закалки сиенитов Шокин-Саг в шт. Монтана (США) [215], ядра зерен пироксенов в ийолитах комплекса Сибрук-Лейк в пров. Онтарио (Канада) [216], сиенитов Южного Куорг-Центра (Гренландия) [217]. Встречен в щелочном пегматите массива Озерная Варака [109]. Отмечен в нефелинизированных, частью перекристаллизованных пироксенитах Гулинской интрузии (север Сибирской платформы) [111]. Установлен в пироксенитовом включении в базальте о-ва Мадейра [218] и габбровом включении в туфе вулкана Таго (Япония) [24]; образует вкрапленники в некоторых андезитовых порфиритах Грузии [219, 220]; встречен в анальцим-оливиновых тералитах, анальцимовых и натролит-анальцимовых тингуаитах Нового Южного Уэльса (Австралия) [221], содержится в щелочно-базальтовой брекчии Онежского озера [222].

Известен в контактовых зонах гранитного пегматита с амфиболизованными ультраосновными породами Порожечной Вараки в Карелии [5], на контакте флогопитовой жилы с пегматоидным гранитом Эмельджака на Алдане [80].

В метаморфических породах салит известен в сиенит-анатектитах из сиенит-мигматитов района оз. Репьявр (Кольский п-ов) [149], сиенит-гнейсах горы Тепси Северо-Западного Беломорья (хим. анализ 15) [35], гранат-пироксеновых сланцах Кольского п-ова [223, 224]. Входит в состав метаультрабазитов Пеннинских Альп [185], метагаббро Делавер Пьедмонта в шт. Пенсильвания (США) [184], metabазитов, амфиболитов и гнейсов гор Адирондака в шт. Нью-Йорк [34]. Известен в метаморфических основных породах Брокен-Хила в Австралии (хим. анализ 17) [84], мраморах Австрии [225], чарнокитах шт. Андхра-Прадеш (Индия) [49, 139], метаморфических эклогитах Ганы [226], железистых кварцитах пров. Квебек (Канада) [227], кальциевых гранулитах шт. Андхра-Прадеш в Индии (хим. анализ 12) [6], железистых кварцитах шт. Миннесота (США) [228] и пров. Квебек (Канада) [119, 189].

Как регионально-метаморфический минерал салит известен в габбро-амфиболитах и мраморах Украины [229], в гранулитах Кольского п-ова [223], в биотит-двупироксеновых гнейсах Восточного Саяна [230], в кристаллических сланцах Памира (хим. анализ 14) [115], кальцифирах и других кристаллических породах Анабарского щита [101], двупироксеновых кристаллических сланцах Алданского щита [12].

Как продукт контактового метаморфизма известен в магнезиальных скарнах Актерека, Центральный Туркестано-Алай (хим. анализ 16) [138], в скарнах Помезни, Крконоше (Чехословакия) [30], Иглика (Болгария) [76], гор Адирондака, шт. Нью-Йорк (США) [82], в ксенолитах мраморов Гнивани (Украина) [231], в известковых скарнах Тырнауза (Северный Кавказ) [99], Дарьинского рудника (Хакасия) [58], Александровского и Ивановского месторождений магнетитовых руд (Урал) [62], Куржункульского железорудного месторождения (Казахстан) [232], в некоторых железорудных месторождениях Узбекистана [198], в Ташелгино-Майзасской рудной зоне Сибири [48]. Метасоматическим

салит считается в мигматитах Приазовья [3], в различных кристаллических сланцах Алданского щита [11], кристаллических известняках и в пироксеновых гнейсах Верхнего Побужья [13], в биотит-двупироксеновых амфиболитах Восточного Саяна [230], в амфибол-пироксен-гранатовом кристаллическом сланце Анабарского щита [138], в кальциевых гранулитах шт. Андхра-Прадеш (Индия) [6], в чарнокитах шт. Андхра-Прадеш и в двупироксеновых чарнокитах Амараватхи (Индия) [139]. Метасоматическим путем образовался в пироксен-магнетитовой породе, залегающей среди кристаллических сланцев по р. Нерчи (Южная Якутия) [98], на контакте флогопитовых жил Слюдянки [134], в мигматитах Приазовья [3] и в метасоматитах по щелочным породам Урала [233]. Обнаружен на контакте известняков и сиенитов хребта Нюрган (Восточный Саян) [234], в скарнах, связанных с трапповыми долеритами, р. Большая Ботуобия (Якутия) [235] и в магнетитовых рудах Бенкалинского месторождения в Казахстане [236].

Салит входит в состав кварц-полевошпатовых жил, секущих аплит-пегматиты Хакасии [74], слагает поздние мономинеральные жилки в серпентинизированных перидотитах Азербайджана [158] и Северного Кавказа [237], обнаружен в гидротермальных жилах среди трапповых долеритов по р. Нижняя Тунгуска в Красноярском крае [238].

Ферросалит, в отличие от диопсида и салита, редок в магматических породах; установлен в оливиновых габбро массива Большой Таскыл в Кузнецком Алатау (хим. анализ 27) [142, 239], в основной массе феррогортонолитового трахита на Корейском полуострове [9], в сиенитах северо-востока Тувы [240], Сорокских гольцов в Восточном Саяне [234] и Южного Куорг-Центра (Гренландия) [217], в муджиеритах Англии [241], в кринанитах Шотландии [242] и Англии [241], в метасоматических сиенитах по гранитоидам Юго-Западной Японии [46]; в щелочном пегматите габбро-гешенита Аламджакской интрузии (Якутия) [243] и в диабаз-пегматитах Сьерра-Анча (США) [51].

Характерен для регионально-метаморфических и контактово-метасоматических пород. К их числу в СССР относятся кристаллические сланцы Алданского щита в Южной Якутии (хим. анализ 21) и в верховьях Курунг-Хаонку [12], метасоматические породы зоны контакта пироксеновых сланцев с серыми гранитами на правом берегу р. Алдана [11]; двупироксеновые амфиболитизированные габброидные породы Среднего Побужья [140], гранат-пироксен-плагиоклазовые породы Западной Волыни [244], гранат-пироксеновые гранулиты центральной части Кольского п-ова [245], мигматитовые чарнокиты Верхнего Побужья (хим. анализ 22) [13], железо-кремнистые породы правобережья Днепра (хим. анализ 23) [141], двупироксеновые гнейсы Восточного Саяна, пироксеновые гнейсы Памира [224]. За рубежом известен в кварцсодержащих гнейсах со скаполитом или с волластонитом и скаполитом Западного Уусимаа (Юго-западная Финляндия) [83], метабазах (ортоамфиболитах) Брокен-Хила в Австралии (хим. анализ 26) [84], в породах контакта гранитов и кальциевых гранулитов (хим. анализ 24) [8], в гранулитах (хим. анализ 20) [6] и в чарнокитах [246] шт. Андхра-Прадеш (Индия), в железистых метаморфических породах формации Уабаш на п-ове Лабрадор (Канада) (хим. анализ 25) [37], в кварц-магнетитовой фации железорудной формации пров. Квебек (Канада) [18, 120, 189], в габбро-анортозитовом гнейсе гор Адирондака (шт. Нью-Йорк, США) [34].

Содержится в высокотемпературных волластонитовых скарнах Западного Узбекистана [198], в магнетитовых скарнах Теченского месторождения на Среднем Урале (хим. анализ 19) [61, 62]; в гранат-волластонитовых скарнах Ташелгино-Майзасской зоны Томского выступа в Сибири [48], в пироксеновых скарнах Тырнауза (Северный Кавказ) [99], во включениях мрамора в анортозите Адирондака (шт. Нью-Йорк, США) [82].

Геденбергит в магматических породах редок. Является породообразующим минералом оливинсодержащих сиенитов Южно-Кальчинского массива в Восточном Приазовье (химические анализы 28, 34) [55, 143,

147, 247] и северо-востока Африки [9, 248]. Обнаружен в гибридных габбро-сиенитах Кошрабадского интрузива (Западный Узбекистан) [249], щелочных породах Ботогола в Восточном Саяне (хим. анализ 32) [145, 234], в кринанитах о-ва Шайант (Шотландия) [241], в метасоматических сиенитах по гранитным породам юго-западной Японии [46], в метасоматическом шорломитовом ийолите района р. Чика в Туве (хим. анализ 35) [147] и в силикатно-карбонатной породе по ксенолитам мрамора [143, 234, 250].

Характерен для существенно кварцевых метаморфических пород: эулизитов района Мариуполя (Украина) (хим. анализ 31) [39, 144], гранулитов Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [34], железистых кварцитов в шт. Миннесота (США) [228], пров. Квебек (Канада) [119]. Характерен для скарнов Турьинских медных рудников [251—252] и Третьего Северного железного рудника на Урале [62], Тырнаузского месторождения на Северном Кавказе (хим. анализ 30) [99], свинцово-цинкового проявления Чаш-Тепе в Западном Узбекистане [253], железорудных скарнов о-ва Эльбы [254], борсодержащих скарнов Обира (Япония) [255], известняков и сланцев Девоншира (Англия) [255]. Известен в эндоконтакте гранитного пегматита со скарном в железорудном месторождении близ Нове-Место (Чехословакия) [67], в гидротермальных кварцевых жилах, секущих скарны Тырнауза (хим. анализ 36) [99, 148].

На Луне геденбергит обнаружен в ферробазальте в виде симплектитовых сростков с фаялитом; установлен также в микрогаббро [256].

Для оценки температуры и давления при образовании пироксенов используют данные по распределению катионов в них и в сосуществующих минералах [257]. Соотношение железистости скарновых пироксенов и гранатов показывает, что более железистые пироксены находятся в фазовом равновесии с менее железистыми гранатами, и наоборот [198, 258—260]. Примерная температура образования пород, содержащих диопсид — геденбергит: 670° — чарнокиты Индии [142], 600° — гранулиты Канады [261], 625° — амфиболиты Адирондака шт. Нью-Йорк (США) [262], 550—1370° — метасоматиты Урала [263]. Анализ минеральных равновесий послужил основанием для вывода, что салит-, ферросалит- и геденбергитсодержащие гранулиты Кольского п-ова образовались при 550—700° и 6—7 *кбар* [245]; салитсодержащие гранулиты Юго-Западного Памира — при 750—800° и 6—11 *кбар* [115], а такие же породы Канады — при 600—700° и 10 *кбар* [261]. По данным гомогенизации первичных газожидких включений, диопсид вкрапленников лейцитсодержащих базальтов Йеллоустонского национального парка (США) кристаллизовался при 1270—1220° [264]; диопсид из ранних скарнов и магнетитовых руд Соколовского месторождения Тургая — при 880—720° [265]; диопсид из известковых скарнов Темир-Тау (Горная Шория) — при 600—860° [135]; диопсид и геденбергит скарнов Румынии — при 285—450° [63, 266]. По данным метода декрепитации газожидких включений, ранний мелкозернистый геденбергит скарнов Тырнаузского свинцово-цинкового месторождения кристаллизовался при 675—575°, поздний крупношестоватый — при 525—375° [99].

В некоторых ультрабазитах диопсид образовался путем замещения оливина [209, 267] или оливина и серпентина (Урал, Армения) [263].

Изм. Диопсид и салит в пироксенах замещаются оливином [136, 209] и титаномagnetитом [268], в ийолит-уртитях — нефелином [73]. Характерно замещение минералов ряда диопсид — геденбергит роговой обманкой или актинолитом. Диопсид замещается радиально-лучистым тремолит-актинолитом [79], геденбергит — феррогастингситом в габбро [249] и актинолитом — в скарнах [253]. Отмечено замещение диопсида пренитом (до полных псевдоморфоз), везувианом [61, 62], карбонатом [104]; диопсида — цинксилитом с образованием гомоосевых псевдоморфоз [269]; диопсида и салита — флогопитом [80], хлоритом, тальком, серпентином с пиритом и халькопиритом, кальцитом и кварцем [62], андрадитом с кварцем и магнетитом [98, 232]; салита — ильванитом [61, 62]; геденбергит замещается кварцем и пирротином [254], в боросиликатных скарнах (большой частью марганцевый геденбергит) —

андрадитом [270]; в гранитных пегматитах, залегающих в амфиболизированных породах — амфиболом [5]. При выветривании диопсид замещается кварцем и бурой охрой [74], геденбергит — минералами кремнезема и гётитом [254].

Искусств. Применяются два основных способа синтеза [45]: сухой — из стекол и водный — из гомогенных смесей, включая гели. Шихта обычно соответствует составу пироксена. Получены представители всего ряда (диопсиды, салиты, ферросалиты и геденбергиты) — при 1 атм из безводных стекол [44, 45, 106]. Чистый диопсид получен при 50 кбар [271, 272], с примесью К — при 32, 78 и 100 кбар [273]. Данные о синтезе диопсида опубликованы разными авторами [40, 41, 112, 155, 156, 190, 274—281]. Искусственно получены также ванадиевые диопсиды (до 9% V_2O_5) [112].

Фазовые равновесия и пределы устойчивости диопсида изучены во многих сухих системах при 1 атм (частью при 10—100 кбар), а также в системах с водой и другими минерализаторами при атмосферном и высоком давлении. В сухих системах исследовался с энстатитом, эгирином, жадеитом [156, 276, 278, 279, 282, 283], с альбитом и анортитом [284—286], с форстеритом [287, 288], с нефелином и лейцитом [288—291], с гранатом [273], флюоритом [292] и др.; в системах с водой — с энстатитом, жадеитом [281, 282], с анортитом, альбитом, форстеритом [33, 157, 277, 285]. Геденбергит получен впервые в сухих системах совместно с металлическим железом как более низкотемпературная фаза по сравнению с близким по составу железистым волластонитом [160]. Данные о синтезе геденбергита сухим способом см. также в [18, 31, 42, 44, 45, 106, 108, 159, 275, 280, 293], о гидротермальном синтезе — в [280, 294]. О системах геденбергита с графитом, магнетитом, ферротремолитом см. в [93, 256, 280, 294, 295—300].

Геденбергит обнаружен в шлаках [128]; диопсиды — геденбергиты в искусственных условиях получены как продукты взаимодействия гранитного расплава с известняком [301].

Практ. знач. Диопсиды — геденбергиты специально не добываются, но как мелкораздробленные отходы обогащения руд используются в силикатной и строительной промышленности для получения долговечных литых облицовочных камней [302], а также разнообразных ситаллов, которые обладают высокими теплостойкостью и баростойкостью, механической прочностью, стойкостью к истиранию; безжелезистые члены ряда служат как диэлектрики [303]. Редкие прозрачные красиво окрашенные кристаллы используются в ювелирном деле.

Разнов. Х р о м о в ы й д и о п с и д — chromian diopside.

Назван по содержанию хрома (Дана, 1892). Синон. Хромдиопсид — chrome-diopside (Дана, 1892).

Кристаллы (до 7—8 см), мелкокристаллические агрегаты.

Параметры элементарной ячейки как у диопсида:

Cr^{3+} (коэффициент в формуле)	a_0 (Å)	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	№ хим. анализа	Ссылка
0,02	9,72	8,92	5,27	$105^{\circ}25'$	1,088:1:0,591	5	[178]
0,025	9,72	8,92	5,24	105 21	1,088:1:0,587	9	[23]
0,03	9,72	8,89	5,25	106 09	1,093:1:0,591	8	[22]

Главные формы на кристаллах: (100), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), (001), (111), (221) [304]. Иногда отдельность по (001), как у диопсида. Уд. в. 3,19—3,31; вычисл. 3,28—3,32 [22]. От непрозрачного до прозрачного. Цв. светло-зеленый, зеленый, ярко-зеленый, изумрудно-зеленый, голубовато-зеленый, темно-синий, редко темно-зеленый до черного. Зеленый цвет обусловлен примесью хрома [157, 305, 306], зависит также от содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} [307]. Оптический спектр поглощения прозрачного зеленого хромового диопсида содержит полосы Cr^{3+} в области 22000 и 15000 cm^{-1} [157, 305, 307, 308]. Оптический спектр

голубого и синего искусственного хромового диопсида имеет две главных (21500, 17000 см^{-1}) и две второстепенных (13200, 9500 см^{-1}) полосы, отвечающие Cr^{2+} [306]. ИК-спектр как у диопсида [22].

В шлифах бесцветен. Двуосный (+), пл. опт. осей (010), $Nm = b \cdot n_g = 1,697 - 1,709$; $n_m = 1,679 - 1,693$; $n_p = 1,670 - 1,684$; $n_g - n_p = 0,019 - 0,033$; $2V = 51 - 69^\circ$; отмечены также $2V = 71 - 75^\circ$ [309] и 45° [82]. Дисперсия $r > v$, слабая [24, 82]. Данные об оптике см. также [309].

Некоторые кристаллы двойникованы по (100). Структуры распада с пластинками по (100) и (001) отмечены у хромовых диопсидов интрузивных пород [82] и базальтов (из вкрапленников) [24]. Известны включения хромита, амфибола, пирита и др. [310, 311].

Содержание Cr_2O_3 от 0,28 до 2,0%. Предполагается, что изоморфное вхождение Cr^{3+} в диопсид может осуществляться по схемам: $\text{Cr}^{3+} + \text{Al} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Si}$ [312, 313], $\text{Na} + \text{Cr}^{3+} \rightleftharpoons \text{Ca} + \text{Mg}$ [314] и $2\text{Cr}^{3+} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Si}$ [315]. В хромдиопсиде из Инагли (Якутия) обнаружено значительное количество гидроксильной воды [313]. Характерные примеси (в %): TiO_2 0,05—0,71, MnO 0,01—0,19, K_2O до 0,25, FeO и Fe_2O_3 1,66—3,44. Спектроскопически устанавливаются Ni, Co, Sr, Ba, V и др. [309]. Повышение содержания Cr^{3+} в хромовых диопсидах, заключенных в алмазы, связывают с присутствием юритового компонента $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ [316]. Для различия хромовых диопсида и авгита (при одинаковом содержании хрома) служат коэффициенты при Ca, Na и K в формулах [200]: $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{1,00-0,85}$ — хромовый диопсид $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{0,84-0,65}$ — хромовый авгит.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,45	0,74	0,92	0,40	0,72	1,50
K_2O	0,05	0,04	0,02	Не обн.	0,04	<0,05
MgO	17,97	16,02	16,84	14,40	16,32	17,8
CaO	25,07	21,75	22,68	24,90	21,63	22,7
MnO	0,03	0,07	Сл.	—	0,11	0,15
FeO	1,19	2,39	2,04	3,04	2,64	1,69
Al_2O_3	Не обн.	4,77	1,54	4,30	4,69	0,51
Cr_2O_3	0,48	0,80	0,81	0,92	1,03	1,20
Fe_2O_3	0,58	0,92	0,52	0,40	0,69	—
SiO_2	53,29	51,91	54,02	51,70	51,41	54,4
TiO_2	0,14	0,26	0,08	0,05	0,33	0,71
H_2O^+	Не обн.	0,09	—	—	0,11	—
H_2O^-	0,15	0,11	0,28	—	—	—
Сумма	99,53*	100,03**	99,75	100,11	99,81***	100,71
Уд. в.	—	3,314	3,31	3,29	3,31	—
n_g	1,698	1,703	1,706	1,703	—	—
n_m	1,684	1,683	1,682	1,684	—	—
n_p	1,671	1,675	1,673	1,673	—	—
cNg	40°	—	$39-42^\circ$	45°	—	—
(+) $2V$	59°	51°	$57-60^\circ$	$66-69^\circ$	—	—
Ca	0,98	0,85	0,88	0,98	0,85	0,87
Mg	0,98	0,87	0,92	0,78	0,89	0,95
Fe^{2+}	0,04	0,07	0,06	0,09	0,08	0,05
Cr	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03

* В том числе п. п. — 0,13.

** В том числе CO_2 — 0,12, NiO — 0,04.

*** В том

числе V_2O_5 — 0,05, NiO — 0,04.

1 — из хромдиопсид-слюдяных метасоматитов на контакте дунитов со щелочными пегматитами, Инаглинский массив, Алдан (Якутия), анал. не указан [317]; 2 — из включения перидотита в базальте, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. Д. Триг [318]; 3 — ксенокристаллы связующей массы кимберлита, трубка Загадочная (Якутия), анал. Коноплева [319]; 4 — из пустоток в пироксените, пров. Квебек (Канада), анал. Донелл [23]; 5 — из включения в базальтах Итиомегата, преф. Акита (Япония), анал. Фостер [320]; 6 — из включения в железном метеорите Одесса, микронзондовый анализ [321].

Хим. анализы см. также в работах [43, 309, 315, 320, 322, 323].

Как первичный магматический минерал, образующийся при высоком давлении, встречается в виде ксенокристаллов в кимберлитах, во включениях эклогитов и гроспидитов в кимберлитах, в шпинель-оливиновых нодулях в базальтах, в дунитах, перидотитах, пироксенитах и их пегматитах. Среди эффузивных пород обнаружен в базальтах, лимбургитах, пикритах. Изумрудно-зеленые хромовые диопсиды в якутских кимберлитах образуют кристаллы (до 4—8 см) в связующей массе (хим. анализ 3) или в эклогитовых включениях [319, 322—326]. Известны в лимбургитах горы Благодать и в пикритовых порфиритах района реки Кусы на Урале [327]. За рубежом ярко-зеленые хромовые диопсиды известны в кимберлитах ЮАР [309, 328—330], в виде включений в южноафриканских алмазах [331], в ультраосновных включениях в базальтах Нового Южного Уэльса в Австралии (хим. анализ 2) [318], в дунитах и в нодулях базальтов Чиуауа (Мексика), преф. Акита в Японии (хим. анализ 5), Гавайских о-вов, шт. Вашингтон (США), в перидотитах Новой Зеландии [315, 320], во вкрапленниках (до 4 см) в базальтах Японии [332].

Постмагматические хромовые диопсиды встречаются главным образом в дунитах, перидотитах и пироксенитах. В собственно дунитовых массивах — в пустотках и трещинах в виде зеленых кристаллов величиной до 3 см и более характерны для месторождений платины Тагильского и других районов Урала [310, 333, 334], а также для Алданского щита [335]. Обычен в месторождениях хромистого железняка Халиловской группы на Южном Урале [310], Алапаевской группы [336] и Гологорского месторождения [337] на Среднем Урале. Ассоциируется с хромовым везувианом и уваровитом [310]. Встречается в хромитовой руде и во вмещающих ее перидотитах Азербайджана [335, 338, 339], образует прожилки в серпентините в Лабинском месторождении хризотил-асбеста на Северном Кавказе [336]. В метасоматитах Инаглинского массива, Алдан (Якутия) на контакте пород дунит-шонкинит-пуласскитового массива со щелочными пегматитами и в щелочных пегматитах встречается ювелирная разность хромового диопсида (хим. анализ 1) [317, 340]. За рубежом хромовые диопсиды с 0,5—2,0% Cr_2O_3 известны в серпентинизированных перидотитах Южных Карпат (Румыния) [304]. В хромитоносных ультраосновных массивах Маяри-Моа-Баракоа (Куба) ярко-зеленый хромовый диопсид (с 0,71—1,21% Cr_2O_3) распространен в верлитах, диопсидовых дунитах и плагиоклазовых лерцолитах (данные Павлова, Григорьевой, 1973). Игольчатый хромовый диопсид найден в ассоциации с уваровитом и кальцитом в пустотках пироксенита Канады (хим. анализ 4) [23]; среди скарнов района Оутокумпу (Финляндия) обнаружена мономинеральная зона ювелирных кристаллов хромового диопсида [311, 341]. Установлен в виде включений в железном метеорите Одесса (хим. анализ 6) [321].

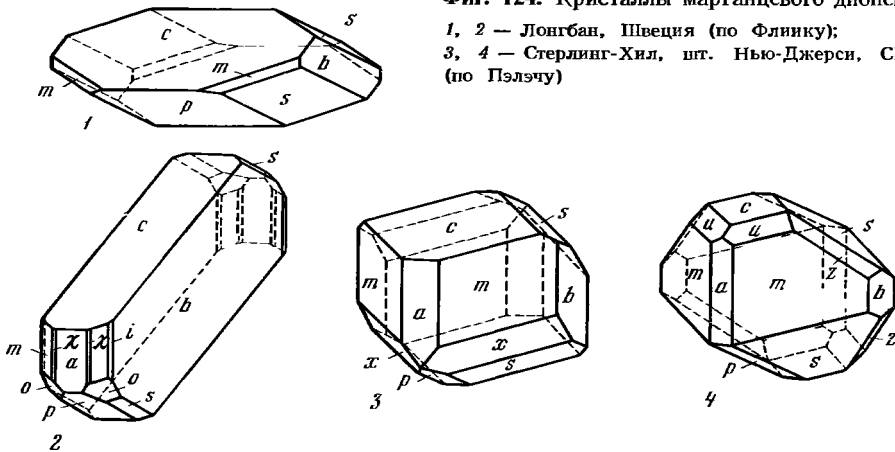
Замещается амфиболом [310], хромовым актинолитом [338], хромовой шпинелью, хлоритом, кальцитом, серпентином [310, 323].

Искусственно получены хромовые пироксены ряда диопсид—юриит в сухих и водных системах при давлении 0,001, 1, 5 и 20 кбар [312, 342—344]. По Икада и Яги, количество юриита в диопсиде составляет 24%, что соответствует 8% Cr_2O_3 [343]. Были получены также (при 900 и 1150° и 20 кбар) диопсиды, содержащие 9,31 и 13,47% Cr_2O_3 [344]. Предполагается, что содержание Cr в диопсиде зависит от давления и температуры [343, 344].

Прозрачные зеленые разности служат ювелирным сырьем; добываются из алмазонасных кимберлитов и жил в дунитах.

Межплоскостные расстояния как у диопсида.

В кимберлитах Якутии обнаружены ксенокристаллы близких к диопсиду хромовых пироксенов, занимающих неопределенное положение в систематике и описываемых как «богатые хромом клинопироксены» [316, 345, 346]. Содержание Cr_2O_3 в них достигает 15,6%. Предполагается, что Cr в этих пироксенах может содержаться в примеси Na- и Cr-содержащего аналога жадеита (юриита), в котором Cr находится в шестерной координации, или входить в состав специфического аналога компонента Чермака, в котором Cr находится в четверной координации [345]. Ассоциируются с гранатом, оливином, энстатитом, хромитом.



Фиг. 124. Кристаллы марганцевого диопсида
1, 2 — Лонгбан, Швеция (по Флинку);
3, 4 — Стерлинг-Хил, шт. Нью-Джерси, США
(по Пэльчу)

Марганцевый диопсид — manganoan diopside [347].

Синон. Мангандиопсид — mangandiopside [348], Mn-диопсид; шефферит — schefferite (Михаэльсон, 1862); цинк содержащий марганцевый диопсид, цинк содержащий салит (Дир и др., 1965); Zn—Mn-диопсид, цинк-шефферит — zinc-schefferite (Вольф и др., 1900, по [349]); цинковый шефферит — zincian schefferite, Zn-шефферит; отчасти джефферсонит — jeffersonite (Китинг и др., 1822, по Хею, 1950), названный в честь натуралиста Джефферсона.

Пр. гр. C_{2h}^6 — $C2/c$ [251]. Данных о параметрах элементарной ячейки нет. Морфологическое отношение осей: $a : b : c = 1,0903 : 1 : 0,5904$, $\beta = 105^{\circ}07'$ (Норденшельд, 1870, по Гольдшмидту, 1890, [350]); $a : b : c = 1,1006 : 1 : 0,5926$, $\beta = 106^{\circ}07'$ (Флинк, 1886) [351]. Эта установка совпадает с принятой здесь рентгеновской для основных минералов ряда диопсид—геденбергит. В установке Деклазо (1867) и Гольдшмидта (1890) a и c переменны местами [350]. На кристаллах из Моравии (Чехословакия) $m : c = 87^{\circ}03'$ [352]. Кристаллографические формы как у диопсида. Характерны короткопризматические и таблитчатые по (001) кристаллы размером до 6 см (фиг. 124). Двойники по (100).

Сп. совершенная по (110); отдельность по (001). Тв. 6. Уд. в. 3,20—3,39. Цв. белый, зеленоватый, светло-бурый, зеленовато-бурый, сероватый, темно-бурый, желтовато-бурый, красновато-бурый. Бл. стеклянный. Черта белая, слабо-зеленоватая. Прозрачен только в тонких сколах и мелких зернах. Немагнитный. В шлифах в прох. свете бесцветный или едва желтовато-розоватый (наиболее богатые марганцем разности). Не плеохроирует. Оптические константы: $n_g = 1,687—1,701$, $n_m = 1,676—1,684$, $n_p = 1,666—1,690$; $cNg = 36—48^{\circ}$; $(+)$ $2V = 60—74^{\circ}$; дисперсия слабая, $r > v$. В шлифах часто наблюдаются укороченные и таблитчатые по c кристаллы с мнимо-отрицательным удлинением. $Ng \perp$ удлинению.

От диопсида отличается содержанием MnO (до 10%). Mn²⁺ занимает позиции M(1) и M(2) [129]. Некоторые марганцевые диопсиды содержат до 3,5% ZnO, по-видимому, находящегося в позиции M(1) [66, 349].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
MgO	16,81	15,56	14,64	12,70	Уд. в	3,218	—	3,206	—
CaO	26,08	26,30	24,80	21,09	n_g	1,701	1,700	1,687	1,721
MnO	2,00	4,57	3,50	9,96	n_m	1,684	1,680	1,676	1,699
FeO	0,78	—	0,62	1,65	n_p	1,672	1,673	1,666	1,690
ZnO	—	—	2,10	—	cNg	36°	37°	45°	43°
Al ₂ O ₃	0,30	—	1,18	0,27	(+)2V	—	60°	74°	60°
Fe ₂ O ₃	0,05	1,41*	Не обн.	1,50	Ca	1,02	1,04	0,98	0,87

	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO ₂	54,20	52,06	53,30	51,20	Mg	0,91	0,85	0,81	0,73
TiO ₂	Сл.	—	Сл.	—	Fe ²⁺	0,03	0,05	0,02	0,05
H ₂ O ⁺	—	—	—	1,35	Mn	0,06	0,14	0,11	0,32
H ₂ O ⁻	—	—	0,06	—					
Сумма	100,22	99,90	100,20	100,13**					

* Все железо + Al₂O₃. ** В том числе Na₂O — 0,09, F = 0,32.

1 — белый, мелкозернистый из скарнов свинцово-цинкового рудопоявления Батыстау (КазССР); анал. Митюшина (данные Смольяниновой); 2 — Франклин, шт. Нью-Джерси (США), анал. Дженкинс, Бауэр [66]; 3 — светло-серый цинк содержащий («цинк-шефферит»), мелкозернистый из скарнов Батыстау (КазССР), анал. Молева (данные Смольяниновой); 4 — «шефферит», Стерлинг-Хил, шт. Нью-Джерси (США), анал. Шэлер [66].

Кроме того, см. хим. анализы в работах [66, 348, 349, 351—353].

Сравнительно редкий минерал скарнов, ассоциируется с другими марганцевыми минералами. В СССР в виде сплошных мелкозернистых масс наблюдается в свинцово-цинковом рудопоявлении Батыстау в Казахстане (хим. анализы 1 и 3), в лучистых агрегатах — в свинцово-цинковом месторождении Алтын-Топкан (ТаджССР) [348].

За рубежом известен в скарнах Баната (Румыния) [353]; в марганцево-цинковых месторождениях Франклин и Стерлинг-Хил в шт. Нью-Джерси (США) находится в ассоциации с виллемитом, франклинитом и другими марганец- и цинк-содержащими минералами (хим. анализы 2 и 4) [66, 349]; в ассоциации с родонитом, родохрозитом и различными пироксенами — в Лонгбане (Швеция) [351], в магнетит-гранатовых скарнах Моравии (ЧССР) [352]. В марганцевом месторождении Вафанзы (КНР) сопровождается браунитом [354]. Известны единичные образцы марганцевого ферросалита из Гановера в шт. Нью-Мексико (США) [355], а в ассоциации с бустамитом, родонитом, спессартином из месторождения Терберленд в Корнуэлле (Англия) [356].

Искусственно получен при охлаждении расплавленного марганцевого диопсида из Стерлинг-Хила (США). Оптические свойства искусственного сходны с таковыми природного (Дэльтер, 1914).

Марганцевый геденбергит — *manganooan hedenbergite* [68].

Синон. Мангангеденбергит — *mangangedenbergite* [348], марганцовистый геденбергит (Дир и др., 1965): манган-геденбергит — *mangan-hedenbergite*, Mn-геденбергит. Применялись также названия шефферит [68]; феррошефферит, мангансалит [348], геденбергит (Хес, 1949) [82].

Пр. гр. C_{2h}⁶ — C2/c. Z = 4. Порошковые рентгенограммы как у геденбергита [24].

a ₀ (Å)	b ₀	c ₀	β	a ₀ : b ₀ : c ₀	Ссылка
9,85	9,02	5,26	104°20'	1,092:1:0,583	[24]
9,81	8,98	5,23	104 45	1,092:1:0,582	[39]

Кристаллы длиннопризматические до игольчатых, агрегаты веерообразные, параллельностолбчатые и радиально-лучистые. Уникальны по размерам (до 2 м и более) геденбергитовые сферолиты из Дальнегорского месторождения (хр. Сихотэ-Алинь) [357—359].

У столбчатых кристаллов из района г. Орджоникидзе (Северо-Осетинская АССР) [68] определены формы: *c*(001), *b*(010), *a*(100), *m*(110), *i*(130); хорошо выражена отдельность по (001): на трех кристаллах измерены двугранные углы, их средние значения [68]: *ac*(100) : (001) = 73°11', *mb*(110) : (010) = 43°32', *mm*(110) : (110) = 86°54', *am*(100) : (110) = 46°35', *ib*(130) : (010) = 17°23'. У марганцевого геденбергита из Херолта (США) (110) : (110) = 86°46' [33].

Сп. по (110) совершенная; ясная отдельность по (001) и (010). Тв. 6. Уд.в. 3,53—3,55 [39, 68, 82]. Цв. темно-зеленый и более светлый, в тонком порошке до бледно-зеленого, реже буровато-зеленый. Бл. стеклянный, у измененного — матовый. Поперечный излом обычно раковистый. Черта светло-зеленая.

В шлифах в прох. свете буроватый или зеленоватый; обычно не плеохроирует, но иногда обнаруживает слабый плеохроизм: по Ng — зеленоватый, по Nm — бледно-зеленоватый, по Np — бледный желтовато-зеленоватый; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010). Удлинение (+). $Nm = b$; $cNg = 43-48^\circ$. $n_g = 1,750-1,754$, $n_m = 1,730-1,741$, $n_p = 1,723-1,734$, $n_g - n_p = 0,020 - 0,028$; $2V = 53-67^\circ$; дисперсия опт. осей слабая, $r > v$. Двойники по (100) простые, иногда полисинтетические; наблюдаются пластиночки ромбического пироксена по (001) [82].

От геденбергита отличается содержанием MnO (2,82 — 9,95%). Методом мессбауэровской спектроскопии в дальнегорском образце установлено Fe^{2+} в $M(1)$ [39]. Пересчет анализов показывает, что Mn^{2+} или целиком находится в $M(1)$ [251, 360], или частично и в $M(2)$ [39, 361].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,32	0,17	0,14	0,12	—	—
K_2O	0,04		0,03	He обл.	—	—
MgO	0,77	1,05	1,06	1,39	1,72	0,17
CaO	22,28	21,70	21,30	21,50	22,41	22,10
MnO	2,82	3,30	3,70	5,10	6,31	9,95
FeO	23,82	22,58	22,94	19,93	20,06	18,78
Al_2O_3	0,67	0,24	0,30	0,81	0,80	He обл.
Fe_2O_3	1,57	3,04	1,50	3,10	3,20	0,64
SiO_2	47,95	47,52	48,34	47,23	45,44	48,16
TiO_2	—	0,00	0,08	0,04	—	—
H_2O^+	0,19	0,63	0,46	0,48	—	—
H_2O^-	0,07	0,04	—	0,60	—	—
Сумма	100,50	100,27	99,85	100,30	99,94	99,98*
Уд. в.	—	—	3,536	—	3,55	3,53
n_g	1,751	1,754	1,7505	—	1,751	—
n_m	—	1,741	1,7300	—	1,730	—
n_p	1,727	1,734	1,7225	—	1,722	1,732
cNg	$47,5^\circ$	$45 \pm 1^\circ$	$47,5^\circ$	48°	45°	—
(+)2V	$60,5^\circ$	$64-67^\circ$	$62,5^\circ$	53°	60°	—
Ca	0,98	0,96	0,94	0,95	0,99	0,98
Mg	0,05	0,07	0,07	0,09	0,10	0,01
Fe^{2+}	0,81	0,78	0,79	0,69	0,69	0,65
Mn	0,10	0,12	0,13	0,18	0,22	0,35

* В том числе ZnO — 0,18.

1 — из мономинерального пироксенового скарна оловянно-вольфрамового месторождения Майкура, южных склов Гиссарского хр. (Тадж. ССР), анал. Николаева (кроме того, SO_3 — 0,15) [360]; 2 — светло-зеленый, плотный, из свинцово-цинкового месторождения Верхнего Дальнегорского рудного поля (хр. Сихотэ-Алинь), анал. Нисенбаум [348, 359]; 3 — светло-бурый из Херолта, шт. Калифорния (США), анал. Шеферд [14], оптические константы по [82]; 4 — темно-зеленый из пироксеновых скарнов Першинского железорудного месторождения (Приморье), анал. Митюшина (данные Г. М. Лобановой); 5 — темно-зеленый радиально-лучистый, из скарнов свинцово-цинкового месторождения Первое Советское Дальнегорского рудного поля (хр. Сихотэ-Алинь), анал. Заковская, в оригинале сумма не указана [358]; 6 — из свинцово-цинковых руд в скарнах, Брокен-Хил, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. Фэрчайлд [362].

Кроме того, хим. анализы см. в работах [348, 353, 359, 363].

П. п. тр. легче сплавляется в бурый магнитный шарик, чем геденбергит без марганца [364].

Мегасоматический минерал известково-скарновых месторождений свинца, цинка, бора, марганца и железа. Встречается в ассоциации с ильваитом, кальцитом, галенитом, сфалеритом и кварцем в Ольга-Дальнегорском рудном поле (Сихотэ-Алинь, Приморье) [358, 359, 363, 365]. В скарновых полях Запад-

ного Кармазара (ТаджССР) [366] ассоциируется с гранатом, кальцитом, Йохансенитом и с другими менее марганцевыми и менее железистыми диопсидами—геденбергитами; в месторождении Майхура (хим. анализ 1), слагает мономинеральные и геденбергит-гранатовые скарны [360]. Установлен в скарновых боросиликатных месторождениях Колымы, Дальнего Востока и Восточного Памира [363]. Сопровождается волластонитом, аксинитом, везувианом, датолитом и другими минералами. Встречается как ранний скарновый минерал в железорудных месторождениях, например, в Першинском (Приморье) (хим. анализ 4) [250]; ассоциируется с гранатом и магнетитом. За рубежом отмечен в скарнах со свинцово-цинковым оруденением Баната (Румыния) [353] и Херолта в шт. Калифорния, США (хим. анализ 3) [14].

Воздействие поздних гидротермальных растворов на марганцевый геденбергит приводит к увеличению содержания в нем H_2O [357]. Замещается кварцем, кальцитом, даннеморитом, стильпномеланом, сидеритом, гизингеритом [357, 359], аксинитом [363], на контакте с сульфидами — стильпномеланом, иногда хлоритом и пирротинном. Известны полные псевдоморфозы сфалерита и галенита по марганцевому геденбергиту [358, 359].

Межплоскостные расстояния диопсида из Забайкалья [28]

Fe-излучение, $D = 57,3$ мкм

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
220	4	3,23		1 p	1,722		3**	1,258
221	10	2,99	042	2	1,666	362	6	1,247
310	3	2,94	531	9	1,627		1	1,235
311	4	2,89		1	1,591		3	1,214
111	3	2,56	600	3	1,549		2	1,183
22 $\bar{1}$; 202; 002	9	2,52	602; 40 $\bar{2}$	4 *	1,529		6 *	1,150
3 $\bar{1}$ 1	4	2,30	133	4	1,506		2 *	1,109
11 $\bar{2}$; 022	3 p	2,21	060	2	1,486		2	1,083
330; 331	2	2,15	53 $\bar{1}$	9	1,422	272	8	1,074
421	4	2,13	352	6	1,408	750	9	1,067
041	5	2,04		2	1,393	31 $\bar{4}$	6 p	1,064
20 $\bar{2}$	4	2,01		2	1,377	520	3	1,053
132	2	1,968	712				1	1,046
	1	1,868	14 $\bar{3}$; 162	7 **	{ 1,332		3	1,040
510	4	1,833	062	6 p	1,279			
150	5	1,752	004; 404	3 **	1,269			

p — размытая линия.

* — широкая линия, измеренная в средней части.

** широкая линия,

измеренная по внутреннему и внешнему краям.

Межплоскостные расстояния марганцевого геденбергита см. [24, 357].

Межплоскостные расстояния геденбергита с Урала [38]*

Fe-излучение, $D = 57,3$ мкм

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
220; 221;	10	3,01	510	1	1,86	25 $\bar{2}$	5	1,336
310								
311	3	2,91	150	6	1,779		1	1,319
131	4	2,60	042	2	1,693	062; 004	4	1,295
002; 202	9	2,56	531	7	1,644	362; 404	5	1,269
	1	2,38	440	4	1,635		2	1,193
31 $\bar{1}$	4	2,35	600	3	1,590	800	1	1,147
11 $\bar{2}$; 022	4	2,24	350	3	1,571	27 $\bar{2}$		1,089
330	2	2,19	40 $\bar{2}$	2	1,553	750 }	9 ш	1,083
331	5	2,16	602	2	1,537		3	1,076

hkl	I	d(kX)	hkl	I	d	hkl	I	d
421	4	2,13	060; 133	5ш	1,516	570	1	1,067
041	2	2,07	531	8	1,449			1,059
202	3	2,04	352	5	1,424		5ш	1,054
402	3	2,02		2	1,409			
132	1	1,98		4	1,353			

* Оригинал хим. анализа 29.

Л и т е р а т у р а

1. *Poldervaart A., Hess H. H. J. Geology, Chicago, 1951, 59, N 5, 472.*
2. *Макухина Г. О. Геол. журн. АН УССР, 1956, 16, № 3, 76.*
3. *Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Тр. ИГН АН УССР, Сер. петр., мин., геохим., 1963, вып. 20, 51.*
4. *Свищникова Е. В., Шабынин Л. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 207.*
5. *Лебедев В. И. ДАН СССР, 1950, 75, № 1, 103.*
6. *Rao A. T., Rao K. S. R., Min. Mag., 1971, 38, N 295, 377.*
7. *Wass S. Min. Mag., 1973, 39, N 302, 134.*
8. *Mukherjee A., Rege S. M. N. Jb. Min., Abhandl., 1972, 118, H. 1, 23.*
9. *Aoki K. I. Am. Min., 1964, 49, N 9-10, 1211.*
10. *Mason B., Melson W. G. The lunar rocks. New York — London — Sydney — Toronto, 1970, 106.*
11. *Копылов П. А. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 222.*
12. *Кицун В. И. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 208.*
13. *Кожанова М. М. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1967, вып. 2, 144.*
14. *Wycoff R. W. G., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1925, 9, 379.*
15. *Warren B., Bragg W. L. Zs. Krist., 1928, 69, N 1-2, 168.*
16. *Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 81; Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 31.*
17. *Heritsch H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1973, 19, N 4, 14.*
18. *Vahlen D. R., Burnham C. W. Canad. Min., 1969, 10, pt 1, 147.*
19. *Масленников А. В., Рождественская И. В., Никитина Л. П., Кристаллография, 1977, 22, вып. 4, 753; Масленников А. В., Зайцев В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1978, 107, вып. 1, 113.*
20. *Sahata T. G. Geol. Rundschau, Festschr., 1968, 57, H. 3, 904.*
21. *Seki Y., Oniki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1967, 58, N 6, 233.*
22. *Yataguchi Y., Tomita K. IMA — IAGOD meet. 1970, Collect. Abstr. (Japan), p. 170; Yataguchi Y., Tomita K. Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. geol., min., 1970, 37, N 2, 173.*
23. *Grubb P. L. C. Canad. Min., 1965, 8, pt. 2, 241.*
24. *Kuno H. Am. Min., 1955, 40, N 1-2, 70; Kuno H., Hess H. H. Am. J. Sci., 1953, 251, N 10, 741.*
25. *Исмаилов М. И., Плаксина А. Б. Узб. геол. журн., 1967, вып. 2, 32.*
26. *Анастасенко Г. Ф. В кн.: Минералогия и геохимия. Изд. Ленингр. ун-та, 1968, вып. 3, 15.*
27. *Футергендлер С. И. Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. сер., вып. 40, 73.*
28. *Шендерова А. Г., Соколова Е. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 306.*
29. *Остроумова А. С., Центер И. Я., Соколова Е. П. ДАН СССР, 1975, 222, № 4, 928.*
30. *Dostal J., Sprátek J. Casop. min., geol., 1967, 12, N 3, 295.*
31. *Nolan J. Min. Mag., 1969, 37, N 286, 216.*
32. *Edgar A. D., Mottana A., Macrae N. D. Min. Mag., 1969, 37, N 285, 61.*
33. *Островская Е. В., Никольская Н. Н., Спиридонов Э. М. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1972, № 3, 51.*
34. *Jaffe H. W., Robinson P., Tracy R. J., Ross M. Am. Min., 1975, 60, N 1—2, 9.*
35. *Дубровский М. И., Денисов А. П., Романова Т. С. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 73.*
36. *Lewis J. F. Contrib. min., petrol., 1973, 38, N 3 197.*
37. *Klein C. J. of Petrology, 1966, 7, N 2, 270.*
38. *Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Матер. ВСЕГЕИ, Сер. мин., 1959, вып. 26, № 1, 95.*
39. *Вальтер А. А., Горогодская Л. И., Зверев Н. Д., Романов В. П. ДАН СССР, 1970, 192, № 3, 629.*
40. *Sakata Y. Japanese J. geol., geogr., 1957, 28, N 4 161.*
41. *White W. McCarthy G., Scheetz B. E. Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 72.*
42. *Ohashi Y., Burnham C. W. Am. Min., 1973, 53, N 9-10, 843.*
43. *Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Пороодообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, приложение 2, 290.*
44. *Rutstein M. S., Yund R. A. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 238.*
45. *Turnock A. C., Lindsley D. H., Grover J. E. Am. Min., 1973, 58, N 1-2, 50.*

46. *Murakami N.* Sci. Rep. Kyushu univ., geol., 1964, 7, N 1, 25.
47. *Lefevre C.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1969, 92, N 1, 95.
48. *Шенель А. Б.* Геология и геофизика, 1971, № 7, 70.
49. *Sriramdas A., Murty M. S.* Proc. Indian Acad. Sci., 1963, 58-A, N 1, 49.
50. *Cameron M., Sueno S., Prewitt C. T., Papike J. J.* Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 594.
51. *Smith J. F. J.* of Geology, Chicago, 1966, 74, N 4, 463.
52. *Wenk H. R.* Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 4, 35.
53. *Кокшиarov Н.* Материалы по минералогии России. СПб., 1862, ч. 4, 138.
54. *Фаворский А. А.* Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1939, № 21, сер. геол.-почв., вып. 5, 50.
55. *Барабанов В. Ф.* ДАН СССР, 1948, 63, № 6, 665.
56. *Varić L.* Geol. vjesnik, Zagreb, 1973, 25, 167.
57. *Солодовникова Л. Л.* Тр. Ленингр. об-ва ест., отд. геол. и мин., 1934, 63, вып. 2, 126.
58. *Zambonini F.* Zs. Krist., 1909, 46, N 1, 1.
59. *Spencer L. Y.* Donnees numeriques de cristallographie et de mineralogie. Paris, 1926, 5, 1327.
60. *Крылова С. К.* Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 251.
61. *Дуняев В. А.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1959, вып. 45, 117.
62. *Овчинников Л. Н.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 229; *Овчинников Л. Н., Ярош Н. А., Мельников А. С.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 35, 3.
63. *Kissling A.* Studii si. cerc. geol., geophys., geogr., Acad. R. P. R. Bucuresti, ser. geol., 1971, 16, N 2, 515.
64. *Ильинский Г. А.* Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Изд. Ленингр. ун-та, 1970, 127.
65. *Колесник Ю. Н.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1964, вып. 30, 185.
66. *Palach C. U. S.* Geol. Surv. pap., 1937, N 180, 61.
67. *Slavik F.* Sborn. Ustředn. ústavu geol., Praha, 1951, 18, 573.
68. *Сиома И. Ф.* Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., 1900, 14, 1—2, 26.
69. *Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. Индивиду. М.: Наука, 1975, 238.
70. *Лозинов В. П.* В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, 2, 116.
71. *Малеев М. Н.* Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971, 43.
72. *Varić L.* Bull. sci. Conseil Acad. R.P.F.Y., 1959, 5, N 1, 9.
73. *Родыгина В. Г.* В кн.: Сб. статей по геологии Сибири. Томск, 1975, 125.
74. *Иванкин Г. А.* Тр. Томск. политехн. ин-та, 1950, 65, вып. 2, 253.
75. *Волченко Ю. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 3, 341; в кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, ч. 1, 270.
76. *Костов Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова И., Киров Г. Н.* Минералите в България. Изд-во Бълг. АН, София, 1964, 285.
77. *Borley G. D., Suddahy P.* Min. Mag., 1975, 40, N 309, 6.
78. *Kripardhi A.* Current Science, 1967, 36, N 3, 74.
79. *Лыцарев М. А.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67, 108.
80. *Галюк В. А.* Изв. Вышш. уч. зав., геол. и разв., 1973, № 6, 43.
81. *Пирогов Б. И., Штода Р. Т.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1969, вып. 3, 131.
82. *Hess H. H.* Am. Min., 1949, 34, N 9-10, 621.
83. *Parras K.* Bull. Comm. géol. Finl., 1958, N 181, 103.
84. *Binns R. A.* Min. Mag., 1965, 35, N 272, 561.
85. *Охаткин Н. А.* Геология и геофизика, 1963, № 2, 117.
86. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 149.
87. *Гурулев С. А., Костюк В. П., Мануйлова М. М., Рафценко Н. И.* ДАН СССР, 1965, 163, № 2, 443.
88. *Ponahlo J. F. R. J.* Gemmology, 1968, 11, N 1, 12; *Kent D., Webster R. J.* Gemmology, 1973, 13, N 8, 308; *Gübelin E. J.* Gemmology, 1969, 11, N 5, 166.
89. *Ефимов А. Ф., Крюков М. Г., Андерс У. Ц.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
90. *Moенке Н.* Mineralspectren II, 1966, Berlin, 6.55, 6.56.
91. *King E. G. J.* Amer. Chem. Soc., 1957, 79, 2399.
92. *Kelley K. K.* U. S. Bur. Mines. Bull., 1960, N 584.
93. *Newson K. J.* Bull. Comm. Géol. Finl., 1952, N 158, 42.
94. *Charlt T. V., Newton R. C., Kleppa O. J.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, 42, N 4, 367; *Navrotsky A., Coons W. E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, 40, N 10, 1281.
95. *Terrier A. C. R.*, Paris, 1968, C 266, N 3, 161.
96. *Лебедев А. П., Богатиков О. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, № 2, 139; *Залищак Л. Б.* Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969, 29.
97. *Allen E. T., White W. P.* Am. J. Sci., 1909, 27, N 157, 1.
98. *Сердюченко Д. П.* В кн.: Железные руды Якутии. Изд-во АН СССР, 1960, 313.
99. *Резников А. П., Родзянко Н. Г.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 5, 608.
100. *Миноз М., Sagredo J.* Contrib. min., petrol., 1974, 44, N 1-2, 139.
101. *Рабкин М. А.* Тр. ВСЕГЕИ, 1959, вып. 87, 81.
102. *Bornishev B.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 217.
103. *Read H. H.* Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1925, 11, N 3, 353.
104. *Францесон Е. В.* Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968, 103.

105. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973, 78.
106. Гинзбург И. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 539.
107. Bancroft G. M., Williams P. G. L., Burns R. G. Am. Min., 1971, 56, N 9—10, 1617.
108. Dowty E., Lindley D. H. Am. Min., 1973, 58, N 9-10, 850.
109. Кухаренко А. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1962, № 312, сер. геол., вып. 13, 139.
110. Усенко И. С., Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. Геол. журн. АН УССР, 1970, 30, вып. 3, 35.
111. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 150.
112. Цветков А. И. Тр. ИГН АН СССР, 1949, вып. 106, сер. петр., № 30, 56; Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 138, сер. петр., № 41, 1.
113. Bence A. E., Papike J. J., Prewitt C. T. Earth Planet. Sci. Lett., 1970, 8, N 6, 393.
114. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964, 145.
115. Московченко Н. И., Другова Г. М. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, 35.
116. Ionescu J., Filotti G., Gomolea V. Rev. Roum. geol., geophys., geogr., 1971, 15, N 1, 67.
117. Zverev N. D., Valter A. A., Romanov V. P., Gorogotskaya L. I. Lithos, 1971, 4, N 1, 17.
118. Bancroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 11, 2219.
119. Mueller R. F. Am. J. Sci., 1960, 258, N 7, 449.
120. Ohashi H., Hariya Y. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1973, 68, N 7, 230.
121. Ильинский Г. А., Прудников Е. Д., Шапкина Ю. С. В кн.: Минералогия и геохимия. Изд. Ленингр. ун-та, 1968, вып. 3, 98.
122. 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. М.: Недра, 1965, 434.
123. Фомин А. Б., Козак С. А. Полезные ископаемые Украины. Киев: Наукова думка, 1966, 220.
124. Pomirleanu V. Studii si cerc. geol., geogr. Acad. RPR Finl., Cluj., Ser. geol., 1965, 10, N 1, 183.
125. Hatten S., Yoder Tr. J. Geology, Chicago, 1952, 60, N 4, 364.
126. Ракчеев А. Д. Геология рудных месторождений, 1962, № 5, 84.
127. Борисенко Л. Ф., Делицин Л. Т. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 45.
128. Курцева Н. Н. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 6, 95.
129. Винокурова В. М. Геохимия, 1966, № 10, 1247.
130. Ghose S., Schindler P. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 51.
131. Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2, 87.
132. Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 6, 665 и 680.
133. Вахрушев В. А., Плахова Г. С. В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Вост. Сибири. Иркутск, 1972, 153.
134. Калинин П. В. Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, 188.
135. Синяков В. И., Федосеева М. М. Геология и геофизика, 1971, № 7, 57; Sinyakov V. I., Fedoseyeva M. M. Intern. Geol. Rev., 1972, 14, N 11, 1236.
136. Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967, 13.
137. Гинзбург И. В., Телешова Р. Л., Осолодкина Г. А., Унанова О. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 54.
138. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964, 166.
139. Ramaswamy A., Murty M. S. Min. Mag., 1973, N 301, 74.
140. Кононова М. М. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1966, вып. 1, 58.
141. Половко Н. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 300.
142. Кривенко А. П., Гулецкая Э. С. ДАН СССР, 1968, 180, № 4, 958.
143. Кононова В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60, 38, 43 и 49.
144. Вальтер А. А. ДАН СССР, 1969, 187, № 2, 410.
145. Костюк В. П. ДАН СССР, 1964, 156, № 3, 571.
146. Бондаренко Л. П. В кн.: Чарнокиты. М.: Наука, 1964, 24.
147. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л.: Наука, 1965, 150.
148. Каленов А. Д. Уч. зап. Кабардинск. научно-исслед. ин-та, 1948, 3, 47.
149. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11, 270.
150. Fleischer R. L., Price P. B., Walker R. W. Science, 1965, 49, N 3682, 383.
151. Bowen N. L. Am. J. Sci., 1915, 9, 161.
152. Сосман Р. Б. В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954, 401.
153. Шерер Дж. Ф., Иодер Х. С. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностр. лит., 1963, 11.
154. Biggar G. M. Min. Mag., 1972, 38, N 298, 768.

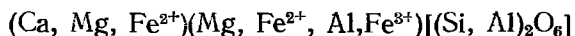
155. *Cassie R. M.* Carnegie Inst. Washington, 1970, N 69, 171.
156. *Никольская Т. Л.* Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1955, № 188, сер. геол., геохимия, вып. 5, 129.
157. *Иванова В. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50; *Heflik W.* Bull. Acad. polon. sci., ser. geol., geogr., 1965, 13, N 2, 119.
158. *Аллахвердиев Ш. И., Хакларов Ф. Д.* ДАН АзербСССР, 1970, 26, № 5, 45.
159. *Rulstein M. S.* Am. Min., 1971, 56, N 10-11, 2040.
160. *Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E.* Am. J. Sci., 1933, 26, 193.
161. *Turnock A. C.* Carnegie Inst. Washington, 1962, Year Book, N 61, 82.
162. *Усенко И. С.* Основные и ультраосновные породы западного Приазовья. Изд-во АН УССР, 1960, 98.
163. *Куплетский Б. М.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3, 99.
164. *Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А.* В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы. Гостоптехиздат, 1963, 149.
165. *Challis G. A., Guillon J. H.* Bull. bur. rech. geol., min., sect. 4, 1971, N 2, 39.
166. *Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Макаров В. А.* Тр. геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, 55.
167. *Малахов И. А., Малахова Л. В.* Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1970, вып. 83, 80.
168. *Морковкина В. Ф.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4, 103.
169. *Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.* В кн.: Соотношение магматизма и метасоматизма в генезисе гипербазитов. М.: Наука, 1965, 50.
170. *Грин Д. Х.* В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969, 37.
171. *Шаракишинов А. О.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973, 31.
172. *Шаракишинов А. О.* Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975, 85.
173. *Бутова Е. Л., Егоров Л. С.* В кн.: Петрография Вост. Сибири. Изд-во АН СССР, 1962, 1, 526.
174. *Кононова В. А., Лапутина И. П., Ломейко Е. И., Тимофеева И. А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, 45.
175. *Sahama Th. G.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., Pt. 2, 457.
176. *Мушкин И. В., Брейвинская В. М.* Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат.-геол.-хим. наук, 1972, вып. 3, (45), 97.
177. *Ishibashi K.* Sci. Rep. Kyushu Univ., Geol., 1964, 7, N 1, 47.
178. *Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. М., Понкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964, 131.
179. *Boyd F. R.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 50.
180. *Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н.* Геология и геофизика, 1973, № 8, 25.
181. *Shido F. J.* Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 770, 701.
182. *Shido F. J.* Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1958, 9, pt 2, 186.
183. *Haslam H. W., Walker B. G.* Min. Mag., 1971, 38, N 293, 58.
184. *Norton D. A., Clavan W. S.* Am. Min., 1959, 44, N 7-8, 844.
185. *Keusen H. R.* Schweiz. min., petr., Mitt., 1972, 52, N. 3, 408.
186. *Juurinen A., Hyöönen K.* Bull. Comm. geol. Finl., 1953, N 157, 145.
187. *Bank H.* Zs. Dtsch. Gemol. Ges., 1972, 21, N 4, 213.
188. *Vaasjoki O.* Bull. Comm. geol. Finl., 1964, N 215, 163.
189. *Krank H. J.* of Petrology, 1961, 2, N 2, 137.
190. *Clark S. P., Schairer J. F., Neufville J. de.* Carnegie Inst. Washington, 1961—1962. Year Book N 61, 59.
191. *Mottana A.* IMA—IAGOD meet., 1970, Japan. Collect. abstr., p. 158.
192. *Nichollas I. A.* Contrib. min., petrol., 1971, 30, N 4, 261.
193. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965, 36.
194. *Демченко В. С., Алехина К. Н.* В кн.: Геохимия и минералогия магматических образований. Изд-во Дальневосточного фил. СО АН СССР, 1966, 78.
195. *Шабынин Л. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1, 43; *Шабынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М.* В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 448.
196. *Мурзаев С. П.* В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым Якутской АССР. Госгеолтехиздат, 1961, вып. 5, 86; в кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 294.
197. *Бекмухаметов А. Е.* Формирование скарново-рудных зон магнетитовых м-ний Южного Тургая. М.: Наука, 1970, 152.
198. *Исмаилов М.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1973, вып. 26, 138; Минералого-генетические особенности скарново-редкометалльных месторождений Зап. Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1975, 3.
199. *Бульгиников А. Я.* Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1948, 102, 1.
200. *Гинзбург И. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 26.
201. *Karamata S.* Bull. sci. Conseil Acad. R.P.F.Y., 1966, A 11, N 1—2, 3.

202. Brown G. M. *Am. Min.*, 1960, 45, N 1-2, 15.
203. Баддингтон А. Ф. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 236.
204. Hietanen A. *Am. Min.*, 1971, 56, N 1-2, 234.
205. Omori K. *Am. Min.*, 1971, 56, N 9-10, 1607.
206. Rodallico T. *Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat.*, Roma, 1931, 13, N 6, 705.
207. Фомин А. Б. ДАН УкрССР, 1972, сер. Б, № 7, 617.
208. Козырева Л. В., Филатова Р. А. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 65.
209. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Тр. ИГЕМАН СССР, 1962, вып. 65, 32.
210. Никонов О. И., Минин А. Д. Геология и геофизика, 1973, № 1, 52.
211. Greenwood R., Lynch V. M. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1959, 70, N 7, 807.
212. Muir I. D. *Geol. Mag.*, 1953, 90, N 3, 182.
213. Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, 111, 144.
214. Tyler R. C., King B. C. *Min. Mag.*, 1967, 36, N 277, 5.
215. Nash W. P., Wilkinson J. F. G. *Contrib. min., petrol.*, 1970, 25, N 4, 241.
216. Mitchell R. H. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1972, H. 9, 415.
217. Stephenson D. *Lithos*, 1972, 5, 187.
218. Hughes D. J., Brown G. C. *Contrib. min., petrol.*, 1972, 37, N 2, 91.
219. Дзоценидзе Г. С. Домниоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948, 353.
220. Гахария Г. В., Везиришвили Е. К., Багратишвили Т. Д., Манвелидзе Р. М., Ахведиани Р. А. Материалы по минералогии Грузии. Тбилиси: Мепниереба, 1965, 24.
221. Wilkinson J. F. G. *Min. Mag.*, 1966, 35, N 276, 1061.
222. Калининский Ф. В., Кловес Ю. А., Константиновский А. А., Пиотровский С. В., Сочнева Э. Г., Южаков В. М. ДАН СССР, 1975, 222, № 4, 939.
223. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. А., Климов Г. М. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 72.
224. Екимов С. П., Крижанский Л. М., Никитина Л. П., Христофоров К. К. *Геохимия*, 1973, № 5, 761.
225. Koritnig S. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1951, H. 3, 68.
226. Медведева И. Е. В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрография. 1963—1964. ВИНТИ, 1965, вып. 4, 51.
227. Schrijver K. N. *Jb. Min., Abhandl.*, 1973, 119, H. 1, 1.
228. Vonnicksen V. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1969, N 2, 217.
229. Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. Изд-во АН СССР, 1955, 37.
230. Никитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчак В. П. *Геохимия*, 1967, № 8, 947.
231. Бобровник Д. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1947, № 1, 81.
232. Яковлева А. К. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 73.
233. Ефимов А. Ф., Еськова Е. М. В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973, 90.
234. Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М.: Наука, 1966, 24, 104 и 113.
235. Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты р. Большой Ботубобии. М.: Наука, 1965, 106.
236. Бекмухаметов А. Е. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, вып. 6, 35.
237. Сердюченко Д. П. Зап. Мин. об-ва, 1937, 66, вып. 3, 474.
238. Кудряшова В. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 238.
239. Кривенко А. П., Орлов Д. М. В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, 269.
240. Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970, 28.
241. Muir I. D., Tilley C. E. *J. Geology, Chicago*, 1961, 69, N 2, 186.
242. Gibb F. G. F. *J. Petrology*, 1973, 14, N 2, 203.
243. Масайтис В. Л. Тр. ВСЕГЕИ, 1958, нов. сер., 22, 77.
244. Гнатив Г. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, № 19, вып. 4, 534.
245. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, 82, 192, 109, 113, 123.
246. Murty M. S. *Min. Mag.*, 1965, 35, N 270, 393.
247. Чашка А. И., Марченко Е. Я. ДАН УССР, 1974, сер. Б, № 8, 693.
248. Simpson E. S. W. *Trans. Geol. Soc., S. Africa*, 1954, 57, 125.
249. Даутов А. И. Узб. геол. журн., 1972, вып. 5, 7.
250. Кононова В. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 5, 47.
251. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.
252. Коржинский Д. С. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68, № 10, 7.
253. Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1952, вып. 1, 76.
254. Frederico M., Fornaseri M. *Period. min.*, Roma, 1953, 22, N 1, 107.
255. Куришкова Л. Д. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1973, 3, 194.

256. *Anderson A. T., Crewe Jr. A. V., Goldsmith J. R., Moore P. B., Newton J. C., Olsen E. J., Smith J. V., Wyllie P. J.* Science, 1970, 167, N 3918, 587.
257. *Перчук Л. Л.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1, 41.
258. *Жариков В. А.* ДАН СССР, 1966, 170, № 2, 425.
259. *Жариков В. А.* В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, 220.
260. *Исмаилов М.* В кн.: Металлогения и геохимия Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1974, 154.
261. *Katz M. B.* Canad. Min., 1970, 10, pt 2, 247.
262. *Engel A. E. J., Engel S. G., Haynes R. C. J.* Geology, Chicago, 1964, 72, N 2, 131.
263. *Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.* В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 56.
264. *Базарова Т. Ю., Краснов А. А.* ДАН СССР, 1975, 222, № 4, 935.
265. *Дымкин А. М., Федосеева М. М., Шуугурова Н. А.* ДАН СССР, 1972, 202, № 1, 172.
266. *Kissling A., Romarieu V.* IMA-IGOD, 1970 (Japan), Collect. Abstr., 275.
267. *Коржинский Д. С.* Геология рудных месторождений, 1966, 8, № 2, 16.
268. *Клевцов Е. И.* Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963, 1, 446.
269. *Смолянинова Н. Н., Молева В. А., Органова Н. И.* Доклады к собранию международной комиссии по изучению глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 45.
270. *Куришкова Л. Д.* В кн.: Сообщение Дальневосточного филиала АН СССР. Владивосток, 1963, вып. 19, 31.
271. *Boyd F. R., England J. L., Clark S. P. J.* J. Geophys. Res., 1963, 68, 311.
272. *Williams D. W., Kennedy G. C. J.* Geophys. Res., 1969, 74, N 17, 4359.
273. *Shimizu N.* Earth Planet. Sci. Lett., 1971, 11, N 5, 374.
274. *Segnit E. R.* Min. Mag., 1953, 30, N 223, 218.
275. *König C.* Beitr. Min., Petr., 1960, 7, N 6, 409.
276. *Торопов Н. А., Хотимченко В. С.* ДАН СССР, 1966, 170, № 5, 1167; Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1967, 3, № 9, 1615.
277. *Kushiro I.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 179; Am. J. Sci., 1969, 267-A, 269.
278. *Островский И. А.* В кн.: Акад. Д. С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 505.
279. *Yagi K. J.* Min. Soc. Japan., 1958, 3, 763.
280. *Rulstein M. S., White W. B.* Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 877.
281. *Wikström A.* Norsk geol. tidsskr., 1970, 50, N 1, 1.
282. *Boyd F. R., Schairer J. F. J.* Petrology, 1964, 5, N 2, 275; *Бойд Ф. Р., Шерер Дж. Ф.* В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, 353.
283. *Davis B. T. C., Bell P. M.* Trans. Am. Geophys. Union, 1966, 47, N 1, 208; *Davis B. T. C., Boyd F. R. J.* Geophys. Res., 1966, 71, N 14, 3567.
284. *Wöxner N. L.* Am. J. Sci., 1937, 33, N 195—198, 1.
285. *Yoder H. S.* Carnegie Inst. Washington, 1954, Year book 1953—1954, N 54, 106.
286. *Osborn E. F., Tait D. B.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2, 413; *Осборн Е. Ф., Тейт Д. Б.* В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954, 269.
287. *Kushiro I.* Am. Min., 1972, 57, N 7-8, 1260.
288. *Gupta A. K.* Am. Min., 1972, 57, N 7-8, 1242.
289. *Schairer J. F., Wöxner N. L.* Am. J. Sci., 1938, ser. 5, 35-A, 289.
290. *Schairer J. F., Yoder H. S.* Am. J. Sci., 1960, 258-A, 273.
291. *Gupta A. K., Lidiak G.* Contrib. min., petrol., 1973, 41, N 3, 231.
292. *Shaw D. M., Gibson S. M.* Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 6, 1458.
293. *Lindsay D. H., Muroz J. L.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 295.
294. *Калинин Д. В., Овчинникова О. Н.* ДАН СССР, 1968, 181, № 5, 1220.
295. *Малиновский И. Ю.* ДАН СССР, 1966, 170, № 6, 1400.
296. *Малиновский И. Ю.* В кн.: Тр. 7-го совещания по эксперимент. минералогии и петрологии. М.: Наука, 1971, 132.
297. *Ernst W. G.* Am. J. Sci., 1966, 264, N 1, 37.
298. *Gustafson W. I.* Geol. Soc. Am. Annual Meet. Mexico City, 1968, 3.
299. *Куришкова Л. Д.* В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, 2, 99.
300. *Куришкова Л. Д.* Геохимия, 1971, № 5, 551.
301. *Летников Ф. А., Медведев В. Я., Новиков В. М., Головкин Г. А., Ущиповская З. Ф.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 116.
302. *Робухин А. И., Чернышев В. В.* Силикаты. Госстройиздат, 1955, вып. 2, 92.
303. *Жунина Л. А., Кузьменков М. И., Яглов В. Н.* Пироксеновые ситаллы. Минск: Изд-во Бел. ун-та, 1974, 1.
304. *Pavelescu L.* Rev. roumaine geol., geophys., geogr., ser. geol., 1968, 12, N 1, 47.
305. *Грум-Гржимайло С. В., Бокша О. Н., Варина Т. М.* Кристаллография 1967, 12, вып. 6, 1073.
306. *Мао Н. К., Bell P. M., Dickey J. S.* Carnegie Inst. Washington, 1972, Year Book, N 71.
307. *Бокша О. Н., Варина Т. М., Костюкова И. Г.* Кристаллография, 1974, 19, вып. 2, 392.
308. *Грум-Гржимайло С. В., Ровина В. С.* Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. сер., вып. 40, 57.
309. *Nixon P. H., von Knorring O., Rooke J. M.* Am. Min., 1963, 43, N 9—10, 1090.
310. *Бетехтин А. Г., Катшин С. А.* Хромиты СССР. Изд. АН СССР, 1937, 1, 169, 220—225; 1940, 2, 310, 316; *Бетехтин А. Г.* Минералы СССР. Изд-во АН СССР, 1940, т. 1, 49.
311. *Vuorelainen R. J.* Gemmology, 1963, 9, N 2, 42.

312. *Dickey J. S. (Jr), Yoder H. S. (Jr), Schrairer J. F.* Carnegie Inst. Washington, 1970—1971, Year book, N 70, 118.
313. *Никольская Л. В., Самойлович М. И.* Геохимия, 1975, № 11, 1698.
314. *Fronde! C., Klein C. Jr.* Science, 1965, 149, 742.
315. *Ikeda K. J.* Japan. Assoc. Min., Petr. Econ. Geol., 1973, 68, 125.
316. *Соболев Н. В., Боткунов А. И., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 5, 558.
317. *Корчагин А. М.* Изв. Тюменского отд. геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 1, 88; в кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое, 1973, 135.
318. *Binns R. A., Wilshire H. G. J.* Petrol., 1961, 2, N 2, 185.
319. *Сарасадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А.* Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. серия, в. 40.
320. *Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T.* Am. Min., 1954, 39, N 9-10, 693.
321. *Bunch T. E., Klein K., Olsen E.* Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 4, 297.
322. *Бобриневич А. П., Илунин И. П., Козлова И. Т., Лебедева Л. М., Понкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964, 131.
323. Алмазные месторождения Якутии. М.: Гостеолтехиздат, 1959, 326.
324. *Смирнов Г. И.* Тр. Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, 1959, сб. 4, 47; Тр. Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, 1961, сб. 6, 71.
325. *Соболев Н. В., Барташинский З. В., Ефимова Э. С., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* ДАН СССР, 1970, 192, № 6, 1349.
326. *Харьков Д. А., Соболев Н. В., Чумирин К. Г.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, № 6, 431.
327. *Малахов И. А., Гмыра В. Г.* В кн.: Ежегодник, 1976, Ин-т геол. и геохим., 1977, 55.
328. *O'Daiel H.* Zs. Krist., 1930, 75, N 5—6, 575.
329. *Holmes A.* Geol. Soc. S. Africa Trans., 1936, 39, 379.
330. *Stockley G. M.* Min. Abstr., 1948, 10, 291.
331. *Boyd F. R.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 50.
332. *Кино Н. J.* Geol. Soc. Japan, 1957, 63, N 744, 523.
333. *Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М. Изд-во АН СССР, 1935, 99.
334. *Заварицкий А. Н., Бетехтин А. Г.* Уральская экспедиция, Северный маршрут. XVII междунар. геол. конгр. М. Л. ОНТИ. Н.И.Т.П., 1937, 69.
335. *Розжков И. С., Кишул В. И., Разин Л. В., Боршанская С. С.* Платина Алданского щита, М., 1962, 43.
336. *Татаринов П. М., Крановский Г. М.* Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 120, 48 и 123.
337. *Вахромеев С. А.* Тр. НИИМС, 1936, вып. 85, 128.
338. *Соловкин А. Н.* Интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Баку, Изд. АН Азерб. ФАН СССР, 1939, 63.
339. *Кашкай М. А., Эфендиев Г.* Тр. Азерб. фил. АН СССР, 1938, 55, 142.
340. *Пацкевич Г. П.* Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отдел. геол., 1972, 47, № 5, 162.
341. *Lorra L.* Suomen Geol. Toimiknata, 1943, N 129, 36.
342. *Yoder H. S., Kurreland G.* Carnegie Inst., Washington, 1969—1970, Year Book N 69, 155.
343. *Ikeda K., Yagi K.* Contrib. min., petrol., 1972, 36, 63.
344. *Vredevoord J. J., Forbes W. C.* Contrib. min., petrol., 1975, 52, N 2, 147.
345. *Sobolev V. S., Sobolev N. V., Lavrentev Yu. G. N.* Jb. Min., Abhandl., 1975, 123, N 2, 213.
346. *Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев И. В.* ДАН СССР, 1969, 189, № 1, 162.
347. *Гинзбург И. В.* В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5.
348. *Жариков В. А., Власова Д. К.* ДАН СССР, 1955, 105, № 4, 814.
349. *Fronde! C., Ito J.* Am. Min., 1966, 51, N 9-10, 1406.
350. *Goldschmidt V.* Index der Kristallformen der Mineralien. Berlin, 1890, 2, 531.
351. *Flink G.* Zs. Krist., 1886, 11, 488.
352. *Weinschenk E.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1903, 22, 364.
353. *Vlad S., Vasiliu C.* Norsk. geol. tidsskr., 1969, 49, N. 4, 361.
354. *Фань Дэ-лян.* Геология рудных месторождений, 1959, № 4, 78.
355. *Allen V. I., Fahey J. J.* Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 883.
356. *Tilley C. E.* Geol. Mag., 1949, 86, N 2, 81.
357. *Мозгова Н. Н.* В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959, 279.
358. *Хетчиков Л. И.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34, 80.
359. *Томсон И. Н., Мозгова Н. Н.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34, 54.
360. *Жариков В. А., Власова Д. К.* Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 326.
361. *Винокуров М. В., Заринов М. М., Степанов В. Г.* Физика твердого тела, 1964, 6, вып. 4.
362. *Mason B. J.* geol. Soc. Australia, 1973, 20, pt 4, 397.
363. *Куришаква Л. Д., Тихомирова В. И., Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11, 66, 68.*
364. *Schaller W. T.* Am. Min., 1938, 23, N 9, 575.
365. *Анфилогов Н. В.* В кн.: Сборник материалов конференции геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. Чита, 1958, 245.
366. *Жариков В. А.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14, 260.

Фассаит Fassaite



Под названием фассаит объединены кальциевые пироксены, богатые трехвалентными катионами в позициях M(1) и T.

Назван по долине р. Фасса в Австрии; выделен по псевдодипирамидальной форме кристаллов (Вернер, 1817).

Синон. Аллюминиевый пироксен — aluminian pyroxene [1]; диопсидовый авгит — diopside augite [2]; авгит [3]; аллюминиевый авгит — aluminian augite [4]; титановый авгит, титанавгит — titanaugite (по Диру и др., 1965), ферриавгит [5]; фассантовый авгит — fassaite augite [6]; пиргом — Pyrgom (Брайтхаупт, 1818) — устаревшее название; для искусственных: аллюминиевый диопсид — aluminian diopside [7]; ферридиопсид — ferridiopside [8]. Названия фассаит и феррифассаит — ferrifassaite применены к синтезированным кальциевым чермакитовым пироксенам [9]. Фассаит — также устаревшее название цеолита (по Хюю, 1950).

Характ. выдел. Зерна, редко кристаллы (до 10—30 мм); секторы и зоны в кристаллах авгита и диопсида.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$ [10—12]. $Z = 4$. Параметры элементарной ячейки химически анализированных образцов:

Ca	Fe ²⁺ , Fe ³⁺	Al ^{IV}	a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Ссылка
0,94	0,21	0,44	9,59	8,76	5,24	1,095:1:0,598	106°16′	[12]
0,75	0,26	0,27	9,707	8,858	5,274	1,096:1:0,595	106 32	[11]
0,95	0,05	0,28	9,716	8,865	5,268	1,096:1:0,594	105 57	[13]
0,92	0,21	0,31	9,731	8,872	5,274	1,097:1:0,594	105 55	[13]
0,97	0,22	0,49	9,794	8,906	5,319	1,100:1:0,597	105 54	[10]

Параметры элементарной ячейки искусственных фассаитов разного состава см. [7, 14—16].

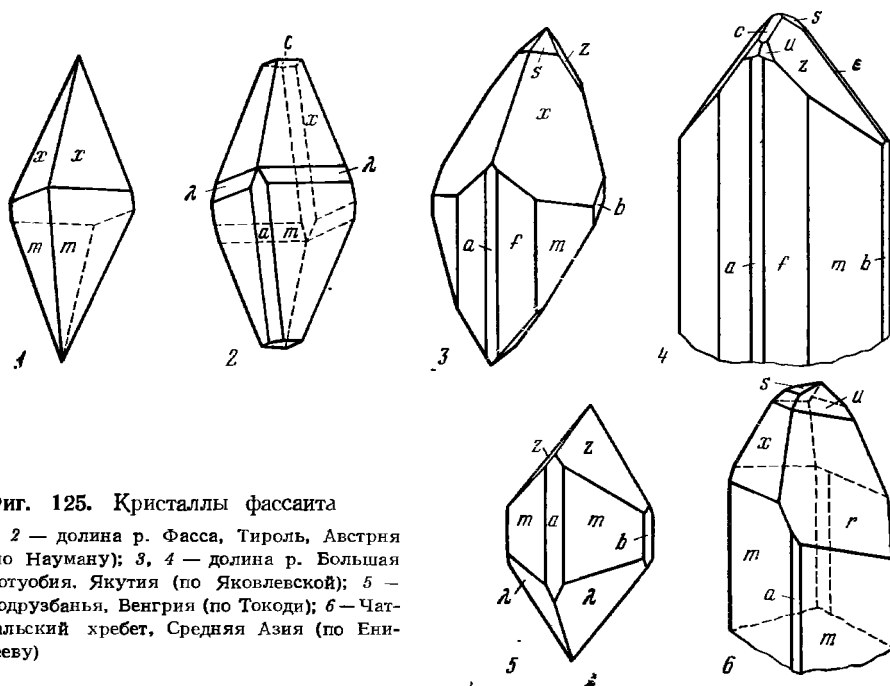
Кристаллическая структура фассаита из Канады [10] такая же, как у других пироксенов $C2/c$. Нахождение $\text{Al}_{0,5}$ в тетраэдрах и $(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_{0,5}$ в октаэдрах увеличивает межатомные расстояния T—O и уменьшает M(1)—O. Распределение Si и Al в T — неупорядоченное. Угол O(3)—O(3)—O(3) = 166° (как у диопсида). Имеются данные о структуре более бедного Al^{IV} и Ca фассаита из Японии [11], а также более богатого Al^{IV} и Ti пироксена из метеорита Альенде [17]. Мессбауэровские спектры фассаита из щелочных эффузивов Эйфеля (ФРГ) свидетельствуют о вхождении Fe²⁺ в M(1), а Fe³⁺ в M(1) и в T [18] (у искусственных — Ti в M(1) и в T [18]) и о перераспределении Fe³⁺ между M(1) и T с повышением давления [19].

Монокл.-призм. кл. $C_{2h} - 2/m$ (L_2PC). По Гольдшмидту, отношение осей $a : b : c = 1,0934 : 1 : 0,5894$, $\beta = 105^\circ 53'$. Значения ϕ и ρ соответствуют таковым диопсида — геденбергита и авгита (см. стр. 254). Судя по фигурам кристаллов, приведенным в сводке Гольдшмидта, для фассаита известны формы: c (001), b (010), a (100), i (130), ω (120), m (110), e (011), z (021), y (101), p (101), q (301), u (111), v (221), w (331), r (552), s (111), x (221), λ (331), d (131), ϕ (252), μ (121), ι (211), k (312).

Для зеленого фассаита из Якутии [20] вычислено: $a : b : c = 1,088 : 1 : 0,586$, $\beta = 105^\circ 17'$. На его кристаллах развиты грани: c , a , b , m , f (310), z , u , s , x , λ и e (121).

Кристаллы большей частью короткопризматические [20—24], иногда псевдодипирамидальные [20, 25, 26] (фиг. 125). Псевдодипирамидальный облик создается сильно развитыми гранями x (221), z (021), r (552) в сочетании с s (111), p (101), u (111), e (121), m (110). Грани призматического пояса m и a ровные, блестящие, у некоторых кристаллов грани головки x и p несут своеобразную извилистую штриховку. Двойники с пл. сростания (100) [25, 26] (фиг. 126), иногда крестообразные [27].

Физ. св. Сп., тв., бл., прозрачность как у других кальциевых пироксенов. Отдельность обычно не выражена. Изл. неровный, раковистый [20]. Уд. в. 3,23—3,6; возрастает с повышением железистости [28—31]. Микротвердость



Фиг. 125. Кристаллы фассаита

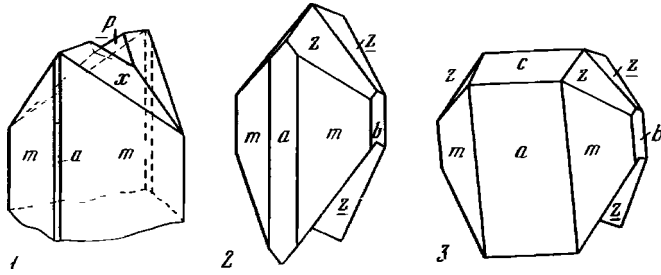
1, 2 — долина р. Фасса, Тироль, Австрия (по Науману); 3, 4 — долина р. Большая Ботубоя, Якутия (по Яковлевской); 5 — Водрузбанья, Венгрия (по Токоди); 6 — Чаткальский хребет, Средняя Азия (по Еникееву)

фассаита из Западных Карпат $950 \pm 23 \text{ кгс/мм}^2$ при нагрузке 100 гс [32]. Цв. луково-зеленый, желто-зеленый, бутылочно-зеленый и ярко-зеленый связывается с содержанием Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрах; бурый, розовый, малиновый, фиолетовый — с содержанием в октаэдрах Ti^{3+} [30, 33, 34]. Другими авторами красно-фиолетовая окраска связывается с переходом Fe^{2+} в Fe^{3+} [35], а буро-красная — с переходом Ti^{3+} в Ti^{4+} [17, 36]. Изучены оптические спектры [17, 36]. ИК-спектр фассаита характеризуется сильной широкой полосой в области $1150\text{--}800 \text{ см}^{-1}$ (с максимумами $1070, 970, 925\text{--}870 \text{ см}^{-1}$) и широкой полосой в области $570\text{--}400 \text{ см}^{-1}$ (с максимумами $515, 475, 412 \text{ см}^{-1}$). Два слабых максимума проявляются около 670 и 640 см^{-1} (фиг. 127) [37]. С повышением содержания Al в позиции T спектры характеризуются более широкими полосами валентных колебаний и их сдвигами от 630 до 615 см^{-1} и от 1070 до 1055 см^{-1} . Допускается вхождение Ti в позиции T [38].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный, бледно-зеленый, зеленый, зеленовато-серый, буроватый; титановые разновидности светло-бурые, бурые, фиолетовые, розовые, красноватые, малиновые. Плеохроирует. по Ng — желтый, желто-зеленый, розовый, серо-фиолетовый, розовато-фиолетово-коричневый, золотисто- и красновато-бурый; по Nm — розовый, буровато- и красновато-фиолетовый, желтовато-зеленый, зеленый; по Np — красновато- и буровато-фиолетовый, светло-зеленый, сине-зеленый, светло-розовый, светло-коричневый [5, 30, 31, 39—46]. Некоторые фассаиты не плеохроируют. Схема абсорбции обычно $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Np}$ [17, 25, 38, 46], редко $\text{Np} = \text{Nm} > \text{Ng}$ [43], $\text{Nm} > \text{Np} > \text{Ng}$ [13, 30] или $\text{Np} > \text{Nm} > \text{Ng}$ [5].

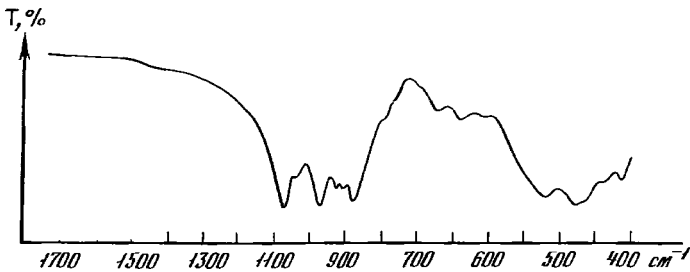
Двуосный (+). Пл. опт. осей (010), $\text{Nm} = b$; $\text{aNp} = 16\text{--}19^\circ$ (по Трёгеру), $25\text{--}31^\circ$ (по Диру и др., 1965), $\text{cNg} = 32\text{--}54^\circ$. Удлинение (+), реже (—). $n_g = 1,754\text{--}1,693$, $n_m = 1,733\text{--}1,701$, $n_p = 1,727\text{--}1,683$ (1,678), $n_g - n_p = 0,016\text{--}0,030$; $2V = 50\text{--}66^\circ$; редко $23\text{--}47, 68$ и 78° .

Показатели преломления, двупреломление и отчасти угол погасания возрастают с повышением железистости, угол оптических осей при этом почти не изменяется [23, 28, 40, 46].



Фиг. 126. Двойники фассаита по (100)

1 — Чаткальский хребет, Средняя Азия (по Еникееву); 2, 3 — Водрузабанья, Венгрия (по Токоди)



Фиг. 127. ИК-спектр фассаита (по Мёнке)

Экспериментальные данные говорят об увеличении показателей преломления с возрастанием содержания титана [33]. Обогащенные им фассаиты обычно более или менее железистые, влияние титана трудно разграничить с влиянием железа. Отмечено повышение показателей преломления с увеличением содержания Al_2O_3 [23].

Характерна сильная дисперсия оптических осей и биссектрис, $r > v$ [2, 30, 46, 47]. Ось B (ближайшая к кристаллографической оси c) диспергируется сильнее, чем ось A , на $2-11^\circ$ [2, 23, 48, 49]. О причине дисперсии см. в [17].

Дисперсия показателей преломления «титанавгита» из нефелинового долерита Фогельсберга (ФРГ) [30]:

$\lambda, \text{нм}$	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
639	1,743	1,725	1,720	0,023	$41^\circ 12'$
589	1,750	1,730	1,725	0,025	39 36
539	1,756	1,735	1,731	0,025	38 12

Под микроскопом наблюдаются зоны, отличающиеся по окраске [21, 31] и оптическим константам [23, 41, 47—53]. Более интенсивная окраска, аномальные цвета интерференции и самые большие углы погасания отмечаются для наиболее богатых Ti и Fe фассаитов [10, 20, 52—54]. Иногда наблюдается структура песочных часов [21, 22, 27, 30, 36, 48, 55—58]. В магматических фассаитах обнаружены включения лейцита [27], нефелина [39], оливина, магнетита [59] и других минералов, а также пластинки титаномagnetита — продукта распада твердого раствора [55, 59]. В фассаитах скарнов установлены включения шпинели, магнетита, кальцита [40, 60]. В щелочно-основных эффузивах ФРГ титановый фассаит слагает наружные зоны вкрапленников менее титанового и менее железистого фассаита [61]. В некоторых щелочно-основных интрузивах СССР во внешних частях зерен фассаита наблюдаются эгирин [62], эгирин-диопсид или эгирин-геденберgit [39]. Известны гомоосевые срastания фассаита с керсутитом [63].

Хим. Среди других кальциевых пироксенов фассаиты выделяются наиболее высоким содержанием Al, Fe³⁺ и Ti; сумма этих катионов составляет 0,25—0,50 на формульную единицу в позициях M(1) и T при Si < 1,75 в T [65]. По данным других авторов, для фассаитов из скарнов граница принимается по содержанию Al в позиции T — до 0,20 [40], 0,185 (по Диру и др., 1965) и [1], 0,17 [51], 0,135 [64] в формульной единице. Содержание Ca в фассаитах соответствует его содержанию в диопсидах и авгитах. Распределение катионов по позициям в структуре фассаита (рассчитано на формульную единицу) [65]:

	M(2)		M(1)		T
Ca	1,0—0,5	(Mg, Fe ²⁺)	0,75—0,45	Si	1,75—1,45
Mg, Fe ²⁺	0,5—0,0	(Al, Fe ³⁺ , Ti)	0,25—0,55	(Al, Fe ³⁺ , Ti)	0,25—0,55
Na	0,0—0,1				

Различаются существенно алюминиевые фассаиты с Al^{IV} + Al^{VI} до 0,54—0,69 (на формульную единицу) [12, 43, 51, 66], а также обогащенные железом с (Fe³⁺)^{IV} + (Fe³⁺)^{VI} до 0,32—0,54 [39, 67]. Преобладают фассаиты, в которых больше Al, чем Fe³⁺ [12, 23, 39, 42, 48]. Наименьшие количества Al^{IV}_{0,15-0,20} (при отсутствии Al^{VI}) содержатся в фассаитах из щелочных эффузивов [67, 68] и якупирангитов [62]. Для фассаитов характерно низкое содержание Na. Повышенное количество Na_{0,08-0,12} установлено в фассаитах из пород щелочных эффузивов [67, 69] и из щелочных интрузивов [39, 52, 70]. Фассаиты интрузивных и эффузивных пород по сравнению со скарновыми обогащены Fe³⁺, Ti [28, 39, 67]. Фассаит из щелочных базальтов ФРГ содержит 2,85—4,95% Ti₂O₃ [30]; из пироксенитов Урала — 0,12% V₂O₅ [59]; из щелочных пород Кузнецкого Алатау — 0,02% V₂O₅ [39]; из метасоматитов Якутии — 0,02% SrO [20].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,57	0,32	0,79	0,49	0,52	0,62	0,81	0,22	0,76
K ₂ O	0,17	0,19	0,24	0,03	0,23	0,10	0,13	—	0,28
MgO	15,00	12,80	11,61	12,23	17,27	10,71	17,69	15,61	11,60
CaO	20,00	24,34	19,42	22,67	13,92	22,63	13,41	20,14	21,75
MnO	—	0,24	0,09	0,14	0,09	0,14	0,25	0,13	0,17
FeO	2,99	1,23	3,45	4,88	4,53	4,49	5,74	2,20	6,62
Al ₂ O ₃	11,60	12,43	10,41	7,35	4,20	10,73	9,01	11,34	6,65
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,08	0,34	—	0,03
Fe ₂ O ₃	0,28	0,63	5,88	3,78	11,90	2,64	5,80	3,18	2,39
SiO ₂	48,56	47,04	46,83	46,74	46,68	46,62	46,56	46,21	46,03
TiO ₂	0,80	0,28	0,25	1,70	1,20	0,97	0,70	0,83	3,98
H ₂ O ⁺	0,00	0,50	0,67	—	—	—	0,06	0,26	—
H ₂ O ⁻	0,16	0,06		—	—	—	0,06		—
Сумма	100,13	100,06	99,64	(100,01)	100,54	100,40*	(100,56)	100,22**	100,26
Уд. в.	—	—	3,37	—	—	—	—	3,26	—
n _g	—	1,710	1,731	1,718	1,715	1,720	—	1,715	—
n _m	—	1,691	—	—	1,694	—	—	—	1,712— —1,728
n _p	—	1,683	1,704	—	1,691	1,695	—	1,685	—
cNg	—	43—45°	41—43°	—	45°	43°	—	37—40°	—
(+)2V	—	52—56°	52—64°	56°	41°	52°	—	56—59°	41—53°
Ca	0,78	0,95	0,78	0,91	0,56	0,90	0,52	0,79	0,87
Mg	0,81	0,70	0,65	0,68	0,96	0,59	0,96	0,85	0,65
Fe ²⁺	0,09	0,04	0,11	0,15	0,14	0,14	0,17	0,07	0,21
(Al, Fe ³⁺ , Ti) ^{VI}	0,28	0,27	0,39	0,22	0,29	0,31	0,27	0,28	0,20
Al ^{IV}	0,24	0,28	0,24	0,26	0,26	0,26	0,30	0,32	0,27
Si	1,76	1,72	1,76	1,74	1,74	1,74	1,70	1,68	1,73

* В том числе P₂O₅ — 0,03, п. п. — 0,64.

** В том числе п. п. — 0,10.

1 — «авгит» из основной массы высокоглиноземистых базальтов, Приереванский район (Армения), анал. Петросян [71]; 2 — из фассанит-плагиоклазовых жил в известняке шт. Орисса (Индия), анал. Рао [13]; 3 — «авгит» из сегрегаций вкрапленников в андезите горы Сарым-саглы (Азербайджан), анал. Амирян [72]; 4 — из вкрапленников в лейцитовых тейритах Везувия (Италия), анал. не указан, в оригинале сумма 100,00 (анализ пересчитан на 100,00 без P_2O_5 — 0,23) [27]; 5 — богатый трехвалентным железом и бедный кальцием, из игниамбритов Миллака (Франция), анал. Дюре [73]; 6 — вкрапленник в пикритовой дайке, Южный Гиссар (Таджикистан), анал. Центр. лабор. Упр. геол. Сов. мин. ТаджССР [74]; 7 — бедные кальцием мегакристаллы, из щелочно-базальтоидной трубки Татибе (Дальний Восток), анал. Логовская, Славкина, в оригинале сумма 100,50 [75]; 8 — из скарнов Темир-Тау (Горная Шория), анал. Неленна [29]; 9 — «титанавгит» из основной массы щелочных базальтов Корейского п-ова, анал. Аоки [76].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,05	0,88	0,12	0,21	1,33	1,23	0,07	0,72	0,52
K_2O	Не обн.	0,32	0,04	0,11	0,03	0,07	0,03	0,00	0,02
MgO	12,37	12,80	11,81	11,08	10,37	8,91	10,80	10,84	12,29
CaO	24,75	20,84	25,95	23,13	20,79	21,64	25,40	22,60	23,17
MnO	0,08	0,19	0,08	0,35	0,14	0,48	0,14	0,11	0,06
FeO	1,51	5,23	3,88	5,08	4,22	5,78	1,53	6,39	2,47
Al_2O_3	9,50	7,93	6,89	11,06	10,83	8,67	12,40	10,26	9,83
Cr_2O_3	—	—	—	0,03	0,18	—	—	—	—
Fe_2O_3	5,69	3,83	3,24	2,03	4,26	6,73	3,85	2,69	4,09
SiO_2	46,00	45,64	45,50	45,48	45,15	45,00	45,00	44,66	44,62
TiO_2	0,25	2,09	2,47	1,64	2,09	2,14	0,75	1,61	3,36
H_2O^+	—	0,52	0,58	0,31	0,48	—	0,20	0,60	—
H_2O^-	—	0,06	0,11	0,13		—	0,30	Не обн.	—
Сумма	100,20	100,33	100,67	100,64	99,87	100,65	100,47	100,48	(100,43)
Уд. в.	3,33	—	—	—	—	—	3,32	3,337	—
n_g	1,726	1,726	1,726	1,741	—	—	1,729	1,720	—
n_m	—	—	1,706	1,728	—	1,732	—	—	—
n_p	1,695	1,702	1,701	1,720	—	—	1,702	1,706	—
cNg	42—46°	—	43°	42—46°	—	—	44°	38°	—
(+) $2V$	68—58°	53—56	39°	47—49°	—	—	57°	56—58°	—
Ca	0,98	0,83	1,04	0,92	0,84	0,88	1,00	0,90	0,92
Mg	0,68	0,71	0,66	0,62	0,58	0,50	0,60	0,60	0,68
Fe^{2+}	0,05	0,16	0,12	0,16	0,13	0,18	0,05	0,15	0,04
(Al, Fe^{3+} , Ti) VI	0,28	0,23	0,16	0,27	0,35	0,33	0,35	0,25	0,28
Al IV	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,30	0,33	0,33	0,35
Si	1,70	1,70	1,70	1,69	1,69	1,70	1,67	1,67	1,65

10 — зеленые края кристаллов из аподолеритовых метасоматитов, район Виллюйской ГЭС (Якутия), анал. Унанова [54], уд. в. и $2V$ по [20]; 11 — титановый («титанавгит»), вкрапленник в трахибазальте, перевал Киргаинский (Камчатка), анал. не указан [77]; 12 — титановый, из ксенолитов в гранитах Сисака-Сима (Япония), анал. Харамура [50]; 13 — «алюминиевый авгит», из пироксенита в чарнокитах Индии, анал. не указан [13]; 14 — богатый натрием, титановый, из включений шпинелевого клинопироксенита в щелочном базальте Эйфеля (ФРГ), анал. Аоки [78], в оригинале опечатка: SiO_2 — 54, 15; 15 — богатый натрием титановый «фассанитовый» авгит, из клинопироксенитового включения в щелочном базальте Эйфеля (ФРГ), анал. Хукенхольц [6]; 16 — из скарнов Кедабека (Азербайджан), анал. Унанова [23, 24]; 17 — из пироксенитов Дахунура (Тува), анал. Нисенбаум [42]; 18 — титановый, из включения фигопитового клинопироксенита в щелочном базальте Эйфеля (ФРГ), анал. Аоки [78], в оригинале сумма 100,45.

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na_2O	0,72	0,20	0,63	—	0,84	0,64	0,21	0,17	0,31
K_2O	0,24	—	0,18	—	—	0,04	0,05	—	0,08
MgO	8,54	13,65	10,23	10,2	10,59	10,12	12,93	12,00	8,10
CaO	22,68	22,42	21,74	20,6	22,01	23,80	24,79	24,92	23,03
MnO	0,20	0,11	0,19	—	0,30	0,13	0,25	—	0,26
FeO	8,16	5,60	7,41	13,0	5,68	4,90	2,10	2,07	9,48
Al_2O_3	7,07	8,56	9,43	8,4	9,70	9,33	11,97	12,87	8,58
Fe_2O_3	5,72	4,15	3,74	—	5,96	5,39	1,75	3,06	5,54
SiO_2	44,56	44,36	44,25	43,6	43,21	43,20	43,06	42,75	42,48

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
TiO ₂	1,84	0,36	1,29	4,0	2,28	1,59	2,36	1,77	1,24
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,24	—	—	—	0,04
H ₂ O ⁺	0,22	1,00	0,48	—	—	0,12	—	0,40	1,08
H ₂ O ⁻	0,10		0,11	—					
П. п.	—	—	0,40	—	—	0,76	0,90	—	—
Сумма	100,15*	100,41	100,08	99,8	100,81	100,43**	100,37	(100,01)	100,38***
Уд. в.	—	—	—	—	—	3,423	—	—	3,460
n _g	1,726—1,734	1,709	1,716	—	—	1,729	1,726	1,732	1,733
n _m	—	—	—	—	1,728	—	—	—	—
n _p	1,701—1,716	1,685	—	—	—	1,707	1,701	1,699	1,708
cNg	46°	38°	44°	—	—	41°	43°	40°	54°
(+)-2V	60—66°	52—60°	52°	—	—	56°	50°	47°	67°
Ca	0,93	0,90	0,88	0,84	0,87	0,97	0,98	0,99	0,96
Mg	0,49	0,76	0,58	0,58	0,59	0,57	0,71	0,66	0,47
Fe ²⁺	0,26	0,17	0,41	0,41	0,28	0,16	0,07	0,06	0,31
(Al, Fe ³⁺ , Ti) ^{VI}	0,25	0,15	0,24	0,17	0,29	0,26	0,22	0,28	0,23
Al ^{IV}	0,29	0,35	0,32	0,33	0,38	0,36	0,41	0,42	0,36
Si	1,71	1,65	1,67	1,67	1,62	1,64	1,59	1,58	1,64

* В том числе Cl — 0,06, S — 0,04. ** В том числе CO₂ — 0,41. *** В том числе SO₃ — 0,06.

19 — «титанавагит», из уррита Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау), анал. Ломейко [79]; 20 — из пегматитового пироксена Билимбае (Средний Урал), анал. не указан [80]; 21 — «вагит», из габбро-диабазы района Норильска, анал. Острогорская [81]; 22 — лейсты в стекле краевой зоны дайки пикритов, Бразавиль (Конго), микросидовый анализ [82]; 23 — «фассатитовый авгит», вкрапленник в щелочном базальте Эйфеля (ФРГ), анал. Хукенгольц [6]; 24 — из скарнов Волини (Украина), анал. Стеценко [44]; 25 — розовый, титановый, из скарнов среди гнейсов Таежного месторождения (Якутия), анал. Ломейко [23]; 26 — титановый, из скарнов Эмельджака (Якутия), анал. Алексеева, в оригинале сумма 100,04 [23]; 27 — «ферриавгит», из апортозита в чарнокитовой серии Побужья (Украина), анал. Мирская, Панченко [5].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na ₂ O	0,93	1,36	0,06	0,86	0,68	0,99	0,10	1,53	—
K ₂ O	0,12	0,08	0,08	—	—	0,69	0,03	0,64	—
MgO	7,26	9,03	11,94	16,85	3,60	8,10	10,14	4,72	9,3
CaO	21,91	21,89	23,41	24,40	23,60	23,47	24,33	15,00	23,9
MnO	0,33	0,22	0,07	0,06	0,40	0,20	0,21	0,24	—
FeO	8,26	не обн.	0,90	—	—	7,84	2,01	12,75	7,9
Al ₂ O ₃	9,74	10,55	11,95	10,15	7,45	10,83	14,94	7,17	13,0
Fe ₂ O ₃	5,97	12,95	6,40	5,60	23,00	3,69	5,62	17,76	—
SiO ₂	41,85	41,73	41,57	41,28	41,20	40,41	39,89	37,06	38,8
TiO ₂	2,72	1,97	2,82	0,74	0,58	2,02	2,30	2,75	6,7
P ₂ O ₅	0,46	—	—	—	—	—	0,16	0,14	—
H ₂ O ⁺	0,86	—	0,55	—	—	—	0,13	—	—
H ₂ O ⁻	0,19	—	не обн.	—	—	—	0,07	0,74	—
П. п.	—	—	—	—	—	0,60	—	0,24	—
Сумма	100,60	99,78	(99,75)	99,94	100,51	(98,84)	(99,93)	100,74	99,6
Уд. в.	—	—	3,37	3,300	3,489	—	—	3,6	—
n _g	1,725	—	1,751	1,707	1,743	1,734	1,745	1,726	—
n _m	1,703	—	—	—	—	1,721	1,732	1,704	—
n _p	1,698	—	1,727	1,680	1,724	1,708	1,725	1,698	—
cNg	45—52°	—	51°	40°	45°	56°	33—37°	32—41°	—
(+)-2V	54—60°	—	49—62°	58°	59°	78°	58—64°	46—62°	—
Ca	0,91	0,89	0,94	0,94	1,01	0,97	0,98	0,65	0,97
Mg	0,42	0,51	0,67	0,91	0,22	0,46	0,57	0,29	0,53
Fe ²⁺	0,27	—	0,03	—	—	0,25	0,06	0,43	0,25
(Al, Fe ³⁺ , Ti) ^{VI}	0,31	0,49	0,35	0,09	0,71	0,31	0,37	0,47	0,25
Al ^{IV}	0,38	0,41	0,44	0,43	0,35	0,45	0,51	0,34	0,52
Si	1,62	1,59	1,56	1,49	1,65	1,55	1,49	1,50	1,48

28 — «титанистый авгит», из якупирангитов Кокшаровского массива (Южное Приморье), анал. Садикова [41, 83]; 29 — богатые натрием мегакристаллы, из базальтов Медвеса (Венгрия), анал. Емсут, Соха [84]; 30 — титановый, бурые ядра кристаллов, из аподолеритовых метасоматитов, район Виллойско й ГЭС (Якутия), анал. Телешова [54], в оригинале сумма 99,73; уд. в. и оптические константы по [20]; 31 — из скаполитового пироксенита Мадагаскара, квантометрический анализ [28], в оригинале сумма не указана; 32 — из плагиоклазового пироксенита Мадагаскара, квантометрический анализ [28], в оригинале сумма не указана; 33 — бледно-зеленый, из нефелинизированных пироксенитов Нижнего Бурульзая (Витимское плоскогорье), анал. Гурулева, в оригинале сумма 99,88 [52]; 34 — из якупирангитов района Ока (Канада), анал. не указан, изучена структура, в оригинале сумма 99,87 [10]; 35 — «титанавгит», из тералита Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау), анал. не указан [39]; 36 — «титанавгит», из стекловатых базальтов Фогельсберга (ФРГ), микронзондовый анализ [48].

Хим. анализы см. также (Дир и др., 1965 и [2, 23, 43]).

Диагн. исп. При нагревании слабо разлагается в HCl [85]. П.л.тр. сплавляется в магнитный шарик [85].

Находж. Наименее распространенный из кальциевых пироксенов. Является породообразующим минералом некоторых ультраосновных, основных и щелочных магматических пород, а также скарнов; редок в метаморфических породах, обнаружен в метеоритах и в породах Луны.

Входит в состав ряда ультраосновных, основных и щелочно-основных интрузивных пород. Слагает пироксениты горы Билимбай (Средний Урал) [59, 80] и Дахунура (Тува) [42, 70]; содержится в габбро-диабазе района Норильска [81], в некоторых траппах севера Сибирской платформы [86], в габбро Севанского хр. (Армения) [87], габбро-пегматите Шунка в Южной Фергане (Узбекистан) [85], в оливинном габбро района Осло (Норвегия) [81] и габбро-анортозите Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [88]; является главным минералом керсутитсодержащих пироксенитов, включенных в щелочные базальты о-ва Ики (Япония) [63], пироксенитов [6], шпинелевых и флогопитовых пироксенитов, образующих включения в щелочных базальтах Эйфеля (ФРГ) [78]; эти ассоциации фассаита со шпинелью и флогопитом сходны со скарновыми [89]. Содержится в габбровых включениях в базальте севера Кюсю (Япония) [90], в габбро и амфиболовых породах, включенных в габбро-перидотитовые тела на Канарских о-вах [91], во включении лабрадорита в щелочной лаве Кангала (Франция) [67]. Умеренно кальциевый фассаит образует реакционную зону между гранатом и оливинном во включении перидотита в карбонатитовом туфе вулкана Лашаине (Тасмания) [92].

В щелочно-основных породах фассаит обычно обогащен титаном («титанавгит», «титанферроавгит»). Примеры: якупирангиты Турьего мыса, щелочные пегматиты Африканды (Кольский п-ов) [62], пироксениты — якупирангиты, тералиты, ийолиты, уртиты Кия-Шалтырского массива в Кузнецком Алатау [39, 79], нефелинизированные пироксениты и ийолиты Дахунура (Тува) [42, 70], ийолиты Нижнего Бурульзая (Витимское плоскогорье) [52], якупирангиты Кокшаровского массива (Южное Приморье) [41, 83]. Установлен в якупирангитах района Ока (Канада) [10], в эссекитовом и мельтейгитовом габбро о-ва Ланзароте (Канарские острова) [57, 58], в тешенитах Австралии [93] и Карпат [31]. Необычно нахождение обогащенных натрием фассаитов во включении плагиоклазового эклогита в якутском кимберлите [94] и в фассаитовом эклогите, слагающем брекчию основных пород в нефелинитовой трубке взрыва у города Делегит (Австралия) [95]. Фассаит встречается в разнообразных эффузивных горных породах (основных, средних и щелочных). В СССР он установлен во вкрапленниках андезита горы Сарымсаглы (Азербайджан) [72] и щелочных трахитов горы Кер-Оглы (Армения) [69]; в основной массе высокоглиноземистых базальтов Приереванского района (Армения) [71]; во вкрапленниках в базальтах и пикрито-базальтах Донбасса [96, 97]; в трахибазальтах и кластолавах Центральной Камчатки [77], пикритах Южного Гиссара (Таджикистан) [74]. За рубежом фассаит (в основном титановый) образует вкрапленники в базальтах, анкарамитах, щелочных и нефелиновых базальтах в Эйфеле [6, 98, 99], в Фогельсберге [48, 61] и в других местах ФРГ [30]; в пиллоу-лаве горы Караванкен [100] и в трахибазальте Паулибергера (Австрия) [21]; в трахитах [67]

и в других лавах [68] района Кантала (Франция); там же найден в игнимбритах [73]. Отмечен во вкрапленниках: лейцитовых тефритов Монте-Соммы (Везувий, Италия) [27]; трахитов и фонолитов на севере Италии [22], нефелиновых мелилитов Нирагонго (Заир) [53]; трахиандезитов, щелочных базальтов и базальтов Японии [11, 63, 76], базальта Гавайских о-вов [101]. Содержится в основной массе базальтов Корейского п-ова [76] и стекловатых пикритов Занга (Конго) [82], в пепле вулкана Калиманджаро (Танзания) [81] и в нефелиновом базальте шт. Техас (США) [102].

Фассаит слагает мегакристаллы щелочно-базальтоидных брекчий (трубок взрыва): Татибе на Дальнем Востоке [75], Тувиш в Южном Гиссаре (Таджикистан) [74], в Тункинских гольцах (Прибайкалье) [103]. За рубежом его мегакристаллы наблюдаются в базальтах севера о-ва Кюсю (Япония) [90] и Медвеса (Венгрия) [84].

В метаморфических породах фассаит редок. Его титановые разности встречаются в анортозите из чарнокитовой серии Побужья (Украина) [5] и в пироксените из чарнокитовой серии Индии [13]. В пироксенитах Мадагаскара фассаит (частью титановый) содержится вместе с флогопитом или плагиоклазом [28, 104]. Ассоциация фассаита с флогопитом сходна с таковой в магнезиальных скарнах [23]. Фассаит встречается в зеленокаменных породах (метабазальтах) Микабу в Юго-Западной Японии [105]. Характерен также для магнезиальных скарнов, присутствует в некоторых известковых скарнах. Образуется главным образом на контакте доломитов или известняков с гранитоидами, реже — с габброидами и еще реже — с щелочными породами. В контактах известково-доломитовых пород и гранитоидов фассаит магнезиальных скарнов находится в парагенезисе со шпинелью, флогопитом и паргаситом в месторождении Эмельджак (Якутия) [23], со шпинелью или с анортитом и иногда с гроссуляром в Кедабеке (АзССР) [23, 24, 46], со шпинелью или со шпинелью, кальцитом и флогопитом в Темир-Тау (Горная Шория) [23, 29, 46]; со шпинелью в Гавасае (на границе Таджикистана и Узбекистана) [49]. Фассаитсодержащие магнезиальные скарны со шпинелью и флогопитом или флогопитом и серпентином (по оливину) залегают в экзоконтактах габбро-долеритовой интрузии и силлов долеритов Талнаха (Норильский район) [60, 106, 107]. За пределами СССР фассаит магнезиальных скарнов ассоциируется со шпинелью и кальцитом в контактово-измененных доломитах Монцони (Австрия) [1, 23]; с анортитом или с кальцитом и графитом — в скарновой жиле среди известняков района Орисса (Индия) [13]; титановый — со шпинелью и магнетитом в известняковой линзе среди сланцев, слагающих ксенолит в гранитных породах района Сисака-Сима (Япония) [50]; известен в скарнах Млако-Тырнова (Болгария) [108]. В известковых скарнах фассаит встречается с плагиоклазом или гранатом и сопровождается волластонитом, кальцитом, пектолитом, пирротинном на Вольни (Украина) [44], гранатом — в Тешелгино-Майзасской рудной зоне (Томский выступ в Западной Сибири) [40], совместно с гроссуляром и кальцитом — в Чаткальских горах (Узбекистан) [26]; известен в контактовых известняках района Годрусбанья (Венгрия) [109]. Фассаит и ангидрит образуют включения в даците (Греция) [110]. Фассаит также входит в состав метасоматически измененных габбро-долеритов Талнаха и Долдыкана в Красноярском крае [107, 111].

К продуктам магнезиального метасоматоза трапповых долеритов района реки Большая Ботуобия (район Вилуйской ГЭС, Западная Якутия) относится зональный фассаит, с которым ассоциируются богатый Al диопсид, кальцит, хлорит, цеолиты, иногда лабрадор, гранат, титанит [20, 47, 54, 112]. Метасоматические породы, сложенные фассаитом, шпинелью, гроссуляром и эпидотом, обнаружены в Борзовском габбро-перидотитовом массиве на Южном Урале [64, 113]. Со шпинелью, гранатом, клинфонитом фассаит ассоциируется в продуктах замещения известняка, залегающего среди габброидов шт. Монтана (США) [66], и в титанит-плагиоклазовом ксенолите, заключенном в норите Хэдо (Англия) [43]. Богатый титаном фассаит вместе со шпинелью

и пирротинном слагает скарны в контакте с Тажеранской интрузией щелочных пород (западнее оз. Байкал) [51]; содержится в карбонатах о-ва Альне (Швеция) [114].

Высокое содержание Al^{IV} в магматическом фассаите рассматривается как указание на его возникновение на больших глубинах (при давлении до 50 кбар и температуре порядка 1100°) [61, 63, 91, 92, 103, 115]. Давление и температура образования скарновых фассаитов определяются по парагенезисам [23, 46, 64, 116].

В хондрах метеорита Альенде обнаружен сильно железистый фассаит («ферроавгит») с $Al_{0,47}$ и $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_{0,71}$ [117]. В витрофировом базальте Луны фассаит («авгит») образует внешние зоны пижонит-авгитовых кристаллов [118]. Он сильно железист с $Fe_{0,86}^{2+}$ (при $Ca_{0,53}, Al_{0,23}^{IV}, Ti_{0,08}$). В порфириновидном габбро Моря Спокойствия на Луне края скелетных кристаллов пироксена сложены фассаитом состава $Fe_{0,47}^{2+}Ca_{0,60}Al_{0,26}^{IV}Ti_{0,05}$. Фассаит отмечен также в лунном грунте Моря Изобилия [119, 120].

Изм. В магматических пироксенитах замещается роговой обманкой, хлоритом, гранатом, карбонатами [59], в измененных габбро-долеритах — роговой обманкой, биотитом, магнетитом, сульфидами [111], в щелочных лавах — меллитом [52], в скарнах — плагиоклазом, гроссуляром, везувианом, ксантофиллитом [24], меллитом [60].

Искусств. Известен как новообразование известковых печей [121] и в феррохромовом шлаке (с 2% Cr_2O_3) [122]. При атмосферном давлении получены безжелезистые аналоги фассаита: из сплава $Al_2O_3, CaCO_3, MgO, SiO_2$ при 1400—1500° [33], из стекол в системе $CaMgSi_2O_6-CaAlAlSiO_6$ [7, 123—127] и в системе энстатит—диопсид—анортит [128]. В системе $CaMgSi_2O_6-CaFe^{3+}AlSiO_6$ из гомогенных стекол, нагретых до 1250°, за 2—3 часа кристаллизуются все члены ряда твердых растворов, в том числе фассаит [15]. Отвечающий фассаиту железистый пироксен с 10,8% FeO и 10,0% Fe_2O_3 получен в системе $CaO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$ [129]. Безалюминиевый фассаит («ферридиопсид») образовался при 1175° в системе $CaMgSO_4-CaSiO_3-Fe_2O_3$ [8]. При 1 атм синтезированы титановые аналоги фассаита, содержащие до 30—40% $CaTi^{3+}SiAlO_6$ или $CaAlTi^{4+}AlO_6$ в $CaMgSiO_6$ [33]. Фассаитоподобные соединения получены в системе $CaMgSi_2O_6-CaTi^{4+}Al_2O_6-CaAlAlSiO_6$ [123, 130—134]. Фассаит, синтезированный в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ при 10 кбар, имеет состав $CaMg_{0,5}Al_{0,5}Si_{1,5}Al_{0,5}O_6$ [125]; при 30—36 кбар и 1050—1400° получен в системе диопсид—анортит; с примесью Na — в системе диопсид — средний плагиоклаз [135]. Получен при кристаллизации расплавленных авгитовых лейцититов при 10—33 кбар и 1200—1475° [136].

Отл. От других кальциевых пироксенов отличается только по содержанию R^{3+} в M(1) и в T.

Межплоскостные расстояния фассаита из Якутии [12]*

Си-излучение, без фильтра. 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>
021	3	3,28	$\bar{4}21$	3	2,092	151	2	1,613
220	5	3,20	420	1	2,057	440	1	1,602
221	10	2,97	041	3	2,016	023	1	1,573
310	7	2,93	$\bar{1}32$	1	1,960	113	1	1,563
$\bar{3}11$	3	2,87	331	1	1,839	600	1	1,553
$\bar{2}02$	5	2,536	510	2	1,824	350	2	1,534
221	5	2,500	132	1	1,804	$\bar{3}51$	2	1,525
131	1	2,360	241	1	1,783	$\bar{5}32$	1	1,504
400	1	2,334	421	1	1,770	332	1	1,500
311	2	2,288	150	2	1,731	060	1	1,468
112	1	2,218	312	1	1,696	$\bar{1}52$	1	1,463
$\bar{2}22$	1	2,194	$\bar{4}42$	1	1,688	531	3	1,415

hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
330	3	2,132	$\bar{3}13$	1	1,663	260	2	1,399
$\bar{3}31$	3	2,114	$\bar{2}23$	1	1,625	$\bar{2}61$	1	1,374

* Оригинал хим. анализа 30.

Межплоскостные расстояния см. также [20, 28, 39, 40, 72].

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E. Geol. Mag., 1938, 75, N 884, 81.
2. Tröger E. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, Abt. A, H.6, 132.
3. Soboles B. C. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 4.
4. Srinadas A., Rao S. R., Rao A. T. Proc. Indian Acad. Sci., 1969, 70, 15.
5. Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Тр. ИГН АН УкрССР. Сер. петр., мин., геохим., 1963, вып. 20, 51.
6. Huckenholz H. G. Contrib. min., petrol., 1973, 40, N 4, 315.
7. Sakata Y. Japanese J. Geol., geogr., 1957, 28, N 4, 161.
8. Huckenholz H. G., Schairer J. F., Yoder H. S. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 163.
9. Huckenholz H. G. N. Jb. Min., Abhandl., 1974, 121, H.2, 160.
10. Peacor D. R. Am. Min., 1967, 52, N 1-2, 31.
11. Takeda H. J. Geophys. Res., 1972, 77, N 29, 5798.
12. Гинзбург И. В., Разманова З. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1973, вып. 22, 191.
13. Rao A. T., Rao M. Vishnuwardhana. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 975.
14. König G. Beitr. Min., Petr., 1960, 7, H. 6, 409.
15. Hijikata K. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol., 1968, 14, N 2, 149.
16. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, 172; Мак Грегор И. Д. Там же, стр. 334.
17. Dowty E., Clark J. R. Am. Min., 1973, 58, N 3-4, 230.
18. Ohashi H., Hariya Y. Proc. Japan. Acad., Tokyo, 1970, 46, N 6, 684.
19. Ohashi H., Hariya Y. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1973, 68, N 7, 230.
20. Надеждина Е. Д., Юдина В. В., Яковлевская Т. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77, 307.
21. Piso E. Tscherm. min., petr. Mitt., 1970, 14, H. 2, 103.
22. Hollister L. S., Gancarz A. J. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 959.
23. Sabinin L. I. Geologie, 1970, 19, H. 5, 549.
24. Шабынин Л. И., Уланова О. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 147.
25. Tokody L. Zs. Krist., 1923, 57, 378.
26. Еникеев М. Р. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 49.
27. Rahman S. Min. Mag., 1975, 40, N 309, 43.
28. Majmundar H. N. Southeast. Geol., 1970, 11, N 4, 269.
29. Суняков В. И., Федосеева М. М. Геология и геофизика, 1971, № 7, 57.
30. Holzner J. Zs. Krist., 1934, 87, H. 1-2, 1.
31. Mahmood Ahmed. Min. Pol., 1970 (1972), 1, 17.
32. Zabransky F., Diabant J. Geol. Zborn., Geol. Carp., 1970, 21, 99.
33. Цветков А. И. Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 138, 3.
34. Чесноков Б. В. ДАН СССР, 1959, 129, № 3, 647; Изв. Высш. уч. зав., Геол. и разв., 1959, № 7, 70.
35. Manning P. G., Nickel E. H. Canad. Min., 1969, 10, pt 1, 71.
36. Wass S. Y. Min. Mag., 1973, 39, N 302, 133.
37. Moenke H. Mineralspectren, II, Berlin, 1966, 6, 62.
38. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 179.
39. Родыгина В. Г. В кн.: Сб. статей по геологии Сибири. Изд. Томск. ун-та, 1975, 125.
40. Шпель А. Б. Геология и геофизика, 1971, № 7, 70.
41. Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969, 39.
42. Коконова В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60, 74.
43. Dixon B. E., Kennedy W. A. Zs. Krist., 1933, 86, H 1-2, 112.
44. Пискорская Е. К. Мин. сб. Львов, 1965, № 19, вып. 1, 98.
45. Verhoogen J. Am. J. Sci., 1962, 260, N 3, 211.
46. Шабынин Л. И. ДАН СССР, 1969, 187, № 6, 1386.
47. Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботуобии. М.: Наука, 1965, 82 и 118.
48. Schorer G. N. Jb. Min., Monatsh., 1970, H. 7, 310.
49. Дженчурбаева Р. Д. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6, 56.
50. Купо Н. J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 780, 616.
51. Конев А. А., Самойлов В. С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974, 79.
52. Шаракишинов А. О. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973, 31; Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975, 85.

53. *Sahama T. G.* Geol. Rundschau, 1968, 57, N. 3, 904.
54. *Гинзбург И. В., Телецкова Р. Л., Осолодкина Г. А., Унанова О. Г.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 54.
55. *Малахов И. А., Малахова Л. В.* Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАН, 1970, вып. 83, 90.
56. *Sahama T. G.* Bull. Comm. géol. Finl., 1961, N 196, 151.
57. *Fernandes Santin S.* Bull. Volcanologue, 1969, 33, 989.
58. *Lopez Ruiz J.* Estudios geol., 1971, 27, N 5, 415.
59. *Латыш И. К.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 50, 50.
60. *Юдина В. В.* В кн.: Соотношение магматизма и метасоматоза в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, 120, 130.
61. *Schorer G.* Chem. d. Erde, 1970, 29, N 2, 69.
62. *Кухаренко А. А.* Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1962, № 312, вып. 13, 139.
63. *Aoki K.* Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 4, 270.
64. *Шабынин Л. И.* В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975, 289.
65. *Гинзбург И. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 539.
66. *Knopf A., Lee D. E.* Am. Min., 1957, 42, N 1-2, 73.
67. *Varet J. N.* Jb. Min., Monatsh., 1969, N. 4, 174.
68. *Lefèvre C.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1969, 92, N 1, 98.
69. *Меликсетян Б. М.* Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971, 157.
70. *Кононова В. А., Лапутина И. П., Ломейко Е. И., Тимофеева И. А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, 45.
71. *Адамян А. А.* В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск: Наука, 1973, 102.
72. *Мамедов А. И., Махмудов С. А.* ДАН АзербССР, 1957, 13, № 10, 1075.
73. *Brousse R., Lefèvre C.* Bull. Soc. géol. France, 1966, 8, N 2, 223.
74. *Мушкин И. В., Брейвинская В. М.* Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1972, вып. 3, (45), 97.
75. *Денисов Е. П.* Геология и геофизика, 1973, № 3, 34.
76. *Aoki K.* Am. Min., 1964, 49, N 9-10, 1199.
77. *Флеров Г. В., Долгова Т. В.* Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1967, вып. 25, 69.
78. *Aoki K., Kushiro Ikuo.* Contrib. min., petrol., 1968, 18, N 4, 326.
79. *Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968, 70.
80. *Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свишникова Е. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65, 239.
81. *Веселовская М. М.* Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 86, № 39, 71.
82. *Poucllet A., Bizouard H.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1974, 97, N 6, 470.
83. *Руб М. Г., Залищак Б. Л.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, 80.
84. *Dienes I.* Magi. állami. földt., intéz évi jelent., 1968 (1971), 125.
85. *Ибадуллаев С. И., Козлова О. Н.* Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки. М.: Недра, 1972, 78.
86. *Виленский А. М.* Петрология интрузивных траппов Севера Сибирской платформы М.: Наука, 1967, 30; в кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1966, 66.
87. *Паланджян С. А.* Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд-во АН Арм.ССР, 1971, 65.
88. *Hess H. H.* Am. Min., 1949, 34, N 9-10, 621.
89. *Гинзбург И. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 17.
90. *Ishibashi K.* Sci. Rep. Kyushu univ., 1964, 7, N 1, 47.
91. *Minoz M., Sagredo J.* Contrib. min., petrol., 1974, 44, N 1-2, 139.
92. *Reid A. M., Dawson J. B.* Lithos, 1972, 5, N 2, 115.
93. *Wilkinson J. F. G.* Geol. Mag., 1957, 94, N 2, 123.
94. *Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Краснов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К.* Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 328.
95. *Lowering J. F., White A. J. R.* Contrib. min., petrol., 1969, 21, N 1, 9.
96. *Лебединский В. И., Кириченко Л. П.* В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970, 113; в кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, 224.
97. *Ормонт Н. Н.* Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол. почв. геол.-геогр., 1956, № 1, 95.
98. *Huckenholz H. G.* Beitr. Min., Petr., 1965, 11, N 5, 415; 1965, 11, N 2, 138.
99. *Huckenholz H. G.* Beitr. Min., Petr., 1966, 12, N 1, 73.
100. *Loeschke J. N.* Jb. Min., Abhandl., 1973, 119, N. 1, 20.
101. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 35.
102. *Clarke F. W.* U. S. Geol. Surv., Bull., 1915, N 591, 303.
103. *Киселев А. И., Головки Г. А., Медведев М. Е.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, 46.
104. *Majmundar H. H.* Canad. Min., 1971, 10, pt 5, 899.
105. *Nashimoto M. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 10, 323.
106. *Юдина В. В.* Сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». М.: Наука, 1970, 143.
107. *Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975, 225.

108. Костов-Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова Й., Киров Г. Н. Минералите Българск. АН, София, 1964, 286.
109. Zsiony V. Zs. Krist., 1923, 57, 387.
110. Nicholls I. A. Contrib. min., petrol., 1971, 30, N 4, 261.
111. Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964, 192.
112. Гинзбург И. В. ДАН СССР, 1969, 186, № 2, 423.
113. Колесник Ю. Н. Геология и геофизика, 1971, № 10, 25; Геология и геофизика, 1972, № 9, 16.
114. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 229.
115. Перчук Л. Л. Геохимия, 1971, № 1, 23.
116. Жариков В. А., Власова Д. К., Периев Н. Н. В кн.: Тезисы докладов к совещанию по типоморфизму. М., 1969, 90.
117. Marvin U. B., Wood J. A., Dickey J. S. Earth Planet. Sci. Lett., 1970, 7, 346.
118. Brown G. E., Wechsler B. A. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, suppl. 4, N 1, 887.
119. Холлистер Л. С., Кулик Ч. Г. В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, 177.
120. Bence A. E., Papike J. J., Prewitt C. T. Earth a. planetary sci. letters, 1970, 8, N 6, 393; Ross M., Bence A. E., Dwornik E. J., Clark J. R., Papike J. J. Science, 1970, 167, N 3918, 630.
121. Смирнов Н. Н. Сб. Минерал. и геол. кабинетов Москов. ун-та, М., 1923, 2.
122. Лапин В. В. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1937, вып. 11, 127.
123. Segnit E. R. Min. Mag., 1953, 30, N 223, 218.
124. Neufville J. D., Schairer J. F. Carnegie Inst. Washington, 1962, Year Book N 61, 56.
125. Clark S. P., Schairer J. F., Neufville J. de. Carnegie Inst, Washington, 1962, Year Book N 61, 59.
126. Торопов Н. А., Хотимченко В. С. ДАН СССР, 1966, 170, № 5, 1167.
127. Торопов Н. А., Хотимченко В. С. Изв. АН СССР. Сер. неорг. материалы, 1967, 3, № 9, 1615.
128. Nytonen K., Schairer J. F. Carnegie Inst. Washington, 1960, N 59, 71.
129. Лебедева Р. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1974, вып. 23, 215.
130. Yang H. Y. Trans. Am. Geophys. Union, 1973, 54, N 4, 478.
131. Mason B. Am. Min., 1974, 59, N 9-10, 1198.
132. Yagi K., Onuma K. J. Fac. sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol., 1967, 13, N 4, 463.
133. Onuma K., Yagi K. J. Fac. sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol., 1968, 14, N 2, 135.
134. Barth T. F. W. N. Jb. Min., 1931, B.- Bd. 64, A, 217.
135. Kushiro I. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 179.
136. Thompson R. N. Min. Mag., 1974, 39, N 307, 768.

Близок к фассаиту, но отличается от него большими содержаниями Al и Ti, богатый алюминием и титаном пироксен — aluminium-titanian-rich-pyroxene [1].

Этот пироксен описан также под названиями: фассаит — fassaite [2], Ti³⁺-фассаит — Ti³⁺-fassaite [3], авгит — augite [4], титановый авгит — titanian-augite [5].

Монокл. с. C_{2h}^3 — C2/c. $a_0 = 9,80$, $b_0 = 8,58$, $c_0 = 5,36$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,082 : 1 : 0,062$; $\beta = 105^\circ 37'$ [3].

Анализы (микросондовые):

	1	2	3		1	2	3
MgO	5,1	6,7	7,58	Al ^{VI}	0,2	0,2	0,05
CaO	24,9	24,6	21,56	Al ^{IV}	0,8	0,7	0,57
FeO	не обн.	не обн.	9,4	Fe ²⁺	—	—	0,10
Al ₂ O ₃	22,0	19,3	13,64	Ti ³⁺	0,4	0,3	—
SiO ₂	31,3	32,8	37,31	Ti ⁴⁺	0,1	0,1	0,25
TiO ₂	17,7	16,6	8,73				
Сумма	101,0	100,0	99,63				

1 — «авгит», из хондрита Альенде (Мексика), анал. Андерсон [4]; 2 — «титан-фассаит», из хондрита Альенде (Мексика), анал. Нелен [3]; 3 — «титановый авгит», из оливнинового базальта о-ва Тянги, содержит также Na₂O — 1,13; MnO — 0,22; Cr₂O₃ — 0,06, анал. не указан [5].

О богатых алюминием и титаном пироксенах см. также [4, 6, 7].

Под микроскопом плеохроирует от красновато-бурого до зеленого. Двуосный (+). Удлинение (+). $Nm = b$; $cNg = 58^\circ$. $n_g = 1,762$, $n_m = 1,750$,

$n_p = 1,747$. $2V = 64^\circ$ (Na). Сильная наклонная дисперсия опт. осей [8].

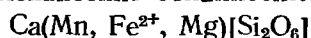
Обнаружен в щелочном оливиновом базальте о-ва Таити в виде зональных микрофенокристаллов и в сростаниях с оливином, плагиоклазом, лейцитом, титаномагнетитом, ильменитом [5]. Содержится в каменном метеорите Альенде (Мексика) в ассоциации с геленитом, анортитом, шпинелью [3, 4, 6, 9, 10].

Синтезирован в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaTi}^{4+}\text{Al}_2\text{O}_6$ — CaAlSiAlO_6 при 1235 — 1245° [6, 11]; получен также в системе с геленитом, анортитом, шпинелью [9].

Л и т е р а т у р а

1. Mason B. Am. Min., 1974, 59, N 9—10, 1198.
2. Marvin U. B., Wood J. A., Dickey J. S. Jr. Earth Planet. Sci. Lett., 1970, 7, 346.
3. Dowty E., Clark J. Am. Min., 1973, 58, N 3-4, 230.
4. Fuchs L. H. Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 2053.
5. Tracy R. J., Robinson P. Am. Min., 1977, 62, N 7-8, 634.
6. Mason B., Marvin P. M. Earth Planet. Sci. Lett., 1974, 22, 141.
7. Christophe-Michel-Levy M., Caye R., Nelen J. Meteoritics, 1970, 5, N 4, 211.
8. Dowty E., Clark J. R. Am. Min., 1973, 58, N 9-10, 962.
9. Clark R. S., Jr., Jaroszewich E., Mason B., Nelen J., Gomez M., Hyde I. R. Smithsonian Contrib. Earth Sci., 1970, N 5, 1.
10. Fuchs L. H. Am. Min., 1969, 54, N 9-10, 1645.
11. Yang H. Y. Trans. Am. Geophys. Union, 1973, 54, 478.

Йохансенит Johannsenite



Назван по имени профессора А. Йохансена из Чикаго [1].

Синон. Иоганнсенит [2], джоганнсенит [2], джосонит [3]. Богатый известью родонит — high lime rhodonite (Дельтер, 1897) — устаревшее название для смеси йохансенита, родонита и бустамита [4].

Разнов. Магнезиальный йохансенит, железистый йохансенит.

Характ выдел. Тонкопризматические, игольчатые и волокнистые кристаллы (до 4—15 см), параллельные, сноповидные, радиально-лучистые, сфероликовые агрегаты.

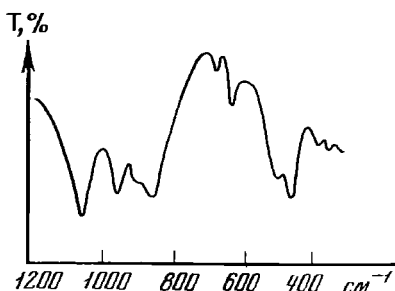
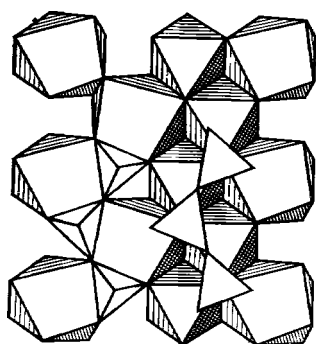
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C 2/c$ [5]. $Z = 4$.

Параметры элементарной ячейки для некоторых химически анализированных йохансенитов:

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Хим. анализы	Ссылка
9,978	9,156	5,293	1,090:1:0,578	$105^\circ 29'$	1	[5]
9,90	9,10	5,27	1,088:1:0,579	105 05	4	[6]
9,83	9,04	5,27	1,087:1:0,583	105 00	—	[7*]
9,91	9,10	5,28	1,089:1:0,580	105 11	2	[8]
9,85	9,06	5,25	1,087:1:0,579	104 50	8**	[9]

* Хим. анализ см. в [7]; ** Железистый йохансенит.

По структуре (фиг. 128) [5] сходен с другими пироксенами пр. гр. $C2/c$. Отличия обусловлены нахождением Mn^{2+} в позиции $M(1)$, что вызывает увеличение полиэдров $M(1)$, $M(2)$ и T ; угол между мостиковыми кислородами тетраэдрической цепочки $O(3)$ — $O(3)$ — $O(3) = 163,78^\circ$. Из восьми кислородов, окружающих Ca, четыре находятся на расстоянии $2,35$ Å и четыре на расстоянии $2,71$ Å. По мессбауэровским спектрам железистого йохансенита из Баната (Румыния), в $M(1)$, помимо Mn^{2+} , входят Fe^{2+} и Fe^{3+} [10]. Разница межкатоменных расстояний в Ca-полиэдре $M(2)$ достигает $0,455$ Å, в Mn-полиэдре $M(1)$ — $0,097$ Å и в Si-тетраэдре (T) — $0,099$ Å, что превышает соответствующие величины в других пироксенах группы $C2/c$. Тетраэдры особенно вытянуты вдоль цепочек, а Ca-восьмивершинники — перпендикулярно к ним, поэтому в йохансените параметр c_0 наибольший среди пироксенов группы $C2/c$ [5].



Фиг. 128. Структура йохансенита в проекции на плоскость плотноупакованных O-слоев (по Фриду и др.)

Фиг. 129. ИК-спектр йохансенита (по Рутштейну)

Кристаллы сильно удлинены по оси c , без головок. Формы призматического пояса развиты не одинаково: либо лучше выражены пинакоиды a (100), b (010) (Дир и др., 1965), либо призма m (100) [4, 11]. Иногда кристаллы уплощены по b (010) и несут штриховку параллельно удлинению.

Физ. св. Сп. совершенная по (110), отдельность по (001), (100) и (010). Изл. неровный, до раковистого. Тв. 6. Уд. в. от 3,37 [11] до 3,54 [8]. Цв. бесцветный, белый, синий, голубой, сине-зеленый, серый, серовато-зеленый, бурый, малиново- и розовато-бурый. Железистый йохансенит светло- или темно-зеленый. Йохансенит из Родоп (Болгария) на свежих сколах синий и аквамариново-синий [6]. На солнечном свете, вследствие окисления Mn^{2+} , становится бледно-зеленым, буровато-зеленым, бежево-зеленым, бледно-кофейным [8]. Гвоздично-красный и розоватый оттенки бурого цвета вызваны примесью родонита [4]. Бл. стеклянный. Полупрозрачен. С увеличением содержания железа (железистый йохансенит) большей частью утрачивает прозрачность. ИК-спектр имеет три сильные полосы в области $1050-850\text{ см}^{-1}$ и одну сильную в интервале $500-400\text{ см}^{-1}$ (фиг. 129) [12].

Микр. В шлифах слабо-зеленоватый до бесцветного. Не плеохроирует. Двусосный (+). Пл. опт. осей (010), $Nb = b$, $cNg = 43-52^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,725-1,740$, $n_m = 1,706-1,721$, $n_p = 1,697-1,713$, $n_g - n_p = 0,023 - 0,035$. У железистого йохансенита показатели преломления иногда несколько выше. $2V = 58-72^\circ$. Дисперсия опт. осей $r < v$ [11] или $r > v$ [4]. Двойники простые и полисинтетические по (100) [4, 5]. Наблюдались включения кварца [13], родонита, кальцита, реже бустамита [4].

Хим. Теор. состав для $CaMn [Si_2O_6]: SiO_2-48,62$, $MnO = 28,69$, $CaO = 22,69$. Колебания состава йохансенита, включая его магнизиальные и железистые разновидности (в%): SiO_2 50,9—46,3; MnO 27,8—8,9; CaO 23,5—18,8; FeO 13,4 — следы; MgO 9,1—0,2

Пределы содержаний катионов по позициям (на формульную единицу):

	M(2)	M(1)	
Ca	0,80—1,00	Mn	0,50—1,00
Mg, Fe^{2+}	0,02—0,00	Fe^{2+} , Mg	0,50—0,00

Изоморфные примеси (Na, K, Fe^{3+} , Mg, Al, Fe^{3+} , Ti^{4+} , Zn и др.) и их положение в структуре такие же, как и у других пироксенов. В йохансенитах, как и в других марганцевых пироксенах из Франклина (шт. Нью-Джерси, США), установлен Sc (12—95)· $10^{-4}\%$ [14]. Жариков и Власова [15] йохансениты с FeO около 4,3% называют железистыми. Другие авторы [13, 16—18] к железистым относят йохансениты с FeO 8,3—13,4%, что принято и в нас-

тоящем справочнике. Границы собственно йохансенита с магнизиальным йохансенитом и последнего с марганцевым диопсидом условны и точно не установлены.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	0,25	—	—	0,07	—	—	0,09	—
K ₂ O	—	0,04	—	—	0,02	—	0,09	0,05	—
MgO	0,23	0,48	2,84	1,11	2,29	6,19	1,47	2,19	4,14
CaO	20,56	19,10	22,59	21,62	21,87	22,97	22,65	20,79	21,70
MnO	27,82	27,53	26,10	24,90	22,58	14,85	15,69	14,14	13,76
FeO	0,50	3,20	Сл.	1,77	1,54	2,59	10,58	13,44	8,28
ZnO	—	—	—	—	—	3,27	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,80	—	2,14	0,74	—	0,08	0,58	—
Fe ₂ O ₃	—	0,30	—	1,21	0,79	—	0,32	Не обн.	4,23
SiO ₂	48,16	48,02	48,29	46,66	48,81	50,30	48,91	48,39	46,98
MnO ₂	0,11	—	—	—	—	—	—	—	0,76
H ₂ O ⁺	0,58	0,23	—	0,78	0,32	—	—	0,08	—
H ₂ O ⁻	0,55	Не обн.	—	0,27	0,35	—	0,05	0,12	—
Сумма	99,87*	99,95	99,82	100,46	99,40**	100,17	99,84	99,87	99,85
Уд. в.	—	3,54	3,52	3,471	3,37	—	3,536	3,55	3,50
n _g	1,737	1,736	1,734	1,726	1,732	1,725	1,737	1,745	—
n _m	1,719	1,720	1,712	—	1,710	1,706	1,718	1,728	1,728
n _p	1,710	1,707	1,699	1,703	1,700	1,697	1,708	1,716	—
cNg	48°	—	46°	43—48°	47—52°	—	51,5°	48°	48°
(+)-2V	70°	72°	—	58—61°	67°	—	69°	64°	—

* В том числе CO₂ — 1,02, ZnO — 0,34. ** В том числе TiO₂ — 0,01, P₂O₅ — 0,01.

1 — зеленоватый, рудник Шю-Винсент Венеция (Италия), анал. Шэлер [4], изучена структура [5]; 2 — голубой, из Терагоси (Япония) [8]; 3 — бесцветный, из скарнов Франклина, шт. Нью-Джерси (США), анал. Бауэр [19]; 4 — сине-зеленый, из марганцевых скарнов Бориева, Родопы (Болгария) анал. Коллакчиева [13]; 5 — желтовато-бурый, Блек-Хилс, шт. Аризона (США), анал. Мансон [11]; содержит кроме того (в %): Ba — 0,015; B, Co, Pb, Sn, Sr, V, Y — 0,002—0,007, Cr, Si, Ni — 0,0005—0,0007 [14]; 6 — цинксодержащий магнизиальный, Франклин, шт. Нью-Джерси (США), анал. Фейрчайлд [4]; 7 — железистый, темно-зеленый, месторождение Саса (Югославия), анал. Голуб [9]; 8 — железистый, бледно-зеленый, Брокен-Хил (Австралия), анал. Хатон [17]; 9 — железистый, темно-зеленый, из скарнов Алтын-Топкана (СССР), анал. Касьянова [18].

Диагн. исп. При нагревании в закр. тр. теряет слабо связанную воду. При нагревании порошка в HCl нацело разлагается. П. п. тр. легко сплавляется в стекловатый, прозрачный и бесцветный шарик, а при содержании FeO > 3,2% — в бурый и менее прозрачный [4].

Повед. при нагр. Около 830° превращается в бустамит [4]; при 1070° в атмосфере азота в течение 15,5 часов железистый йохансенит полностью переходит в бустамит. При той же температуре на воздухе железистый йохансенит за 7,5 часов распадается с выделением окислов железа и марганца.

Находж. Сравнительно редок. Встречен в некоторых скарных месторождениях серебра, меди, цинка, свинца, марганца, а также в контактово-метаморфизованных известняках; найден в поздних жилках среди риолитов. Собственно йохансенит в СССР не известен.

Наиболее распространен в Маданском свинцово-цинковом рудном районе в Родопях (Болгария), где является главным минералом высокотемпературных скарнов [13]; в месторождениях Болгарии: Бориева (хим. анализ 4) [13], Омарево, Шаренка и др. [20] представлен радиально-лучистыми агрегатами удлиненных кристаллов (от 3 мм до 40 мм); замещается кварцем, карбонатами, галенитом, сфалеритом и другими минералами. Обычен в контактных известняках и рудных жилах серебро-свинцово-цинкового месторождения Блек-Хилс в шт. Аризона, США (хим. анализ 5) [11]; образует прослойки, линзочки, а также крупные скопления (до 1—1,5 на 10—15 м) в известняках.

В цинково-марганцевом месторождении Франклин в шт. Нью-Джерси (США) ассоциируется с другими цинк- и марганецсодержащими пироксенами (хим. анализ 3) [19, 21]; образует агрегаты расходящихся бесцветных и белых волокон (до 2 см). Собственно йохансенит в этом месторождении пространственно разобшен с родонитом и бустамитом [19], а магнезиальный йохансенит часто заключен в бустамите [4]. Близ Ванейдиума в шт. Нью-Мексико (США) в медно-свинцово-цинковых рудах, залегающих в метаморфизованных известняках около гранитоидных куполов [4, 22], наряду с железистым йохансенитом, известен и собственно йохансенит [16], образовавшийся ранее основной массы рудных минералов; частично замещен родонитом и кальцитом. В японском месторождении Терагоси (преф. Окаяма) [8] голубой (хим. анализ 2) и зеленый йохансенит в виде вытянутых столбчатых кристаллов (до 0,5—1,5 см) входят в состав марганцевых руд. Как продукт контактового метаморфизма известняков известен близ Венеции и в Тоскане (Италия), близ Ганновера в шт. Нью-Мексико и Франклина в шт. Нью-Джерси (США), в Алжире и на о-ве Эльба [4]. В районе Пуэбло (Мексика) йохансенит установлен в кальцитовых жилках в риолитах совместно с ксонотлитом; в шт. Орегон (США) он обнаружен в секущих риолитах кварцевых жилах [4]. В Брокен-Хиле (Австралия) наблюдались неориентированные нарастания бустамита на железистом йохансените [17]. Из более поздних минералов в ассоциации с йохансенитом обычны родонит, ксонотлит, кальцит, кварц, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит.

Изм. Характерно замещение родонитом (Пуэбло в Мексике, Орегон и Нью-Мексико в США, Венеция в Италии) [4, 16]. Известны полные псевдоморфозы родонита по йохансениту [4]. Замещение йохансенита родонитом сопровождается образованием ксонотлита и кальцита. Отмечено образование по йохансениту уралита и кальцита. В зоне гипергенеза замещается псиломеланом, кварцем, карбонатами, нонтронитом, минералом типа гизингерита.

Искусств. Не получен.

Отл. От других пироксенов отличается составом и отчасти оптическими свойствами и параметрами элементарной ячейки. От пироксеноидов — оптическими свойствами и рентгенограммой.

Разнов. Магнезиальный йохансенит — *magnesian johannsenite* [23].

Синон. Магнезийохансенит — *magnesi johannsenite* [15]; йохансенит [4].

Отличается от собственно йохансенита более высоким содержанием магния и более низким — марганца. Иногда содержит повышенное количество ZnO (хим. анализ 6). Цвет голубой, менее интенсивный, чем у собственно йохансенита. Оптические константы см. при хим. анализе 6. Обнаружен в США в свинцово-цинковом месторождении Франклин (шт. Нью-Джерси); бурые кристаллики магнезиального йохансенита заключены в агрегатах бустамита [4].

Железистый йохансенит — *ferroan johannsenite* [16]. Выделен по повышенному содержанию железа (хим. анализы 7—9).

Синон. Ферройохансенит — *ferro-johannsenite* [9], ферройохансенит [15].

Содержание главных компонентов (в %) [13, 15—18]: MnO — 9,7—15,7, FeO — 8,3—13,4, Fe_2O_3 — 0,00—4,23, CaO — 20,6—22,5. Образует лучистые, сноповидные и параллельно-шестоватые агрегаты [16] плохо образованных, сильно уплощенных параллельно (010) кристаллов с грубой штриховкой \parallel (001) [17]. Цв. густо-зеленый, реже буро-зеленый и черный. Оптические константы: $n_g = 1,723—1,745$, $n_m = 1,702—1,728$, $n_p = 1,695—1,716$; $cNg = 46—48^\circ$; (+) $2V = 60—70^\circ$ [16—18]. Параметры элементарной ячейки железистого йохансенита см. в разделе «Структ. и морф. крист.»

Более редок, чем собственно йохансенит. Встречается совместно с другими марганецсодержащими пироксенами в скарнах. В Алтын-Топкане (ТаджССР) представлен лучистыми агрегатами (до 15—20 см) светло-зеленого, зеленого и черно-зеленого цвета (хим. анализ 9) в ассоциации с родонитом, волластонитом

том, везувианом, гранатом, эпидотом, тремолитом, кварцем, кальцитом [18]. В свинцово-цинковом месторождении Саса (западнее города Скопле в Югославии) [9] железистый йохансенит — главный минерал в скарнах и второстепенный — в рудных жилах (хим. анализ 7), ассоциируется с бустамитом. В цинково-свинцовых рудах в скарнах Баната (Румыния) [10] образовался ранее галенита, сфалерита и части граната, частично замещен ильваитом, эпидотом, кварцем и кальцитом [20]. Характерен для свинцово-цинкового месторождения Стар в шт. Нью-Мексико (США) [16], где наблюдается его замещение родонитом, кварцем, магнетитом, сфалеритом. В месторождении Брокен-Хил, Австралия (хим. анализ 8) [17] железистый йохансенит встречается в сростании с манганпиросмалитом и бустамитом; кристаллы прозрачного зеленого железистого йохансенита покрыты красно-бурыми пленками стуртита [17].

Межплоскостные расстояния йохансенита из Болгарии [6]*

$\text{CuK}\alpha$ -излучение; $D = 114,6$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
100	4	6,58	002	8	2,547	442	1	1,848
200	2	4,78	400	1	2,389	$\bar{2}41$	1	1,836
020	1	4,55	$\bar{3}11$	2	2,347	$\bar{4}21$	1	1,808
111	1	4,43	$\bar{1}12$	5	2,243	150	2	1,786
021	1	3,382	022	3	2,223	042	2	1,697
220	4	3,290	330	2	2,194	313; $\bar{1}51$	1	1,663
221	10	3,023	331	4	2,164	440; 531	2	1,648
310	10	3,013	421	3	2,136	223	5	1,633
311	3	2,917	041	2	2,076	060	4	1,517
130	1	2,876	$\bar{2}02$	3	2,038	Кроме того, 18 слабых		
131	6	2,600	402	3	2,025	линий до 1,239		
$\bar{2}21$	5	2,564	132	2	1,988			

* Оригинал хим. анализа 4. Проиндексированы на основе параметров элементарной ячейки геденбергита.

Межплоскостные расстояния см. также в [13].

Л и т е р а т у р а

- Schaller W. T. Am. Min., 1933, 18, N 3, 13.
- Шубникова О. М. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1940, вып. 31, 40.
- Мамедов Х. С., Чигаров М. И. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 2, 145.
- Schaller W. T. Am. Min., 1938, 23, N 9, 575.
- Freed R. L., Peacor D. R. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 709.
- Падера К., Минчева-Стефанова И., Киров Г. К., Изв. Геол. ин-та «Страшимир Димитров», Българска АН, 1964, кн. 13, 5.
- Schiaviano G. Rend. Soc. min. Ital., 1953, 9, 210.
- Momoi H. Mem. Fac. Sci. Kyushu univ., ser. D, geol., 1964, 15, N 1, 65.
- Baric L. Fortschr. Min., 1961, 39, N 1, 137.
- Ionescu J., Filoti G., Gomolea V. Rev. Roum. géol., géophys., géogr., Ser. géol., 1971, 15, N 1, 67.
- Simons F. S., Munson E. Am. Min., 1963, 48, N 9-10, 1154.
- Rutstein M. S., White W. B. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 877.
- Минчева-Стефанова И., Падера К. Acta Univ. Carolinae, Geol., 1968, N 3, 191.
- Fron del C. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 1051.
- Жариков В. А., Власова Д. К. ДАН СССР, 1955, 105, № 4, 814.
- Allen V. T., Fahey J. J. Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 883.
- Hutton C. O. Am. Min., 1956, 41, N 7-8, 581.
- Сквалецкая Л. В. Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1958, вып. 102, 35.
- Fron del C. Am. Min., 1965, 50, N 5-6, 780.
- Костов Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова И., Киров Г. Н. Минералите в България. Изд-во Българ. АН, София, 1964, 288.
- Fron del C., Ito J. Am. Min., 1966, 51, N 9-10, 1406.
- Spencer A. C., Paige S. U. S. Geol. Surv., Bull., 1935, N 859, 67.
- Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов и вопросы их петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5.

Натриевые и натриево-кальциевые моноклинные пироксены

ГРУППА ЭГИРИНА

	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Эгирина (Na, Ca)(Fe ³⁺ , Mg, Fe ²⁺)[Si ₂ O ₆]	9,66	8,79	5,26	107°20'	3,38—3,72
Эгирина-диопсид (Ca, Na)(Mg, Fe ³⁺)[Si ₂ O ₆]	9,73—9,77	8,90—8,93	5,25—5,28	105 42—	3,32—3,60
Эгирина-геденбергит (Ca, Na)(Fe ³⁺ , Fe ³⁺)[Si ₂ O ₆]				106 11	
Жадент (Na, Ca)(Al, Mg, Fe ²⁺)[Si ₂ O ₆]	9,42	8,56	5,22	107 33	3,14—3,43
Омфацит (Ca, Na)(Mg, Fe ²⁺ , Al, Fe ²⁺)[Si ₂ O ₆]	9,644	8,807	5,258	106 34	3,11—3,42
Юриит Na Cr ³⁺ [Si ₂ O ₆]	9,560	8,746	5,270	107 23	3,60

Эгирина Aegirine (Na, Ca)(Fe³⁺, Mg, Fe²⁺)[Si₂O₆]

Назван по имени мифологического исландского бога моря Эгира [1].
Синон. Эгирит — aegirite [2], частично эгирина-авгит — aegirine-augite [3], клинопироксен, натросидерит — natrosiderite [4].

Разнов. Акмит, марганцевый эгирина, ванадиевый эгирина, титановый эгирина.

Характ. выдел. Кристаллы (от сотых долей миллиметра до 100 см) радиально-лучистые, сферолитовые, спутанно-волоконистые и перистые агрегаты, зерна неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$ [5—7]. $Z = 4$.

Значения параметров элементарной ячейки и β некоторых эгиринов:

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Хим. анализы	Ссылка
9,66	8,79	5,26	1,099:1:0,598	107°20'	—	[8]
9,687	8,807	5,285	1,099:1:0,600	106 52	5)	[9,10]
9,639	8,795	5,293	1,095:1:0,602	106 51	10)	
9,62	9,17	5,28	1,049:1:0,576	105	14	[11]
9,676	8,818	5,285	1,097:1:0,599	107 22	24)	[12]
9,689	8,843	5,286	1,095:1:0,598	106 50	25)	
9,61	8,80	5,28	1,092:1:0,600	106 34	—	[13]
9,652	8,795	5,294	1,097:1:0,602	107 24	—	[14]
9,64	8,78	5,28	1,097:1:0,601	106 57	—	[8]
9,660	8,804	5,289	1,097:1:0,600	107 20	—	[15]

При замещении $NaFe^{3+} \rightarrow CaFe^{2+}$ в искусственных эгиринах (Эг) — геденбергитах (Гд) a_0 и b_0 увеличиваются, а c_0 и β уменьшаются [16]:

Состав, мол. %	a_0 (Å)	b_0	c_0	β
Эг ₁₀₀	9,658	8,795	5,294	107°42'
Эг _{90,08} Гд _{9,97}	9,671	8,820	5,293	107 21
Эг _{81,12} Гд _{18,88}	9,691	8,837	5,292	106 95
Эг _{71,48} Гд _{28,52}	9,707	8,858	5,290	106 78
Эг _{61,70} Гд _{38,30}	9,721	8,876	5,282	106 49
Эг _{51,78} Гд _{48,22}	9,737	8,904	5,278	106 21
Эг _{41,72} Гд _{58,28}	9,757	8,927	5,272	105 96
Эг _{31,52} Гд _{68,48}	9,784	8,953	5,268	105 60
Эг _{21,17} Гд _{78,83}	9,804	8,972	5,263	105 40
Эг _{10,66} Гд _{89,34}	9,828	8,997	5,258	105 07
Гд ₁₀₀	9,841	9,027	5,247	104 80

При нагревании эгирина значения a_0 , b_0 и c_0 увеличиваются [17].

Структура эгирина аналогична структуре диопсида и жадеита [6]. По средним межатомным расстояниям и углу между мостиковыми кислородами $O(3) - O(3) - O(3) = 174,2^\circ$ эгирин ближе к жадеиту, чем к диопсиду. Эгирин и жадеит содержат Na в $M(2)$ и Fe^{3+} в $M(1)$. Это отражается на межплоскостных расстояниях, по которым эгирин четко отличается от эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита [18—21].

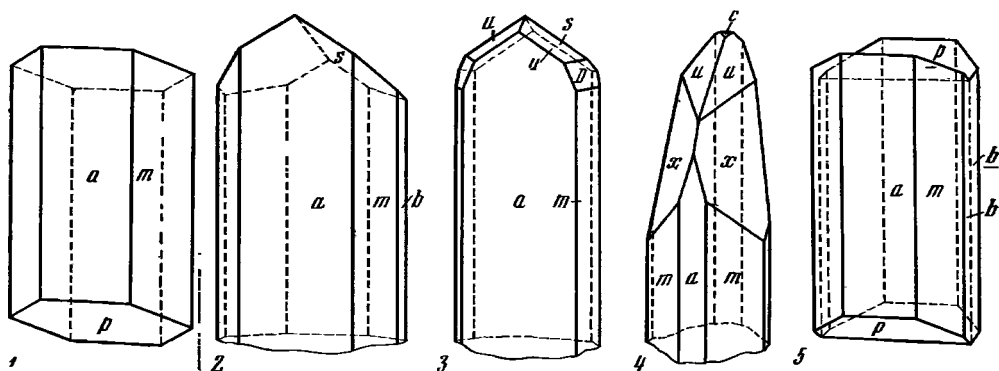
Призм. кл. $C_{2h} = 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,0998 : 1 : 0,6012$, $\beta = 106^\circ 51'$ [22]. Главные формы (по Гольдшмидту 1890, 1923 и по [23, 24]):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ			
<i>c</i>	001	90°00'	16°51'	<i>p</i>	$\bar{1}01$	-90°00'	15°01'	Ω	$\bar{8}81$	-41°34'	81°09'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>H</i>	$\bar{3}02$	-90 00	28 59	<i>P</i>	261	21 50	75 34
<i>a</i>	100	90 00	90 00	<i>u</i>	111	55 33	46 45	<i>x</i>	461	35 39	77 18
<i>m</i>	110	44 51	90 00	<i>s</i>	$\bar{1}11$	-24 03	33 21	<i>K</i>	$\bar{1}91$	-2 50	79 32
<i>L</i>	730	65 43	90 00	λ	$\bar{3}31$	-38 02	66 24	<i>Q</i>	$\bar{1}61$	-4 15	74 33
<i>f</i>	310	70 40	90 00	<i>O</i>	$\bar{6}61$	-40 54	78 10	<i>S</i>	$\bar{3}11$	-66 55	56 53
χ	510	78 06	90 00								
<i>pc</i>	$(\bar{1}01):(001) = 31^\circ 52'$			<i>mm</i>	$(110):(\bar{1}\bar{1}0) = 90^\circ 18'$			<i>uu</i>	$(111):(\bar{1}\bar{1}1) = 48^\circ 42'$		
<i>ua</i>	$(111):(100) = 53 05$			<i>sm</i>	$(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}0) = 59 08$			<i>PP</i>	$(261):(2\bar{6}1) = 125 51$		
<i>sa</i>	$(\bar{1}11):(\bar{1}00) = 77 03$			<i>ss</i>	$(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1) = 60 29$			<i>OO</i>	$(\bar{6}61):(\bar{6}\bar{6}1) = 95 26$		

Менее распространенные формы [25—28]: *i*(130), *W*(16.15.0), *g*(210), *V*(11.1.0), *v*(221), ω (331), *D*(441), δ (551), *C*(661), r ($\bar{1}12$), o ($\bar{2}21$), *A*($\bar{4}41$), π (551), *B*(992), *d*(131), *Z*(4.10.3), Δ (592), *v*(571), Λ (451), *k*($\bar{3}12$).

Представление Брэггера [23] о морфологическом различии эгирина и акмита (развитие форм *c*, *W*, *V*, π , *u*, *v*, Λ , Δ , *Z* только у эгирина и форм *L*, *H*, λ , *Q*, *P*, *S*, *K* только у акмита) не подтвердилось. Принятая Гольдшмидтом (1897, 1923), Дана (1892) и Хинце (1847) установка Деклуазо (1862) [24] — Брэггера (1890) [23] совпадает с рентгеновской. Ранее использовались установки: $a : b : c = 0,6067 : 1 : 1,0975$ [25] (*a* и *c* перемещены местами); $a : b : c = 1,0503 : 1 : 0,6009$, $\beta = 89^\circ 02'$ [26]. Сопоставление символов граней в разных установках приведено у Замбонини [26].

Облик кристаллов эгирина определяется главным образом развитием граней пояса призм. Наиболее обычные короткопризматические, длиннопризматические и тонкоигольчатые кристаллы (фиг. 130). Реже встречаются таблитчатые по *p* ($\bar{1}01$) и сильно укороченные по оси *c* кристаллы. Копьевидные кристаллы с сильно развитыми гранями *O*, *L*, Δ , Ω , χ ранее считались принадлежащими разновидности эгирина — акмиту (фиг. 131). Известны двойники роста по (100) [27]. Отмечено изменение облика кристаллов эгирина при переходе от ранних генераций к поздним: кристаллы поздних генераций, как правило, более вытянуты вдоль оси *c* [27—30]. Мельчайшие игольчатые кристаллы эгирина образуют включения в нефелине, калиевом полевоом шпате, содалите, эвдиалите, апатите [31, 32]. Предполагается, что их закономерное расположение в нефелине связано с распадом твердого раствора [33]. В интрузивных породах Ловозера и Кейв (Кольский п-ов) кристаллы эгирина иногда содержат пойкилитовые включения нефелина, содалита, апатита и др. [10, 34]. Наблюдается в сростаниях с полевыми шпатами, титанитом, апатитом, нефелином, лампрофиллитом, мурманитом, ловозеритом, щелочным амфиболом [9, 32], нагролитом [35], чевкинитом [36]. В кристаллах эгирина обнаруживаются включения ильменита, эвдиалита, лампрофиллита, арфведсонита, титанита, содалита, нефелина, полевого шпата [37], альбита, циркона, граната [38]. Известны оболочки акмита на кристаллах собственно эгирина [9, 39]. Известен в псевдоморфозах по авгиту, эгирин-диопсиду — эгирин-геденбергиту, рибекиту; развивается также по арфведсониту [35], энigmatиту, эпидоту [40], диопсид—геденбергиту [38], олигоклазу, микроклину, мелкозернистому альбиту [41].



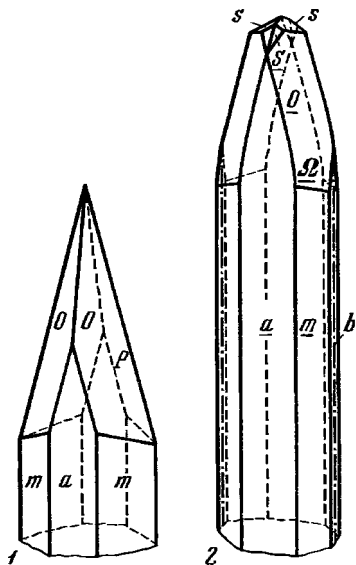
Фиг. 130. Кристаллы эгирина

- 1—3, 5 — по Костылевой;
4 — по Бёггильду;
1 — Маннепахк, Кольский п-ов,
2 — Тахтарвумчорр, Кольский п-ов,
3 — Куиксвумчорр, Кольский п-ов,
4 — Гренландия,
5 — двойник по (100), Тахтарвум-
чорр, Кольский п-ов

Физ св. Сп. совершенная по (110), отдельность по (100). Изл. неровный, занозистый. Тв. $6-6\frac{1}{2}$. Микротвердость $713-824 \text{ кгс/мм}^2$ [42, 43]. Уд. в. $3,38-3,72$ (вычисл. для хим. анализа $6-3,482$, для хим. анализа 11 — $3,534$ [10]); снижается при вхождении в эгирин Al и Mg. Цв. зеленый, черный, реже бурый (акмит) очень редко бесцветный, буровато-красный, красноватый и соломенно-желтый. Наиболее богатые щелочами эгирины обычно светло окрашены. Бурые тона связывают с Fe^{3+} , зеленые — с Fe^{2+} [44, 45]. Высказаны предположения, что зеленый цвет может быть обязан V^{3+} [46], а бурая и красновато-желтая окраски обусловлены примесями Zr, TR, Mn и Ti [47] или Ti, Mn^{2+} и Mn^{3+} [48]. Спектры пропускания свидетельствуют о связи окраски и плеохроизма эгирина с Fe^{2+} и Fe^{3+} [30]. Окраска некоторых эгиринов зональная или пятнистая. Черта белая, зеленая. Бл. стеклянный, шелковистый. Обычно непрозрачен или полупрозрачен, редко прозрачен.

Слабо магнитен, электромагнитен. При прокаливании до $600-700^\circ$ магнитность повышается [9]. Магнитная восприимчивость $(47 + 49,5) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС является линейной функцией от суммы атомных количеств $\text{Fe}_{\text{общ.}} + \text{Mn}$ [49]. Электромагнитная восприимчивость возрастает с увеличением содержания Fe^{3+} [30]. В катодных лучах обнаруживается оранжево-красное свечение [50]. Основные полосы в ИК-спектрах эгирина (в см^{-1}): 1060, 960, 643, 562, 505, 465 (фиг. 132) [51]. На основании измерений теплоемкости синтетического эгирина в интервале $5-308 \text{ K}$ вычислена его стандартная энтропия: $S_{298,15}^\circ = 40,77 \pm 0,05 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$ [52]. Измерены энтальпии эгирина при температурах до 1200 K и определены коэффициенты в уравнении: $C_p = 59,79 + 12,72 \cdot 10^{-3} T - 10,87 \cdot 10^5 T^{-2}$ [52].

Микр. В прох. свете ярко-зеленый, зеленый, буровато-зеленый, бурый, розовый, бесцветный. У интенсивно окрашенных разностей сильный плеохроизм: по Ng — зеленый, буровато-зеленый, зеленовато-бурый, зеленовато-желтый, редко желтый, по Nm — зеленый, грязно-зеленый, желто-зеленый; по Np — синевато-зеленый, ярко-зеленый, зеленовато-синий. $Ng < Nm < Np$; редко



Фиг. 131. Кристалл (1) и двойник (2) акмита

- 1 — Гренландия (по Флинку);
2 — Норвегия (по Брёггеру)

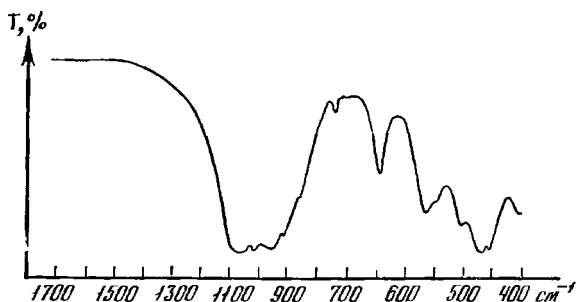
$n_g > n_p$ [48]. Известны неплеохроирующие светлоокрашенные разновидности [53, 54]. Бурые тона плеохроизма обычны у наиболее железистых эгиринов [30]. При нагревании окраска и плеохроизм сохраняются, бурые тона усиливаются. Часто наблюдаются различно окрашенные зоны. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010). $Nm=b$, $cNp=0-16^\circ$, $n_g=1,840-1,760$, $n_{m1}=1,821-1,745$, $n_p=1,776-1,726$, $n_g-n_p=0,034-0,064$; $2V=50-85^\circ$. Дисперсия сильная, $r > v$. Показатели преломления увеличиваются с возрастанием содержания Na и Fe^{3+} [16, 55, 56]. Примеси Al и Mg уменьшают показатели преломления, двупреломление и плеохроизм эгирина [48], значения cNp и $2V$ см. [57].

У синтетических пироксенов ряда эгирин—геденбергит—диопсид значения n_p возрастают от геденбергита (Гд) к эгирину (Эг) и от диопсида (Ди) к эгирину (Эг) [16]:

Состав, мол.%	n_p	Состав, мол.%	n_p
Гд ₁₀₀	1,732	Ди ₁₀₀	1,664
Эг _{21,17} Гд _{78,88}	1,738	Эг _{18,99} Ди _{81,01}	1,680
Эг _{41,72} Гд _{58,28}	1,746	Эг _{58,44} Ди _{41,56}	1,732
Эг _{61,70} Гд _{38,30}	1,757	Эг _{68,63} Ди _{31,37}	1,743
Эг _{81,12} Гд _{18,88}	1,765	Эг _{78,95} Ди _{21,05}	1,754
Эг ₁₀₀	1,776	Эг ₁₀₀	1,776

Отражательная способность (R) эгирина [58]:

λ , нм	R, %	λ , нм	R, %
510	8,85	650	8,05
550	8,46	630	7,98
590	8,80		



Фиг. 132. ИК-спектр эгирина (по Мёнке)

Под микроскопом в некоторых эгиринах наблюдаются включения титаномагнетита и лепидомелана [30].

Хим. К эгирину отнесены пироксены с $Na \geq 0,50$ и $Fe^{3+} \geq 0,50$ на формулу [18, 22]. По Диру [59], для эгирина характерно содержание $Fe_{0,7}^{3+}$ и выше на формульную единицу. Теор. состав: $Na_2O - 13,4$, $Fe_2O_3 - 34,6$, $SiO_2 - 52,0$. Na замещается на Ca, Fe^{2+} , Mg, реже на K, Sr, TR; Fe^{3+} — на Fe^{2+} , Mg, Mn, Al, Ti, V, Zr; Si — на Ti, Al, Zr, Nb, Ta; часть O может замещаться OH, F, Cl. Содержит (в %): MgO — до 5, CaO — до 11,7, FeO — до 11, Al_2O_3 — до 6, TiO_2 — до 4, K_2O — до 1,25, Li_2O — до 0,11, Nb_2O_5 — до 0,5, Ta_2O_5 — до 0,01. Высокое содержание Ca в некоторых эгиринах обусловило выделение отдельными авторами «эгиринов, богатых кальцием» [18, 60]. Повышенное содержание TiO_2 в эгирине предположительно объясняется существованием гипотетического «титан-эгиринового» минала [32, 61]. Известны эгирины с повышенным содержанием Sr, Zr и Nb [62, 63]. Содержание Sn в эгиринах достигает 500—1000 г/т [64]. К редким примесям относится битумоид (до 0,0008%) [65]. В пределах Ловозерского интрузивного комплекса более натриевые эгирины содержатся в фойяитах и уртитах, а менее натриевые — в люавритах [66]; эгирины, состав которых особенно близок к теоретическому, относятся к наиболее поздним генерациям [16, 48].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	6,36	6,61	7,47	7,86	9,10	10,26	10,64	10,99
K ₂ O	0,10	0,90	0,81	1,16	0,30	0,11	1,21	0,86
MgO	1,88	2,88	2,31	1,57	2,26	0,49	1,48	2,47
CaO	9,97	10,42	6,74	11,66	4,49	3,77	1,07	2,98
MnO	0,58	0,42	1,99	0,90	0,46	0,36	0,70	—
FeO	10,42	8,58	2,92	2,01	3,91	4,38	1,52	1,95
Al ₂ O ₃	0,16	0,89	3,89	5,34	3,18	1,37	1,74	0,85
Fe ₂ O ₃	17,42	18,60	23,18	18,55	21,77	26,71	24,96	25,77
SiO ₂	49,98	50,20	49,45	47,20	51,43	51,36	52,78	51,42
TiO ₂	1,52	0,97	0,79	2,14	1,40	0,26	3,91	0,60
H ₂ O ⁺	—	—	0,58	0,34	0,23	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,38	0,29	0,18	0,12	—
П. п.	1,16	—	—	—	—	0,24	—	2,23
Сумма	99,55	100,55 *	100,13	99,26 **	99,89 ***	99,67 **** (100,13)	100,12	
Уд. в.	—	—	—	—	3,468	3,559	—	3,57
n _g	1,760	1,789	—	—	1,796	—	—	1,812
n _m	1,745	—	—	—	1,778	—	—	1,800
n _p	1,726	1,748	—	—	1,753	—	—	1,760
(-)-2V	80°	—	71°	—	82°	69°	—	68°
(Na + K)	0,51	0,55	0,61	0,65	0,69	0,79	0,85	0,87
(Ca + Mn)	0,45	0,44	0,35	0,52	0,21	0,17	0,07	0,12
Fe ³⁺	0,52	0,54	0,68	0,54	0,64	0,79	0,72	0,75
(Fe ³⁺ + Mg)	0,46	0,45	0,23	0,16	0,26	0,17	0,14	0,20

* В том числе P₂O₅ — 0,08. ** В том числе P₂O₅ — 0,15. *** В том числе F — 0,04, Cl — 0,04, S — 0,03, V₂O₅ — 0,10, ZrO₂ — 0,64, SrO — 0,22. **** В том числе TR₂O₃ — 0,18.

1 — из щелочных сениитов массива Дара-Пиоз (Туркестанский хр.), анал. не указан [67]; 2 — из нефелиновых сениитов Напака (Уганда), анал. Тайлер [68]; 3 — из нефелиновых сениитов Дитро (Румыния), анал. Ситтер-Кооманс [69]; 4 — из фонолитов Оверни (Франция), анал. Дюре [70]; 5 — из лувэританювита горы Аллуайв, Ловозеро (Кольский п-ов), анал. Успенская [9, 10]; 6 — черный, из микроклиновых пегматитов с абукумалитом, ферриторитом, фергусонитом, цитролитом, магнетитом (Северо-Запад СССР), аналитик не указан [41]; 7 — из пегматита пойкилитового мурманит-содалитового сениита, гора Пункаруайв, Ловозеро (Кольский п-ов), анал. Капитонова; в оригинале сумма 100,01 [11]; 8 — аутигенный эгирии, из пустот в мергелях Кумолинской мульды (КазССР), анал. Хан [71].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	11,00	11,37	11,45	11,50	11,60	12,04	12,35	12,36
K ₂ O	0,08	0,23	0,25	0,19	0,07	1,14	0,12	0,16
MgO	2,19	2,16	0,87	Не обн.	0,11	Не обн.	0,16	0,38
CaO	4,60	3,87	1,29	1,89	0,63	Не обн.	0,24	0,40
MnO	0,52	0,56	1,46	Не обн.	0,54	Не обн.	0,03	—
FeO	4,56	2,75	2,95	2,85	0,008	Не обн.	0,70	1,09
Al ₂ O ₃	1,51	2,10	0,11	1,50	0,40	1,32	1,19	1,32
Fe ₂ O ₃	21,47	22,35	28,72	29,97	32,42	34,65	32,43	30,98
SiO ₂	51,04	51,53	49,96	51,44	53,10	51,66	52,04	53,46
TiO ₂	2,55	1,98	2,09	0,35	0,02	Не обн.	0,32	—
H ₂ O ⁺	0,36	0,27	0,23	—	0,87	Не обн.	—	—
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,52	—	—	Не обн.	0,15	—
Сумма	(100,10) *	100,27 **	99,90	99,69	99,768	100,81	99,89 ***	100,15
Уд. в.	—	3,464	—	3,38	—	—	—	3,49
n _g	1,793	1,797	—	1,810	—	—	—	1,813
n _m	—	1,786	—	—	1,77	—	—	—
n _p	1,750	1,748	—	1,761	1,75	—	—	1,760
(-)-2V	—	65°	62°	60°	68°	—	—	69—72°
(Na + K)	0,81	0,83	0,88	0,88	0,88	0,96	0,93	0,93

	9	10	11	12	13	14	15	16
(Ca + Mn)	0,21	0,18	0,10	0,10	0,08	—	0,01	0,02
Fe ³⁺	0,62	0,64	0,84	0,84	0,87	1,00	0,94	0,89
(Fe ²⁺ + Mg)	0,27	0,21	0,15	0,15	0,09	—	0,03	0,06

* В том числе F — 0,12. ** В том числе F — 0,02, ZrO₂ — 0,77, Li₂O — 0,01. *** В том числе BaO — 0,15, P₂O₅ — 0,01.

9 — призматический черно-зеленый, из титанитового ийолита, Коашва (Хибины), анал. Кульчицкая, в оригинале сумма 100,01 [62]; 10 — из фойяита, гора Аллуайв в Ловозере (Кольский п-ов), анал. Мокрецова [9,10]; 11 — игольчатый и длиннопризматический, из щелочных гранитов Тайдутского массива (Читинская обл.), анал. Бендер [72]; 12 — из щелочных гранитов Западных Кейв (Кольский п-ов), анал. Телешова [73]; 13 — из метаморфогенного месторождения Блек-Рок в Калахари (Ботсвана), анал. Вильерс [74]; 14 — бесцветный игольчатый, из пустот в пегматитах нефелиновых сиенитов горы Непха в Ловозере (Кольский п-ов), анал. Капитонова [11]; 15 — из гидротермальных образований Центральной Азии, анал. Федотова [75]; 16 — почти бесцветный, тонкопризматический, из куммингтонитовых и сидеритовых кварцитов КМА (УССР), анал. Николаева [29, 76].

	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Na ₂ O	12,86	12,90	10,46	9,68	8,07	11,70	7,40	10,38	8,99
K ₂ O	0,10	0,22	0,22	0,35	1,02	0,02	0,20	0,07	0,02
MgO	0,75	сл.	3,08	2,10	4,71	1,07	3,29	0,81	3,85
CaO	2,60	0,32	5,53	3,82	5,27	0,88	6,77	1,73	4,79
MnO	—	—	0,58	1,14	1,60	2,06	4,49	4,30	6,02
FeO	2,90	0,64	1,48	0,72	0,07	0,97	3,38	1,98	1,01
Al ₂ O ₃	2,69	0,29	0,38	2,80	3,68	0,57	1,12	0,20	0,25
Fe ₂ O ₃	25,70	33,10	21,79	28,00	23,27	29,73	21,75	29,46	22,28
SiO ₂	51,50	52,10	51,91	50,04	51,72	52,46	50,36	50,85	52,51
TiO ₂	0,99	0,64	0,91	0,12	0,53	0,06	0,16	—	не обн.
H ₂ O ⁺	—	не обн.	0,06	0,58	0,12	0,20	0,36	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,22	0,20	—	—	0,09	0,16
Сумма	100,19*	100,21	100,51**	99,57	100,26	99,72	99,28	99,87	99,88
Уд. в.	3,53	3,518	3,55	—	—	3,55	3,59	3,55	3,51
n _g	1,806	1,814	1,782	1,783	1,785	1,780	1,784	1,815	1,781
n _m	1,790	1,794	1,770	—	—	—	—	1,797	1,770
n _p	1,749	1,767	1,745	1,744	1,746	1,734	1,734	1,768	1,749
(—)2V	65°	61°	69°	50°	75°	80°	79°	75°22'	71°02'
(Na + K)	0,92	0,97	0,78	0,75	0,64	0,88	0,57	0,79	0,67
(Ca + Mn)	0,11	0,01	0,24	0,20	0,27	0,11	0,44	0,21	0,40
Fe ³⁺	0,73	0,96	0,62	0,82	0,67	0,86	0,64	0,87	0,64
(Fe ²⁺ + Mg)	0,13	0,02	0,22	0,14	0,27	0,08	0,30	0,10	0,25

* В том числе п.п. — 0,10. ** В том числе V₂O₅ — 3,98, S — 0,13.

17 — призматический, из метасоматических альбитов Ходжа-Ачкана (УзбССР), анал. Нисенбаум, в оригинале сумма 100,29 [67]; 18 — из эгирина-рибекитовых сланцев района Граут-Крик (Новая Зеландия), анал. Уайт [77]; 19 — ванадиевый эгирина, из кварцевой жилы в пироксенитах Рейни-Крик в шт. Монтана (США) [78]; 20 и 21 — из метаморфических марганцево-силикатных пород (гондитов), шт. Мадхья-Прадеш (Индия), анал. Гупта [79]; 22 — марганцевый темно-коричневый эгирина, из марганцево- и железорудных метаморфических толщ Теплоозерного месторождения (хр. Малый Хинган, Дальний Восток), анал. Косяк [80]; 23 — марганцевый короткопризматический темно-зеленый до черного эгирина по родониту, из метаморфических пород Теплоозерного месторождения (хр. Малый Хинган, Дальний Восток), анал. Косяк [80]; 24 — марганцевый темно-коричневый эгирина, из пород Уабашской формации (п-ов Лабрадэр), Канада, анал. Ито [12]; 25 — марганцевый красно-коричневый эгирина, из тех же пород, анал. Ито [12].

См. также анализы в работах [10, 63, 81, 82].

Повед. при нагр. На термограмме эгирина из эгирина Ловозерского массива фиксируются слабые эффекты: эндотермический при 105° (выделение низкотемпературной воды) и экзотермический при 600—700° (окисление железа и образование гематита); имеется также весьма слабый эндотермический эффект выше 900° [9]. По данным других авторов, эгирина не дает термических эффектов при нагревании до 900°, т. е. до начала плавления [83]. Коэффициент термического расширения α эгирина из шт. Вайоминг

(США) в интервале 24—800° по $a_0 = 0,727 \cdot 10^{-5}/^{\circ}\text{C}$ [17]. Нагревание эгирина при гематит-магнетитовом буфере с избытком H_2O при давлении 2 кбар и температуре 870° приводит к его инконгруэнтному плавлению с образованием, помимо жидкости, гематита и магнетита; при том же давлении с кварц-фаялит-магнетитовым буфером эгирин при 880° дает магнетит + жидкость [84]. Природный и синтезированный эгирин (состав близок к теоретическому) при 975—990° инконгруэнтно плавятся с образованием гематита [85]. То же происходит при 850—1100° и давлении от 0 до 45 кбар в азоте [86].

Наход. Является порообразующим минералом щелочных пород (кислого и среднего рядов), наблюдается в их пегматитах. Менее обычен в гидротермальных образованиях, связанных с теми же породами. Обнаружен в ксенолитах сланцев среди вулканических пород и в осадочных породах. Эгиринсодержащими являются некоторые граниты Кейв на Кольском п-ове (хим. анализ 12) [73, 87, 88], Чингизской зоны (Центральный Казахстан) [89], западного склона Среднего Урала [90], Центрального Алдана [91], Приморья и КНДР [92], Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ) [39], Куинси в шт. Массачусетс (США) [93], Кигом-Хилса в Нигерии [94—96]. Как продукт метасоматоза эгирин наблюдается в гранитах Тайдунского массива (хр. Цаган-Хуртей) в Читинской обл. (хим. анализ 11) [72], в гранитоподобных породах с редкометальной минерализацией Собского поднятия (Полярный Урал) [40]. Является минералом некоторых альбититов [97], обычен в нефелиновых и эгириновых сиенитах (Ловозеро, Хибинь на Кольском п-ове) [11], в титанитовых ийолитах Хибин (хим. анализ 9) [62] и Напака в Уганде (хим. анализ 2) [68], в пироксеновых эгиринитах и почти мономинеральных эгиринитах (Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове) [98], в люавритах (хим. анализ 5) и фойяитах (хим. анализ 10) в Ловозере на Кольском п-ове [9, 10, 19, 66], в нефелиновых сиенитах (массив Сайбар, Восточный Саян) [99], в сиенитах Дара-Пиозского и Матчинского массивов в Туркестанском хр. (хим. анализ 1) [67], на Земле Королевы Мод в Антарктиде [100], в Кокшаровском массиве Приморья [101], массиве Дитро в Румынии (хим. анализ 3) [69], Кангердлуарсуке в Гренландии [93], Альтер-Педросо в Португалии [102], Ассунт в ЮАР [103], Коган-Зан на Корейском п-ове [104], Ивагисима в Японии [105]; встречается в канкринитовых мариуполитах Итапирапуа в Бразилии [63].

К эгиринсодержащим вулканическим породам относятся туффиты эгириновых трахитов Угерского района (Предкарпатье) [106], вулканический туф в верховьях рек Збруч и Горынь (Ровенская обл., УССР) [107], плагиолипаритовые туфы украинской части Карпат [108], фонолиты Оверни во Франции (хим. анализ 4) [70], риолиты о-ва Оки и п-ова Ога (Япония) [109, 110], района Хаджерэль-Халлис (Судан) [111], анальцимовые долериты района Немуро в Японии [112].

В безрудных и редкоземельных микроклиновых пегматитах, залегающих в щелочных гранитах и гранито-гнейсах, эгирин известен на Северо-Западе СССР [41]. Обнаружен в кварц-полевошпатовых пегматитах, залегающих в корундово-биотитовых и пироксен-амфиболовых сиенитах; образует сростания с полевым шпатом и с чевкинитом [36]. Широко развит в пегматитах нефелиновых сиенитов (часто представлен несколькими генерациями): Ловозерский и Хибинский массивы на Кольском п-ове (хим. анализ 7) [10, 11, 28], Сайжинский плутон на Витимском плоскогорье [113], Сынный массив в Северном Прибайкалье [114], Корог-Центр — в Гренландии [115], в ассоциации с редкими силикатами Ва и Ti — в Инаглинском массиве на Алданском щите в Южной Якутии [91, 116]; известен в щелочных пегматитах, секущих основные породы Кондерского массива Алданского щита [117].

В метаморфических железистых кварцитах в ассоциации с магнетитом, гематитом, амфиболом, доломитом наблюдается в районах КМА (хим. анализ 16) [29] и Кривого Рога (УССР) [55, 58, 118, 119]. В породах железо-кремнистой вулканогенно-сланцевой формации Белозерского района Приднепровья (Украина) образовался за счет кварца и магнетита [120, 121]. В таконитах

в ассоциации с магнетитом и мангансидеритом наблюдается в хр. Кайуна в шт. Миннесота (США) [47]. Отмечен в метаморфогенных марганцевых рудах Блек-Рока в Калахари (Ботсвана) (хим. анализ 13) [74], в гранулитах Глен-Луи (Шотландия) [122], в глаукофановых метаморфических сланцах Пенжинского пояса (Корякско-Камчатская обл.) [82] и о-ва Хоккайдо (Япония) [123], в глаукофановых сланцах о-ва Сикоку (Япония) [124], в рибекитовых сланцах Граут-Крика в Новой Зеландии (хим. анализ 18) [77], в эгирин-ортоклазовых, эгирин-ортоклазово-пектолитовых, нефелин-полевошпатово-эгириновых жилах в фенитах Турьего п-ова (Мурманская обл.) [32], в гидротермальных образованиях пегматитов горы Непха в Ловозерском массиве на Кольском п-ове (хим. анализ 14) [11].

В рудных зонах гидротермальных месторождений TR, Fe, Ba, Nb, F, связанных с щелочными сиенитами и граносиенитами, эгирин наблюдается с флюоритом, магнетитом, кварцем, хуанхитом, бастнезитом, баритом, эшинитом, торитом и др. [75]. В гидротермальных прожилках, секущих породы железорудной формации хр. Кайуна в шт. Миннесота (США), ассоциируется с кварцем, адуляром, родохрозитом [47].

Упоминается как минерал бентонитов Индии, образовавшихся при изменении вулканических пеплов и туфов [125]. Аутигенный эгирин (акмит) в ассоциации с родуситом, пиритом и кальцитом найден в пустотах выщелачивания воднорастворимых минералов в алевролитовых мергелях Кумолинской мульды в Казахстане (хим. анализ 8) [71], в ассоциации с шортитом — в осадочных породах формации Грин-Ривер в штатах Колорадо, Вайоминг и Юта (США) [126].

Изм. При гидротермальных постмагматических процессах возможно образование по эгирину арфведсонита, биотита, хлорита, хлорофенита, селадонита [9, 38, 48], рибекита [39, 90, 121], гематита и щелочной роговой обманки [38]. При натровом метасоматозе эгирин местами подвергся замещению альбитом [101]. В зоне гипергенеза по нему образуются гизингерит, железные охры и глинистые минералы [9, 31].

Искусств. Многократно был получен вместе с гематитом сплавлением составных частей [85, 127, 128]. Синтезирован из расплава смеси SiO_2 , Fe_2O_3 , $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и NaCl [93], из смеси кремнезема, окиси железа и раствора едкого натра при температуре 250—500° [129]. В системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при 1350° образовалось стекло, из которого при длительном выдерживании его при 700—930° получен порошок эгирина [130]. В системе эгирин — диоксид кристаллизовался при 750° и давлении водяных паров 1000 кГ/см^2 [14]. Из кварца, окислов железа, карбонатов натрия, кальция и магния получено стекло, а из него после выдерживания при 800—1000° в течение 39 дней — эгирин [131]. Эгирин, полученный воздействием натрово-хлоридно-карбонатных растворов на куммингтонитовые сланцы и магнетит-амфиболовые кварциты, устойчив в щелочных и близких к нейтральным растворах при температуре 300—700° и давлении 300—1500 *атм* [132]. Экспериментально установлено [119], что образование эгирина в кварц-магнетит-куммингтонитовых сланцах зависит от парциального давления водорода. При воздействии на сланцы раствора 0,5N NaHCO_3 и 0,5N NaCl при pH 8,0—8,2 и $P_{\text{общ.}}$ 500 кГ/см^2 в течение 2,5 часов и нагревании до 600° с падением парциального давления водорода куммингтонит замещается щелочным амфиболом; при $P_{\text{H}_2} < 20 \text{ кГ/см}^2$ амфибол замещается эгирином. При 400° граница между полем эгирина и полем щелочного амфибола проходит через $P_{\text{H}_2} < 5 \text{ кГ/см}^2$. При увеличении P_{H_2} эгирин должен замещаться щелочным амфиболом, что было показано Островским [44]. Синтезирован из гелей, содержащих составные части эгирина, в восстановительных условиях при 700° и давлении около 2 *кбар* [16]. Чистый канареечно-желтый эгирин синтезирован из $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и аморфной SiO_2 после 3-часовой обработки сильнощелочным раствором, содержащим 100 *г/л* Na_2O при 280° [52]. Синтезирован совместно с андрадитом, волластонитом, магнетитом, кальцитом из шихты состава $5\text{CaCO}_3 + 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{SiO}_2$ в водном растворе Na_2CO_3 при 500—900°

и 400—800 атм [133]. Получен в системе $\text{SiO}_2\text{—NaF—Fe}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ при 500° и давлении около 500 атм в щелочной среде [134]. Как побочный продукт образуется при синтезе кварца благодаря воздействию щелочного раствора на стенки стального автоклава [135]. В гидротермальных условиях синтезирован скандиевый аналог эгирина [136].

Отл. Под микроскопом от фассаита, ферриавгита, омфацита, эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита (сходных с эгирином по цветам плеохроизма и схеме абсорбции) отличается отрицательным удлинением и отрицательным углом оптических осей. От роговой обманки — по обратной схеме абсорбции, сильной дисперсии $r > v$, по характеру изменения цветов плеохроизма. От турмалина — по осности, характеру спайности, более высокому двуупреломлению, по минеральным ассоциациям.

Разнов. А к м и т — akmite. Богатый железом эгирин бурого, коричневого, красновато-коричневого цвета.

Название от греч. *αἴρις* (акме) — острое [1, 103].

Первоначально был выделен по остроконечной форме кристаллов; характерен сильный плеохроизм.

Марганцевый эги́рин — manganoan aegirine.

Название предложено Фронделом и Ито [136].

Синон. Бланфордит — blanfordite [80, 137, 138], эгирин-авгит — aegirine-augite [10, 139—141]; богатый марганцем эгирин-авгит [58].

С марганцевым эгирином сходен урбанит — urbanite [142].

Синон. линдезит — lindesite [143].

По имеющимся данным марганцевый эгирин характеризуется большим, чем у эгирина, значением b_0 (8,818—8,841) (оригиналы хим. анализов 24, 25) [10] и соответственно иным отношением осей: 1,073 : 1 : 0,597, $\beta = 105^\circ 00'$ [141].

Известны короткостолбчатые кристаллы с гранями a (100), b (010), m (110), e (011). Двойники по a (100) [141]. Цв. темно-малиновый, коричневый, темно-оранжевый, красно-коричневый, лавандово-голубой, темно-зеленый, черный. Темно-красный при выветривании становится коричневым [141]. Черта коричневая. Под микроскопом фиолетово-синий, оранжево-коричневый, темно-коричневый, розовый. Плеохроизм: по Ng — синий, ярко-синий, голубой; по Nm — лиловый, фиолетовый, бледно-голубой; по Np — ярко-красный, темно-карминовый, гвоздично-розовый, бледно-оранжевый, бесцветный. $Np \geq Nm > Ng$. $cNp = 0\text{—}10^\circ$. Двуосный (—). $n_g = 1,709\text{—}1,815$, $n_m = 1,754\text{—}1,797$, $n_p = 1,681\text{—}1,768$; $n_g - n_p = 0,028\text{—}0,047$. $2V = 50\text{—}80^\circ$. Наблюдаются структуры распада: пластинчатые включения ромбического пироксена по (100) и пластинки ильменита (?) по (110). Простые двойники по (100). Содержит до 6% MnO (хим. анализ 25). Хим. анализы см. также [80, 138, 140, 141]. Мп, очевидно, занимает позиции M(1). Редок. Содержится в метаморфических железо- и марганцеворудных породах Теплоозерного месторождения (Малый Хинган, Хабаровский край) [80], Уабашской железорудной формации (п-ов Лабрадор, Канада) [12], в гондитах и в пегматитах Индии [8, 79, 140, 141]. От обычного эгирина отличается повышенным содержанием марганца, цветом, показателями преломления, плеохроизмом.

Ванадиевый эги́рин — vanadous aegirine [142]. Обнаружен в Либи, шт. Монтана (США), описан под названием vanadiferous aegirite.

Синон. Ванадиевый акмит — vanadous asmite [4].

Содержит до 4% V_2O_3 (хим. анализ 19). Изучен слабо.

Титановый эги́рин — titanian aegirine [144].

Известен также под названием титанэги́рин — titan-aegirine [61]. Содержит до 10% TiO_2 . Образует кристаллы, зерна и зоны на выделениях других пироксенов. Голубовато-зеленый, сильно плеохроирует.

Анализы (микронзондовые):

	1	2		1	2
Na ₂ O	10,39	12,8	SiO ₂	52,51	51,70
K ₂ O	0,12	—	TiO ₂	8,79	9,40
MgO	1,22	2,67	Сумма	100,64	99,94
CaO	4,31	2,07	Ti ⁴⁺	0,25	0,27
MnO	0,65	0,08	Na	0,77	0,93
FeO	13,79	3,40	(Fe ³⁺) ^{VI}	0,19	0,46
Al ₂ O ₃	2,35	0,72	(Al + Fe ³⁺) ^{IV}	0,08	0,05
Fe ₂ O ₃	6,51	17,10			

1 — кристаллы из щелочных пород комплекса Ред-Вейн (Канада), анализ Куртис [61, 145]; в работе [145] железо дано в виде FeO — 19,65%; 2 — внешняя зона на салите из лейцититов Нового Южного Уэльса (Австралия), анализ Фергусон [144].

Очень редок. Обнаружен в виде краевых зон на фенокристаллах салита и арфведсонита, а также в виде включений игольчатых кристаллов в полевоом шпате в фонолитовых скоплениях меланократовых лейцититов Нового Южного Уэльса (Австралия) [144]; образует кристаллы в щелочных породах комплекса Ред-Вейн на п-ове Лабрадор (Канада) [61, 145]. Повышенное содержание TiO₂ (5,88—6,28%) отмечено для эгиринов п-ова Лабрадор [61] и комплекса Катценбуккеля в ФРГ [146].

Межплоскостные расстояния эгириина из Ловозера [9] *

Fe-излучение, $D = 66$ м.м.

<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>
	2	(6,96)	40 $\bar{2}$	4	2,024	441; 422	1	1,428
110	4	6,34	240	1	1,985		9	1,403
	1	5,56	24 $\bar{1}$	1	1,935	233	2 ш	1,380
	2	(4,85)		1	1,910	53 $\bar{3}$	2	1,308
020; 11 $\bar{1}$	5	4,41	51 $\bar{1}$	1	1,885	64 $\bar{1}$	2	1,299
	1	4,12	33 $\bar{1}$	1	1,839	40 $\bar{4}$	4	1,272
111	4	3,616	132	1	1,806	352	3	1,233
	4	(3,295)		1	1,779	602	2	1,202
	4	(3,198)	150	3	1,732		1 p	1,164
22 $\bar{1}$	10	2,981		1	1,690		3 p	1,158
310	8	2,899	042	2	1,662	204	1	1,135
130	2	(2,804)		2	1,633	62 $\bar{4}$	1	1,104
	2	(2,734)	22 $\bar{3}$	3	1,613	75 $\bar{1}$	2 ш	1,084
002; 20 $\bar{2}$	7	2,537	53 $\bar{1}$; 440	2	1,595	280; 71 $\bar{4}$	2	1,070
221	6	2,479	511; 530	1	1,560	314	6 ш	1,057
	1	(2,490)	350	2	1,545	154; 35 $\bar{4}$	1	1,044
	2 p	2,340		2	1,532	31 $\bar{5}$	1	1,036
311	1	2,271	42 $\bar{3}$	5	1,505	281; 533	3	1,025
31 $\bar{2}$	4	2,201		3	1,461		3 p	1,007
330	4	2,121	51 $\bar{3}$	1	1,443	404	2	0,996
23 $\bar{1}$; 42 $\bar{1}$	1	2,096						

* Оригинал хим. анализа Б. $a_0 = 9,687$; $b_0 = 8,807$; $c_0 = 5,285$ Å; $\beta = 106^\circ 52'$.

Кроме того, межплоскостные расстояния см. [12, 69, 89].

Л и т е р а т у р а

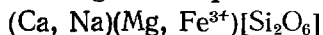
1. Berzelius J. N. Jb. Min., 1835, 184.
2. Dana J. D. The System of Mineralogy, 1911, 364.
3. Rosenbusch H. Min. Mag., 1898, 12, N 54, 378.
4. Hey M. H. An index of mineral species and varieties arranged chemically. London, 1955, 123.
5. Warren B. E., Bisce J. Zs. Krist., 1931, 80, H. 5-6, 391.

6. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 81; Min. Soc. America. Spec. Paper, 1969, 2, 31.
7. Warren B., Bregg W. L. Zs. Krist., 1928, 69, 168.
8. Nayak V. K., Newonen K. J. Bull. Comm. geol. Finl., 1964, 35, N 212, 27.
9. Буссен И. В., Латышева Л. Г., Сахаров А. С. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971, вып. 8, 34.
10. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972, 169.
11. Семенов Е. И., Капитонова Т. А. В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 3.
12. Klein C. Jr. J. Petrology, 1966, 7, N 2, 246.
13. Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Матер. ВСЕГЕИ, 1959, сер. мин., вып. 26, 95.
14. Nolan J., Edgar A. D. Min. Mag., 1963, 33, N 263, 625.
15. Gilbert M. C. Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1967, Year Book, N 65, 241.
16. Nolan J. Min. Mag., 1969, 37, N 286, 216.
17. Cameron M., Sueno S., Prewitt C. T., Papike J. J. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 594.
18. Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5.
19. Козырева А. В., Поляков К. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1965, вып. 4, 164.
20. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.
21. Гинзбург И. В. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, 248.
22. Гинзбург И. В. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1975, 104, вып. 5, 2.
23. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 295.
24. Des Cloizeaux A. Min. (Manuel de Mineralogie), 1862, 67.
25. Goldschmidt V. Index der Kristalloformen der Mineralien. Berlin, 1890, 2, 531.
26. Zambonini F. Zs. Krist., 1909, 46, N. 1, 1.
27. Костылева Е. Е. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.: Изд-во АН СССР, 1937, 217.
28. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 289.
29. Глаголев А. А., Клягши Б. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 286.
30. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л.: Наука, 1964, 103.
31. Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. М.—Л.: Наука, 1970, 88 и 156.
32. Кулаков А. Н., Евдокимов М. Д., Булах А. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 2, 179.
33. Дорфман М. Д., Икорский С. В., Лебедев В. С. ДАН СССР, 1973, 210, № 1, 183.
34. Чумаков А. А. В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1958, 308, 125.
35. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд. ИМГРЭ, 1963, 125.
36. Макарошкин Б. А., Макарошкина М. С. В кн.: Вопросы геологии и геоморфологии. Зап. Сибири. Барнаул: Алтайск. изд-во, 1966, 3.
37. Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 78.
38. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Изд. Ленингр. ун-та, 1969, 99, 116, 121, 140.
39. Афанасьев Г. Д., Гурбанов А. Г. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1, 19.
40. Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Тр. ВИМС, 1967, вып. 16, 80—82, 98—99, 165.
41. Луниц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1972, 35.
42. Швец И. Н., Шапошников В. А. Мин. сб., Львов, 1971, № 25, вып. 1, 54.
43. Поваренных А. С., Швец И. Н. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 91.
44. Островский И. А. Тр. Инст. геол., петр. АН СССР, 1956, 61.
45. Schiller K. H. Beitr. Min., Petr., 1958, 6, N. 2, 112.
46. Платонов А. Н., Таращан А. Н. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, № 3, 75.
47. Groat F. F. Am. Min., 1946, 31, N 3-4, 125.
48. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 180.
49. Ефимов А. Ф., Крюксова М. Г., Андерс У. У. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
50. Митрфанов С. И. Исследования полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962, 553.
51. Лазарев А. Н., Тенишева Т. Ф. Оптика и спектроскопия, 1961, 10, вып. 1, 79; Moenke H. Mineralspectren II, 1966, Berlin, 6, 61.
52. Ко Н. С., Ferrante M. J., Stuve J. M. U. S. Bur. Mines Report Invest., 1978.

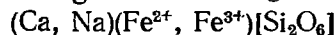
53. Pichamuthu C. S. Quart. J. geol., mining, metallurg. Soc. India, 1952, 24, N 1-4, 55.
54. Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966, 41—44, 93.
55. Половинкина Ю. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 167.
56. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteins-bildenden Minerale. Stuttgart, 1952.
57. King B. C. Min. Mag., 1962, 33, N 257, 132.
58. Илларионов А. А. В кн.: Исследования по геологии, горному делу и обогащению руд КМА. Ростехиздат, 1962, 79.
59. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965, 2, 89.
60. Ginzburg J. V. Papers a. proc. 5-th General meeting IMA, Cambridge, England, 1966; Min. Soc. London, 1968, 212.
61. Rønso J. G., Pederson A. K., Engell J. Lithos, 1977, 10, N 3, 193.
62. Козырева А. В. В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, 1972, вып. 4, 151.
63. Gomes Celso de Barros, Moro S. L., Dutra C. V. Am. Min., 1970, 55, N 1—2, 224.
64. Галецкий Л. С., Зинченко С. В. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 4, 412.
65. Дуематов В. Д., Марков А. Б., Мин. сб., Львов, 1971, № 25, вып. 3, 231.
66. Волков В. П., Поляков А. И., Караханова М. И. Геохимия, 1962, № 6, 482.
67. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964, 50.
68. Tyler R. C., King B. C. Min. Mag., 1967, 36, N 277, 5.
69. Zwaan P. C. Leidse Geol. Medel., (1954), 1955, 19, 167.
70. Varet J. N. Jb. Min., Monatsh., 1969, N 4, 174.
71. Бейсеев О. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 4, 483.
72. Фельдман В. И. Изв. Вышш. уч. зав., геол. и разв., 1969, № 12, 45.
73. Гинзбург И. В., Телешова Р. Л., Осолодкина Г. А., Унанова О. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 54.
74. Villiers P. R. Mem. Geol. Surv. S. Africa, 1970—1971, N 59, 32.
75. Хомяков А. П., Семенов Е. И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М.: Наука, 1971, 80.
76. Глаголев А. А. ДАН СССР, 1958, 119, № 6, 1216.
77. White A. J. R. J. Petrology, 1962, 3, N 1, 38.
78. Larsen E. S., Hunt F. W. Zs. Krist., 1914, 53, 209.
79. Roy S. Min. Mag., 1971, 38, N 293, 32.
80. Кулиш Л. И. В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, 149.
81. Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970, 51.
82. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. Геология и геофизика, 1973, № 8, 25.
83. Иванов В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 70.
84. Bailey D. K. Am. J. Sci., 1969, 267, 1.
85. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. J. Sci., 1929, ser. 4, 18, 365.
86. Gilbert M. C. Am. J. Sci., 1969, 267-A, 145.
87. Батиева И. Д. Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л.: Наука, 1966, 65.
88. Батиева И. Д. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 34.
89. Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969, 49.
90. Белковский А. И., Локтина М. Н. ДАН СССР, 1974, 215, № 5, 1206.
91. Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 14, 133.
92. Зимин С. М., Путинцев В. К., Никифорова И. К., Залищак Б. Л. и др. Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966, 111.
93. Washington H. S., Merwin H. E. Am. Min., 1927, 12, N 6, 233.
94. Greenwood R. Bull. Geol. Soc. Am., 1951, 62, N 10, 1151.
95. Beer K. E. The petrography of some of the riebeckite-granites of Nigeria. London, H. M. Stat. off., 1952, N 116, 1.
96. Jacobson R. R. E., Macleod W. N., Black R. Mem. Geol. Soc. London, 1958, N 1.
97. Кузьменко М. В., Акелин Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов. М.: Наука, 1965, 70.
98. Полканов А. А. ДАН СССР, 1939, 24, № 9, 935.
99. Костюк В. П., Гулецкий Э. С. Геология и геофизика, 1967, № 7, 43.
100. Соловьев Д. С. В кн.: Антарктика. Доклады комиссии. М.: Наука, 1965, вып. 5, 28.
101. Руб М. Г., Левицкий В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76, 99.
102. Barry C. Schweiz. min., petr. Mitt., 1928, 8, 374.
103. Sabine P. A. Min. Mag., 1950, 29, N 209, 113.
104. Ito J. J. Min. Soc. Japan. 1955, 1, 252.
105. Ishibashi K. J. Min. Soc. Japan, 1964, 6, 361.
106. Соболев В. С., Горбачевская О. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 5, 159.
107. Шайнюк А. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 352.
108. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1963, 271.

109. Tomita T. J. Shanghai Sci. Inst., 1935, sect. 2, 1, 227.
 110. Yagi K., Chihara Kazuya. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1963, 49, N 1, 22.
 111. Gentil L., Freudenberg W. Bull. Soc. geol. France, 1908, ser. 4, 8, 44.
 112. Suzuki J. J. Fac. Sci. Hokkaidô Univ., ser. 4, 1938, 4, N 1-2, 183.
 113. Конев А. А. Зап. В.- Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1960, вып. 2, 69.
 114. Костюк В. П., Панина Л. И., Гулецкая Э. С. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 2, 181.
 115. Stephenson D. Lithos, 1972, 5, N 3, 187.
 116. Кравченко С. М., Власова Е. В. ДАН СССР, 1959, 128, № 5, 1046.
 117. Андреев Г. В. Тр. Бурятск. комплексн. научно-исслед. ин-та. Сер. геол., 1961, вып. 7, 86.
 118. Елисеев Н. А., Никольский Н. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1961, 26.
 119. Тугаринов А. И., Наумов В. Б., Чжань Ень. Геохимия, 1963, № 6, 570.
 120. Скаржинская Т. А. В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1964, 14.
 121. Рябконов С. М. Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, вып. 1, 34.
 122. McLachlan G. R. Min. Mag., 1951, 29, N 212, 476.
 123. Suzuki J. J. Fac. Sci., Hokkaidô Univ., ser. 4, 1934, 2, N 4, 339.
 124. Banno S. J. Geol. Soc. Japan., 1959, 65, N 770, 652.
 125. Siddiquie H. N. Indian Minerals, 1962, 16, N 2, 174.
 126. Milton C., Eugster H. P. Researches in geochemistry. New York, 1959, 118.
 127. Bäckstrom H. Bull. Soc. fr. min., crist., 1893, 16, 130.
 128. Weyberg Z. Zbl. Min., 1905, 717.
 129. Michel-Levy M. C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1954, N 10-12, 1328.
 130. Bailey D. K., Schairer J. F. Carnegie Inst. Washington, Year book, 1962—1963, N 2, 124.
 131. Yagi K. Am. Min., 1966, 51, N 7, 976.
 132. Александров И. В. Тр. 6-го Совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 61.
 133. Коляко С. С. Геология рудных месторождений, 1969, 11, № 5, 87.
 134. Денискина Н. Д., Потапова О. Г. Геология и геофизика, 1970, № 5, (125), 146.
 135. Цыганов Е. М., Новожилова Ж. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 3, 329.
 136. Ito J., Frondel C. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1276.
 137. Fermor L. L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, 1.
 138. Hayden H. H. Rec. Geol. Surv. India, 1916, pt 1, 47, 13.
 139. Zwaan P. C., Plas L. Proc. Kon. Nederlandse Acad. Wet. 1958, 61, N 4, 265.
 140. Kılpadı S., Dave A. C. J. Univ. Geol. Soc. Nagpur, 1958, 1, N 3, 7.
 141. Kılpadı S. Proc. Nat. inst. Sci. India, 1960, pt A, 26, N 1, 250.
 142. Sjögren H. Min. Mag., 1897, 11, N 51, 167.
 143. Larsen E. S., Hunt W. F. Am. J. Sci., 1913, 36, 289.
 144. Ferguson A. K. Contrib. min. petrol., 1977, 60, N 3, 247.
 145. Currie K. L., Curtis L. W., Giltins J. Canada Geol., Surv., Paper, 1975, N 75—1, pt. A, 271.
 146. Freudenberg W. Mitt Bad. geol. Landesanst, 1920, 8, 318.

Эгирин-диопсид
Aegirine-diopside



Эгирин-геденбергит
Aegirine-hedenbergite



Названия эгирин-диопсид (Брэггер, 1898) и эгирин-геденбергит (Вольф, 1904) отражают особенности состава минералов, для выделения которых здесь приняты границы по Гинзбург [1].

Синон. Эгирин-диопсида: эгирин-авгит — aegirine-augite (Розенбуш, 1892), эгирит-авгит — aegirite-augite (Хей, 1950), диопсид-эгирин — diopside-aegirine [2], акмит-авгит — acmite-augite (Хей, 1950), щелочной авгит — alkali augite (Дана, 1892), щелочной пироксен — alkale pyroxene [3], натриевый авгит — soda augite [4], федоровит — fedorovite [5].

Синон. Эгирин-геденбергита: эгирин-авгит — aegirine-augite (Розенбуш, 1892), геденбергит-эгирин — hedenbergite-aegirine (Розенбуш, 1905), эгирит-геденбергит — aegirite-hedenbergite (Хей, 1950), эгиринавгит — aegirineaugite [6]; Na-геденбергит [7]; натриевый феррогеденбергит — soda ferrohedenbergite [8].

Характ. выдел. Зерна, реже кристаллы, их скопления.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$ — определено по рентгенограмме эгирин-диопсида с Украины (хим. анализ 4) [9] и по данным монокристалльной съемки искусственного эгирин-диопсида [10]. Значения параметров элементарной ячейки эгирин-диопсидов и эгирин-геденбергитов промежуточные между таковыми богатых кальцием эгиринов, с одной стороны, и натриевых диопсидов — салитов [11], натриевых ферросалитов — геденбергитов, с другой [12].

В ряду эгирин-диопсид параметры элементарной ячейки искусственных пироксенов изменяются от $a_0 = 9,698$, $b_0 = 8,868$, $c_0 = 5,271$ Å, $\beta = 106^\circ 28'$ для эгирин (Эз)-диопсида (Ди) состава $\text{Эз}_{50}\text{Ди}_{50}$ до $a_0 = 9,730$, $b_0 = 8,904$, $c_0 = 5,257$ Å, $\beta = 106^\circ 04'$ для эгирин-диопсида состава $\text{Эз}_{20}\text{Ди}_{80}$ [11]. В ряду искусственных эгирин (Эз)-геденбергитов (Гд) параметры элементарной ячейки пироксена состава $\text{Эз}_{41,72}\text{Гд}_{58,28}$: $a_0 = 9,757$, $b_0 = 8,927$, $c_0 = 5,272$ Å, $\beta = 105^\circ 58'$; пироксена состава $\text{Эз}_{21,17}\text{Гд}_{78,83}$: $a_0 = 9,804$, $b_0 = 8,972$, $c_0 = 5,263$ Å, $\beta = 105^\circ 24'$ [12]. От диопсида и в особенности от геденбергита к эгирину (т. е. с повышением содержания Na и Fe^{3+}) a_0 и b_0 сильно понижаются, немного увеличивается c_0 , заметно увеличивается угол β , объем элементарной ячейки уменьшается от 450,7 у геденбергита и 439,5 у диопсида до 429,1 Å³ у эгирина [11, 12]. В системе эгирин — диопсид — геденбергит зависимость параметров элементарной ячейки от состава усложняется из-за взаимного влияния диопсидовой и геденбергитовой составляющих [12], а также вследствие других изоморфных замещений.

Параметры элементарной ячейки некоторых химически проанализированных природных эгирин-диопсидов и эгирин-геденбергитов из Уганды [12, 13]

Минерал	Состав	a_0 (Å)	b_0	c_0	β
Эгирин-диопсид	$\text{Na}_{0,21}\text{Mg}_{0,42}\text{Fe}_{0,36}^{2+}$	9,766	8,928	5,279	$105^\circ 42'$
Эгирин-диопсид	$\text{Na}_{0,34}\text{Mg}_{0,34}\text{Fe}_{0,32}^{2+}$	9,748	8,919	5,269	106 02
Эгирин-геденбергит	$\text{Na}_{0,31}\text{Mg}_{0,32}\text{Fe}_{0,37}^{2+}$	9,761	8,925	5,271	105 57
Эгирин-геденбергит	$\text{Na}_{0,45}\text{Mg}_{0,19}\text{Fe}_{0,35}^{2+}$	9,733	8,899	5,280	106 11

Для эгирин-диопсидов с повышенным содержанием марганца размеры элементарной ячейки минимальные. Параметры эгирин-диопсида, содержащего 2,90% MnO: $a_0 = 9,694$, $b_0 = 8,855$, $c_0 = 5,260$ Å, $\beta = 106^\circ 50'$ [14]. По характеру порошковых рентгенограмм [15] и величине угла θ (260) [16—19] эгирин-диопсиды и эгирин-геденбергиты аналогичны диопсиду. Мессбауэровским методом установлено разное распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} между позициями структуры M(2) и M(1). В природном эгирин-диопсиде с п-ова Лабрадор ионы Fe^{3+} и Fe^{2+} упорядоченно занимают позиции M(1) и M(2) соответственно [20]. В пироксене с Кольского п-ова, близком по составу к эгирин-диопсиду, ионы Fe^{3+} и Fe^{2+} неупорядоченно занимают позиции M(1) [21].

Монокл.-призм. кл. $C_{2v} - 2/m(L_2PC)$. $a:b:c = 1,0927:1:0,5489$; $\beta = 106^\circ$ для эгирин-диопсида («федоровита») из лейцититов Италии (по Дана, 1914, приложение II). Облик кристаллов большей частью призматический до игольчатого (как у диопсида, геденбергита, авгита). На кристаллах природных эгирин-диопсидов установлены грани (100), (010), (110), (111) [17, 22, 23]. Граней головки обычно нет, изредка наблюдаются грани пирамиды (111). Грани призмы (110) — блестящие и бугристые [24]. Кристаллы длиной меньше 1 мм, редко до 2 см. Двойники по (100) наблюдаются лишь под микроскопом.

У искусственного эгирин-диопсида («эгирин-авгита») отмечены главные формы [10]: (100), (010), (110), (111), (111); второстепенные (001), (021), (101), (312); среди главных наиболее обычна призма (110).

Эгирин-диопсид и эгирин-геденбергит образуют ядра и краевые зоны в других моноклиновых пироксенах [24—32]. Характерны сростания эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита с замещающими их амфиболами — арфведсонитом [29], гастингситом [33] и рихтеритом (с сохранением у амфиболов оптической и кристаллографической ориентировки исходного пироксена), а также с лепидомеланом [24] и с биотитом [34—35], плоскости спайности которых совпадают с плоскостями призматической спайности пироксена. Отмечены лепидомелановые, амфибол-лепидомелановые, пектолит-амфиболовые корониты у зерен эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита [24]. Известны их сростания с нефелином, микроклином, альбитом, микроклин-пертитом, гранатом, эпидотом, кальцитом

и другими минералами [30, 36]. В виде мелких пойкилитовых включений обнаруживается в апатите и нефелине [37]. В эгириин-диопсиде Хибин наблюдаются захваченные при кристаллизации нефелин, апатит, титаномагнетит, энigmatит, титанит. Пойкилитовые включения апатита, магнетита, биотита, нефелина, полевого шпата и кальцита содержатся в эгириин-геденбергите («эгириин-авгит») из пров. Онтарио (Канада) [6]. Вторичные включения в эгириин-диопсиде представлены игольчатым эгирином и пектолитом, которые выделялись по (001) минерала-хозяина [24]. В эгириин-диопсиде и эгириин-геденбергите наблюдались первичные и вторичные газово-жидкие включения [31, 32, 38, 39]. Структуры распада твердых растворов не характерны; только в эгириин-диопсиде пироксенитов Марокко отмечены пластиночки энстатита [40], а в эгириин-диопсиде щелочных пород Кольского п-ова ориентированные по (100), (001) иголки ильменита и титаномагнетита [22—24]. Часто отмечается зональность [6, 22, 23, 41—44].

Физ. св. Сп. совершенная по (110), отдельность по (001). Изл. неровный, иногда занозистый. Хрупки. Тв. 5—6. Уд. в. повышается с увеличением содержания железа от 3,19 до 3,60. Цв. от зеленого разных оттенков и бурого у эгириин-диопсида до бурого и черного у эгириин-геденбергита. Эгириин-диопсид из Индии (хим. анализ 1) — голубой [45]. Хромсодержащие разности эгириин-диопсида — синевато- и голубовато-зеленые. Блеск на свежих сколах стеклянный. Непрозрачны, просвечивают в тонких сколах. Эгириин-диопсиды с повышенным содержанием хрома нередко прозрачны.

Микр. В шлифах в прох. свете зеленый, зеленовато-желтый, буровато-зеленый, голубовато-зеленый, редко голубой. Плеохроизм отчетливый в желтых и зеленых тонах; $Np > Nm > Ng$ (как у эгирина) [9, 24, 38, 44, 46—50]. С повышением содержания железа интенсивность плеохроизма обычно усиливается. Схема абсорбции $Np > Nm > Ng$ подтверждена спектром пропускания по Ng и Np для хибинского эгириин-диопсида [37]. Двуосные (+). Пл. опт. осей (010). $Nm=b$. $cNg = 45-72^\circ$, увеличивается с увеличением содержания Na и Fe^{3+} (у хибинского эгириин-диопсида от 59 до 70°). Удлинение (—).

Данные Трёгера (1958) для «эгириин-авгита» ($aNg = 16-46^\circ$; $cNp = 0-30^\circ$) относятся к богатому кальцием эгирину.

Показатели преломления: для эгириин-диопсида: $n_g = 1,720-1,773$, $n_m = 1,700-1,738$, $n_p = 1,685-1,724$; для эгириин-геденбергита: $n_g = 1,735-1,772$, $n_m = 1,713-1,755$, $n_p = 1,705-1,745$. Минимальные показатели преломления ($n_g = 1,693$, $n_p = 1,671$) у голубого эгириин-диопсида из метаморфической марганцевой формации в шт. Мадхья-Прадеш (Индия) (хим. анализ 1) [45]. Показатели преломления возрастают с повышением содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} . $2V = 62-90^\circ$. Дисперсия $r > v$, умеренная до сильной, иногда слабая [22, 23], у искусственных эгириин-диопсидов $r < v$ при $Na_{0,15-0,30}$ и $r > v$ при $Na_{0,30-0,50}$ [29]. В шлифах изредка наблюдаются двойники по (100).

Хим. Общая формула для минералов ряда эгириин-диопсид — эгириин-геденбергит: $(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)[(Si, Al)_2O_6]$. Границы с эгирином и минералами ряда диопсид — геденбергит условны. Здесь ряд эгириин-диопсид — эгириин-геденбергит ограничен пироксенами; состава от $Na_{0,15}Fe_{0,15}^{3+}$ до $Na_{0,50}Fe_{0,50}^{3+}$.

Колебания содержания главных окислов для минералов данного ряда (в %): $Na_2O - 1,5-6,0$, $CaO - 14,0-21,0$, $FeO - 1,9-22,0$, $MgO - 0,3-14,4$, $Fe_2O_3 - 2,2-13,0$, $Al_2O_3 - 0,0-6,0$. Разделение на эгириин-диопсид и эгириин-геденбергит дается по преобладанию в формуле Mg или Fe^{2+} . Главные изоморфные замещения: Ca — Na в M(2) и Mg, $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ в M(1). Пределы содержания элементов (на формульную единицу) и распределение их по структурным позициям:

	M(2)	M(1)
Na	0,15—0,50	Fe^{3+} 0,15—0,50
Ca	0,85—0,50	(Mg, Fe^{2+}) 0,85—0,50

Количество Fe^{3+} в формуле может быть значительно больше указанного, так как, помимо главных изоморфных замещений, возможно замещение (Mg, Fe^{2+}) на Fe^{3+} в $M(1)$ наряду с замещением Si^{4+} на Al^{3+} в позиции Т. Кроме того, некоторое количество Fe^{3+} может непосредственно замещать Si в позиции Т. В $M(1)$ часть Fe^{3+} может замещаться Al (до Al 0,25). Соотношением Al и Fe^{3+} определяется граница с омфацитом (в эгирин-диопсиде — эгирин-геденбергите $Fe^{3+} > Al$, в омфаците $Al > Fe^{3+}$). Значительно обогащены марганцем эгирин-диопсиды из метаморфических марганцевых формаций Индии (хим. анализы 1, 2). Максимальное количество MnO (2,90%) установлено в эгирин-диопсиде из метаморфической формации п-ова Лабрадор (Канада) [14]. Высоким содержанием Cr_2O_3 (1,31%) отличается эгирин-диопсид из Инагли (Якутия) (хим. анализ 3) [50]. Содержание V_2O_5 в эгирин-диопсидах Хибин достигает 0,21% [37], ZrO_2 в эгирин-диопсидах из карбонатитов Саян — 0,5% [51]. Ряд исследователей отмечает повышенное содержание K_2O в пироксенах [5, 13, 22, 30, 49]; в эгирин-диопсиде из Инагли (Якутия) содержится до 1,87% (хим. анализ 3) [50].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	2,19	4,93	2,63	3,79	3,34	4,80	5,99	5,82
K_2O	0,28	0,47	1,87	сл.	1,13	не обн.	0,15	0,21
MgO	14,90	8,93	16,75	10,80	4,23	8,93	5,92	7,01
CaO	21,97	13,54	16,05	16,12	21,05	15,62	13,99	15,41
MnO	1,90	2,64	0,02	0,10	0,01	0,82	1,10	0,51
FeO	сл.	не обн.	2,27	3,09	3,23	4,51	5,38	5,60
Al_2O_3	1,88	2,26	1,53	сл.	4,29	0,85	2,76	2,56
Fe_2O_3	4,42	14,60	3,73	12,23	11,47	12,98	12,49	11,45
SiO_2	51,78	51,28	50,72	52,96	48,72	51,15	51,31	49,50
TiO_2	сл.	0,48	0,01	сл.	1,08	0,60	0,83	1,80
H_2O^+	0,14	0,10	1,79	1,35	0,76	—	0,40	0,16
H_2O^-	0,90	0,90	0,69	—	0,28	0,07	—	0,24
Сумма	100,36	100,13	99,76 *	100,44	99,82 **	100,33	100,32	100,27
Уд. в.	—	—	—	—	3,35	—	—	3,455
n_g	1,693	1,744	1,708	1,730	—	1,740	1,754	1,734
n_m	—	—	—	1,710	1,700	—	1,738	1,734
n_p	1,671	1,721	1,682	1,700	—	1,715	1,724	1,713
cNg	—	80°	50°	68°	—	60—65°	73°	57°
(+) $2V$	66°	80°	62°	74—84°	—	73—78°	(-)80°	—
Ca	0,86	0,55	0,64	0,66	0,88	0,63	0,57	0,62
Na, K	0,17	0,38	0,28	0,30	0,31	0,37	0,45	0,44
Mg	0,81	0,50	0,93	0,61	0,24	0,50	0,33	0,39
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,07	0,10	0,10	0,14	0,17	0,18
$(Fe^{3+}, Al)^{VI}$	0,10	0,47	0,35	0,35	0,35	0,34	0,42	0,30
$(Al, Fe^{3+})^{IV}$	0,10	0,05	0,12	0,00	0,10	0,07	0,05	0,13

* В том числе Cr_2O_3 — 1,31, CO_2 — 0,15 и п. п. — 0,24. ** В том числе P_2O_5 — 0,23.

1—15 — эгирин-диопсиды: 1 — голубой, из метаморфической марганцевой формации, шт. Мадхья-Прадеш (Индия), анал. Гупта [45]; 2 — бурый, из метаморфической марганцевой формации, шт. Махараштра (Индия), анал. Гупта [45]; 3 — из ортоклаз-хромдиопсидовых щелочных пегматитов Инаглинского массива (Алдан, Якутия), анал. не указан [50]; 4 — зеленый, из метасоматического магнетитового кварцита Орехово-Павлоградской полосы Среднего Приднепровья (Украина), анал. Алексеева [9], для оригинала вычислены параметры ячейки [52]; 5 — краплевидный из миаскитового фонолита Каяталя в Оверни (Франция), анал. Варе [53]; 6 — из ийолита Енисейского кряжа (Красноярский край), анал. Сокова [54]; 7 — «эгирин-авгит», из твезитов в фенитах экзоконтакта нефелиновых сиенитов Кочшаровского массива (Приморье), анал. Погорелова, cNg и $(-2V)$ отвечают богатому кальцием эгирину [44]; 8 — темно-зеленый, из полевошпатового пегматита Ильмеевских гор (Урал), анал. Айдинья [46]

	9	10	11	12	13	14	15
Na ₂ O	3,58	4,44	2,61	5,20	3,52	1,97	4,00
K ₂ O	0,07	0,16	0,08	0,20	1,42	0,05	0,07
MgO	9,15	8,43	9,90	5,72	5,85	9,25	9,70
CaO	17,66	15,92	19,17	16,01	18,50	20,75	17,30
MnO	0,49	0,47	0,48	0,64	0,48	0,52	—
FeO	6,03	6,15	7,27	7,37	9,09	9,65	14,60
Al ₂ O ₃	1,12	0,69	1,07	1,97	1,36	2,03	0,69
Fe ₂ O ₃	9,07	10,47	6,25	12,34	8,86	4,80	—
SiO ₂	51,64	52,16	50,78	50,01	50,83	50,02	52,10
TiO ₂	1,24	1,00	1,70	0,55	0,67	0,65	0,18
H ₂ O ⁺	0,26	0,20	0,30	0,18	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,10	0,05	0,55	0,05	—	—	—
Сумма	100,41	100,14	100,32*	(100,24)	100,58	99,69	98,64
Уд. в.	—	3,43	—	—	3,38	3,46—3,48	—
n _g	1,742	1,745	—	—	1,773	1,736	—
n _m	1,723	1,725	—	1,736	—	1,717	—
n _p	1,711	1,711	—	—	1,717	1,710	—
cNg	63°	62°	—	—	—	45—53°	—
(±)2V	78°	79°	—	90°	—	64°	—
Ca	0,72	0,65	0,78	0,66	0,76	0,85	0,70
Na, K	0,27	0,34	0,19	0,39	0,33	0,15	0,30
Mg	0,52	0,48	0,56	0,33	0,33	0,53	0,55
Fe ²⁺	0,19	0,19	0,23	0,24	0,29	0,31	0,46
(Fe ³⁺ , Al) ^{VI}	0,26	0,31	0,17	0,35	0,25	0,14	0,00
(Al, Fe ³⁺) ^{IV}	0,05	0,02	0,06	0,09	0,06	0,09	0,03

* В том числе V₂O₅ — 0,10, F — 0,06.

9 — из трахитондиогного ийолита горы Коашва в Хибинах (Кольский п-ов), анал. Романова [16]; 10 — из трахитондиогного ийолита р. Южный Лявойок в Хибинах (Кольский п-ов), анал. Романова [16]; 11 — «эгирин-авгит», из пегматитогного участка в апатитогвом ийолите горы Юкспор в Хибинах (Кольский п-ов) анал. Мокрецова [37]; 12 — «эгирин-авгит», из нефелинговх сиенитог Саи-Пауло (Бразилия), анал. Моро, в оригинале сумма 100,72 [4]; 13 — из сиенитогвых фенитог с нефелином, Будеда (Уганда), анал. Тейлор [13] (для оригинала вычислены параметры ячейки) [12]; 14 — из натриевогх сиенитог Шокин-Саг в шт. Монтана (США), анал. Колоксай [27]; 15 — «эгирин-авгит», густо-зеленый, из кварцитог Шотландии, анал. Сямес (микросондговый анализ) [55].

	16	17	18	19	20	21	22
Na ₂ O	3,43	3,63	4,92	3,11	5,87	3,51	2,91
K ₂ O	0,07	0,21	Сл.	0,09	0,65	0,58	0,13
MgO	8,58	5,48	4,60	7,31	4,35	Не обн.	4,92
CaO	17,68	17,27	13,78	16,10	11,06	18,10	19,24
MnO	0,19	0,53	0,54	0,04	0,81	0,61	0,46
FeO	9,72	10,96	11,58	11,94	12,46	13,71	13,77
Al ₂ O ₃	0,56	Не обн.	0,99	0,10	4,18	3,13	2,11
Fe ₂ O ₃	7,85	13,36	12,75	9,75	10,27	10,55	6,97
SiO ₂	51,24	46,08	50,49	50,60	49,50	48,24	48,56
TiO ₂	0,36	2,51	0,63	0,16	0,71	0,53	1,16
P ₂ O ₅	—	0,24	0,09	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,00	0,63	0,40	1,51	0,06
H ₂ O ⁻	—	—	0,17	0,20	Не обн.	—	0,40
Сумма	99,68	100,27	100,54	100,03	100,26	100,47	100,69
Уд. в.	—	3,40	—	3,19	—	—	—
n _g	1,735	1,758	1,742	1,749	1,760	1,761	1,746
n _m	1,713	—	1,725	—	1,740	—	—
n _p	1,705	1,720	1,720	1,719	1,723	1,720	1,725
cNg	—	—	69°	87°	65°	—	70—72°

	16	17	18	19	20	21	22
(+)2V	—	—	81—82°	82°	77°	—	80°
Ca	0,72	0,73	0,75	0,67	0,46	0,78	0,80
Na, K	0,26	0,29	0,35	0,24	0,47	0,30	0,22
Mg	0,49	0,32	0,25	0,43	0,25	0,00	0,29
Fe ²⁺	0,31	0,36	0,36	0,39	0,40	0,46	0,45
(Fe ²⁺ , Al) ^{VI}	0,21	0,23	0,28	0,26	0,37	0,42	0,19
(Al, Fe ²⁺) ^{IV}	0,04	0,18	0,13	0,02	0,10	0,05	0,11

16—29 — эгирин-геденбергиты: 16 — из пироксен-амфиболового сланца Нот-озера (Кольский п-ов), анал. Бугрова [56], мессабуэровский спектр [21]; 17 — из ийолита Будеда (Угайда), анал. Тайлор [13], параметры ячейки [12]; 18 — из сциенита р. Мороту (о-в Сахалин), наружная часть кристалла (в ядре Na_{0,12}Mg_{0,47}), анал. Чибя [29]; 19 — из амфибол-пироксен-магнетитового роговика Артемовского участка Криворожского района, анал. не указан [52]; 20 — из нефелинового сциенита Ходжаачканского массива (Центральный Туркестаю-Алай), анал. Нисенбаум [49]; 21 — из нефелиновых сциенитов Катунского массива (Тува), анал. Окладникова [30]; 22 — «эгирин-авгит» из полевошпатовых ийолитов Харлинского массива (Тува), анал. Некрасова [57].

	23	24	25	26	27	28	29
Na ₂ O	3,02	4,34	3,70	2,36	2,15	1,74	2,86
K ₂ O	0,03	0,25	0,21	0,13	Не обн.	0,48	0,09
MgO	4,49	0,00	0,57	0,80	1,25	0,37	0,89
CaO	18,14	14,03	16,47	19,07	18,36	18,68	16,36
MnO	0,63	0,67	0,73	0,68	0,18	0,60	1,25
FeO	15,55	17,02	18,76	20,41	20,45	21,52	21,96
Al ₂ O ₃	1,21	3,67	3,29	3,24	3,83	5,85	2,04
Fe ₂ O ₃	5,88	12,35	8,39	5,23	6,52	5,10	5,60
SiO ₂	49,49	47,06	47,12	48,09	45,65	44,21	48,69
TiO ₂	0,76	0,89	0,61	0,40	1,38	0,90	0,86
H ₂ O ⁺	—	Не обн.	0,45	—	0,21	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,18	—	Не обн.	—	—
Сумма	99,20	100,28	100,48	100,41	99,98	99,45	100,60
Уд. в.	—	—	3,554	—	3,588	—	—
n _g	—	1,772	1,766	1,765	1,758	1,762	—
n _m	—	—	—	—	—	—	1,747
n _p	—	1,745	1,729	1,737	1,728	1,734	—
cNg	60—53°	68—70°	69°	63°	66°	60°	—
(+)2V	—	72—78°	84°	68°	80°	68°	66°
Ca	0,77	0,60	0,71	0,82	0,80	0,81	0,70
Na, K	0,23	0,35	0,29	0,19	0,17	0,16	0,22
Mg	0,28	0,00	0,03	0,05	0,08	0,04	0,05
Fe ²⁺	0,51	0,54	0,63	0,68	0,69	0,73	0,73
(Fe ²⁺ , Al) ^{VI}	0,19	0,43	0,29	0,23	0,21	0,23	0,23
(Fe ²⁺ , Al) ^{IV}	0,05	0,11	0,11	0,08	0,16	0,20	0,04

23 — вкрапленник в блейрморите Крауэста, пров. Альберта (Канада), среднее из двух микрозондовых анализов, анал. Пирс [58]; 24 — из бескварцевых щелочных сциенитов левобережья р. Урик (Восточный Саян), анал. Степашкина [59]; 25 — из нефелинового сциенита Чахыртоя (Тува), анал. Митюшина [48]; 26 — из перматонидного нефелинового сциенита Богогола (Восточный Саян), анал. Покровская [38]; 27 — из магматических нефелиновых сциенитов Баянгола (Тува), анал. Ломейко [17]; 28 — из нефелинового сциенита Богогола (Восточный Саян), анал. Покровская [38]; 29 — вкрапленник в обсидиане с о-ва Пантеллерия (Италия), анал. Кармичаел [8].

См. также химические и микрозондовые анализы эгирин-диопсидов и эгирин-геденбергитов [13, 30, 32, 60—62].

Диagn. исп. В кислотах не растворяются. Окрашивают пламя паяльной трубки в желтый цвет, но слабее, чем эгирин. П.п. тр. наиболее богатые железом разности дают магнитный шарик.

Повед. при нагр. Для природных эгирин-диопсидов и для искусственных и природных эгирин-геденбергитов данных о температурах плавления нет. Тем-

пература конгруэнтного плавления искусственных эгирин-диопсидов повышается с увеличением содержания в них Са, Mg и с возрастанием давления [63]. Граница конгруэнтного плавления искусственного эгирин-диопсида и incongruentного плавления искусственного эгиринита совпадает с границей между их природными аналогами [29, 63].

Наход. Наблюдаются главным образом в щелочных магматических породах и связанных с ними пегматитах и метасоматитах, содержатся в некоторых метаморфических породах. В ходе формирования комплексов интрузивных и эффузивных щелочных пород состав пироксенов обычно меняется от натриевого диопсида или эгирин-диопсида к эгирин-геденбергиту [13, 17, 23, 62, 64], изредка — в направлении [39, 49, 65].

Э г и р и н - д и о п с и д характерен для пород щелочно-ультраосновных массивов Кольского п-ова и Северной Карелии [22, 23]. Обычен в хибинских ийолитах, ийолит-уртитях (хим. анализы 9, 10) [16—18, 24], ийолит-мельтейгитах [66], якупирангитах, нефелиновых пироксенитах и апатит-нефелиновых породах [24, 37]. Допускается, что пироксены названных выше пород являются не только магматическими [39, 67], но и метасоматическими [2, 7, 47, 68—71]. Установлен в нозеановых сиенитах Ловозерского щелочного массива [72], в граносиенитах и нордмаркитовых массива Чагвеуайв [73], в щелочном габбро Сахариокского массива (Кольский п-ов) [60]. Входит в состав ийолитов Енисейского кряжа (хим. анализ 6) [54] и массива Урукит в Маймеча-Котуйском районе [74], нефелиновых сиенитов Октябрьского массива (Восточное Приазовье) [75], меланократовых щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов Гулинской интрузии [39]. Установлен в фойяитах, пуласкитах и нефелиновых сиенитах Сынырской интрузии калиевых щелочных пород в Прибайкалье [34, 35]. Известен в нефелиновых сиенитах Бразилии (хим. анализ 12) [4] и натриевых сиенитах шт. Монтана в США (хим. анализ 14) [27], ийолитах пров. Онтарио (Канада) [25], в сиенитах Гренландии [62], в ийолитах, мельтейгитах, сиенитах, уртитях, милонитах и других породах Уганды [13]. Содержится в перидотитах массива Бени-Боухера в Марокко [40].

В эффузивах эгирин-диопсид редок. В щелочных базальтах р. Чулым представлен крупными (5—10 см) реликтами кристаллов, природа которых не совсем ясна [76]. Вкрапленники эгирин-диопсида содержатся в мнаскитовых фонолитах Канталя во Франции (хим. анализ 5) [53], в нефелиновых и лейцитовых фонолитах, афировых трахитах о-ва Уа-Пу [77, 78] и о-ва Нукухива [78] в группе Маркизских о-вов. Известен в лейцититах окрестностей Рима в Италии [79]. Относится к типичным минералам полевошпатовых пегматитов в сиенитах Вишневых и Ильменских гор на Урале (хим. анализ 8) [46, 80, 81], характерен для щелочных пегматитов Лесной Вараки (Кольский п-ов) [22, 23].

Является метасоматическим в фенитах Кольского п-ова [82, 83]. Близ Кокшаровского массива в Приморье (хим. анализ 7) [44, 47] вместе с калиевым полевым шпатом (иногда в радиально-лучистых сростаниях с ним) слагает твейтозиты, образующие прожилки и участки неправильной формы в ороговикоподобных эффузивах, подвергшихся фенитизации. Установлен в твейтозитах Октябрьского массива (Восточное Приазовье) [75] и фенитах контактовой зоны Сынырского массива в Северном Прибайкалье [35]. Известен в магнетитовых кварцитах и в кварцево-железистых метасоматитах Украины [9, 50, 84]. Встречается в карбонатитах Озерной Вараки (Кольский п-ов) [22, 23], Матчинского массива Туркестано-Алая [49, 85]. Входит в состав ийолита, мельтейгита и якупирангита карбонатитового массива Ковдозера [22, 67, 71, 81]. Встречается в карбонатитах и окружающих их фенитах о-ва Альне (Швеция) [71, 86], а также в сиенитовых фенитах с нефелином массива Будеда (Уганда) [13].

Э г и р и н - г е д е н б е р г и т наиболее обычен в нефелиновых сиенитах, сиенитах и ийолитах складчатых областей. Таковы нефелиновые и щелочные сиениты ряда районов Тувы (хим. анализы 21, 22) [6, 30, 48, 57, 68], Восточного

Саяна (хим. анализы 24, 26) [38, 59], Центрального Туркестано-Алая (хим. анализ 20) [49], ийолиты Харлы (хим. анализ 22) [57] и Чахыртоя (Тува) [87], Витимского плоскогорья (Забайкалье) [31, 32]. Содержится в сиенитах Ильменских гор [80] и щелочных гранитах Западных Кейв (Кольский п-ов) [60]. Эгирин-геденбергит встречен в нефелиновых сиенитах [6, 88], тералитовых канадитах [88] и в ийолитах [25] пров. Онтарио (Канада). Характерен также для сиенитов Южного Куорг-Центра (Гренландия) [62] и Шокин-Сага в шт. Монтана (США) [27], ийолитов (хим. анализ 17) и уртитов Уганды [13].

В эффузивных породах встречается редко. В обсидианах о-ва Пантеллерия в Средиземном море образует вкрапленники (хим. анализ 29) вместе с фаялитом, анортотклазом, энигматитом [8]; им сложены также вкрапленники в трахитах о-ва Гоф (Южная часть Атлантического океана) [89] и в туфах субщелочных трахитов (пантеллеритовых игнимбритах) о-ва Майор (Новая Зеландия) [90]. Входит в состав основной массы оливин-геденбергитовых трахитов о-ва Оки (Япония) [91].

С явлениями замещения в магматическую стадию связано образование части эгирин-геденбергитов (описаны под разными названиями) Харлинского [57], Аруктинского [68] и Чахыртойского [48] массивов в Туве. Эгирин-геденбергит встречен в метасоматических сиенитах, залегающих среди гранитных пород Юго-Западной Японии [92]. Известен на контакте гранитов с доломитами о-ва Скай (Шотландия) [93].

Как метаморфический минерал эгирин-геденбергит установлен в железистых кварцитах Кривого Рога (хим. анализ 4) [9, 52], в кристаллических сланцах и гранулитах Кольского п-ва [56], в жадеититах Восточного Саяна [26]. Из анализа парагенезисов следует, что эгирин-геденбергиты и эгирин-диопсиды по сравнению с эгирином образуются при более высокой температуре (и, возможно, при более высоком давлении) [27, 29, 30, 39, 49, 94—98].

Изм. Установлено замещение эгирин-диопсида эгирином [24, 41, 42, 99], эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита — амфиболами типа арфведсонита, гастингсита и рихтерита [20, 24, 29, 33, 43]. Отмечено замещение эгирин-диопсида нефелином [41, 42, 99], лепидомеланом [24], биотитом [35], мелилитом [67]. Эгирин-геденбергит замещается также скаполитом [87], гастингситом, биотитом, гранатом, клиноцоизитом, альбитом и магнетитом [43, 32]. Известны псевдоморфозы по эгирин-диопсиду уранотитанатов [100], по эгирин-геденбергиту — гастингсита [32].

Искусств. Эгирин-диопсид без примеси Fe^{2+} синтезирован при атмосферном давлении и 900—1500° из расплавленной шихты или стекла в течение 5—7 дней [29, 63, 101, 102]; также получен при давлении 10 *кбар* и 1350—1500°. Кристаллизуется в гидротермальных условиях при давлении водяного пара в 1000 *бар* и температуре 410—600° [10], 1000 *бар* и 700° [11]. Пироксены состава эгирин-геденбергита (без примеси Mg) синтезированы при атмосферном давлении из гомогенного железосодержащего геля при 600° в течение 2 часов [12]. Получены также промежуточные соединения между эгирин-диопсидом [11, 12, 29, 63], эгирином и эгирин-геденбергитом [12].

Практ. знач. Хромовый эгирин-диопсид используется в ювелирной промышленности [50, 103].

Межплоскостные расстояния эгирин-диопсида из Среднего Приднепровья [9] *

Fe-излучение, $D = 57,3$ мм

$h'k'$	l	d (Å)	$h'k'l$	l	d	$h'kl$	l	d
	3	4,11	510	3	1,812	062	6	1,275
	2	3,71	531	2	(1,781)	004; 404	1 p	1,263
220	4	(3,55)	150	6	1,738			1,253
	1	3,33				362	5	1,239
221	3	(3,28)	042	4	1,659		2	1,228
220	5	3,21	531	9	1,614		3	1,207

<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>
221	10	2,99		2	1,601		2 p	1,192
310	8	2,92		1 p	1,578		2	1,181
311	2	2,88	350; 531	3	(1,550)	800; 750	2	(1,165)
131	6	2,55	600	3	1,538		3	1,149
22 $\bar{1}$; 20 $\bar{2}$; 002	8	2,49		1	1,532		2	1,141
330	1	(2,43)	602; 40 $\bar{2}$	2	1,511		1	1,132
31 $\bar{1}$	4	2,28	133	4	1,498		1	1,112
11 $\bar{2}$; 002	2 p	2,20	060	4	1,474		2 p	1,104
330; 331	3	2,13	53 $\bar{1}$	9	1,408		3	1,082
421	4	2,12	352	3	1,382	27 $\bar{2}$	8	1,070
041	4	2,02		2	1,369	750	9	1,066
20 $\bar{2}$	2	1,996	712	4	1,326	31 $\bar{4}$	6 p	1,063
150	1	(1,915)	14 $\bar{3}$; 162	6	1,315	520	2	1,050
	1	1,841					3	1,041
							3	1,035

* Оригинал хим. анализа 4.

Межплоскостные расстояния эгирин-геденбергита из Чахыртоя (Тува) [48]

Fe-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>
3	6,39	1	2,32	7	1,764	5	1,419	1	1,138
1	4,71	3	2,23	1	1,738	1	1,401	2	1,087
2	4,48	4	2,17	1	1,684	1	1,386	10	1,078—
1	3,57	7	2,15	8	1,635	7	1,337		—1,076
6	3,34	4	2,12	4	1,578	6	1,288	8	1,068
7	3,25	4	2,05	4	1,560	1	1,271	2	1,057
10	3,01	4	2,03	5	1,538	6	1,258	2	1,052
9	2,98	1	1,982	4	1,515	1	1,243	4	1,045
1	2,93	1	1,948	4	1,497	4	1,223	4	1,034
1	2,80	1	1,914	1	1,475	1	1,189	6	1,018
8	2,59	2	1,875	1	1,455	5	1,178	2	1,009
8	2,55	2	1,853	8	1,434	4	1,154	5	1,004
1	2,36	1	1,795						

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 5.
2. Самойлов В. С., Пожарицкая Л. К., Гормашева Г. С. В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. М.: Наука, 1972, 16, 22, 45.
3. Ishibashi K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1962, 47, N 6, 213.
4. Gomes B. C., de Moro S. L., Dutra C. V. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 224.
5. Viola C. M. N. Jb. Min., 1899, 1, 121.
6. Hodder R. W. Bull. Geol. Surv. Canada, 1961, N 70, 32.
7. Кононова В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76, 39.
8. Carmichael I. S. E. Min. Mag., 1962, 33, N 257, 86.
9. Шендерова А. Г., Соколова Е. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 306.
10. Euler R., Hellner E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, 14, N 1-2, 177.
11. Nolan J., Edgar A. D. Min. Mag. 1963, 33, N 263, 625.
12. Nolan J. Min. Mag., 1969, 37, N 286, 216.
13. Tyler R. C., King B. C. Min. Mag., 1967, 36, N 277, 5.
14. Klein C. J. Petrology, 1966, 7, N 2, 271.
15. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.
16. Козырева Л. В., Поляков К. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1965, вып. 4, 164.
17. Поляков К. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969, вып. 7, 108.
18. Козырева Л. В. В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 4, 151.
19. Козырева Л. В., Филатова Р. А. В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, 193.

20. Singh S. K., Bonardi M. *Lithos*, 1972, 5, N 3, 217.
21. Екимов С. П., Крижанский Л. М., Никитина Л. П., Христофоров К. К. *Геохимия*, 1973, № 5, 761.
22. Кухаренко А. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1962, № 312, сер. геол., вып. 13, 139.
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 полуострова и Северной Карелии*. М.: Недра, 1965, 434.
24. Иванова Т. П., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. *Ййолит-уртиты Хибинского массива*. Л.: Наука, 1970, 88.
25. Mitchell R. H. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1972, N. 9, 415.
26. Добрецов Н. Л., Кожкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. *Породообразующие пироксены*. М.: Наука, 1971, 120.
27. Nash W. P., Wilkinson J. F. *G. Contrib. min., petrol.*, 1970, 25, N 4, 241.
28. Yagi K. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1953, 64, N 7, 769.
29. Yagi K. *Am. Min.*, 1966, 51, N 7, 976, 983.
30. Коваленко В. И., Пополитов Э. И. *Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы*. М.: Наука, 1970, 27, 28, 69, 151, 156, 158.
31. Шаракшинов А. О. В кн.: *Минералы и парагенезисы минералов горных пород*. Л.: Наука, 1973, 31.
32. Шаракшинов А. О. *Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья*. Новосибирск: Наука, 1975, 85, 124, 135.
33. Морозов А. И. В кн.: *Щелочные граниты Кольского полуострова*. Изд-во АН СССР, 1958, 222.
34. Костюк В. П., Панина Л. И., Гулецкая Э. С. В кн.: *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. М.: Наука, 1970, 2, 181.
35. Тихоненкова Р. П., Нецаева И. А., Осокин Е. Д. *Петрология калиевых щелочных пород*. М.: Наука, 1971, 119.
36. Этштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф. В кн.: *Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород*. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 148.
37. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. *Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр*. М.—Л.: Наука, 1964, 103.
38. Костюк В. П., Базарова Т. Ю. *Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна*. М.: Наука, 1966, 24, 89.
39. Костюк В. П. *Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири*. Новосибирск: Наука, 1974, 111, 145, 147, 171, 186.
40. Kornprobst J. *Contrib. min., petrol.*, 1969, 23, N 4, 283.
41. Бородин Л. С. *Геохимия*, 1958, № 5, 501.
42. Бородин Л. С. В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 501.
43. Ильинский Г. А. *Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая*. Изд. Ленингр. ун-та, 1970, 69, 125.
44. Руб М. Г., Залищак Б. Л. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1964, № 10, 80.
45. Roy S. *Min. Mag.*, 1971, 38, N 293, 32.
46. Ротман Л. Э. Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та, 1956, 117, 55.
47. Залищак Б. Л. *Кокшаровский массив ультраосновных щелочных пород*. М.: Наука, 1969, 84.
48. Кононова В. А. В кн.: *Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы*. М.: Наука, 1964, 182.
49. Перчук Л. Л. *Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая*. М.: Наука, 1964, 45, 209.
50. Корчагин А. М. В кн.: *Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое*. М.: Наука, 1973, 135.
51. Самойлов В. С., Развозжаева Э. А. *Геология рудных месторождений*, 1970, 12, № 2, 38.
52. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. *Метасоматиты Криворожского рудного пояса*. Изд-во АН СССР, 1961, 26.
53. Varet J. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1969, N. 4, 174.
54. Самойлова Н. В. *Тр. ИГЕМ АН СССР*, 1962, вып. 76, 143.
55. Wolley A. R., Symes R. F., Elliott C. J. *Min. Mag.*, 1972, 38, N 299, 819.
56. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. А., Климов Л. В. *Гранулитовая фация метаморфизма*. М.: Наука, 1972, 72.
57. Яшина Р. М. *Тр. ИГЕМ АН СССР*, 1962, вып. 76, 7.
58. Pearce T. H. *Canad. J. Earth sci.*, 1970, 7, N 1, 46.
59. Костюк В. П. *ДАН СССР*, 1964, 156, № 3, 571.
60. Батыева И. Д. *Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1976.
61. Кононова В. А., Лапутина И. П., Ломейко Е. И., Тимофеева И. А. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, № 7, 45.
62. Stephenson D. *Lithos*, 1972, 5, N 3, 187.
63. Cassie R. M. *Carnegie Inst. Washington*, 1969—1970, Year Book N 69, 171.
64. Кононова В. А. *Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород*. М.: Наука, 1976.

65. Перчук Л. Л. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 5, 619.
66. Козырева Л. В., Филатова Р. А. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 65.
67. Куплетский Б. М. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3, 99.
68. Яшина Р. М. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1963, 2, 117.
69. Бородин Л. С., Капустин Ю. Л., Лапин А. В. и др. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974, 6.
70. Билибин Ю. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1946, 75, вып. 3, 207.
71. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 228.
72. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного комплекса. М.: Наука, 1972, 181.
73. Дагелайский В. Б. В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л.: Наука, 1964, 288.
74. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. В кн.: Петрография Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1962, 1, 526.
75. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л.: Наука, 1965, 150.
76. Денисов Е. П. Геология и геофизика, 1973, № 3, 34.
77. Bishop A. C., Wolley A. R. Contrib. min., petrol., 1973, 39, N 4, 309.
78. Lacroix A. C. R., Paris, 1931, 192, 1161.
79. Viola C. M., Kraus E. H. Zs. Krist., 1900, 33, 36.
80. Заварицкий А. Н. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1946, 319.
81. Яковлева М. Е. В кн.: Минералы Ильменского заповедника. Изд-во АН СССР, 1949, 259.
82. Соболев Н. Д. В кн.: Магнезиальные горные породы. Госгеолтехиздат, 1951, 49.
83. Сергеев А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 430; Сергеев А. С., Паничев Н. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 2, 138.
84. Глаголев А. А. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 283.
85. Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Геология месторождений редких элементов, 1958, вып. 1, 1.
86. Eckertan H. von. Min. Soc. India, 1966.
87. Кононова В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60, 45.
88. Tilley C. E., Gittins J. J. Petrology, 1961, 2, N 1, 38.
89. Le Maître R. W. Bull. Geol. Soc. Am., 1962, 73, N 11, 1304.
90. Sutherland D. S. Bull. volcanol., 1975, 38, N 3, 517.
91. Uchimizu M. J. Fac. sci., Univ. Tokyo, 1966, 16, pt. 2, 85.
92. Murakami N. Sci. Rept. Kyushu Univ., geol., 1964, 7, N 1, 25.
93. Tilley C. E. Geol. Mag., 1949, 86, N 2, 81.
94. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970, 1.
95. Lohi K. I. Am. Min., 1964, 49, N 9-10, 1199.
96. Коржинский Д. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, 54; ДАН СССР, 1963, 152, № 2, 430.
97. Самойлов В. С. ДАН СССР, 1967, 177, № 6, 1452.
98. Самойлов В. С. ДАН СССР, 1969, 185, № 5, 1141.
99. Бородин Л. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6, 48.
100. Зинченко В. А., Ракович Ф. И. ДАН УССР, 1973, сер. Б, № 1, 15.
101. Островский И. А. В кн.: Акад. Д. С. Белякину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 505.
102. Yagi K. J. Min. Soc. Jap., 1958, 3, 763.
103. Корчагин А. М. Изв. Географ. об-ва СССР, Тюменск. отд., 1972, вып. 1, 88.

Жадеит Jadeite



Существуют разные толкования происхождения названия. Одно из первых — от испанского «hietta di hijada» (Монардес, 1569; по Фошагу [1]), что в латинском переводе означает «lapis nephriticus», т. е. «камень, лечащий почки». Сокращенное название от французского jade — жад введено Ластом в 1648 г. В промышленности по обработке поделочных камней и в археологии сохранилось название «жад», объединяющее собственно жадеит (пироксен) и нефрит (амфибол).

Синон. Натрий-сподумен — Natronspodumen (Креннер, 1900, по Дельтеру, 1914), псевдожадеит — pseudojadeite (Пенфилд, 1900, по Лакруа, 1930) [2], натрий-жад — soda-jade или натровый жадеит — soda jadeite, обыкновенный жад — common jade (Хей, 1950), персидский жадеит — persivalite (Дельгер, 1914), жадеитовый хлоромеланит — jadeitic chloromelanite (Трэггер, 1962), хлоромеланит — chloromelanite [3], жадеитовый пироксен [4] — jadeitic pyroxene [5], жадеит-эгирин, обогащенный жадеитом — jadeite-aegirine rich jadeite [6]. Название поделочного камня ацтеков и древних майя — чалчиуитл — chalchihuitl, тукстлит — tuxt-lite отвечает жадеиту или омфациту, «диоксид-жадеиту или «хлоромеланиту» [1]. Китайские названия зеленовато-белого и белого жадеита: хи-суи, хисуи — hisui [7], фэй-т'суи — fei-t'sui, feitsui [8], ю-фэй-чи, ю(уй)-фэй-гчи [9] (где хи, чи, тчи, теу — камень; фэй, фэй — белый).

Разнов. Хромжадеит.

Характ. выдел. Кристаллы до 3 см, сноповидные, радиально-лучистые, средне- и мелкозернистые агрегаты (размер зерен до 3 мм), плотные массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$ [10, 11]. Пределы значений параметров элементарной ячейки: $a_0 = 9,24-9,51$, $b_0 = 8,56-8,64$, $c_0 = 5,21-5,35$ Å, $\beta = 106^\circ 18' - 108^\circ 16'$; $Z = 4$. Параметры элементарных ячеек некоторых химически анализированных жадеитов:

a_0 (Å)	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Al на формулу	Na	Хим. анализ	Ссылка
9,49	8,62	5,24	$107^\circ 29'$	1,100:1:0,608	0,64	0,72	9	[12]
9,24	8,56	5,21	$107^\circ 34'$	1,100:1:0,608	1,00	1,00	—	[13]
9,44	8,58	5,23	$107^\circ 28'$	1,100:1:0,610	0,94	0,95	5	[14]
9,46	8,56	5,25	$107^\circ 26'$	1,105:1:0,613	0,94	0,93	6	[15]
9,48	8,61	5,24	$107^\circ 26'$	1,101:1:0,609	0,98	0,90	8	[10]
9,46	8,62	5,35	$107^\circ 28'$	1,097:1:0,621	0,89	0,86	2	[16]
9,42*	8,56	5,22	$107^\circ 33'$	1,100:1:0,610	0,99	1,00	17	[17]
9,48**	8,63	5,25	$107^\circ 35'$	1,099:1:0,608	0,99	1,00	17	[17]

* при 24° . ** при 800° .

Параметры элементарной ячейки увеличиваются с увеличением температуры [17], а также при замещении Al^{VI} на более крупные катионы [11, 18].

Структура подобна диопсидовой [11, 19—21], отличается от нее главным образом меньшей величиной полиэдра $M(1)$ ($Al-O = 1,928$ Å) и выпрямленностью цепочки тетраэдров $Si-O$ с $O(3) - O(3) - O(3) = 174,7^\circ$. На-восьмивершинник имеет шесть O на расстоянии 2,378 Å и два O на расстоянии 2,741 Å. Сравнение структур жадеита и фассаита см. в [22]. При 800° структура жадеита сохраняется, но увеличиваются средние межзатомные расстояния, особенно $M(2)-O$, менее $M(1)-O$ и незначительно $T-O$ [17].

Искусственная высокотемпературная полиморфная фаза β -жадеита по структуре не относится к пироксенам [23, 24].

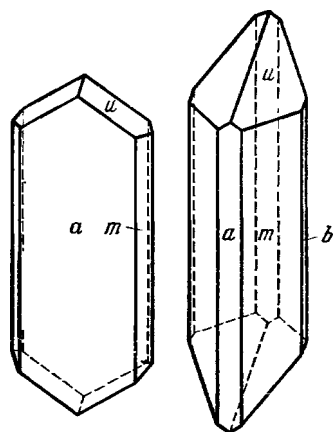
Монокл.-призм. кл. $C_{2h}^2 - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,1026 : 1 : 0,6110$; $\beta = 107^\circ 38'$ для жадеита из Калифорнии (США) [10] (оригинал хим. анализа 8); $a : b : c = 1,103 : 1 : 0,613$, $\beta = 107^\circ 44'$ для жадеита из Тибета (?) (Пенфилд, 1900; [10]).

Известно 8 достоверных форм (данные для кристаллов из Калифорнии) [10].

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ			
a	100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	m	110	$43^\circ 35'$	$90^\circ 00'$	s	$\bar{1}11$	$-23^\circ 19'$	$33^\circ 38'$
t	010	0 00	90 00	y	101	90 00	41 58	Δ	$\bar{3}11$	$-66^\circ 48'$	57 12
i	130	17 36	90 00	u	111	55 49	27 24				

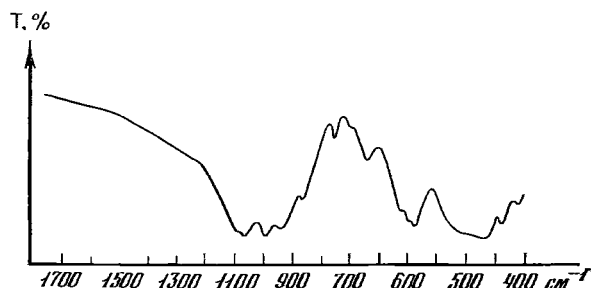
Двугранные углы mt (110) : ($\bar{1}10$) — $86^\circ 55' - 87^\circ 10'$ (как у диопсида). Главные формы: a (100), b (010), t (110), u (111); второстепенные: i (130), y (101), s ($\bar{1}11$), Δ ($\bar{3}11$) [10]. Изолированные, хорошо ограненные кристаллы исключительно редки. Облик их призматический, редко пластинчатый по (100) (фиг. 133). Двойники по (100), с отклонением по оси c до $1^\circ 34'$ [10].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (110), отдельность по (100) и (010). Излом неровный, иногда занозистый. В сплошных массах обладает необычно высокой вязкостью, которая иногда больше, чем у нефрита. Сопротивление раздавливанию у прибалхашских жадеитов 12 т/см^2 , у бирманских до $6,5 \text{ т/см}^2$ [25] (лучшие сорта нефрита выдерживают нагрузку до 7 т/см^2) [26]. Тв. $6-6\frac{1}{2}$. Уд. в. прозрачных жадеитов 3,14—3,43 [27, 28]. Цв. преимущественно белый или серый с различными оттенками (голубовато-белый, желтовато-белый, зеленовато-белый, серовато-белый, зеленовато-серый, желтовато-серый), также зеленый, голубой, фиолетовый, иногда темно-серый (от включений рудных минералов). Зеленая окраска, вероятно, связана с содержанием железа, иногда в сочетании с хромом. В одном и том же месторождении зеленые раз-



Фиг. 133. Кристаллы жадеита из Кловвердела, шт. Калифорния, США (по Волфе)

Фиг. 134. ИК-спектр жадеита (по Мёнке)



ности обычно более железистые, чем белые, но в разных месторождениях белые могут содержать больше FeO и Fe_2O_3 , чем зеленые. В сплошных массах непрозрачен, в тонких срезах и в кристаллах полупрозрачен до прозрачного. Черта белая, у зеленых разностей бледная зеленоватая. Бл. матовый, полустеклянный, стеклянный, на пл. спайности иногда слегка перламутровый.

Электропроводность слабая [25]. В электрическом поле не намагничивается; наиболее железистые разности едва намагничиваются. Магнитная восприимчивость прибалхашского жадеита $\chi = 4,7 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [29]. В катодных и ультрафиолетовых лучах жадеит обычно не люминесцирует [30]; жадеит из Бирмы светится в катодных лучах [31]. Под влиянием потока электронов калифорнийский жадеит обнаруживает пятнистую флуоресценцию (синюю, бирюзовую и зеленую) [11]. Для ИК-спектра жадеита характерны полосы поглощения (в см^{-1}): 1105—1050, 995, 920, 855, 745, 665—658, 595—584, 525—465, 440—435, (фиг. 134) [32, 33]. ИК-спектры см. также [24, 34]. О механических свойствах жадеита см. [35]. На основании измерений теплоемкости жадеита из Бирмы в интервале 53,84—296,42 К вычислена его стандартная энтропия: $S_{298,15}^\circ = 31,9 \pm 0,3$ ккал/моль·град [36]. В этой же работе приведены энтальпия (до 1200 К) и коэффициенты в уравнении: $C_p = 48,16 + 11,42 \cdot 10^{-3} T - 11,87 \cdot 10^5 T^{-2}$ (298—1200 К). Для реакции $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (альбит) = $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (жадеит) + SiO_2 (α -кварц), по данным измерения теплот растворения в растворах HF, определено значение $\Delta H_{293,15}^{\text{р}} = -0,60 \pm 0,6$ ккал/моль [37], а по данным измерений теплот растворения в Pb-Cd-B-расплаве при 964 К вычислено: $\Delta H_{298,15}^\circ = -0,66 \pm 0,5$ ккал/моль [38]. Этим значениям соответствует стандартная энтальпия образования жадеита: $\Delta H_{f,293,15}^\circ = -723,6 + 1,0$ ккал/моль.

Микр. В шлифах бесцветен, реже имеет бледную коричневатую или голубовато-фиолетовую окраску [39]. Не плеохроит. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010). Удлинение (+). $Nm = b$; $cNg = 34-45^\circ$ (иногда $cNg = 52-55^\circ$ [27, 40], что отвечает (—) удлинению), $cNp = 33-35^\circ$, $aNp = 16-23^\circ$ (Дир и др., 1965) или $20-30^\circ$ (Трёгер, 1958). $n_g = 1,652-1,685$, $n_m = 1,645-1,681$, $n_p = 1,640-1,679$, $n_g - n_p$ (вычисл.) = 0,006—0,016; $2V = 64-86^\circ$. Дисперсия оптических осей $r > v$, от слабой до сильной [2, 15, 27, 41, 42]; у богатых железом разностей $r > v$ сильная, иногда отсутствует [5, 43]. Сведения о зависимости оптических констант жадеита от содержания примесей (Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ca, Mg) разноречивы (Винчел, 1953), [28, 43]. Согласно Добрецову [28], увеличение содержания эгиринового (а также в некоторой мере чермакитового и авгитового) минала вызывает увеличение всех оптических констант жадеита, хотя зависимость $2V$ и $n_g - n_p$ от содержания Fe^{3+} не строго прямая.

Монокристалльные индивиды жадеита в агрегатах обычно не имеют правильных очертаний и плотно прилегают друг к другу, чем и объясняется их высо-

кая вязкость. Отмечается волокнистое и пятнистое погасание. Двойники по (100). Указания (Дир и др., 1965) на полисинтетические двойники по (100), а также на простые и полисинтетические по (001) недостоверны. Некоторые кристаллы зональны. Жадеит слагает ядра, реже края кристаллов омфацита, а также широкие зоны вокруг ядер эгирин-геденбергита [44] или эгирин-жадеита [45], иногда находится на концах иглоочек эгирина [46]. Образует параллельно-шестоватые сростания с омфацитом [44]. В выделениях жадеита обнаруживаются включения альбита, натролита, кварца, слюды, анальцима и других минералов.

Структура жадеитовой породы (жадеитита) кристаллобластическая, зернисто-призматическая, сноповидная, лучистая, вторичная — катакластическая (результат динамометаморфизма) и цементная (результат замещения другими минералами) [27, 39, 43, 46—48].

Хим. Теор. состав для формулы $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$: Na_2O — 15,34; Al_2O_3 — 25,22; SiO_2 — 59,44. Характеризуется сравнительно узкими пределами вариаций состава. Структура допускает вхождение в жадеит небольших количеств Ca и K вместо Na в M(2); Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{3+} вместо Al в M(1) [4,44]. Кроме того, возможно нахождение Fe^{2+} и Mg в M(2) и Al в T. Колебания содержания отдельных элементов в составе жадеита (в формульных единицах):

	M(2)		M(1)		T	
Na	1,00—0,75	Al	1,00—0,75	Si	2,00—1,95	
Mg, Fe^{2+}	0,00—0,10	Fe^{3+}	0,00—0,10	Al	0,00—0,05	
Ca	0,00—0,25	Mg, Fe^{2+}	0,00—0,25			

Таким образом, у жадеита осуществляются два типа изоморфных замещений (хотя и слабо выраженных): изовалентное с Fe^{3+} и Ti^{3+} , замещающими Al в M(1), и гетеровалентное — Ca, Mg, Fe^{2+} замещают Na в M(2), а Mg, Fe^{2+} — Al в M(1). Первый тип замещения приводит к составу эгирин-жадеита, второй — к составу омфацита [44].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	14,13	12,79	12,40	12,72	14,42	14,24	13,00	12,27	10,61
K_2O	0,29	0,08	0,20	—	0,00	0,71	0,03	0,57	0,75
CaO	2,46	2,77	2,04	3,33	1,43	0,82	2,69	1,38	3,37
MgO	1,72	1,66	1,41	2,02	0,97	0,47	1,44	0,98	4,25
MnO	сл.	0,01	0,01	—	0,02	0,16	0,10	0,05	0,08
FeO	0,09	0,45	0,29	1,58	0,11	0,16	1,05	0,24	1,07
Al_2O_3	21,92	21,60	23,25	19,77	23,77	23,61	18,38	21,81	16,75
Fe_2O_3	0,94	1,44	1,16	2,11	0,32	0,33	5,67	0,32	6,33
SiO_2	58,20	58,87	57,95	57,80	58,97	59,67	56,54	61,66	55,44
TiO_2	0,06	0,34	0,26	0,67	не обн.	—	0,44	0,05	1,16
H_2O^+	0,50	0,04	1,04	0,20	—	0,13	0,20	0,44	0,02
H_2O^-	—	0,16	—	—	—	не обн.	0,05	0,10	0,07
Сумма	100,31	100,21	(100,01)	100,20	100,01	100,30	99,60**	99,87	(99,90)
Уд. в.	3,14	3,24	3,219	—	3,358(выч.)	3,30	—	3,245	—
n_g	1,674*	1,676	1,672	1,673	1,666	1,670	1,685	1,652	—
n_m	1,668	1,665	1,665	—	1,658	1,660	1,681	1,645	—
n_p^{H}	1,658	1,659	1,659	1,660	1,653	1,654	1,679	1,640	—
cNg	$40 \pm 2^\circ$	36°	34°	$33-39^\circ$	$45 \pm 3^\circ$	36°	$38 \pm 1^\circ$	40°	—
(+) $2V$	$70 \pm 2^\circ$	76°	75°	70°	74°	$69-73^\circ$	$64 \pm 2^\circ$	67°	—
Na	0,93	0,85	0,83	0,85	0,95	0,94	0,89	0,89	0,73
K	0,01	0,004	0,01	—	0,00	0,03	0,001	0,03	0,03
Ca	0,09	0,10	0,08	0,12	0,05	0,03	0,10	0,06	0,13
Mg	0,09	0,09	0,07	0,10	0,05	0,02	0,08	0,05	0,22

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe ²⁺	0,003	0,01	0,01	0,05	0,003	0,004	0,03	0,01	0,03
(Al, Fe ³⁺) ^{VI}	0,87	0,91	0,98	0,86	0,95	0,95	0,90	0,96	0,83
Al ^{IV}	0,01	—	—	—	—	—	0,01	—	0,04

* В оригинале показатели преломления не соответствуют оптическому знаку жадеита. ** В том числе Li₂O — 0,01.

1 — непрозрачный голубовато-зеленовато-белый, из мономинеральной жилы в гипербазите хр. Пай-Ер (Полярный Урал), анал. Некрасова [39]; 2 — непрозрачный белый, из жилы жадеита в серпентините хр. Борус (Западный Саян), анал. Ломейко, в оригинале ошибочно указан уд. в. 2,34 [49, 50]; 3 — серовато-белый, из центральных частей зональных тел серпентинитов Кентерлаусского массива в Прибалхашье (Казахстан), анал. Коноплева, Ковязина и др., в оригинале сумма 100,1 [47]; 4 — светло-серые призматические кристаллы, из кварц-гранатовых пород Максютовского комплекса (Южный Урал), анал. не указан, в оригинале ошибка в содержании CaO [51]; 5 — зеленоватый, из аллювиальной гальки Моззаниала (Гватемала), анал. Аоки (анализ приведен за вычетом 2% альбита № 5) [14]; 6 — бесцветный, из метагаббро Нискикурода (преф. Сидзуока, Япония), анал. Като [15]; 7 — зеленый, из линзовидных тел в серпентините, Клиа-Крик в шт. Калифорния (США), анал. Ослунд [43]; 8 — прозрачный бесцветный, из прожилков в глаукофановых сланцах Кловердэла, шт. Калифорния (США), анал. не указан [10]; 9 — зеленый, из метаморфозованных граувак Пачеко, шт. Калифорния (США), анал. не указан, в оригинале сумма 99,92 [12].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	14,1	11,4	14,4	15,2	15,4	12,4	14,2	16,62	13,0
CaO	0,8	4,1	0,3	0,50	0,25	2,7	0,8	0,14	2,8
MgO	0,4	2,3	0,22	0,33	0,14	1,7	0,44	0,01	1,8
MnO	—	Не обн.	0,06	0,05	Не обн.	Не обн.	—	—	0,06
FeO	0,2	3,4	7,3	10,7	0,15	0,5	0,15	—	1,7
Al ₂ O ₃	21,9	18,9	19,4	16,8	24,7	21,3	20,4	24,89	18,1
Fe ₂ O ₃ *	3,8	—	—	—	—	1,1	3,9	0,43	5,3
SiO ₂	58,6	60,0	57,9	56,5	59,5	59,4	60,1	58,07	57,2
TiO ₂	—	Не обн.	0,5	0,5	—	—	—	0,05	0,08

Сумма 99,8 100,1 100,08 100,58 100,14 99,1 99,99 100,25** (100,05)***

Na	0,94	0,80	0,97	1,01	1,00	0,90	0,98	1,07	0,88
Ca	0,03	0,16	0,01	0,02	0,01	0,10	0,03	0,01	0,10
Mg	0,02	0,13	0,01	0,02	0,01	0,10	0,02	—	0,09
Fe ²⁺	0,01	0,10	0,21	—	—	0,02	0,004	—	0,09
(Al, Fe ³⁺) ^{VI}	0,99	0,81	0,79	0,94	0,98	0,88	0,96	0,92	0,87
Al ^{IV}	—	—	—	0,05	—	—	—	0,06	0,01

* Получен расчетом, в остальных анализах FeO включает Fe₂O₃.

** В том числе K₂O — 0,04.

*** В том числе Cr₂O₃ — 0,01.

10—18 — микрозондовые анализы: 10—13 — зоны монокристалла жадеита, из альмандин-жадеит-кварцевых сланцев Максютовского комплекса (Южный Урал), [52] (10 — центральная зона, 11, 13 — краевая, 12 — промежуточная); валовый хим. состав жадеита из того же образца см. хим. анализ. 4; 14, 15 — зональный жадеит с Полярного Урала (14 — внутренняя зона, 15 — внешняя) [44]; 16 — жадеит из параллельно-шестоватого срастания с омфацитом (Западный Саян) [44]; 17 — тонко-иглолчатый жадеит из жилков в альбит-кроссит-эгриновых сланцах Санта-Рита-Пик в шт. Калифорния (США), анал. Смит (расшифрована структура) [11]; 18 — жадеит из жилки в породах глаукофановой серии горы Боардман в шт. Калифорния (США), в оригинале сумма 100,1 [53].

Хим. анализы см. также [1, 16, 39, 46, 54], (Дир. и др., 1965). Микрозондовые анализы см. [44, 52, 53].

Диагн. исп. П.п.тр. сплавляется в белый королек, окрашивая пламя в ярко желтый цвет.

Повед. при нагр. Белый жадеит из Прибалхашья (хим. анализ 3) при 950—970° и давлении 1 атм в течение 1 часа разрушается с образованием β-жадеита непироксеновой структуры [23, 25, 55]. Коэффициент термического расширения по a₀ = 0,850·10⁻⁵/°C (для интервала 24—800°) [17].

Наход. По сравнению с другими пироксенами мало распространен. Однако в некоторых районах образует крупные, почти мономинеральные, скопления, получившие название жадеитов. Характерен для пород глаукофановой

фации, образовавшихся из основных и ультраосновных эффузивных и интрузивных или осадочных пород. Возникновение жадеита предположительно связывается с метасоматической переработкой под действием натриевых растворов залегающих в телах гипербазитов альбититов, плагиоклазитов, плагиогранитов или габброидов [20, 39, 43, 46—49, 56—60]. При этом $P - T$ условия образования жадеита недостаточно ясны. Одни исследователи [52, 61—66] считают жадеит индикатором высоких давлений, другие [11, 20, 46, 56, 58, 67, 68] — низких. Приводятся следующие значения $P - T$ условий образования жадеита: 17—15 кбар и 1000—800° [67], 11 кбар и 500° [52], 10—6 кбар и 350—250° [5], 8—4 кбар и 400—150° [58]. По [43], жадеит, обогащенный Fe^{3+} , устойчив при более низком давлении, чем безжелезистый. Характерна ассоциация жадеита с альбитом, сопровождается также другими пироксенами, кварцем, плагиоклазом, анальцимом, натролитом, эпидотом, цоизитом, титанитом, актинолитом, хлоритом, гранатом, мусковитом.

В массивах гипербазитов жадеит установлен в Прибалхашье (Кентерлаусский массив) [47, 68, 69], в Западном Саяне (Борусский массив) [44, 46, 49], в Армении (Джил-Сатанахачский массив) [70]. В Итмурундинском месторождении (Кентерлаусский массив) имеются жилообразные и линзовидные тела белого и серого жадеитита, который в эндоконтактной зоне в той или иной степени замещен зеленым жадеитом, альбитом, анальцимом, натролитом и тремолитом. В серпентинитах массива Пай-Ер (Полярный Урал) на Северо-Кечпелском месторождении известны жадеититовые и жадеит-альбитовые тела с флогопитом и актинолит-тремолитом [5, 39, 52, 70, 71]. За рубежом классическими являются жадеитовые тела Тау-Мау в Бирме [2, 20, 21, 45, 72, 73]. Как и в Прибалхашье, их центральная часть сложена жадеитом, промежуточная зона является альбит-жадеитовой, внешняя, у контактов с серпентинитами — хлоритовой или амфиболовой. Крупные тела жадеитита наблюдаются в серпентинитах францисканской глаукофановой серии Береговых хребтов шт. Калифорния (США) [5, 20, 43, 74, 75]. Известны жадеиты в телах серпентинитов Японии [7, 54, 58, 76—78], Китая [79] и метагаббро Пьемонта (Италия) [18]. Валуны и гальки жадеитита вместе с породами глаукофановой фации метаморфизма установлены в аллювиальных террасах р. Мотагуа (Гватемала) [1, 14].

В продуктах метаморфизма осадочных и эффузивных пород жадеит с кварцем и алмандином обнаружен в «эклогитовых» сланцах Максютковского комплекса на Южном Урале [40, 52] (хим. анализы 4, 10—13) и в миндаликах глаукофанизированных метабазальтов Пенжинского пояса Камчатки [80]. За рубежом жадеит этого типа известен в Колумбии среди эклогитов в ассоциации с алмандином и кварцем [81], в шт. Калифорния (США) — в альбит-кроссит-жадеитовых и альбит-кроссит-эгириновых сланцах, включенных в серпентиниты (хим. анализ 17) [11], в Японии — в псаммитах и пелитах Санбагавы в ассоциации с мусковитом, лавсонитом, глаукофаном [82, 83], в метаграувакках [78] и кристаллических сланцах Камуикотана с лавсонитом, кварцем, альбитом и стильпномеланом [83]. В слюдяных сланцах Итальянских Альп жадеит слагает оторочки порфиробластов калиевого полевого шпата [6]. Содержится в риолитах, секущих глаукофановые сланцы о-ва Корсика [6, 84]. В Западных Альпах жадеит распространен в метаграувакках и аркозах фации глаукофан-лавсонитовых сланцев [85]. Вместе с лавсонитом, альбитом, серицитом жадеит входит в состав бластопсаммитовых кварцитов о-ва Сулавеси [45]. Внутренние части его кристаллов, судя по оптическим константам, состоят из эгирин-жадеита.

Известно образование жадеита при ударном сжатии в виде мельчайших (0,1 мкм) зерен в маскелините импактитов метеоритного кратера Рис (ФРГ). Минимальное импульсное давление при этом было порядка 250—300 кбар [86]. Жадеит известен также как минерал относительно низких давлений и температур. Таковы, например, его игольчатые кристаллы на стенках полых жилок и жезд в метаграувакках и глаукофановых сланцах шт. Калифорния

(США) [53], в миндалинах базальтов Камчатки вместе с глаукофаном [80], в риолитах, секущих глаукофановые сланцы о-ва Корсика [6, 84].

Как эпигенетический минерал низких давлений и температур жадеит встречается в слабо метаморфизованных осадочных породах: в радиоляриевых сланцах, граувакках и конгломератах района Сан-Франциско (США), где ассоциируется с кросситом и лавсонитом [87], в кварцитах о-ва Сулавеси [45], в мусковитовых сланцах Итальянских Альп, в мелкозернистых агрегатах, образовавшихся по калиевому полевому шпату нодулей [6] и т. п.

Изм. Замещается кварцем, альбитом (иногда с мусковитом), глаукофаном, парагонитом [6], нефелином, анальцимом [5, 46, 47, 49, 58, 88]. Отмечено полное разложение жадеита с образованием анальцима, кварца и арфведсонита или тремолита и цеолита [49]. С процессами замещения связано образование на выделениях жадеита венчиков лучистых агрегатов омфацита или эгирина (?) [44, 49].

Искусств. Хорошо образованные кристаллы впервые получены в 1953 г. при 20 кбар и 900° из смеси каолина и Na_2CO_3 [89, 90]. Из стекла жадеитового состава кристаллизуется при 12—24 кбар и 600—1200° [91], из жадеитового расплава — при 25—45 кбар и 1300—1500° [55]. Получен как продукт дегидратации анальцима при 600—900° и 12—25 кбар (реакция идет в присутствии альбита) [92—95]. Образуется при разложении альбита и ортоклаза при высоких давлениях [91, 96, 97]. Из кислого вулканического стекла в присутствии воды получен при 25 кбар и 500—600° совместно с кварцем и кали-натриевым полевым шпатом, при 35—50 кбар и 600—900° — совместно с коуситом и веществом состава кали-натриевого полевого шпата, но с ОН-группами в структуре [96]. О других реакциях образования жадеита см. в [11, 63, 64, 67, 91, 92, 95, 98—100]. Бинарная система жадеит — альбит изучена при 45 кбар [55].

Практ. знач. Жадеит — поделочный камень с высокой вязкостью. Археологические находки изделий из жадеита свидетельствуют о раннем (более 20 тыс. лет тому назад) применении его для изготовления орудий труда, а в дальнейшем — предметов быта и культуры [1, 3, 8, 9, 25, 26, 48, 101, 102]. Ярко-зеленый («императорский») жадеит (?) из Бирмы (минералогическая природа не уточнена) ценился наравне с изумрудом.

Отл. От сходного в сплошных массах нефрита отличается отсутствием тонковолокнистого строения, реакцией на Na. В шлифах от нефрита и актинолита — по положительному оптическому знаку. От бесцветного в шлифах омфацита — меньшими показателями преломления, от остальных бесцветных в шлифах клинопироксенов — меньшим светопреломлением (от сподумена и эгирина также большим углом погасания, а от фассаита — меньшим двупреломлением).

Разнов. Хром жадеит — chrom-jadeite.

Назван по содержанию хрома [2].

Сичон. Астридит — astridite (для поделочного камня из Новой Гвинеи) [103], таумаунит — tawmaunite (слабо изучен, ошибочно был отнесен к эпидоту) [2, 72, 104].

С содержанием Cr связан изумрудно-зеленый цвет и сильный плеохроизм: по Ng — зеленый, по Nm — синевато-зеленый, по Np — желто-зеленый. Двуосный (+), $cNg = 42^\circ$; $n_g - n_p = 0,026$; $r > v$. Уд. в. 3,34.

Состав хромжадеита из месторождения Тау-Мау (Бирма), анал. Орсель [2]: $\text{Na}_2\text{O} - 13,20$; $\text{K}_2\text{O} - 0,40$, $\text{CaO} - 0,75$, $\text{MgO} - 2,82$, $\text{FeO} - 0,06$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,40$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 3,75$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,37$, $\text{SiO}_2 - 57,90$, $\text{TiO}_2 - 0,23$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,60$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0,05$, сумма 100,53. В Тау-Мау (Бирма) ассоциируется с хромовым эпидотом, хромитом и амфиболом («сцехениитом»). Образуется агрегаты мелких зерен (0,1—1 мм). Породы с ярко-зеленым хромжадеитом в Бирме и Новой Гвинее использовались как поделочные камни.

Межплоскостные расстояния жадента из серпентинитов США [5]

CuK _α -излучение								
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
110	15	6,22	221	25	2,417	510; 132	10	1,761
200	5	4,50	311	10	2,206	150	10	1,684
$\bar{1}11$	5	4,35	112; 022	5	2,161	313; 312	2	1,651
020	45	4,29	330; $\bar{3}31$	30	2,069	042; $\bar{1}51$	5	1,624
021	5	3,25	$\bar{4}21$	10	2,046	$\bar{2}23$	5	1,611
220	30	3,104	$\bar{4}02$	2	1,993	$\bar{5}31$	20	1,572
$\bar{2}21$	75	2,922	041	15	1,968	440	15	1,552
310; $\bar{3}11$	100	2,831	$\bar{1}32$	2	1,930	600; 602	10	1,499
$\bar{2}01$	2	2,527	$\bar{2}41$	5	1,887	350	10	1,488
$\bar{1}31$; 002	20	2,490	$\bar{5}11$	2	1,889			

Л и т е р а т у р а

1. Foshag W. F. Am. Min., 1955, 40, N 11—12, 1062.
2. Lacroix M. A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1930, 53, 226.
3. Damour A. C. R., Paris, 1863, 56, 861.
4. Добрецов Н. Л. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 676.
5. Коулмен Р. Г., Кларк Дус Р. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 2, 41.
6. Lefevre R., Michard A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1965, 88, N 4, 664.
7. Chihara K. Niigata-Ken Bunkazai Univ., Rept. Spec., 1960, 6, 35.
8. Foshag W. F. Smithson. Misc. collections (Smithsonian Inst.), 1957, 135, N 5, Publ. 4307, 60.
9. Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 251.
10. Wolfe C. W. Am. Min., 1955, 40, N 3-4, 248.
11. Prewitt C. T., Burnham C. W. Am. Min., 1966, 51, N 7, 956.
12. Seki Y., Onuki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1967, 58, N 6, 233.
13. Frondel C., Klein C. Science, 1965, 149, N 3685, 742.
14. McBirney A., Aoki K., Bass M. N. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 908.
15. Seki Y., Aibo M., Kato Ch. Am. Min., 1960, 45, N 5-6, 668; Seki Y. J. Geol. Soc. Japan, 1961, 67, N 785, 101.
16. Добрецов Н. Л., Комкин Ю. Н., Крищенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 291.
17. Cameron M., Sueno S., Prewitt C. T., Papike J. J. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 594.
18. Edgar A. D., Mottana A., Macrae N. L. Min. Mag., 1969, 37, N 285, 61.
19. Wykoff R. W. G., Merwin H. E., Washington H. S. Am. J. Sci., 1925, ser. 4, 10, 389.
20. Yoder H. S. Am. J. Sci., 1950, 248, N 4-5, 225; N 6-7, 312.
21. Zwaan P. C. Leidse Geol. Medel., 1954, (1955), 19, 167.
22. Otomi K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1939, 22, 201.
23. Галант Е. И. ДАН СССР, 1963, 150, № 5, 1100.
24. Власов А. Г., Венедиктов А. А., Дутова К. П., Захаров В. К., Зубарева Е. П., Курциновская Р. И., Морозов В. Н., Морозова И. Н., Позубенков А. Ф., Смирнова Е. В., Флоринская В. А., Чеботарева Т. Е., Чернева Э. Ф. Стеклообразное состояние. М.: Наука, 1971, 45.
25. Москалева В. Н. В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, 81.
26. Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1961, 2, 24.
27. Влохат Т. W., Am. Min., 1956, 41, N 5-6, 488.
28. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1964, вып. 30, 56.
29. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрус У. Ц. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
30. Барсанов Г. П., Швецова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 2.
31. Limori S., Yoshimura J. Sci. Papers Inst. phys.-chem. res., Tokyo, 1937, 31, N 696, 281.
32. Кузнецова Л. Г., Москалева В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 6, 715.
33. Moenke H. Mineralspektren, Berlin, 1962, 660.
34. Лазарев А. Н., Генешова Т. Ф. Оптика и спектроскопия, 1961, 10, вып. 1, 79.
35. Bradt R. C., Newham R. E., Biggers J. V. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 727.
36. Kelley K. K., Todd S. S., Orr R. L. U. S. Bur. Mines Report. Invest. N 4955, 1953.
37. Krasck F. G., Newonen K. J., Burley G. J. Washingt. Acad. Sci, 41, N 12, 1951.
38. Hlabse T., Kleppa O. J. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1281.
39. Морковкина В. Ф. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4, 103.
40. Ленных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау (Путеводитель Урал-Тауской экскурсии). Свердловск, 1968, 40.
41. Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Матер. ВСЕГЕИ, 1959, сер. мин., ч. 26, вып. 1, 95.

42. Москалева В. Н. Геология рудных месторождений, 1960, № 1, 107.
43. Coleman R. G. J. Petrology, 1961, 2, N 2, 209.
44. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. ДАН СССР, 1971, 201, № 1, 179.
45. Roeger W. P. de Am. J. Sci., 1955, 253, N 5, 383.
46. Юдин М. И. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4, 78.
47. Москалева В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 38.
48. Schüller A. Bull. Geol. Inst., Upsala, 1961, 40, 429.
49. Добрецов Н. Л. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 15, 236.
50. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.
51. Добрецов Н. Л., Соболев В. С. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 54.
52. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Н. В., Соболев В. С. Геология и геофизика, 1971, № 7, 3.
53. Essene E. J. Fyfe W. S. Contrib. min., petrol., 1967, 15, N 1, 1.
54. Spec. Pap. 1 Int. Min. Assoc. Tokyo, 1971, 147.
55. Bell P. M., Roseboom E. H. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 151.
56. Voettcher A. L., Wyllie P. J. Geoch., cosm. Acta, 1968, 32, N 9, 999.
57. Коржинский Д. С. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955, 373.
58. Ernst W. G., Seki Y., Onuki H., Gilbert M. C. Mem. Geol. Soc. Am., 1970, 124, 1.
59. Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. М.: Недра, 1974, 195.
60. Добрецов Н. Л. Геология и геофизика, 1974, N 8, 43.
61. Соболев В. С. В кн.: Физико-химические проблемы в формировании горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 7.
62. Кеннеди Д. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 169.
63. Соболев В. С. ДАН СССР, 1964, 156, № 2, 341.
64. Соболев В. С. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, 85, 90 и 95; в кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964, 137.
65. Добрецов Н. Л. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, 85, 90 и 95; в кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964, 137.
66. Добрецов Н. Л., Резердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 324.
67. Москалева В. Н. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, 90.
68. Маракушев Л. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, 16.
69. Добрецов Н. Л., Пономарев Л. Г. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1965, вып. 31, 178.
70. Сенкевич Н. Н. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Мин.-во геол. СССР, 1975, вып. 6, 8.
71. Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, 50.
72. Bleck A. W. Rec. Geol. Surv. India, 1908, 36, 269.
73. Chilver H. L. The mineral resources of Birma. London, 1934, 28.
74. Yoder H. S., Chesterman C. W. California Departm. of conserv. Div. mines, geol., Spec. Pap., 1951, N 10-c, 1.
75. Coleman R. G. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1965, N 255-c, 25.
76. Kawano Y. J. Japan Assoc. Min., petr., econ. geol., 1939, 22, 195.
77. Iwao S. Geol. Surv. Japan. Rep., 1953, N 153, 1.
78. Shodo F., Seki Y. J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 770, 673.
79. Schüller A. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1295.
80. Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. ДАН СССР, 1966, 167, № 3, 659.
81. Green D. H., Lockwood J. P., Kiss E. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1320.
82. Seki Y. Am. J. Sci., 1960, 258, N 10, 705.
83. Seki Y., Shido F. Proc. Japan. Acad. geol. Inst., Univ. Tokyo, 1959, 35, N 3, 137.
84. Autran A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 87, N 2, 43.
85. Bearth P. Schweiz. min., petr. Mitt., 1966, 46, H. 1, 13.
86. James O. Science, 1969, 165, N 3897, 1005.
87. Bloxam T. W. Am. J. Sci., 1960, 258, N 8, 555.
88. Tilley C. E. Verhandl. Nederl. geol. mijnbouw. genootsch., geol. ser., 1956, 16, 403.
89. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, N 8, 298.
90. Roy R. Tittle O. F. Physics and Chemistry of the Earth. London, 1956, 1, 146.
91. Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F. Am. J. Sci., 1957, 255, N 2, 115; Робертсон Е. К., Бёрч Ф., Мак-Дональд Г. Дж. Ф. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностр. лит., 1963, 242.
92. Manghani M. H. Phys. Earth Planet. Inter., 1970, 3, 456.
93. Griggs D. T., Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1956, 254, N 12, 722.
94. Fyfe W. S., Valpy G. W. Am. J. Sci., 1959, 257, N 4, 316.

95. *Newton M. S., Kennedy G. G.* Am. J. Sci., 1968, 266, N 8, 728.
 96. *Seki Y., Kennedy G. C.* Am. Min., 1964, 49, N 11-12, 1688.
 97. *Birch F., Le Comité P.* Am. J. Sci., 1960, 258, N 3, 209; *Бёрч Ф., Ле Комт П.* В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд.-во иностр. лит., 1963, 274.
 98. *Yoder H. S., Weir C. E.* Am. J. Sci., 1951, 249, N 9, 683.
 99. *Kracek F. C., Neuvonen K. J., Burley G. J.* Acad. Sci., Washington, 1951, 41, 373.
 100. *Adams L. H.* Am. J. Sci., 1953, 251, N 4, 299.
 101. *Sinkankas J.* Gemstones of North America. New York, 1961, 253.
 102. *Smith G. F. H.* Gemstones. 1972. London, 437.
 103. *Willems H. W. V.* De Ingenieur. Nederl. Indie, 1, Teil 4, 120. (реф. Min. Mag., 1937, N 158, 602).
 104. Минералы. М.: Наука, 1972, т. III, вып. 1, 741.

Э г и р и н - ж а д е и т — aegirine-jadeite. Под этим названием выделяется пироксен промежуточного состава между эгирином и жадеитом — $\text{Na}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$ [1].

Синон. Жадеитовый хлоромеланит [2] — jadeitic chloromelanite (Трёпер, 1958); хлоромеланит — chloromelanite [3]; акмитовый пироксен — acmitic pyroxene [4]; омфацит — omphacite [4]; железистый жадеит — Fe^{3+} -жадеит [5]; жадеит — jadeite [6], эгириновый пироксен [7], жадеит-эгирин — jadeite-aegirine (Дот, Хлэвэти, 1913, по Хею, 1950); жадеит-акмит — jadeite-acmite (Хей, 1950).

Образует зерна (до 0,3 мм), их агрегаты, ядра кристаллов жадеита.

Пр. гр. $C_{2h}^6 - C2/c$ [4, 8], возможно, $C_2^1 - P2$ [9]. $a_0 = 9,56-9,62$, $b_0 = 8,75-8,78$, $c_0 = 5,24-5,36\text{Å}$, $\beta = 107^\circ 01' - 108^\circ 36'$ [4, 8, 10].

Плеохроизм в желтых, бурых, зеленых тонах. $Np = Nm > Ng$ или $Ng > Nm = Np$ [1, 8]. Бурые тона плеохроизма по Ng связаны с высоким содержанием Ti (хим. анализ 2) [8]. Двуосный (—) и (+). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$. Удлинение (—). $cNg = 5^\circ$ [1], $n_g = 1,772-1,685$, $n_m = 1,765-1,679$, $n_p = 1,750-1,677$; $2V = (—) 70-90^\circ$ и (+) 74° . Дисперсия $r > v$, слабая или сильная.

Колебания значений коэффициентов в формуле (по данным 5 анализов):

	M(2)		M(1)			T	
Na	0,93—0,70	Al	0,47—0,33	Fe^{3+}	0,53—0,31	Si	1,98—1,91
Ca	0,05—0,20	Fe^{2+}	0,07—0,30	Ti^{3+}	0,01—0,50	Al	0,02—0,09
Mg	0,02—0,14	Mg	0,01—0,03	Mn	0,01—0,50		—

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	10,16	9,97	13,3	11,2	H_2O^+	0,70	1,10	—	—
K_2O	0,86	0,10	0,00	0,00	H_2O^-	0,13	0,08	—	—
MgO	1,44	2,96	0,91	2,5	Сумма	99,93	99,86*	100,34	99,77
CaO	3,18	5,06	1,24	1,7	Уд. в.	3,49	—	—	—
MnO	0,48	0,12	0,22	0,11	n_g	1,772	1,750	—	—
FeO	1,62	1,43	0,8	3,9	n_m	1,765	—	—	—
Al_2O_3	10,85	9,47	11,6	8,5	n_p	1,750	1,726	—	—
Fe_2O_3	18,45	15,54	17,3**	18,1**	$n_g - n_p$	0,022	0,024	—	—
SiO_2	51,71	52,41	54,8	53,7	cNp	5°	5°		
TiO_2	0,35	1,56	0,17	0,06	(—)2V	73°	$74-80^\circ$		

* В том числе $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,06$. ** Fe_2O_3 — рассчитано.

1 — желтовато-зеленый, из слюдяных сланцев, района Иимори (Япония), анал. Харамура [1]; 2 — травяно-зеленый, из лавсонит-глаукофановых сланцев Санбагава (Япония), анал. Харамура [8]; 3 — из жилки в глаукофановых сланцах горы Бордмэн (шт. Калифорния, США), микрозондовый анализ [3]; 4 — «хлоромеланит», оторочки на авгитовом ядре из метасадков Гоата (шт. Калифорния, США), микрозондовый анализ [3].

Хим. анализы эгирин-жадеитов см. также [4], микрозондовые анализы [3].

Редок. В СССР достоверные находки не известны. По оптическим константам к нему близки некоторые пироксены хребта Борус (Западный Саян) [7] и «хлоромеланиты» Максютковского комплекса Южного Урала и хр. Урал-Тау

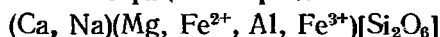
[11]. В виде кристаллов встречается в слюдяных (хим. анализ 1) и глаукофановых (хим. анализ 2) сланцах Японии [1, 8]. Слагает жилки (хим. анализ 3) или образует оторочки (хим. анализ 4) на зернах авгита метасадочных пород францисканской зоны в Калифорнии (США) [3, 4], в мегабазальтах Уорд-Крик той же зоны представлен кристаллами [4]. Отмечено нахождение эгирин-жадеита в кварцитах с радиоляриями и в офиолитах о-ва Корсика [12]. По оптическим константам к эгирин-жадеиту, возможно, относится «жадеит» из метаграувакк Итальянских Альп [12] и из бластосаммитовых кварцитов о-ва Сулавеси [6].

Эгирин-жадеит устойчив при самых низких $P - T$ параметрах ($P = 5 - 10$ кбар, $T = 150 - 200^\circ$) [3, 4, 6, 12, 13].

Литература

1. *Kanohira K.*, *Vanno S. J. Geol. Soc., Japan*, 1960, **66**, N 781, 654.
2. *Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1964, вып. 30, 56.
3. *Essene E. J., Fyfe W. S. Contrib. min., petrol.*, 1967, **15**, N 1, 1.
4. *Коулмен Р. Г., Кларк Дус Р.* В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 2, 41.
5. *Маракушев А. А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, 16.
6. *Roever W. P. Am. J. Sci.*, 1955, **253**, N 5, 283.
7. *Юдин М. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4, 78.
8. *Iwasaki M. J. Geol. Soc. Japan*, 1960, **66**, N 776, 334.
9. *Bancroft G. M., Williams P. G. L., Essene E. J. Min. Soc. Am., spec. pap.*, 1969, N 2, 59.
10. *Edgar A. D., Mottana A., Macrae N. L. Min. Mag.*, 1969, 37, N 285, 61.
11. *Ленных В. И.* Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау (путеводитель Урал-Тауской экскурсии). Свердловск, 1968, 40.
12. *Lefevre R., Michard A. Bull. Soc. fr. min., crist.*, 1965, 88, N 4, 664.
13. *Autran A. Bull. Soc. fr. min., crist.*, 1964, 87, N 2, 43.

Омфацит Omphacite



Название от греч. $\delta\mu\varphi\alpha\zeta$ (омфас) — незрелый виноград — по форме зерен и цвету (Вернер, 1815, по Хинце).

Синон. Хлоромеланит — chloromelanite [1], тукслит — tuxtlite [2], диопсид-жадеит — diopside-jadeite (Хей, 1950), маяит — mayaitе (Штрунц, 1970). Кроме того, употреблялись названия: жадеитсодержащий диопсид — jadeite-bearing diopside [3], акмитовый диопсид-жадеит — acmitic diopside-jadeite [4], омфацит-диопсид — omphacite-diopside [5], омфацитовый пироксен — omphacitic pyroxene [6], эгириновый омфацит — aegirinic omphacite [7].

Разнов. Железистый омфацит [8].

Характ. выдел. Мелкие зерна, кристаллы (до 2, редко до 5 см), радиально-лучистые, игольчатые, параллельно-шестоватые и зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$ [9], $C_{2v}^4 - P2/n$ [10]. $Z = 4$.

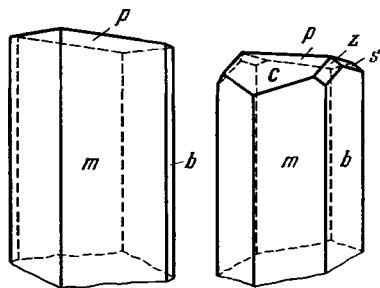
По пространственным группам выделяются: омфацит $C2/c$ и омфацит $P2/n$ [11], которые не различаются по порошковым рентгенограммам. Принадлежность к примитивной ячейке ($P2/n$) устанавливается мессбауэровским методом [12]. Для некоторых омфацитов предполагается [13] пр. гр. $P2$, для которой характерны две независимые тетраэдрические цепочки, а число независимых положений для катионов равно восьми. Омфацит $C2/c$ типичен для эклогитов магматического генезиса [14].

Для пр. гр. $P2/n$ [15] все Si — O цепочки эквивалентны, в каждой из них — два типа атомов Si. Упорядочение Mg и Al по позициям M(1) приводит к двум типам M(1). Ca и Na частично упорядочены по M(2)-позициям. Высказано предположение [15], что для всех омфацитов из глаукофановых сланцев Тихоокеанского офиолитового пояса характерен омфацит $P2/n$. Образование омфацита $P2/n$ связывается с региональным метаморфизмом при низких температурах (200—300°) и давлениях (6—10 кбар) [11], поскольку эти условия приводят к упорядочению распределения катионов с максимальным уменьшением объема [14]. Об этом свидетельствуют антифазные домены, обра-

зовавшиеся в результате перераспределения катионов при переходе первоначально неупорядоченного омфациита с центрированной по (001) ячейкой *C* в упорядоченный с примитивной ячейкой *P* [16]. В метаморфических омфациитах, образовавшихся при температуре 500—700°, могут быть установлены обе пространственные группы [11]. Параметры ячейки для омфациитов *C2/c* и *P2/n*:

	a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Хим. анализ	Ссылка
<i>C2/c</i>	9,644	8,807	5,258	1,095:1:0,597	106°34'	2	[17]
<i>C2/c</i>	9,662	8,819	5,228	1,096:1:0,593	106 33	4	[9, 13]
<i>P2/n</i>	9,596	8,771	5,265	1,094:1:0,600	106 56	11	[15]
<i>P2/n</i>	9,59	8,76	5,24	1,094:1:0,598	106 54	13	[10]
<i>P2/n</i>	9,622	8,826	5,279	1,090:1:0,598	106 55	14	[18]

Ограненные кристаллы известны лишь в образцах с Южного Урала; на них хорошо развиты грани призматического пояса *m* (110), *b* (010) [19] или *m* (110), *b* (010), *a* (100) [20]; на головках — грани *p* ($\bar{1}01$) или *p* (101) и *c* (001), редко *p* ($\bar{1}01$), *c* (001), *s* ($\bar{1}11$), *z* (021) (фиг. 135) [19]. На зернах жадеита омфациит образует каймы шириной до 30 мкм или оторочки игольчатых кристаллов до 50 мкм [21].



Фиг. 135. Кристаллы омфациита, из жилы в эклогитах, долина р. Зарекли, Южный Урал (по Чеснокову)

Физ. св. Сп. совершенная по (110), отдельность по (100). Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. в. 3,11—3,42. Колебания уд. веса не обнаруживают прямой связи с содержанием железа [22, 23]. Цв. зеленый разных оттенков (от светлого до темного), изумрудно-зеленый [5, 22], синне-зеленый [23], синий [18], бесцветный [7, 23, 24], фарфорово-белый [25]. Черта зеленоватая до белой. Блеск стеклянный. Полупрозрачен и прозрачен в мелких зернах.

Магнитная восприимчивость для образца из Пьемонтских Альп (Франция) составляет $\chi = 14 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при $Fe^{2+} + Fe^{3+} = 0,25$ единиц на формулу [26]. Мессбауэровские спектры показали, что в омфациите с примитивной ячейкой Fe^{2+} занимает четыре подпозиции *M*(1), а в омфациите с базоцентрированной ячейкой Fe^{2+} занимает одну позицию в *M*(1) и одну — в *M*(2) [12]. Для ИК-спектра поглощения омфациита наиболее характерны полосы 750 и 650 cm^{-1} , которые занимают промежуточное положение по сравнению со спектром диопсида (674 и 635 cm^{-1}) и жадеита (748 и 655 cm^{-1}) [27].

Микр. В прох. свете зеленый до бесцветного, Ti-содержащий — голубой [18]. Плеохроизм в зеленых тонах, у темноокрашенных разностей более четкий: по *Ng* — зеленый до желтовато-зеленого, по *Nm* — бледно-зеленый до желтовато-зеленоватого, по *Np* — светло-зеленоватый до бесцветного. $Ng > Np > Nm$. Некоторые омфацииты обнаруживают обратную (эгириновую) схему плеохроизма: по *Np* — зеленый, по *Ng* — зеленовато-желтоватый; $Np > Nm > Ng$ [24]. Двусосный (+). Пл. опт. осей (010); $Nm = b$; $cNg = 38-60^\circ$; (до 70° у богатых Fe^{3+}). Удлинение (+) при $cNg = 38-45^\circ$; удлинение (—) при $cNg = 46-70^\circ$, $cNp = 42-54^\circ$ [28]. Показатели преломления: $n_g = 1,687-1,723$, $n_m = 1,679-1,712$, $n_p = 1,625-1,701$; $n_g - n_p = 0,018-0,033$ (чаще $\sim 0,022$). $2V = 56-84^\circ$. Четкой зависимости показателей преломления от состава не наблюдается. Дисперсия $r > v$, умеренная (Дир и др., 1965). Для зеленого и бесцветного омфациитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань) установлены [29]:

	Зеленый		Бесцветный	
Дисперсия оптических осей	2—3°	$r > v$	5—1°	$r > v$
Дисперсия биссектрис	0,8—1,5°	$r < v$	0,5	$r < v$

В шлифах иногда наблюдаются простые двойники по (100) [30]. Обнаруживается зональность; зоны отличаются по окраске и $2V$ [29, 31, 32]; иногда в ядре зерен $cNg = 60^\circ$, по их периферии — 48° [33]. В некоторых зернах заметно пятнистое погасание [23, 25, 29]. Иногда от ядра к оторочке уменьшаются содержания Al_2O_3 и Na_2O [34]. Пластинчатые структуры распада твердых растворов не характерны. Тонкие пластинки ромбического пироксена по (100), реже по (001) отмечены лишь для омфациитов с умеренным содержанием натрия [5, 30, 35, 36]. Известны ориентированные по (100) включения граната в омфациите [37], а также включения кварца [38], кианита [39], рутила [23, 40], графита [41], кальцита [42]. Омфациит установлен в виде включений в гранате [43], алмазе [44, 45, 46] и в других минералах.

Хим. Определяющим для выделения омфациита является содержание $Al_{0,15-0,60}$ в позиции M (1) при компенсационном замещении Ca на Na в M (2). Одновременно может происходить замещение Si на Al (до $Al_{0,20}$) в позиции T и R^{2+} на Al в M (1) (до $Al_{0,20}$). В омфациитах наблюдается прямая связь между содержанием Ca и Mg или Na и Fe^{3+} в разных позициях и обратная связь между Na и Ca в одной и той же позиции M (1) и Mg и Fe^{3+} в позиции M (2). Границы с другими моноклинными пироксенами условны. Если Al в M (1) замещается Fe^{3+} (более 0,30 на формулу), то образуется эгирин-диопсид — эгирин-геденбергит (при содержании Na от 0,15, до 0,50 на формулу). При $Na_{0,60}$ и при $Fe_{0,25-0,30}^{3+}$ в M (1) омфациит граничит с эгирином. С кальциевыми пироксенами — диопсидом, салитом, геденбергитом — граница определяется по $Na < 0,15$ и $Al < 0,20$ на формульную единицу.

Содержание элементов в формульной единице:

	M(2)	M(1)	T
Na	0,15—0,60	Al 0,15—0,60	Si 1,80—2,00
Ca	0,35—0,85	(Mg, Fe^{2+}) 0,30—0,80	(Al, Fe^{3+}) 0,00—0,20
(Mg, Fe^{2+})	0,00—0,30	Fe^{3+} 0,00—0,20	

Несколько упрощенная схема выделения основного поля омфациита по ведущим компонентам предложена Кларком [14]: $0,2 \leq Na/(Na + Ca) \leq 0,8$ и $Al/(Al + Fe) > 0,5$ (Al в октаэдрах). Колебания содержаний главных компонентов (в вес. %): Na_2O — 2,37—9,85, CaO — 6,10—19,22, MgO — 0,70—14,2, Al_2O_3 — 5,61—22,70.

Анализы:

	1	2	3	4	5	7	8	9
Na_2O	3,14	3,27	3,80	4,56	4,72	5,49	5,80	6,61
K_2O	0,17	сл.	0,87	0,01	0,37	—	0,08	0,24
MgO	11,61	11,94	10,40	10,83	7,90	8,31	8,80	8,84
CaO	17,97	19,22	15,60	15,11	14,63	14,79	12,85	11,62
MnO	0,06	0,06	0,11	0,03	0,07	—	0,02	0,04
FeO	2,75	2,28	6,40	3,83	2,76	7,56	2,55	1,74
Al_2O_3	9,97	7,72	7,60	5,61	11,89	10,00	10,22	14,10
Cr_2O_3	—	—	0,13	0,01	—	—	—	0,10
Fe_2O_3	2,05	1,08	—	4,56	4,52	—	4,51	1,17
SiO_2	51,88	52,57	54,70	54,74	52,76	53,77	53,71	54,73
TiO_2	0,18	0,55	0,25	0,09	0,43	—	0,32	0,23
H_2O^+	—	—	—	0,50	—	—	—	0,55
H_2O^-	0,50	—	—	0,20	—	—	—	0,38
П. п.	—	1,31	—	—	—	—	0,80	—
Сумма	100,28	100,00	99,91 *	(100,14 **)	100,05	99,92	99,86	99,57
n_g	1,708	1,698	—	1,709	1,702	—	1,697	1,703
n_m	—	1,679	—	1,693	—	—	—	—
n_D	1,686	1,671	—	1,688	1,671	—	1,666	1,679

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
cNg	—	—	—	—	—	—	43°	45°	—
(+) $2V$	64—68°	64°	—	56°	—	—	73°	70°	—
(Na, K)	0,23	0,23	0,31	0,32	0,35	0,38	0,41	0,42	0,46
Ca	0,70	0,75	0,61	0,59	0,57	0,57	0,50	0,47	0,44
Mg	0,63	0,64	0,56	0,59	0,43	0,45	0,48	0,38	0,47
Al	0,42	0,34	0,32	0,24	0,51	0,43	0,44	0,43	0,60
Si	1,88	1,92	1,99	2,00	1,92	1,94	1,96	1,97	1,94

* В том числе V_2O_5 — 0,05. ** В том числе NiO — 0,01, SrO — 0,05.

1 — изумрудно-зеленый, из эклогита в кимберлите трубки Большая (Чадобецкое поднятие, Восточная Сибирь), анал. Таскина [42]; 2 — светло-зеленый, из метагаббро Кор-Альпе в Штирии (Австрия), анал. Янда [17]; 3 — из включения в алмазе (Западная Африка), анал. Кел [46]; 4 — из гиперстенового эклогита Санмёри (Норвегия), анал. Ито, в оригинале сумма 100,23 [9]; 5 — зеленый, из эклогитов в фергусит-порфирах Памира (Таджикистан), анал. не указан [47]; 6 — из гнейс-мигматитовых пород комплекса Молданубикум (ЧССР), анал. Федюкова [32]; 7 — бесцветный, из амфиболизированных эклогитов Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане (Киргизия), анал. Бендер, Букасова, Струков [29]; 8 — ярко-зеленый, из омфацитовой породы Уфалейского комплекса, Взялина (Урал), анал. не указан [23]; 9 — серовато-зеленый, из гранатового перидотита трубки Робертс-Виктор (ЮАР), анал. Эйюки [36].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	6,80	6,89	6,90	6,99	7,00	7,10	8,80	8,88	9,85
K_2O	0,02	0,33	0,04	0,05	0,07	—	0,01	0,09	—
MgO	8,20	7,52	7,34	0,84	5,83	0,70	6,56	6,14	1,56
CaO	13,30	12,20	13,21	11,20	10,52	10,90	9,13	10,10	6,10
MnO	0,02	0,09	0,02	0,64	0,03	0,50	0,04	0,01	0,01
FeO	3,20	5,26	2,56	10,50	2,27	13,10	1,46	1,25	0,53
Al_2O_3	10,0	12,40	11,25	11,50	9,45	11,10	13,07	17,00	22,70
Cr_2O_3	—	0,11	—	—	—	—	0,02	0,04	0,00
Fe_2O_3	3,5	—	5,04	4,98	7,76	3,00	3,92	—	—
SiO_2	54,3	55,70	53,01	52,80	56,60	52,90	56,22	56,50	58,30
TiO_2	0,20	0,27	0,19	0,88	0,13	0,05	0,87	0,08	0,18
H_2O^+	0,12	—	0,25	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,06	—	0,09	—	—	—	—	—	—

Сумма 99,72 100,77 99,91* 100,38 100,78** 99,35 100,12*** 100,09 99,23

n_g	1,705	—	—	1,723	1,703	1,720	1,695	—	—
n_m	1,689	—	—	1,712	—	1,703	1,683	—	—
n_p	1,682	—	—	1,701	1,683	1,696	1,673	—	—
cNg	48°	—	—	—	—	—	—	—	—
(+) $2V$	69°	—	—	84°	—	65—73°	—	—	—
(Na, K)	0,47	0,48	0,48	0,51	0,50	0,44	0,50	0,48	0,50
Ca	0,51	0,46	0,51	0,45	0,41	0,37	0,29	0,32	0,17
Mg	0,44	0,40	0,39	0,05	0,32	0,03	0,29	0,25	0,06
Al	0,42	0,52	0,48	0,50	0,49	1,03	1,16	1,35	1,71
Si	1,96	1,97	1,91	1,98	2,00	1,70	1,67	1,57	1,54

* В том числе P_2O_5 — 0,01. ** В том числе V_2O_5 — 0,07; [п.п. — 1,05. *** В том числе NiO — 0,02.

10 — из метабазальтов, о-в Тибуров, шт. Калифорния (США), анал. Бити, Ли, Брэнок [48]; 11 — ярко-зеленый, из включений в алмазе трубки Мир (Якутия), анал. не указан [45]; 12 — из роговообманкового эклогита Ирасу (Япония), анал. не указан [10]; 13 — синий, из метаморфизованных щелочных пород, Ред-Вейн (Лабрадор, Канада), анал. Куртис [18]; 14 — темно-зеленый, из жилы с кварцем, Шубино (Южный Урал), анал. лаборатории завода Сибэлектросталь [19]; 15 — зеленый железистый омфацинт, из метаморфизованных кислых вулканических пород комплекса Боуэндеп (Новая Каледония), анал. не указан [8]; 16 — светло-зеленый, из эклогита в базальтовой трубке шт. Юта (США), анал. не указан [49]; 17 — светло-зеленый, из алмазоносного квантитового эклогита кимберлитовой трубки Удачная (Якутия), анал. не указан [50]; 18 — трояно-зеленый, из гроспидитов трубки Загадочная (Якутия), анал. не указан [45].

См. также хим. анализы омфацинтов из эклогитовых включений в кимберлитовых трубках СССР [45, 51, 52] и зарубежных [53—56]; из вулканических трубок [49, 52]; из метаморфических комплексов СССР [7, 24, 52, 57—60] и зарубежных [17, 31, 32, 61—64].

В позицию М (1) входят изоморфные примеси Cr, Ti, Mn, V. Хром- и титан-содержащие разновидности обнаружены в кимберлитовых трубках Айхал (Якутия) [65] и Кроун-Майн (Западная Африка) [46]; содержание Cr_2O_3 соответственно составляет 1,05 и 1,36%. В алмазе из трубки Мир (Якутия) был встречен Cr-содержащий омфацит с 3,54% Cr_2O_3 [45]. В центральной части п-ва Лабрадор (Канада) найдены омфациты с 0,88—2,6% TiO_2 [18]. В этих же образцах установлено повышенное содержание MnO (до 0,57—0,64%). Содержание Al и Fe^{3+} , а также Mg и Fe^{2+} некоторыми авторами используется для оценки температуры и давления при образовании омфацита [66]. Омфацит из кимберлитов содержит около 1—3% Fe_2O_3 , метаморфогенный омфацит 3—7% Fe_2O_3 . Содержание FeO в метаморфогенном омфаците достигает 17,8% при почти полном замещении Mg (железистый омфацит) [8].

Диагн. исп. В HCl не разлагается. В парах HF полированная поверхность разъедается по трещинам.

Повед. при нагр. На термограмме омфацита с Южного Урала имеется эндотермический прогиб при 1170—1190°, природа которого не уточнена [23]. Изучены диаграммы фазовых отношений в области субсолидуса в системе диопсид — албит с омфацитом при 1350, 1250 и 1150° [67, 68], а также фазовые равновесия в системе омфацит — гранат при 30 кбар в интервале 1300—1600° [68, 69].

Нахожд. Распространен довольно широко. Встречается в качестве порообразующего минерала в эклогитах, эклогитизированных породах основного состава, кристаллических сланцах глаукофановой и амфиболитовой фаций, в виде мономинеральных омфацитовых пород (омфацититов) и др. Образовался из магмы или при метаморфических процессах при температуре 200—1000° и давлении 2000—50000 атм и более.

Магматический омфацит обычно относится к пр. гр. C2/c. Он известен в эклогитовых и близких к ним ксенолитах (нодулях) в кимберлитовых и базальтовых трубках взрыва. К их числу принадлежат омфациты из трубок взрыва в лейцитовых фергусит-порфирах Памира [47], в брекчиях меланофелинитов Новой Зеландии [30], в базальтовых трубках шт. Юта и Аризона (США) [49], в базальтах кратера Оаху (Гавайи) [61]. В кратере Оаху, кроме эклогитов, омфацит в ассоциации с оливином, энстатитом, шпинелью обнаружен в дуните [70]. Омфацитсодержащие эклогитовые включения в нормальных и щелочных базальтах и их трубках взрыва считаются вынесенными из глубоких горизонтов земной коры, возможно, из верхней мантии [71].

Очень характерен омфацит для глубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках. Омфацит в них наряду с гранатом является порообразующим минералом эклогитов, количественное отношение омфацита к гранату меняется от 5:1 до 1:2. К кимберлитовой трубке Большая на Чадобецком поднятии Восточной Сибири [42] эклогитовые ксенолиты на 78—82% состоят из изумрудно-зеленого омфацита, по трещинкам которого развиваются хлорит и магнетит. В крупных зернах омфацита наблюдались пойкилитовые включения кальцита. В ксенолитах эклогитов трубки Мир (Якутия) [41] темно-зеленые зерна (3—6 мм) омфацита найдены в тесном сростании с октаэдрами (до 2 мм) алмаза, ассоциируются с красно-оранжевым гранатом. В омфаците наблюдались включения пластинок графита, приуроченных, по-видимому, к трещинам отдельности. Омфацит в алмазонасных эклогитах известен также в Лесото, Заире и ЮАР [46, 56]. Отдельные находки омфацита отмечались в ксенолитах среди перидотитов и пироксенитов. В порфировых гранатовых перидотитах трубки Удачная Далдыно-Алаkitского района Якутии омфацит ассоциируется с оливином, энстатитом, пиропом [51]; в омфаците и в пиропе установлено повышенное содержание Cr_2O_3 . Серовато-зеленый омфацит найден также в гранатовом перидотите трубки Робертс-Виктор в ЮАР [36]. В гранатовом вебстерите (пироксените) трубки Мир в Мало-Ботуобинском районе (Якутия) омфацит ассоциируется с ромбическим пироксеном, оливином, гранатом, графитом, серпентином, хлоритом [72]. Ксенолиты вебстеритов и лерцолитом с омфацитом на-

блюдались в трубке Обнаженная (Якутия), в Норвегии, ЮАР [45]. Омфацил известен в корундовых эклогитах Якутии и ЮАР [73]. В якутской трубке Обнаженная [74] он имеет светло-зеленую окраску, местами содержит тонкие вроски граната, образовавшиеся по продуктам распада твердых растворов пироксенов. Для омфацила из корундового эклогита характерно очень высокое содержание Al_2O_3 (в значительной части Al^{VI}). В корундовом эклогите трубки Мир омфацил установлен в ассоциации с алмазом, гранатом, корундом [45]. Омфацил из кианитовых эклогитов кимберлитов (трубки Айхал, Зарница, Удачная в Якутии) [45] ассоциируется с пироп-альмандиновым гранатом, бесцветным таблитчатым кианитом, реже с алмазом [25, 50]; из других минералов наиболее распространены цоизит, основной плагиоклаз, иногда кварц. В трубке Робертс-Виктор (ЮАР) встречен алмазоносный кианитовый эклогит с обогащенным Na_2O стеклом, которое рассматривается как продукт инконгруэнтного плавления омфацила [75]. В реликтах омфацила имеются новообразования плагиоклаза, а в кианите — волокнистого муллита. Омфацил в гроссидитах (трубка Загадочная в Якутии) [76] ассоциируется в кианитом и гранатом гроссуляр-альмадин-пиропового состава; с приближением состава граната к чисто гроссуляровому, т. е. при повышении содержания Са, содержание Na_2O в омфациле повышается до 9,85% [45]. Омфацилы эклогитовых и близких к ним включений в кимберлитах, особенно алмазоносных, считаются образовавшимися в верхней мантии [45]; доказательством служат включения неизмененного омфацила в кристаллах алмазов на Урале [44], в Якутии [45], Западной и Южной Африке [46].

Омфацил является характерным минералом эклогитовой фации глубоко-метаморфизованных пород. Известны многочисленные находки метаморфогенного омфацила в метабазах, гранулитах, амфиболитах, мигматитах, гнейсах, глаукофановых сланцах, метаграувакках, зеленокаменных породах; омфацил приурочен к эклогитам и эклогитизированным породам или составляет омфацилиты и мономинеральные жилы. Для метаморфогенного омфацила установлены обе пространственные группы — $C2/c$ и $P2/n$. Метаморфогенный омфацил отличается разнообразием окраски (зеленый, светло-зеленый, синий, почти бесцветный и бесцветный) и форм выделения — от тонкоигольчатых (до 2 мм) до крупнокристаллических (2—4 см). На Полярном Урале в хребте Марун-Кеу встречены омфацилы (в ассоциации с пиропом, каринтином, часто фукситом, хром-шпинелью), образовавшиеся при эклогитизации ультраосновных пород [59]. Здесь же обнаружены омфацилы (в ассоциации с гранатом, амфиболом, кианитом и др.), образовавшиеся в породах вмещающего метаморфического комплекса — гнейсах, кристаллических сланцах, гранулитах [59]. Как метаморфические производные ультраосновных пород (дунитов), андезитов, габбро, базальтов рассматриваются омфациловые эклогиты Норвегии [1, 9, 43], департамента Атлантической Луары (Франция) [77], Баварии (ФРГ) [78], Штирии [62] и Тироля [63] в Австрии. В Кор-Альпах (Штирия, Австрия) [17] омфацилы найдены как в метагаббро, так и в эклогитах среди гнейсов. В кристаллическом комплексе Молданубикум (ЧССР) [32] омфациловые эклогиты образуют ленты в перидотитах, параллельные их слоистости (размер эклогитовых тел — до 300 м в длину при мощности до 20 м). Омфацил тонкозернистый, слабо симплектизированный, количественно подчиненный гранату пироп-альмандин-гроссулярового состава.

В метаморфизованных щелочных породах омфацил редок. Известен в метаморфизованных дериватах щелочных пород района Ивасаки и в глаукофановых сланцах Санбагава в Японии, в метаморфизованных агапитовых породах (щелочных гнейсах, метаморфизованных сиенитах, малиньитах) щелочной провинции Ред-Вейн на п-ове Лабрадор (Канада) [18]. Ti-содержащий омфацил Лабрадора относится к пространственной группе $P2/n$; отличается синей окраской и плеохроизмом в голубых тонах. Ассоциируется с микроклином, альбитом, арфведсонитом, энigmatитом, лампрофиллитом, апатитом, акмитом, эгирином.

Омфацит в гнейсах, как правило, приурочен к включениям эклогитов. В эклогитах из мигматитовых двупироксеновых гнейсов Салдинского метаморфического комплекса на Урале омфацит ассоциируется с гранатом, гиперстеном, плагиоклазом, скаполитом, апатитом, магнетитом [79], в эклогитах из лейкократовых гнейсов Мюнхенской гнейсовой зоны (Бавария, ФРГ) — со слюдой и кварцем, из меланократовых — с геденбергитом и кварцем [78]. Эклогиты мигматитовых гнейсов с омфацитом имеются на горе Снежник (Судеты, Польша) [80], в ЧССР [32], на о-ве Сардиния [63], в Нур-фиорде (Норвегия) [81], в Тасмании [82]. Для омфацита из мигматитовых гнейсов характерны симплектитовые оторочки [43, 62, 64, 77, 81].

Широко распространены омфациты в зонах развития глаукофановых сланцев в офиолитовых поясах, трактующихся как зоны глубинных разломов и характеризующихся высоким давлением (8—20 кбар) при метаморфизме. В породах эклогит-глаукофанового комплекса омфацит ассоциируется с гранатом, глаукофаном, эпидотом, мусковитом, парагонитом, кварцем, рутилом, часто с титанитом, апатитом, ильменитом. В докембрийских отложениях Урала в максютовском и уфалейском метаморфических комплексах омфацит встречается в эклогитах, амфиболитах и глаукофановых сланцах [20, 23, 24, 83, 84]. В максютовском комплексе темно-зеленый и густо-сине-зеленый омфацит составляет 30—60% от основной массы рутилоносных эклогитов. В нерудных, безрутиловых эклогитах и сланцах обнаружен светло-зеленый, почти бесцветный, совершенно неплеохроирующий омфацит с уд. в. 3,05—3,10 и углом погасания 34—65° [84]. В окрестностях деревни Федосеевка (Южный Урал) найдены линзовидные тела (50 × 60 м), сложенные в основном (до 60—70%) омфацитом [23]. Светло-зеленый омфацит образует афанитовую массу, в которой заключены крупные кристаллы граната и единичные порфиробласты омфацита. Вмещающие породы максютовского комплекса — кварц-мусковитовые и глаукофановые сланцы — содержат 5—10% зеленого или бесцветного шестоватого омфацита. В уфалейском комплексе Урала [60] омфациты содержатся в эклогитах, залегающих среди амфиболитов и сланцев; эклогиты рассматриваются как продукт омфацитизации гранат-клинозоизитовых и келифитовых амфиболитов. С эклогитами тесно связаны мономинеральные ярко-зеленые омфацититы [23], образующие небольшие полосы мощностью до 30—50 см. В Кокчетавской области (КазССР) [40] и на Макбальском поднятии (КиргССР) [29] омфацит найден в эклогитах и амфиболитах. Бесцветный или зеленый омфацит обуславливает светло-серую или светло-зеленую окраску эклогитов, образовавшихся в высокотемпературную стадию регионального метаморфизма глинисто-карбонатных пород. Минеральная ассоциация: розовый гранат, омфацит, кварц, рутил, роговая обманка или биотит. Для макбальского омфацита отмечены зональное строение, пятнистое угасание, сильная дисперсия биссектрис, а также замещение биотитом и эпидотом [29].

За рубежом омфацит наиболее широко распространен в глаукофановых сланцах Тихоокеанского офиолитового пояса — Калифорнии (США) [31], Колумбии, Гватемалы [14], Венесуэлы [85], Японии [10], Новой Каледонии [8], а также в Пьемонте (Италия) [8, 86]. В последние годы установлена принадлежность многих омфацитов из этих метаморфических комплексов к структурному типу $P2/n$ [11, 15]. В Калифорнии омфацит обнаружен [31] в зеленокаменных породах, метаграувакках, глаукофановых сланцах, амфиболитах, эклогитах, омфацитовых породах, причем между эклогитами и омфацитовыми породами наблюдаются переходы. Характерна ассоциация омфацита с лавсонитом, альбитом, эпидотом, реже — с кварцем. В эклогитах омфацит обычно обнаруживается в виде реликтов от замещения глаукофан — кросситом и хлоритом. Во францисканской серии метаморфизованных эффузивно-осадочных пород Калифорнии омфацит частью образовался путем замещения авгита, но в основном он слагает тонкозернистый цемент между зернами авгита, эпидота, лавсонита, титанита, пумпеллиита, хлорита. Омфацит, играющий роль цемента, обнаружен также в брек-

чиях глаукофановых сланцев. В metabазальтах омфациит часто зональный; характерно обогащение во внешних зонах натрием. В Калифорнии обнаружены жилы омфациита, секущие омфациит-глаукофановые сланцы. С жильным омфациитом ассоциируются кварц, альбит, лавсонит, реже эпидот, пумпеллиит, арагонит. Температура образования пород калифорнийского комплекса 100—400°, давление 5—10 кбар.

На р. Маркопидж на Северном Кавказе [87] в метасоматических апатит-карбонатных породах омфациит, реликтовый от замещения паргаситом и гастингситом, ассоциируется с карбонатом, апатитом, альбитом, эпидотом, мусковитом, хлоритом, цирконом, биотитом, титанитом. Мономинеральные омфациитовые жилы и жилы, сложенные крупнокристаллическим омфациитом, глаукофаном, кварцем, мусковитом и рутилом, обнаружены в породах типичной глаукофановой фации метаморфизма — в максотовском комплексе Южного Урала [19, 23], во францисканском комплексе Калифорнии (США) [31], в метадиабазах гор Канто (Япония) [88]. Мономинеральные омфациитовые жилы [23, 84], распространенные на правом берегу р. Сакмары (Оренбургская обл.), тянутся на десятки метров при мощности 20—30 см. Омфациит сопровождается кварцем, мусковитом, глаукофаном и рутилом. Образует радиально-лучистые и сноповидные агрегаты, а также длиннопризматические серо-зеленые кристаллы (2—5 см в длину и 2—3 см в поперечнике). Многие кристаллы волнообразно изогнуты. По химическому составу омфациит отличается несколько повышенным содержанием Fe_2O_3 . Омфациитовые жилы секутся прожилками эпидота, молочно-белого кварца и светло-голубого глаукофана.

В окрестностях деревни Шубино (Оренбургская обл.) [19] омфацииты встречаются в хрусталоносных жилах альпийского типа, образовавшихся на поздних стадиях зеленокаменного изменения эклогитов и гранат-глаукофановых пород. Жилы сложены альбитом, омфациитом, кварцем, гематитом, рутилом, титанитом, эпидотом, цоизитом, лавсонитом, прохлоритом. Омфациит образует темно-зеленые кристаллы.

Изм. Замещается серпентином [5, 39, 65], анальцитом [36], цоизитом, основным плагиоклазом и кварцем [89], роговой обманкой, плагиоклазом и скаполитом [79], слюдой и глинистыми минералами [90]. В метаморфических комплексах широко проявилась симплектизация омфациита — образование вокруг его зерен оторочек из альбита, диопсида, авгита, фассаита. Симплектизация отмечена также для омфациитов Штирии (Австрия) [62], в департаменте Атлантической Луары (Франция) [77], в Норвегии [43, 81], на о-ве Сардиния [64]. При регрессивном метаморфизме омфациит обычно замещается амфиболами вплоть до образования полных псевдоморфоз [24, 91]. На Полярном Урале [59] и в Западных Альпах [92] он замещен смарагдитом; на Южном Урале [23], на Северном Тянь-Шане [29], в Северной Италии [26] — голубым глаукофаном; на Южном Урале [23] и в Колумбии [33] — сине-зеленым амфиболом; в Калифорнии (США) [4] — моноклинными амфиболами разного состава. На Северном Тянь-Шане, на Макбальском поднятии в КиргССР и на о-ве Ньюфаундленд (Канада) отмечено образование по омфацииту биотита и эпидота [29, 93]. Для метасоматитов Кавказа известно замещение омфациита паргаситом — гастингситом с повышенным содержанием щелочей [87].

Искусств. Безжелезистые омфацииты получены при 30—40 кбар и 1200—1500° в отсутствие воды [94]. При 30 кбар и 1200—1450° происходит распад твердого раствора на жадеит и диопсид; с повышением давления интервал их несмесимости сужается, а выше 40 кбар исчезает. Гидротермальный синтез осуществлен при 450—650° и 1—5 кбар [95] из шихты, содержащей плагиоклаз, диопсид (70—50 мол.%) и жадеит (30—50 мол.%). При повышении P_{H_2O} и понижении температуры в продуктах синтеза увеличивается количество жадеита. Эксперименты с сухими системами при давлении 10—20 кбар и температуре 1000—1200° также указали на увеличение содержания молекулы жадеита в омфациите (с 20 до 30%) при повышении давления [96]. Дальнейший рост давления (до 36 кбар) и температуры (до 1400°) приводит к образованию омфа-

цита с 50% молекулы жадеита [97, 98]. При 1100° и давлении выше 21 кбар в экспериментах по превращению габбро в эклогит образовался твердый раствор диопсида и жадеита в омфаците [99].

Практ. знач. Используется как поделочный камень (месторождение Тукстла, Мексика).

Отл. Для рентгенограмм наиболее характерны линии 4,4; 2,98; 2,13; 2,118; 2,019; 1,400 [28, 100]. От жадеита отличается ббльшим двупреломлением и ббльшими показателями преломления.

Разнов. Ж е л е з и с т ы й о м ф а ц и т — ferroan omphacite [8]. Встречен в метаморфизованных кислых вулканических породах среди голубых сланцев комплекса Боуэндеп в северной части Новой Каледонии [8]. Ассоциируется с кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, фенгитом, титанитом, пиритом, иногда с алмандином и ферроглаукофаном. Образует светло-зеленые плеохроирующие зональные кристаллы; в их краевых частях окраска темно-зеленая благодаря возрастанию содержания Fe. В химически анализированном образце содержится 13,1% FeO (хим. анализ 15), в других образцах — 14,0—17,8%. Для анализированного образца установлены: $n_g = 1,720$, $n_m = 1,703$, $n_p = 1,696$, $2V = 65-73^\circ$; $r > v$. Уд. в. 3,43. Элементарная ячейка примитивная; $a_0 = 9,593-9,594$, $b_0 = 8,819-8,820$, $c_0 = 5,272-5,277$ Å, $\beta = 106^\circ 45' - 106^\circ 55'$.

Межплоскостные расстояния омфацита $P2/n$ с о-ва Тибурон (шт. Калифорния, США) [66] *

СиK α -излучение. Дифрактометр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	15	6,38	002	15	2,521	150	40	1,726
020	40	4,40	221	50	2,474	042; $\bar{1}51$	2	1,659
021	10	3,317	311	15	2,258	$\bar{2}26$	2	1,626
220	100	3,179	112; 022	5	2,193	$\bar{5}31$	30	1,602
$\bar{2}21$	100	2,970	330; $\bar{3}31$	60	2,112	440	30	1,588
310	90	2,893	$\bar{4}21$	15	2,082	530	2	1,555
$\bar{3}11$	35	2,872	$\bar{4}02$	20	2,014	600	10	1,529
$\bar{1}31$	35	2,541	510, 132	25	1,799	350	20	1,525

* Оригинал хим. анализа 10.

Межплоскостные расстояния омфацита $C2/c$ из эклогитов Норвегии [9] *

Fe-излучение

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	3	6,4	511	1	1,879	$71\bar{1}$	1	1,363
020	5	4,4	331; $42\bar{2}$	1	1,833	$71\bar{2}$	3	1,324
—	1	3,8	510; $33\bar{2}$	2	1,810	261; 533	1	1,316
021	1	3,33	241	1	1,778	710; 621	2	1,308
220	5	3,19	421	1	1,749	$44\bar{3}$	1	1,290
—	1	3,12	150	4	1,733	550; $24\bar{2}$	3	1,273
$22\bar{1}$	10	2,976	$24\bar{2}$; 042	3	1,660	$40\bar{4}$	1	1,262
310	5	2,915	$22\bar{3}$; $44\bar{1}$	2	1,624	$46\bar{1}$	1	1,250
$31\bar{1}$	5	2,880	$53\bar{1}$	3	1,609	$15\bar{3}$	2	1,234
$13\bar{1}$	4	2,549	440	2	1,597	$17\bar{1}$	1	1,225
$20\bar{2}$	4	2,521	530	1	1,566	333	2	1,204
221	5	2,484	600; 113	1	1,545	461; 641 ; $82\bar{1}$	1	1,163
311	3,5	2,268	350	1	1,531	800	1	1,156
$22\bar{2}$; 112	3	2,192	$60\bar{2}$	1	1,523	$82\bar{2}$	1	1,150
330	7	2,127	$53\bar{2}$; 402	2	1,502	$17\bar{2}$	1	1,137
$33\bar{1}$	7	2,118	242; 060	2	1,472	$17\bar{2}$	1	1,101
$42\bar{1}$	2	2,088	441; $62\bar{2}$	1	1,441	$46\bar{3}$	1	1,079

hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
041	7	2,019	422	1	1,421	75 $\bar{2}$	4	1,066
240	1	1,987	061	1	1,412	750; 84 $\bar{1}$	5	1,053
13 $\bar{2}$	1	1,958	531; 260	8	1,402	Далее 10 проиндцированных слабых линий до		
24 $\bar{1}$	1	1,934	26 $\bar{1}$	1	1,378	0,9759		

* Оригинал хнм. анализа 4.

Л и т е р а т у р а

1. Escola P. Skrift. Vidensk. Selsk., Kristiania, Math.-nat. Kl., 1921, N 8, 1.
2. Washington H. S. Min. Mag., 1922, 19, 339.
3. Yoder R. S., Tilley C. E. Carnegie Inst. Washington, 1959, Year Book N 58, 89.
4. Bloxam T. W. Am. J. Sci., 1959, 257, N 2, 95.
5. Милашев В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 284.
6. Nixon P. H., Knorring O. von, Rooke J. M. Am. Min., 1963, 48, N 9—10, 1090.
7. Медведева И. Е. В кн.: Итоги науки. Сер. геол. М.: Изд. ВИНТИ, 1965, 5.
8. Black P. M. Am. Min., 1970, 55, N 3-4, 512.
9. Warner J. Am. Min., 1964, 49, N 7-8, 1461.
10. Matsumoto T., Banno S. Proc. Japan. Acad., Tokyo, 1970, 46, N 2, 173.
11. Yokayma K., Banno S., Matsumoto T. Min. Mag., 1976, 40, N 315, 773.
12. Bancroft G. M., Williams P. G. L., Essene E. J. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 59.
13. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1963, N 2, 31.
14. Clark J. R., Papike J. J. Am. Min., 1968, 53, N 5-6, 840.
15. Matsumoto T., Tokonami M., Morimoto N. Am. Min., 1975, 60, N 7-8, 634.
16. Champness P. E. Am. Min., 1973, 58, N 5-6, 540.
17. Heritsch H. Tschemm. min., petr. Mitt., 1973, 19, N 4, 213.
18. Curtis L. W., Gittins J., Qocman V., Rucklidge J. C., Hawthorne F. C., Ferguon R. B. Canad. Min., 1975, 13, pt 1, 62.
19. Чесноков Б. В. Тр. Ин-та геол., геохим. УФАИ, 1970, вып. 86, мин. сб. № 9, 93.
20. Ленных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ Западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау. Свердловск, 1968, 40.
21. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. ДАН СССР, 1971, 201, № 1, 179.
22. Удовкина Н. Г. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. Свердловск: Наука, 1970, 150.
23. Казак А. П. Тр. Ин-та геол., геохим. УФАИ, 1973, 97, № 10, 89.
24. Архипенкова А. Я. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 198.
25. Коптиль В. И., Лазько Е. Е., Серенко В. П. ДАН СССР, 1975, 255, № 4, 924.
26. Nicolas A., Gagny C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 87, N 1, 105.
27. Кузнецова Л. Г., Москалева В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 6, 715.
28. Феклиев В. Г. Диагностические спектры минералов. М.: Недра, 1977, 70.
29. Медведева И. Е. Изв. Высш. уч. зав., Геол. и разв., 1960, № 11, 41.
30. Dickey J. S. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1304.
31. Essene E. J., Fyfe W. S. Contrib. min., petrol., 1967, 15, N 1, 1.
32. Dudek A., Fedjuková E. N. Jb. Min. Abhandl., 1974, 121, N 2, 127.
33. Green D. H., Lookwood J. P., Kiss E. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1320.
34. Carswell D. A. Physics a. Chemistry of the Earth, London, 1975, 9, 417.
35. Соболев В. С., Соболев Н. В. ДАН СССР, 1964, 158, № 1, 108.
36. Kushihiro J., Aoki K. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1347.
37. O'Hara M. F., Schairer J. F. Carnegie Inst. Washington, 1963, Year Book N 62, 107.
38. Чесноков Б. В., Попов В. А. ДАН СССР, 1965, 162, № 4, 909.
39. Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, М., 1959, 328.
40. Трусова И. Ф. Сов. геология, 1956, сб. 51, 45.
41. Бобривич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. ДАН СССР, 1959, 126, № 3, 637.
42. Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976, 185.
43. Mysen B. O. Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 4, 315.
44. Соболев Н. В., Гневушев М. А., Михайловская Л. И., Футергендлер С. И., Шеланина Б. И., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. ДАН СССР, 1971, 198, № 1, 190.
45. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: «Наука», 1974, 22, 31, 39, 51, 63, 89, 91, 111, 114, 123, 137, 174, 179, 217.
46. Prinz M., Manson D. V., Hlava P. F., Keil K. Physics a. Chemistry of the earth. London, 1975, 9, 797.
47. Дмитриев Э. А. В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, вып. 271, 139.
48. Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Bull. Geol. Soc. Am., 1965, 76, N 5, 483.
49. O'Hara M. J., Mercy E. L. P. Am. Min. 1966, 51, N 3-4, 336.
50. Пономаренко А. И., Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Соболев В. С. ДАН СССР, 1976, 226, № 4, 927.

51. Бобревич А. П., Илутин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Наука, 1964, 131.
52. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. А., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
53. McGregor I. D., Carter J. L. Phys. Earth. Planet. Inter., 1970, 3, 391.
54. O'Hara M. J., Saundess M. J., Mercy E. L. P. Phys. Chem. Earth, 1975, 9, 571.
55. Lappin M. A., Dawson J. B. Phys. Chem. Earth, 1975, 9, 351.
56. Reid A. M., Brown R. W., Dawson J. B., Whitfield G. G., Siebert J. C. Contrib. min., petrol., 1976, 58, N 2, 203.
57. Афанасьев Г. Д., Гусева А. И., Плошко В. В., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1969, 188, № 3, 655.
58. Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 54.
59. Удовкина Н. Г. Эколиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971, 103.
60. Белковский А. И., Локтина И. Н. ДАН СССР, 1975, 225, № 4, 920.
61. Edgar A. D., Mottana A., Macrae N. D. Min. Mag., 1969, 37, N 285, 61.
62. Wiesseneder H. Mitteilungsblatt, 1969, H. 1-2, 12.
63. Miller C. Contrib. min., petrol., 1970, 28, N 1, 42.
64. Miller S., Sassi F. P., Armari G. N. Jb. Geol., Paläont., Monatsh., 1976, H. 11, 683.
65. Харьков А. Д., Най Б. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, 49.
66. Coleman R. G., Clark J. R. Am. J. Sci., 1968, 266, N 1, 49.
67. Kushiro J. Carnegie Inst. Washington, 1965, Year Book, N 64, 120.
68. Минералы. Диаграммы фазовых равновесий. М.: Наука, 1974, 1, 334 и 338.
69. O'Hara M. J., Yoder H. S. Carnegie Inst. Washington, 1963, Year Book, N 62, 74.
70. Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T. Am. Min., 1954, 39, N 5-6, 693.
71. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973, 3.
72. Францесзон Е. В. Петрология кимберлитов. М.: Наука, 1968, 102.
73. Williams A. F. The Genesis of the Diamond. London, 1932, 2.
74. Соболев Н. В., Кузнецова И. К. ДАН СССР, 1965, 163, № 2, 471.
75. Switzer G., Meison W. G. Smithsonian. Contrib. Earth. Sci., 1969, N 1, 1.
76. Бобревич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Геология и геофизика, 1960, № 3, 18.
77. Velde V. Bull. Soc. fr. min., crist., 1970, 93, N 3, 370.
78. Matthes S., Richter P., Schmidt K. N. Jb. Min., Abhandl., 1975, 126, H. 1, 45.
79. Крылов Р. А., Бутин В. В. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1975, вып. 116, 23.
80. Smulikowski K. Krystalinikum. Praga, 1972, 9, 107.
81. Wikström A. Norsk geol. tidsskr., 1970, 50, H. 2, 137.
82. Bahelm A., Green D. H. E. Lithos, 1975, 8, N 4, 317.
83. Чесноков Б. В. Изв. Выш. уч. зав., Геол. и разв., 1959, № 4, 124.
84. Казак А. П. ДАН СССР, 1970, 190, № 1, 187.
85. Navarro F. E. Geos. 1976, N 21, 9.
86. Velde V., Kienast J. R. C. R., Paris, 1973, D-276, N 12, 1801.
87. Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Степанова Н. И., Телешова Р. Л., Шпорт Н. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1975, вып. 24, 86.
88. Hashimoto M. Proc. Japan. Acad., Tokyo, 1964, 40, N 1, 31.
89. Соболев Н. В., Кузнецова И. К. ДАН СССР, 1966, 167, № 6, 1365.
90. Berg G. M. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1336.
91. Покровский А. В. ДАН СССР, 1973, 210 № 5, 1180.
92. Bearth P. Schweiz. min., petr. Mitt., 1965, 45, H. 1, 180.
93. De Wit Maarten J., Strong D. F. J. Geology, Chicago, 1975, 83, N 5, 609.
94. Bell P. M., Davis P. T. C. Am. J. Sci., 1969, 267-A, 17.
95. Wikström A. Norsk geol. tidsskr., 1970, 50, H. 1, 1.
96. Shimizu N. Earth. a planetary sci. letters, 1971, 11, N 5, 374.
97. Kushiro J. Trans. Am. Geophys. Union, 1965, 46, N 1, 181.
98. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 54.
99. Green D. H., Ringwood A. E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 767.
100. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.

О м ф а ц и т - ф а с с а и т = omphacite-fassaite. (Ca, Na) (Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al) [(Si, Al)₂O₆]

Назван по составу, промежуточному между составами омфацита и фассаита [1].

Описывался под названиями: «новая разновидность пироксена» [2], алюминиевый клинопироксен, омфацит, диоксид-авгит, титанавгит и др. [1], фассаит [3].

Встречен в кристаллах и зернах. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$. $a_0 = 9,57$, $b_0 = 8,76$, $c_0 = 5,33$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,092 : 1 : 0,600$; $\beta = 105^\circ 05'$. $Z = 4$ (оригинал хим. анализа 1) [4].

Плеохроизм: по Np — бледно-зеленоватый, по Ng — бледно-травяно-зеленый [5]. Дисперсия оптических осей сильная, $r > v$.

По сравнению с омфацитами обогащен Al_2O_3 или Al_2O_3 и Fe_2O_3 (миналом Чермака) и обеднен SiO_2 ; по сравнению с фассаитами обогащен Na_2O (миналом жадеита). Омфацит-фассаит определяется следующими коэффициентами в формулах для Na и Al : $Na_{0,15-0,22}$ (и более?), $Al^{IV}_{0,25-0,39}$ (и более?). К омфацит-фассаитам близки натриевые фассаиты [1,5—8] и алюминиевые омфациты с $Al^{IV}_{0,19-0,24}$ [3].

Анализы:

	1	2	3	4	1	2	3	4
Na_2O	3,30	2,11	1,97	2,27	H_2O^+	0,36	—	0,25
K_2O	0,06	0,03	0,63	0,05	H_2O^-	—	—	0,00
MgO	9,73	11,20	5,30	8,11	Сумма	100,11	99,97*	99,43**
CaO	18,23	18,13	22,79	18,84	Уд. в.	—	3,44	—
MnO	0,02	0,12	0,29	0,37	n_g	1,697	1,723	—
FeO	0,74	5,15	1,88	5,58	n_m	—	1,703	1,70
Al_2O_3	17,78	10,76	11,63	10,23	n_p	1,674	1,697	—
Cr_2O_3	0,05	0,03	—	0,01	cNg	40°	—	—
Fe_2O_3	0,72	3,76	9,36	7,18	(+)2V	59°	58°	—
SiO_2	48,99	47,44	44,18	44,89	Na	0,22	0,15	0,19
TiO_2	0,13	1,09	1,03	1,97	Al^{IV}	0,26	0,25	0,32
								0,30

* В том числе P_2O_5 — 0,15.

** В том числе P_2O_5 — 0,12.

1 — светло-зеленый пироксен, из корундового эклогита, включенного в кимберлит, трубка Обнаженная (Якутия), анал. Кузнецова [2]; 2 — «фассаит» эклогита, из брекчий основных пород, залегающих в трубке с нефелинитами (Австралия), анал. Айстон [3]; 3 — клинопироксен — вкрапленник миаскитового фonoлита, Овернь (Франция), анал. Дюре [9]; 4 — зеленый клинопироксен, из апатитового клинопироксенита, включенного в щелочные базальты (базаниты), Эйфель (ФРГ), анал. Аоки [5].

Хим. анализы см. также [4, 10].

Наход. Редок. В СССР установлен в зональном эклогитовом включении в кимберлитовой трубке Обнаженная в Якутии; (хим. анализ 1) [2], сопровождается корундом (рубином) и малокальциевым гранатом. Омфацит-фассаит и корунд здесь образовались за счет граната [2, 11]. В зоне обычного безкорундового эклогита в том же включении развит омфацит, богатый Al^{IV} (с $Al_{0,17}$ при $Na_{0,22}$) [2]. К омфацит-фассаитам условно отнесены: «титанавгит» метасоматически измененных нефелиновых сиенитов Восточного Саяна [12], «диопсид-авгит» скарнов на контакте с гранитоидами в Средней Азии [8] и клинопироксен карбонат-метасоматитов Восточной Сибири [1, 13]. За рубежом обнаружен в «фассаитовом эклогите» среди брекчий основных пород, образующих с нефелинитами трубку около города Делегат в Австралии (хим. анализ 2) [3]. Характеризуется повышенным содержанием натрия и алюминия: $Na_{0,16}$ и $Al^{IV}_{0,25}$ (единиц на формулу). Определен во вкрапленниках миаскитового фonoлита Франции (хим. анализ 3) [9], а также в пироксенитах (с апатитом, реже с магнетитом), включенных в базаниты ФРГ (хим. анализ 4) [5].

Клинопироксены, полученные при кристаллизации стекол базальтового состава при 10—21 кбар и 1100°, диагностированные по дифрактограммам как твердый раствор диопсида, чермакита («алюминиевого диопсида») и жадеита, по-видимому, частью являются омфацит-фассаитами, но с наименьшим содержанием Na и Al^{VI} (жадеита) и $Al^{VI} + Al^{IV}$ (чермакита) [14]. Наиболее богатые жадеитовым и чермакитовым миналами клинопироксены, отнесенные здесь к омфацит-фассаитам, получены из стекол габбро-анортозитового состава при 27 кбар, 1340° и 36 кбар и 1450° [15]. Взаимодействие диопсида с плагиоклазом при 8—36 кбар и 1050—1400° в области их субсолидуса [16] сводится к появлению пироксеновых твердых растворов, которые по составу являются промежуточными между омфацитом и фассаитом.

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 17.
2. Соболев Н. В., Кузнецова И. К. ДАН СССР, 1965, 163, № 2, 471.
3. Loeving J. F., White A. J. R. Contrib. min., petrol., 1969, 21, N 1, 9.
4. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н. Крищенко А. П., Кутюлин В. А. Пороодообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 400, 411.
5. Aoki K., Kushiro I. Contrib. min., petrol., 1968, 18, N 4, 326.
6. Бобривич А. П., Краснов Л. М., Бондаренко М. А., Смирнов Г. И., Гневушев М. А., Юркович Р. К. В кн.: Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959, 328.
7. Holzner J. Zs. Krist., 1934, 87, H. 1-2, 1.
8. Еникеев М. Р. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 49.
9. Varet J. N. Jb. Min., Monatsh., 1969, H. 4, 174.
10. Escola P. Skrift. idensk. selsk., Kristiania, Math.-nat., Kl., 1921, N 8, 1.
11. Соболев Н. В. ДАН СССР, 1964, 157, № 6, 1382.
12. Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М.: Наука, 1966, 24.
13. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 81.
14. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, 1.
15. Грин Д. Х. В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, 242.
16. Kushiro I. Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2, 179.

Описаны также пироксены промежуточного состава между фассаитом, эгирином-диопсидом, эгирин-геденбергитом и омфацитом [1—4]. Образуют кристаллы, зерна. Пр. гр. $C_{2h}^6 - C2/c$; $b_0 = 8,85 \text{ \AA}$ [5]. Плеохроизм: по Ng — коричнево-желтый, по Nm — зеленый, по Np — синеважно-зеленый [2, 3] (хим. анализ 1) [2], по Ng — светло-зеленый, по Np — густо-зеленый [4]. $Np > Nm > Ng$. Двуосный (+), редко (—). Удлинение (+), редко (—). Остальные оптические константы см. при хим. анализах. Характеризуется низким содержанием SiO_2 и высоким — CaO (12,5—22,8%). Изоморфные замещения те же, что в фассаите и эгирин-диопсиде — эгирин-геденбергите. От фассаита отличаются большим проявлением замещения $Ca (Mg, Fe) \rightarrow NaFe^{3+}$, количественно соответствующего этому замещению в эгирин-диопсиде — эгирин-геденбергите; от эгирин-диопсида — эгирин-геденбергита — большими количествами $(Al, Fe^{3+})^{VI}$ в позиции M (1) и $(Al, Fe^{3+}, Ti)^{IV}$ в позиции T, соответствующими фассаиту.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	1,70	4,66	2,08	1,73	2,94	2,34
K_2O	0,67	0,20	1,60	0,54	0,95	1,27
MgO	1,39	4,64	1,72	2,95	0,57	12,35
CaO	21,48	12,52	14,40	20,05	13,88	14,45
MnO	0,32	0,70	0,88	0,69	0,13	0,11
FeO	9,38	8,04	21,32	13,70	17,09	4,09
Al_2O_3	12,64	1,63	7,43	5,74	7,62	9,72
Fe_2O_3	13,37	23,51	7,09	10,39	11,96	10,76
SiO_2	38,28	43,26	40,74	42,55	43,15	39,96
TiO_2	0,52	1,00	1,61	1,40	1,48	4,58
H_2O^+	—	0,18	0,61	—	—	0,60
H_2O^-	—	—		—	—	0,04
Сумма	99,75	100,34	(99,48)	99,74	99,77	100,59*
Уд. в.	3,559	—	—	3,498	3,575	3,478
n_g	1,754	1,767	1,763	1,763	1,763	1,713
n_m	1,737	1,746	—	1,741	1,745	1,694
n_p	1,725	1,730	1,736	1,729	1,732	1,692
cNg	58°	75°	63°	67°	66°	42°
(+)2V	67°	102°	70°	68°	78°	35°
Al^{IV}	0,45	0,08	0,32	0,27	0,26	0,43
Na	0,12	0,36	0,17	0,13	0,23	0,17

	1	2	3	4	5	6
K	0,03	0,01	0,08	0,03	0,05	0,06
Fe ³⁺ _{V1}	0,40	0,55	0,22	0,31	0,36	0,31
Fe ²⁺ _{V1}	0,31	0,27	0,73	0,46	0,57	0,13
Fe ³⁺ _{IV}	—	0,17	—	—	—	—

* В том числе P₂O₅ — 0,32.

1 — из ийолита Нижнего Бурульзая (Витимское плоскогорье, Забайкалье), анал. Гурулева [4]; 2 — из нефелинового сиенит-пегматита Кокшаровского массива (Приморье), анал. Погорелова (в оригинале $cNr = 15^\circ$, $(-2V = 78^\circ)$) [2, 3]; 3 — ярко-зеленый, из щелочных сиенитов Нюргана (Восточный Саян), анал. Степашкина (в оригинале сумма 100,38) [6]; 4 — «авгит», из мельтейгита Мухала (Витимское плоскогорье, Забайкалье), анал. Гурулева [4, 5]; 5 — из нефелиновых сиенитов Верхнего Бурульзая (Витимское плоскогорье, Забайкалье), анал. Гурулева [4, 5]; 6 — титановый, из игнимбритов Кантала (Овернь, Франция), анал. Дюре [7], параметр $b_0 = 8,850 \text{ \AA}$ [8].

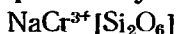
Кроме того см. хим. анализы [9, 10].

Встречаются в некоторых щелочных интрузивных породах. Найдены в ийолитах массива Нижний Бурульзая, в мельтейгитах и нефелиновых сиенитах массивов Мухала и Верхний Бурульзая на Витимском плоскогорье в Забайкалье [4, 5]; в тералитах массива Кия-Шалтырь в Кузнецком Алатау [9]; в щелочных сиенитах Нюрганского массива в Восточном Саяне [6]; в пегматитах нефелиновых сиенитов Кокшаровского массива в Приморье [2, 3]. Встречены в игнимбритах [7] и в миаскитовых трахитах [10] в Кантале (Франция).

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1972, вып. 21, 17.
2. Руб М. Г., Залищак Б. Л. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, 80.
3. Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969, 29.
4. Шаракшинов А. О. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973, 31.
5. Шаракшинов А. О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975, 85.
6. Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточных Саян. М.: Наука, 1966, 101.
7. Brousse R., Lefevre C. Bull. Soc. geol. France, 1966, 8, N 2, 223.
8. Lefevre C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1969, 92, N 1, 98.
9. Родыгина В. Г. Сб. статей по геологии Сибири. Изд. Томск. ун-та, Томск, 1975, 125.
10. Varet J. N. Jb. Min., Monatsh., 1969, H 4 174.

Юриит Ureyite



Назван по имени химика Юри [1].

Синон. Космохлор — Kosmochlor, cosmochlore [2], (идентичность установлена [3]), космохлорит — kosmochlorite (Грот, 1898, по Дана), хромакмит — chromacmite [4], хромниумакмит — chromium-acmite [5], уреит [6].

Характ. выдел. Зерна и кристаллы до 0,5 мм.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2i}^6 — $C2/c$ [1]. $Z = 4$.

Параметры элементарной ячейки природных и искусственных юриитов:

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	β	Местонахождение	Ссылка
9,560	8,746	5,270	1,093:1:0,603	107°23'	Метеорит Коауила	[1]
9,543	8,764	5,265	1,089:1:0,600	107 24	Метеорит Толука	[3]
9,550	8,712	5,273	1,096:1:0,605	107 26	Искусственный	[1]
9,578	8,717	5,291	1,099:1:0,552	107 41	Искусственный	[7]
9,563	8,704	5,286	1,099:1:0,607	107 33	Искусственный	[8]
9,58	8,72	5,265	1,099:1:0,604	107 24	Искусственный при 0°	[9]
9,63	8,76	5,27	1,099:1:0,602	107 12	Искусственный при 650°	[9]

Структура диопсидовая с Cr^{3+} в М (1), близка к эгириновой [10]. Среднее межатомное расстояние $\text{Cr} - \text{O} = 1,928 \text{ \AA}$. На находится в позиции М (2) с шестью О ($\text{Na} - \text{O} = 2,397 \text{ \AA}$) и двумя О с $2,764 \text{ \AA}$.

Кристаллы призматические, удлиненные по оси c и уплощенные по (010) [2]. На искусственных кристаллах установлены формы b (010), a (100), m (110) и (111) [8].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, угол между плоскостями спайности $\sim 87^\circ 23'$ [1]. Отдельность по (001) [1]. Тв. ~ 6 [11]. Уд. в. 3,60 (вычисл. для искусственного) [1]. Цв. зеленый до изумрудно-зеленого. Бл. стеклянный. В тонких осколках прозрачный. Оптический спектр поглощения искусственно-юриита характеризуется полосами 15 600 и 22 000 cm^{-1} , которые обусловлены Cr^{3+} в шестерной координации [12].

Микр. В шлифах сильный плеохроизм: по N_g — изумрудно-зеленый до темно-зеленого, по N_m — желто-зеленый до желтого, по N_p — темно-зеленый. $N_g > N_m > N_p$. Двусосный (—) [1]. Пл. опт. осей \parallel (010) (для искусственного) [8], $cNg = 14-22^\circ$, $2V = 60-70^\circ$ [1]. Удлинение (—). $n_g = 1,762-1,765$, $n_m = 1,756$, $n_p = 1,740-1,748$, $n_g - n_p = 0,022-0,023$ [1]. Для искусственных: $n_g = 1,781$, $n_m = 1,778$, $n_p = 1,715$, $n_g - n_p = 0,014$ [1,8]. При повышении температуры показатели преломления уменьшаются [7].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 13,64$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 33,46$, $\text{SiO}_2 - 52,90$. На замещается Са; Cr замещается Mg, Fe.

Анализы (микронзондовые):

	Na_2O	MgO	CaO	Cr_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	Сумма	Метеорит
1	11,6	0,8	1,7	30,6	0,2	55,5	100,4	Коауила [1]
2	11,6	5,4	3,7	22,6	0,4	56,0	99,7	Толука [1]
3	11,0	1,2	2,1	26,4	0,9	He опр.	—	Хекс-Ривер-Маунтинс [1]
4	13,0	6,0	7,0	14,0	—	60,0	100	Толука [11]

Диагн. исп. Тугоплавок. Не разлагается в кипящих кислотах. Плавится с трудом в солях фосфора и бора. П.п.тр. горячие перлы красновато-желтые, охлажденные — голубовато-зеленые, с содой разлагается очень плохо [2].

Повед. при нагр. Плавится инконгруэнтно при 1170° с образованием эсколаита и жидкости, близкой по составу к $\text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2$ (Cr_2O_3 до 1%) [13]. Нагревание приводит к уменьшению показателей преломления [7], увеличению межатомных расстояний и параметров элементарной ячейки [9]. Коэффициент термического расширения по a_0 $0,585 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ (для интервала $24-600^\circ$) [9].

Нахожд. Встречен в трех железных метеоритах Мексики: в гексаэдритах Коауила и Хекс-Ривер-Маунтинс в виде агрегатов величиной до $0,2-0,5 \text{ мм}$ в нодулях добреелита; в октаэдрике Толука — в виде кристаллов в клифтоновой оторочке троилитовых нодулей вместе с полевым шпатом, пироксеном, цирконом и кварцем [1].

Искусств. Впервые синтезирован в 1955 г. Коусом [14] из смеси $\text{Na}_2\text{Cr}_2\text{O}_7 + \text{SiO}_2$ при 900° и 20 атм. Получен также при 1 атм и $900-1400^\circ$ из расплава смеси соответствующих окислов [15] и плавлением $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ при 1000° [8]. При нормальном давлении юриит устойчив в виде твердых растворов с жадеитовым [8] или диопсидовым компонентами [8, 16, 17]; в диопсиде может растворяться до 3% юриитового компонента, в юриите — до 30% диопсидового компонента. В твердых растворах жадеита — юриита с повышением температуры содержание жадеита возрастает с 5 мол. % при 800° до 15—18 мол. % при 1000° [13]. Хорошо образованные кристаллы юриита получены из смеси $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ и Na_2SiO_3 при 1100° [11]; мелкие кристаллы синтезированы при охлаждении расплава $\text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2$ (71,5%) и Cr_2O_3 (28,5%) от 1180° на $20-40^\circ$ [18]. Юриит получен также в гидротермальных условиях при $500-700^\circ$ и 2 атм в неустойчивой системе юриит — анортит — энстатит [17].

Отл. От авгитов отличается плеохроизмом и оптическим знаком; от эгирина — оптическим знаком и схемой плеохроизма. Точно диагностируется по составу.

Межплоскостные расстояния юрнита из метеорита Коауила, Мексика [1] *

FeK_α-излучение, Мп-фильтр, D = 114,59 мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	5	6,316	112	7	2,1806	260	1	1,3866
020	6	4,381	33 $\bar{1}$	3	2,1008	53 $\bar{3}$	1	1,3161
22 $\bar{1}$	10	2,961	42 $\bar{2}$	2	1,8320	31 $\bar{4}$	1	1,2920
310	7	2,8768	22 $\bar{3}$	3	1,6259	004	1	1,2589
002	6	2,5172		3	1,5997		Сл.	1,2204
221	6	2,4548	532	1	1,4968		1 ш.	1,0464

* Оригинал хим. анализа 1.

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C., Klein C. Science, 1965, 149, N 3685, 742.
2. Laspeyres H. Zs. Krist., 1897, 27, H. 6, 586.
3. Neuhaus A. Naturwissenschaften, 1967, 54, H. 15-16, 440.
4. Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. Am. Min., 1963, 48, N 9-10, 1090.
5. Nixon P. H., Horning G. Am. Min., 1968, 53, N 11-12, 1833.
6. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. Н., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 18.
7. Дорошев А. М., Малиновский И. Ю. В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1972, 72.
8. Ikeda K., Yagi K. Contrib. min., petrol., 1972, 36, N 1, 63.
9. Cameron M., Sueno S., Prewitt C. T., Papike J. J. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 594.
10. Clark J. R., Appleman D. E., Papike J. J. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 31.
11. Neuhaus A. Papers proc. 5-th General Meeting, IMA, Cambridge, England. Min. Soc. London, 1968, 329.
12. Poole C. P. J. phys., chem. solids, 1964, 25, 1169.
13. Малиновский И. Ю., Дорошев А. М., Михайлов И. Ю. В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1972, 65.
14. Coes L. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, N 8, 298.
15. Dickey J. S., Yoder H. S., Schairer J. F. Carnegie Inst. Washington, 1971, Year Book N 70, 118.
16. Ikeda K., Ohashi H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1974, 69, N 3, 103.
17. Yoder H. S., Jr., Kullerud G. Carnegie Inst. Washington, 1969—70, Year Book N 69, 155.
18. Schüller K. H. Beitr. Min., Petr., 1958, 6, H. 2, 112.

Литиевые моноклинные пироксены

	a ₀	b ₀	c ₀	β	Уд. в.
Сподумен LiAl[Si ₂ O ₆]	9,449	8,386	5,215	110°06'	3,01—3,25

Сподумен Spodumene



Название от греч. σποδοβρυμος (сподуменос) — напоминающий пепсел, серовато-белый (Д'Андрада, 1800).

Синон. Старые названия: трифан — triphane (Аюи, 1801), сподуменит — spodumenite (Честер, 1896); для искусственных: α-сподумен — α-spodumene [1], LiAlSi₂O₆-1 [2]. Сподуменом назывался также лазулит из Бразилии (Хинце, 1897). Цезийсподумен — cesium-spodumene [3] и диасподумен — diaspodumene [3] оказались сростаниями сподумена с кварцем [4]; β-сподумен — неоднородное вещество, продукт изменения сподумена (Дана, 1892). Искусственно полученные β-сподумен и γ-сподумен не относятся к пироксенам.

Разнов. Кунцит, гидденит.

Характ. выдел. Кристаллы (от долей миллиметра до 15 м), зерна, их сростки, редко радиально-лучистые, пластинчато-шестоватые, скорлуповатые и волокнистые агрегаты; псевдоморфозы и ориентированные сростки с кварцем по петалиту.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$; $a_0 = 9,449$, $b_0 = 8,386$, $c_0 = 5,215$ Å, $\beta = 110^\circ 06'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,127 : 1 : 0,622$; $Z = 4$ (оригинал хим. анализа 10) [5, 6, 7; Дир. и др., 1978].

Колебания параметров элементарной ячейки: $a_0 = 9,449-9,52$, $b_0 = 8,24-8,405$, $c_0 = 5,211-5,25$ Å, $\beta = 110^\circ 04' - 110^\circ 41'$ [5-15]. Для некоторых образцов отмечается увеличение параметров элементарной ячейки при замещении Li на Na, K, H₂O, а также с ростом содержания Fe в сподумене [9, 15, 16]. Параметры элементарной ячейки увеличиваются при нагревании [17].

Структура сподумена пр. гр. $C2/c$ [7; Дир. и др., 1978] имеет особенности, отличающие его от других моноклинных пироксенов с той же пространственной группой. Прежде всего, это — координация катионов для M(2), равная шести со средним расстоянием M(2) — O = 2,211 Å (во всех других моноклинных пироксенах этой пр. гр. вокруг M(2) — 8 кислородов). Si — O цепочки имеют самый большой угол O(3) — O(3) — O(3) = 170,5°, а у искусственного Fe³⁺-аналога сподумена кремнекислородные цепочки полностью распрямлены (угол 180°).

Кларк и др. [6] предполагали также возможность пр. гр. $C2$.

Монокл.-призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,1283 : 1 : 0,62345$; $\beta = 110^\circ 27'$ (по Гольдшмидту, 1922). В установке Гольдшмидта (1897) — $a : b : c = 1,3727 : 1 : 1,270$, $\beta = 129^\circ 51'$.

Обычные формы (по Гольдшмидту, 1922):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ			
<i>c</i>	001	90°00'	20°27'	<i>m</i>	110	43°25'	90°00'	π	111	57°06'	48°56'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>d</i>	021	16 39	52 26	<i>p</i>	$\bar{1}11$	-19 10	33 26
<i>a</i>	100	90 00	90 00	<i>F</i>	011	30 53	35 59	<i>r</i>	$\bar{2}21$	-32 54	56 03
<i>n</i>	130	17 30	90 00	<i>V</i>	$\bar{1}01$	-90 00	12 15	<i>f</i>	$\bar{2}11$	-52 18	45 33
μ	120	25 19	90 00								

<i>mm</i>	(110):(1 $\bar{1}0$) = 93°10'	<i>dd</i>	(021):(0 $\bar{2}1$) = 98°52'	<i>rr</i>	($\bar{2}21$):($\bar{2}\bar{2}1$) = 88°41'
<i>nn</i>	(130):(1 $\bar{3}0$) = 145 00	<i>dp</i>	(021):(1 $\bar{1}1$) = 30 21	<i>FF</i>	(011):(0 $\bar{1}1$) = 60 34
<i>dc</i>	(021):(001) = 49.25	<i>pp</i>	(1 $\bar{1}1$):(1 $\bar{1}1$) = 62 43		

Редкие формы:

<i>Z</i>	150	<i>l</i>	320	<i>z</i>	261	<i>t</i>	$\bar{4}81$	<i>x</i>	$\bar{2}31$	<i>y</i>	$\bar{5}61$	<i>w</i>	$\bar{3}21$	φ	$\bar{3}12$
<i>A</i>	350	<i>W</i>	201	ξ	131	<i>e</i>	241	<i>g</i>	681	<i>q</i>	$\bar{3}32$	<i>D</i>	$\bar{4}21$	ψ	$\bar{3}11$
<i>k</i>	230	ρ	$\bar{2}01$	<i>u</i>	$\bar{2}43$	<i>\epsilon</i>	$\bar{2}41$	<i>v</i>	$\bar{3}41$	<i>s</i>	$\bar{4}41$				

Соотношение установки Гольдшмидта (1897) и принятой здесь (Гольдшмидт, 1922):

Г. (1897) *c* $\bar{1}01$ *b* 010 *a* $\bar{1}00$ *J* 110 *t* $\bar{1}11$ *p* $\bar{1}12$ *r* 011 *o* 012

Г. (1922) *c* 001 *b* 010 *a* 100 *m* 110 *d* 021 *p* $\bar{1}11$ *r* $\bar{2}21$ *f* $\bar{2}11$

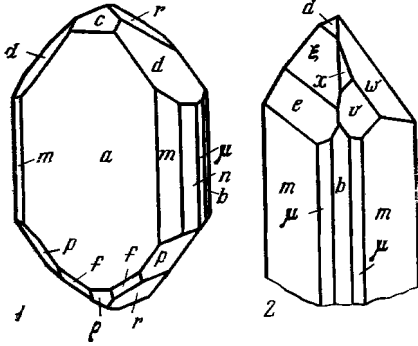
Формула перехода от старой установки Гольдшмидта (1897 г.) к новой (1922 г.): $\bar{1}01/010/00 \frac{1}{2}$.

Замбонини [18] принял установку Грота-Чермака при $a : b : c = 1,0607 : 1 : 0,62345$, $\beta = 85^\circ 32'$.

Кристаллы (фиг. 136) призматические, часто уплощенные по *a* (100), с вертикальной штриховкой. Хорошо образованные кристаллы редки. Крупные кристаллы обычно с глубокими бороздами и выступами. Некоторые кристаллы деформированы [19]; грани и плоскости отдельности (100) иногда изогнуты. Под микроскопом в плоскости (100) видно чередование деформированных и недеформированных блоков, почти параллельных (001). Дощатый облик уплощенных по (100) кристаллов сподумена объясняют скольжением по плоскости отдельности (100) [19-20]. Двойники по (100), различимы 2-4 индивида, редко больше. Известны сростания сподумена с образовавшимся по нему кварцем

[4, 15]; сподумен в сростании с кварцем может быть также продуктом разложения петалита [8, 21].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) совершенная. Отдельность по (010) и (100). У многих крупных кристаллов отдельность по (100) совершеннее спайности. Изл. неровный. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7. Микротвердость $H_{ср} = 1055 \text{ кгс/мм}^2$ (при нагрузке 100—200 гс [22], 721—1141 кгс/мм^2 [23]. Установлена анизотропия микротвердости граней по различным направлениям, особенно на грани (010) (анизотропия I рода); отмечено различие микротвердости граней (100), (010), (001) и (110) (анизотропия II рода) [23]. Значение H понижается с уменьшением прозрачности минерала и содержания в нем Li_2O [15, 19, 21]. Средняя скорость распространения упругих волн (мм/сек) параллельно оси c кристаллов сподумена возрастает с увеличением давления [24]: 9,83 (при 0,001 кбар), 10,0 (при 5 кбар), 10,12 (при 10 кбар) и 10,41 (при 20 кбар). Уд. в. 3,01—3,25. Цв. зеленый, серо-зеленый, светло-зеленый, ультрамариново-голубой, светло-серый, белый, бесцветный, желтовато-зеленый, желтый, розоватый, розовый, фиолетово-голубой. Окраска отчасти зависит от соотношения Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mn^{2+} . Желтый прозрачный



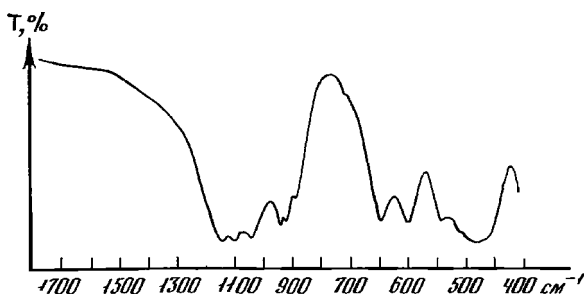
Фиг. 136. Кристаллы сподумена

1 — Норвич, шт. Массачусетс, США (по Дана); 2 — Александер, шт. Северная Каролина, США (по Рагу)

сподумен из Нуристана (Афганистан) обладает едва заметным трихроизмом. Здесь же известны прозрачные зональные кристаллы, у которых зеленый цвет в основании кристалла сменяется желтым в головке, а фиолетово-голубой — голубым или зеленым [25]. Черта белая, чуть зеленоватая или едва розоватая. Бл. стеклянный, реже перламутровый или матовый. Обычно непрозрачен, но в тонких сколах и в очень мелких зернах полупрозрачен или прозрачен. Степень прозрачности бывает различной в пределах одного кристалла, что обусловлено различным содержанием газово-жидких и других микровключений. Совершенно прозрачные кристаллы чрезвычайно редки.

Парамагнитен. Обогащенные железом зеленые и светло-зеленые разновидности слабо намагничиваются в электрическом поле. При напряженности магнитного поля $10\,000 \cdot \frac{10^3}{4\pi} \text{ а/м}$ удельная магнитная восприимчивость сподумена

$7,561 \cdot 10^{-6} \cdot \frac{4\pi}{10^3} \text{ м}^3/\text{кг}$ [26]. В катодных лучах ярко люминесцирует (цвет люминесценции — красноватый, красно-оранжевый, желто-оранжевый), а также флуоресцирует и фосфоресцирует. В ультрафиолетовых лучах (~ 3500 — 3700 \AA) люминесцирует слабее; свечение темно-розовое, розовое, голубое, темно-голубое, синевато-фиолетовое [4, 12, 15, 25, 27—30]. Отмечаются термолюминесценция при 220—240, 440—460 и 500° [31] и радиофотолюминесценция [4, 27—29, 32]. По Самсоновой и Фекличеву [32], при 5-часовом воздействии рентгеновских лучей некоторые участки белого сподумена розовеют, еще через 7 часов появляется голубовато-зеленая окраска и возбуждается желтое свечение. Розовые сподумены под воздействием рентгеновских и γ -лучей приобретают зеленую окраску, бесцветные — розовую. Подвергнутые ультрафиолетовому облучению или медленному нагреванию (до 250°) на свету изменяют цвет: зеленый \rightarrow розовый \rightarrow бесцветный. Нагревание до 500° превращает облученные зеленые сподумены сразу в бесцветные [28, 33]. Существует предположение, что зеленая окраска природных прозрачных сподуменов, не содержащих Sr , вызвана воздействием радиоактивного облучения [33, 34]. Такое же предположение высказано по поводу розовой окраски кунцита [35]. Кривые термолюминесценции сподуменов очень различны, все наблюдающиеся на них пики вызваны Mn .



Фиг. 137. ИК-спектр сподумена (по Мёнке)

Интенсивность термолюминесценции возрастает с повышением содержания в сподумене Mn и Fe [33]. ИК-спектр сподумена характеризуется широкой интенсивной полосой в области 1200—850 см^{-1} с максимумами 1135, 1095, 1035, 920, 870 см^{-1} , сильным дуплетом 642—595 см^{-1} и полосой в области 550—400 см^{-1} (фиг. 137) [36]. В толстых пластинах проявляется узкая полоса в области 1750—1670 см^{-1} , характерная для деформационного колебания иона H_3O^+ . Интенсивность ее увеличивается с повышением содержания воды в сподуменах [37].

На основании измерений теплоемкости искусственного α -сподумена в интервале 51,96—296,22 К вычислена его стандартная энтропия: $S_{298,15}^\circ = 30,9 \pm 0,2$ ккал/моль·град. Измерена энтальпия α -сподумена (404,2—1155 К) и определен коэффициент в уравнении: $C_p = 44,33 + 16,44 \cdot 10^{-3} T - 10,00 \cdot 10^5 T^{-2}$ [38]. По результатам определения теплот растворения в растворах HF для реакции $0,5 \text{Li}_2\text{SO}_4(\text{к}) + \text{Al}(\text{OH})_3$ (гиббсит) + 2SiO_2 (α -кварц) = α - $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ (сподумен) + $0,5\text{H}_2\text{SO}_4$ (раствор 7,068 H_2O) + H_2O (ж) найдено: $\Delta H_{298,15}^\circ = 12,42 \pm 0,27$ ккал/моль, а для реакции α - $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 = \beta$ - $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ $\Delta H_{298,15}^\circ = 6,74 \pm 0,21$ ккал/моль [39]. Этим значениям соответствуют стандартные энтальпии образования α - $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$: $\Delta H_{298,15}^\circ = -729,8 \pm 0,7$ ккал/моль и β - $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$: $\Delta H_{298,15}^\circ = -723,06 \pm 0,7$ ккал/моль.

Микр. Обычно бесцветен. Окрашенные прозрачные сподумены из Афганистана плеохроируют; $Np > Nm > Ng$ [25], возможно и $Ng > Nm > Np$. Желтый сподумен по Ng — бесцветный, по Nm — светлый зеленовато-желтый, по Np — светлый зеленовато-желтый; фиолетово-голубой сподумен по Ng — светло-зеленый, по Nm — светло-фиолетовый, по Np — темно-фиолетовый [25]. Двусный (+). Пл. опт. осей (010). $Nm = b$, $aNp = 3-7^\circ$, $cNg = 23-29^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,673-1,682$; $n_m = 1,662-1,671$, $n_p = 1,648-1,668$, $n_g - n_p = 0,012-0,028$ (вычисл. 0,020); (+) $2V = 55-66^\circ$. Указания на (—) $2V = 80^\circ$ (Трёгер, 1968) и (—) $2V = 70^\circ$ [40] сомнительны. Дисперсия слабая, $r > v$ — наклонная или $r < v$ — горизонтальная. У сподумена из отдельных месторождений отмечается повышение показателей преломления с увеличением содержания Fe (Мадагаскар) [41, 42] и с уменьшением количества Li [9]. Имеются также сведения о снижении значений показателей преломления с уменьшением содержания Li [15, 43]. По Диру и др., 1965, замещение Li на Na уменьшает величину n_p и увеличивает $n_g - n_p$.

Известны простые и сложные двойники по (100). Для сподумена ранних генераций характерны многочисленные идиоморфные и червеобразные вроски кварца; иногда наблюдается симплектитовая структура [3, 4, 15, 44]. В крупных кристаллах сподумена изредка различаются участки, в которых срastания сподумена с кварцем образуют структуру, напоминающую графическую [15]. Ориентированные сростки сподумена с кварцем образуются также при распаде петалита [4, 45]. Полосчатые срastания сподумена с другими минералами возникают при его замещении по трещинам спайности и отдельности петалитом, альбитом, калиевым полевым шпатом, мусковитом, кукеитом и др. [4, 15, 46].

Характерны газовой-жидкие включения, иногда с твердой фазой. Первичные трубчатые включения ($0,001 \times 0,001$ до $0,005 \times 0,050$ мм) ориентированы параллельно удлинению кристаллов сподумена [4, 16, 47]. Отмечаются включения в сподумене сингенетических микроклина и кварца [16].

Хим. Теор. состав: $\text{Li}_2\text{O} - 8,03$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 27,39$, $\text{SiO}_2 - 64,58$. Состав природного сподумена довольно постоянен. Содержание в нем примесей обычно не превышает 2% и лишь в редких образцах, обогащенных железом (до 2,75% Fe_2O_3), достигает 5,0% [12]. Li замещается Na, K [4, 9, 16], H_3O^+ [9, 16, 36], возможно H^+ [9, 48], а также Mg, Ca, Mn, Fe^{2+} ; Al замещается Fe^{3+} [4, 9]. Предполагается, что незначительная часть Si может замещаться Al [9], а O—OH⁻, F⁻ и Cl⁻ [4]. В некоторых сподуменах содержится (в %): $\text{Rb}_2\text{O} - 0,008$, $\text{Cs}_2\text{O} - 0,056$ [12], $\text{Ga}_2\text{O}_3 - 0,08$, $\text{SnO} - 0,15$ [4]. В водных вытяжках из газовой-жидких включений сподумена установлены HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl⁻, Ca, Mg, Na, а в сухом остатке их фильтрата — Li, K (очень много), Mn, Ni, Pb (много), Si, Al [47].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li_2O	5,92	6,26	6,80	7,09	7,12	7,14	7,44	7,68	7,76
Na_2O	0,62	сл.	2,08	0,28	0,53	0,28	0,30	0,14	0,13
K_2O	0,86	0,25	1,04	0,45	0,23	—	0,21	0,18	0,10
MgO	0,31	0,27	0,21	0,20	0,12	0,11	0,23	0,13	0,20
CaO	0,48	0,56	0,19	0,08	0,15	0,12	0,10	0,20	0,06
MnO	0,10	0,03	сл.	0,09	0,15	0,02	0,10	сл.	0,19
FeO	—	0,94	0,14	0,58	0,22	0,60	0,02	—	0,10
Fe_2O_3	1,75	1,17	0,32	2,75	0,78	—	0,63	0,64	0,45
Al_2O_3	24,46	27,37	26,84	24,86	26,69	28,04	26,71	27,98	27,19
SiO_2	65,31	62,92	62,79	63,05	63,30	63,65	63,96	63,36	63,30
TiO_2	—	не обн.	—	0,06	0,03	—	0,02	сл.	0,00
H_2O^+	0,50	—	0,16	0,80	0,70	0,43	0,50	0,39	0,64
H_2O^-	0,04	0,14		0,25	0,42	—	0,22	0,17	0,04
П. п.	—	0,06	0,64	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,35	99,97	101,21	100,56*	100,44	100,39	100,49**	100,87	100,21***
Уд. в.	—	3,16	—	3,155	3,15	3,17	3,16	3,16	3,155
n_g	1,677	1,674	—	1,687	1,677	1,674	1,677	1,678	1,676
n_m	—	—	—	1,676	1,667	1,666	1,666	1,668	1,664
n_p	1,660	1,658	—	1,670	1,662	1,660	1,662	1,660	1,659
cNg	26—29°	—	—	28°	24°	26°	25°	25°	25±1°
(+) $2V$	—	—	—	55°	58°	59°	62°	60—63°	65±2°
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	9,488	9,471	9,51	9,495	9,466	9,464
b_0	—	—	—	8,413	8,25	8,38	8,24	8,405	8,391
c_0	—	—	—	5,234	5,235	5,25	8,23	5,221	5,220
β	—	—	—	110°08'	110°20'	110°12'	110°20'	110°04'	110°10'

* В том числе $\text{Cs}_2\text{O} - 0,01$, $\text{Rb}_2\text{O} - 0,01$.

** В том числе $\text{SnO}_2 - 0,02$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,03$.

*** В том числе $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,05$.

1 — желто-розовый, мелкозернистый, из лейкократового пегматитового гранита Тувы, анал. Капитонова [49]; 2 — зеленовато-белый, из приконтактной зоны микроклинитовых пегматитов Карелии, анал. Бугрова [50]; 3 — мелкозернистый, из кварц-сподуменовых прожилков в сподуменовом пегматите Восточной Сибири, анал. Рыбинская [51]; 4 — зеленый, из пегматитового тела Уте (Швеция), анал. Бондарева, Каленчук [43]; 5 — светло-зеленый, из зоны блокового кварца Северо-Запада СССР, анал. Елина [9]; 6 — белый, из пегматита Сибири, анал. Книпович [13]; 7 — короткопризматический (почти изометричный), из агилита Северо-Запада СССР, анал. Бондарева [9]; 8 — длиннопризматический, из кварц-сподуменной зоны пегматита Восточной Сибири, анал. Иванова [15]; 9 — розоватый, из зональных берилловых пегматитов Хаапалуома (Финляндия), анал. Ояньпера [14].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li_2O	7,80	7,85	7,87	8,00	7,87	7,26	7,71	5,82	6,82
Na_2O	0,89	0,18	0,11	0,18	0,11	0,60	0,21	0,28	1,54
K_2O	0,26	<0,02	0,04	—	<0,02	0,05	—	0,57	0,07
MgO	0,21	<0,02	0,01	—	<0,02	0,09	0,22	0,33	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
CaO	0,09	<0,02	0,16	—	0,04	0,14	0,24	0,93	—
MnO	0,14	0,13	—	—	0,02	0,05	0,29	—	—
FeO	0,43	<0,05	—	0,03	—	Не обн.	—	—	1,11
Fe ₂ O ₃	1,36	0,22	0,05	—	0,02	Сл.	0,21	0,18	—
Al ₂ O ₃	26,29	27,55	27,40	27,40	27,69	27,17	28,26	27,62	26,58
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,18
SiO ₂	63,11	63,90	63,45	64,18	64,03	64,99	62,72	61,60	63,95
H ₂ O ⁺	0,16	0,14	0,30	—	0,17	0,08	—	—	—
H ₂ O ⁻		—	0,11	—	—	0,10	—	0,20	—
П. п.	0,36	—	—	—	—	—	—	2,10	—
Сумма	101,10	99,97**	99,523***	99,79	99,95**	100,53	99,86	100,13****	100,25
Уд. в.	—	3,156	3,156	3,18	3,103	3,17	3,185	3,08	3,1—3,2
n _g	1,673*	1,677	1,677	—	1,678	1,678	1,677	1,678	1,682
n _m	1,665	1,668	1,667	—	1,667	—	1,666	—	1,671
n _p	1,648	1,661	1,661	—	1,658	1,660	1,660	1,664	1,668
cNg	26°	26°	25°	—	24°	24—26°	26—27°	—	—
(+)-2V	65°	—	—	—	—	64—66°	—	—	—
a ₀ (Å)	—	9,470	9,465	9,449'	9,478	—	9,489	—	—
b ₀	—	8,384	8,392	8,386	8,391	—	8,404	—	—
c ₀	—	5,245	5,227	5,215	5,240	—	5,238	—	—
β	—	110°38'	110°05'	110°10'	110°41'	—	110°20'	—	—

* В оригинале показатели преломления не соответствуют оптическому знаку. ** В сумму не входят окислы со знаком <. *** В том числе Rb₂O — 0,002, Cs₂O — 0,001, P₂O₅ — 0,02. **** В том числе TiO₂ — 0,05, V₂O₅ — 0,31.

10 — светло-зеленый, из пегматита Восточной Сибири, анал. Рыбинская [51]; 11 — светло-зеленый из Блек-Хила, шт. Южная Дакота (США), анал. Эсон [10]; 12 — белый доскообразный, из кварц-сподуменовой зоны Танко, пров. Манитоба (Канада), анал. Рамал и Хил [8]; 13 — из пегматита Ньюри, шт. Мэн (США), анал. Фэхи (изучена структура) [6]; 14 — кунцит (почти прозрачный), из Пала в шт. Калифорния (США), анал. Эсон [10]; 15 — кунцит (светло-лиловый, прозрачный), из центральных зон лепидолит-сподуменовой пегматита Северо-Запада СССР, анал. Мокрецова [29] (оптические константы по данным И. В. Гизбург); 16 — кунцит, мелкие прозрачные розовато-лиловые зерна, из альбитизированного пегматита Забайкалья, анал. Череповская [12]; 17 — гидденит полупрозрачный, зеленый, из контакта сподуменовой пегматита Тувы, анал. Федорчук [32]; 18 — гидденит, прозрачные ярко-зеленые кристаллы, из округа Александер в шт. Северная Каролина (США), анал. Гент (по Дельтеру), оптика по [52].

Сводку хим. анализов см. [9].

Диагн. исп. Медленно разлагается в 0,1 N HCl при 40° [53]. П.п.тр. сначала мутнеет, затем увеличивается в объеме и превращается в мутно-белый или прозрачный королек; пламя окрашивается Li в красновато-фиолетовый цвет. Сплав с CaF₂ + KHSO₄ окрашивает пламя в ярко-красный цвет.

Повед. при нагр. Кратковременное нагревание делает сподумен мутным и хрупким. Нагретый до 250° зеленый сподумен белеет, после охлаждения розовеет; вновь нагретый до 500° после охлаждения остается белым [28]. Выше температуры красного каления (800—900°) растрескивается и приобретает устойчивую кремзовую окраску (результат окисления железа). Нагревание до 920° не вызывает изменения среднего показателя преломления и уд. веса [54]. При температуре 900—1200° переходит в тетрагональную β-модификацию; этому отвечает эндотермический изгиб на кривой нагревания [9, 51, 55]. Температура начала α — β перехода и температурный интервал превращения возрастают с увеличением скорости нагревания и уменьшением содержания Li в сподумене [54, 56]. Измельчение сподумена снижает температуру превращения до 700° [56], давление в 0,7 кбар — до 500° [57]. Добавки WO₃ и LiVO₃ (5—15%) понижают температуру α — β перехода до 500—600° [58]. Выше 500° и при давлении около 3 кбар сподумен в водных средах любого состава переходит в эвкритит, петалит и β-сподумен [59]. На термовзвешиваниях имеются два максимума: при 430—490°, отвечающий максимуму разрыва включений, и при 850—950°,

вероятно, связанный с растрескиванием α -сподумена при переходе его в β -сподумен [16]. Коэффициент термического расширения по $\alpha_0 = 0,380 \cdot 10^{-5} / ^\circ\text{C}$ (для интервала 24—760°). Это вдвое меньше, чем у большинства моноклинных пироксенов [17].

Находж. Характерен для сподуменовых, сподумен-лепидолитовых и сподумен-петалитовых пегматитов Средней Азии [60—63], Восточной Сибири [15, 46, 51], Северо-Запада СССР [16, 29, 64], Украины [40], Армении [65]. В качестве акцессорного минерала найден в камерных пегматитах и околопегматитовых гранитах Волины (УССР) [66]. За рубежом сподуменовые пегматиты известны в США — Кингс-Маунтин в шт. Северная Каролина, Блек-Хил и другие в шт. Южная Дакота [67—69], в Канаде (Берник-Лейк в пров. Манитоба) [8, 67], в Бразилии [70, 71], Австралии [72], Швеции (Варутреск) [3], Финляндии [14], Австрии [73], Румынии [74], Чехословакии [44], на Мадагаскаре [42] и в провинциях Нуристан и Бадахшан в Афганистане [63, 75]. В Бразилии, США и в Афганистане известны различно окрашенные прозрачные разновидности сподумена. В сподуменовых пегматитах ассоциируется с кварцем, микроклином, альбитом, бериллом, колумбитом, касситеритом, шерлом; в сподумен-лепидолитовых и петалит-сподуменовых пегматитах, кроме того — с лепидолитом, поллуцитом, танталитом, микролитом и другими танталовыми минералами, амблигонитом, полихромным турмалином. В этих месторождениях сподумен обычно образует одну, две [4, 47, 51, 74], редко три [8, 15, 16, 76] и четыре [29] генерации. В пегматитах, приуроченных к линейно вытянутым тектоническим трещинам, кристаллы сподумена располагаются приблизительно параллельно друг другу и под углом 60—90° к контакту [4].

В некоторых пегматитовых полях (долина р. Шамакат, Афганистан) известны афанитовые сподуменовые дайки в силлиманит-гранат-биотитовых сланцах, обнаруживающие постепенные переходы в сподумен-петалитовые пегматиты. Сподумен в дайках ассоциируется с кварцем, альбитом, микроклином, амблигонитом, петалитом и др. [77]. В поздние стадии становления пегматитовых тел сподумен образует мономинеральные псевдоморфозы по петалиту — Гиндукуш (Афганистан) [63], а также развивается по нему совместно с кварцем в виде крупнозернистых и скрытокристаллических ориентированных игольчатых агрегатов — Казахстан [4, 21], Средняя Азия [78], Гиндукуш (Афганистан) [63]. В качестве акцессорного минерала известен в биотит-роговообманковых гранодиоритах Зимовниковского массива (Восточный Саян) и междуречья рек Хос и Дзос (Восточная Тува) [49], в биотитовых гранитах Урикского и Ольховско-Чибжежского массивов (Восточный Саян) [49], в лейкократовых и двуслюдяных гранитах, залегающих в мраморизированных известняках верховья р. Тастыг (Восточная Тува) [49], в лейкократовых гранитах Лейнстера (Юго-Восточная Ирландия) [79]. Встречен в аплитах и гнейсах (Дир и др., 1965), возможно, в контактах с литиевыми пегматитами. Известен в некоторых плагиоклазовых пегматитах в ассоциации с кварцем, черным и зеленым турмалином, литиевым мусковитом, микроклином — Плотная Ламбина (Северная Карелия) [50].

Изм. При воздействии гидротермальных растворов замещается кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, мусковитом, жильбертитом, онкозином, лепидолитом, кукеитом, петалитом, поллуцитом, эвкрипитом [4, 15, 46]. Известны полные псевдоморфозы по сподумену циматолита (альбит + мусковит), лепидолита, онкозина [15]. В зоне гипергенеза по нему образуются галлазит, монтмориллонит, каолинит [4, 60], гидромусковит и нонтронит [16].

Искусств. Как продукт реакции в твердых фазах α -сподумен, отвечающий природному, получен из стекол соответствующего состава, подвергнутых действию давления около 20 кбар, а затем нагретых до 750—800° [80]; из β -сподумена — при давлении 70—100 кбар [81]. В сухой системе состава $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ синтезируется при давлении 10—26,5 кбар и температуре 900—1510° [82]. Кристаллы получены гидротермальным способом (на затравке природного сподумена) при 5—8 кбар и 500—900° [83]. Примеси Cr^{3+} и Fe^{3+} (до ~ 0,1%)

снижают давление до 0,75—0,25 кбар и температуру до 700—500° [83]. Чистый $\text{LiFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ синтезирован в гидротермальной системе при 2 кбар и 700° [6]. Сподумены с небольшим количеством Fe^{3+} получены гидротермальным путем при ~0,83 кбар и 375—500° [57], при 360° (давление не указано) [84], при 1,0 кбар и 550—600° [85]. Параметры элементарной ячейки у искусственных железистых сподуменов больше, чем у природных [85]. Наибольшие они у $\text{LiFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ (определены межатомные расстояния) [6]; показатели преломления таких сподуменов 1,71—1,76 [84, 25]. Искусственные аналоги сподумена с разными трехвалентными катионами в М (1) — Sc, Fe [86, 87], V, Cr [86], Ga [88] получены сухим способом при 1000° и высоком давлении. Те же соединения, а также аналоги сподумена с Іп были получены в гидротермальных растворах при температуре 400—700° и давлении 2,0 бар [89].

Практ. знач. Сподумен — главный минерал для получения Li. Сподуменовый концентрат является также керамическим сырьем и служит для изготовления некоторых ситаллов и стекол с незначительным термическим расширением, благоприятными механическими и диэлектрическими свойствами, щелоче- и кислотостойкостью [90]. Представляющие большую редкость прозрачные окрашенные кристаллы используются как драгоценные камни.

Отл. От сходного по внешнему виду микроклина отличается способностью раскалываться на тонкие пластинки, от других пироксенов — оптическими свойствами и парагенезисом. Надежно отличается высоким содержанием Li.

Разнов. К у н ц и т — kunzite — прозрачный, бледно-розовый до густо-лилового, сильно дихроичный.

Назван по имени Г. Кунца, который впервые обнаружил его в месторождении Пала (шт. Калифорния, США) [71].

Синоч. Сподумен-аметист — spodumenamethyst (Кёхлин, 1928), кунцитит — kunzite.

Образует кристаллы, реже — участки в кристаллах непрозрачного сподумена. Параметры элементарной ячейки [10, 12], рентгеновское отношение осей и морфология кристаллов — как у сподумена. У кристаллов из Афганистана отмечены формы: a (100), b (010), m (110) [12], у кристаллов из Пала (США) кроме того: n (130), (320) и A (350); $m : m = 86^\circ 45'$ [12, 91]. Кристаллы обычно без головок, призматические, удлиненные или укороченные по оси c , уплощенные по оси a . Кристаллы из полостей часто несут следы роста и растворения, последние преобладают. По Ивановой и Фекличеву [12], фигуры роста и растворения на гранях кунцита одинаковы для всех его месторождений и представлены разного рода скульптурой и штриховкой. Двойники по (100) из двух и более индивидов.

От собственно сподумена отличаются окраской, дихроизмом и прозрачностью. Цвет и его интенсивность зависят от ориентировки кристалла кунцита: у кунцита из Калифорнии [71] цвет в направлении $\sim \perp$ оси c светло-розовый, в направлении вдоль оси c густо-сиреневый; у кунцита из Бразилии (данные И. В. Гинзбург) — соответственно малиново-фиолетовый и густо-фиолетовый. По Ивановой и Фекличеву [12], у образцов из Афганистана и Китая цвет на (100) бесцветный, светло-розовый; на (010) — светло-розовый, розовато-сиреневый; на (001) — розовато-сиреневый, сиреневый. Наблюдается анизотропия микротвердости: на (100) в направлении \parallel [001] — 1176—1187 кгс/мм², в направлении \perp [001] — 1148—1164 кгс/мм²; на (010) в направлении \parallel [001] — 1188—1208 кгс/мм²; в направлении \perp [001] — 1056—1078 кгс/мм²; на (110) — 1296 кгс/мм² [12]. Уд. в. 3,08 [32], 3,103 [10], 3,177 [42], 3,178—3,190 [12].

Рентгеновское и γ -излучение изменяют цвет кунцита из Пала (Калифорния, США) на оранжевый [71], или на зеленый [28, 34], кунцита с Мадагаскара — на коричневый [35]. Люминесцирует. Окраска при $\lambda = 365$ нм в розово-сиреневых тонах [12]. При радиационном облучении возможен переход $\text{Mn}^{3+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$, обуславливающий оранжево-желтую люминесценцию [92].

Кристаллы кунцита обнаруживают поляризованную люминесценцию в ультрафиолетовых лучах: у афганского кунцита на (100) — ярко-розовую с оранжевым оттенком, на (010) — ярко-сиреневую, в направлении вдоль оси c —

густо-розовато-лиловатую; у китайского — на (100) — светло-розовую, на (010) — розовато-сиреневую, вдоль оси c — сиреневую [12]. По данным [28, 35, 93], окраска кунцита вызвана дефектами его кристаллической решетки, вероятно, обусловленными замещением Li на Mn^{2+} . По Платонову [92], розовая окраска кунцита вызвана Mn^{3+} , а ее изменение на зеленую при облучении рентгеновскими и γ -лучами — переходом Mn^{3+} в Mn^{4+} . Кунцит, подвергшийся сначала воздействию рентгеновского или γ -излучения, а затем ультрафиолетовых лучей, сильно флуоресцирует, причем этот эффект иногда сохраняется несколько лет [28].

Плеохроизм от бесцветного до розовато-лилового [12, 35, 91], после воздействия рентгеновских лучей — от желтовато- и синевато-зеленого до синего и коричневого [35]. Схема абсорбции $Np > Nm > Ng$. Значения $n_g, n_m, n_p, cNg, (+) 2V$ — как у собственно сподумена. У ювелирных кунцитов отмечается дисперсия показателей преломления и $2V$ [12, 41, 42, 52].

Очень редок. Образуется в поздний этап формирования литиевых пегматитов. Встречается в миароловых пустотах в ассоциации с горным хрусталем, клевеландитом, ювелирными воробьевитом, рубеллитом и полихромным турмалином: Пала, шт. Калифорния (США) [71], долина р. Урупук в шт. Минас-Жераис (Бразилия) [94], Мадагаскар [41, 42], пров. Нуристан в Гиндукуше (Афганистан) [12, 63, 75, 95]. Реже встречается в альбитизированных сподуменовых пегматитах: мелкие кристаллы — в Забайкалье (хим. анализ 16) [12], участки в выделениях непрозрачного сподумена — на Северо-Западе СССР (хим. анализ 15) [29]. В шт. Минас-Жераис (Бразилия) обнаружен совместно с гидденитом в тектонической зоне вдоль контакта литиевых пегматитов с вмещающими породами [96].

Используется в качестве драгоценного камня.

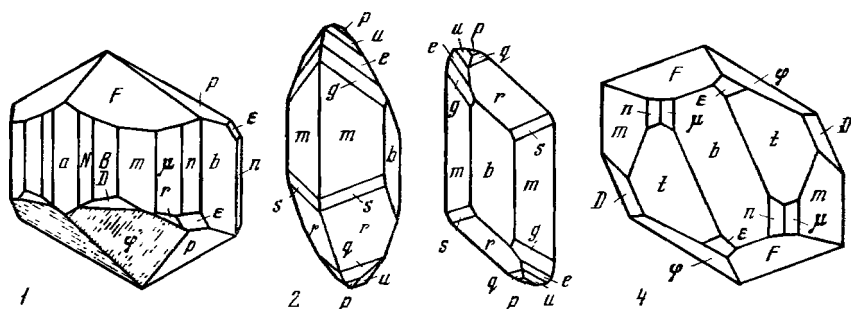
Г и д д е н и т — hiddenite — ярко-зеленый, изумрудно-зеленый, желто-зеленый, светло-зеленый.

Назван по имени У. Гиддена (Смит, 1881, по Дана, 1911). Устаревший синон. — сподумен-изумруд — *spondumensparagd, spondumeneperald* (Кёхлин, 1928).

На кристаллах из округа Александер в шт. Северная Каролина (США) наблюдались следующие формы (по Дана и Рату, из Хинце): $c, a, b, n, \mu, m, l, s, r, q, p, z, g, e, u, v, x, y, t, D, F, \varphi, \xi$. По Пэлэчу [97], на кристаллах из того же округа отмечены, кроме того: $B(210)$ с $\varphi = 62^\circ 08'$ и $N(310)$ с $\varphi = 70^\circ 38'$. Кристаллы (до 1—2 см) короткопризматические, близкие к изометричным, также пластинчатые по (010) — фиг. 138. Уд. в. 3,08—3,19 [32, 52]. В кристаллах прозрачный или непрозрачный. Зеленая окраска вызвана Cr^{3+} и V^{3+} , которые замещают Al [32], устойчива при нагревании до 750° и воздействии рентгеновских лучей [28, 32]. Кривая светопропускания гидденита имеет два максимума — 500 и 650—700 нм и два минимума — 400 и 570 нм. Ванадий вызывает сдвиг пиков в коротковолновую часть спектра [32].

В шлифах в прох. свете — от светло-зеленого до ярко-зеленого (окраска равномерная или пятнистая). Гидденит из Сибири (по И. В. Гинзбург) в шлифах обычной толщины в продольных сечениях обнаруживает едва уловимый плеохроизм: по Ng — слабо-зеленоватый (местами желтовато-зеленый), по Np — чуть голубоватый (местами бесцветный); в поперечных разрезах плеохроизм не выражен, но лучше заметно пятнистое распределение зеленой окраски. Схема абсорбции обычная для пироксенов $Ng > Nm > Np$. По Диру и др. (1965), по Np — зеленый, по Ng — бесцветный. По значениям оптических констант близок к собственно сподумену и кунциту. У гидденита из шт. Минас-Жераис (Бразилия) [52]: $n_g = 1,695, n_p = 1,681, (+) 2V = 62^\circ 53'$ ($\lambda = 404,7$ нм), $n_g = 1,673, n_p = 1,659, (+) 2V = 67^\circ 17'$ ($\lambda = 690,7$ нм). В отличие от сподумена и кунцита содержит около 0,2% Cr_2O_3 и до 0,3% V_2O_5 (хим. анализы 17, 18), см. также (Дельтер, 1914) и [32, 52, 98].

Очень редок. В округе Александер в шт. Северная Каролина (США) в виде кристаллов (до 1,5 см) обнаружен совместно с хризобериллом в кварц-пла-



Фиг. 138. Кристаллы гидденита

1—4 — шт. Северная Каролина, США (1 — по Пэлэчу и др., 2, 3 — по Дана, 4 — по Рату)

гиоклазовых прожилках и в эндоконтактах жил литиевых пегматитов, залегающих в измененных основных породах [97]. В шт. Минас-Жераис (Бразилия) найден в контакте литиевых пегматитов с измененными ультраосновными породами [52], а также в тектонической зоне, проходящей вдоль указанного контакта [96]. В Сибири обнаружен в эндо- и экзоконтактах литиевых пегматитов, залегающих в метаморфизованных окварцованных известняках [32].

Искусственно получены кристаллы голубовато-розового прозрачного гидденита, содержащего 0,5% Cr_2O_3 [83]. По содержанию основных компонентов и свойствам искусственный гидденит аналогичен природному.

Бразильский гидденит используется как драгоценный камень.

Межплоскостные расстояния сподумена из Ньюри (США) [6] *

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	60	6,08	$\bar{3}14$	15	2,853	112	10	2,108
200	30	4,44	310	100	2,790	$\bar{3}31$	20	2,054
$\bar{1}11$	20	4,35	130	30	2,665	330	10	2,032
020	80	4,20	$\bar{2}02$	5	2,545	041	20	1,927
111	20	3,437	$\bar{1}31$; 002	20	2,449	$\bar{2}41$	30	1,863
021	30	3,187	221	20	2,350	$\bar{5}11$	15	1,847
220	5	3,046	400	15	2,222	Кроме того, 8 слабых		
$\bar{2}21$	85	2,914	311	10	2,145	линий до 1,523		

* Оригинал хим. анализа 13.

Литература

- Balló R., Dittler E. Zs. anorg. Chem., 1919, 76, 36.
- Li C.-T. Zs. Krist., 1968, 127, Н. 5—6, 327; Li C.-T., Peacor D. R. Zs. Krist., 1968, 126, Н. 1-2, 46.
- Quensel P. Geol. För. Förhandl., 1937, 59, Н. 4, N 411, 453; Geol. För. Förhandl., 1938, 60, Н. 4, N 415, 612.
- Гинзбург А. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 19.
- Appleman D. E., Steward D. B. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1968, N 101, 5.
- Clark J. R., Appleman D. E., Rapike J. J. Contrib. min., petrol., 1968, 20, 81; Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 31.
- Warren B. E., Bischof I. Zs. Krist., 1931, 80, Н. 5—6, 391.
- Černý P., Ferguson R. V. Canad. Min., 1972, 11, pt 3, 660.
- Гордиенко В. В., Каленчук Г. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 2, 169.
- Edgar A. D. Papers proc. the 5-th General. meet. Cambridge, England. Min. Soc. London, 1968, 222.
- Иванова Т. Н., Филипенко О. С., Фекличев В. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1974, вып. 23, 200.
- Иванова Т. Н., Фекличев В. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1975, вып. 24, 58.
- Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Матер. ВСЕГЕИ, сер. мин., 1959, 26, вып. 1. 95.
- Naarla I. Bull. Comm. geol. Finl., 1966, N 224, 98.

15. *Иванова Т. Н., Теремецкая А. Г.* В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1971, 222.
16. *Гордиенко В. В.* Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М.: Наука, 1970, 1.
17. *Cameron M., Sueno S., Prewitt C. T., Parike J. J.* Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 594.
18. *Zambonini F.* Zs. Krist., 1909, 46, N. 1, 1.
19. *Quadrado R., Amoros J. L. Garcia Orta,* 1965, 13, N 3, 453 (по РЖ Гео, 1967, 9В 224).
20. *Головачев А. Ф., Мокиевский В. А.* В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966, 152.
21. *Гинзбург А. И.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 60.
22. *Лебедева С. И.* Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 1.
23. *Иванова Т. Н., Фекличев В. Г.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1973, вып. 22, 81.
24. *Воларович М. П., Баюк Е. И.* В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатой области. Новосибирск, 1973, 134.
25. *Pete J., Dunn M. A. J.* Gemol., 1974, 14, N 4, 170.
26. *Поваренных А. С., Швец И. Н.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, № 6, 91.
27. *Барсанов Г. П., Шевелева В. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
28. *Staffy E. W.* Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 919.
29. *Соседко А. Ф.* Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, 1961, 45.
30. *Назарова А. С.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 182.
31. *Ракчев А. Д.* Геология рудных месторождений, 1962, № 5, 84.
32. *Самсонова Н. С., Фекличев В. Г.* Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, 197.
33. *Сергеев В. М., Иванова Т. Н., Барсанов Г. П.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1976, вып. 25, 200.
34. *Bauley P. L. J.* Opt. Soc. Am., 1928, 17, 350.
35. *Пишбрам К.* Окраска и люминесценция минералов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, 350.
36. *Moenke H.* Mineralspectren II, Berlin, 1966, 6, 57.
37. *Фекличев В. Г., Иванова Т. Н.* В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1971, 254.
38. *Pankratz L. B., Weller W. W.* U. S. Bur. Mines. Report Invest., 1967, N 7001.
39. *Barany R., Adani L. H.* U. S. Bur. Mines. Report Invest., 1966, N 6673.
40. *Кушев В. Г.* ДАН СССР, 1961, 138, № 4, 928.
41. *Diparc M. M.* Mém. Soc. phys. Genève, 1910, 36, 402.
42. *Laxroix A.* Mineralogie de la France, 1910, 4, 776.
43. *Иванова Т. Н., Фекличев В. Г.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1976, вып. 25, 42.
44. *Stanek J.* Casop. Moravsk. musea Brně. vědy přírod., 1954, 39, 67.
45. *Гинзбург А. И., Кононов О. В.* ДАН СССР, 1953, 91, № 5, 1203.
46. *Тарноеский Г. Н.* Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1960, вып. 2, 3.
47. *Шешулин Г. И.* Геология месторождений редких элементов. 1961, вып. 9, 67.
48. *Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1953, 410.
49. *Ляхович В. В.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, 63.
50. *Никишин Ю. В., Саухатс И. С.* Тр. Лабор. геол. декабря АН СССР, 1957, вып. 7, 109.
51. *Гинзбург А. И., Яковлева М. Е.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 3.
52. *Böttcher G.* Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphys., 1956, F. 1, 9.
53. *Тотеш А. С., Аверьянов В. И., Стрельщина М. В., Роскова Г. П.* В кн.: Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах. М.: Наука, 1965, 177.
54. *Уразов Г. Г., Плющев В. Е., Шахно И. В.* ДАН СССР, 1957, 113, № 2, 361.
55. *Туманов С. Г., Масленникова Г. Н.* ДАН СССР, 1956, 107, № 1, 119.
56. *Roy R., Osborn E. F. J.* Am. Chem. Soc., 1949, 71, 2086.
57. *Roy R., Roy D., Osborn E. F. J.* Am. Ceram. Soc., 1950, 33, N 5, 152; Roy R. Zs. Krist., 1959, 111, N. 3, 188.
58. *Финкельштейн П. Д., Фрид Э. М.* В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1953, 381.
59. *Штернберг А. А., Иванова Т. Н., Кузнецов В. А.* ДАН СССР, 1972, 202, № 1, 175.
60. *Гинзбург А. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1944, 73, вып. 4, 184.
61. *Крыгина Н. Е.* Зап. Всес. Мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4, 320.
62. *Шавло С. Г.* Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд-во АН КазССР, 1958, 149.
63. *Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Еременко Г. К., Мир Акбар.* Геология рудных месторождений, 1976, № 6, 19.
64. *Чумаков А. А., Гинзбург И. В.* ДАН СССР, 1957, 114, № 2, 400.
65. *Бабаджанян А. К.* Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1970, вып. 4, 199.
66. *Лазаренко Е. К., Павлович В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г.* Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольны. Львов: Выща школа, 1973, 134.
67. *Назанова В. А.* В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических стран. Изд-во Министерства геологии СССР, 1972, 267.
68. *Камерон Е. Н., Джанс Р. Г., Мак-Нейр А. Г., Пейдж Л. Р.* Внутреннее строение гранитных пегматитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1951, 3.

69. *Shaub B. M.* Rocks a. Minerals, 1954, 29, N 7-8, 339.
 70. *Rao B. A.* Anais Acad. Brasil., ciê., 1962, 34, N 4, 455 (по РЖ Гео, 1964, 3В 228).
 71. *Bascerville C.* Science, 1903, 18, N 453, 303; *Baskerville C., Kunz G. P.* Am. J. Sci., 1904, 18, N 103, 25.
 72. *Tomich S. A.* Rept. Geol. Surv. Branch. W.-Australia, Dept. Mines. Ann. Rept., 1956, N 11-12 (по Chem. Abstr., 57, 13667h).
 73. *Angel F.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1933, 43, 441.
 74. *Movileanu A., Pomarleanu V.* Rev. Roum. géol. géophys., geogr., Ser. géol., 1972, 16, N 1, 11 (по РЖ Гео, 1973, 3В 258).
 75. *Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С.* Геология рудных месторождений, 1975, № 5.
 76. *Назарова А. С.* Минеральное сырье, 1962, вып. 4, 109.
 77. *Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С.* ДАН СССР, 1976, 226, № 6, 1418.
 78. *Россовский Л. Н., Матросов И. И.* ДАН СССР, 1974, 216, № 5, 1135.
 79. *Smithson F.* Geol. Mag., 1932, N 69, 465.
 80. *Блинов В. А., Поф Р.* Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1969, 5, № 4, 811.
 81. *Блинов В. А.* В кн.: Стеклообразное состояние. М.: Наука, 1969, 340.
 82. *Munoz J. L.* Carnegie Inst. Washington, Public, 1967, N 66, 370; Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 203.
 83. *Штейнберг А. А., Кузнецов В. А., Иванова Т. Н.* Экспериментальное моделирование природных процессов. М.: Наука, 1971, 154.
 84. *Barrer R. M., White E. A. D. J.* Chem. Soc. London, 1951, pt 1, 1267.
 85. *Séanovicar S., Sabatir G.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1957, 80, 307.
 86. *Ito J., Frondel C.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1276.
 87. *Brown W. L.* Min. Mag., 1971, 38, N 293, 43.
 88. *Neuhaas A., Meyer H. J.* Naturwissenschaften, 1965, 52, N. 23, 639.
 89. *Drysdale D. J.* Am. Min., 1975, 60, N 1-2, 105.
 90. *Бокин [П. Я., Корелова А. И., Говорова Р. А., Алексеева О. С., Никиandrova Г. А.* Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах. М.: Наука, 1965, 149 и 158.
 91. *Schaller W. T.* Bull. Dept. geol., Univ. California, 1903, 3, N 13, 265.
 92. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 139.
 93. *Стишов С. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 2, 166.
 94. *Silva C. W.* Engenh., min. e metallurgia, 1962, 36, N 212, 76.
 95. *Россовский Л. Н., Чмырев В. М.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, 79.
 96. *Scorza E. P.* Mineracao e Metallurgia, Rio de Janeiro, 1944, 7, 333 (Chem. Abstr., 39, 432).
 97. *Palache C., Davidson S. C., Govanson E. A.* Am. Min., 1930, 15, N 7, 208.
 98. *Слепнев Ю. С.* В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, 2, 22.

РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

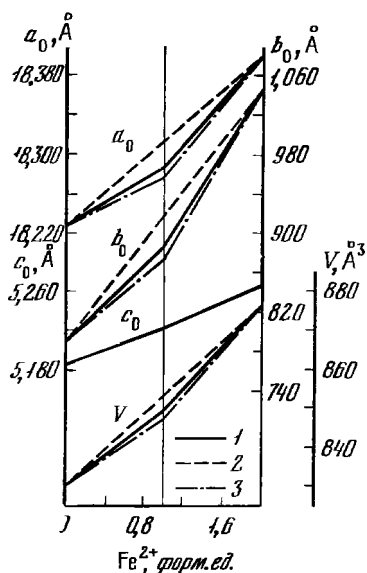
Магнезиально-железистые ромбические пироксены

ГРУППА ЭНСТАТИТА

	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Энстатит $MgMg[Si_2O_6]$	18,225	8,816	5,174	3,21
Бронзит $(Mg, Fe)Mg[Si_2O_6]$	18,20	8,86	5,20	3,29—3,42
Гиперстен $FeMg[Si_2O_6]$	18,336	8,924	5,234	3,42—3,69
Феррогиперстен $Fe(Mg, Fe)[Si_2O_6]$	18,405	9,034	5,239	3,58—3,75
Эвлит $Fe(Fe, Mg)[Si_2O_6]$	18,359	8,985	5,240	3,93
Ферросилит $FeFe[Si_2O_6]$	18,431	9,080	5,238	3,96

Ромбические пироксены (синон.— ортопироксены — orthorhoxenes — Чермак, 1897; энстениты — enstenites — Винчел, 1953; гиперстены — Поваренных, 1966) представлены членами непрерывного изоморфного ряда энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$ — ферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$. Они классифицируются по содержанию железистого компонента $FeSiO_3$ (Fs) или по содержанию FeO :

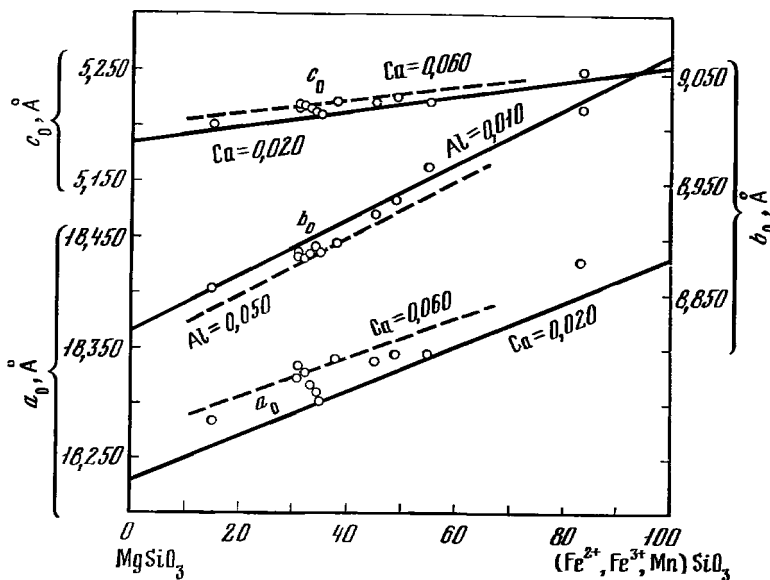
	Fs , мол.%		FeO , вес.%
Энстатит (En)	0—10	0—12	<10
Бронзит	10—30	12—30	10—16
Гиперстен	30—50	30—50	16—30
Феррогиперстен	50—70	50—70	30—39
Эвлит	70—90	70—88	39—46
Ферросилит (Fs)	90—100	88—100	>47
Ссылка	[1]	(Дир и др., 1965)	



Фиг. 139. Зависимость параметров элементарной ячейки от содержания Fe^{2+} в ромбических пироксенах (по Друговой и др.).

1 — пироксены из метаморфических пород; 2 — неупорядоченные ромбические пироксены; 3 — упорядоченные ромбические пироксены

Фиг. 140. Зависимость параметров элементарной ячейки ромбических пироксенов от их состава (по Куно и Хесу)



Ромб. с. $D_{2h}^{15} - Pbc_a$ (Пр. гр. $P2_1ca$ [2—4] не подтверждена [5]). $Z = 8$. Зависимость параметров элементарной ячейки от состава ромбических пироксенов рассматривалась многими авторами [6—10]. Замещение Mg на Fe^{2+} ведет к равномерному увеличению параметров a_0 и b_0 и в меньшей степени c_0 . Однако эта зависимость параметров решетки от содержания Fe^{2+} (на формульную единицу) выражается на графике не одной прямой, а ломаной линией (фиг. 139). Перелом линии отвечает отношению $\text{Fe} : \text{Mg} = 1 : 1$; это объясняется тем, что при $\text{Fe} < 1$ все атомы Fe входят только в позицию $M(2)$, а при $\text{Fe} > 1$ они начинают занимать и позиции $M(1)$ [11—16]. Примеси Al и Ca оказывают меньшее влияние на параметры решетки: Al вызывает заметное уменьшение параметра b_0 , слабое увеличение c_0 и не изменяет a_0 ; Ca заметно увеличивает a_0 , менее c_0 и не влияет на величину b_0 (фиг. 140) [8].

Предложено [8] уравнение для расчета параметров элементарной ячейки магматических ромбических пироксенов (в \AA): $a_0 = 18,228 + 0,0396 [(l - 100)M + mF + nC]$; $c_0 = 5,185 + 0,0142 [(l - 100)M + mF + nC]$, где l, m, n — атомные проценты соответственно Mg , Fe^{2+}

и Са; М, F, С — расстояния между атомами кислорода и соответственно Mg (2,1 Å), Fe²⁺ (2,15 Å) и Са (2,3 Å). Прецизионные определения [17] размеров элементарной ячейки ромбических пироксенов метаморфических пород показали, что вхождение (Fe²⁺ + Mn) 0,1 на формульную единицу увеличивает параметры: a_0 на 0,010 Å, b_0 на 0,014 Å, c_0 на 0,004 Å и V на 2,45 Å³; вхождение Са в том же количестве увеличивает a_0 на 0,002 Å, b_0 на 0,005 Å, c_0 на 0,0011 Å и V на 0,82 Å³. Вхождение Fe³⁺ и Al (в количестве 0,1 на формульную единицу) уменьшают: a_0 на 0,001 и 0,005 Å соответственно, b_0 на 0,007 и 0,020 Å, c_0 на 0,0032 и 0,0024 Å и V на 1,34 и 2,58 Å³. Намечается тенденция к уменьшению размеров ячейки ромбических пироксенов с увеличением давления при их образовании.

Использованию рентгеновских данных для оценки содержаний Mg, Са и Al посвящены работы [18—20]. Содержание Al предлагается также определять по уравнению $Al \pm 0,048 - 17,798 - 2,96b_0 + 8,048 c_0$ [21].

Параметры a_0 и b_0 железистых ромбических пироксенов линейно изменяются от температуры отжига (t) согласно уравнениям: $a_0 = 18,306 + 0,0000413t$ и $b_0 = 8,923 + 0,0000286 t$, при этом отношение $a_0 : b_0$ остается постоянным, свидетельствуя об изотропном расширении в плоскости (001) [22]. Различия теплового расширения элементарной ячейки ромбических пироксенов по кристаллографическим направлениям обусловлены различными скоростями удлинения связей Si—O и M—O (первые меняются слабо, а M—O увеличиваются на 0,25% на каждые 100°) [23—26].

Кристаллическая структура ромбических пироксенов впервые была расшифрована в 1930 г. на образце гиперстена состава $En_{70}Fs_{30}$ [27]; в ее основе были выделены $[SiO_3]_{\infty}$ -цепочки, подобные цепочкам диопсида [28]. Структуры бронзита с о-ва Бонин (Япония) [29] и энстатита из Бамбле (Норвегия) [30] оказались идентичными структуре гиперстена. Цепочки из кремнекислородных тетраэдров имеют период повторяемости в два тетраэдра, что отвечает средней величине c_0 . Цепочки $[SiO_3]_{\infty}$ соединяются цепочками из (Mg, Fe)-октаэдров $[MeO_3]_{\infty}$, образуя слои, параллельные (100).

Элементарная ячейка ромбического пироксена первоначально рассматривалась как сочетание двух моноклинных ячеек диопсида, соединенных по (100) плоскостью скользящего отражения. Позже было показано, что ромбические пироксены только приблизительно отвечают двойникованному диопсиду [31] и что такое двойникование не дает пространственной группы $Pbca$ [32—34]. После определения кристаллической структуры клиноэнстатита и пижонита [35] выяснилось, что структуру ромбических пироксенов следует связывать с двойникованием именно этих пироксенов (фиг. 141) [35]. Это подтвердилось в дальнейшем при уточнении структур гиперстена [13, 24, 36—39], энстатита [40, 41], бронзита [42, 43], ферросилита [44].

Ввиду меньших размеров ионов Mg и Fe по сравнению с Са (в диопсиде) в структуре ромбических пироксенов, в отличие от моноклинных, цепочки кремнекислородных тетраэдров имеют несколько иное расположение, поэтому параметр a_0 ромбической элементарной ячейки примерно вдвое больше, чем у моноклинной: a_0 (ромб.) $\approx 2a_0 \cdot \sin \beta$ (монокл.).

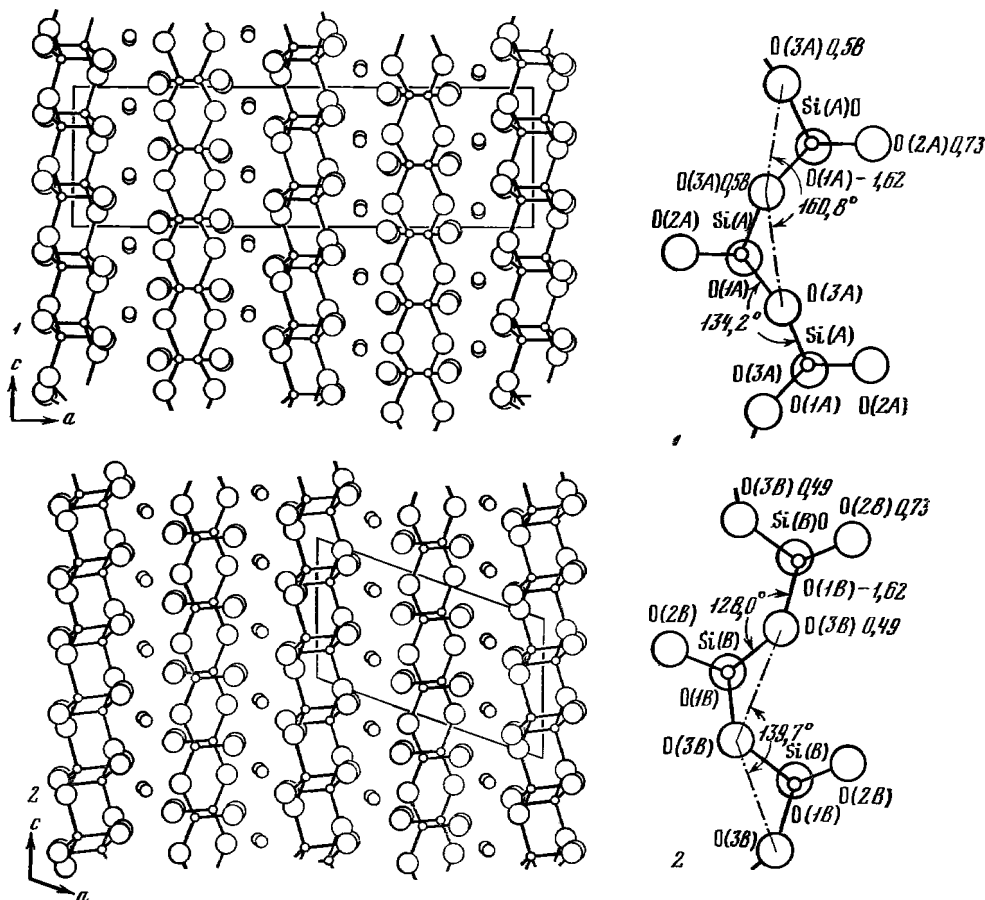
Вследствие двойникования моноклинной ячейки изменяется порядок укладки плоскостей плотнейшей упаковки атомов кислорода (... ABCA... в моноклинной, ... ABCABACBA... в ромбической). Помимо изменения способа укладки плоскостей из атомов кислорода, в слое цепочек $[SiO_3]_{\infty}$ между двумя плоскостями атомов кислорода, на который приходится двойникующая плоскость b , проявляется некоторый сдвиг тетраэдров цепочек по оси c относительно друг друга [35].

В структуре ромбических пироксенов различают две неэквивалентные кремнекислородные тетраэдрические цепочки $[Si(A)O_3]$ и $[Si'(B)O_3]$ (фиг. 142). Цепочки $[SiO_3]_{\infty}$ из соединенных вершинами тетраэдров SiO_4 вытянуты параллельно оси c . Свободные вершины тетраэдров каждой цепочки ориентированы одинаково относительно оси a ; соседние тетраэдрические цепочки имеют противоположную ориентировку тетраэдров и свободных вершинных атомов кислорода. В результате в плоскости ac чередуются слои из атомов Si и O. Mg и Fe²⁺ в цепочках $[MeO_3]_{\infty}$ занимают неэквивалентные положения M(1) и M(2). Полиэдр M(1) представляет почти правильный октаэдр, занимаемый катионами небольшого размера; полиэдр M(2) — более крупный искаженный октаэдр с катионами, для которых возможны шестерная и восьмерная координация [16].

Межатомные расстояния в структуре ромбических пироксенов (средние, в Å):

	Энстатит [40]	Феррогиперстен [45]	Ферросилит [25]
Si(A)—O	1,630	1,625	1,626
Si(B)—O	1,641	1,639	1,637
M(1)—O	2,070	2,123	2,135
M(2)—O	2,158	2,224	2,228
Si(A)—O3(A)—Si(A)	134,2°	—	138,87°
Si(B)—O3(B)—Si(B)	128,0°	—	131,59°

Цепочки $[\text{Si}(\text{A})\text{O}_3]_\infty$ более выпрямлены относительно оси c (угол $\text{O}(3\text{A}') - \text{O}(3\text{A}) - \text{O}(3\text{A}'')$ равен $160,8^\circ$), чем цепочки $\text{Si}(\text{B})\text{O}_3$ (угол $\text{O}(3\text{B}') - \text{O}(3\text{B}) - \text{O}(3\text{B}'')$ равен $139,7^\circ$), т. е. существует O -вращение цепочек [40]. В цепочках $[\text{Si}(\text{A})\text{O}_3]_\infty$ и $[\text{Si}(\text{B})\text{O}_3]_\infty$ средние длины мостиковых связей различны, а средние немостиковые связи одинаковы, что используется для определения степени и места замещения Si на Al^{IV} . Увеличение немостиковых связей $\text{Si}(\text{B})-\text{O}$ в высокоглиноземистых разновидностях ромбических пироксенов указывает на замещение $\text{Al} \rightarrow \text{Si}$ в основном в позиции Si(B) [38, 46]. Вхождение Al в тетраэдры Si(B) вызывает также уменьшение угла между последовательными мостиковыми



Фиг. 141. Структура энстатита (1) и клиноэнстатита (2); проекция на плоскость ac (по Моримото и Кото)

Фиг. 142. Расположение кремнекислородных цепочек в структуре энстатита, проекция на плоскость (100) (по Моримото и Кото)

1 — цепочки Si (A); 2 — цепочки Si (B)

ми атомами кислорода в цепочке Si(B) до 137° [37]. Хотя замещение Si на Al более резко влияет на расстояния Si—O, чем замещения Mg на Fe²⁺ [40], установлено, что от энстатита к ферросилиту углы между тремя мостиковыми атомами кислорода изменяются от 161 до 170° в Si(A) и от 140 до 143° в Si(B), т. е. при замещении Mg на Fe²⁺ тетраэдрические цепочки распрямляются и расстояния между соседними Si вдоль цепочки возрастают [37]. В конечных членах ряда ромбических пироксенов позиции M(1) и M(2) заняты одним катионом (Mg или Fe); в промежуточных разностях — Mg и Fe. Рентгеновскими данными установлено [13], что Fe²⁺ предпочтительно входит в позицию M(2), а Mg — в позицию M(1). При увеличении количества Fe²⁺, замещающего Mg, средние межкатионные расстояния $r(M-O)$ в обеих октаэдрических позициях возрастают в соответствии с уравнениями: $r[M(1)-O] = 2,070 + 0,075X$ и $r[M(2)-O] = 2,158 + 0,082X$, где X — количество Fs (мол. %) [40].

Примеры распределения катионов по M-позициям в природных образцах по данным рентгеновских и микронзондовых определений (в атомах на формульную единицу):

Состав	M(1)	M(2)	Ссылка
Mg _{1,56} Fe _{0,39} Ca _{0,05} Si ₂ O ₆ (метаморфический)	Mg _{0,963} + Fe _{0,032} ²⁺	Mg _{0,589} + Fe _{0,361} ²⁺ + Ca _{0,060}	[47]
Mg _{1,58} Fe _{0,37} Ca _{0,05} Si ₂ O ₆ (метаморфический)	Mg _{0,96} + Fe _{0,04} ²⁺	Mg _{0,62} + Fe _{0,33} ²⁺ + Ca _{0,05}	[47]
Mg _{1,54} Fe _{0,41} Ca _{0,05} Si ₂ O ₆ (метаморфический)	Mg _{0,93} + Fe _{0,07} ²⁺	Mg _{0,61} + Fe _{0,34} ²⁺ + Ca _{0,05}	[47]
Mg _{1,12} Fe _{0,88} Si ₂ O ₆	Mg _{0,93} + Fe _{0,07} ²⁺	Mg _{0,16} + Fe _{0,81} ²⁺	[37]
Mg _{1,78} Fe _{0,22} Si ₂ O ₆ (вулканический)	Mg _{0,91} + Fe _{0,09} ²⁺	Mg _{0,47} + Fe _{0,13} ²⁺	[47]
Mg _{1,39} Fe _{0,40} Al _{0,21} (Si, Al) ₂ O ₆	Mg _{0,76} + Fe _{0,04} ²⁺ + Al _{0,20}	Mg _{0,63} + Fe _{0,36} ²⁺ + Ca _{0,01}	[37]
Mg _{1,39} Fe _{0,40} Al _{0,21} (Si, Al) ₂ O ₆ (то же, прокаленный)	Mg _{0,70} + Fe _{0,09} ²⁺ + Al _{0,21}	Mg _{0,685} + Fe _{0,305} ²⁺ + Ca _{0,01}	[37]
(Mg _{1,46} Fe _{0,24} ²⁺ Fe _{0,04} ³⁺ Mn _{0,01} Al _{0,20}) _{1,85} (Si _{1,83} Al _{0,17}) ₂ O ₆ (Al-гиперстен, метаморфический)	Mg _{0,88} + Fe _{0,02} ²⁺ + Al _{0,10}	Mg _{0,53} + Fe _{0,25} ²⁺ + Al _{0,13} + Fe _{0,04} ³⁺	[38]

Исследования хорошо отожженных образцов ромбических пироксенов методом мессбауэровской спектроскопии [14, 48—51] подтвердили предпочтительное нахождение Fe²⁺ в позиции M(2) и позволили разделить ромбические пироксены на две серии твердых растворов. В первой серии позиции M(1) заняты Mg, а позиции M(2) — Mg, Fe; во второй — M(1) заполнены Mg, Fe и M(2) — Fe [51].

Однако в ряде случаев отмечаются расхождения результатов мессбауэровских и прецизионных рентгеновских определений [37], особенно для ромбических пироксенов с высоким содержанием Ca [52].

В структуре ромбических пироксенов нередко отмечается катионная неупорядоченность, связанная с нестатистическим распределением Fe²⁺ по M(1) и M(2) [13, 48]. Наименее упорядоченными являются ромбические пироксены эффузивных и гипабиссальных горных пород, частично упорядоченными — пироксены вкрапленников в кимберлитах, глубинных магматических и высокотемпературных метаморфических пород, а наиболее упорядоченными — пироксены низкотемпературных метаморфических пород и пород, образовавшихся при высоких давлениях [21]. Данные мессбауэровской спектроскопии, полученные для ромбических пироксенов, подвергавшихся нагреванию и высоким давлениям, подтверждают это положение [53—57].

На упорядоченное распределение Fe²⁺ и Mg в ромбических пироксенах

влияет присутствие Al и Ca. Вхождение Al в тетраэдрические цепочки Si(B) и в позиции M(1) вызывает уменьшение расстояний металл — кислород, особенно в октаэдрах M(2) [37]. Изучение месбауэровским методом высокоглиноземистых ромбических пироксенов с содержанием $Al^{IV} + Al^{VI}$ от 0,25—0,30 до 0,43—0,45 атомов на формульную единицу выявляет наличие двух субпозиций $M(2)_\alpha$ и $M(2)_\beta$, из которых $M(2)_\beta$ предпочтительнее заселяется Al и Mg [58]. Вхождение 1% Al_2O_3 в ромбический пироксен вызывает такую же картину разупорядочения Fe^{2+} , как и нагревание примерно на 80° [59]. Ca в магнетиальных ромбических пироксенах оказывает небольшое влияние на катионное упорядочение, но в богатых железом пироксенах, вследствие предпочтительного замещения Fe на Ca (и Mn) в M(2)-позициях, неупорядоченность увеличивается [60]. Со степенью упорядоченности Fe^{2+} в структуре ромбических пироксенов закономерно связаны изменения параметра a_0 элементарной ячейки и угла оптических осей [22, 61]. Экспериментально установлено [62], что при давлении 29—34 кбар и температуре 500—900° ромбические пироксены с хорошо упорядоченной структурой становятся неупорядоченными, при дальнейшем увеличении сжатия до 250—450 кбар порядок структуры полностью восстанавливается, а при давлении 1000 кбар порядок структуры вновь нарушается. Максимальный беспорядок структуры создается нагреванием до 1000°.

Особенности кристаллической структуры ромбических пироксенов — полисинтетическое двойникование на уровне элементарной ячейки, O-вращение, скольжение в плоскости отражения, небольшие перемещения атомов кислорода вдоль этой плоскости, взаимные катионные замещения, неупорядоченность в упаковке кремнекислородных цепочек и сдвиг этих цепочек относительно друг друга по оси c в слое (100), обуславливают появление ряда полиморфных модификаций. Для всех членов ряда $Mg_2Si_2O_6$ — $Fe_2Si_2O_6$ установлены две ромбические (прото- и орто-) и две моноклинные (высокая клино- и низкая клино-) модификации [63].

Исследования полей устойчивости различных полиморфных модификаций ромбических пироксенов проведены на примере $Mg_2Si_2O_6$ [64—72]. Орто-модификации являются устойчивыми фазами при низких температурах, прото- при высоких температурах, а клино-фазы одни исследователи считают метастабильными, другие, наоборот, принимают за стабильные высокотемпературные формы. Доказана обратимость перехода между орто- и клино-модификациями [69]. Установлено также, что клино-фазы легко образуются при односторонних напряжениях, а в условиях действия гидростатического давления они, вероятно, неустойчивы [70]; наиболее характерно это явление для ромбических пироксенов метеоритов [72—74].

Условия, последовательность и механизм превращения полиморфных модификаций изучались на образцах природных и синтетических ромбических пироксенов при нагревании и охлаждении с использованием для диагностики различных прецизионных методов [75—77], а также при высоких температурах (1000—1500°) и давлениях (200—500 кбар) [78, 79].

Дефекты упаковки структуры ромбических пироксенов и появление полиморфных модификаций в виде полос с периодами в 9, 18 и 36 Å по оси a можно наблюдать непосредственно на электронномикроскопических фотографиях [80, 81].

Изучение полиморфизма ромбических пироксенов осложняется наложением явлений порядок — беспорядок, доменными структурами, прорастаниями различными минералами и двойникованием [80—82].

Кристаллы ромбических пироксенов относятся к ромбо-дипирамид. кл. симметрии $D_{2h} = mmm(3L_23PC)$. $a : b : c = 1,0308 : 1 : 0,5885$ (по Гольдшмиду, 1923).

Формы для энстатита и гиперстена (по Гольдшмидту, 1923):

	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
λ	130	17 55	90 00	0 00	72 05	90 00
δ	250	21 12	90 00	0 00	68 48	90 00
<i>z</i>	120	25 52	90 00	0 00	64 08	90 00
β	230	32 53	90 00	0 00	57 07	90 00
<i>m</i>	110	44 07	90 00	0 00	45 53	90 00
α	320	55 30	90 00	0 00	34 30	90 00
ζ	530	58 15	90 00	0 00	31 45	90 00
<i>n</i>	210	62 44	90 00	0 00	27 16	90 00
ρ	520	67 35	90 00	0 00	22 25	90 00
η	410	75 33	90 00	0 00	14 27	90 00
<i>d</i>	021	0 00	49 39	40 21	90 00	0 00
<i>f</i>	052	0 00	55 48	34 12	90 00	0 00
φ	106	90 00	5 26	90 00	84 34	5 26
<i>h</i>	104	90 00	8 07	90 00	81 53	8 07
γ	207	90 00	9 16	90 00	80 54	9 16
<i>k</i>	102	90 00	15 56	90 00	74 04	15 56
<i>q</i>	203	90 00	20 50	90 00	69 10	20 50
<i>l</i>	304	90 00	23 10	90 00	66 50	23 10
χ	405	90 00	24 33	90 00	65 27	24 33
<i>t</i>	101	90 00	29 43	90 00	60 17	29 43
<i>g</i>	201	90 00	48 47	90 00	41 13	48 47
<i>v</i>	301	90 00	59 43	90 00	0 17	59 43
τ	223	44 07	28 39	60 35	70 30	20 50
<i>o</i>	111	44 07	39 21	59 32	63 48	29 43
<i>x</i>	221	44 07	58 37	40 21	53 32	48 47
ξ	142	13 18	50 27	40 21	89 32	15 56
<i>s</i>	263	17 55	51 03	40 21	76 10	20 50
<i>e</i>	122	25 52	33 11	59 32	76 11	15 56
<i>i</i>	121	25 52	52 36	40 21	69 43	29 43
Ψ	241	25 52	69 05	23 01	65 57	48 47
σ	233	32 53	35 01	59 32	71 51	20 50
π	231	32 53	64 34	29 32	60 38	48 47
<i>y</i>	342	36 02	55 30	40 21	61 00	40 34
ϵ	433	52 17	43 53	59 32	56 44	37 16
<i>u</i>	322	55 30	46 06	59 32	63 35	40 34
<i>p</i>	211	62 44	52 06	59 32	45 28	48 47
<i>r</i>	522	67 35	57 04	59 32	34 07	54 59

<i>mm</i> (110):(110) = 88°14'	<i>hh</i> (104):(104) = 16°14'	$\xi\xi$ (142):(142) = 20°26'
<i>nn</i> (210):(210) = 54 32	<i>ll</i> (304):(304) = 46 20	<i>ee</i> (122):(122) = 27 39
<i>zz</i> (120):(120) = 51 54	<i>oo</i> (111):(111) = 52 12	<i>ii</i> (121):(121) = 40 33
<i>kk</i> (102):(102) = 31 52	<i>uu</i> (322):(322) = 48 10	$\tau\tau$ (223):(223) = 39 00

Морфологическое отношение осей ромбических пироксенов соответствует рентгеновскому при условии $a_0/2$ и близко к отношению осей моноклинных пироксенов. Установка ромбических пироксенов Рата и Дана отличается от установки Гольдшмидта перемещением осей *a* и *b*. По Рату и Дана, отношение $a : b : c = 0,9702 : 1 : 0,5710$ для энстатита и $a : b : c = 0,9713 : 1 : 0,5704$ для гиперстена. В установке Рата и Дана грани *hkl* соответствуют граням *hkl* в установке Гольдшмидта.

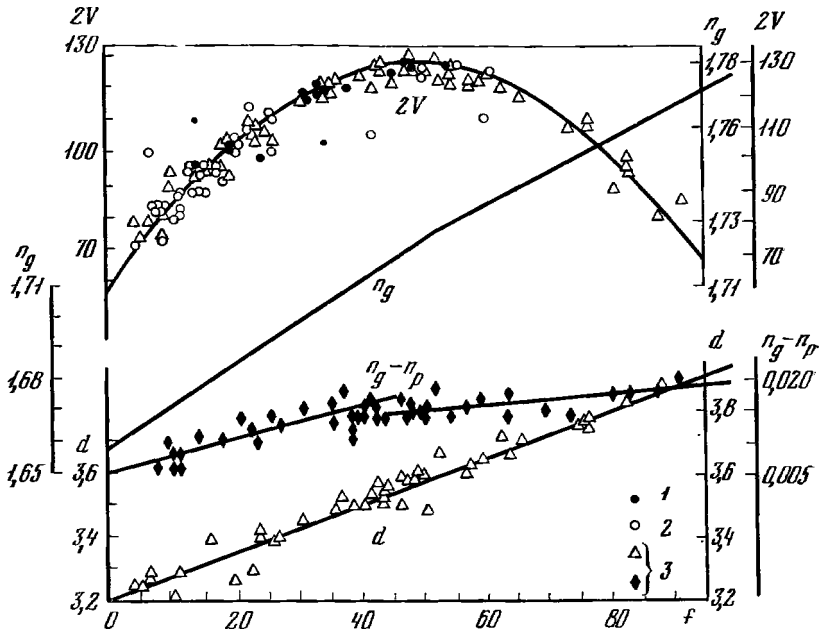
Ниже при описании ромбических пироксенов принята ориентировка, при которой совершенная спайность по (110), $Ng = c$ и плоскость оптических осей (010). Символы граней везде приводятся по Гольдшмидту.

Кристаллы короткопризматические, изометричные, иногда несколько уплощенные по (100) или по (010) — см. фигуры в статьях «Энстатит» и «Гиперстен». Двойники обычно полисинтетические по (100); редко встречаются двойники по (011), (104), (023) и (043).

Для ромбических пироксенов характерно широкое развитие закономерных сростаний с разными минералами и прежде всего с моноклинными пироксенами. Эти сростания обусловлены процессами разложения, явлениями распада твердых растворов и действием механических напряжений. Среди сростаний ромбических и моноклинных пироксенов, являющихся результатом распада твердых растворов, наблюдаются различные взаимоотношения: в одних случаях, в моноклинных пироксенах заключены пластинки распада ромбических пироксенов [83, 84], в других — наоборот [85, 86]. Пластинки моноклинных пироксенов более обильны в ромбических пироксенах с повышенным содержанием Са, например, в гиперстенах основных магматических пород; в энстатитах и бронзитах ультраосновных пород пластинчатых вrostков меньше. Выделяется три типа сростаний [82]: 1) бушвельдский — первичный ромбический пироксен содержит авгитовые пластинки распада по (100) и реликты пижонита [87], типичен для медленно остывавших магматических пород (Бушвельдская интрузия в ЮАР, Стиллуотерская — в шт. Монтана, США, интрузия Бей-Айленд в Ньюфаундленде и др.) [87—91]; 2) стиллуотерский — ромбический пироксен вторичный, образовался после распада авгита за счет претерпевшего инверсию пижонита [92], при этом ромбический пироксен большей частью следует ориентировку осей *b* и *c* пижонита [93], иногда такая ориентировка не сохраняется [94—95], сростания этого типа часто имеют вид колосовидных перистых выделений, характерны для пород (габбро, долериты) Стиллуотерской интрузии (США), Скергардской (Гренландия), массивов Японии [96], известны в лунных породах [97] и в ряде метеоритов [85]; 3) тип кинтокисан — ромбический пироксен образовался также по претерпевшему инверсию пижониту, но содержит пятнистые включения авгита, не имеющие определенной кристаллографической ориентировки [98, 99], встречается в гипабиссальных породах Кинтоки-Сан (Япония) [100, 101], в Палисайде-Сил (США), в породах Скергардской интрузии [82, 92, 94], в метаморфических породах железорудной формации Бивабик (Канада) [102], в метеоритах и в лунных анортозитовых габбро.

Закономерные пластинчатые структуры распада твердых растворов изучены на примере ромбических и моноклинных пироксенов из пород района штатов Массачусетс и Нью-Йорк (США) [103, 104], из долеритового силла Уин (Северная Англия) [105], из щелочных базальтов плато Киби (Япония) [106], перидотитов пояса Хидака (Северная Япония) [107] и др. «Пертиты распада», состоящие из субпараллельных ориентированных вrostков ромбического пироксена в первичном моноклинном, широко распространены в ксенолитах среди кимберлитов Северной Якутии [83]; пластинки энстатита в кристаллах диопсида встречаются в диалаговых ксенолитах среди кимберлитов Ягерсфонтейна (ЮАР) [84]. Сложная структура распада богатого хромом бронзита с пластинками авгита, клинобронзита и пижонита обнаружена в пироксене из лунного грунта «Луны-20» [86] и в анортозитовом габбро Луны [85]. Известны перекрученные (кинк-полосы) пластинки (001) пижонита, пересекающиеся с пластинками (100) ромбического пироксена; взаимоотношение их указывает на выделение пижонита из твердого раствора авгита-хозяина до распада твердого раствора ромбического пироксена [108]. Сростание типа распада твердых растворов отмечается не только для ромбических пироксенов с моноклинными, но и для двух ромбических, например, бронзита с гиперстеном [109]. О структурах распада пироксенов см. [110—116] и в статьях по отдельным пироксенам в данном справочнике.

Встречаются зональные кристаллы или зерна ромбических пироксенов, определяемые иногда как сростания типа «охвата» [117]; они распространены в основном в эффузивных породах, отмечаются также в лунных породах и в ме-



Фиг. 143. Зависимость оптических свойств и удельного веса ромбических пироксенов от их железистости (по Добрецову и др.)

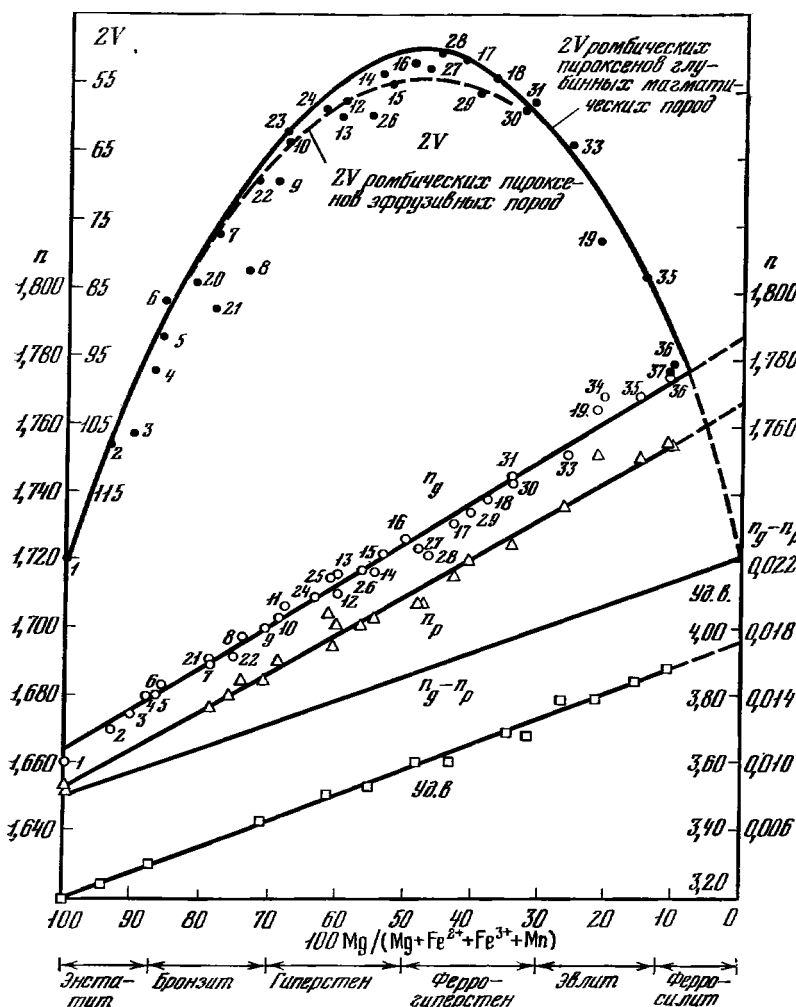
1 — из эффузивов; 2 — из интрузивных пород; 3 — из метаморфических пород

теоритах. В зональных кристаллах обычно различаются магниальное ядро и железистые краевые части; границы между зонами четкие. Примером зональности могут служить ромбические пироксены андезитов Японии [118]. В дацинтах района Гарибальди в Британской Колумбии (Канада) в ромбических пироксенах наблюдается обратная зональность — в ядре Mg меньше, чем в краевых частях [119]. В кварцевых габбро интрузии Кояма (Япония) зональные кристаллы имеют гиперстеновое ядро, окруженное каемкой инвертированного пижонита, и внешнюю зону из феррогиперстена [120]. Кристаллы ромбических пироксенов с каемками пижонита встречаются в лунных породах [121] и в метеоритах [122].

Примером закономерных сростаний ромбических пироксенов с другими минералами могут служить сростания с амфиболами (в лерцолитах Пиренеев [117], в ксенолитах перидотитов из базальтов вулкана Атак, Саудовская Аравия [123]); с силлиманитом (в гнейсах Сутамского комплекса на Алданском щите [124]); с плагиоклазом (в анортозитах и лейконоритах района Тиккоатокак на п-ове Лабрадор в Канаде [125], в лерцолитах и пироксенитах Хоккайдо в Японии [126], в породах массива Ронда в Испании [127]); со шпинелью (в вулканических породах Гавайских о-вов [123] и в перидотитах Японии [126]). Для хондр метеоритов весьма характерны сростания с оливином [117]. Ориентированные вроски ильменита широко распространены в ромбических пироксенах среди кимберлитов Якутии [128] и Южной Африки [129—131], в породах, Скергардской интрузии (Гренландия) [132] и в других местах [94]; наряду с включениями шпинели и хромита они обнаружены в лунных породах [130, 133—136].

Ромбические пироксены обладают совершенной спайностью по (110) с углом (110): (110) около 88° ; иногда наблюдается спайность по (210) и по (310). Отдельность — по (100) и плоскостям сложных символов.

Спайность по (110) обусловлена ослаблением связей в структуре в этом направлении, а трещиноватость, особенно вдоль плоскости (100) — двойникованием и приуроченностью к этой плоскости примесных или выпавших из твердого раствора фаз [64].



Фиг. 144. Зависимость оптических свойств и удельного веса ромбических пироксенов от химического состава (по Диру и др.)

Цифры при точках — номера химических анализов, по Диру и др. (1965)

Удельный вес ромбических пироксенов колеблется от 3,1 до 3,96. Наблюдается прямолинейная связь удельного веса с химическим составом, в основном с содержанием Fe (фиг. 143, 144).

Усредненные константы упругости ромбических пироксенов (в 10^{11} дин/см²): модуль объемного сжатия 10,5; модуль сдвига 7,55; модуль упругости 18,27; скорости упругих волн (в км/сек) — $v_p = 7,85$, $v_s = 4,76$ [137].

Для ИК-спектров ромбических пироксенов характерен ряд сильных полос поглощения в областях 1100—850, 800—650, 600—400, 350—250 см⁻¹ [12, 138—140]. Анализ данных ИК-спектроскопии выявляет зависимость положения характеристических полос поглощения от изоморфных замещений и упорядоченности структуры ромбических пироксенов. Вхождение Al оказывает влияние на количество, положение и интенсивность полос поглощения в области 800—600 см⁻¹, но не влияет на положение полос в области 1100—900 см⁻¹ [12, 141]. Увеличение содержания (Fe²⁺ + Mn²⁺) приводит в интервале 1000—600 см⁻¹ к смещению полос поглощения в области деформационных колебаний Si—O в низкочастотную область, а валентных колебаний — в высокочастотную

область (за исключением полосы $1070\text{--}1050\text{ см}^{-1}$, смещающейся в область низких частот) [12, 141—143]. Перераспределение Fe^{2+} по позициям $M(1)$ и $M(2)$, происходящее при отжиге, не вызывает сдвига полос поглощения в области колебаний кремнекислородного тетраэдра [142, 144].

В видимой и ближней инфракрасной части спектра железосодержащих ромбических пироксенов наблюдаются две широкие интенсивные полосы поглощения при 11100 и 5550 см^{-1} ; первая из них отвечает Fe^{2+} в почти правильном октаэдре $M(1)$, а вторая — Fe^{2+} в искаженном $M(2)$ -октаэдре [145]. Методом ЯГР установлено распределение Fe^{2+} по позициям $M(1)$ и $M(2)$ в структуре ромбических пироксенов [47—50, 54—57, 59, 146—148]. Существенная примесь Al^{3+} и Fe^{3+} вызывает закономерное уширение компонент квадрупольного расщепления [58]. По спектру ЭПР установлено наличие в ромбических пироксенах электронно-дырочных центров за счет Ti^{3+} [149], а в облученных γ -лучами — наличие атомарного водорода и молекул метана в интерстициях и каналах кристаллической решетки [150]. В ромбических пироксенах с увеличением содержания Fe растет магнитная восприимчивость [151] и электропроводность [152].

В шлифах в прох. свете ромбические пироксены бесцветны (энстатит, бронзит) или имеют розовато-красноватую или зеленоватую окраску (гиперстен, эвлит, ферросилит). Плеохроизм отмечается, за редким исключением, в темноокрашенных железистых членах ряда (железистые бронзиты, гиперстены, эвлиты, ферросилиты) [153], $Np \geq Nm < Ng$. Однако данные о природе плеохроизма ромбических пироксенов противоречивы и не всегда связываются с повышенной железистостью. Нередко более железистые разности оказываются менее плеохроирующими, чем менее железистые, а гиперстены средней железистости иногда совсем не плеохроируют [154]. Некоторые исследователи связывают плеохроизм ромбических пироксенов с содержанием в них Ti [8, 155]; с другой стороны, указывается на плеохроичность малотитанистых пироксенов, но содержащих пластинки распада, обогащенные Ti [156—157]. Установленная некоторыми авторами [158—161] прямая зависимость интенсивности плеохроизма от содержания октаэдрического Al проявляется не всегда [162].

Погасание прямое, иногда аномально косое (cNg до 10°), обусловленное тонким полисинтетическим двойникованием или (чаще) субмикроскопическими пластинчатыми вростками моноклинного пироксена. Удлинение всегда (+). Двусные (+) или (—). Энстатит и ферросилит (+), бронзит (\pm), гиперстен и феррогиперстен (—). Пл. опт. осей (010). $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$. Показатели преломления от энстатита до ферросилита изменяются в пределах: n_g от $1,650\text{--}1,662$ до $1,755\text{--}1,768$, n_m от $1,653\text{--}1,671$ до $1,763\text{--}1,770$, n_p от $1,658\text{--}1,680$ до $1,772\text{--}1,788$; $n_g - n_p$ от $0,007\text{--}0,011$ до $0,018\text{--}0,020$.

Зависимость оптических и физических свойств от химического состава рассматривалась многими исследователями [1, 7, 8, 11, 158, 163—173]. Графически она отражена на фиг. 143 и 144. Показатели преломления изменяются линейно с повышением содержания ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$) [7, 8, 11, 158, 169]. Вхождение Al вызывает увеличение n_g и уменьшение n_p [168—172]. Двупреломление при замещении $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ увеличивается; при вхождении в минерал Ti , Fe^{3+} , Ca и Mn уменьшается [21]. Угол $2V$ изменяется в зависимости от содержания Fe^{2+} по параболической кривой (фиг. 143, 144) [7, 21] примерно от (+) $48\text{--}85^\circ$ для энстатита и ферросилита через 90° для бронзита и эвлита до (—) $50\text{--}80^\circ$ для гиперстена. Эта зависимость выражается уравнением $2V = -0,03f^2 + 3f + 55$, где f — коэффициент железистости [21]. Для ромбических пироксенов состава $Fs - 35\text{--}65\%$ из эффузивных пород величина $2V$ выше, чем у ромбических пироксенов того же состава из интрузивных пород. Аномальные более высокие (на 15°) значения $2V$ отмечались у ромбических пироксенов из деформированных, но не перекристаллизованных анортозитов и габбро Адирондака и Лабрадора (по Диру и др., 1965); аномально малый угол $2V$ (-35°) — у ромбических пироксенов эффузивных пород [171]; колебания $2V$ у ромбических пироксенов в одном шлифе — в чарнокитах Финляндии

[157]. Дисперсия угла оптических осей меняется с $r < v$ на $r > v$ приблизительно при железистости 15% (при $2V 90^\circ$) и с $r > v$ на $r < v$ при железистости 50% ($2V 130^\circ$) [21, 163, 174]. Эта зависимость может быть использована как диагностический признак разделения ромбических пироксенов состава $Fs = 0-15\%$ и более железистых (при железистости 15% и $2V 90^\circ$ дисперсия отсутствует), а также для разделения ромбических пироксенов состава в интервалах от 15 до 50% Fs и от 50 до 80% Fs [21].

В ромбических пироксенах основные изоморфные замещения осуществляются между Mg и Fe^{2+} . Среди природных образцов встречены почти чисто магнезиальные энстатиты, например, в энстатите из Мульводжа (Южный Памир) содержится 39,67% MgO [175] (теоретическое содержание MgO в энстатите 40,16%). Чисто железистые же разновидности, отвечающие теоретическому содержанию $FeO 54,46\%$ в ферросилите, в природе пока не известны; наибольшее содержание $FeO 50,1\%$ наблюдалось в ферросилите из Адирондака (США) [176]. Почти всегда в составе ромбических пироксенов присутствуют в небольших количествах Al , Fe^{3+} , Ti , Ca , Mn . Fe^{3+} обычно замещает Fe^{2+} и Mg , а Ca и Al^{VI} — преимущественно Mg [21]. Содержание CaO в ромбических пироксенах не должно превышать 1,5%; высокие содержания указывают на примесь моноклинных пироксенов [177].

Количество кальция в ромбических пироксенах находится в прямой зависимости от температуры их кристаллизации [7, 178, 179]. Максимальное количество атомов Ca на формульную единицу составляет 0,115 при 1100° , 0,050 при 1000° и 0,035 при 700° [178].

Количество Al_2O_3 колеблется в широких пределах; минимальные содержания характерны для энстатитов некоторых метеоритов [180, 181] и кимберлитов [182, 183], повышенные (до 10,8% [184], в среднем 5—6% Al_2O_3) типичны для гиперстена метаморфических пород.

Экспериментально доказано, что содержание Al_2O_3 в ромбических пироксенах зависит от давления и температуры их кристаллизации; так, при давлении 30 *кбар* содержание Al_2O_3 в энстатите составляет 5% при 1100° и 16% при 1650° [12, 185].

Содержание Na_2O не превышает 0,9%, наиболее характерно для пироксенов изверженных пород. Считают, что в энстатитах глубинных пород, например, в ксенолитах глубинных перидотитов в кимберлитах, часть Na входит в кристаллическую структуру этого пироксена [182]. H_2O^+ в ромбических пироксенах отмечается в разных количествах: в ромбических пироксенах из ультраосновных пород — 0,52—0,64% [7, 186], в гиперстенах кристаллических сланцев и гнейсов — до 1,40—1,50% [12, 158], в гиперстенах и эвлитах из чарнокитов и чарнокитоидных пород — 1,80 [157], 2,30 и 3,20% [187, 188].

Относительно роли H_2O в ромбических пироксенах высказывались разные мнения. По одним данным [169, 189—191], вода не входит в структуру этих минералов; по другим [187], возможно вхождение воды в их кристаллическую структуру в виде групп $[(OH)_4]^{4-}$, замещающих $[SiO_4]^{4-}$ [187—192].

Состав ромбических пироксенов (в основном их железистость и глиноземистость) зависит от состава вмещающих пород [9, 12, 21, 193—200] и коррелируется с составом сосуществующих минералов — моноклинных пироксенов [21, 185, 191, 193, 217—225], гранатов [21, 198, 202, 203, 226—228], оливина [6, 21, 201, 204, 229], амфиболов [21, 230, 231], биотита [21], плагиоклаза [21].

Ромбические пироксены представляют собой широко распространенные породообразующие минералы магматических, метаморфических и метасоматических пород, а также метеоритов и лунных пород. Схема распространения ромбических пироксенов в горных породах дана в работе Добрецова и др. [21].

В магматических горных породах наиболее развиты магнезиальные и магнезиально-железистые, редко железистые члены ромбических пироксенов. Они характерны для пород ультраосновного и основного состава, менее развиты в породах кислого состава и совсем не встречаются в щелочных породах.

В ультраосновных породах ромбические пироксены в тех или иных количествах присутствуют постоянно. В перидотитах и пироксенитах альпинотип-

ных гипербазитов они ассоциируются с оливином, моноклинным пироксеном и небольшим количеством хромита. По составу относятся к энстатитам с железистостью около 10% и незначительным содержанием Al, Ti, Cr, Na. В породах габбро-пироксенит-дунитовой формации ромбические пироксены развиты шире; по составу — это также энстатиты с железистостью до 10—12%, ассоциируются с оливином, моноклинным пироксеном, плагиоклазом, шпинелью, хромитом и магнетитом, но отличаются повышенными содержаниями Al, Cr, Fe³⁺. В гипабиссальных ультраосновных породах (пикритах) ромбический пироксен встречается как второстепенный минерал и обычно представлен бронзитом.

Ромбические пироксены (главным образом энстатиты) являются постоянными минералами кимберлитов и кимберлитоподобных пород; встречаются в ксенолитах ультраосновных пород, в виде мономинеральных обособлений и обломочных зерен в основной массе кимберлитов.

Включения гранатовых и безгранатовых перидотитов, реже гранатовых пироксенитов с энстатитом в кимберлитах рассматриваются как ксенолиты пород верхней мантии Земли.

Наиболее распространены ромбические пироксены в ксенолитах с лерцполитовой ассоциацией минералов (пироп + оливин + энстатит + диопсид), менее с гарцбургит-дунитовой (пироп + оливин + энстатит) и вебстеритовой (пироп + энстатит + диопсид) ассоциациями; почти во всех ксенолитах присутствуют хромшпинелиды. Энстатиты мономинеральных обособлений (нодулей) по химизму отличаются от энстатитов ультраосновных ксенолитов и, очевидно, формировались в иных условиях, близких к условиям образования алмаза. Этот энстатит характеризуется низким содержанием Al₂O₃ и невысокой железистостью. Ромбические пироксены часто встречаются в ксенолитах глубинных ультраосновных пород среди базальтов и базальтоидов молодых вулканических областей. Ромбический пироксен в них представлен энстатитом с железистостью около 12% и с повышенным содержанием Al₂O₃ и Cr₂O₃; ассоциируется с оливином, моноклинным пироксеном и шпинелью. Иногда среди ксенолитов в щелочных оливиновых базальтах встречаются обломки плагиоклазовых перидотитов и габбро с ромбическим пироксеном, отвечающим по составу бронзиту с высоким содержанием Ti, но без Cr.

В анортозитах древних платформ ромбические пироксены представлены широким рядом от энстатита и бронзита до гиперстена. Среди магматических пород основного состава ромбические пироксены — бронзиты — наиболее распространены в породах габбро-норитовых расслоенных интрузий. Железистость бронзитов этих пород колеблется в широких пределах. Как второстепенные минералы ромбические пироксены характерны для пород трапповых и диабазовых формаций; обычно их состав колеблется от бронзита до гиперстена. В обогащенных железом диабазах и долеритах встречается эвлит. В кислых изверженных породах ромбические пироксены присутствуют редко и в незначительных количествах; состав их наиболее железистый и изменяется от бронзита до феррогиперстена и эвлита.

Среди эффузивных магматических пород ромбические пироксены (обычно в форме фенокристаллов) встречаются в базальтах, андезитах, дацитах и риолитах орогенных формаций; при этом состав ромбических пироксенов меняется от бронзита с железистостью 16% в базальтах, бронзита — гиперстена в андезитах до гиперстена — феррогиперстена в дацитах и риолитах.

В метаморфических породах ромбические пироксены представляют собой важные породообразующие типоморфные минералы. Они характерны для высокотемпературных и высокобарических пород гранулитовой (двупироксеновой) и амфиболитовой (биотит-силлиманитовой) фаций метаморфизма. Состав их обычно отвечает гиперстену, реже эвлиту и ферросилиту. В ультраосновных метаморфических породах гранулитовой фации (гранулитах или гнейсах ультраосновного состава) развиты, как правило, бронзиты с повышенным содержанием глинозема, реже гиперстены; они ассоциируются с моноклинным пироксеном, амфиболом и иногда со шпинелью. В метаморфических породах

основного состава (двупироксеновые плагиогнейсы, габбро-гнейсы, основные гранулиты) ромбические пироксены ассоциируются с моноклинными пироксенами (салит, авгит), плагиоклазом, роговой обманкой, магнетитом, кварцем или со шпинелью и биотитом. Средний состав ромбических пироксенов из безкварцевых ассоциаций отвечает составу гиперстена с железистостью около 40%, из кварцсодержащих ассоциаций — составу феррогиперстена с железистостью около 50%. Содержание СаО в них меньше, чем в пироксенах из аналогичных по химическому составу магматических пород; содержание Al_2O_3 в пироксенах зависит от его общего содержания в породе и от температуры образования. В более низкотемпературных амфиболитах для ромбического пироксена характерны широкие колебания состава от энстатита до гиперстена. Эклогитоподобные гранат-двупироксеновые гнейсы гранулитовой фации метаморфизма характеризуются ассоциацией ромбического и моноклинного пироксенов с плагиоклазом, гранатом (альмандином), кварцем и магнетитом. По составу ромбические пироксены отвечают гиперстену-феррогиперстену со средней железистостью около 51%. В чарнокитовых породах (чарнокиты, гранатовые чарнокиты и эндербиты) ромбические пироксены — феррогиперстены с железистостью 50—55% — тесно ассоциируются с калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, кварцем, иногда моноклинным пироксеном или роговой обманкой, гранатом, биотитом и магнетитом. Для высокоглиноземистых пород двупироксеновой гранулитовой фации типичны гиперстены (железистость около 34%) с высоким содержанием Al_2O_3 и чермакитового компонента. В этой группе выделяются ассоциации с сапфирином или с железистой шпинелью, а также с гранатом (в эндербитовых породах) и с силлиманитом и кордиеритом (в гнейсах). В породах амфиболитовой (биотит-силлиманитовой) фации ромбические пироксены распространены меньше, чем в породах гранулитовой фации; представлены они бронзитом — гиперстеном (железистость 13—40%); ассоциируются с антофиллитом (или жедритом) и биотитом, плагиоклазом и куммингтонитом.

Особую группу пород, в которых постоянно присутствуют ромбические пироксены, представляют высокожелезистые метаморфические породы гранулитово-амфиболитовой фации (эулизиты, железистые кварциты и другие породы железорудных формаций). В эулизитах встречаются главным образом эвлиты и ферросилиты, ассоциирующиеся с кварцем, фаялитом, гранатом и грюнеритом. В железистых кварцитах ромбические пироксены имеют меньшую железистость и представлены в основном феррогиперстеном и гиперстеном с повышенным содержанием Fe^{3+} ; они ассоциируются с магнетитом, кварцем, куммингтонитом, геденбергитом, альмандином, шпинелью и антофиллитом.

В контактово-метаморфических породах ромбические пироксены распространены относительно мало. Они встречаются в гиперстен-плагиоклазовых роговиках и представлены гиперстеном или феррогиперстеном, ассоциирующимися с моноклинным пироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом, биотитом, шпинелью, кордиеритом. Контактво-метасоматические образования с ромбическим пироксеном встречаются обычно в глубинных метасоматических магнезиальных скарнах, залегающих среди метаморфических пород амфиболитовых фаций и дистеновых гнейсов древних щитов. В околоскарновых пироксен-плагиоклазовых породах ромбический пироксен представлен гиперстеном с железистостью не выше 30%; в самих магнезиальных скарнах развит энстатит с низким содержанием глинозема в ассоциации с тальком, оливином, шпинелью, флогопитом, амфиболами и серпентиновыми минералами.

Ромбические пироксены — постоянные минералы метеоритов — каменных, железокатенных и редко железных. Для них характерны энстатиты (с железистостью менее 10%), бронзиты (с железистостью 10—20%) и гиперстены (с железистостью 20—30%). В образцах лунных пород ромбические пироксены представлены в основном бронзитом, реже энстатитом и гиперстеном; они характеризуются обилием ориентированных включений ильменита, шпинели и хромита.

Л и т е р а т у р а

1. Poldervaart A. *Min. Mag.*, 1947, 28, N 198, 166.
2. Fuchs L. H. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 12, 170.
3. Smyth J. R. *Geophys. Res. Lett.*, 1974, 1, N 1, 27.
4. Smith J. V., Steele I. M. *Am. Min.*, 1976, 61, N 11-12, 1059.
5. Sasaki S., Matsumoto T. *Proc. Jap. Acad.*, 1977, 53, Ser. B, N 3, 84.
6. Ramberg H., De Vore G. J. *Geology*, Chicago, 1951, 59, N 3, 193.
7. Hess H. H. *Am. J. Sci.*, 1952, 250 (Bowen vol.), pt 1, 173
8. Kuno H. *Am. Min.*, 1954, 39, N 1-2, 30.
9. Howie R. A. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1963, N 1, 213.
10. Howie R. A. *Min. Mag.*, 1964, 33, N 265, 903.
11. Косой А. Л., Шемякин В. М. *ДАН СССР*, 1971, 201, № 6, 1441.
12. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. Н., Климов А. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 110.
13. Ghose S. *Zs. Krist.*, 1965, 122, 81.
14. Ghose S., Hafner S. S. *Zs. Krist.*, 1967, 125, 157.
15. Matsui Y., Syons Y., Akimoto S., Kitayama K. *Geochem. J.*, 1968, N 2, 61.
16. Smith J. V., Stephenson D. A., Howie R. A., Hey M. H. *Min. Mag.*, 1969, 37, N 285, 90.
17. Косой А. Л., Никитина Л. П. Материалы IV межведом. совещ. по рентгеногр. минер. сырья, 1969, 31.
18. Zwaan P. C. *Leidse Geol. Meded.*, 1954, 19, 167.
19. Соколова Е. П. Материалы IV межведом. совещ. по рентгеногр. минер. сырья, 1969, 56.
20. Соколова Е. П. В кн.: Кристаллохимия и структур. особенности минералов. Л.: Наука, 1976, 96.
21. Добрецов Н. Л., Кошкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Пороодообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 273.
22. Тарасов В. И., Никитина Л. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 2, 268.
23. Frisillo L. A., Buljan S. T. *J. Geophys. Res.*, 1972, 77, 7115.
24. Smyth J. R. *Am. Min.*, 1973, 58, N 7-8, 636.
25. Sueno S., Cameron M., Prewitt C. *Am. Min.*, 1976, 61, N 1-2, 38.
26. Suzuki I. *J. Seismol. Soc. Jap.*, 1975, 28, N 1, 1.
27. Warren B. E., Modell D. I. *Zs. Krist.*, 1930, 75, 161.
28. Warren B. E., Bragg W. L. *Zs. Krist.*, 1928, 69, 168.
29. Ito T. *Zs. Krist.*, 1935, 90, 151.
30. Byström A. *Ber. Dtsch. keram. Ges.*, 1943, 24, 2.
31. Ito T. X-ray Studies on Polymorphism, Maruzen Co., Tokyo, 1950.
32. Ingham K. M. Sc. thesis, Univ. Manchester, 1957.
33. Morimoto N. *Proc. Japan. Acad.*, 1956, 32, 750.
34. Bowen M. G., Gay P. *Acta Cryst.*, 1957, 10, 440.
35. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. *Carnegie Inst. Washington*. 1959, Year book No. 59, 181; *Zs. Krist.*, 1960, 114, 120.
36. Schubert G. *Kristall und Technik*, 1973, 8, H. 9, 997.
37. Косой А. Л., Малкова Л. А., Франк-Каменецкий В. А. Кристаллография, 1974, 19, № 2, 282.
38. Бровкин А. А., Новоселов Ю. М., Куцул В. И. *ДАН СССР*, 1975, 223, № 1, 192.
39. Evans H., Huebner J., Konner J. A. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, 37, N 3, 476.
40. Morimoto N., Koto K. *Zs. Krist.*, 1969, 129, H. 1-4, 65.
41. Lindemann W. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1961, H. 10, 226.
42. Takeda H. *J. Geophys. Res.*, 1972, 77, 5798.
43. Miyamoto M., Takeda H., Takano Y. *Fortschr. Min.*, 1975, 52, 389.
44. Burnham C. W. *Carnegie Inst., Washington, Year Book*, 1967, 65, N 1480, 285.
45. Burnham C. W., Ohashi Y., Hafner S. S., Virgo D. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 850.
46. Takeda H. *Am. Min.*, 1973, 58, N 11-12, 1096.
47. Schubert G. *Kristall und Technik*, 1972, 7, H. 1-3, 235.
48. Bancroft G. M., Burns R. G., Howie R. A. *Nature*, 1967, 213, 5082, 1221.
49. Dunder R. W., Walter L. S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, 2, N 4, 372.
50. Evans B. I., Ghose S., Hafner S. J. *J. of Geology*, Chicago, 1967, 75, N 3, 306.
51. Virgo D., Hafner S. S. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 1968, 4, N 4, 265.
52. Dowty E., Lindsley D. H. *Am. Min.*, 1973, 58, N 9-10, 850.
53. Virgo D., Hafner S. S. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1969, N 2, 67; *Am. Min.* 1970, 55, N 1-2, 201; *Am. Min.*, 1970, 55, N 1-2, 314.
54. Уханов А. В., Мальшова Т. В. *Геохимия*, 1973, № 10, 1467.
55. Крижанский Л. М., Никитина Л. П., Христофоров К. К., Екимов С. П. *Геохимия*, 1974, № 1, 69.
56. Хисина Н. Р., Макаров Е. С. *Геохимия*, 1976, № 6, 815.
57. Хисина Н. Р. *Геохимия*, 1976, № 11; 1978, № 5, 736.
58. Никитина Л. П., Екимов С. П., Крижанский Л. М., Христофоров К. К. *Мин. сб.*, Львов, 1976, № 30, вып. 1, 18.
59. Мальшова Т. В., Уханов А. В. *Геохимия*, 1976, № 3, 448.
60. Snellenburg J. W. *Am. Min.*, 1975, 60, N 5-6, 441.

61. Тарасов В. И., Никитина Л. П., Екимов С. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, № 6, 748.
62. Durdon R. W., Hafner S. S. Science, 1971, 174, N 4009, 581.
63. Zussman J. Earth Sci. Rev., 1968, 4, N 1, 39.
64. Bowen N. L., Schairer L. F. Am. J. Sci., 5-th ser., 1935, 29, 151.
65. Thilo E., Rogge G. Ber. Dtsch. chem. Ges., 1939, 72, 341.
66. Foster W. R. J. Am. ceram. Soc., 1951, 34, N 9, 255.
67. Lindemann W. Spechsaal, 1961, 94, 508.
68. Sarver J. F., Hummel F. A. J. Am. Ceram. Soc., 1962, 45, N 4, 152.
69. Sclar C. B., Carrison L. C., Schwatz C. M. Trans. Am. Geophys. Union (abstract), 1964, 45, 121.
70. Turner F. J., Heard H., Griggs D. T. Intern. Geol. Congress, 21-st, Copenhagen, Part 18, 1960, 399.
71. Stephenson D. A., Sclar C. B., Smith J. V. Min. Mag., 1966, 35, N 274, 838.
72. Brown W. L., Smith J. V. Zs. Krist., 1963, 118, 186.
73. Pollack S. S. Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, N 11, 1209.
74. Pollack S. Science, 1969, 165, N 3893, 591.
75. Lange P., Koltermann M. N. Jb. Min. Monatsh., 1966, H. 5, 153.
76. Smyth J. R. Am. Min., 1974, 59, N 3-4, 345.
77. Schwab R. G., Schwerin M. N. Jb. Min. Abhandl., 1975, 124, H. 3, 223.
78. Kawai N., Tachimori M., Ito E. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1974, 50, N 5-6, 378.
79. Ming Li-chung, Bassett W. A. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 27, N 1, 85.
80. Iijima S., Buseck P. R. Electron Microscopy, 1974, vol. 1; Physical Abstrs. Pap. 8-th Int. Congr., Canberra, 1974, s. a., 500; Am. Min., 1975, 60, N 9-10, 758.
81. Buseck P. R., Iijima S. Am. Min., 1975, 60, N 9-10, 771.
82. Morimoto N. Forsch. Min., 1974, 52, H. 1, 52; Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 303.
83. Назайцев Ю. В. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1975, № 6, вып. 1, 80.
84. Borley G. D., Suddaby P. Min. Mag., 1975, 40, N 309, 6.
85. Takeda H. Proc. 4-th. Lunar Sci. Conf.; Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 4, 1973, 1, 875.
86. Ghose S., McCallum I. S., Tiddy E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 831.
87. Hess H. H., Phillips A. H. Am. Min., 1938, 23, N 7, 450.
88. Hess H. H. Am. Min., 1941, 26, N 9, 515; a. N 10, 573.
89. Walker F., Poldervaart A. Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, N 4, 591.
90. Champness P. E., Lorimer G. W. J. Materials Science, 1973, 8, N 4, 467.
91. Takeda H. J. Geophys. Res., 1972, 77, 5798.
92. Brown G. M. Basalts, ed. Hess H. H., Poldervaart A., 1967, 1, N 4, 103.
93. Poldervaart A., Hess H. H. J. Geology, Chicago, 1951, 59, N 5, 472.
94. Brown G. M. Min. Mag., 1957, 31, N 238, 511.
95. Bown M. G. Gay P. Min. Mag., 1960, 32, N 248, 379.
96. Yamaguchi Y. J. Fac. sci., Hokkaido Univ., 1973, 16, N 1, 133.
97. Papike J. J., Bence A. E. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, 14, N 1, 76.
98. Kuno H. Mineral. J., Japan, 1966, 5, N 1, 21.
99. Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 310.
100. Ishii T. Abstr. Geol. Soc. Japan 80-th Ann. Meeting, Sendai, Japan, 1973, p. 178.
101. Ishii T., Takeda H. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 19.
102. Bonnichsen B. Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2, 217.
103. Jaffe H. W., Robinson P., Tracy R. J., Ross M. Am. Min., 1975, 60, N 1-2, 9.
104. Robinson P. H., Jaffe H. W., Ross M., Klein C. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 909.
105. Dunham A. C., Copley P. A., Strasser-King V. H. Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 3, 211.
106. Tazaki K. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 37.
107. Komatsu M. J. Geol. Soc. Japan, 1975, 81, N 1, 11.
108. Starkey J. Contrib. min., petrol., 1968, 19, N 2, 133.
109. Лебедев А. П. ДАН СССР, 1951, 79, № 1, 129.
110. Lorimer G. W., Champness P. E. Am. Min., 1973, 58, N 3-4, 243.
111. Champness P. E., Copley P. A., Lorimer G. W. Electron Microscopy 1974, vol. 1, Physical Abstrs. Pap. 8-th Int. Congr., Canberra, 1974. Canberra, s. a., 466.
112. Boland J. N. Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 3, 229.
113. Boland J. N. Contrib. min., petrol., 1974, 47, N 3, 215.
114. Liddell N. A., Phakey P. P., Nobbs B. E. Electron Microscopy 1974. Vol. 1. Physical Abstrs. Pap. 8-th Int. Congr., Canberra, 1974. Canberra, s. a., 502.
115. Kohlsedt D. L., Vander Sande J. B. Contrib. min., petrol., 1973, 42, N 2, 169.
116. Chapman P. A., Meagher E. P. Am. Min., 1975, 60, N 1-2, 155.
117. Lacroix A. Mineralogie de la France. Paris. 1893-95. 1962, 1, 539.
118. Kuno H. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1947, 23, 114.
119. Mathews W. H. Am. J. Sci., 1957, 255, N 6, 400.
120. Yamaguchi Y., Tomita K., Sawada Y. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 69.
121. Takeda H., Ridley W. I. Proc. III Sci. Conf. Geoch., cosm. acta. Suppl. 3, MSt Press, 1972, 1, 423.
122. Powell B. N. Geoch. cosm. acta, 1971, 35, N 1, 5.
123. Desnoyers C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1975, 98, N 1, 65.
124. Кастрыкина В. М. Вест. Моск. ун-та. Сер. геол., 1973, № 4, 35.

125. *Morse S. A.* Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 3, 331.
126. *Komatsu M.* Mem. Geol. Soc. Jap., 1974, N 11, 47.
127. *Dickey J. S.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1970, N 3, 37.
128. *Илутин И. П., Каминский Ф. В., Тронева Н. В.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, 85.
129. *Boyd F. R.* Carnegie Inst. Washington, Year book, 1971, N 70, 134.
130. *Frick C.* Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1973, 76, N 3, 195.
131. *Lesotho Kimberlites*, ed. Nixon P. H., 1973, 3.
132. *Haselton J. D., Nash W. P.* Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 3, 287.
133. *Warner J. B., Simonds C. H., Phinney W. C.* Proc. IV Lunar Sci. Conf. Pergamon Press. N. Y., 1973, 1, 481.
134. *Fuchs L. H.* Earth Planet. Sci. Lett., 1971, 12, N 2, 170.
135. *Gay P., Voshn M. G., Muir I. D.* Proc. III Lunar Sci. Confer.; Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 3, 1972, 351.
136. *Haggerty S. E.* Proc. III Lunar Sci. Confer.; Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 3, 1972, 305.
137. *Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю.* Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 1, 59.
138. *Болдырев А. И.* Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976, 103.
139. *Лясюнина И. П.* Инфракрасные спектры силикатов. Изд. МГУ, 1967, 58.
140. *Лазарев А. Н.* Колебательные спектры и строение силикатов. Л.: Наука, 1968, 140.
141. *Христофоров К. К., Никитина Л. П.* Мин. сб., Львов, 1974, № 28, вып. 2, 83.
142. *Христофоров К. К., Никитина Л. П., Полякова Т. А.* В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты, 1973, 216.
143. *Шевяков А. М., Шарков Е. В., Тарлаков Ю. П., Буерова В. Д., Бурба А. А.* ДАН СССР, 1972, 206, № 4, 943.
144. *Христофоров К. К., Никитина Л. П., Крижанский Л. М., Екимов С. П.* В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты, 1973, 64.
145. *Hunt G., Salisbury J.* Modern Geology, 1970, 1, N 4, 298.
146. *De-Coster M., Pollack H., Amelinckx S.* Physica status solidi, 1963, 3, N 2, 283.
147. *Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G., Stone A. J.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 11, 2219; 1968, 32, N 5, 547.
148. *Марфунин А. С.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10, 86.
149. *Бершов Л. В.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, 47.
150. *Бершов Л. В.* Геохимия, 1970, № 10, 1275.
151. *Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрес У. Ц.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 150.
152. *Пархоменко Э. И., Мкртчян С. А.* Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 12, 55.
153. *Костюк В. П.* Парагенетический анализ кристаллических сланцев Подолыи в районе г. Винницы. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, 66.
154. *Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Геол. журн., АН УССР, 1973, 33, вып. 1, 42.
155. *Hess H. H.* Mem. Geol. Soc. Am., 1960, N 80, 1.
156. *Howie R. A.* Trans. Roy. Soc. Edin., 1955, 62, pt 3, 725.
157. *Parras K.* Bull. Comm. geol. Finl., 1958, N 181, 96.
158. *Лутиц Б. Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964, 5.
159. *Хауи Р. А.* Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, 331.
160. *Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б.* Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, вып. 5, 34.
161. *Щербаков И. Б.* В кн.: Конституция и свойства минералов, 1966, вып. 1, 46.
162. *Кравченко Г. Л.* Геол. журн. АН УССР 1971, 31, вып. 3, 21.
163. *Henry N. F.* Min. Mag., 1935, 24, N 151, 222.
164. *Hess H. H., Phillips A. H.* Am. Min., 1940, N 4, 271.
165. *Burri C.* Schweiz. min., petr., Mitt., 1941, 21, N 2, 177.
166. *Taneda S.* Mem. Fac. Sci. Kyushu univ., ser. Geol., 1947, 3, 14.
167. *Poldervaart A.* Am. Min., 1950, 35, N 11-12, 1067.
168. *Henriques A.* Ark. min., geol., 1953, 2, N 4, 385.
169. *Добрецов Н. Л.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 672.
170. *Шемякин В. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 1, 41.
171. *Lewis J. F.* Am. Min., 1960, 45, N 9-10, 1123.
172. *Hori F.* Mineral. J. Japan, 1956, 1, N 6, 359.
173. *Hori F.* Sci. Papers Coll. gen. Educ., Univ. Tokyo, 1954, 4, 71.
174. *Купо Н.* Proc. Imp. Acad. Tokyo, 1941, 17, 204.
175. *Доброхотова Е. С., Романович И. Ф., Сиборенко Г. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 3, 340.
176. *Jaffe H. W., Robinson P., Tracy R. J.* Am. Min., 1978, 63, N 11-12, 1116.
177. *Howie R. A., Smith J. V. J.* of Geology, 1966, 74, N 4, 443.
178. *Atlas L. J.* Geology, 1952, 60, N 2, 125.
179. *Schäirer J. F., Boyd F. R.* Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1956—1957, 223.
180. *Foshag W. F.* Am. Min., 1940, 25, N 12, 779.
181. *Мэйсон Б.* Мегеориты. М.: Мир, 1955, 81.
182. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 5.
183. *Францессон Е. В.* Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968, 104.

184. Лутц Б. К., Копанева Л. Н. ДАН СССР, 1968, 179, № 5, 1200.
 185. Siroh J. M. Contrib. min., petrol., 1976, 54, N 3, 173.
 186. Rothstein A. T. V. Geol. Mag., 1958, 95, N 6, 456.
 187. Шемякин В. М., Афанасьева Л. И., Терентьева М. В. ДАН СССР, 1967, 175, № 2, 438.
 188. Шемякин В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 6, 635.
 189. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949, 109.
 190. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. В кн.: Мат. по генетич. и экспер. минералогии, № 2. Новосибирск, 1964.
 191. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сов. геология, 1964, № 12, 39.
 192. Сироштан Р. И., Щербакова Т. Т., Половоко Н. И., Калининченко А. М. Геохимия, 1976, № 5, 742.
 193. Никитина Л. П., Зевелова Е. Е., Марчак В. П. Геохимия, 1967, № 8, 947.
 194. Lindh A. Lithos, 1975, 8, N 2, 151.
 195. Boyd F. R. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 12, 2533.
 196. MacGregor S. D. Am. Min., 1974, 59, N 1-2, 110.
 197. Перчук Л. Л. В кн.: Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1973, вып. 3, 3.
 198. Banno S. Bull. Soc. fr. min., crist., 1974 (1975), 97, N 2-5, 108.
 199. Saxena S. K. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 643.
 200. Mercier J. C., Carter N. L. J. Geophys. Res., 1975, 80, N 23, 3349.
 201. De Vore G. W. J. Geology, 1955, 63, N 5, 471.
 202. Kretz R. J. Geology, 1961, 69, N 4, 361.
 203. Kretz R. J. Geology, 1963, 71, N 6, 773.
 204. Bartholome P. M. Bull. Geol. Soc. Am., 1962, Buddington, vol. 1.
 205. Mueller R. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, N 12, 1933.
 206. Mueller R. F. J. Petrology, 1966, 7, N 3, 363.
 207. Маракучиев А. А. В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, 31.
 208. Binns R. A. Min. Mag., 1962, 33, N 259, 320.
 209. Binns R. A. J. Geol. Soc. Australia, 1964, 11, 2.
 210. Banno S., Matsui J. Proc. Jap. Acad., 1966, N 6, 3.
 211. Hess H. H. Am. Min., 1941, 26, N 10, 573.
 212. Muir I. D., Tilley C. E. Geol. Mag., 1958, 95, N 5, 403.
 213. Howie R. A. Trans. Roy. Soc. Edin., 1955, 62, pt 3, 725.
 214. Wilson A. F. Geol. Mag., 1960, 97, N 1, 1.
 215. O'Hara M. J. Geol. Mag., 1960, 97, N 6, 498.
 216. Brown G. M. Geol. Mag., 1961, 98, N 4, 333.
 217. Brown G. M. Am. Min., 1962, 47, N 1-2, 170.
 218. Onuki H., Tiba T. J. Jap. Assoc. min., petr., econ. geol., 1965, 53, N 6, 225.
 219. Akella J., Boyd F. R. Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1972—1973, Washington, D. C., 1973, 523.
 220. Akella J. Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1973—1974, Washington, D. C., 1974, 273.
 221. Onuma K., Arima M. J. Jap. Assoc. min., petr., econ. geol., 1975, 70, N 2, 53.
 222. Otata M. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 804.
 223. Presnall D. C. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 580.
 224. Boyd F. R. Carnegie Inst. Washington, 1960, Year Book, N 59, 49.
 225. Boyd F. R., England J. L. Carnegie Inst. Washington, 1965, Year book, N 64, 117.
 226. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964, 58.
 227. Соболев В. С. В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 308.
 228. Hensen B. J. Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1972—1973, Washington, D. C., 1973, 527.
 229. Mercy E. L. P., O'Hara M. J. Norsk Geol. tidsskr., 1965, 45, N. 4, 457.
 230. Костюк Е. А., Соболев В. С. ДАН СССР, 1965, 164, № 4, 898.
 231. Фонарев В. И., Корольков Г. Я. ДАН СССР, 1976, 228, № 6, 1441.

Энстатит Enstatite



Название от греч. ενστάτης (энстатес) — противник — по тугоплавкости минерала (Кенног, 1855).

Синон. Викторит — victorite, из железного метеорита Дюса (Меуньер, 1870); хладнит — chladnite (Шепард, 1846) или шепардит, чепардит — shepardite (Розе, 1864), из метеорита Бишопвил (наиболее магnezальная разновидность); протобастит — protobastite (Стренг, 1861); спадит — spadite — гидратированный энстатит — $\text{MgSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Дана, 1937); алюмоэнстатит — aluminoenstatite — энстатит с повышенным содержанием Al [1]; хромоэнстатит — chromenstatite [2]; ортоэнстатит — orthoenstatite; пекгамит — peckhamite (Смит, 1880) из метеорита Эстервил, смесь энстатита и оливина (Штрунц, 1970).

Характ. выдел. Зернистые массы, кристаллы, радиально-лучистые (сферолитовые) агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{15} — $Pbca$. $a_0 = 18,225$, $b_0 = 8,816$, $c_0 = 5,174$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,0666 : 1 : 0,5755$ (для синтетического); $Z = 8$ [3]. Для энстатита, рентгенограмма которого принята за эталонную: $a_0 = 18,266$, $b_0 = 8,782$, $c_0 = 5,192$ Å [4]. Колебания параметров элементарной ячейки энстатитов: $a_0 = 18,210$ — $18,300$, $b_0 = 8,768$ — $8,856$, $c_0 = 5,151$ — $5,205$ Å [5—7]. Отмечается тенденция к увеличению параметров элементарной ячейки с возрастанием содержания Fe^{2+} [1] и количества и размещения Al по структурным позициям [8].

Кристаллическая структура энстатита рассмотрена выше (см. стр. 407). Известно несколько полиморфных разновидностей энстатита [9]: ромбические — орто- и протозенстатит, моноклинные — клиноэнстатит (низкий и высокий) и моноклинный протозенстатит, а также гексагональная фаза $MgSiO_3$.

	Пр. гр.	a_0 (Å)	b_0	c_0	β	V (Å ³)	Ссылка
Ортоэнстатит	$Pbca$	18,225	8,815	5,175	—	831,3	[10]
Протозенстатит	$P2_1cn$	9,304	8,902	5,351	—	443,2	[11]
Низкий клиноэнстатит	$P2_1/c$	9,606	8,815	5,169	108,33°	415,5	[10]
Высокий клиноэнстатит	$C2/c$	9,864	8,954	5,333	110,03°	442,5	[3]
Гексагональная фаза $MgSiO_3$	—	4,727	—	13,556	—	262,3	[12]
Моноклинная фаза протозенстатита	$P2/c$ или Pc	9,518	8,710	5,285	74°	—	[13]

О р т о э н с т а т и т — orthoenstatite (ромбический, собственно энстатит) — низкотемпературная самая стабильная форма, устойчивая ниже 566° [14]. С ней изоструктурны бронзит, гиперстен и эвлит (допускает не более 3 мол. % $CaSiO_3$). Структура орто-формы отвечает структуре клиноэнстатита, удвоенной в масштабе элементарной ячейки [15].

П р о т о э н с т а т и т — protoenstatite (ромбический) (синон.: мезоэнстатит — mesoenstatite, мезотальк — mesotalk), является высокотемпературной модификацией, устойчивой при температурах 1000 — 1300° и давлении до 4 кбар. Плавится инконгруэнтно при 1557° [16]; по Смиуту [17], при 1557° переходит в форстерит и расплав. При комнатной температуре превращается в смесь низкого клиноэнстатита и энстатита. Структура протозенстатита считается наименее упорядоченной, характеризующейся однообразным распределением Mg [15]. Ее неустойчивость при низкой температуре объясняется крайне неправильной координацией Mg в позиции M(2); структура протозенстатита допускает не более 2 мол. % $CaSiO_3$ и не более 13% $FeSiO_3$ [17]. О структуре протозенстатита и о его связи с другими поли типами $MgSiO_3$ см. [3, 18—22].

Н и з к и й к л и н о э н с т а т и т — low clinoenstatite (моноклинный), структурно аналогичен диопсиду с той лишь разницей, что M-позиции заняты Mg, а не Mg и Ca [15]. Низкий клиноэнстатит может возникнуть за счет высокого клиноэнстатита в результате закалки и за счет ортоэнстатита при наличии бокового сжатия [23]. В условиях гидростатического давления не стабилен. При снятии одностороннего напряжения клиноэнстатит превращается в ортоэнстатит [24]. При отсутствии бокового напряжения стабилен лишь ниже 556° [14]. Так как возможно несколько путей образования низкого клиноэнстатита, его присутствие нельзя считать за показатель какого-то определенного этапа охлаждения образца [17].

В ы с о к и й к л и н о э н с т а т и т — high clinoenstatite (моноклинный), представляет собой незакаленную высокотемпературную модификацию низкого клиноэнстатита, стабильную при температуре выше 980° [3, 25]. С ним изоструктурны высокий клиногиперстен [26] и, возможно, высокий пижонит [27]. Поле стабильности высокого клиноэнстатита лежит между полем протозенстатита и точкой инконгруэнтного плавления или он может быть развит повсеместно как метастабильная фаза [28].

Редкие полиморфные разности, полученные только экспериментально: Гексагональная форма $MgSiO_3$ синтезирована при давлении около 500 кбар и температуре около 1000°, возможно существование ее в земной мантии [12].

Монокристаллическая форма протоэнстатита получена при обжиге монокристалла талька [13].

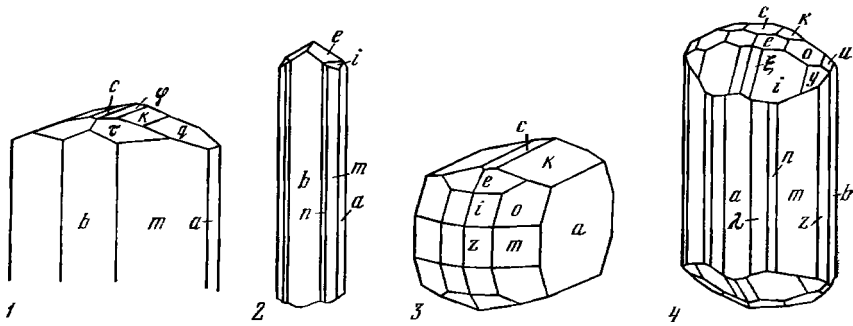
Исследования полей устойчивости различных полиморфных модификаций [19, 24—34] в силу разных экспериментальных исходных условий не всегда дают сходные результаты. Условия, последовательность и механизм превращения полиморфных модификаций $MgSiO_3$ -фаз изучались при различных режимах нагревания и охлаждения с использованием для диагностики высокотемпературных прецизионных рентгеновских и термоаналитических методов [17, 35—37]. Характерен следующий общий порядок превращений: низкий клиноэнстатит при температуре около 600° переходит в энстатит, который при 1130° превращается в высокий клиноэнстатит. Низкий клиноэнстатит может метастабильно при 1250° перейти прямо в высокий клиноэнстатит. Этот порядок сохраняется при содержании менее 8 мол. % $CaSiO_3$. Высокий клиноэнстатит переходит в протоэнстатит при температуре до 1368° (при максимальном содержании $CaSiO_3$). Все полиморфные превращения в фазах энстатитового состава взаимосвязаны, при этом кристаллографические направления a , b и c остаются неизменными, а изменяются только связи $Mg-O$ и необязательно связи $Si-O$ [17]. Сосуществование прото-, орто- и клиноэнстатитов в метеоритах позволяет считать, что превращения протоэнстатит \rightleftharpoons ортоэнстатит происходят относительно медленно по типу превращений порядок — беспорядок, превращения же протоэнстатит \rightleftharpoons клиноэнстатит представляют быстрые переходы мартенситового типа [16].

Полиморфное превращение энстатита в низкий клиноэнстатит при стрессовых деформациях зафиксировано в природных основных и ультраосновных породах [38, 39]. Низкий клиноэнстатит с его полем гидростатической стабильности, отвечающим уравнению $T = 566^\circ + (4,5^\circ/\text{кбар}) P$ [13], рассматривается как геопьезометр [14]. Эксперименты по деформации монокристаллов показывают, что образование клиноэнстатита при этом происходит путем сдвига элементарной решетки по (100) [001] под углом $12,8^\circ \pm 1,3^\circ$ (теоретически $13,3^\circ$). При нагревании наблюдается обратный процесс: тонкие пластинки клиноэнстатита вновь приобретают первоначальную форму ромбической фазы. Термодинамические расчеты показывают, что температура равновесия превращения увеличивается примерно на 300° на 1 кбар сдвигового напряжения по (100) [001]. Картины взаимных превращений хорошо видны при наблюдениях в электронном микроскопе [40, 41]. $MgSiO_3$ в форме клиноэнстатита при давлении около 200 бар переходит в β - $Mg_2SiO_4 + SiO_2$ (штишовит), а при давлении около 280 бар и температуре 1000° — в шпинелевую фазу Mg_2SiO_4 и штишовит. Дальнейшее увеличение давления приводит к перестройке вещества в гексагональную фазу $MgSiO_3$ [12].

Для энстатита Дана (1892) указывает следующие формы (в установке и с буквами по Гольдшмидту): $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$, $\lambda(130)$, $\delta(250)$, $z(120)$, $m(110)$, $\zeta(530)$, $n(210)$, $\rho(520)$, $\eta(410)$, $d(021)$, $f(052)$, $\varphi(106)$, $h(104)$, $\gamma(207)$, $k(102)$, $q(203)$, $i(101)$, $g(201)$, $u(301)$, $\tau(223)$, $o(111)$, $x(221)$, $s(263)$, $e(122)$, $\xi(142)$, $i(121)$, $v(433)$, $w(322)$, $y(342)$, $p(211)$, $\pi(231)$, $\psi(241)$, $r(522)$.

Координаты φ и ρ граней см. на стр. 411. Хорошо образованные кристаллы редки, призматические, иногда несколько уплощенные по (100) — фиг. 145. Двойники по (104) пластинчатые; по (011) звездчатые под углом около 60°. Возможны двойники по (023) и (043).

В энстатите из включений гранатовых энстатитов в кимберлитах трубки Мир (Якутия) встречаются пойкилитовые зерна темно-коричневой хромшпинели [42]. Во включениях ультраосновных пород в базальтовых лавах энстатит содержит пластинки амфибола, красной шпинели, клинопироксена [43]. Энстатит обнаружен в виде ориентированных включений призматических, не-



Фиг. 145. Кристаллы энстатита

1 — Кюррстад, Норвегия (по Брёггеру); 2 — Везувий (по Замбонини); 3 — железный метеорит Брайтенбах (по Лангу); 4 — метеорит Риттергерк (по Вайсбаху)

сколько уплощенных по $[100]$ индивидов в кристаллах алмаза из уральских россыпей и алмаза из кимберлита трубки Мир; в них (010) и $[100]$ энстатита совпадают с (011) и $[111]$ алмаза [44, 45]. Энстатит в кристаллах алмаза обнаружен также в ряде других кимберлитовых трубок Якутии [46] и в алмазе из шт. Арканзас (США) [47] — в последнем случае после сжигания алмаза. Кристаллик бесцветного энстатита длиной 0,3 мм найден в зерне хромшпинелида в Якутии [48].

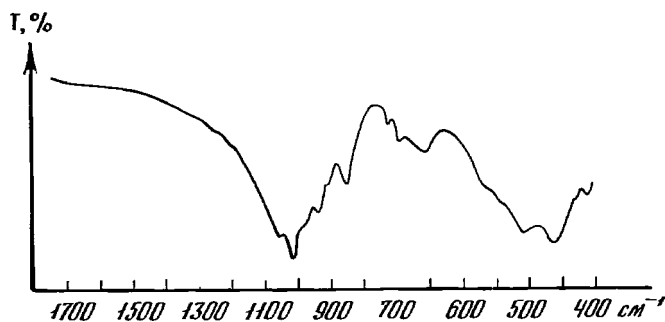
Физ. св. Сп. по (110) ясная (угол между направлениями призматической спайности около 88°); по (010) и (100) несовершенная (отдельность). Изл. неровный. Хрупкий. Тв. $5\frac{1}{2}$ (вычисл. 5,12, экспериментальная 5,5 [49]). Микротвердость 469—593 кгс/мм² (средняя 560) на (110) , что отвечает тв. по Хрущеву 5,8 [50]. Уд. в. от 3,18 [51] до 3,30 [52] зависит от содержания Fe^{2+} . Для почти чисто магниезильного энстатита из метеорита Шэллоутер вычисленный уд. в. 3,2104 при 23° , измеренный при температуре 27° в жидкости Клеричи $3,209 \pm 0,003$ [53]. Усредненное значение модуля упругости $E = 18,88$, модуля сдвига $G = 7,60$ и модуля объемного сжатия $K = 12,62$ (все в 10^{11} дин·см⁻²) [54]; по Галдину, модуль объемного сжатия $11 \cdot 10^{-5}$ кг/см² [55]. Вычисленные скорости распространения упругих волн (в 10^5 см·сек⁻¹): $v_p = 8,37$, $v_s = 4,88$ [54]. При плотности 3,38 г/см³ и пористости 1,826% определены следующие значения модулей упругости (c_{ik} , в 10^{11} дин·см⁻²) и постоянных гибкости (s_{ik} , в 10^{-13} см²·дин⁻¹) [56, 57]:

ik	11	22	33	44	55	16	12	13	23
c_{ik}	18,76	15,78	20,85	7,00	5,92	5,44	6,86	6,05	5,61
s_{ik}	6,63	7,50	5,55	14,29	16,89	18,38	-2,43	-1,27	-1,42

В земном и метеоритном (метеорит Нортон-Каунти) энстатитах методом ртутной порометрии установлены поры с радиусом сечения 150—1000 Å и менее 50 Å [58].

Цв. сероватый, желтоватый, зеленовато-белый, оливково-зеленый, бутычно-зеленый, коричневый. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, слабо перламутровый на плоскостях спайности. Просвечивает или непрозрачный.

Электропроводность растет при увеличении давления и температуры с проявлением анизотропии: параллельно оси c от $2,0 \cdot 10^{-10}$ ом⁻¹·см⁻¹ при 1 кбар до $3,5 \cdot 10^{-10}$ ом⁻¹·см⁻¹ при 20 кбар и температуре 200° и соответственно от $4,9 \cdot 10^{-6}$ до $8,8 \cdot 10^{-6}$ ом⁻¹·см⁻¹ при 600° ; перпендикулярно оси c от $3,1 \cdot 10^{-10}$ до $5,0 \cdot 10^{-10}$ ом⁻¹·см⁻¹ при давлении соответственно 1 кбар и 20 кбар и температуре 200° ; при температуре 600° электропроводность изменяется от $1,2 \cdot 10^{-6}$ до $2,2 \cdot 10^{-5}$ ом⁻¹·см⁻¹ при давлении 1 кбар и 20 кбар [59]. При температуре 600° на изотермах наблюдается перелом, обусловленный усилением изменения электропроводности с давлением, вероятно, в связи с полиморфным переходом [59]. Анизотропия электропроводности в плоскости (010) энстатита



Фиг. 146. ИК-спектр энстатита (по Болдыреву)

отмечается при давлениях порядка 20—60 кбар [60] и температурах до 1400—1500° [61]. Электрическая поляризация при ударной нагрузке в интервале 44—1156 кбар является функцией давления на фронте ударных волн; в интервале от 400 до 760 кбар знак поляризации меняется [62]. Пьезоэффекта не обнаруживает [63]. Магнитная восприимчивость $15,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [64]. В катодных лучах обнаруживает оранжево-красное свечение [65]. В ювелирном деле для диагностики энстатита используются очень сильная линия поглощения при 5060 Å и диффузные линии при 4550, 4880 и 5550 Å [66].

ИК-спектр поглощения (фиг. 146) энстатита (Закавказье) [67] содержит следующие полосы (в см^{-1}): 3700, 1750, 1670, 1590, 1560, 1450, 1290, 1020, 950, 870, 730, 690, 645, 600, 570, 540, 515, 460, 405. Спектр ЭПР свидетельствует о наличии в минерале электронно-дырочных центров за счет Ti^{3+} [68].

Энтальпия образования — ΔH_{293}° (ккал/моль): $-8,690 \pm 0,150$ из окислов [69]; $-370,21$ из элементов [70]; по данным калориметрических измерений теплот растворения энстатита $\Delta H_{965\text{K}}^{\circ} = -17,36 \pm 0,42$ ккал/моль и $\Delta H_{1173\text{K}}^{\circ} = -16,24 \pm 0,42$ ккал/моль [71], $\Delta H_{970\text{K}}^{\circ} = -17,62 \pm 0,34$ ккал/моль [72]. Энтропия $S_{298}^{\circ} = 16,22$ [73]. Изобарно-изотермический потенциал образования ΔZ_{298}° (ккал/моль) [70]: $-8,62$ из окислов, $-349,47$ из элементов. Теплоемкость в зависимости от температуры отвечает уравнению: $C_p = 41,18 + 24,00 \cdot 10^{-3} T - 8,12 \cdot 10^{-5} T^2$ (298—800 K) [74]. Показатель относительной щелочности минерала $\Delta Z'_{298} = 9,349$ ккал; показатель общей основности (свободная энергия полной ионизации) $\Delta Z''_{298} = 2,054$ ккал [75]. Для перехода клиноэнстатита в протозенстатит определена теплота превращения $0,5$ ккал/моль [76]. Растворение в дистиллированной воде составляет $37,46 \cdot 10^{-4}\%$, в водном растворе CO_2 — $105,4 \cdot 10^{-4}\%$ [77]. Общая растворимость при температуре 600° и давлении 1 кбар составляет 0,063 вес. % [78].

Микр. В прох. свете в шлифах бесцветен. Обычно не плеохроирует, но прозрачные кристаллы драгоценного энстатита из Танзании обладают очень сильным плеохроизмом: по N_g — зеленый, по N_m — коричневый и по N_p — светло-коричневый; цейлонские драгоценные энстатиты характеризуются умеренным плеохроизмом до слабого [66]. Двуосный (+). $N_g=c$, $N_m=a$, $N_p=b$. Погасание прямое. Удлинение (+). Показатели преломления обнаруживают тенденцию к увеличению с ростом железистости. Они колеблются: n_g от 1,657 [79] до 1,678 [80], n_m от 1,656 [81] до 1,674 [80], n_p от 1,649 [79] до 1,668 [80]; n_g — $n_p = 0,007$ — $0,013$. $2V$ от 48 до 87°. Дисперсия $r < v$. Драгоценные энстатиты иногда обладают астеризмом [66]. Для энстатита весьма характерны структуры распада твердых растворов: субпараллельные ориентированные вроски («пертиты распада») в авгите, диопсиде [82, 83], пластинки авгита, клиноэнстатита, амфибола, шпинели, граната в энстатите [42, 43]. С помощью электронного микроскопа высокого разрешения в энстатите установлено полисинтетическое микродвойникование с шириной двойниковых пластинок всего 9 Å [84].

Во многих кристаллах энстатита наблюдаются деформационные структуры и кинк-полосы, обусловленные механическими напряжениями, фазовыми превращениями, двойникованием. Активной плоскостью скольжения в энстатите является (100), направление скольжения — [001]. Так как ромбическая симметрия допускает двустороннее скольжение, возможны проявления сопряженных деформационных полос [85, 86, 87].

Хим. Теор. состав чисто магнезиального энстатита $Mg_2[Si_2O_6]$: MgO—40,16, SiO₂ — 59,84. Обычные содержания: MgO не менее 31,6%; FeO — до 7—8%; Fe₂O₃ — до 1—1,5%, редко до 3,5%; SiO₂ — от 44,69% до 59,92%; Al₂O₃ — до 5,5%; CaO — до 3% (предполагается, что содержание CaO больше 1,5% говорит о примеси моноклинных пироксенов [88]); содержание MnO не превышает 0,40% (в среднем 0,10—0,12%). Щелочей нет или очень мало; редко Na₂O до 0,98% и K₂O до 0,60% (хим. анализ 8); для энстатитов из включений ультраосновных пород в базальтоидах и кимберлитах характерно постоянное содержание Na₂O 0,15—0,25% [89]. Иногда отмечается не более 0,10% P₂O₅ и сотые и десятые доли процента CO₂, SO₃, F. Содержание H₂O⁻ непостоянно (до 0,90%); H₂O⁺ (с учетом потери при прокаливании) — от полного отсутствия до 3%. Максимальное содержание Ti, Cr, Ni, V в энстатитах (в %): TiO₂ — 0,39 (из включений ультраосновных пород в базальтах Гавайских островов) [43]; Cr₂O₃ — 1,07 (из ультраосновных пород в кимберлитах Якутии) [42]; NiO — 0,26 (из ультраосновных пород Венесуэлы) [90]; CoO — 0,10 (из лимбургитов Восточного Забайкалья) [91]; V₂O₅ — 0,18 (из базальтов Прибайкалья) [7]. О содержании Ti, Cr, Ni, Co см. также [6, 7, 42, 43, 51, 82, 83, 90, 92—108]. Спектральным методом в некоторых энстатитах фиксируются (в 0,0n—0,00n%) Cu, Zn, Zr [105, 109]; Be [109, 110]; Cs (0,002%) [111, 112]; Sc (0,002—0,004%) [105, 113, 114, 115]. В энстатите из метеорита Нортон-Каунти (бедного кальцием ахондрита) содержатся (в 10⁻⁶ г/м): Sc—5,3, Ce—0,3, Eu—0,002 [116]. В энстатитах из ксенолитов эклогитов и перидотитов в кимберлитах Якутии содержится 0,028—0,030 г/м урана [117, 118]. В чисто магнезиальных энстатитах с Памира методом ЭПР установлены атомарный водород и молекулы метана [119].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,03	—	0,07	0,02	—	0,24	—	0,98	0,23
K ₂ O	сл.	—	0,10	0,07	—	0,05	—	0,60	0,08
MgO	39,30	39,51	37,16	37,73	39,24	34,96	36,13	31,72	34,71
CaO	0,10	0,32	0,23	0,09	—	0,81	0,23	0,78	0,50
MnO	0,015	—	0,09	0,19	0,17	0,17	0,08	0,11	0,02
FeO	сл.	0,38	1,85	2,32	2,47	3,52	3,57	3,86	3,93
NiO	—	—	—	—	0,13	—	0,35	—	—
CoO	—	—	—	—	0,005	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,84	—	5,27	1,69	0,49	2,58	0,95	2,52	0,88
Fe ₂ O ₃	0,80	—	0,07	сл.	—	1,86	0,42	0,56	0,72
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,10	0,46	0,46	0,25
SiO ₂	58,24	59,92	53,95	56,10	54,62	55,56	57,73	56,44	58,48
TiO ₂	сл.	—	0,15	—	—	0,09	0,04	0,22	сл.
P ₂ O ₅	0,10	—	0,04	0,01	0,01	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,30	1,45	1,34	0,13	0,52	1,30	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,14	—	0,45	0,09	0,04	—	0,21
CO ₂	—	—	—	0,71	1,09	—	—	—	—
SO ₃	0,04	—	0,04	—	—	—	—	—	—
П. п.	0,90	—	0,33	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,365	100,13	(99,79)	100,38	100,02	100,16	100,52	99,55	100,01
Уд. в.	—	3,209	—	3,18	3,22	—	3,249	—	3,243
n _g	1,657	1,660	1,670	1,667	1,664	1,671	1,670	1,678	1,669
n _m	—	1,656	—	—	—	—	—	1,674	1,662

n_p	1,649	1,653	1,658	1,660	1,655	1,658	—	1,668	1,658
$2V$	48°30'	54°30'	60°	—	—	77°	72°	—	74°
$a_0(\text{Å})$	18,216	—	—	—	—	18,252	—	—	—
b_0	8,797	—	—	—	—	8,830	—	—	—
c_0	5,187	—	—	—	—	5,192	—	—	—
$Fs(\text{мол.}\%)$	0,0	0,0	2,5	3,5	3,5	2,5	4,5	4,0	3,0
$f(\%)$	1,0	0,5	2,6	3,5	3,4	5,3	5,6	6,7	8,2

1 — из апомagneзиальных тальцитов Мульводжского месторождения (Памир), анал. Кутилина [79]; 2 — из метеорита Шаллоуотер, анал. Фошар [81]; 3 — из шпильель-флогопит-энстатитовой зоны в магнезитовых мраморах Куги-Ляль (Юго-Западный Памир), анал. Мнронова, в оригинале сумма 99,72 [109]; 4 — из антофиллит-асбестоносных ультрабазитов Южных Мугоджар (Урал), анал. Комиссарова [92]; 5 — из антофиллит-асбестоносных ультрабазитов Сысертского района (Урал), анал. не указан [51]; 6 — из серпентинизированных ультрабазитов гор Китакамин (Япония), анал. Онуки [100]; 7 — из пироксена Уэбстер, Северная Каролина (США), анал. Пекк [53]; 8 — из гранатового вебстерита в кимберлите трубки Слодянка (Якутия), анал. Алферова [80, 102]; 9 — из лерцолита в кимберлите Матсо, Вазутоленд (ЮАР); анал. не указан [120].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	—	0,09	0,10	0,09	0,18	0,24	0,07	0,08	} 0,20
K_2O	—	0,05	0,12	0,06	0,03	0,06	<0,01	0,06	
MgO	36,36	34,80	32,23	33,89	33,52	33,97	33,81	35,00	34,20
CaO	0,53	0,71	1,60	0,69	1,59	0,96	0,86	1,36	1,22
MnO	0,10	0,08	—	0,06	0,14	0,12	0,14	0,07	0,20
FeO	3,96	4,19	4,31	4,54	4,58	5,03	5,30	5,46	5,49
NiO	—	—	0,11	0,15	—	—	0,08	—	—
CoO	—	—	—	0,01	—	—	—	0,007	—
Al_2O_3	0,79	1,12	3,66	1,74	4,00	1,60	2,93	1,39	2,13
Fe_2O_3	—	0,48	2,00	0,16	1,68	0,98	1,31	0,43	0,66
Cr_2O_3	0,23	0,21	1,07	0,50	0,27	0,30	0,17	0,44	0,30
SiO_2	57,79	57,20	53,52	56,85	51,77	56,02	54,61	53,30	54,21
TiO_2	0,007	0,15	0,03	—	0,05	0,14	0,11	0,22	0,19
P_2O_5	—	—	—	сл.	—	—	<0,008	0,02	—
H_2O^+	0,32	—	—	0,35	2,05	—	0,28	—	1,19
H_2O^-	0,04	0,16	—	—	—	0,59	—	0,40	—
П. п.	—	0,52	0,98	1,60	0,12	—	—	2,01	—

Сумма	100,127	(99,76)	99,73	100,69	99,98	100,01	99,68	100,247	99,99
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	—	—	3,27
n_g	1,665	1,670	1,694	1,671	1,675	1,675	1,677	1,671	1,677
n_m	—	—	—	—	—	1,667	1,672	—	1,671
n_p	1,656	1,661	1,683	1,661	1,665	1,664	1,667	1,661	1,664
$2V$	—	75°	76°	—	—	—	—	87°	78°
$a_0(\text{Å})$	—	18,258	—	18,288	—	18,170	—	18,258	18,266
b_0	—	8,823	—	8,826	—	8,822	—	8,810	8,782
c_0	—	5,171	—	5,201	—	5,197	—	5,170	5,192
$Fs(\text{мол.}\%)$	5,5	5,0	4,0	7,0	5,0	6,0	6,5	8,0	8,0
$f(\%)$	6,1	8,1	9,6	7,3	9,3	9,3	10,2	8,9	8,7

10 — из включения лерцолита в кимберлите трубки Кимберли (ЮАР), анал. не указан [103]; 11 — из включений в кимберлитах трубки Обнаженная (Якутия), анал. Баранова, Потоцкая, Тихомирова, в оригинале сумма 99,71% [82]; 12 — из включений энстатитов в кимберлитах трубки Удачная (Якутия), анал. Саблина [42]; 13 — из гарцбургитов Северо-Востока СССР, анал. Гурецкая [6]; 14 — из лерцолита в целочной днатрме, Грин-Ноб, шт. Аризона (США), анал. авторы [121]; 15 — из мономинеральных агрегатов в кимберлитах (Якутия), анал. Филонова [122]; 16 — из шпильель-лерцолита, Пиренеи (Франция), анал. Мерси [99]; 17 — из дунитов Камчатского мыса (Северо-Восток СССР), анал. Балакина [6]; 18 — из Приморья (СССР), анал. Свержинская [4].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na_2O	0,20	0,02	0,14	—	0,16	—	—	0,18	0,20
K_2O	0,04	—	сл.	—	0,09	—	—	0,02	0,19
MgO	35,00	32,23	33,30	35,56	34,55	37,83	32,12	39,80	31,59

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
CaO	1,76	1,96	0,39	0,06	0,52	0,93	1,48	2,97	0,58
MnO	0,09	0,02	0,10	0,01	0,32	0,12	0,19	0,14	0,14
FeO	5,52	5,67	5,85	6,20	6,51	6,72	7,15	7,54	7,72
NiO	—	0,01	0,14	—	0,07	—	0,07	0,26	—
CoO	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,65	2,92	3,24	1,20	2,92	1,60	1,61	3,19	4,59
Fe ₂ O ₃	0,57	0,32	1,30	0,19	—	—	0,97	0,09	—
Cr ₂ O ₃	0,50	0,30	0,36	—	—	0,63	0,45	0,45	—
SiO ₂	54,08	55,70	55,04	56,84	53,80	51,56	55,94	44,69	54,84
TiO ₂	сл.	0,09	сл.	—	0,20	0,16	0,11	0,08	0,15
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,33	—	0,09	0,38	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,15	—	—	—	—	0,05	0,17
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—
П. п.	—	0,20	—	—	—	0,15	—	—	—
Сумма	99,41	99,45 *	100,01	100,06	99,67 **	99,75	100,18	100,05	100,17
Уд. в.	—	—	3,284	3,29	—	—	3,302	—	—
<i>n_g</i>	1,676	1,677	1,673	1,678	1,677	—	1,680	—	1,674
<i>n_m</i>	—	—	1,671	—	1,667	—	—	—	—
<i>n_p</i>	1,664	1,667	1,667	1,666	1,657	—	—	—	1,666
2 <i>V</i>	84°	87°	84°	—	83°	—	—	—	84—87°
<i>a₀</i> (Å)	—	—	18,255	—	—	—	—	—	18,237
<i>b₀</i>	—	—	8,821	—	—	—	—	—	8,768
<i>c₀</i>	—	—	5,192	—	—	—	—	—	5,191
<i>F_s</i> (мол.%)	8,0	8,0	7,0	9,0	9,5	—	9,0	—	11,0
<i>f</i> (%)	9,1	10,1	10,3	9,0	9,6	9,0	13,0	10,7	11,8

* В том числе S — 0,01. ** В том числе F — 0,17 (—0,07).

19 — из включения лерцолита в эффузивах вулкана Авачи (Камчатка), анал. Щека [123]; 20 — из оливковых пород Кытлымского массива (Северный Урал), анал. Иванова [93]; 21 — из оливковых нодулей в базальте, Дербишир (Англия), анал. Хамад [124]; 22 — из энстатитита в эфлогитовой зоне Южного Урала, анал. Дулова [125]; 23 — из включения ультраосновных пород в лимбургитах Восточного Забайкалья, анал. Жукова [91]; 24 — из дунита, Дун (Новая Зеландия), анал. не указан [108]; 25 — из пироксенита Бушвельдского комплекса (ЮАР), анал. Пекк [53]; 26 — из перидотита, Венесуэла, анал. Истон (микросонд) [90]; 27 — из перидотитового включения в трахибазальтах Прибайкалья, анал. Комарова, кроме того, установлено: NiO 0,11%, CoO 0,008%, Cr₂O₃ 0,30% [7].

Сводки химических анализов приводятся в работах [1, 6, 53, 89, 108, 126, 127, 128].

Диагн. исп. Не разлагается HCl. П. п. тр. почти не плавится, тонкие края зерен округляются.

Повед. при нагр. Температура плавления 1557° [129]. Температура плавления при давлении 30—40 кбар до 1800—1900°; экстраполяция кривой плавления энстатита до давления 1400 кбар, отвечающей границе мантия—ядро, указывает на температуру плавления 3750° [130]. Кривая ДТА представляет почти прямую линию с эндотермическим прогибом при 1440° [131].

Нахожд. Породообразующий минерал ультраосновных и основных магматических пород, содержится во включениях этих пород в кимберлитах, базальтах и базальтоидах, встречается в глубинных контактово-метасоматических породах и в метеоритах.

Энстатиты с FeO от 0,0 до <1% отмечаются в магнезиальных энстатитовых скарнах, залегающих в глубинных докембрийских метаморфических комплексах (амфиболовых и дистеновых гнейсах); энстатит ассоциируется с оливином, тальком, шпинелью, флогопитом, антофиллитом, тремолитом и серпентиновыми минералами. Энстатитовые скарны известны на Алдане [132, 133], на Сино-Корейском щите [134], на Памире (хим. анализы 1 и 3) [79, 109].

Почти чисто магнезиальные энстатиты характерны также для некоторых хондритов и ахондритов; их железистость редко достигает 10% [135]. Средний химический состав энстатита из каменных метеоритов очень близок к теоретическому $MgSiO_3$ [87], классическим примером является энстатит (кристаллы длиной до 4,5 см) из энстатитового ахондрита Шэллоутер (хим. анализ 2) [81]. В сильно брекчированных ахондритах энстатит частично перешел в неупорядоченный энстатит и клиноэнстатит [136, 137].

Широко распространен энстатит в ультраосновных породах. В перидотитах и дунитах альпинотипных формаций он ассоциируется с оливином, моноклинным пироксеном, хромитом и характеризуется умеренной железистостью. Подобные интрузии известны во всех странах мира. В СССР таковы массивы Малого Кавказа (АзССР) [2], Северо-Востока (хим. анализы 13, 17) [6]; за рубежом — массивы Франции (хим. анализ 16) [99], Швейцарии [138], Японии (хим. анализ 6) [100, 139], США (штаты Вашингтон и Северная Каролина) (хим. анализ 7) [53] и др. Энстатиты, близкие по составу к альпинотипным, но отличающиеся несколько повышенными содержаниями Al, Ca и Fe^{3+} , описанные иногда как алюмоэнстатиты, развиты в ультраосновных породах габбро-пироксенит-дунитовой формации. В этих породах энстатит ассоциируется с моноклинным пироксеном, оливином и иногда шпинелью. В СССР массивы таких пород имеются на Урале: Кытлымский массив (хим. анализ 20) [93, 94], Сысертский массив (хим. анализ 5) [51], Терсутское месторождение [140], Войкар-Сыннинский массив [141]; известны тела антофиллит-асбестовых ультрабазитов Южных Мугоджар (хим. анализ 4) [92], пироксенитов и габбро-пегматитов Северного Урала [142, 143]; эклогитов из зоны Южного Урала (хим. анализ 22) [125]; массив Борус в Западном Саяне [144], Таннуольский массив в Туве [145], ультраосновные массивы Кольского полуострова [146] и др. Типичным массивом энстатитсодержащих перидотитов является массив Лизард (Корнуэлл, Англия); энстатит из этого массива характеризуется наиболее высокой глиноземистостью [147]. К этому же типу относится энстатит массива Дорос в Исландии [148]. Перидотитовые массивы рассматриваемой формации известны в Норвегии, Новой Зеландии, Кубе, ЮАР (Бушвельдский комплекс, хим. анализ 25), Венесуэле (хим. анализ 26) [53, 90, 108], Югославии [149], Индии [150, 151]. Перидотитовый массив с сильно серпентинизированным энстатитом имеется на побережье Алжира [152].

Энстатит является постоянным компонентом включений ультраосновных пород в кимберлитах и кимберлитоподобных породах (нодули, родственные включения, ксенолиты, мономинеральные агрегаты — желваки). Энстатит в них ассоциируется с оливином, моноклинным пироксеном, пиропом, хромшпинелью, рудными минералами, серпентином, кальцитом. Некоторые включения сложены одним энстатитом. Состав энстатитов из включений в кимберлитах рассматривается в работах [1, 46, 80, 89, 103, 122, 126, 153—156]. Энстатиты из некоторых включений отличаются повышенной глиноземистостью (2—5%), а из мономинеральных агрегатов — низким содержанием Al_2O_3 (0,10—0,20%). Кроме того, энстатитовые агрегаты имеют реакционные каемки на контактах с вмещающим кимберлитом, что говорит о возможном существовании в кимберлитах двух генераций энстатита [46, 80]. Ультраосновные включения с энстатитом и энстатитовые агрегаты известны в кимберлитовых трубках Якутии (хим. анализы 8, 11, 12, 15) [42, 46, 80, 82, 89, 101, 102, 104, 122, 153—155, 157—162]; в кимберлитовых трубках ЮАР (хим. анализы 9, 10) [83, 103, 120, 126, 156, 163—172]; в кимберлитоподобных породах ЧССР [104], Швейцарии [126], Норвегии [126, 173, 174]; диатреме Грин-Ноб в шт. Аризона, США (хим. анализ 14) [121, 175, 176] и дайке Мосес-Рокс в шт. Юта (США) [177].

Другую группу включений ультраосновных пород с энстатитом представляют ксенолиты шпинелевых и гранатовых гипербазитов в базальтах, щелочных базальтоидах и базальтовых эруптивных брекчиях. Энстатит в них ассоциируется с оливином, моноклинным пироксеном, шпинелью, гранатом и хромитом; железистость его несколько выше, чем во включениях в кимберли-

тах. Содержание Al_2O_3 и Cr также несколько повышено. Если включения гипербазитов в кимберлитах считаются ксенолитами верхней мантии, то включения в базальтах и базальтоидах рассматривают как ксенолиты магматических пород, захваченных по пути движения базальтовой магмы [89, 178, 179]. По составу энстатиты из включений ультраосновных пород в базальтах континентальных областей и островных дуг отличаются от таковых океанических областей несколько более повышенной железистостью (средняя железистость для первых 10,9%, для вторых 8,7%) и глиноземистостью (3,76 и 2,57%) [180, 181]. В СССР энстатитсодержащие включения ультраосновных пород известны в базальтах Минусинской впадины на юго-западной окраине Сибирской платформы [105, 127, 182—185]; в трахибазальтах Прибайкалья (хим. анализ 27) [7]; в лимбургитах Восточного Забайкалья (хим. анализ 23) [91, 186]; в базальтах Приморья [107, 187]; в лавах вулкана Авачи на Камчатке (хим. анализ 19) [123]. Подобные образования встречаются в ЧССР, Австрии, ФРГ (Эйфель), США, Мексике, Японии [108], Италии (Сардиния) [188], Великобритании (Дербишир, хим. анализ 21) [124], Новой Зеландии и Австралии [189—192], Нигерии [193]. Особое место среди них занимают включения гранатовых пироксенитов в базальтах кратера Солт-Лейк на о-ве Оаху [106, 194, 195] и базальтах Килауэа на Гавайских о-вах [196]. По новым данным, гранатовые пироксениты Солт-Лейк являются продуктами анатексиса лерцолитов верхней мантии [197].

Необычная энстатит-кордиерит-кварцевая порода пироксен-гранулитовой фации встречена в Зимбабве [198]. В образовании этой породы выделяются две стадии метаморфической перекристаллизации: ранняя (давление > 10 кбар), давшая ассоциацию энстатит—кианит—кварц, и поздняя — ретроградная, с которой связаны переход кианита в силлиманит и кордиерит; энстатит из этой породы содержит 2,25% FeO и 5,56% Al_2O_3 .

Экспериментальные исследования устойчивости ассоциаций энстатита и моноклинного пироксена, а также их ассоциаций с гранатом при разных давлениях и температурах с учетом содержаний Al_2O_3 и CaO позволяют приближенно оценивать $P - T$ условия глубинного минералообразования. Построены геотермометры и геобарометры, напр., 1150—1200° при 30 кбар [89], 1100—1600° при 26—44 кбар [199]. Близкие параметры приводятся в работах [200—202].

Энстатит обнаружен в брекчиях и рыхлых породах, доставленных с Луны «Аполлоном-11 и 12», «Луной-20», в перидотите — «Аполлоном-15» (энстатит с Al_2O_3 5,1%) [203].

Изм. Замещается серпентином и магнетитом, реже тальком, амфиболами, биотитом и хлоритом. Характерны гомоосевые псевдоморфозы серпентина (лизардита, реже хризотила) по энстатиту, называемые баститом. Бастит широко развит во включениях ультраосновных пород в кимберлитах Якутии; в тех же породах вокруг мономинеральных энстатитовых агрегатов на контакте с основной массой кимберлитов наблюдаются реакционные каемки из роговой обманки и хлорита [80]. Частичное или полное замещение энстатита серпентином отмечается для ультраосновных пород гор Китаками в Японии [100]. Процесс серпентинизации энстатита изучен экспериментально [204]; установлено, что он особенно неустойчив в щелочных гидротермальных растворах при повышенных температурах и давлении и почти целиком замещается лизардитом, который позже в той же среде переходит в волокнистый хризотил; в нейтральной среде энстатит замещается серпентином и тальком, но этот процесс идет при более высокой температуре, чем в щелочной среде, и менее интенсивно. В альпинотипных гарцбургитах широко проявилась куммингтонитизация энстатита; псевдоморфозы куммингтонита по энстатиту встречены в массиве Борус (Западный Саян) [144], в Бархатном массиве (Кузнецкий Ала-тау) [205], на Полярном и Среднем Урале [206]. В породах эколгитовой зоны Южного Урала энстатит подвергся замещению в последовательности: актинолит и актинолит-асбест, хромсодержащий хлорит, антигорит и тальк [125].

В метаморфических апогипербазитовых энстатититах и диаллагитах юго-восточной Тувы (Таннуольский массив) энстатит частью замещен тремолитом [145]. Замещение энстатита бурым неплеохроирующим биотитом проявилось в гранатовых энстатититах из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) [42].

Искусств. Впервые энстатит был синтезирован из расплава при температуре ниже 950° и давлении 1 атм [207], затем получен методом закалки в системе $MgO - SiO_2$ [208]. В системе $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$ энстатит кристаллизовался через метастабильные фазы прото- и клиноэнстатита [10, 15, 31, 32, 209—213]. Результатом исследований в этой системе явилось установление полей устойчивости полиморфных модификаций $MgSiO_3$ в области субсолидуса в зависимости от температуры, давления и состава флюида [210, 214]. Синтез энстатита гидротермальным методом осуществлен в автоклаве из шихты энстатитового состава в присутствии 5%-ного раствора NaCl и $P - T$ условиях, отвечающих полю его устойчивости [215]. Кристаллизация высококачественных монокристаллов энстатита наиболее оптимальна из раствора $MgSiO_3$ в расплаве двойного молибдата ванадия и лития [216, 217]. Многочисленные экспериментальные исследования посвящены системе $MgSiO_3 - Al_2O_3$; целью их являлось установление пределов растворимости Al_2O_3 в энстатите, возможностей его ассоциаций с гранатом, оливином и другими пироксенами и, в конечном итоге, $P - T$ условий кристаллизации высокоглиноземистых энстатитов в глубинных, мантийных изверженных породах [89, 218—229]. Изучению равновесных отношений энстатита с тальком и антофиллитом посвящены работы [230—232], с сапфирином [233].

Практ. знач. Прозрачный зеленый энстатит используется как драгоценный камень [66, 234—238]. Месторождения его известны в США (Сан-Карлос в Аризоне), Бразилии, Индии, Шри Ланке, Танзании.

Отл. От богатых железом ромбических пироксенов отличается более светлой окраской, бесцветностью в прозрачных шлифах, отсутствием плеохроизма (плеохроирующие энстатиты встречаются редко), положительным оптическим знаком, более низкими показателями преломления, низким содержанием FeO. От моноклинных пироксенов отличается более низкими показателями преломления, прямым погасанием во всех разрезах зоны [001], составом, параметрами элементарной ячейки, от андалузита — положительным оптическим знаком, от оливина — более низким двупреломлением.

Межплоскостные расстояния энстатита из Приморья [4] *

Fe-антикатод, $D = 57,3$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
211	1	(4,31)	821	2	1,876	12.3.1	5	1,304
211	3	4,02	702	3	1,833	12.1.2; 104	4	1,293
121	1	(3,65)	541; 10.1.0		1,777	262	5	1,261
420; 221	5	(3,45)		4	1,766	362; 404	4	1,246
121	3	3,28	250	3	1,730	852; 624	3	1,225
420; 221	10	3,14	10.1.1	2	1,682	562	4	1,210
321	5	2,92	812; 142	3	1,674		4	1,203
610	9	2,86	10.3.1; 133	4	(1,632)	952	5	1,810
511	1	2,81	023; 962	5	1,610	12.5.0	4	1,151
131	1	(2,75)			1,599	16.0.0	2	1,141
421	5	2,69	931	3	1,580	804	3	1,124
131	7	2,52	650	1	1,533	10.6.1	1	1,114
202	6	2,49	12.0.0	5	1,517	080; 10.6.0	3	1,094
231; 521	4	2,45	19.3.1; 133	10	1,482	962	4	1,078
302	2	2,35	060	5	1,463	11.6.1	3	1,067
531; 502	1	(2,31)	12.3.1	1	(1,439)		3	1,056
711	2	2,25	352	3	1,412	12.6.0	2P	1,050
631	1	(2,14)	262	2	(1,395)	14.5.0; 10.6.2	7P	1,045

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
502	5	2,11	11.3.1; 11.0.2	7	1,386	12.6.1; 10.7.0	2p	1,036
531	4	2,08	11.0.2	2	1,377	11.0.4	6	1,021
512	3	2,05	043	2	1,354	11.6.2	5	1,011
811; 141	2	2,00	633	3	1,335			1,009
440	4	1,969	562	1	(1,328)	11.6.2	2	1,005
631	5	1,946						

* Оригинал хнм. анализа 18.

Л и т е р а т у р а

1. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 273.
2. Азизбеков Ш. А., Паисалы Н. В., Шихалибейли Э. Ш. Изв. АН АзербСССР, 1950, № 4, 56.
3. Smith J. V. Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2 3.
4. Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. В кн.: Материалы к минералогии м-ний по-лезных ископаемых. Л.: Госоптехиздат, 1959, вып. 26, 95.
5. Morimoto N., Koto K. Zs. Krist., 1969, 129, H. 1—4, 65.
6. Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 263, 6.
7. Киселев А. И., Медведев М. Е. ДАН СССР, 1969, 187, № 6, 1383.
8. Афонина Г. Г., Глазунов О. М., Абрамович Г. В кн.: Геохимические методы поисков. Методы анализа. Иркутск, 1977, 109.
9. Zussman J. Earth Sci. Rev., 1968, 4, N 1, 39.
10. Stephenson D. A., Sclar C. B., Smith J. V. Min. Mag., 1966, 35, N 274, 838.
11. Smyth J. R. Zs. Krist., 1971, 134, 262.
12. Kawai N., Tachimori M., Ito E. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1974, N 5-6, 378.
13. Lindemann W., Wögerbauer R. Naturwissenschaften, 1974, 61, N 11, 500.
14. Grover J. E. Trans. Am. geophys. Union, 1972, 53, 539.
15. Morimoto N., Appleman D. E., Evans H. T. Carnegie Inst. Washington, 1959, Year book N 59, 181; Zs. Krist., 1960, 114, 120.
16. Kushiro I. Am. Min., 1972, 57, N 7-8, 1260.
17. Smyth J. R. Am. Min., 1974, 59, N 3-4, 345.
18. Smith J. V. Acta Cryst., 1959, 12, 515.
19. Brown G. E., Smith J. V. Zs. Krist., 1963, 118, 186.
20. Sadanaga R., Okamura F. P., Takeda H. Mineral. J., Japan, 1969, 6, N 1-2, 110.
21. Smyth J. R., Ito J. Am. Min., 1977, 62, N 11-12, 1252.
22. Perdikatsis B. Diss. Doktorgrad. Naturwiss. Fak. Fridrich-Alexander Univ. Erlangen—Nürnberg, 1972.
23. Coe R. S. Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 3, 247.
24. Turner F. J., Heard H., Griggs D. T. Intern. Geol. Congress, 21-st., Copenhagen, Pt 18, 1960, 399.
25. Perrotta A. J., Stephenson D. A. Science, 1965, 148, N 3673, 1090.
26. Smith J. R., Burnham G. W. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, 14, 183.
27. Brown G. E., Prewitt C. T., Papike J. J., Sueno S. J. Geophys. Res., 1972, 77, N 29, 5778.
28. Kuno H. Mineral. J., Japan, 1966, 5, N 1, 21.
29. Bowen N. L., Schairer L. F. Am. J. Sci., 5-th ser., 1935, 29, 151.
30. Thilo E., Rogge G. Ber. Dtsch. chem. Ges., 1939, 72, 341.
31. Foster W. R. J. Am. Ceram. Soc., 1951, 34, N 9, 255.
32. Atlas L. J. Geology. Chicago, 1952, 60, N 2, 125.
33. Lindemann W. Spechsaal, 1961, 94, 508.
34. Sarver J. F., Hummel F. A. J. Am. Ceram. Soc., 1962, 45, N 4, 152.
35. Sclar C. B., Carrison L. C., Schwatz C. M. Trans. Am. Geophys. Union (Abstract), 1964, 45, 121.
36. Lange P., Kottermann M. N. Jb. Min., Monatsh, 1966, H. 5, 153.
37. Schwab R. G., Schwerin M. N. Jb. Min., Abhandl., 1975, 124, H. 3, 223.
38. Trommsdorff V., Wenk H. R. Contrib. min., petrol., 1968, 19, N 2, 158.
39. Frost B. R. Ph. D. Thesis, Univ. Washington, Seattle, Washington, 1973.
40. Coe R. S., Kirly S. H. Contrib. min., petrol., 1975, 52, N 1, 29.
41. Coe R. S., Müller W. F. Science, 1973, 180, N 4081, 64.
42. Серенко Б. П., Харькив А. Д. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, 12.
43. Desnoyers C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1975, 98, N 1, 65.
44. Футергендлер С. И. В кн.: Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40, 83.
45. Футергендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А. Рентгенография минерального сырья, 1964, сб. 4, 100.
46. Харькив А. Д. В кн.: Кристаллография и минералогия. Тр. Федоровской сессии 1969 г. Л., 1972, 184.
47. Newton M. G., Melton Ch. E., Giardini A. A. Am. Min., 1977, 62, N 5-6, 583.

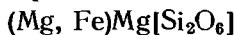
48. Ровша В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, **91**, вып. 5, 604.
49. Поваренных А. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 155.
50. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 119.
51. Хмара А. Я., Хмара З. И., Тузова А. Е. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1974, вып. 8, 139.
52. Suzuki I. J. Seismol. Soc. Japan, 1975, **28**, N 1, 1.
53. Hess H. H. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 173.
54. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 1, 46.
55. Галдин Н. Е. Геохимия, 1970, № 2, 169.
56. Рыжова Т. В., Александров К. С., Коробкова В. М. Изв. АН СССР, Физика земли, 1966, № 2, 64.
57. Рыжова Т. В., Александров К. С., Беликов Б. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, **98**, вып. 1, 41.
58. Савельев В. Н., Коломенский В. Д., Юдин И. А. Метеоритика, 1975, вып. 34, 76.
59. Пархоменко Э. И., Мкртчян С. А. Изв. АН СССР. Физика земли, 1974, № 12, 50.
60. Dvořák Z., Schloessin H. H. Geophysic, 1973, **38**, N 1, 25.
61. Duba A., Heard H. C., Schock R. N. Proc. VII Lunar Sci. Confer. Houston, Tex., 1976, **3**, 3173.
62. Минеев В. Н., Тюняев Ю. Н., Иванов А. Г., Лисицын Ю. В., Новицкий Е. Э. Изв. АН СССР. Физика земли, 1968, № 4, 33.
63. Микульская Е. К. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
64. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрус У. Ц. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 150.
65. Митрофанов С. И. Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962, 553.
66. Dunn P. Gems Gemology, 1976, **15**, N 4, 118.
67. Болдырев А. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976, 105.
68. Бершов Л. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, 47.
69. Torgeson D. K., Sahama T. G. J. Am. Chem. Soc., 1948, **70**, 6.
70. Мельник Ю. П. В кн.: Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наукова думка, 1972, 81.
71. Shearer J. A., Kleppa O. J. J. Inorg., Nucl. Chem., 1973, **35**, N 4, 1073.
72. Charlu T. V., Newton R. C., Kleppa O. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, **39**, N 11, 1487.
73. Kelley K. K. U. S. Bur. Mines, Bull., 1950, N 477, 147.
74. Kelley K. K. U. S. Bur. Mines., Bull., 1960, N 584.
75. Маракушев А. А. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геол., 1973, № 5, 14.
76. Бережной А. С., Кордюк Р. А. ДАН УССР, 1960, № 10, 1417.
77. Keller W. D., Balgord W. D., Reesman A. L. J. sedim. Petrology, 1963, **33**, N 1, 196.
78. Morey G. W., Hesselgesser A. E. Econ. Geol., 1951, **46** N 8, 821.
79. Доброхотова Е. С., Романович И. Ф., Сидоренко Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, **96**, вып. 3, 340.
80. Францесон Е. В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968, 104.
81. Foshag W. F. Am. Min., 1940, **25**, N 12, 779.
82. Нагайцев Ю. В. Вестн. Ленингр. ун-та, 1975, № 6, 80.
83. Borley G. D., Suddaby P. Min. Mag., 1975, **40**, N 309, 6.
84. Iijima S., Buseck P. R. Am. Min., 1975, **60**, N 9-10, 758; Electron Microscopy Miner., Berlin, 1976, 319.
85. Turner F. J., Heard H., Griggs D. T. Intern. Geol. Congress, rep. of the 21 session, Copenhagen, 1960, pt 18, 399.
86. Starkey F. Contrib. min., petrol., 1968, **19**, N 2, 133.
87. Mason B. Lithos, 1968, **1**, N 1, 1.
88. Howie R. A., Smith J. V. J. Geology, Chicago, 1966, **74**, N 4, 443.
89. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 5.
90. Green D. H. Bull. Geol. Soc. Am, 1963, **74**, N 11, 1397.
91. Михалева Л. А., Дергачева Т. Н. ДАН СССР, 1972, **205**, № 5, 1204.
92. Хмара А. Я. Сов. геология, 1974, № 10, 30.
93. Ефимов А. А., Иванова Л. П. Тр. Геол. ин-та УФАН, 1965, вып. 70, 51.
94. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Материалы по геологии и полезн. ископаемым Урала, 1967, вып. 13, 68.
95. Баба-заде В. М., Абдуллаев З. Б. Уч. зап. Азерб. ун-та, Сер. геол.-геогр. наук, 1967, № 2, 77.
96. Абдуллаев З. Б., Щербина В. В., Эфендиев Г. Х. Геохимия, 1967, № 4, 425.
97. Абдуллаев З. Б., Гусейнова С. Ф. Геохимия, 1970, № 12, 1465.
98. Сутурин А. Н., Глазунова А. Д., Арсенюк М. И. Геохимия, 1974, № 1, 105.
99. O'Hara M. J., Richardson S. W., Wilson G. Contrib. min., petrol., 1971, **32**, N 1, 51.
100. Oniki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, **46**, N 3, 92.
101. Лутц Б. Г., Маршанцев В. К. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, сер. геол., 1962, вып. 14, 307.
102. Лутц Б. Г. Геология рудных месторождений, 1965, **7**, № 5, 18.

103. *Banno S., Kushiro I., Matsui Y.* J. Geol. Soc. Japan, 1963, 69, N 810, 157.
104. *Соболев Н. В., Лодочников Н. В.* Геология и геофизика, 1962, № 6, 52.
105. *Крюков А. В.* В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М.: Недра, 1964, 190.
106. *Yoder H., Tilley C. J.* Petrology, 1962, 3, N 3, 342.
107. *Ганеева Г. М.* Геология и геофизика, 1960, № 10, 47.
108. *Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T.* Am. Min., 1954, 39, N 9-10, 693.
109. *Россовский Л. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 176.
110. *Hörmann P. K.* Contrib. min., petrol., 1966, 13, N 4, 374.
111. *Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 123.
112. *Солодов Н. А.* Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971, 151.
113. *Эфендиев Г. Х., Абдуллаев З. Б., Бабаева З. Э.* Геохимия, 1966, № 12, 1460.
114. *Борисенко Л. Ф.* Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966, 184.
115. *Борисенко Л. Ф.* Геохимия, 1970, № 7, 781.
116. *Лаврухина А. К., Колесов Г. М., Каличева И. С., Акользина Л. Д.* Метеоритика, 1968, вып. 28, 95.
117. *Акимов А. П., Берзина И. Г., Гуревич М. Ю., Лутц Б. Г.* ДАН СССР, 1968, 181, № 5, 1247.
118. *Берзина И. Г., Лутц Б. Г., Акимов А. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1, 17.
119. *Бершов Л. В.* Геохимия, 1970, № 10, 1275.
120. *Nixon P. H., Knorring O. von, Roche J. M.* Am. Min., 1963, 48, N 9-10, 1090.
121. *O'Hara M. J., Mercury E. L. P.* Am. Min., 1966, 51, N 3-4, 336.
122. *Илупин И. П., Ровина В. С.* ДАН СССР, 1972, 205, № 1, 181.
123. *Щека С. А., Щека Ж. А.* ДАН СССР, 1973, 211, № 4, 953.
124. *Hamad S. D.* Min. Mag., 1963, 33, No. 261, 483.
125. *Казак А. П., Чесноков Б. В.* Тр. Геол. ин-та УФАН, 1965, вып. 70, 43.
126. *O'Hara M. J., Mercury E. L. P.* Trans. Roy. Soc., Edinburgh, 1963, 65, N 12, 251.
127. *Костюк В. П., Костюк Е. А., Базарова Т. Ю., Кузнецова И. К., Лаврентьев Ю. Г., По-качалова О. С.* Тр. Ин-та геол., геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 349, 3.
128. *Sitola J.* Bull. Geol. Soc. Finl., 1970, N 42, 37.
129. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977, 38.
130. *Boyd F. R., England J. L.* Тр. геофиз. лаборат. Ин-та Карнеги в Вашингтоне. М.: Недра, 1969, вып. 62, 82.
131. *Иванова В. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 70.
132. *Шабынин Л. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1, 43.
133. *Шабынин Л. И.* Геология рудных месторождений, 1969, 11, № 4, 24.
134. *Маркушиев А. А., Ким Жак Дзе, Ким Жемео, Мишкин М. А.* В кн.: Геологическое строение Северо-Западной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966, 9.
135. *Мэйсон Б.* Метеориты. М.: Мир, 1965, 81.
136. *Pollack S. S.* Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1722.
137. *Aschworth J. R., Barber D. J.* Develop. Electron Microsc. and Annal. Proc. EMAG-75, Bristol, 1975, London e. a., 1976, 517.
138. *Peters Tj. von.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H.2, 587.
139. *Arai S. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1974, 69, N 10, 343.
140. *Хмара А. Я., Кудрявцев В. Н.* Геология рудных месторождений, 1973, 15, № 1, 74.
141. *Виноградская Г. М.* Матер. ВСЕГЕИ, 1961, нов. сер., вып. 5, № 2, 22.
142. *Морковкина В. Ф.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77, 130.
143. *Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.* В кн.: Соотношения магматизма и метаморфизма в гезитсе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, 7.
144. *Юдин М. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2, 59.
145. *Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Геология и геофизика, 1960, № 3, 41.
146. *Климов Н. И.* Матер. по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР, 1962, вып. 3, 184.
147. *Green D. H. J.* of Petrology, 1964, 5, N 1, 134.
148. *Rothstein A. T. V.* Geol. Mag., 1958, 95, N 6, 456.
149. *Pamić J., Majer V. J.* Geology, Chicago, 1977, 85, N 5, 553.
150. *Mitra S.* Acta min., petr. Szeged, 1973, 21, N 1, 87.
151. *Mitra S. J.* Geol. Soc. India, 1974, 15, N 3, 327.
152. *Bossière G., Collomb P., Mahdjoub Y. C. R., Paris*, 1976, D, 283, N 8, 885.
153. *Милашев В. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 284.
154. *Милашев В. А., Крутойрский В. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н.* Тр. Ин-та геологии Арктики, 1963, вып. 126, 143.
155. *Соболев Н. В.* ДАН СССР, 1964, 156, № 5, 1096.
156. *Lesotho Kimberlites.* Ed. Nixon P. H., Cape and Transvaal Printers, Cape Town, 1973.
157. *Бобривич А. П., Панкратов А. А., Козлов И. Т.* Матер. по геол. и пол. ископ. Якут. АССР, 1960, вып. 3, 54.
158. *Бобривич А. П., Соболев В. С.* Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 1, 341.
159. *Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутин. М.: Недра, 1964, 130.

160. *Соболев В. С., Соболев Н. В.* ДАН СССР, 1964, 158, № 1, 108.
161. *Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.* Сов. геология, 1964, № 12, 39.
162. *Францессон Е. В., Лутц Б. Г.* ДАН СССР, 1970, 191, № 6, 1370.
163. *Carswell D. A., Dawson J. B.* Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 3, 163.
164. *Rickwood P. C., Gurney J. J., White-Cooper D. B.* Up Mantle Project, Geol. Soc. South Africa, Publ. 2, 1969, 325.
165. *Runciman W. A., Sengupta D., Marshall M.* Am. Min., 1973, 58, N 5-6, 444.
166. *Dawson J. B., Reid A. M.* Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 4, 296.
167. *Mathias H., Rickwood P. C.* Up Mantle Project, Geol. Soc. South Africa, Spec. publ. 2, 1969, 358.
168. *Mathias M., Siebert F. C., Rickwood P. C.* Contrib. min., petrol., 1970, 26, N 2, 75.
169. *MacGregor I. D., Carter J. L.* Phys. Earth Planet. Inter., 1970, 3, 391.
170. *Cox K. G., Gurney J. J., Harte B.* Lesotho Kimberlites. (Ed. P. H. Nixon). Cape and Transvaal Printers, Cape Town, 1973, 76.
171. *Harte B., Cox K. G., Gurney J. J.* Phys. Chem. Earth, 1975, 9, 477.
172. *Gurney J. J., Harte B., Cox K. G.* Phys. Chem. Earth, 1975, 9, 507.
173. *Washington H. S., Merwin H. E.* Am. Min., 1923, 8, N 4, 63.
174. *Mercy E. L. P., O'Hara M. J.* Norsk. Geol. tidsskr., 1965, 45, N 3, 323.
175. *O'Hara M. J., Mercy E. L. P.* Am. Min., 1966, 51, N 3-4, 336.
176. *Watson K. D., Morton D. M.* Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 267.
177. *McGetchin T. R., Silver L. T.* Am. Min., 1970, 55, N 9-10, 1738.
178. *Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др.* Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, 5.
179. *Волохов И. М.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 150, 71.
180. *Денисов Е. П.* Геология и геофизика, 1965, № 4, 163.
181. *Денисов Е. П.* Геология и геофизика, 1974, № 7, 35.
182. *Крюков А. В.* В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964, 195.
183. *Крюков А. В.* В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, 175.
184. *Куполин В. А., Фролова В. М.* В кн.: Проблемы петрологии ультрасосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, 55.
185. *Куполин В. А., Фролова В. М.* В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, 68.
186. *Михалева Л. А., Дергачева Т. Н., Зеркалова М. И., Непешна Л. А.* В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1974, 30.
187. *Сахно В. Г., Денисов Е. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, 43.
188. *Lauro C. R.* Acad. Italia, cl. sci. Rend., ser. 7, 1940, 1, fasc. 6.
189. *Diskey J. S.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1304.
190. *Mason B.* Contrib. min., petrol., 1968, 19, N 4, 316.
191. *Loering J. F., White A. J. R. J.* Petrology, 1964, 5, N 2, 195.
192. *Соболев Н. В.* В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, 143.
193. *Frisch T., Wright J. B. N.* Jb. Min., Monatsh., 1971, H. 7, 289.
194. *White R. W.* Contrib. min., petrol., 1966, 12, N 3, 275.
195. *Сахно В. Г., Щека С. А., Куренцова Н. А., Макарова Ж. А.* ДАН СССР, 1968, 180, № 1, 199.
196. *Tilley C. E.* Geol. Mag., 1961, 98, N 3, 527.
197. *Wilkinson J. F. G.* Contrib. min., petrol., 1976, 58, N 12, 181.
198. *Chinner G., Sweatman T.* Min. Mag., 1968, 36, N 284, 1052.
199. *Akella J.* Carnegie Inst. Washington, 1974, Year Book N 73, 274.
200. *Boyd F. R., Nixon P. H.* Carnegie Inst. Washington, 1973, Year Book N 72, 431.
201. *Mysen B.* Carnegie Inst. Washington, 1973, Year Book N 72, 467.
202. *Hensen B. J.* Carnegie Inst. Washington, 1973, Year Book N 72, 527.
203. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 261.
204. *Корыткова Э. Н., Косулина Г. И., Макарова Т. А., Гилева К. Г.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 6, 129.
205. *Гончаренко А. И.* Тр. Томск. ун-та, 1966. Сер. геол., 186, 31.
206. *Варлаков А. С.* Изв. АН СССР Сер. геол., 1973, № 10, 37; Тр. Ин-та геол. и геохимии УФАИ, Свердловск, 1977, вып. 125, 82.
207. *Allen E. T., White W. R.* Am. J. Sci., 4-th ser., 1909, 27.
208. *Bowen N. L., Andersen O.* Am. J. Sci., 4-th ser., 1914, 37.
209. *Boyd F. R., Schairer J. F.* Carnegie Inst. Washington, 1957, Year Book N 56, 223.
210. *Boyd F. R., Schairer J. F. J.* of Petrology, 1964, 5, N 2, 275.
211. *Boyd F. R., England J. L.* Carnegie Inst. Washington, 1965, Year Book N 64, 117.
212. *Schreyer W., Yoder H. N.* Jb. Min., Abhandl., 1964, 101, H. 3, 290.
213. *Ball M. C., Taylor H. F. W.* Min. Mag., 1963, 33, N 261, 469.
214. *Lindsley D. H., MacGregor I. D., Davis B. T.* Carnegie Inst. Washington, 1964, Year Book N 63, 174.
215. *Калинин Д. В., Огнева В. К., Шведенков Г. Ю.* В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970—1971). Новосибирск, 1972, 45.

216. Ito J. Geophys. Res. Letters, 1975, 2, N 12, 533.
 217. Hawthorne F. C., Ito J. Canad. Min., 1977, 15, pt 3, 321.
 218. Boyd F. R., England J. L. Carnegie Inst. Washington, 1961—62. Year Book N 61, 107; 1963. Year Book N 62, 118.
 219. Соболев В. С. В кн.: Проблемы геологии на 21-й сессии Междунар. Геологического Конгресса, Копенгаген. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 308.
 220. Onuki H., Tiba T. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1965, 53, N 6, 225.
 221. Akella J., Boyd F. R. Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab. 1972—73, 1973, 523.
 222. Akella J. Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab. 1973—74, 1974, 273.
 223. Onuma K., Arima M. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1975, 70, N 2, 53.
 224. Hensen B. J. Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab. 1972—73, 1973, 527.
 225. Stroh J. M. Contrib. min., petrol., 1976, 54, N 3, 173.
 226. Presnall D. C. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 580.
 227. Otata M. Am. Min., 1976, 61, N 7-8, 804.
 228. Fujii T., Takahashi E. Mineral. J., Japan, 1976, 8, N 2, 122.
 229. Arima M., Onuma K. Contrib. min., petrol., 1977, 61, N 3, 251.
 230. Fife W. S. Am. J. Sci., 1962, 260, N 6, 460.
 231. Robie R. A. Science, 1964, 143, N 3610, 57.
 232. Evans B., Trommsdorff V. Am. J. Sci., 1974, 274, N 3, 284.
 233. Дорошев А. М., Малиновский И. Ю. В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1974—75). Новосибирск, 1975, 104.
 234. Mitchell R. K. Gemmologist, 1953, 22, N 265, 145.
 235. Mitchell R. K. Gemmologist, 1954, 23, N 280, 195.
 236. Trumper L. C. Gemmologist, 1954, 23, N 276, 125.
 237. Sinkankas J. Gems Gemology, 1955, 8, N 6, 197.
 238. Bank H. Zs. Dtsch. gemmol. Ges., 1974, 23, N 3, 192.

Бронзит Bronzite



Название дано по бронзовому металлоидному блеску (Карстен, 1807).

Синон. Железистый энстатит — feriferous enstatite (Дана, 1892), кальциобронзит, кальциевый бронзит, известковый бронзит — lime-bronzite — бронзит, содержащий до 9% CaO (Польдварт, 1947) [1], монардит — monardite — слабо измененный бронзит (Эрдман, 1842); фесстин — phoestine, phästine, Phästin, phaestine — псевдоморфозы серпентина по бронзиту (Брайтхаупт, 1823); алюмобронзит — alumbonzite — бронзит с высоким содержанием Al_2O_3 [2].

Характ. выдел. Удлиненно- и короткопризматические кристаллы, зерна, зернистые массы, микролиты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2d}^{15} — $Pbca$. $a_0 = 18,326$, $b_0 = 8,877$, $c_0 = 5,224$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,0644 : 1 : 0,5884$, $Z = 8$ [3]. Колебания параметров элементарной ячейки: $a_0 = 18,17$ — $18,32$, $b_0 = 8,83$ — $8,86$, $c_0 = 5,190$ — $5,224$ Å [3—6].

Для бронзита ($a_0 = 18,235$, $b_0 = 8,831$, $c_0 = 5,189$ Å) из лунного троктолитового гранулита была установлена более низкосимметричная пр. гр. $P2_1ca$ [7], однако детальный анализ интенсивностей рентгеновских отражений доказал, что появление на дифрактограммах отражений, запрещенных для пр. гр. $Pbca$, обусловлено вторичной дифракцией, а не структурным состоянием вещества [8].

При нагревании от 20 до 740° все параметры увеличиваются. Коэффициенты термического линейного и объемного расширения бронзита с железистостью 22,5% составляют (в $10^{-6}/^{\circ}C$): по a_0 9,8, по b_0 $13,2 \pm 0,4$, по c_0 12,8, для V 35,8 [9].

Кристаллическая структура, характер полиморфизма, форма кристаллов и двойникование бронзита аналогичны таковым энстатита. В индивидах бронзита часто наблюдаются пластинки моноклинных и ромбических пироксенов, параллельные (100) бронзита, которые рассматриваются как продукты распада твердого раствора. Как показали рентгеновские, электронномикроскопические и микронзондовые исследования, бронзит состава $Mg_{0,81}Fe_{0,16}Ca_{0,03}SiO_3$ из комплекса Стиллутотер (шт. Монтана) содержит пластинки толщиной 0,5 мкм, сложенные авгитом с 24% CaO; на их долю приходится до 1,4% объема зерен [10—14]. Пластинки клинопироксена (с 19,7% CaO) толщиной 3—10 мкм установлены в бронзите (FeO 10,6%, CaO 1,2%) из оливинового пироксенита

плато Кибя в Юго-Западной Японии [15]. В лунных образцах бронзита и в бронзите метеоритов отмечаются пластинки распада, отвечающие по свойствам клинобронзиту [16, 17]. В бронзите с Fs 20% из анортозитового массива Джугджурского хр. в качестве продукта распада твердого раствора установлены пластинки гиперстена с Fs 43% [18]. В бронзите из сильно деформированного и частично метаморфизованного габбро Центральной Австралии отмечены пластинки диопсида, расположенные по (100) бронзита и кинк-полосы, сложенные клиноэнстатитом, возникшим при действии деформационных напряжений [19]. В лунных KREEP-базальтах («Аполлон-14») на бронзите по плоскости (100) наблюдалось закономерное нарастание сдвойникового магнезиального пиконита [20].

Мирмекитовые сростки бронзита с ильменитом встречаются в породах нижней зоны Скергардской интрузии (Восточная Гренландия) и в образце лунной брекчии («Аполлон-16») [21]. Симплектитовые сростания бронзита и магнетита, окружающие или полностью замещающие зерна оливина, встречаются в основных породах расслоенной интрузии Уотеранга в Австралии [22]. Во многих кристаллах бронзита из габбро-норитового пегматита горы Ниттис в Мончетундре (Кольский п-ов) тонкие волосовидные трещинки заполнены сульфидами [23]. Бронзит в пироп-бронзит-силлиманитовых кристаллических сланцах Станового хр. образует тонкие сростания с силлиманитом [24]. В бронзите из лунной микробрекчии («Аполлон-14») наблюдались включения кристаллов рутила, ориентированные параллельно оси c бронзита [25].

Физ. св. Сп. по (110) ясная (угол 88°), по (010) и (100) несовершенная (отдельность). Изл. неровный. Хрупкий. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. в. от 3,294 [23] до 3,42 [26]; значения удельного веса находятся в прямой зависимости от содержания Fe^{2+} .

Усредненный модуль упругости (E), по Александрову и др. [27] и Поваренных и др. [28], соответственно 15, 20 и 18,37. Модуль сдвига (G) 6,07 и 7,55. Модуль объемного сжатия (K) 10,23 и 12,36. (все в 10^{11} дин \cdot см $^{-2}$). Коэфф. Пуассона $\sigma = 0,24$. Модули упругости (c_{ik} в 10^{11} дин \cdot см $^{-2}$) и постоянные гибкости (s_{ik} в 10^{-13} см $^2 \cdot$ дин $^{-1}$) соответственно равны [29]: 11 — 19,30 и 6,50; 22 — 16,25 и 7,76; 33 — 17,12 и 6,67; 44 — 7,15 и 13,97; 55 — 5,81 и 17,21; 66 — 4,93 и 19,92; 12 — 7,34 и (—) 2,54; 13 — 5,32 и (—) 1,27; 23 — 5,02 и (—) 1,49.

Скорости упругих волн (в 10^6 см/сек), по Евзиковой [30], $v_p = 7,25$, $v_s = 4,22$; по Поваренных и др. [28], $v_p = 7,97$, $v_s = 4,80$; по Кобаяси [31], $v_p = 8,303$ по [100], 7,043 по [010], 7,853 по [001], $v_s = 4,847$ по [100], 4,857 по [010], 4,990 по [001]; средние скорости акустических волн 5,34 по [100] и [010], 5,40 по [001]. Установлена связь акустических констант и коэффициентов акустической анизотропии с кристаллографическими и оптическими характеристиками бронзита [32].

Цв. зеленоватый, желтоватый, коричневый. Черта сероватая, белая. Бл. на плоскостях спайности бронзовый, металловидный. Просвечивает или непрозрачный. Магнитная восприимчивость $19,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [33]. Теплопроводность (в 10^{-3} кал/см \cdot сек \cdot градус) по направлению [001] составляет 15,3, по направлениям [100] и [010] равна 8,16 [31]. Разложение бронзита в слабокислых HCl—KCl растворах в температурном интервале от 42 до 1° происходит incongruently, а скорость разложения изменяется по параболическому закону [34].

ИК-спектр бронзита характеризуется полосами поглощения 1061, 1029, 965, 950, 930, 869, 689, 647, 539, 507, 455 см $^{-1}$ (фиг. 147) [35]. На спектрах оптического поглощения пластинок бронзита, параллельных оси c , в области 15000—4000 и 3500—1500 см $^{-1}$ интенсивность полос 5400 и 2350 см $^{-1}$ возрастает с увеличением содержания Fe^{2+} в позиции M(2). Наблюдаемые в поляризованных спектрах компоненты полос 11000 и 5400 см $^{-1}$, различающиеся по энергетическому положению, отражают слабые спин-орбитальные взаимодействия и эффект Яна—Теллера [36].

Микр. В прох. свете в шлифах бесцветный или очень слабо окрашен — розоватый, буроватый. Плеохроизм обычно почти незаметен, иногда слабо плеохроирует — от желтоватого, светло-розового или зеленого по Ng , до светло-зеленоватого, красно-бурого и фиолетового по Np [24, 37, 38, 39]. Двусный, обычно (—), реже (+). Погасание прямое, редко косое (3—5°). Удлинение (+). Пл. опт. осей (010). $n_g = 1,673—1,715$ [5, 24], $n_m = 1,667—1,697$ [3, 5], $n_p = 1,661—1,692$ [40, 41], $n_g - n_p = 0,008—0,015$. Зависимость значений показателей преломления от содержания железа выражена нечетко. $2V$ от (+) 80—85° до (—) 73—87° (последние значения более типичны). Величине $2V = 90°$ приблизительно отвечает содержание около 14% $FeSiO_3$, по Винчелу. Дисперсия оптических осей отсутствует при $2V$ около 90°, слабая $r > v$ при отрицательных значениях $2V$. В шлифах наблюдаются тонкие пластинки распада твердых растворов авгита, диопсида, гиперстена, клинобронзита. Часто отмечаются тонкое полисинтетическое двойникование и деформационные структуры.

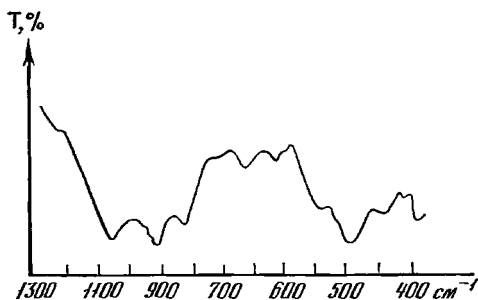
Хим. К бронзитам относятся ромбические пироксены с FeO от 5 до 13%, по Штрунцу (1970), и от 6,50 до 16,0%, по Диру и др. (1965).

В природных бронзитах количество FeO может выходить за принятые пределы, но тем не менее по остальным свойствам минерал диагностируется как бронзит, и, наоборот, содержание FeO может отвечать бронзиту, а минерал определяется как энстатит или гиперстен.

Содержание MgO колеблется от 30,5% до 22% и находится в обратной зависимости от FeO . Содержание SiO_2 51,00—55,00% в основном коррелируется с Al_2O_3 . Содержание Al_2O_3 от 0,42 до 12,0 (чаще менее 1,5%).

Для бронзитов из глубинных включений ультраосновных пород в кимберлитах, реже в эффузивных породах, характерно содержание Al_2O_3 2,0—4,0%; более высокое (4—6% до 12%) отмечается в бронзитах высокоглиноземистых метаморфических пород и щелочных базальтов. Бронзит, содержащий более 2% Al_2O_3 называют алюмобронзитом [2].

Другие компоненты бронзитов: Fe_2O_3 — до 2,0%, редко выше; CaO — от 0,5 до 3,5% (чаще 1,0—1,5%, при более высоких содержаниях предполагается присутствие включений кальциевых моноклиновых пироксенов); MnO — до 0,4%, TiO_2 — до 0,45%, редко до 1,3%; Cr_2O_3 — до 0,3%, иногда до 0,6%. Повышенные концентрации TiO_2 и Cr_2O_3 характерны для бронзитов из лунных пород (хим. анализы 12 и 13). Na и K в бронзитах устанавливаются не всегда; содержание Na_2O не превышает 0,4, а K_2O — 0,04%. В некоторых бронзитах содержится до 0,01% P_2O_5 . Обычное содержание H_2O^+ 0,3—0,5%, иногда до 1,4%; содержание H_2O^- колеблется в тех же пределах. Изредка в бронзитах отмечается фтор (около 0,08%), например — в бронзите из габбро-норитового пегматита Ниттис (Кольский п-ов) [23]. В бронзите из бронзитовых жил в апортозитовом массиве Джугджурского хр. (Охотское побережье, СССР) установлено 0,07% V_2O_5 [18]. Спектральным анализом в бронзите из ультраосновных пород Среднего Побужья определены (в %): Cr 0,055—0,15, Co 0,005—0,007, Ni 0,034—0,038 [42]. В бронзите из пироксенита и габбро Мончегундры (Кольский п-ов) установлено 0,003% ZrO_2 [43]. Бронзит из пород золоторудных месторождений Северного Казахстана содержит Cu 110—74 g/m и Au $23,0 \cdot 10^{-3}—18,1 \cdot 10^{-3} g/m$ [44]. В образце крупного кристалла бронзита из коллекции Куно (щелочной оливиновый базальт Така-сима, Северный Кюсю, Япония) методом нейтронно-активационного анализа установлены (в $10^{-4}\%$): Na^+ 1740 ± 40 , Mn^{2+} 1590 ± 50 , Co^{2+} 114 ± 3 , Sc^{3+} $21 \pm 1,5$, Ce^{3+} $0,17 \pm 0,02$, Sm^{3+} $0,090 \pm 0,015$, Eu^{3+} $0,049 \pm 0,004$, Tb^{3+} $0,039 \pm$



Фиг. 147. ИК-спектр бронзита (по Лисицной и Зориной)

П. п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	—	—	—	—	—	—	0,85	—	—
Сумма	100,47*	99,73	100,62	100,13	100,13	100,07	100,14	100,08	100,50**
Уд. в.	—	—	—	—	3,41	—	—	—	—
n_g	1,689	1,694	—	—	—	1,691— 1,703	1,692	1,6975	1,688
n_m	—	—	—	—	—	—	1,687	1,6935	—
n_p	—	1,683	—	—	—	1,683	1,678	1,6855	1,676
$(-)\Delta V$	77°	—	—	—	—	73—71°	73°	82°30'	70°
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	—	18,241	—	—	—	—
b_0	—	—	—	—	8,835	—	—	—	—
c_0	—	—	—	—	5,188	—	—	—	—
Fs (мол.%)	18,0	16,0	17,0	18,5	21,0	22,0	22,5	23,5	25
$f(\%)$	20,2	24,1	18,3	19,1	21,5	26,9	22,6	24,5	31,1

* В том числе NiO — 0,07. ** В том числе V₂O₅ — 0,07.

10 — из норита Стиллиутер, шт. Монтана (США), анал. Пек [52]; 11 — из включения пироксенита в кимберлите трубки Удачная (Якутия), анал. Соловьева [53]; 12 — из лунного образца (микронзондовый анализ) [21]; 13 — из лунного норита (микронзондовый анализ) [54]; 14 — из Берна (ФРГ), микронзондовый анализ [34]; 15 — из фенокристалла толейнта вулкана Фунагата (Япония), анал. Аоки [55]; 16 — из Беломорья, анал. Свержинская [3]; 17 — из порфириных вкрапленников в бронзитовом андезите Кокубудан (Япония), анал. Тада, Хазимото [56]; 18 — из жил бронзитов в анортзитовом массиве Джугджурского хр. (СССР), анал. Нисенбаум [18].

Диагн. исп. HCl не действует. П. п. тр. плавится с трудом.

Нахожд. Породообразующий минерал основных изверженных пород, менее характерен для ультраосновных и кислых пород, еще менее — для метаморфических пород.

Особенно типичен бронзит для формаций дифференцированных, расслоенных интрузий габбро-норитового состава с подчиненными количествами пироксенитов, перидотитов, дунитов, анортзитов. Классические интрузии этого типа — Бушвельд в ЮАР и Стиллиутер в шт. Монтана (США). Результаты детальных исследований бронзитов из Бушвельда (хим. анализ 5) приводятся в работах [1, 50, 57—61], бронзитов из комплекса Стиллиутер (хим. анализ 10) — в работах [10—14, 52, 59]. В подобной же геологической обстановке бронзит наблюдается в интрузии Дюфек в горах Пенсакола (Антарктида) [62].

В СССР бронзиты известны в габбро-норитовых дифференцированных интрузиях Кольского п-ова: массивы Мончетундры (хим. анализ 2) [23, 41], Гремяха-Вырмес (хим. анализ 3) [39], Панских высот [63], Аллареченского района [64] и др. Широко распространен бронзит в норитах Урала [65], в габброидах и пироксенитах Северо-Востока СССР (хим. анализ 9) [51], норит-анортзитах и пироксенитах Джугджурского хр. (Охотское побережье, хим. анализ 18) [18]. За рубежом, кроме того, бронзит встречается в габбро-норитовых комплексах Центральной Финляндии [66], в массивах Карибу-Лейк и Мемесэйгамесинг-Лейк в Онтарио (Канада) [67, 68].

В породах трапповых формаций бронзиты играют подчиненную роль по сравнению с моноклинными пироксенами. На Сибирской платформе (СССР) бронзит известен как в дифференцированных трапповых интрузиях Норильского региона (Норильская, Талнахская, Мантуровская, Имангдинская и другие интрузии) [69—74], так и в недифференцированных долеритах [75, 76]. Широкое распространение имеет бронзит (хим. анализ 8) в долеритах трапповой формации Кару в ЮАР [1, 26, 77]. К этому же типу относятся бронзиты диабазов Кольского п-ова [78,] габбро-пикрита Скергарской интрузии в Гренландии [79, 80], кварцевых долеритов Уин-Сил в Северной Англии [81], диабазовой дайки Восточного Коннектикута (США) [82].

Бронзиты наряду с более магнезиальными энстатитами установлены в ультраосновных породах офиолитовых формаций разных стран; в перидотитах юго-восточной части Малого Кавказа (АзССР) [83], гипербазилах

Северо-Востока СССР [51], Урала [84, 85]; за рубежом — в серпентинизированных ультрабазитах Ирландии (массив Даврос) [86], Швейцарии [37], Альп [87], Франции (Пиренеи, Центральный массив, Корсика) и Алжира [88, 89], Японии [90—94], США (шт. Вашингтон и Северная Каролина) [95], Новой Зеландии и других мест. Как второстепенный минерал бронзит встречается в пикритах Урала [96], в пикрито-базальтах Гавайских о-вов [97], в пикритах Занага, Конго (Бразавиль) [98].

Бронзит — постоянный породообразующий минерал эффузивных пород молодых андезито-базальтовых формаций. Он характеризуется повышенным содержанием глинозема (алюмобронзит) и увеличением железистости в ряду пород от базальтов к андезитам и дацитам. Обычно бронзит в этих породах образует фенокристаллы. Бронзит постоянно присутствует в эффузивных образованиях гранодиорит-порфиристо-дацитово-формации Центральной Камчатки [99] и вулкана Авачи [100]. Обнаружен в андезитах Флегрейских Полей, Италия (в ядрах глубоких скважин) [101]. Наиболее детально изучены фенокристаллы бронзита (хим. анализы 1, 15, 17) из андезитовых и базальтовых лав Японии [40, 45, 55, 56, 60, 102—106]. Мегакристаллы алюмобронзита встречаются в щелочных базальтах юго-восточной Австралии [107] и бронзита в толейитовых лавах Гавайских о-вов [108, 109]. Близкими к бронзитам Гавайских о-вов являются бронзиты океанических габбро из кернов глубоководных скважин [110].

Бронзит как второстепенный минерал часто встречается во включениях перидотитов и пироксенитов в щелочно-базальтовых и кимберлитовых вулканических диатремах. Обычно он обнаруживает реакционные взаимоотношения с другими минералами (оливин, плагиоклаз) и содержит повышенные количества глинозема. Примеры: бронзит из глубинных включений ультраосновных пород в базальтах Минусинской впадины [111—115]; бронзит из ксенолита гарцбургита в нефелиновом базаните Рейнской области ФРГ [116]; бронзит из включений шпинельсодержащих пироксенитов в щелочных базальтах о-ва Ики [103, 117, 118], плато Кибби [15, 119] и других мест [120] в Японии, а также в базальтовых породах Гавайских о-вов [121, 122]. В глубинных включениях ультраосновных пород в кимберлитах ромбические пироксены большей частью представлены энстатитом, но более железистые из них определяются как бронзиты. Таковы бронзиты (наиболее железистые энстатиты) из включений в кимберлитах Якутии, СССР (хим. анализы 7, 11) [5, 53, 123] и в кимберлитах ЮАР [124, 125].

В кислых изверженных породах бронзит встречается крайне редко; известен в двупироксеновых существенно гиперстеновых гранитах Жарминской зоны Восточного Казахстана [126].

В метаморфических образованиях бронзит наиболее распространен в породах гранулитовой фации. Вместе с моноклинным пироксеном, шпинелью, иногда с оливином, флогопитом и роговой обманкой он обычен в метаморфизованных ультраосновных породах (ультраосновных гнейсах — гранулитах) и представлен высокоглиноземистой разновидностью — алюмобронзитом. В подобных ассоциациях распространен бронзит и в метаморфизованных гипербазитах Аллареченского района на Кольском о-ове [64], Беломорья (хим. анализ 16) [3], в ультраосновных сланцах Анабарского массива [127], Алданского щита [128]. За рубежом примерами метаморфических пород с бронзитом могут служить: ультраосновные гнейсы Шотландии (хим. анализ 4) [49, 129—131]; метаморфизованные ультраосновные породы Швеции [132], ультраосновные чарнокиты Индии [133—135]; чарнокиты Алту-Алентежу в Португалии [6]; метаморфизованные серпентиниты Нового Южного Уэльса в Австралии [136]. В амфиболитах бронзит встречается реже, чем гиперстен или энстатит. Необычный бронзит с 12% Al_2O_3 (хим. анализ 6) обнаружен в пироп-бронзит-силлиманитовых и кордиерит-гранат-бронзит-силлиманитовых кристаллических сланцах гранулитовой фации в Восточной Становике (восточная часть Станового хр.) [24].

Бронзит является постоянным компонентом относительно небольшой группы каменных метеоритов — оливин-бронзитовых хондритов. В них он составляет 20—35% породы, содержит > 14 мол. % FeSiO_3 [17]. В лунных породах бронзит является наиболее обычным ромбическим пироксеном [137]. В морских базальтах [138] и в KREEP-базальтах [139] он слагает центральные части зерен, окруженные зонами более железистого пижонита и высококальциевого пироксена. В образцах лунного грунта, доставленного «Луной-20», преобладающий среди пироксенов бронзит отличается повышенным содержанием Cr и характеризуется наличием тонких пластинок авгита и клинобронзита [140]. В лунных породах анортозито-норито-троктолитовой серии бронзит (хим. анализ 12) более магнезиален, чем в морских базальтах [21, 141]. Наиболее крупные кристаллы бронзита встречены в лунных образцах троктолитового гранулита и крупнозернистого ударно-метаморфизованного норита (хим. анализ 13) [7, 8, 142].

Изм. Наиболее широко проявилось замещение бронзита серпентином с образованием гомоосевых псевдоморфоз — бастита (или шиллершпата). Баститизация развивается по схеме: протобастит (бронзит с иной оптической ориентировкой) → диаклазит → бастит. Подобные продукты, сохраняющие металлоидный блеск, называются фестином (горы Фихтель, ФРГ), по Брайтхаупту (1823). Бронзит во включениях из кимберлитов Якутии подвергается замещению серпентином и кальцитом до образования сотовой (яичичной) структуры и баститовых псевдоморфоз [5]. В габбро-норитах Панских высот на Кольском п-ове бронзит амфиболизирован, особенно на контакте с плагиоклазом [63], в габбро-норитовом пегматите Мончетундры (Кольский п-ов) частично замещен актинолитом, тальком и хлоритом [23].

Искусств. Ромбические пироксены с железистостью, отвечающей бронзиту, синтезированы при температуре 800—850° и давлении 1000 кг/см^2 [143].

Практ. знач. Прозрачные кристаллы с качествами драгоценного камня известны в месторождениях Аризоны (США), Бразилии, Индии, Шри Ланки [144, 145].

Отл. От более железистых ромбических пироксенов отличается более светлой окраской, в прозрачных шлифах — бесцветностью, розоватым оттенком окраски, очень слабым плеохроизмом; от магнезиальных (энстатитов) — розоватым оттенком окраски, слабым плеохроизмом; от тех и других — промежуточными значениями показателей преломления, оптическим знаком (\mp) и $2V$ около 90°. От моноклинных пироксенов — прямым погасанием, составом, параметрами элементарной ячейки.

Межплоскостные расстояния бронзита из Беломорья [3] *

Fe-антикатод, $D = 57,3$ мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
211	2	4,02	821	1	1,887	633	3	1,343
420; 221	4	(3,49)	702	1	1,837	12.3.1	5	1,310
121	2	3,31	541; 10.1.0	4	1,781	12.1.2; 104	4	1,300
420; 221	10	3,17	250	4	1,736	262	5	1,274
321	4	2,95	10.1.1	2	1,702	362; 404	3	1,254
610	8	2,88	812; 142	2	1,680	852; 024	2	1,235
511	2	2,83	10.3.1	3	(1,641)	562	4	1,214
421	4	2,71	023; 902	4	1,609	952	4	1,188
131	6	2,54	931	4	1,592	12.5.0; 16.0.0	2	1,157
231; 521; 202	6	2,48	650	3	1,533	804	1	1,129
302	2	2,38	12.0.0	4	1,522	10.6.0; 080	1	1,107
531; 502	2	(2,33)	10.3.1; 133	9	1,489	962; 10.6.1	4	1,085
711	3	2,25	060	7	1,477	11.6.1	1	1,078
502; 531	7	2,10	12.3.1	1	(1,447)	12.6.0	3	1,062

* Оригинал хим. анализа 16.

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d(A)</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
512	3	2,06	352	3	1,423	14.5.0; 10.6.2	8	1,051
811; 141	4	2,03	11.3.1; 11.0.2	8	1,396	12.6.1; 10.7.0	3	1,040
440	5	1,989	11.1.2	2	1,384	11.0.4	5	1,023
631	6	1,958	043	1	1,364	11.6.2	5	1,015

Л и т е р а т у р а

- Poldervaart A. *Min. Mag.*, 1947, 28, N 198, 166.
- Добрецов Н. Л., Качкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 273.
- Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. Н. В кн.: Материалы к минералогии м-ний полезных ископаемых. Л.: Гостоптехиздат, 1959, вып. 26, 99.
- Ito T. X-ray studies on polymorphism. Maruzen, Co., Tokyo, 1950.
- Илутин И. П., Ровша В. С. ДАН СССР, 1972, 205, № 1, 181.
- Carilho M. H. *Bol. Museu e Lab. min., geol. Fac. cienc. Univ. Lisboa*, 1974, 14, N 1, 41.
- Smyth J. R. *Geophys. Res. Lett.*, 1974, 1, N 1, 27.
- Sasaki S., Matsumoto T. *Proc. Japan. Acad.*, Tokyo, 1977, 53, Ser. B, N 3, 84.
- Suzuki I. *J. Seismol. Soc. Japan*, 1975, 28, N 1, 1.
- Henry N. F. M. *Min. Mag.*, 1942, 26, N 176, 179.
- Hess H. H. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 1960, N 80, 1.
- Boyd F. R., Brown G. M. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1969, N 2, 211.
- Lorimer G., Champness P. *Am. Min.*, 1973, 58, N 3-4, 243.
- Champness P. E., Lorimer G. W. *J. Materials science*, 1973, 8, N 4, 467.
- Tazaki K. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1974, N 11, 37.
- Ghose S., McCallum I., Tidy E. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37, N 4, 831.
- Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965, 81.
- Лебедев А. П. ДАН СССР, 1951, 79, № 1, 129.
- Trommsdorff V., Wenk H. *Contrib. min., petrol.*, 1969, 19, N 2, 158.
- Takeda H., Ridley W. T. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, Suppl. 3, 425.
- Haselton J. D., Nash W. P. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, 26, N 3, 287.
- Ambler E. P., Ashley P. M. *Lithos*, 1977, 10, N 3, 163.
- Козлов Е. К., Докучаева В. С., Богданов И. С. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1962, вып. 3, 89.
- Карсаков Л. П. ДАН СССР, 1973, 210, № 1, 187.
- Klein K., Drake A. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, Suppl. 3, 1103.
- Walker F., Poldervaart A. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1949, 60, N 4, 591.
- Александров К. С., Беликов Б. П., Рыжов Т. В. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1966, № 2, 9.
- Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серге А. Ю. *Мин. сб., Львов*, 1972, № 26, вып. 1, 58.
- Александров К. С., Алычиков В. В., Беликов Б. П., Заславский Б. И., Крупный А. И. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1974, № 10, 19.
- Евезикова Н. З. *Геология и геофизика*, 1972, № 8, 96.
- Kobayashi Y. *J. Phys. Earth*, 1974, 22, N 3, 359.
- Продайвода Г. Т. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1978, 107, вып. 2, 220.
- Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрос В. Ц. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1972, № 4, 148.
- Grandstaff D. E. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, 41, N 8, 1097.
- Лицицина М. А., Зорина М. Л. В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Изд. Ленингр. ун-та, 1976, вып. 1, 83.
- Goldman D. S., Rossman G. R. *Am. Min.*, 1977, 62, N 1-2, 151.
- Peters von Tjerk. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1963, 43, N 2, 587.
- Флеров Г. Б., Долгова Т. В. *Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР*, 1967, вып. 25, 65.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И. *Массив Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. М.—Л.: Наука*, 1967, 93.
- Ishibashi K., Yamauchi H. *Mem. Ehime Univ.*, Ser. D, 1963, 4, 169.
- Кавардин Г. И. *Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР*, 1959, № 2, 16.
- Фомин А. Б., Козак С. А. *Геохимия*, 1971, № 12, 1439.
- Соболев С. Ф. В кн.: Материалы 4-й научной конференции молодых научных сотрудников ИМГРЭ. М., 1962, 27.
- Спиридонов Э. М. *Геология и геофизика*, 1971, № 9, 124.
- Onuma N., Higuchi H., Wakita H., Nagasawa H. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1968, 5, N 1, 47.
- Hart S. P., Dodd R. T. *J. Geophys. Res.*, 1962, 67, 2998.
- Kistler R. W., Obradovich J. D., Jackson E. D. *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, 3226.
- Schwartzman D. W., Giletti B. J. *Contrib. min., petrol.*, 1977, 60, N 2, 143.
- Livingstone A. *Scottish J. geol.*, 1976, 12, pt. 4, 293.
- Markgraaff J. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1976, 79, N 2, 217.
- Азафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. *Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР*, 1976, вып. 263, 6.
- Hess H. H. *Am. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., 173.
- Серенко В. П., Харьков А. Д. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, 12.

54. *Steele I. M.* Am. Min., 1975, 60, N 11-12, 1086.
55. *Aoki K. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1966, 56, N 3, 133.
56. *Kuno H.* Proc. Japan Acad. Tokyo, 1947, 23, 117.
57. *Hall A. L.* Mem. Geol. Surv. S. Africa, 1932, N 28, 1.
58. *Hess H.* Am. Min., 1941, 26, N 10, 573.
59. *Hess H., Phillips A. H.* Am. Min., 1940, 25, N 4., 271.
60. *Kuno H.* Am. Min., 1954, 39, N 1-2, 30.
61. *Atkins F. B. J.* of Petrology, 1969, 10, N 2, 222.
62. *Himmelberg G. R., Ford A. B. J.* Petrology, 1976, 17, N 2, 219.
63. *Корвякова И. А., Яковлева М. Е.* Минер. сырье, 1962, вып. 4, 75.
64. *Яковлева А. К.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, № 10, 32.
65. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967, 69.
66. *Vorta A.* Bull. Geol. Soc. Finl., 1975, N 277, 5.
67. *Friedman G. M.* Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, N 11, 1531.
68. *Friedman G. M.* Am. J. Sci., 1955, 253, N 10, 590.
69. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 31.
70. *Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. Л.* В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 40.
71. *Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. Новосибирск: Наука, 1975, 137.
72. *Рябов В. В., Золотухин В. В.* Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, 1977, 70.
73. *Дистлер В. В., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н., Гроховская Т. Л.* ДАН СССР, 1976, 231, № 4, 949.
74. *Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Королюк В. Н.* Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1977, вып. 349, 29.
75. *Соболев В. С.* Тр. Арктич. научно-исслед. ин-та, 1936, 43, 148.
76. *Лебедев А. П.* Тр. ИГН АН СССР, 1955, вып. 161, 164.
77. *Уокер Ф., Пальберат А.* В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, 8.
78. *Синицын А. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 583.
79. *Brown G. M.* Min. Mag., 1957, 31, N 238, 511.
80. *Wager L. R., Deer W. A.* Medd. Grønland, 1939, 105, pt 3, N 4, 82.
81. *Dunham A. C., Copley P. A., Stasserking V. H.* Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 3, 211.
82. *Philpotts A. R., Gray N. H.* Am. Min., 1974, 59, N 3-4, 374.
83. *Азизбеков Ш. А., Пашиалы Н. В., Шихалибейли Э. Ш.* Изв. АН АзербССР, 1950, № 4, 56.
84. *Морковкина В. Ф.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77, 130.
85. *Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.* В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, 7.
86. *Rothstein A. T. V.* Geol. Mag., 1958, 95, N 6, 456.
87. *Niggli P.* Schweiz min., petr. Mitt., 1943, 23, H. 2, 538.
88. *Lacroix A.* Mineralogie de la France. Paris, 1893—95. 1962, 1, 546.
89. *O'Hara M. J., Richardson S. W., Wilson G.* Contrib. min., petrol., 1971, 32, N 1, 51.
90. *Arai S. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1974, 69, N 10, 343.
91. *Onuki H. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 46, N 3, 92.
92. *Nochi M., Komatsu M.* Earth Sci., J. Assoc. Geol. Collaboration, Japan, 1967, 21, 11.
93. *Komatsu M.* Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 47.
94. *Komatsu M. J.* Geol. Soc. Japan, 1975, 81, N 1, 11.
95. *Miller R.* Am. Min., 1953, 38, N 1-2, 134.
96. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956, 214.
97. *Muir I. D., Tilley C. E.* Am. J. Sci., 1957, 255, N 4, 241.
98. *Poucllet A., Bizouard H.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1974 (1975), 97, N 6, 470.
99. *Флеров Г. Б., Долгова Т. В.* Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1967, вып. 25, 85.
100. *Щека С. А., Сахно В. Г., Макарова Ж. А., Лаговская Е. А.* В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, 112.
101. *Di Girolamo Pio, Nardi G., Roland G., Stanzione D.* Rend. Accad. sci. fis., mat. Soc. naz. sci. lett. ed. arti, Napoli, 1977, 43, 45.
102. *Kuno H.* Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, N 9, 957.
103. *Kuno H.* Advancing frontiers in geology and geophysics. Hyderabad, India, 1964, 205.
104. *Ota R.* Rept. Geol. Surv. Japan, 1952, N 151, 23.
105. *Ishibashi K., Yamauchi H.* Mineral. J., Japan, 1967, 5, N 3, 234.
106. *Ishii T.* Mineral. J., Japan., 1975, 8, N 1, 48.
107. *Irving A. J.* Bull. Geol. Soc. Am., 1974, 85, N 10, 1503.
108. *Fodor R. V., Keil K., Bunch T. E.* Contrib. min., petrol., 1975, 50, N 3, 173.
109. *Bauer G. R., Fodor R. V., Husler J. W., Keil K.* Contrib. min., petrol., 1973, 40, N 3, 185.
110. *Hill R. E.* Init. Repts. Deep. Sea Drill. Proj., Washington, D. C., 1977, 37, 763.
111. *Крюков А. В.* В кн.: Геология юго-зап. обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964, 195.

112. Крюков А. В. В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, 175.
113. Кутюлин В. А., Фролова В. М. В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, 55.
114. Кутюлин В. А., Фролова В. М. В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, 68.
115. Костюк В. П., Костюк Е. А., Базарова Т. Ю., Кузнецова И. К., Лазаренков Ю. Г., Показалова О. С. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 349, 3.
116. Huckenholz H. G. Contrib. min., petrol., 1973, 40, N 4, 315.
117. Aoki K. Am. Min., 1968, 53, N 1-2, 248.
118. Aoki K., Shiba I. Lithos, 1973, 6, 41.
119. Tazaki K. J. Geol. Soc. Japan, 1971, 77, 127.
120. Yamaguchi M. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, 1964, 15, N 1, 163.
121. White R. W. Contrib. min., petrol., 1966, 12, N 3, 245.
122. Kuno H. Mem. Geol. Soc. Am., 1969, N 115, 189.
123. Харьков А. Д. В кн.: Кристаллография и минералогия. Тр. федоров. сессии 1969. Л., 1972, 184.
124. O'Hara M. J., Mercy E. L. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1963, 65, pt 12, 251.
125. Frick C. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1973, 76, N 3, 195.
126. Тяг В. Д., Попов Н. В. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4, 54.
127. Лутц Б. Г. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР. Сер. геол., 1962, сб. 8, 87.
128. Кишул В. И. Геология и петрология докембрия Куанданского щита. М.: Наука, 1966, 204.
129. Muir I. D., Tilley C. E. Geol. Mag., 1958, 95, N 5, 403.
130. O'Hara M. J. Min. Mag., 1961, 32, N 254, 848; J. Petrology, 1961, 2, N 2, 248.
131. Howie R. A. Min. Mag., 1964, 33, N 265, 903.
132. Mikkola E., Sahama T. Q. Bull. Comm. Géol. Finl., 1937, N 115, 357.
133. Naidu P. R. Current Science, 1943, 12, 254.
134. Howie R. A. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1955, 62, N 3, 725.
135. Murty D. S. Min. Mag., 1976, 40, N 315, 788.
136. Irving A. J., Ashley P. M. J. Geol. Soc. Australia, 1976, 23, pt 1, 19.
137. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 264.
138. Taylor G. J., Keil K., Warner R. D. Geophys. Res. Letters, 1977, 4, N 6, 207.
139. Meyer Ch. Phys. Chem. Earth, 1977, 10, N 4, 239.
140. Ghose S., McCallum I. S., Tidy E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 831.
141. Prinz M., Keil K. Phys. Chem. Earth, 1977, 10, N 4, 215.
142. Steele I. M. Am. Min., 1975, 60, N 11-12, 1086.
143. Фонарев В. И., Корольков Г. Я., Докина Т. Н. Геохимия, 1976, № 10, 1498.
144. Dunn P. Gems a. Gemology, 1976, 15, N 4, 118.
145. Bank H., Schmetzer K. Zs. Dtsch. gemmol. Ges., 1976, 25, N 3, 153.

Гиперстен Hypersthene

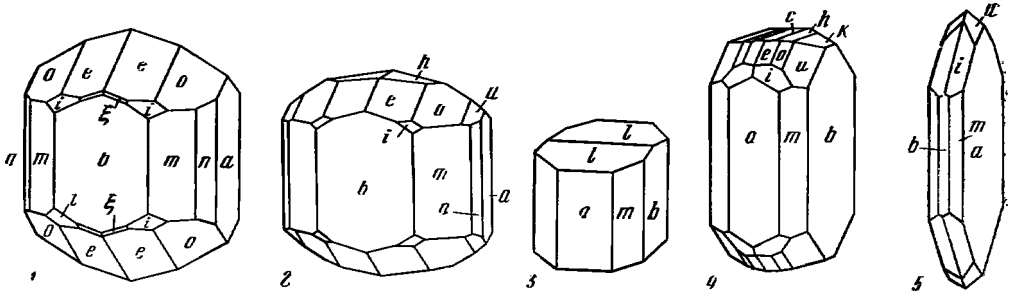


Название от греч. *υπερ* (ипер) — очень и *σθενος* (стенос) — крепкий (Аюи, 1803).

Синон. Амблестегит — *amblystegite* (Рат, 1869) из санидиновых бомб района Лаахера, Эйфель, ФРГ; бета-гиперстен, β -гиперстен — β -*hypersthene* (Винчел, 1951); гермарит — *germarite* (Брайтхаупт, 1867); купферит — *Kupferit* (Лоренцен, 1884); лабрадорская роговая обманка — *labradorische Hornblende* (по Хинце); миройтанит — *miroitante* (Эглестон, 1892); паулит — *raulite* (Вернер, 1812) с о-ва Св. Павла, Лабрадор; пиддингтонит — *pidingtonite* (Хайдингер, 1860) и шалкит — *shalkite* (Дана, 1892) — очевидно смесь гиперстена с другими силикатами в метеорите Шалка; сабоит, сабоит или сцабоит — *szaboite* (Кох, 1878) из андезитов Венгрии; фицинит — *ficiinite* (Кенгот, 1849) из Боденмайса; алюмогиперстен — *aluminumhypersthene* [1] — гиперстен с повышенным содержанием Al_2O_3 .

Характ. выдел. Кристаллы, зерна, плотные листоватые массы, сферические агрегаты.

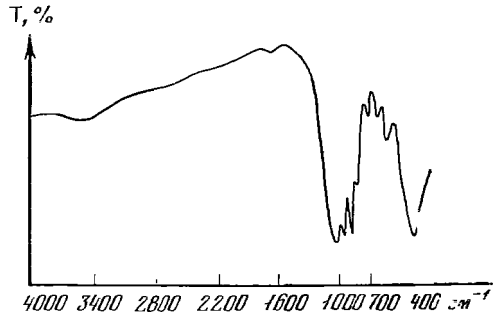
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{15} — *Pbca*. $a_0 = 18,336$, $b_0 = 8,924$, $c_0 = 5,234$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,0546 : 1 : 0,5865$; $Z = 8$ [2] Параметры элементарной ячейки колеблются в пределах (в Å): $a_0 = 18,210$ — $18,320$ (обычно 18,23—18,30), $b_0 = 8,818$ — $8,927$ (обычно 8,85—8,87), $c_0 = 5,176$ — $5,226$ (обычно 5,19—5,20) [3—7]. Отмечается [7—11], что с повышением содержания Fe^{2+} все параметры элементарной ячейки увеличиваются. Зависимость параметров элементарной ячейки от отношения $\text{Fe} : \text{Mg}$ выражается на графике ломаной линией с изломом в точке, отвечающей $\text{Fe} : \text{Mg} = 1$ (см. фиг. 139) [3, 12—14]. При отношении $\text{Fe} : \text{Mg} < 1$ позиция M(2) заполняется Fe^{2+} на 85—90%, при $\text{Fe} : \text{Mg} > 1$ железо входит в позицию M(1) [3].



Фиг. 148. Кристаллы гиперстена

1 — Малые Антильские о-ва (по Фелсу);
2 — Лаах, Рейн (по Рату); 3 — Корнуэлл,
Англия (по Аюи); 4 — Мон-Дор, Фран-
ция (по Брётгеру); 5 — Иран (по Бласу)

Фиг. 149. ИК-спектр гиперстена (по
Болдыреву)



Это подтверждается данными рентгеновских и мессбауэровских исследований гиперстенов с наиболее упорядоченной структурой из метаморфических пород [6, 15]. Заметное влияние на размеры элементарной ячейки, особенно на параметр b_0 , оказывает вхождение Al в октаэдрические позиции [9—11, 16]. Параметры элементарной ячейки гиперстена из метаморфических пород ниже, чем у гиперстенов того же состава из магматических пород [7, 10, 11]. При нагревании до 570° параметры элементарной ячейки увеличиваются, при этом коэффициенты линейного и объемного расширения составляют (в $10^{-6}/^\circ\text{C}$): по a_0 — 8,5, по b_0 — 10,3, по c_0 — 10,2, для V — 29,0 [17].

Кристаллическая структура гиперстена рассмотрена выше (см. стр. 407). Характер полиморфизма подобен таковому энстатита.

Для гиперстена Дана (1892) указывает следующие формы (в установке и с буквами по Гольдшмидту): c (001), b (010), a (100), z (120), m (110), n (210), h (104), k (102), l (304), χ (405), t (101), g (201), o (111), e (122), ξ (142), i (121), u (322), y (342). Координаты ϕ и ρ граней см. стр. 411. Кристаллы редки, призматические, иногда таблитчатые по (100) или по (010) — фиг. 148. Двойники полисинтетические по (100), рассматриваются как двойники скольжения [18—20]. В гиперстене наблюдаются газово-жидкие включения, расположенные параллельно вертикальной оси; в образцах из вулканических пород известны включения стекла и магнетита [21]. В гиперстене из дацитов Закарпатья отмечаются включения магнетита и ильменита [22]; в гиперстене из гранат-гиперстеновых чарнокитов Приднестровья — включения пирротина, пирита и халькопирита [23]; в гиперстене из метеорита Будулан — включения металлического железа [24]. Кроме того, обычны включения плагиоклаза, оливина, биотита, апатита, циркона.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная (под углом 88°), по (010) и редко по (100) ясная. Изл. неровный. Хрупкий. Тв. 5—6. Модуль объемного сжатия $K = 9,6 \cdot 10^{-5} \text{ кг/см}^2$ [25]. Уд. в. от 3,418 до 3,690 [7].

Обработка данных по удельным весам и составу гиперстенов метаморфических пород методом линейных регрессий показывает, что на величину удельного веса наибольшее влияние оказывают Fe^{2+} , Mg, Si (Al^{IV}) и Al^{VI} [1].

Цв. темно-коричнево-зеленый, серовато-черный, томпаково-коричневый. Цв. черты сероватый, коричнево-серый. Бл. на плоскостях спайности слабо перламутровый, металлоидный, бронзовый. Просвечивает или непрозрачен. Пьезоэффект отсутствует [26]. ИК-спектр гиперстена характеризуется интенсивной полосой с максимумами 1065, 965, 900 см^{-1} (валентные колебания Si — O), группой полос 732, 686, 645 см^{-1} , сильной полосой с максимумами 550, 535, 508, 460 и 410 см^{-1} (деформационные колебания Si — O) [12]. Аналогичные данные приводятся в работе Болдырева (фиг. 149) [27].

Увеличение $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ вызывает смещение полос в области валентных колебаний к более высоким частотам, а в области деформационных колебаний к более низким [28—30]. К Mg—Fe изоморфизму наиболее чувствительны полосы в области 1068—1040 и 514—500 см^{-1} [6, 31, 32]. Гиперстены с нормальным и повышенным содержанием Al^{VI} различаются и по ИК-спектрам. Первые содержат меньше полос в области 800—600 см^{-1} [12, 28, 30, 33]. Положение Fe^{2+} (упорядоченное и неупорядоченное) в октаэдрических позициях отражается в наличии полос 1100 и 5500 см^{-1} (видимая и ближняя ИК-области) [34]. Наличие в ИК-спектре полос в интервале 3800—3000 см^{-1} указывает на содержание в минерале OH-групп, что подтверждается методом протонного магнитного резонанса [35].

Методом мессбауэровской спектроскопии уточнено распределение Fe—Mg по неэквивалентным позициям M(1) и M(2) в структуре гиперстенов [36, 37].

Микр. В прох. свете в шлифах зеленовато-серый. Плеохроизм от слабого до сильного: по Ng — серовато-зеленый, светло-зеленый, темно-серо-зеленый; по Nm — серо-зеленый, буровато-желтый, светло-желтый, светло-розовый; по Np — розовый разных оттенков, иногда бесцветный. Прямой зависимости плеохроизма от содержания Fe нет; нередко высокожелезистые образцы совершенно не плеохроируют. Природа плеохроизма рассматривается в работах [4, 9, 38—47]. Двуосный (—). $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$. Погасание прямое; редко угол cNg до 6—8° (обусловлен включениями тончайших пластинок моноклинных пироксенов). Удлинение (+). Рельеф заметный. Показатели преломления повышаются с увеличением железистости; они колеблются: $n_g = 1,690$ — 1,736 (обычно 1,700—1,720); $n_m = 1,685$ — 1,732 (обычно 1,692 — 1,710); $n_p = 1,676$ — 1,722 (обычно 1,690—1,715) [48—52]. 2V от —50° [53] до —87° [54]. Дисперсия ясная, $r > v$.

Гиперстен образует закономерные сростания со многими минералами вмещающих пород. Сростание типа «охвата», когда центральная часть кристалла сложена гиперстеном, а периферическая — авгитом, наблюдается в фенокристаллах из вулканических пород Франции [21], эффузивных пироксеновых андезитов Бая-Маре (Румыния) [55]. Вкрапленники гиперстена с закономерно оптически ориентированной каемкой моноклинного пироксена встречаются также в вулканических породах Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья [56]. Более распространены параллельные сростания пластинок гиперстена с пластинками моноклинного пироксена, которые обычно рассматриваются как результат распада твердых растворов. По составу пластинки моноклинного пироксена (толщиной от видимых в оптическом микроскопе до 700—470 Å) в сростаниях с гиперстеном отвечают диопсиду [57—59], пижониту или клиногиперстону [60], авгиту и клиногиперстону [61—63]. Пластинки моноклинного пироксена в гиперстене обычно ориентированы параллельно (010) или (001), редко образуют угол от 18 до 35° с (010) гиперстена [64]; иногда наблюдается решетка из пластинок, параллельных (001) и {001}, с чем связывается иризация в гиперстене [23]. Нередки в гиперстенах пластинки распада твердого раствора, отвечающие по составу также гиперстону, но несколько иной железистости [53, 65—67]. Пластинки гиперстена — продукта распада твердого раствора — встречаются в бронзите [68], авгите [69]. Присутствием пластинчатых вростков моноклинного пироксена обычно объясняются явления косоугольного погасания ($cNg = 6$ — 10°) гиперстена.

Сложная по составу структура с пластинками шириной 1 — 2 мкм, ориентированными по (100), наблюдается в гиперстене норитов Финляндии; рентгеновским методом среди них установлены авгит, роговая обманка и ильменит

[70]. В мегакристаллах гиперстена из анортозита комплекса Найн на п-ове Лабрадор [71] вдоль плоскости (100) встречаются пластинки плагиоклаза и пластинчатые зерна магнетита, авгита, ильменита. В Скергардской интрузии наблюдаются мирмекитовые сростания гиперстена с ильменитом [72]. В гиперстене высокоглиноземистых пород гранулитового комплекса Алданского щита обнаружены тонкие пластинки силлиманита (также продукта распада твердого раствора); они располагаются под углом 73° к удлинению гиперстена [54]. Различные закономерные сростания гиперстена с моноклинными пироксенами (пластинки, каемки, нитевидные образования) широко развиты в породах Луны [73].

Хим. Содержание ферросилитовой молекулы (F_s) в гиперстенах 30—50%, содержание FeO , по Диру и др. (1965), 16—27%, по Штрунцу (1970), более 13%. С учетом других диагностических данных к гиперстенам относятся ромбические пироксены с содержанием FeO от 16 до 30% [58, 74]. Гиперстены с меньшим количеством FeO характеризуются высоким содержанием Fe_2O_3 (до 17,19%) [75, 76], содержание MgO от 12,61% в высокожелезистых гиперстенах [59] до 25,10% в относительно маложелезистых гиперстенах [44]. Содержание SiO_2 — от 53,20% [77] до 45,4% [78]. Отмечается общая тенденция к уменьшению содержания SiO_2 с повышением железистости, а также с повышением содержания Al_2O_3 . Обычно содержание Al_2O_3 в гиперстенах от 0,80 до 3,50% (ниже 0,80% очень редко [79]). Гиперстены высокоглиноземистых метаморфических пород гранулитовых фаций содержат наибольшие количества Al_2O_3 , до 10,81% [76, 80, 81]. Разности гиперстена с Al_2O_3 больше 4—5% называют а лю м о г и п е р с т е н о м [1]. CaO — от 0,3 до 1,5%, реже до 2,20% (более высокие содержания CaO связывают с примесью моноклинных кальциевых пироксенов). Fe_2O_3 обычно 2,0%, редко до 6% и выше (в гиперстене из габбро-норита Валенторского массива Урала содержится 17,19% Fe_2O_3 при 7,08% FeO [75]). MnO — от 0,13 до 0,7%, редко до 1,15%, TiO_2 , от 0,10 до 0,65%. Наибольшее количество TiO_2 (1,36%) отмечено для гиперстена из дацита Закарпатье [22]. Na и K устанавливаются не всегда: Na_2O до 0,2—0,47% [82] и K_2O до 0,10—0,60% [79]. P_2O_5 — 0,06—0,14% (редко до 0,27% [59]). H_2O^- в гиперстенах определяется постоянно в количестве 0,10—0,30%, иногда до 0,50%. Содержание H_2O^+ и величина потери при прокаливании иногда достигают 2,30% [83] и 3,27% [59]. Природа H_2O^+ в гиперстенах не выяснена [1, 84]. Крайне редко в гиперстенах отмечаются сера и CO_2 [83, 85].

Постоянными элементами-примесями в гиперстенах ультраосновных пород являются Cr , Ni , Co , V . Содержания их составляют (в %): в гиперстенах ультраосновных пород Побужья — Cr 0,055—0,258, Ni 0,017—0,057, Co 0,004—0,011 [86, 87], основных пород Кейв (Кольский п-ов) — Cr 0,28—0,38, Ni 0,069—0,072, Co 0,008, V 0,01 [88], андезито-базальтовой формации Северной Армении — Cr 0,03—0,3, Ni 0,01—0,05, Co 0,01—0,02, V 0,001—0,003 [89], андезито-базальтов района Еревана — Cr 0,0673, Ni 0,109, Co 0,0307, V 0,0017, андезито-дацитов того же района — Cr не обнаружен, Ni , 0,0031, Co 0,0049, V 0,0018 [90]. Нередко отмечаются (в %): Si 0,002—0,1 [88, 89], Zn 0,01—0,03 [89, 90], Pb 0,001, Y 0,001—0,015, Sr , Ba [90]. До 14 элементов-примесей обнаружено в гиперстене из сапфириновой породы Италии [91]. ZrO_2 установлено в гиперстенах из габбро-пегматита Мончетундры Кольского п-ова (0,004%) и из диорита Западной Шотландии (0,0054%) [92]. Устойчивая концентрация Sc в пределах 0,0030—0,0050% (среднее 0,0041%) отмечена для гиперстенов чарнокитов [93]. В гиперстене метеорита Кунашак (гиперстеновый хондрит) содержится (в $10^{-6} g/m$): Sc 8,8, Ce 2,1, Eu 0,117 [94]. От 9,1 до 11,4 g/m Ge установлено в гиперстенах пироксено-биотитового гнейса Побужья [95]; Ga 1,4 g/m — в гиперстенах андезито-дацитов Армении [90]. В гиперстене из пород Кольского п-ова F от 0,04 до 0,15% [96].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	0,18	—	—	0,10	0,05	—	—	0,28
K ₂ O	—	0,03	—	—	0,06	0,01	—	—	0,04
MgO	23,60	25,10	25,7	22,12	20,02	21,32	22,50	19,39	20,40
CaO	0,28	0,70	1,4	0,28	0,34	1,56	0,82	0,26	0,91
MnO	0,03	0,40	—	0,20	0,20	0,44	0,78	0,15	0,70
FeO	9,20	16,66	17,9	19,60	19,88	21,62	21,64	22,25	22,75
Al ₂ O ₃	10,81	2,50	0,4	6,76	8,26	1,51	1,15	6,65	1,08
Fe ₂ O ₃	7,80	1,82	—	0,68	3,02	1,09	0,00	3,17	1,32
SiO ₂	47,30	51,55	54,4	50,17	46,91	51,97	53,20	47,88	51,20
TiO ₂	0,63	0,10	0,4	0,23	0,51	0,37	0,13	0,20	0,04
P ₂ O ₅	—	0,06	—	—	—	—	—	—	0,11
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,09	—	—	0,03	—	—	—	0,12
П. п.	—	1,01	—	—	—	—	—	—	1,34
Сумма	(99,65)	100,20	100,5*	100,04	99,63	99,94	100,22	99,95	100,29
Уд. в.	—	3,430	—	3,50	3,42—3,51	—	—	3,55	—
n _g	1,712	1,702	1,703	1,714	1,716	1,710	1,709	1,725	1,710
n _m	—	—	1,699	—	—	1,708	1,704	—	—
n _p	1,703	1,688	1,691	—	1,705	1,697	1,693	—	1,697
(—)2V	—	60°	63°	—	—	55°	58°	—	55°
Fs (мол.%)	19,5	23,1	27,0	30,0	26,5	34,0	33,5	30,0	36,0
f(%)	28,9	28,9	28,4	33,9	34,4	37,4	34,9	42,0	40,1

* В том числе Cr₂O₃ — 0,3.

1 — из пироп-сапфириновой метаморфической породы Анабарского массива (СССР) (алюмогиперстен), анал. Копанева, в оригинале сумма 99,71% [76]; 2 — из амфиболитов Среднего Побужья (СССР), анал. Мирская [44]; 3 — из стекловатой КРЕЕР-брекчи Луны [97]; 4 — из гранулитов Западной Австралии (алюмогиперстен), анал. Давидсон [98]; 5 — из гранулита Финляндии (алюмогиперстен), анал. Хухма [99]; 6 — из меланорита Бушвельда (ЮАР), анал. Маркграф [100]; 7 — из амфиболитов Хоккидзава (Япония), анал. Тада, Хазимото [77]; 8 — из гранулитов Западной Австралии (алюмогиперстен), анал. Давидсон [98]; 9 — из чарнокита Приазовья (СССР), анал. Стеценко [46].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	0,12	0,20	0,20	—	0,18	0,30	0,07	0,10
K ₂ O	—	0,02	0,01	0,08	—	0,08	0,14	0,60	0,01
MgO	19,77	20,08	17,95	16,08	19,56	17,05	17,84	18,96	18,61
CaO	0,89	2,00	1,39	1,50	0,28	0,84	0,63	1,65	0,97
MnO	0,26	0,03	0,50	0,52	0,36	0,23	2,30	0,31	0,32
FeO	23,70	7,08	24,62	24,73	24,80	25,08	25,63	25,71	26,05
Al ₂ O ₃	4,18	2,90	1,96	0,79	3,57	3,28	0,81	0,16	0,85
Fe ₂ O ₃	1,16	17,19	1,12	3,72	0,81	3,24	0,30	0,97	2,13
Cr ₂ O ₃	—	0,004	—	—	—	—	—	0,10	—
SiO ₂	49,50	50,10	50,48	49,56	49,90	47,44	50,85	50,60	50,15
TiO ₂	0,12	0,28	0,24	0,36	0,10	0,32	0,05	0,19	0,07
P ₂ O ₅	—	—	—	0,10	—	0,08	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,15	—	—	—	0,17	—	—	0,44	—
H ₂ O ⁻	0,09	—	0,13	0,56	0,09	0,52	0,09	—	0,13
SO ₃	—	—	—	0,04	—	0,07	—	—	—
П. п.	—	—	1,64	2,29	—	2,02	1,43	—	1,05
Сумма	99,82	99,82*	100,24	100,53	(99,64)	(100,43)	100,37	99,76	100,44
Уд. в.	—	—	3,497	—	—	—	3,611	3,530	3,607
n _g	—	1,711	1,718	1,721	—	1,719	1,713	1,717	1,717
n _m	—	—	—	—	—	—	—	1,713	—
n _p	—	1,696	1,706	1,706	—	1,703	1,695	1,703	1,704
(—)2V	57°	—	50—56°	52°	56°	52°	53°	53°	48—56°
a ₀ (Å)	—	—	18,259	—	—	—	—	—	18,257
b ₀	—	—	8,877	—	—	—	—	—	8,882

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
c_0	—	—	5,187	—	—	—	—	—	5,204
Fs (мол.%)	33,5	—	40,0	41,0	38,0	38,5	41,5	41,5	42,0
f (%)	41,3	38,7	44,4	49,5	42,2	47,9	44,9	43,2	44,9

* В том числе V_2O_5 — 0,02.

10 — из гранулитов Намаккал (Индия), анал. Мурти [101]; 11 — из габбро-норитов Валенторского массива, Урал (СССР), анал. Ефимова [75]; 12 — из чарнокитов Среднего Побужья (СССР), анал. Стеценко [53]; 13 — из чарнокитов Верхнего Побужья (СССР), анал. Левина [83]; 14 — из гранулитов Намаккал (Индия), анал. Мурти, в оригинале сумма 99,74% [101]; 15 — из гранатового чарнокита (винницита) Верхнего Побужья (СССР), анал. Левина, в оригинале сумма 100,40% [83]; 16 — из железистых кварцитов Приазовья (СССР), анал. Мирская [45]; 17 — из гибридного норита Делавэра (США), анал. Клейван [79]; 18 — из гиперстенового гнейса Среднего Побужья (СССР), анал. Левина [53].

	19	20	21	22	23	24	25	26
Na_2O	0,24	0,15	0,10	0,09	—	0,46	—	0,26
K_2O	0,13	0,01	сл.	0,12	—		—	0,04
MgO	16,36	18,19	16,61	15,30	13,63	13,37	15,72	13,39
CaO	1,76	0,70	0,23	—	1,43	1,91	0,34	0,28
MnO	0,76	0,26	1,03	0,36	0,19	—	0,15	0,80
FeO	26,54	27,02	28,06	28,47	29,39	29,39	30,24	30,44
Al_2O_3	3,13	1,17	2,21	2,64	1,84	—	3,34	3,52
Fe_2O_3	0,65	1,17	1,93	2,47	2,06	5,93	0,79	0,92
SiO_2	50,26	50,24	49,44	48,64	50,06	48,91	49,56	48,28
TiO_2	0,16	0,07	0,15	0,28	0,32	0,03	0,12	0,30
H_2O^+	—	—	0,04	—	0,69	—	—	—
H_2O^-	—	0,08	0,29	0,24	0,17	—	—	0,14
П. п.	—	1,43	—	1,44	—	0,04	—	1,27
Сумма	99,99	100,49	100,09	100,05	99,78	100,04	100,26	100,32*
Уд. в.	—	3,505	3,60	—	3,60	3,60	—	—
n_g	1,726	1,726	1,724	1,728	1,731	1,734	1,736	1,734
n_m	—	—	1,720	—	1,728	1,730	1,732	—
n_p	—	1,716	1,707	1,716	1,715	1,715	1,721	1,720
(—)2V	52°	50—60°	52°	62°	51°	52°	—	56—63°
$a_0(\text{Å})$	—	18,268	—	18,389	—	18,366	—	—
b_0	—	8,886	—	8,930	—	8,925	—	—
c_0	—	5,204	—	5,204	—	5,23	—	—
Fs (мол.%)	42,5	43,4	42,5	43,0	47,0	46,0	48,5	49,5
f (%)	44,8	45,9	50,3	53,1	56,3	59,3	52,3	56,8

* В том числе P_2O_5 — 0,14, SO_3 — 0,54.

19 — из фенокристаллов в даците (обсидиане) вулкана Хаконе (Япония), анал. Нагасма [9]; 20 — из двупироксенового гнейса Среднего Побужья (СССР), анал. Услонцева [53]; 21 — из двупироксено-плагиоклазового роговика района Осло (Норвегия), анал. Скун [102]; 22 — из гранат-гиперстеновых мигматитов (пегматитовых чарнокитов) Приднестровья (СССР), анал. Зинчук [23]; 23 — из загрязнированных норитов Абердиншира (Великобритания), анал. Генри [103]; 24 — Украина, анал. Свержинская [2]; 25 — из парачарнокитов центральной части Кольского п-ова (СССР), анал. Бугрова [104]; 26 — из габбро-амфиболитов Горного Ткича, Украина, анал. Пащенко [85].

Сводки химических анализов гиперстенов см. [Дир и др. (1965); 1, 3, 53, 105, 106].

Диагн. исп. Частично разлагается HCl . П. п. тр. плавится, образуется черная эмаль; на угле дает магнитную массу.

Повед. при нагр. Богатые железом ромбические пироксены состава $Ep_{24-30}Fs_{76-70}$ при нагревании до 1000° превращаются в сдвойникованный высокий клинопироксен ($C2/c$), который при охлаждении переходит в низкий клинопироксен ($P2_1/c$). Еще более железистые образцы ($Ep_{12}Fs_{88}Wo_2$) при температуре 975° прямо переходят в фаялит + тридимит. В образце же состава $Ep_{70}Fs_{28}Wo_4$ при нагревании до 1000° в течение 72 часов никаких изменений не наблюдалось [107]. Пироксены промежуточного состава от $Ep_{20}Fs_{80}$ до

$\text{En}_{80}\text{Fs}_{20}$ с увеличением давления до 250 кбар и при температуре около 1500° претерпевают следующие превращения: 1) при содержании $\text{Mg} < 50\%$: $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ (пироксен) $\rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ шпинелевого типа + SiO_2 (стишовит) $\rightarrow 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ (магнезиовюстит) + SiO_2 (стишовит); 2) при содержании $\text{Mg} > 50\%$: $2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ (пироксен) $\rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ шпинелевого типа + SiO_2 (стишовит) $\rightarrow 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ (гексагональная фаза) $\rightarrow 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ (магнезиовюстит) + SiO_2 (стишовит) [108].

Наход. Широко распространенный породообразующий минерал магматических и метаморфических пород. Магматический гиперстен встречается в породах от основного до кислого состава. Для основных пород наиболее характерен магнезиальный (или маложелезистый) гиперстен, переходный к железистому бронзиту. Он обычен в крупных расслоенных интрузиях, в которых приурочен к габбро-норитовым породам верхних горизонтов: Бушвелд (ЮАР) [100, 109—114], Стиллуотер в шт. Монтана (США) [57, 62, 111, 112, 115], Скергард в Восточной Гренландии [116, 117], силл Палисайд в шт. Нью-Джерси (США) [118]. В СССР типичными примерами расслоенных габбро-норитовых интрузий с гиперстеном являются массивы Кольского п-ова (Мончетундра, Гремяха-Вырмес, Панских высот и др.) [64, 119, 120] и Северной Карелии [121]. Детально охарактеризованы гиперстены из габбро-норитов Валенторского массива на Урале [75], из пироксенитов, залегающих по контакту жильных габбро-норитов с дунит-троктолитовой интрузией Станового хр. [51], из габбро-норитов и норитов Центральной Камчатки [122], из габбро-норитов Северо-Востока СССР [123]. Развита гиперстены в норитах центральной части Финляндии [70], в габбро-норитах Центрального массива и Бретани во Франции [21], в сложной интрузии кварцевых габбро Кояма в Японии [61], в гиперстеновых габбро океанического дна [124]. Отмечены находки высокожелезистого гиперстена в контаминированных норитах Глен-Бачет (Абердиншир, Великобритания) [103], в брекчированных норитах Саскачевана (Канада) [125, 126].

Гиперстен нередок в породах анортозитовой формации древних платформ. Таковы массивы Адирондак (США) [127—129], массивы Тиккоатокхах на п-ове Лабрадор [71, 130] и района оз. Сан-Джон (Канада) [126, 131]. Маложелезистый гиперстен встречается как второстепенный минерал в долеритах и габбро-трапповых формаций, например, в интрузивных траппах Сибирской платформы [132—135].

В некоторых породах среднего и кислого состава средних и малых глубин гиперстен является характерным породообразующим минералом. В этих породах он высокожелезистый, в целом близкий гиперстену глубинных чарнокитовых комплексов. Гиперстеновые гранитоиды и граниты широко развиты в районах Дальнего Востока и Камчатки: на Сихотэ-Алине, в Еврейской автономной области и других местах Хабаровского края [49, 105, 136], на Камчатке [137], в Верхояно-Чукотской области [138], на о-ве Парамушир (Курильские о-ва). Известен в гранитоидах Жарминской зоны Казахстана [139]. Зарубежом — в ферродиоритах и гиперстеновых диоритах Западной Чехии (ЧССР) [74], в андезито-диоритах области Клуз (Румыния) [140], в гранодиоритах о-ва Эльбы (Италия) [141], в гранитоидах района Одавара-Мати (Япония) [142].

Гиперстен — характерный минерал эффузивных пород андезито-базальтовой формации альпийских орогенных зон. Он образует фенокристаллы в андезитах, дацитах, риолитах; железистость гиперстена резко растет от андезитов к риолитам. Широко распространен гиперстен в андезитах и дацитах Закарпатья [22, 52, 56, 143], в андезитах центральной Словакии (ЧССР) [144], Бая-Маре (Румыния) [55], гор Токай (Венгрия) [145], района Флегрейских Полей (Италия) [146], Вейсельберга (ФРГ) [147], о-ва Малл (Великобритания) [148], Буффало-Пикс в шт. Колорадо (США) [145, 149], Японии [9, 82, 150]; в вулканических породах Центрального массива Франции [21, 151]. Для кислых эффузивных пород характерны наиболее высокожелезистые гиперстены. Таков гиперстен фенокристаллов в дацитах и липаритах Закарпатья [22, 52,

56], в дацитах вулкана Менделеев на о-ве Кунашир (Курильские о-ва) [152], в дацитах и кислых пемзах Японии [9, 142, 153—155], в кислых пемзах области Таиро в Новой Зеландии [156, 157], в кислых третичных обсидианах различных стран мира [158] и в риодацитах Тил-Маунтинз (Трансантарктический хр.) в Антарктиде [159]. В базальтах провинции Мурсия в Испании обнаружены включения гранулитов с гиперстеном [160].

Гиперстен — главный породообразующий минерал метаморфических пород высоких ступеней метаморфизма главным образом основных и средних по составу. Породы с гиперстеном обычно относятся к гранулитовой фации. В гранулитах ультраосновного состава гиперстен менее распространен, чем бронзит. К этому типу относится гиперстен из амфиболитованного вебстерита Среднего Побужья [44] и пироксенита из Завалья (р. Южный Буг) на Украине [161], из метаморфизованных перидотитов Хейнола (Финляндия) [162], из метаморфизованных ультраосновных пород Гренландии [5], из включения ультраосновной породы в толще гранито-гнейсов Гайаны [10]. Для метаморфических пород основного состава гиперстен является главным и типоморфным минералом (двупироксеновые плагиогнейсы, габбро-гнейсы, основные гранулиты). Железистость гиперстена в этих породах составляет 40—50%. Характерна тесная ассоциация гиперстена с моноклинным пироксеном (салитом, авгитом), плагиоклазом, роговой обманкой, магнетитом, биотитом, кварцем. Детально изучены гиперстены из двупироксеновых сланцев Приазовья [44, 45, 46, 59, 65, 163], из гранулитовых гиперстеновых диоритов архея Кольского п-ова [164—167], из двупироксеновых гнейсов и амфиболитов Алданского щита [168—170], из плагиогнейсов Анабарского щита [171], из двупироксеновых гнейсов Восточного Саяна [172], из гнейсов п-ова Тайгонос на севере Хабаровского края [173], из гнейсов Приморья [174]. Подробно охарактеризованы гиперстены из плагиоклаз-гиперстеновой породы северо-восточной Польши [175], гранулитов и метаморфических норитов Финляндии [99, 176], габбро-гнейсов Норвегии [177], основных гнейсов и гранулитов Шотландии [11, 102, 178] и Ирландии [179], гранулитов и «норитов» Индии [4, 101, 180], метагаббро шт. Пенсильвании [79, 181] и двупироксенового гнейса Адирондака, шт. Нью-Йорк (США) [182], плагиогнейсов о-ва Сомерсет (Канада) [183], гранулитов Австралии [184, 185], «норитов» чарнокитовой формации Намакваленд (ЮАР) [10]. В более низкотемпературных образованиях гранулитовой фации — амфиболитах — гиперстен распространен менее широко, нежели в породах предыдущего типа. Гиперстен отмечен в амфиболитованных гнейсах Винницы [40] и габбро-амфиболитах Горного Тикича (Украина) [85], амфиболитах Алдана [168], амфиболитах Хокизава (Япония) [9], амфиболитовых пегматитах Адирондака в шт. Нью-Йорк (США) [128].

Для двупироксеновых гнейсов с альмандином (эклогитоподобные гнейсы) характерен высокожелезистый и глиноземистый гиперстен. Таковы гиперстены эклогитовых гнейсов Алданского щита [186], эклогитовых кристаллических сланцев Джугджурской части Станового хр. [187], гранато-двупироксеновых гранулитов Норвегии [10], гранат-авгитовых гнейсов Шотландии [178], эндербитов Мадраса (Индия) [188], эклогитоподобных гнейсов Судана [189], гранатсодержащих гиперстеновых габбро шт. Пенсильвания (США) [79], гранато-пироксеновых гнейсов Брокен-Хила (Австралия) [184].

Гиперстен — типоморфный минерал чарнокитовых пород (чарнокиты, гранатовые чарнокиты, эндербиты), отличается повышенной железистостью, глиноземистостью и повышенным содержанием щелочей; ассоциируется с калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, кварцем, моноклинным пироксеном, гранатом, биотитом, магнетитом. Вопрос о генезисе пород чарнокитовых ассоциаций не ясен, но многие исследователи считают их магматическими, отвечающими по условиям образования гранулитовой фации [1, 190—192]. Детально описаны гиперстены из чарнокитовых пород Украины, где их много в Приднестровье [23, 60], Среднем Побужье [7, 53, 66, 67], Верхнем Побужье [83], в Приазовском массиве [43] и вообще на Украинском щите [40]. Также развит

в щитах: Балтийском [3, 84], Анабарском [193], Алданском [58, 168], Сино-Корейском [169, 194]; в Байкальском железорудном районе [195]. Широко распространены чарнокитовые породы с гиперстеном в Финляндии [39, 162], Португалии (область Алту-Алентежу) [196], Индии [4, 19, 50, 101, 197, 198], Канаде (Квебек, о-в Баффина Земля) [10], США (штаты Калифорния, Пенсильвания) [10, 79], Бразилии [10], ЮАР (провинция Наталь) [189], Уганде [80], Нигерии [199], Австралии [200], Антарктиде (оазис Бангера) [201]. Высокоглиноземистые породы двупироксеновой гранулитовой фации содержат алюмогиперстены в ассоциации с сапфирином, силлиманитом, кордиеритом и гранатом. Сапфиринсодержащие породы с алюмогиперстеном известны в метаморфических толщах Кольского п-ова [202], Анабарского массива (гиперстен с 10,81% Al_2O_3) [76], в области Валь-Кодера в Италии (9,4% Al_2O_3) [91], на севере Уганды (9,0% Al_2O_3) [78] и в Западной Австралии [203]. Гиперстен-силлиманитовые породы с высокожелезистым алюмогиперстеном (до 9—10% Al_2O_3) обнаружены на юге Алданского щита (р. Сутам) [54, 193, 204], на юго-западе Кольского п-ова (район Порья губа) [205], в Финляндии [99], Центральной Австралии [206], Западной Австралии (гиперстен с 5—8% Al_2O_3 и ~8% MnO) [98, 207]. Следует отметить нахождение гиперстена без Al_2O_3 в пересыщенных глиноземом силлиманит-кордиеритсодержащих кристаллических сланцах Алданского щита [208].

В высокожелезистых метаморфических комплексах (железистые кварциты, эулизиты) гиперстен встречается реже, чем феррогиперстен и эвлит, для него характерно высокое содержание Fe^{3+} . Известен в железистых кварцитах Приазовья [45, 65], железистых скарнах Украинского щита [209], в эулизитах Росшира в Шотландии [103], Гренландии [5].

Обычен в тяжелых фракциях речных и ледниковых отложений. Отмечается среди тяжелых минералов осадочных толщ Керченского железорудного бассейна [210]; в аллювии рек Ведр и Амблев во Франции [211], в четвертичных песках испанской южной Сахары [212], в ледниковых отложениях штатов Огайо и Пенсильвании [213].

Является главным породообразующим минералом каменных метеоритов — гиперстеновых хондритов и ахондритов, в которых слагает хондры и входит в состав основной массы; характеризуется отсутствием Fe^{3+} и малым содержанием Al [24, 214—221]. Реже встречается в каменножелезных метеоритах; вместе с плагиоклазом слагает в них офитовые участки [222]. В породах Луны гиперстен менее распространен, чем более магнетиальные ромбические пироксены [73, 97, 223, 224]. В морских базальтах («Аполлон-12», «Луна-20»), КРЕЕР-базальтах («Аполлон-15») и анортозите («Аполлон-16») он обычно слагает ядра в пижонит-авгитовых кристаллах, а в моноклинных пироксенах анортозитового габбро («Аполлон-15») и других образцах лунных пород — пластинки распада твердого раствора толщиной до 3 мкм. Отмечается в стекловатой КРЕЕР-брекчии (хим. анализ 3) [73, 97].

Изм. Для гиперстена характерно замещение амфиболом (уралитизация), особенно по периферии зерен и по их границам с плагиоклазом, пример — гиперстен из дифференцированных основных интрузий Кольского п-ова [64]. Для гиперстенов гранитоидов Дальнего Востока отмечено замещение роговой обманкой, биотитом и хлоритом [49]. В эффузивных породах Закарпатья у фенокристаллов гиперстена имеются опацитовые каймы, реакционные оторочки из моноклинного пироксена; установлена также полная идингситизация гиперстена [22, 56]. В метаморфических двупироксеновых кристаллических сланцах проявляется замещение гиперстена роговой обманкой [59]. В некоторых чарнокитовых породах по краям и в трещинах зерен гиперстена наблюдаются агрегаты плагиоклаза, амфибола, биотита, магнетита и граната [58, 67], иногда гиперстен полностью замещается идингситом [58]. Полное замещение гранатом указано для гиперстена чарнокитов Уганды [80]. В высокоглиноземистых породах по гиперстену образуются биотит-кварцевые симплектиты с рудными минералами, позже происходило замещение гиперстена сине-зеленым ам-

фиболом и желтовато-зеленым биотитом [78, 167]. В ряде пород установлено реакционное замещение гиперстена антофиллитом (или жедритом) [21, 206]. Гиперстен в высокожелезистых породах (железистые кварциты Приазовья, эулизиты Ханкайского массива и Приморья) замещен магнетитом или смесью мелкочешуйчатого биотита и магнетита [65, 174].

Искусств. Впервые синтез гиперстена с железистостью до 80% был осуществлен методом закалки в системе $MgO - FeO - SiO_2$ за счет инверсии клиногиперстена [225]. Позже установлено, что точка инверсии пироксенов состава $Fe_{0,4}Mg_{0,6}SiO_3$ отвечает температуре 900° и давлению 20 кбар [226]. Синтез гиперстена из расплава выполнен Курцевой [227] и Атласом [228]. Богатые железом ромбические пироксены (с $CaSiO_3 < 5\%$) получены из смеси окислов гидротермальным методом при давлении более 10 кбар и температуре 960—990° [229]. Ромбические пироксены с железистостью до 60% синтезированы при давлении 1 кбар и температуре 800—850° и с железистостью 70 и 80% — при давлении 5 кбар и 800° [230].

Отл. От энстатита и бронзита отличается окраской, более высокими показателями преломления, отрицательным оптическим знаком, более высокими параметрами элементарной ячейки, высоким содержанием FeO, преимущественным замещением амфиболами (а не серпентином и тальком). От более железистых ромбических пироксенов (феррогиперстена, эвлита) наоборот — менее интенсивной окраской, более низкими показателями преломления, параметрами ячейки, содержаниями FeO. От моноклинных пироксенов отличается обычным проявлением плеохроизма в розово-зеленых тонах, прямым погасанием.

Межплоскостные расстояния гиперстена с Украины [2] *

Fe-антикатод, $D = 57,3$ мм								
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
211	1	(4,40)	702	3	1,843	852	3	1,239
211	3	4,05	541; 10.1.0	5	1,790	562	4	1,221
221; 420	5	(3,54)	250	6	1,748	952	5	1,195
121	2	3,35	10.1.1	3	1,710		1	(1,185)
221; 420	10	3,19	812; 142	2	1,689	12.5.0	2	1,161
321	5	2,96	10.3.1; 133	4 ш.	(1,644)	16.0.0	3	1,144
610	9	2,88	060			804	2	1,132
511	4	2,84	023	3	1,620	10.6.1	1	1,124
421	5	2,73	902; 931	6	1,598	080	2	1,112
131	7	2,56	650	5	1,541	962	3	1,090
202	4	2,52	12.0.0	4	1,525	11.6.1	4	1,083
231; 521	6	2,49	10.3.1; 133	9	1,497		5	1,074
302	2	2,40	060	9	1,486	12.6.0	5 ш.	1,061
531	2	(2,34)	12.3.1	1	(1,451)	14.5.0; 10.6.2	8 ш.	1,055
711	3	2,25	11.3.1; 11.0.2	8	1,401	12.6.1; 10.7.0	4 р.	1,047
502	2	2,21	11.1.2	1	1,388	11.0.4	} 5 ш.	1,028
631	2	(2,17)	043	2	1,372	11.0.4		1,025
531	6 ш.	2,12	633	3	1,349	11.6.2	} 5 ш.	1,022
—		2,11	12.3.1	6	1,315	11.6.2		1,019
512	3	2,07	12.1.2; 104	5	1,304		4	0,995
811; 141	5	2,03	262	5	1,279		4	0,992
440	5	2,00	362	3	1,265		2	0,990
631	6	1,970	404; 024	2	1,255			
821	3	1,894	352	4	1,234			

* Оригинал хим. анализа 24.

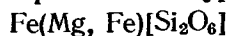
Л и т е р а т у р а

1. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 273.
2. Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. В кн.: Материалы к минералогии м-ний полезных ископаемых. Л.: Гостоптехиздат, 1959, вып. 26, 100.
3. Шемьякин В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 6, 635.
4. Howie R. A. Trans. Roy. Soc., Edinburgh, 1955, 62, pt 3, 725.
5. Ramberg H., De Vore G. J. of Geology, Chicago, 1951, 59, N 3, 193.
6. Ghose S. Zs. Krist., 1965, 122, 81.
7. Кононова М. М. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1967, вып. 2, 53.
8. Hess H. H. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt 1, 173.
9. Kino H. Am. Min., 1954, 39, N 1-2, 30.
10. Howie R. A. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1963, N 1, 213.
11. Howie R. A. Min. Mag., 1964, 33, N 265, 903.
12. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. Н., Климов А. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 110.
13. Косой А. Л., Шемьякин В. М. ДАН СССР, 1971, 201, № 6, 1441.
14. Гинзбург И. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, 9.
15. Ghose S., Hafner S. S. Zs. Krist., 1967, 125, 157.
16. Zwaan P. C. Leidse Geol. Meded., 1954, 19, 167.
17. Suzuki Isao. J. Seismol. Soc. Jap., 1975, 28, N 1, 1.
18. Henry N. F. M. Min. Mag., 1942, 26, N 176, 179.
19. Naidu P. R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1954, 34, N 2, 203.
20. Prasad E. A. V., Chakrapani Naidu M. G. Norsk geol. tidsskr., 1971, 51, N 1, 21.
21. Lacroix A. Mineralogie de la France. Paris, 1893—95, 1, 552.
22. Соколов Д. Ю., Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 340.
23. Сидоренко Е. Ф. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 120.
24. Кирова О. А., Дьяконова М. И. Метеоритика, 1966, вып. 27, 167.
25. Галдин Н. Е., Геохимия, 1970, № 2, 169.
26. Миккульская Е. К. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
27. Болдырев А. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976, 153.
28. Шевляков А. М., Шарков Е. В., Тарлаков Ю. П., Бугрова В. Д., Бурба А. А. ДАН СССР, 1972, 206, № 4, 943.
29. Христофоров К. К., Никитина Л. П., Полякова Т. А. В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты, 1973, 216.
30. Христофоров К. К., Никитина Л. П. Мин. сб., Львов, 1974, № 28, вып. 2, 83.
31. Birnham C. W. Carnegie Inst. Washington, 1967, Year Book N 65, 285.
32. Лисицына М. А., Зорина М. Л. В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Изд. Ленингр. ун-та, 1976, вып. 1, 83.
33. Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. Л.: Наука, 1968, 140.
34. Hunt G. R., Salisbury J. W. Modern Geology, 1970, 1, N 4, 298.
35. Сироштан Р. И., Щербаклова Т. Г., Половок Н. И., Калининченко А. М. Геохимия, 1976, № 5, 742.
36. Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G., Stone A. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 11, 2219; 1968, 32, N 5, 547.
37. Минеева Р. М. ДАН СССР, 1973, 210, № 6, 1443.
38. Hess H. H. Am. Min., 1949, 34, N 9-10, 621.
39. Parras K. Bull. Comm. géol. Finl., 1958, N 181, 103.
40. Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических сланцев Подолии в районе г. Винницы. Изд-во АН УССР. Киев, 1955, 66.
41. Хауи Р. А. В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, 331.
42. Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964, 5.
43. Хмарук Т. Г., Щербак И. Б. Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, вып. 5, 34.
44. Щербак И. Б. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1966, вып. 1, 46.
45. Кравченко Г. Л. Геол. журн. АН УССР, 1971, 31, вып. 3, 21.
46. Глевасский Е. Б., Есигчук К. Е., Цуканов В. А. Геол. журн. УССР, 1973, 33, вып. 1, 42.
47. Davidson L. R., Mathison C. I. N. Jb. Min., Monatsh., 1974, N 6, 272.
48. Лутц Б. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 331.
49. Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубины Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, 71.
50. Mukherjee A., Rege S. N. Jb. Min., Monatsh., 1972, N 3, 116.
51. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969, 60.
52. Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, 73.

53. Кононова М. М. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1967, вып. 2, 144.
54. Кастрыкина В. М. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, геол., 1973, № 4, 35.
55. Maddaresci I. Rev. Roum. géol., géophys., géogr., ser. géol., 1977, 21, 45.
56. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1963, 267.
57. Hess H. H. Mem. Geol. Soc. Am., 1960, N 80, 1.
58. Лазебник К. А. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 277.
59. Настенко Н. Н. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1972, 101, № 6, 389.
60. Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, 32.
61. Yamaguchi Y., Tomita K., Sawada Y. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 69.
62. Chappin P. A., Meagher E. P. Am. Min., 1975, 60, N 1-2, 155.
63. Ghose S., McCallum I. S., Tidy E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 831.
64. Коровякова И. А., Яковлева М. Е. Мин. сырье, 1962, вып. 4, 75.
65. Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, № 2, 18.
66. Кононова М. М. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1966, вып. 1, 58.
67. Кононова М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 1, 104.
68. Лебедев А. П. ДАН СССР, 1951, 79, № 1, 129.
69. Le Maître R. Min. Mag., 1965, 34, N 268, 308.
70. Vormi A. Bull. Geol. Soc. Finl., 1975, N 277, 1.
71. Morse S. A. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 3, 331.
72. Haselton J. D., Nash W. P. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 3, 287.
73. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 264.
74. Vejnar Z. Vestnik Ustredn. úst. geol., 1975, 50, 265.
75. Ефимов А. А., Ефимова Л. Т. Матер. по геол. и пол. ископ. Урала, 1967, вып. 13, стр.: 86, 179, 282, 275.
76. Лутц Б. Г., Копанева Л. Н. ДАН СССР, 1968, 179, № 5, 1200.
77. Kino H. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1947, 23, 117.
78. Nixon P., Reedman A. J., Burns L. K. Min. Mag., 1973, 39, N 304, 420.
79. Clavan W., McNabb W. M., Watson E. H. Am. Min., 1954, 39, N 7-8, 566.
80. Groves A. W. Quart. J. Geol. Soc. London, 1935, 91, pt 1, N 361, 15.
81. Rao B. R. Bull. Mysore Geol. Dept., 1945, 18, 3.
82. Kino H. Am. Min., 1952, 37, N 11-12, 1000.
83. Доброхотов С. М. Геол. журн. АН УССР, 1968, 28, вып. 1, 38.
84. Шемьякин В. М., Афанасьева Л. И., Терентьева М. В. ДАН СССР, 1967, 175, № 2, 438.
85. Лившиц А. Л. В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Укр. отд. Всес. мин. об-ва. Киев: Наукова думка, 1964, 168.
86. Фомин А. Б., Козак С. А. Полезные ископаемые Украины. Тезисы докл. 4-й конф. молодых геологов Украины. Киев: Наукова думка, 1966, 220.
87. Фомин А. Б., Козак С. А., Геохимия, 1971, № 12, 1439.
88. Федотов Ж. А., Колесников Н. Н. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, вып. 6, 15.
89. Мнацаканян А. Х. В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М.: Наука, 1965, 64.
90. Адамян А. А. Изв. АН АрмССР. Сер. Наука о земле, 1973, 26, № 6, 27.
91. Barker F. Am. Min., 1964, 49, N 1-2, 146.
92. Соболев С. Ф. В кн.: Материалы 4-й научн. конфер. молодых научных сотрудн. ИМГРЭ, М., 1962, 27.
93. Крылова М. Д., Дагелайский В. Б., Орловская К. В. Геохимия, 1970, № 10, 1187.
94. Лаврухина А. К., Колесов Г. М., Каличев И. С., Акользина Л. Д. Метеоритика, 1968, вып. 28, 95.
95. Мицкевич Б. Ф. Геол. журн. АН УССР, 1972, 32, № 4, 82.
96. Успенская Е. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, Кировск, 1959, вып. 1, 149.
97. Meyer et al. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, suppl. 2, 404.
98. Davidson L. R., Mathison C. I. N. Jb. Min., Monatsh., 1974, N 6, 272.
99. Eskola P. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol. 250, 133.
100. Markgraaff J. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1976, 79, N 2, 217.
101. Murthy D. S. N. Min. Mag., 1976, 40, N 315, 788.
102. Muir I. D., Tilley C. E. Geol. Mag., 1958, 95, N 5, 403.
103. Henry N. F. M. Min. Mag., 1935, 24, N 151, 221.
104. Бондаренко Л. П. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19, 302.
105. Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, 23.
106. Добрецов Н. Л. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 672.
107. Smyth J. R. Am. Min., 1970, N 55, N 1-2, 312.
108. Ming Li-Chung, Bassett W. A. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 27, N 1, 85.

109. *Hall A. L.* Mem. geol. Surv. S. Africa, 1932, N 28, Govt. Printer, Pretoria, 3.
110. *Lombard B. V.* Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1934, 37, 5.
111. *Hess H. H., Phillips A. H.* Am. Min., 1940, 25, N 4, 271.
112. *Hess H. H.* Am. Min., 1941, 26, N 10, 573.
113. *Poldervaart A.* Min. Mag., 1947, 28, N 198, 164.
114. *Atkins F. B. J.* Petrology, 1969, 10, N 2, 222.
115. *Champness P. E., Lorimer G. W. J.* Materials science, 1973, 8, N 4, 467.
116. *Brown G. M.* Min. Mag., 1957, 31, N 238, 511.
117. *Wager L. R., Deer W. A.* Medd. Grønland, 1939, 105, pt 3, N 4, 82.
118. *Walker K. R., Ware N. G., Lovering J. F.* Bull. Geol. Soc. Am., 1973, 84, N 1, 89.
119. *Кавардин Г. И.* Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 2, 18.
120. *Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И.* Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.—Л.: Наука, 1967, 93.
121. *Климов Н. И.* Матер. по геол. и пол. ископ. северо-запада РСФСР, 1962, вып. 3, 184.
122. *Флеров Г. Б., Долгова Т. В.* Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1967, вып. 25, 65.
123. *Агафонов Л. В., Лесков Ф. П., Пинус Г. В.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 263, 6.
124. *Hill R. E.* Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., Washington, D. C., 1977, 37, 763.
125. *Cook H. C.* Univ. Toronto Stud., Geol. ser., 1936—1937, N 40, 67.
126. *Traill R. J.* Canada Geol. Surv., Paper, 1970, N 69-45, 302.
127. *Buddington A. F.* Mem. Geol. Soc. Am., 1939, N 7, 1.
128. *Buddington A. F.* Am. Min., 1950, 39, N 9-10, 659.
129. *Buddington A. F.* Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt 1, 37.
130. *Emslie R. F., Morse S. A., Wheeler E. P.* 24-th Intern. Geol. Congr. Guides. A-54, Montreal, 1972.
131. *Ross S. H.* Queensland Dept. Mines Geol. Rept., 1949, 39.
132. *Соболев В. С.* Тр. Арктич. научно-исслед. ин-та, 1936, 43.
133. *Лебедев А. П.* Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр. № 46, 1955, вып. 161, 164.
134. *Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. Новосибирск: Наука, 1975, 137.
135. *Феоктистов Г. Д., Ущатовская З. Ф., Васильев Е. К., Лахно Т. А., Елизарьева Т. И.* Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975, 19.
136. *Тарарин И. А.* Матер. 3-й научн. конфер. молодых специалистов ДВФ СО АН СССР. Владивосток, 1963, вып. 2, 3.
137. *Прохоров К. В.* Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964, 53.
138. *Некрасов И. Я.* Тр. Якутск. фил. Сиб. Отд. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, 216.
139. *Тян В. Д., Попов Н. В.* Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4, 54.
140. *Ravolescu L.* Ann. Comite Geol. Romania, 1959, 26—28, 71.
141. *Dirry C.* Sciences de la Terre, 1968, 13, N 3, 223.
142. *Kuno H.* Proc. Japan. Acad., Tokyo, 1838, 14, 218.
143. *Данилович Л. Г.* ДАН УССР, 1960, № 12, 1623.
144. *Karolusová E.* Geol. zborn. geol. Carpathica, 1977, 28, N 1, 157.
145. *Clarke F. W.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1915, N 591.
146. *Di Girolamo P., Nardi G., Rolandi G., Stanzione D.* Rend. Accad. sci. fis. mat. Soc. naz. sci. lett., arti, Napoli, 1977, 43, 45.
147. *Nakamura Y., Kushiro I.* Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1999.
148. *Virgo D., Ross M.* Carnegie Inst. Ann. Rept. Geophys. Lab., Washington, 1973, 535.
149. *Sanders G., Soett G. R., Naeser C. W.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1976, N 1405-F.
150. *Kuno H.* Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, N 9, 957.
151. *Maury R. C., Brousse R.* Bull. minér., 1978, 101, N 1, 10.
152. *Мархинин Е. К.* Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1957, № 26, 101.
153. *Taneda S. J.* Geol. Soc. Japan, 1946, 52, 61.
154. *Kozu S., Seto K. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1932, 7, N 1, 1.
155. *Niggli P.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1943, 23, H. 2, 538.
156. *Ewart A. J.* Petrology, 1963, 4, N 3, 392.
157. *Ewart A.* Geol. Mag., 1967, 36, N 278, 180.
158. *Carmichael I. S. E. J.* Petrology, 1960, 1, N 3, 309.
159. *Ford A. B., Himmelberg G. R.* Antarct. J. U. S., 1976, 11, N 4, 250.
160. *Sagredo J.* Estudios geol., 1976, 32, N 2, 221.
161. *Усенко И. С.* Тр. ИГН АН УССР, Сер. петрогр., мин., геохим., 1958, вып. 5, 112.
162. *Lokka L.* Bull. Comm. géol. Finl., 1943, N 129, 29.
163. *Яковлев Б. Г., Хмарук Т. Г.* ДАН УССР. Сер. Б, 1973, № 1, 49.
164. *Полканов А. А.* Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1935, 3.
165. *Полканов А. А.* Тр. Арктич. ин-та, 1936, 53, 3.
166. *Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. М.: Наука, 1968, 82.
167. *Добржиницкая Л. Ф., Байкова В. С.* Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир. (новая сер.), 1975, 50, вып. 1, 95.
168. *Кицун В. И.* В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 204.

169. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 79.
170. *Утенков В. А.* Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1973, № 9, 53.
171. *Рабкин М. И.* Тр. Ин-та геологии Арктики, 1959, вып. 87, 78.
172. *Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А.* Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 18, 229.
173. *Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А.* ДАН СССР, 1969, 184, № 5, 1165.
174. *Мишкин М. А.* Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969, 45.
175. *Ryka W.* Kwartalnik geol., Warszawa, 1961, 5, N 2, 246.
176. *Hietanen A.* Bull. Geol. Soc. Am., 1947, 58, N 11, 1019.
177. *Oosterom M. G.* Leidse Geol. Meded., 1963, 28, 177.
178. *O'Hara M. J. J.* Petrology, 1961, 2, N 2, 248.
179. *Leake V. E.* Min. Mag., 1968, 36, N 281, 745.
180. *Murty M. S.* Min. Mag., 1965, 35, N 270, 393.
181. *Norton D. A., Clavan N. S.* Am. Min., 1959, 44, N 7-8, 844.
182. *Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. J.* of Geology, Chicago, 1964, 72, N 2, 131.
183. *Giguère J. F.* Canad. Min., 1972, 11, pt 2, 548.
184. *Binns R. A.* Min. Mag., 1962, 33, N 259, 320; J. Geol. Soc. Australia, 1964, 11, 2.
185. *Loewring J. F., White A. J. R. J.* Petrology, 1964, 5, N 2, 195.
186. *Другова Г. М.* Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9, 265.
187. *Ленников А. М., Щека Ж. А.* Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 2, 135.
188. *Howie R. A., Subramaniam A. P.* Min. Mag., 1957, 31, N 238, 565.
189. *Howie R. A.* Bull. Serv. géol. Congo Belge, 1958, N 8, f. 2, 1.
190. *Larsen E. S., Draisin W. M.* Intern. Geol. Congress Report 18-th session Great Britain, Pt. 2, London, 1948, 66.
191. *Wilson A. F.* Abstr. papers 22-sess. Intern. Geol. Congr. New Dehli, 1964.
192. *Kayode A. A. J.* Geol. Soc. India, 1976, 17, N 1, 54.
193. *Каденский А. А.* В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 225.
194. *Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А.* В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966, 9.
195. *Сараев С. В.* В кн.: Проблемы геологии и методы геохим. и геофиз. исследований. Новосибирск. 1972, 40.
196. *Canilho M. H.* Bol. Museu e Lab. min., geol. Fac. cienc. Univ. Lisboa, 1974, 14, N 1, 41.
197. *Subramaniam A. P.* Am. J. Sci., 1959, 257, N 5, 321.
198. *Ratnaswamy A., Murty M. S.* Min. Mag., 1973, 39, N 301, 74.
199. *Cooray P. G.* Proc. Confer. African Geology, 1970, 45—53; Am. J. Sci., 1969, 267, N 8, 969.
200. *Prider R. T.* Geol. Mag., 1945, 82, N 4, 49.
201. *Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С.* Докембрий Восточной Антарктиды. М.: Недра, 1965, 3.
202. *Бондаренко Л. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, 48.
203. *Wilson A. F.* Geol. Soc. Australia, Spec. Publ., 1971, 3, 401.
204. *Маракушев А. А., Кудряцев В. А.* ДАН СССР, 1965, 164, № 1, 179.
205. *Крылова М. Д., Прилткина Л. А.* ДАН СССР, 1976, 226, № 3, 661.
206. *Vernon R.* Contrib. min., petrol., 1972, 35, N 2, 125.
207. *Davidson L. R., Mathison C. I.* N. Jb. Min., Monatsh., 1973, H. 2, 47.
208. *Маракушев А. А.* Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 1, 267.
209. *Стрыгин А. И.* Тр. 3-го Всес. петрограф. совещания. М.: Наука, 1964, 139.
210. *Юрк Ю. Ю., Шлюков Е. Ф.* Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь, 1960, 343.
211. *Bustamante S.* Ann. Soc. géol. Belg., 1975, 98, Bull. N 1, 43.
212. *Arevalo P., Arribas H.* Estudios geol., 1970, 16, N 4, 170.
213. *Sittler F. J.* Sedim. Petrology, 1963, 33, N 2, 372.
214. *Мэйсон Б.* Метеориты. М.: Мир, 1965, 81.
215. *Бобровник Д. П., Ясинская А. А.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 15, 312.
216. *Коломенский В. Д., Михеева И. В.* Метеоритика, 1963, вып. 23, 62.
217. *Ясинская А. А.* Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 2, 172.
218. *Овчинников Л. Н., Юдин И. А.,* Метеоритика, 1966, вып. 27, 76.
219. *Кешиш Л. Г., Харитоновна В. Я.* Метеоритика, 1966, вып. 27, 164.
220. *Юдин И. А., Коломенский В. Д., Михеева И. В.* Метеоритика, 1966, вып. 27, 63.
221. *Mason B.* Lithos, 1968, 1, N 1, 1.
222. *McCall G. J. H.* Min. Mag., 1965, 35, N 271, 476.
223. *Ghose S., McCallum I. S., Tidy E.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 4, 831.
224. *Evans H. T., Huebner J. S., Konneri J. A.* Earth Planet. Sci. Lett., 1978, 37, N 3, 476.
225. *Bowen N. L., Schairer J. F.* Am. J. Sci., 1935, ser. 5, 29, 151.
226. *Lindsley D. H.* Carnegie Inst., Washington, 1965, Year Book N 64, 148.
227. *Курцева Н. Н.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 6, 95.
228. *Atlas L. J.* Geology, Chicago, 1952, 60, N 2, 125.
229. *Turnock A. C., Lindsley D. H., Grover J. E.* Am. Min., 1973, 58, N 1-2, 50.
230. *Фонарева В. И., Корольков Г. Я., Докина Т. Н.* Геохимия, 1976, № 10, 1498.

Феррогиперстен *Ferrohypersthene*

Назван по составу [1].

Синон. Железистый гиперстен.

Характ. выдел. Кристаллы (до 2—5 см), зерна (до 5 мм).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{15} — *Pbca*. $a_0 = 18,405$, $b_0 = 9,034$, $c_0 = 5,239$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,037 : 1 : 0,580$; $Z = 8$ [2]. Параметры элементарной ячейки колеблются в пределах: $a_0 = 18,273 - 18,405$, $b_0 = 8,891 - 9,034$, $c_0 = 5,204 - 5,240$ Å [2—4]; увеличиваются с возрастанием содержания FeO. Для феррогиперстена с максимальным количеством FeO (40%): $a_0 = 18,426$, $b_0 = 9,040$, $c_0 = 5,242$ Å [5]. Кристаллическая структура отвечает таковой гиперстена.

Кристаллы призматические. Отмечаются нечеткие полисинтетические двойники под острым углом к направлению спайности [6]. Содержит включения магнетита, граната [7], а также кварца, фаялита и геденбергита [8].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, по (010), редко по (100), ясная. Излом неровный. Хрупкий. Тв. 5—6. Уд. в. колеблется от 3,583 [3] до 3,75 [9], зависит от содержания FeO (минимальное значение уд. в. при 30,5% FeO, максимальное — при 38,5% FeO). Цв. темно-зеленый, бронзово-коричневый, бронзово-зеленый, зеленовато-бурый. Черта зеленовато-коричневая. Бл. металловидный. Непрозрачен. ИК-спектр аналогичен таковому гиперстена.

Микр. В прох. свете в шлифах зеленовато-розоватого цвета. Плеохроизм разной интенсивности: по *Ng* — бледно-зеленый, зеленый, розовато-серый, светло-синий, по *Nm* — желтовато-зеленоватый, серовато-зеленоватый, по *Np* — розовый разных оттенков. Двусный (—). $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$. Погасание прямое; очень редко cNg до 10° относительно направления спайности. Удлинение (+). $n_g = 1,726 - 1,765$, $n_m = 1,729 - 1,759$, $n_p = 1,720 - 1,752$ [6, 10—14]. $n_g - n_p = 0,013 - 0,022$. Иногда наблюдается аномальная интерференционная окраска [6]. $2V = 52 - 85^\circ$ [13—15]. Дисперсия сильная, $r < v$.

Пластинчатые продукты распада твердых растворов наблюдаются очень редко, они представлены клиновидными вростками и субмикроскопическими пластинками моноклинного пироксена [6, 8, 16]; чаще они отсутствуют, особенно в мелких зернах [17, 18]. Во многих типах пород отмечается поздний феррогиперстен, мелкие зерна которого тесно сростаются с роговой обманкой, биотитом и светло-зеленым авгитом [8, 18]. Характерно реакционное развитие позднего мелкозернистого феррогиперстена вокруг зерен оливина и моноклинного пироксена [17, 19].

Хим. Феррогиперстен содержит от 50 до 70% ферросилитовой молекулы (или 30—39% FeO), по Диру и др., 1965. Минимальное содержание FeO характерно для феррогиперстенов из гиперстеновых чарнокитов и дупироксеновых сланцев и гнейсов [3, 20], максимальное — для феррогиперстенов из высокожелезистых метаморфических пород [5—8, 15]. Содержание MgO в первых составляет 14,5—15,5%, во вторых 6,5—7,5%.

Пределы содержания SiO_2 44,4—50,1% [3—5, 14]; Al_2O_3 — обычно 0,8—1,5%, реже до 4,76% [5, 14, 21—23]; CaO — большей частью до 1%, иногда 2,63% [4], реже отсутствует [11, 24].

Повышенное содержание CaO в феррогиперстене связывается с высокими температурами его образования [4, 25] или с повышенным содержанием Ca во вмещающих породах [15].

Fe_2O_3 — от 0,04 [26] до 6,40% [13] (обычно 1,0—2,5%). MnO — обычно менее 1%, иногда до 2,50% [27] и редко до 8% [9, 28]. TiO_2 присутствует в количестве 0,10—0,25%, иногда 0,7 — 1,39% [11, 14, 20, 29]. Na_2O — до 0,70% [21], K_2O — до 0,36% [21]. H_2O^- устанавливается не всегда (0,05 — 0,10, редко до 0,4%). H_2O^+ обычно отсутствует, но иногда содержание H_2O^+ повышено: до 3,20% в феррогиперстене из чарнокитов Балтийского щита [4] и до 1,51% — из Украины [3, 15].

Спектральным анализом в феррогиперстене из железистых кварцитов Приазовья установлены: V, Cr, Ni, Co, Ag, Ge, Be, Y, Yb, Ga, Sc, Cu, Zn [6].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,37	0,10	0,02	0,06	0,12	сл.	0,05	—	0,10
K ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,01	0,11	—	0,12	—	0,03
MgO	13,40	15,46	13,61	13,32	7,76	13,34	11,14	12,68	11,81
CaO	1,63	0,56	0,85	1,38	1,47	0,47	1,57	0,80	0,62
MnO	0,90	0,22	0,62	0,47	1,22	0,28	0,89	0,98	1,24
FeO	30,75	31,33	31,91	32,01	33,12	33,72	34,03	34,59	34,70
Al ₂ O ₃	—	0,60	3,82	2,09	1,79	2,79	2,47	2,10	0,24
Fe ₂ O ₃	3,47	0,55	1,29	0,98	6,40	1,98	1,60	0,37	1,00
SiO ₂	48,00	49,66	47,46	49,28	44,40	47,11	47,23	48,78	48,60
TiO ₂	0,25	0,11	0,30	0,17	0,10	0,29	1,02	0,29	0,18
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	3,20	0,09	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,08	0,08	0,11	0,04	—	0,14	0,06	—	0,04
П. п.	1,26	1,40	—	—	—	—	—	—	1,51
Сумма	100,15	100,08	100,00	99,81	(99,69)	100,21	100,18	100,59	100,18*
Уд. в.	3,590	3,584	—	3,62	—	3,65	3,68	3,684	—
n _g	1,739	—	—	1,734	1,742	1,737	1,743	1,742	1,742
n _m	—	—	—	—	—	1,734	1,736	—	—
n _p	1,729	—	—	—	1,728	1,720	1,725	—	—
(-) ² V	57°	—	—	—	52°	56°	58°	55°	59°
a ₀ (Å)	18,293	18,279	—	18,334	18,337	18,320	—	—	—
b ₀	8,924	8,895	—	8,916	8,957	8,932	—	—	—
c ₀	5,214	5,204	—	5,214	5,221	5,215	—	—	—
Fs (мол.%)	50,0	52,0	50,5	51,5	54,0	53,0	54,5	56,0	58,0
f(%)	58,6	53,8	57,7	58,0	73,8	59,9	64,0	60,9	62,7

* В том числе Fe₂O₃ — 0,11.

1 — из амфиболитованного габброида Среднего Побужья (СССР), анал. Служенко [3]; 2 — из лейкократового чарокиита Приднестровья (СССР), анал. Левина [3]; 3 — из чарокиитов Кондапалли (Индия), анал. Лиланандам [30]; 4 — из оснoвного гранулитa («порита») Паллаварам (Индия), анал. Хауи [31]; 5 — из чарокиитовой интрузии Северной Карелии (СССР), анал. Ромашова, в оригинале сумма 99,59% [13]; 6 — из чарокиитов Трисул-Хил (Индия), анал. Хауи [24]; 7 — из чарокиита Сент-Томас (Индия), анал. Раджагопалани [24, 29]; 8 — из гранат-пироксенового гнейса Брокен-Хила (Австралия), анал. Бинис [23]; 9 — из дупиноксенового кристаллического сланца Приазовья (СССР), анал. Стеценко [15].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	0,13	0,07	0,03	0,28	0,14	0,39	0,08
K ₂ O	0,02	—	0,08	0,02	0,01	0,10	0,04	0,19	сл.
MgO	12,96	7,02	11,56	9,80	11,98	10,36	9,79	6,59	7,40
CaO	0,71	0,88	1,12	1,70	0,82	1,40	0,98	1,40	1,62
MnO	1,19	6,29	0,99	0,14	0,87	0,20	1,05	0,28	0,40
FeO	34,91	35,39	35,56	35,90	36,55	37,53	38,30	38,66	39,64
Al ₂ O ₃	0,38	1,47	—	0,30	0,23	1,60	1,32	4,76	0,85
Fe ₂ O ₃	0,04	0,46	0,81	3,10	0,09	0,66	0,16	1,26	1,29
SiO ₂	49,43	47,40	48,52	49,20	49,27	47,45	47,83	44,52	47,82
TiO ₂	0,17	0,05	0,40	—	0,28	0,14	0,07	1,39	0,15
H ₂ O ⁺	—	0,09	0,63	—	—	—	—	0,41	—
H ₂ O ⁻	—	0,63	—	—	—	0,04	0,03	—	0,09
П. п.	—	—	—	—	—	0,68	0,55	—	0,92
Сумма	99,81	99,68	99,80	100,23	100,13	100,44	100,34*	99,85	100,39**
Уд. в.	—	3,75	—	—	3,72	3,733	—	—	—
n _g	1,7385	1,755	1,747	—	1,744	1,747	—	1,765	1,760
n _m	—	1,749	1,741	—	—	—	—	1,759	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
n_p	—	1,738	1,729	—	—	1,729	—	1,752	1,740
(—)2V	53°	68°	55—62°	—	59°	85°	—	78°	74°
Fs (мол.%)	58,5	61,0	60,0	61,0	61,0	62,5	64,5	64,5	67°
f(%)	60,3	74,1	63,7	69,0	62,9	68,3	69,0	77,0	75,6

* В том числе F — 0,08. ** В том числе P₂O₅ — 0,13.

10 — из амфиболизированного феррогаббро, Осака (Япония), анал. Коннса [26, 32]; 11 — из гиперстен-грюнерит-гранатовых пород Росшира (Великобритания), анал. Генри [9]; 12 — из гиперстеновых гнейсов Ванхакула (Финляндия), аналитик Ояппере [33]; 13 — из железистых пород Северного Квебека (Канада), анал. Кранк [5]; 14 — из основного гранулита Брокен-Хила (Австралия), анал. Биннс [23]; 15 — из гранат-двупироксен-магнетитовой породы Мангушской аномалии Приазовья (СССР), анал. Мирская [16]; 16 — из железистых кварцитов Приазовья (СССР), анал. Мирская [6]; 17 — из гранитоидов чарнокитового облика, Калифорния (США), анал. Гоинер [14]; 18 — из двупироксен-магнетитовых кварцитов Мардупольского железорудного месторождения (Украина), анал. Романишина [15].

Сводки хим. анализов феррогиперстенов см. Дир и др. (1965) и [34], анализы, выполненных с помощью электронного микроскопа [7, 8, 35].

Диagn. исп. Частично разлагается HCl. П. п. тр. плавится, образуется черная эмаль; на угле дает магнитную массу.

Нахожд. Породообразующий минерал магматических и метаморфических пород.

Магматический феррогиперстен известен в породах габбро-норитовой формации, в гранитоидах, в кислых эффузивах. В габброидах феррогиперстен относится к минералам поздней стадии кристаллизации; в виде мелкозернистых агрегатов он тесно ассоциируется с авгитом, биотитом, роговой обманкой. Он обычно окружает зерна оливина и раннего моноклинного пироксена (пижонита). Это отмечается в породах массива Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове СССР [19], в породах дифференцированного силла Палисайдс в шт. Нью-Джерси (США) [35], в основных породах стратиформной интрузии Дюфек в Антарктиде [18], в кварцевых габбро интрузии Кояма (Япония) [17] и др.; изредка феррогиперстен, как главный порообразующий минерал, наблюдается в феррогаббро Осака в Японии [26, 32] и в контактированном норите Абердина в Великобритании [9]. Характерен для гранитоидов малых и средних глубин — массивы Сихотэ-Алиня и Срединного хребта Камчатки [36, 37], района Одавара в Японии [38], а также для глубинных гранитоидов Жарминской зоны (КазССР) [39], липаритов Советских Карпат [40], риолитов Исландии [41].

В метаморфических породах феррогиперстен развит более широко, чем в магматических. Он распространен в основных двупироксеновых гнейсах и кристаллических сланцах, основных гранулитах, промежуточных по составу чарнокитах, в кислых метаморфических чарнокитах и эндербитах, а также в высокожелезистых эулизитах и кварцитах. Основные двупироксеновые гнейсы и сланцы с феррогиперстеном имеются в архейских породах Алданского щита [20, 42] и Восточного Саяна [43], кристаллические сланцы — в Подолии (УССР) [21], железисто-силикатные сланцы — в Приазовье (УССР) [10, 15]; гиперстеновые гнейсы — в Брокен-Хиле (Австралия) [23]. В основных гранат-пироксеновых гранулитах феррогиперстен известен в Норвегии [44], Индии, Шри Ланке, Уганде [31] и в районе Брокен-Хила (Австралия) [23]. Чарнокиты и эндербиты с феррогиперстеном развиты в метаморфических толщах Кольского п-ова, Карелии [4, 13], Среднего Побужья [3] и Подолии (Украина) [21], Алданского щита [20]; штатов Мадрас [24] и Андхра-Прадеш (Индия) [30], шт. Калифорния (США) [14], Гайане, [44], Австралии [45].

Характерен феррогиперстен для высокожелезистых метаморфических пород гранулитовой фации — эулизитов и железистых пород. В этих породах феррогиперстен является переходным к эвлиту. Впервые гиперстен с содержанием железистого компонента 70% был выделен из эулизитов Швеции, но первоначально был назван «железистым антофиллитом» [46]. В эулизитах феррогиперстен ассоциируется с фаялитом, кварцем, гранатом и грюнеритом. В СССР эулизиты с феррогиперстеном известны в толще кристаллических слан-

цев Анабарского щита [47], среди пород Ханкайского массива в Приморье [11]; за рубежом — в Швеции [46, 48, 49], Финляндии (Виттинки) [50], в Шотландии (Росшир) [9]. Для железистых пород как гранулитовой, так и амфиболитовой фации метаморфизма феррогиперстен наиболее типичен. Детально изучен он из железистых кварцитов Приазовья [6, 16], из железорудных пород Украинского щита [22, 51], из железистых пород и руд Северного Квебека (Канада) [5, 52], из железорудной формации Бивабик в шт. Миннесота (США) [8], из железорудной формации юго-западной части шт. Монтана (США) [7], из железорудной формации района Квайрадинг в Западной Австралии (феррогиперстен с MnO 8%) [28].

Изм. Замещается амфиболами [35], агрегатами зеленой роговой обманки и биотита [17], гастингсита и биотита [13], асбестовидного грюнгерита [7], мелкошешуйчатого биотита и магнетита [11] и магнетитом [16].

Искусств. Синтезирован при изучении системы $CaCl_2 - MgCl_2 - SiO_2 - Fe - H_2O$ в виде розовых удлинённых кристаллов размером до 2 мм и сноповидных агрегатов [53].

Отл. От гиперстена отличается более интенсивной окраской, четким плеохроизмом, более высокими показателями преломления и двупреломлением, большими параметрами элементарной ячейки и более высоким содержанием FeO .

Л и т е р а т у р а

1. Hess H. H., Phillips A. H. *Am. Min.*, 1940, 25, N 4, 285.
2. Burnham C. W., Ohashi Y., Hafner S. S., Virgo D. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 850.
3. Кононова М. М. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1967, вып. 2, 53, 144.
4. Шемякин В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 6, 635.
5. Krapch S. H. *J. Petrology*, 1961, 2, 137.
6. Кравченко Г. Л. *Геол. журн. АН УССР*, 1971, 31, № 3, 21.
7. Imtoga I. P., Klein C. *Am. Min.*, 1976, 61, N 11-12, 1117.
8. Bonnicksen B. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1969, N 2, 217.
9. Henry N. F. M. *Min. Mag.*, 1935, 24, N 151, 221.
10. Настенко Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 6, 389.
11. Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969, 45.
12. Литвин А. Л. В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наукова думка, 1964, 168.
13. Шемякин В. М. *ДАН СССР*, 1966, 169, № 6, 1430.
14. Larsen E. S., Draisin W. M. *Intern. Geol. Congr. Rept. 18-th session Brit.*, Pt 11, 1948, 66.
15. Глевацкий Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. *Геол. журн. АН УССР*, 1973, 33, № 1, 42.
16. Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. *Геол. журн. АН УССР*, 1966, 26, № 2, 18.
17. Yamaguchi Y., Tomita K., Sawada Y. *Mem. Geol. Soc. Jap.*, 1974, N 11, 69.
18. Himmelferg G. R., Ford A. B. *J. Petrology*, 1976, 17, N 2, 219.
19. Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.—Л.: Наука, 1967, 93.
20. Кицул В. И. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 204.
21. Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических сланцев Подолии в районе г. Винницы. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, 66.
22. Стрыгин А. И. Тр. 3-го Всес. петрогр. совещ. М.: Наука, 1964, 139.
23. Binns R. A. *J. Geol. Soc. Australia*, 1964, 11, 2.
24. Howie R. A. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1955, 62, pt. 3, 725.
25. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. Н., Климов А. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 110.
26. Kuno H. *Am. Min.*, 1954, 39, N 1-2, 30.
27. Lokka L. *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1943, N 129, 29.
28. Davidson L. R., Mathison C. I. *N. Jb. Min., Monatsh.*, 1973, H. 2, 47.
29. Rajagopalan G. *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1946—1947, 24, 315; 26, 237.
30. Leelanandam C. *Min. Mag.*, 1967, 36, N 278, 153.
31. Subramaniam A. P., Howie R. A. *Min. Mag.*, 1957, 31, N 238, 565.
32. Hess H. H. *Am. J. Sci.*, 1952, Bowen vol. (250), pt. 1, 173.
33. Parras K. *Bull. Comm. geol. Finl.*, 1958, N 181, 103.
34. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 273.
35. Walker K. R., Ware N. G., Lovering J. F. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1973, 84, N 1, 89.

36. Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубины Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, 71.
37. Прохоров К. В. Трегичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964, 73.
38. Кино Н. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1938, 14, N 6, 218.
39. Тянь В. Д., Попов Н. В. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4, 54.
40. Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, 63.
41. Carmichael I. S. E. J. Petrology, 1960, 1, N 3, 309; Min. Mag., 1963, 33, N 260, 394.
42. Лавренко Е. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, 294.
43. Никитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчук В. П. Геохимия, 1967, № 8, 947.
44. Howie R. A. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1963, N 1, 213.
45. Wilson A. F. Abstr. papers 22-session Intern. Geol. Congr., New Dehli, 1964.
46. Sundius N. Swed. geol. unders., Ser. C, 1932, Arsbok 26, N 2, 4.
47. Рабкин М. И. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1959, 87, 5.
48. Eckertmann H. Geol. För. Förhandl., 1922, 44, N. 3-4, N 349, 267.
49. Högbom A. Geol. För. Förhandl., 1924, 46, N. 6-7, N 359, 710.
50. Saxen M. Fennia, 1925, 45, N 11, 18.
51. Половко Н. И., Сироштан Р. И., Рябоконе С. М. Геол. журн. АН УССР, 1960, 20, вып. 3, 13.
52. Kranck S. H. J. Petrology, 1961, 2, N 2, 137.
53. Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969, 76.

Эвлит *Eulite*



Назван по названию горной породы (эвлизит, зулизит, зулисит), в которой является главным породообразующим минералом [1].

Синон. Эулит [2]; железистый гиперстен — *Eisenhypersthen* [3].

Характ. выдел. Призматические кристаллы (до 2—3 см); каемки вокруг зерен оливина [4].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{15} - Pbc_a$. $a_0 = 18,359$, $b_0 = 8,985$, $c_0 = 5,240$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,0433 : 1 : 0,5832$; $Z = 8$ [5]. Колебания параметров элементарной ячейки (в Å): $a_0 = 18,354 - 18,401$; $b_0 = 8,969 - 9,021$; $c_0 = 5,232 - 5,240$ [6, 7]. Структура отвечает таковой гиперстена.

Данных о морфологии кристаллов нет. Двойники полисинтетические под острым углом к направлению спайности [8]. Характерны сростки с моноклинным пироксеном, оливином, гранатом; с моноклинным пироксеном образует параллельные прорастания и закономерные пластинчатые сростания (типичные для зулизитов) [4]. В деформированных кристаллах эвлита по трещинам катаклаза наблюдаются параллельные вростки геденбергита. Они сходны с полисинтетическими двойниками — оси c обоих пироксенов почти параллельны, а ось $Nm' = b$ геденбергита составляет с осью $Np' = a$ эвлита 6—7°; плоскость сростания — (210); отдельность по (001) геденбергита не переходит в эвлит, а отдельность по (010) геденбергита в виде единичных следов проходит через эвлит, почти совпадая с его отдельностью по (100) [4]. Наблюдаются также субмикроскопические вростки моноклинного пироксена в сечении, параллельном плоскости оптических осей; они вытянуты вдоль [001] и обуславливают пятнистое («ситовидное») погасание [9].

Физ. св. Сп. совершенная по (110) (под углом около 87°); иногда ясная по (001) [10]. Излом волокнисто-занозистый [9]. Тв. 5—6. Уд. в. 3,78—3,93 (вычисл. 3,93) [11]. Цв. бледно-зеленый, желтовато-бурый, бронзово-коричневый. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачный или полупрозрачный.

Микр. В шлифах в прох. свете зеленоватый; плеохроизм четкий, разной интенсивности: по Ng — серовато-зеленый, по Nm — желтовато-зеленый, по Np — розовато-зеленый или розово-серый; интенсивность плеохроизма зависит от содержания Fe^{2+} [8]. Иногда не плеохроирует [10]. Двусный (\pm). По оптической ориентировке подобен гиперстену. Пл. опт. осей (010). Удлинение по [001]. $n_g = 1,752 - 1,778$, $n_m = 1,759 - 1,767$, $n_p = 1,731 - 1,760$ [4, 8,

9, 12]; $n_g - n_p = 0,015 - 0,022$; $2V = 57-90^\circ$. Для синтетического: $n_g = 1,780$, $n_p = 1,767$ [2]. Иногда наблюдается аномальная интерференционная окраска [8]. Дисперсия сильная, $v > r$ [10, 13]. Погасание прямое, часто ситовидное и аномальное косое по отношению к плоскости спайности (до 6°), обусловленное субмикроскопическими срастаниями с моноклинным пироксеном [9].

Хим. К эвлитам (по Диру и др., 1965) относятся ромбические пироксены с 70—88 мол. % FeSiO_3 или 39—46% FeO . Учитывая условность их разграничения с феррогиперстенами и ферросилитами, некоторыми авторами под названием эвлит описаны ромбические пироксены с меньшим содержанием железистого компонента (хим. анализы 1, 2) [14, 15] и, наоборот, под названием ферросилит — ромбические пироксены, которые по принятой здесь классификации надо отнести к эвлитам (см. стр. 405).

Для эвлитов характерно повышенное содержание Mn и Ca. Изредка отмечается фтор. Спектральным анализом устанавливается присутствие V, Cr, Ag, Ge, Be, Y, Yb, Ni, Co, Cu, Zn, Ga, Sc [8].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,80	0,39	—	0,01	0,01	—	0,18	—	0,36
K_2O	0,30	0,19	—	—	—	—	0,04	—	0,11
MgO	8,60	6,59	5,05	6,88	3,98	5,09	5,00	4,48	4,72
CaO	1,60	1,40	1,05	0,85	3,06	1,64	1,12	1,60	1,26
MnO	1,40	0,28	3,88	0,06	0,06	1,16	0,12	0,14	0,13
FeO	37,40	38,66	42,23	42,35	42,66	44,93	45,30	45,60	45,68
Al_2O_3	0,60	4,76	0,14	1,04	0,97	0,29	0,90	—	0,39
Fe_2O_3	2,20	1,26	0,34	0,16	1,94	0,20	0,16	—	0,50
SiO_2	46,90	44,52	47,46	48,70	46,58	46,36	46,70	46,92	46,22
TiO_2	0,40	1,39	0,03	0,10	0,38	0,16	0,10	0,50	0,07
H_2O^+	0,60	0,41	—	0,02	—	0,03	—	—	—
H_2O^-	—	—	0,07	0,08	—	0,07	0,03	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	0,74	—	0,93
Сумма	100,80	99,85	100,25	100,25	99,64	99,93	100,53*	99,24	100,37
Уд. в.	—	—	3,83	3,78	3,93	3,84	—	—	3,867
n_g	—	1,765	1,768	1,769	1,774	1,769	—	1,775	1,773
n_m	—	1,759	1,760	—	1,763	1,760	—	1,767	—
n_p	—	1,752	1,750	—	1,753	1,751	—	1,758	1,749
$2V$	—	($-$) 78°	($-$) 81°	—	($+$) 89°	($-$) 83°	—	(\pm) 90°	($-$) 59°
$a_0(\text{Å})$	18,358			18,354					
b_0	8,982			8,990					
c_0	5,240			5,232					
Fs (мол.%)	63,5	65,5	73,5	73,0	74,0	79,0	80,0	81,0	81,0
f (%)	72,1	77,4	82,3	77,6	86,2	83,2	83,6	85,1	84,5

* В том числе F — 0,14.

1 — из нитрузивных чарнокитов зон глубинных разломов Балтийского щита, анал. Афанасьева [14]; 2 — из гранита, Рубидокс-Маунтин, Калифорния (США), анал. Гонье [15]; 3 — из эулизитовой породы, Тунаберг (Швеция), анал. Маццелиус [3]; 4 — из гранат-пироксен-кварцевой породы, Понд-Инлет (Баффинова Земля), анал. Хаун [Дир и др., 1965]; 5 — из эулизита Мариупольского железорудного месторождения (СССР), анал. Швакова [11]; 6 — из эулизита Мансё (Швеция), анал. Геири [13]; 7 — из железистых кварцитов Приазовского массива (СССР), анал. Мирская [8]; 8 — из эулизитовой породы оз. Чудзьяр, Кольский п-ов, «ортоферросилит», анал. Бугрова [4]; 9 — из железистых кварцитов Приазовского массива (СССР), анал. Мирская [8].

Диагн. исп. После прокаливания до 1100° теряет прозрачность, становится магнитным [9].

Наход. Относительно редкий породообразующий минерал. Обычен в бесполевошпатовых гранат-двупироксен-фаялитовых породах — эулизитах, встречающихся в кварцитовых стратифицированных железорудных толщах

среди докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации регионального метаморфизма. В этих породах эвлит ассоциируется с диопсидом или геденбергитом, фаялитом, альмандином, Mg—Fe-амфиболами, кварцем, магнетитом, аксессуарными апатитом, рутилом, пирротинном, карбонатами. Иногда в эулизитах эвлит составляет по объему до 73%. В СССР эулизиты с эвлитом встречаются на Кольском п-ове в районе Волшпахк-тундры [16] и в районе оз. Чудзьявр (хим. анализ 8) [4, 17]; на территории УССР — в Кировоградской области (село Зеленое Петровского района) [18], на Мариупольском железорудном месторождении (хим. анализ 5) [19, 20]; в Среднем Побужье (село Завалье) [12]; в Приазовском массиве (хим. анализ 7 и 9) [8, 21]; известны в Южном Прибайкалье [22, 23]. За рубежом эулизиты широко развиты в Сёдерманланде (Швеция) [3] — в районах Тунаберг (хим. анализ 3) [3, 24, 25], Мансиё (хим. анализ 6) [13, 26], Марьярова [27], Бигсильума [28]; в Финляндии — в районе Виттинки [29, 13]; в Шотландии — в Лох-Дих [30] (анализ в [13]); в Судане — район Мадилал [Дир и др., 1965]; в Китае [31], в Западной Австралии [32]. Эвлит обнаружен в породах железорудной метаморфической формации на севере п-ова Лабрадор [10].

Эвлит распространен также в чарнокитовых породах в ассоциации с ортоклазом, плагиоклазом, кварцем, пиропом. Он присутствует в интрузивных чарнокитах и эндербитах зон глубинных разломов Балтийского щита (хим. анализ 1) [14], а также в чарнокитах Бичанского массива в Северной Карелии [9]. Известен в чарнокитах горы Сант-Томас (шт. Мадрас, Индия) [33]. В интрузивных породах эвлит более редок. В небольших количествах он содержится в траппах Сибирской платформы [34], породах Коростенского плутона [35]; обычен в породах Бушвельдского комплекса (ЮАР) [36], в метаморфизованных габброидах и пегматоидных жилах Адирондака (США) [37, 38], в обогащенных железом диабазах Бивер-Бей (США) [39], в железистых долеритах силла Нью-Амалфи, Мейтейтил (ЮАР) [40]. Встречен в гранитах массива Рубидокс-Маунтин (шт. Калифорния, США) (хим. анализ 2) [15], в ферродиоритах Западной Чехии (ЧССР) [41].

Эвлит с содержанием 83% FeSiO_3 обнаружен в одном осколке лунной породы, доставленной с Луны экспедицией «Аполлон-12» [42].

Искусств. Синтезирован при изучении системы $\text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{SiO}_2 - \text{Fe} - \text{H}_2\text{O}$ в виде кристаллов с содержанием до 87 мол.% Fs [2].

Отл. От других железистых членов ряда ромбических пироксенов отличается только по данным химических анализов.

Межплоскостные расстояния искусственного эвлита [2]

(линии слабой интенсивности исключены)

<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>
10	3,23	3	1,980	10	1,503	3	1,270
7	2,883	4	1,774	1	1,426	1	1,261
2	2,750	4	1,644	7	1,403	1	1,200
5	2,579	5	1,605	2	1,353	1	1,078
6	2,503	4	1,529	4	1,306	3	1,061
7	2,128						

Литература

1. Walker F., Poldervaart A. Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, N 4; русск. перевод в кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, 58.
2. Калинин Д. В. В кн.: Экспериментальные исследования физико-химических условий скаринообразования. Новосибирск: Наука, 1969, 76.
3. Sundius N. Sver. geol. unders., Ser. C, N 374, 1932, Arsbok 26, N 2, 3.
4. Бондаренко Л. П., Давылайский В. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 4, 408.
5. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. Н., Климов А. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 110.
6. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 273.

7. Howie R. A. Min. Soc. Am. Spec. Pap., N 1, 1963 (IMA, 3 General Meeting).
8. Краченко Г. Л. Геол. журн. АН УССР, 1971, 31, вып. 3, 21.
9. Шемякин В. М., Афанасьева Л. И., Терентьева М. В. ДАН СССР, 1967, 175, № 2, 438.
10. Moorhouse W. W., Shepherd N. Canad. Min., 1963, 7, pt. 3, 527.
11. Вальтер А. А. ДАН СССР, 1969, 187, № 2, 410.
12. Ушакова Е. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 367.
13. Henry N. F. M. Min. Mag., 1935, 24, N 151, 221.
14. Шемякин В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 6, 635.
15. Larsen E. S., Draisin W. M. Intern. geol. congress Report of the 18-th session Great Britain, 1950, pt 2, 66.
16. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. 1, 1935, 3.
17. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. В кн.: Проблемы осадочной геол. докембрия, вып. 4, кн. 1. М.: Недра, 1975, 219.
18. Половко Н. И. ДАН УССР, 1956, № 4, 391.
19. Вальтер А. А., Гороготская Л. И., Зверев Н. Д., Романов В. П. ДАН СССР, 1970, 192, № 3, 629.
20. Zverev N., Val'ter A., Romanov V., Gorogotskaya L. Lithos, 1971, 4, N 1, 17.
21. Краченко Г. Л., Хмарук Т. Г. Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, вып. 2, 18.
22. Смирнов С. С. Матер. по общей и прикл. геол., 1928, вып. 83.
23. Коржинский Д. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1936, 65, вып. 2, 247.
24. Högbom A. G. Håndb. reg. Geol., 1913, 4, abt. 3.
25. Palmgren J. Bull. Geol. inst. Uppsala, 1917, 14, 133.
26. Eckermann H. Geol. För. Förhandl., 1922, 44, N. 3-4, N 349, 253.
27. Geljer P. Arsbok Sver. geol. unders., Sec. C, 1923, N 324.
28. Högbom A. Geol. För. Förhandl., 1924, 46, N. 6-7, N 359, 711.
29. Saxen M. Fennia, 1925, 45, N 11, 18.
30. Tilley C. E. Min. Mag., 1936, 24, N 154, 334.
31. Kuno H. Am. Min., 1954, 39, N 1-2, 30.
32. Miles K. R. Quart. J. Geol. Soc., London, 1946, 102, pt 2, N 406, 115.
33. Rajagopalan C. Proc. Indian Acad. Sci., Sec. A, 1946, 24, N 4, 315.
34. Соболев В. С. Тр. Арктич. научно-исслед. ин-та, 1936, 43.
35. Соболев В. С. Уч. зап. Львовск. ун-та, 1947, 6, сер. геол., вып. 5, 3.
36. Hess H. H. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 173.
37. Buddington A. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1939, Mem. 7.
38. Buddington A. F. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 37.
39. Muir I. D. Min. Mag., 1954, 30, N 225, 376.
40. Poldervaart A. Trans. proc. Geol. Soc. South Africa, 1944, 30, 85.
41. Vejnär Z. Vest. Ustr. Ust. Geol., 1975, 50, 265.
42. Pickart S., Alperin A. Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 2, 1971, 2082; Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 267.

Ферросилит Ferrosillite



Назван по составу [1,2].

Синон. Ортоферросилит — orthoferrosilite [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб.с. D_{2h}^{15} — *Pbca*. $a_0 = 18,420$, $b_0 = 9,050$, $c_0 = 5,241$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,035 : 1 : 0,578$ — для образца с Fs = 91 мол. % (хим. анализ 6) [3]; $a_0 = 18,431$, $b_0 = 9,080$, $c_0 = 5,238$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,029 : 1 : 0,577$ [4]; для синтетического: $a_0 = 18,433$, $b_0 = 9,060$, $c_0 = 5,258$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,034 : 1 : 0,580$ [5]. $Z = 8$.

Кристаллическая структура подобна структуре всех других ромбических пироксенов. Установлены три полиморфные фазы состава $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ [6]: ортоферросилит (собственно ферросилит) — ромб.с., *Pbca*, изоструктурен с энстатитом (ортоэнстатитом); клиноферросилит — монокл.с., $P2_1/c$, изоструктурен с низким клиноэнстатитом; триклинный ферросилит — ферросилит III (искусственный), трикл.с., $a_0 = 6,634$, $b_0 = 7,472$, $c_0 = 22,610$ Å, $\alpha = 115,294^\circ$, $\beta = 80,649^\circ$, $\gamma = 95,423^\circ$, структура пироксеноидного типа. Возможно, существует ромбический протоферросилит, который крайне неустойчив и при закалке переходит в ферросилит [6, 7]. Инверсия ромбического синтетического ферросилита ($\beta\text{-FeSiO}_3$) в моноклинный ($\alpha\text{-FeSiO}_3$) происходит при температуре 1088° и давлении 20—40 кбар; инверсия природного ферросилита в клиноферросилит — при 1250° и 25 кбар [8].

Физ. св. Спайность совершенная по (110) (под углом 87—88°). Тв. 5—6. Уд. в. экстраполированный для чистого конечного члена FeSiO_3 — 3,96 [5], для $\beta\text{-FeSiO}_3$ — 3,998 [9]. Цв. бледно-зеленый, зеленый, темно-бурый. Модуль объемного сжатия (K , расчетный) $10 \cdot 10^{-5}$ кг/см² [10]. Усредненные значения модуля упругости $E = 13,93$, модуля сдвига $G = 6,28$, модуля объемного сжатия $K = 10,81$ (все в 10^{11} дин·см⁻²); вычисленные скорости упругих волн (в 10^5 см/сек): $v_p = 6,05$, $v_s = 3,99$ [11]. Термодинамические характеристики приводятся в [12—20]. По данным калориметрических измерений теплот растворения в растворах HF для реакции Fe_2SiO_4 (фаялит) + SiO_2 (α -кварц) = 2FeSiO_3 (ферросилит), стандартная энтальпия образования ферросилита соответствует $\Delta H_f^\circ; 298,15 = -285,6 \pm 0,7$ ккал/моль [12]. По результатам изучения равновесий с участием ферросилита рекомендовано значение $\Delta G_f^\circ; 298,15 = -267,1 \pm 0,5$ ккал/моль [20]. Изобарно-изотермический потенциал образования Z_{298}° (ккал/моль) от —3,4 до —6,6 из окислов [12, 17], от —266,6 до —269,8 из элементов [15, 19]. Для температур 400—1500 К изобарно-термический потенциал образования ферросилита, по расчетам Мельника, от —260,96 до —195,08 ккал/моль [19]. Показатель относительной щелочности минерала $\Delta Z_{298}^\circ = 7,343$ ккал, показатель общей основности (свободная энергия полной ионизации) $\Delta Z_{298}^\circ = 1,385$ ккал [21].

Микр. В шлифах в прох. свете обладает отчетливым плеохроизмом в розовых тонах; для наиболее железистого природного ферросилита [3]: по Ng — светло-голубовато-зеленый, по Nm — светло-желтый, по Np — светло-розовый. Двусный (+). Пл. опт. осей (010). Погасание прямое. $n_g = 1,773$ —1,786, $n_m = 1,763$ —1,774, $n_p = 1,754$ —1,765 [3, 22, 23]. $n_g - n_p = 0,020$ $2V = 79$ —88°. Дисперсия сильная, $r > v$ [3, 22]. Отмечаются тонкие пластинки распада твердого раствора, параллельные (100) и (010) [22].

Хим. Является конечным железистым членом изоморфного ряда энстатит — ферросилит. Теор. состав: FeO — 54,46, SiO₂ — 45,54. Колебание содержания Fs (мол. %) составляет, по Диру и др. (1965), 88—100 мол. %. Нередко к ферросилиту относятся ромбические пироксены с меньшим значением Fs (хим. анализы 1, 2, 3) [3, 22, 23].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
K ₂ O	—	0,01	0,04	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	0,07	—	0,03	0,14	—
MgO	3,49	3,52	3,70	0,27	2,48	1,36	0,42	2,6
CaO	1,43	0,75	0,77	0,57	0,79	0,84	0,62	0,7
MnO	5,02	0,86	0,15	3,58	0,72	1,10	2,39	—
FeO	41,65	47,60	48,10	48,76	49,28	49,81	50,16	50,8
Fe ₂ O ₃	0,31	—	0,20	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,90	0,31	0,23	0,07	0,27	0,36	0,14	0,2
SiO ₂	45,95	45,90	46,56	45,63	45,65	45,50	45,93	45,6
TiO ₂	0,10	0,08	0,03	0,10	0,13	0,11	0,05	—
H ₂ O ⁺	0,65	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,09	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,59	99,31*	99,78	99,05	99,75**	99,60***	99,85	99,9
Уд. в.	3,88	—	—	—	—	—	—	—
n_g	1,773	1,7763	1,7745	—	1,785	1,786	—	—
n_m	1,763	—	1,7645	—	1,774	1,774	—	—
n_p	1,755	1,7560	1,7545	—	1,764	1,765	—	—
$2V$	(+)83°	(-)88°	(+)84°	—	(+)88°	(+)79°	—	—
Fs (мол.%)	76	85	86	90	90	91	92	90
f (%)	78,6	86,9	88,0	92,3	90,5	93,4	94,0	91,6

* В том числе ZnO — 0,26, Cr₂O₃ — 0,02.

** В том числе ZnO — 0,38, Cr₂O₃ — 0,05.

*** В том числе ZnO — 0,37, BaO — 0,06, Cr₂O₃ — 0,06.

1 — из термально-метаморфизованной железистой породы района Ю-Си-Гу (Китай), анал. Генри [23]; 2 — из пироксен-микрпертитового гнейса, Адирондак (США), микросонд [3]; 3 — из эулизита Ваи-Чан-Дэжу (Китай), анал. Кониси [22]; 4 — из мангерит-чарнокитового массива Хопен, о-в Эствогей (Лофотенские о-ва, Норвегия), микросонд [24]; 5 и 6 — из пироксен-микрпертитового гнейса, Адирондак (США), микросонд [3]; 7 и 8 — из мангерит-чарнокитового массива Хопен, о-в Эствогей (Лофотенские о-ва, Норвегия), микросонд [24, 25].

Диагн. исп. Слабо разлагается HCl.

Повед. при нагр. Температура плавления 1553 К при давлении 17,5 кбар [6].

Нахожд. Встречается в тех же породах, что и эвлит: в железистых кварцитах, эулизитах и гиперстеновых сланцах докембрийских толщ (гранулитовая фация). Типичный ферросилил с содержанием Fs 90—92% встречен в мангерит-чарнокитовом массиве Хопен на о-ве Эствогей (Лофотенские о-ва, Норвегия) [24, 25]. Ферросилил образует каемки (короны) вокруг агрегатов зерен, представляющих собой симплектитовые срастания ферросилила с магнетитом; последние иногда псевдоморфно замещают оливин. Ферросилил с Fs 90—91 мол.% установлен в пироксен-микрпертитовых гнейсах, связанных с анортозитами массива Адирондак, шт. Нью-Йорк (США), где образует закономерные срастания с железистым авгитом [3]. Под названием ферросилил описывались также и менее железистые ромбические пироксены, относящиеся скорее к эвлиту. Таковыми, например, являются «ферросилиты» с содержанием Fs — 76—86 мол.% из термально-метаморфизованных железистых роговиков (эулизитов) Китая [22, 23] и из пироксен-микрпертитовых гнейсов массива Адирондак, в шт. Нью-Йорк (США) [3].

Искусств. Синтезирован при температуре 1150° и давлении 18 кбар [7], а также при 1204° и давлении около 60 кбар [26]. Устойчив лишь при давлении свыше 15 кбар [7, 8]. При понижении температуры до 1000° и давления до 14 кбар разлагается на фаялит и кварц. При температурах 1000—1300° устанавливается полная смесимость между кальциевым геденбергитом и бескальциевым ферросилилитом [7]; разрыв происходит при более низкой температуре и зависит от давления [27]. При давлении порядка 95 кбар и температуре 1000° ферросилил разлагается на стишовит и шпинелеподобную (по структуре) фазу Fe_2SiO_4 [28]. Равновесная ассоциация с оливином и кварцем может служить геобарометром, фиксируя давления не менее 9—10 кбар [29].

Межплоскостные расстояния искусственного ферросилила [7]

Fe-излучение, без фильтра

<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>
120	7	6,40	610	9	2,91	800	2	2,30
020	10	4,60	421	2	2,73	600; 502;	}	2,13
121	4	3,33	131	2	2,59	322; 531		
420	7	3,23	202; 430; 521	2	2,51	440; 241	2	1,98
321	1	2,99	331	1	2,40			

Л и т е р а т у р а

1. Henry N. F. M. Min. Mag., 1935, 24, N 151, 221.
2. Washington H. S. Tscherm. min., petr. Mitt., 1933, 43, H. 1—6, 63.
3. Jaffe H. W., Robinson P., Tracy R. J. Am. Min., 1978, 63, N 11-12, 1116.
4. Smith J. V., Stephenson D. A., Howie R. A., Hey M. H. Min. Mag., 1969, 37, N 285, 90.
5. Hess H. H. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt 1-2, 173.
6. Lindsley D. H., Speidel D. H., Natzinger R. H. Am. J. Sci., 1968, 266, N 5, 342.
7. Lindsley D. H., Davis B. T. G., McGregor I. D. Science, 1964, 144, N 3614, 73.
8. Lindsley D. H. Carnegie Inst. Washington, 1965, Year Book N 64, 148.
9. Robie R. A., Bethke P. M., Beardsley K. M. U. S. Geol. Surv. Bull., 1967, N 1248, 87.
10. Галдин Н. Е. Геохимия, 1970, № 2, 172.
11. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 1, 59.
12. Sahama T., Torgeson D. R. J. of Geology, Chicago, 1949, 57, N 3, 262; U. S. Bur. Mines Rep. Invest., 1949, N 4408.
13. Rossini F. D. etc. U. S. Bur. Standards, Res, pap., 1952, 1.
14. Latimer W. M. Oxidation potentials. New York, 1952.

15. Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы для термодинамических расчетов в геохимии. М.: Наука, 1968.
16. Wagman D. D. etc. U. S. Nation. Bur. Stand., Research, 1968, 270, 4.
17. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Гостеолиздат, 1961.
18. Каранетьяц М. Х. Тр. МХТИ, 1961, 34, 166.
19. Мельник Ю. П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Справочник. Киев: Наукова думка, 1972, 64.
20. Термические константы веществ. М.: Изд-во ВИНТИ, 1972, т. 6.
21. Маракушев А. А. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геол., 1973, № 5, 14.
22. Kuno H. Am. Min., 1954, 39, N 1-2, 30.
23. Tsuru K., Henry N. F. M. Min. Mag., 1937, 24, N 158, 527.
24. Ormaasen D. E. Lithos, 1977, N 10, 291.
25. Griffin W. L., Heier K. S. Contrib. min., petrol., 1969, 23, N 2, 89.
26. Akimoto S., Fujisama H., Katsura T. J. Geophys. Res., 1965, 70, N 8, 1969.
27. Lindsley D. H., Munoz J. L. Am. J. Sci., 1969, 267 A, 295.
28. Ringwood A. E., Major A. Sydney. Univ. Dep. geophysics and geochemistry, 1966, N 444.
29. Куренин В. А. Геохимия, 1970, № 8, 1000.

СТРУКТУРА ТИПА РАМЗАИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Рамзаит $\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{O}_3$	Ромб.	14,518	8,978	5,081	3,391

Рамзаит Ramsayite



Назван по имени первого исследователя Ловозерских и Хибинских тундр геолога В. Рамзая [1].

Синон. Лоренцит — lorenzite (Флинк, 1898), лоренценит — lorenzenite (Флинк, 1901), идентичность с рамзаитом установлена Краусом и Мусгнутом [2].

Характ. выдел. Кристаллы (до 5 см), зерна, мелкозернистые и волокнистые агрегаты.

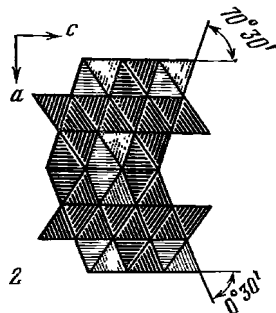
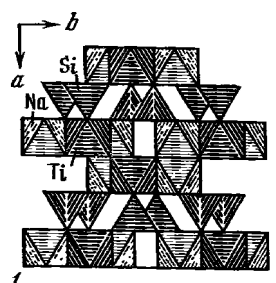
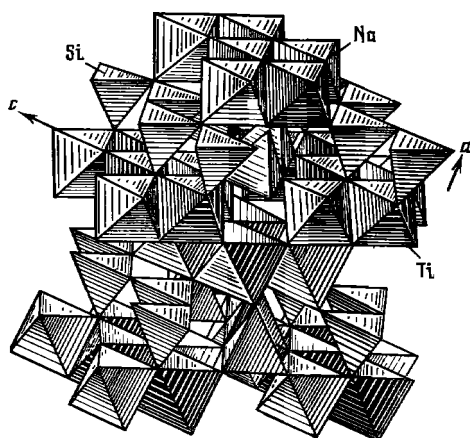
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{14} — Pnc. $Z = 4$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Местонахождение	Ссылка
14,518	8,978	5,081	1,619:1:0,566	Кольский п-ов	[3]
14,54	8,75	5,23	1,662:1:0,5979	»	[2]
14,26	8,75	5,09	1,6297:1:0,5817	»	[4]
14,41	8,65	5,21	1,666:1:0,602	»	[5]
14,42	8,66	5,18	1,665:1:0,598	Гренландия	[6]

В структуре рамзаита (фиг. 150) sdвоенные катионные слои из чередующихся TiO_6 -октаэдров и Na-полиэдров, перпендикулярные оси a и параллельные оси c , соединены кремнекислородными цепочками состава $[\text{Si}_2\text{O}_6]$, сходными с цепочками пироксенов. В шести этажах структуры (фиг. 151) атомы располагаются следующим образом: Na и Ti — в этажах 1, 3, 4 и 6, Si — в этажах 2 и 5, [3]. Три атома O из 9 не участвуют в строении кремнекислородного радикала, а связаны с атомом Na, имеющим координацию 7 [4—7]. Структуру рамзаита можно получить двойникованием по (100) $3/4$ ячейки моноклинных пироксенов. Параметры элементарной ячейки b_0 и c_0 такие же, как у пироксенов, параметр a_0 в 1,5 раза больше.

Межатомные расстояния (средние в Å) [3]: в SiO_4 -тетраэдрах Si—O=1,64, O—O=2,68; в TiO_6 -октаэдрах Ti—O = 1,99, O—O = 2,81; в Na-полиэдрах Na—O=2,47, O—O=3,20, Na—Na=3,01. В цепочке Si_2O_6 угол Si—O—Si = $139^\circ 12'$.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$). $a:b:c = 1,6641:1:0,5994$ [8].



Фиг. 150. Структура рамзаита (по Белову и Беляеву)

Цепочки SiO_4 -тетраэдров и TiO_6 -октаэдров, переложенные Na-полиэдрами

Фиг. 151. Цепочки SiO_4 -тетраэдров (2 и 5 этажи) и слои TiO_6 -октаэдров (1, 3, 4 и 6 этажи), переложенные Na-полиэдрами (1, 3, 4 и 6 этажи), в структуре рамзаита (по Чинь-Хану, Симону, Белову)

1 — проекция на ab ; 2 — проекция на ac

Главные формы [8—12]:

	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>p</i> 130	11 19	90 00	0 00	78 41	90 00	11 19
<i>q</i> 120	16 42	90 00	0 00	73 18	90 00	16 42
<i>r</i> 230	21 48	90 00	0 00	68 12	90 00	21 48
<i>l</i> 110	31 00	90 00	0 00	59 00	90 00	31 00
<i>n</i> 320	42 00	90 00	0 00	48 00	90 00	42 00
<i>m</i> 210	50 14	90 00	0 00	39 46	90 00	50 14
<i>k</i> 520	56 21	90 00	0 00	33 39	90 00	56 21
<i>o</i> 310	60 59	90 00	0 00	29 01	90 00	60 59
<i>f</i> 410	67 23	90 00	0 00	22 37	90 00	67 23
<i>h</i> 510	71 35	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>d</i> 011	0 00	30 56	59 04	90 00	0 00	59 04
<i>z</i> 131	11 19	61 24	29 04	80 05	19 48	30 35
<i>i</i> 121	16 43	51 23	39 50	77 01	19 48	41 33
<i>s</i> 111	31 00	34 58	59 04	72 50	19 48	60 35
<i>e</i> 221	31 00	54 26	39 50	65 14	35 46	45 48
<i>g</i> 321	42 02	58 13	39 50	55 19	47 13	50 51
<i>t</i> 211	50 14	43 08	59 04	58 18	35 46	64 04
φ 421	50 14	61 55	39 50	47 18	55 14	55 39
<i>u</i> 311	60 59	51 01	59 04	47 11	47 13	67 51
<i>v</i> 411	67 24	57 21	59 04	38 59	55 14	71 07

mm (210):(2 $\bar{1}$ 0) = 79°32'

oo (310):(3 $\bar{1}$ 0) = 58 02

sa (111):(100) = 72 50

ss (111):(1 $\bar{1}$ 1) = 58°51'

sm (111):(210) = 57 14

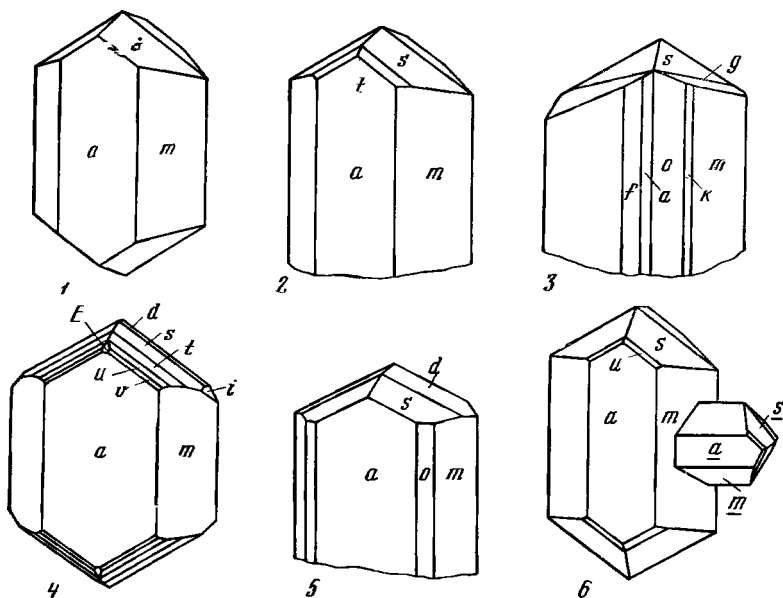
ta (211):(100) = 58 18

st (111):(211) = 14°21'

tm (211):(210) = 46 52

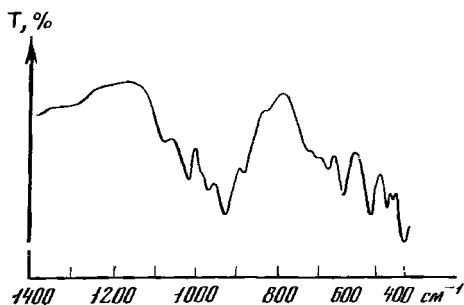
Второстепенные формы:

720	<i>E</i> 401	<i>K</i> 511	<i>X</i> 331	<i>B</i> 731	<i>y</i> 521	<i>M</i> 412
540	<i>F</i> 501	<i>R</i> 611	<i>W</i> 231	<i>C</i> 831	<i>L</i> 312	<i>U</i> 821
<i>w</i> 610	<i>G</i> 601	<i>S</i> 711	<i>Q</i> 432	<i>O</i> 322	<i>T</i> 621	<i>N</i> 612
<i>V</i> 710	<i>J</i> 302	<i>P</i> 332	<i>Z</i> 431	<i>A</i> 631	<i>D</i> 931	



Фиг. 152. Кристаллы рамзаита

1 и 2 — Ловозерский массив (по Костылевой); 3 — Хибинский массив (по Герасимовскому); 4 — гора Пункарауйв, Ловозерский массив (по Римской-Корсаковой); 5 — Коидерский массив (по Андрееву); 6 — двойник рамзаита, Юкспор, Хибинский массив (по Панфиловой)



Фиг. 153. ИК-спектр рамзаита (по Рудницкой)

Наблюдались грани, которые, видимо, являются вициналями: (10.1.0), (12.1.0), (701), (702), (801), (911) (811), (10.1.1), (11.1.1), (12.1.1), (13.1.1) [8]. Наиболее часто встречаются: a (100), m (210), s (111), t (211).

Кристаллы призматические до тонкоигловчатых по оси c , иногда таблитчатые по (100) (фиг. 152₁₋₅). На гранях вертикальных призм и дипирамид наблюдается штриховка (на гранях призм параллельна c). Описаны овальные фигуры травления [10]. Отмечен крестообразный двойник рамзаита с горы Юкспор (Хибины) с двойниковой плоскостью (085); оси c индивидов образуют угол $87^{\circ}36'$ [13] (фиг. 152₆). Рамзаит из Гренландии обнаружен в параллельном сростании с эгирином: (100) эгирина совпадает с (100) рамзаита [12]. Встречаются ориентированные сростания рамзаита с виноградом (гора Непха, Ловозеро) [14].

Физ. св. Сп. весьма совершенная по (100) и несколько менее совершенная по (210). Изл. неровный, мелкокоряковистый. Хрупок. Тв. $6-6\frac{1}{2}$. Микротвердость $753-897$ кгс/мм² (при нагрузке 100—200 гс) [15]. Уд.в. $3,12-3,47$ (вычисл. $3,391$) [2]. Цв. от темно-бурого (почти черного) до светло-коричневого и светло-желтого, также красноватый, серовато-коричневый, серый и бесцветный. Черта светло-желтая, буроватая, почти бесцветная. Бл. на плоскостях спайности сильный, полуметаллический или стеклянный, на гранях — сильный, металлический или алмазный, в изломе — жирный. Темные, окрашенные разности непрозрачны, в тонких сколах просвечивают красновато-коричневым и желтовато-коричневым цветом; светлые разности прозрачны. По данным изучения оптических спектров поглощения [16], окраска и плеохроизм рамзаита обусловлены переносом заряда $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$. В ультрафиолетовых и катодных лу-

чах — слабое серовато-зеленоватое свечение [17]. В ИК-спектре имеются полосы поглощения в области валентных колебаний SiO_4 с максимумами 1100, 1050, 1000, 950, 920, см^{-1} и деформационных колебаний SiO_4 с максимумами 660, 550, 495 и 430 см^{-1} ; слабое поглощение отмечается в области 800—700 см^{-1} (фиг. 153) [5, 18]. Электропроводен. Наблюдалась частичная дисперсия электропроводности, ее коэффициент равен 0,86 [19].

Микр. В шлифах прозрачный. Плеохроизм у окрашенных разностей отчетливый: по Ng — светло-желтый, по Np и Nm — светло-оранжевый, желто-бурый. Двусный (—). Пл.опт. осей (010), $Ng=c$, $Nm=b$, $Np=a$.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение	Ссылка
2,02	2,01	1,92	0,10	25—49°	Кольский п-ов	[20]
2,020	—	1,923	0,097	40°	Кондерский массив	[21]
2,036	—	1,896	0,140	40°	Инаглинский массив	[22]

Содержание Ca, Sc, Cr, Mn, Fe увеличивает показатели преломления; замещение O на F или OH приводит к их уменьшению [23]. Дисперсия сильная, $r > v$.

Хим. Теор. состав: Na_2O —18,13, TiO_2 —46,74, SiO_2 —35,13. Отличается постоянством состава [24]. Возможны ограниченные изоморфные замещения $\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$, Sr, K; $\text{Ti} \leftarrow \text{Fe}$, Zr, Nb, Mg. Наиболее высокое содержание Nb_2O_5 в первичных рамзаитах — до 3,89% [5, 24, 25].

Данные Мацеллиуса [12] о содержании в «лоренцените» около 12% ZrO_2 оказались ошибочными (см. хим. анализ 18 [25]).

Рамзаит из Ловозерского массива содержит (в %): Cr — $40 \cdot 10^{-4}$, Ni — $30 \cdot 10^{-4}$, V — $46 \cdot 10^{-4}$, Cu — $110 \cdot 10^{-4}$, Pb — $620 \cdot 10^{-4}$, Ga — $3 \cdot 10^{-4}$ [26], Be — $3 \cdot 10^{-4}$ — $2,6 \cdot 10^{-3}$ [27]; Th — 3,8 μm [28]. В рамзаите с горы Непха (Ловозерский массив) обнаружена Hg — $1,8 \cdot 10^{-5}$ % [29].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	16,20	16,88	16,61	17,29	16,79	17,23	17,40	16,95	16,70
K_2O	0,28	0,12	0,94	0,58	сл.	1,10	0,38	—	0,69
MgO	сл.	—	0,09	0,06	сл.	0,13	0,10	0,45	0,28
CaO	0,35	0,09	0,25	0,05	0,08	0,69	0,57	0,82	0,19
SrO	—	—	—	—	0,007	—	—	—	—
MnO	0,02	—	0,07	0,02	0,024	0,12	0,01	—	сл.
FeO	1,03	1,71	1,19	0,40	0,42	—	0,32	—	—
Al_2O_3	0,90	—	0,30	0,24	0,21	1,48	0,87	1,15	0,71
Fe_2O_3	—	—	0,47	0,44	не обн.	1,27	1,47	1,29	1,11
TR_2O_3	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	34,06	34,07	33,94	34,25	34,64	34,68	30,90	35,25	35,23
TiO_2	46,26	47,00	42,05	44,21	45,01	40,46	46,26	42,22	43,10
ZrO_2	—	—	0,40	0,09	0,11	0,30	—	—	—
Nb_2O_5	—	—	} 3,07	0,50	} 2,14	} 2,93	} 1,14	} 2,67	} 2,21
Ta_2O_5	—	—		0,09					
H_2O^+	—	—	0,37	0,66	0,48	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	0,10	0,20	0,20	—	—	—	—
F	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—
П. п.	0,33	—	—	—	—	—	0,50	—	0,19
Сумма	99,75	99,87	99,85	99,08	100,25*	100,39	99,92	100,80	100,41
—O=F ₂					0,03				
					100,22				
Уд. в.	3,43	—	3,42	—	—	—	3,437	3,469	3,457

* В том числе $\text{Y}_2\text{O}_3 < 0,01$, $\text{La}_2\text{O}_3 < 0,01$, $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 0,05$, $\text{V}_2\text{O}_5 - 0,01$, $\text{Sc}_2\text{O}_3 - 0,003$.

1—7 — Ловозерский массив: 1 — из пегматита, перевал Тавайок, анал. Белоглазов [9]; 2 — из пегматита, гора Ангуидасчорр, анал. Курбатов [9]; 3 — из фойяита, гора Карнасург, анал. Казакова [30]; 4 — из пегматита, долина р. Тюльбьюуай, анал. Фиолетова [31]; 5 — анал. Кюринг и Джонсу [25]; 6 — анал. Бурова (данные Бородина); 7 — из альбитита, гора Вавнебед, анал. Быкова [31]; 8—9 — Хибинский массив, из пегматита, гора Партомчорр, анал. Капитонова [32].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	16,55	17,51	16,12	17,73	16,69	17,29	16,55	16,54	16,23
K ₂ O	0,87	0,19	0,49	0,11	0,14	0,15	0,30	0,08	Не обн.
MgO	0,15	Не обн.	0,42	Не обн.	0,06	0,08	0,39	Не обн.	Не обн.
CaO	0,21	} 0,05	0,26	Не обн.	Не обн.	Не обн.	} 1,16	0,21	0,19
SrO	—		—	—	—	—		—	—
MnO	—	Сл.	—	Не обн.	Не обн.	0,05	—	0,03	Сл.
FeO	—	0,22	—	—	—	Не обн.	—	0,72	0,34
Al ₂ O ₃	1,72	0,10	—	0,35	0,34	0,16	1,06	2,19	Не обн.
Fe ₂ O ₃	2,36	0,68	0,49	1,23	1,14	1,13	0,63	0,36	Не обн.
SiO ₂	34,56	35,14	35,72	37,04	34,40	34,15	34,60	34,30	35,40
TiO ₂	41,41	43,40	45,23	41,79	44,76	45,06	43,50	44,49	43,16
ZrO ₂	—	0,13	—	Не обн.	0,35	—	—	Не обн.	0,07
Nb ₂ O ₅	2,98	2,08	0,91	1,73	1,95	2,28	1,10	—	3,89
Ta ₂ O ₅	—	—	0,27	0,019	0,025	0,023	0,30	—	Не обн.
H ₂ O ⁺	—	0,51	—	Не обн.	—	—	0,30	—	0,42
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	—	—	—	—	—	0,35	0,17
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38
П. п.	—	—	0,41	—	—	—	—	0,73	—
Сумма	100,81	100,01	100,32	100,00	99,86	100,37	(99,89)	100,00	100,34*
—O=F ₂									0,16
									100,18
Уд. в.	3,407	3,446	3,12	3,45	3,43	3,46	3,4	3,37	—

* В том числе: Y₂O₃ — 0,02, La₂O₃ — 0,01, Ce₂O₃ — 0,04, V₂O₅ — 0,01, Sc₂O₃ — 0,003.

10—15 — Хибинский массив: 10 — из натролитового участка пегматита, гора Кукисвумчорр, анал. Капитонова [33]; 11 — из пегматита, Циркопиевая перемычка, анал. Забавникова [5]; 12 — из пегматита, гора Поачвумчорр, вторичный по ильмениту [33]; 13 — Ньюрпахк, анал. Бурова Т. А. [24]; 14 — из пегматита в зеленокаменных породах экзоконтакта массива, анал. Царева [24]; 15 — глубокий горизонт месторождения Кукисвумчорр, анал. Царева [24]; 16 — из пегматита, Инаглинский массив, анал. Бурова З. Н., в оригинале сумма 99,99 [22]; 17 — метасоматический, из пегматита, Кондерский массив, анал. Хурякова [21]; 18 — «лоренценит» из нефелиновых сиенитов Гренландии, анал. Кюринг и Джонсу [25].

Диагн. исп. Разлагается HF, другими кислотами разлагается лишь после сплавления с углекислыми щелочами. П. п. тр. легко плавится в черный непрозрачный шарик.

Повед. при нагр. Плавится около 1000° [21]. При нагревании до 973° не изменяется; при 973° — эндотермическая реакция (вероятно, вследствие плавления) [21].

Нахожд. Рамзаит — характерный минерал щелочных пород и их пегматитов ряда щелочных массивов СССР, Норвегии, Гренландии, Канады. Различаются первичный рамзаит (акцессорный минерал щелочных пород) и вторичный, образовавшийся в результате замещения ильменита, титанита, лампрофиллита, ринкита.

В Хибинском массиве первичный рамзаит распространен в щелочных породах и их пегматитах, преимущественно в пегматитах фойяитов, хибинитов, ричорритов; встречается также в луявритах, среднезернистых нефелин-эгириновых сиенитах, слюдяно-нефелиновых сиенитах. Ассоциируется с поздним эгирином, лопаритом, эвдиалитом, астрофиллитом, иногда с альбитом (Малый Манепахк, Ньюрпахк, Южный Тахтарвумчорр, Кукисвумчорр) [5, 9, 11, 24]. В натролитовых и эгириновых жилах рамзаит встречается с натролитом, игольчатым эгирином и астрофиллитом, катаплетом, ненадквечитом, цирко-

ном, ильменитом, иногда анальцимом, сульфидами (Лопарский перевал, гора Кукисвумчорр, Циркониювая перемычка Кукисвумчорра, Куэльпор, Юкспор, долина р. Тулийок) [5, 11, 24, 34]. Вторичный рамзаит в Хибинском массиве наблюдался в пегматитах на горах Куэльпор и Расвумчорр [24], в цеолитовых жилах горы Поачвумчорр [5, 11, 31], в апофиллитовых жилах горы Юкспор [35]; образует шестоватые агрегаты по ильмениту, псевдоморфозы по лампрофиллиту, корониты по титаниту.

В Ловозерском массиве первичный рамзаит характерен для эгириновых и роговообманковых луювритов, более редок он в фойяитах; в переменных количествах обнаруживается в пойкилитовых сиенитах; найден во многих пегматитовых жилах (лампрофиллит-эвдиалитовых — с мурманитом, микроклиновых — с эвдиалитом и эгирином, ортоклазовых — с ильменитом и титанитом) [14, 30, 36]. В содалитовых и нефелиновых сиенитах Ловозерского массива рамзаит встречается в жилах вместе с мурманитом, лампрофиллитом, содалитом, полевым шпатом, эвдиалитом, реже с молибденитом, апатитом, титанитом (горы Чинглусуай, Рослак, Ангвундасчорр) [11]. В альбитовых жилах горы Пункаруайв установлен вторичный рамзаит в виде светло-бурых полупрозрачных мелких кристалликов и волокнистых оторочек вокруг зерен эгирина, заключенных в мелкозернистом альбите, ассоциируется с цеолитами [37]. Бесцветный вторичный рамзаит в псевдоморфозах по ильмениту, реже лампрофиллиту, встречен в пегматите на горе Вавнед в зоне альбитизации и натролитизации [31—33].

Отмечен в нефелин-пироксенитовых породах ультраосновного щелочного массива Вуориярви на Кольском п-ове [38] и в пегматитах щелочного массива Бурпала в Северном Прибайкалье [39]. Обнаружен в щелочных пегматитах Инаглинского [22] и Кондерского массивов [21] в Якутии. В пегматитах Инаглинского щелочного массива рамзаит встречен вместе с лейкофенитом, нептунитом, лампрофиллитом [40]. В Кондерском массиве встречается в эгирин-арфведсонит-альбитовых пегматитах с лампрофиллитом, эвдиалитом, мурманитом, в эгирин-нефелин-альбитовых с лампрофиллитом и в эгирин-альбитовых пегматитах.

В Норвегии близ Ларвика [41] встречен в пегматитах нефелиновых сиенитов, около Нордмарка — в миароловых пустотах эльпидитсодержащего акерита. На о-вах Ловен в Лангезундфиорде [42] рамзаит образовался по ринкиту (мозандриту) вместе с флюоритом, эгирином, титанитом. В нефелиновых сиенитах Нарсарсука в Гренландии вторичный рамзаит («лоренценит») найден в ассоциации с эгирином, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эльпидитом и др. [12]. В щелочном массиве Сент-Илер, Квебек (Канада) волокнистый рамзаит найден в нефелиновом сиените вместе с игольчатым эгирином, микроклином, альбитом [43]. В нефелиновых сиенитах Канарских о-вов встречен с арфведсонитом, эгирином, эвдиалитом, ловенитом, апатитом, содалитом [44]. Отмечен как продукт фумарольной деятельности Везувия [45].

Изм. Замещается нептунитом, лейкоксеном [30], иногда игольчатым титанитом, виноградовитом [14].

Искусств. Получен при сплавлении в угольном тигле смеси SiO_2 , TiO_2 и Na_2CO_3 в соответствующих пропорциях при температуре около 1000° [46].

Мезжплоскостные расстояния рамзаита из Хибин [5] *

Си-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>
210	50	5,53	412; 431;	12	2,077	433	4 ш.	1,373
011	10	4,45	322			10.2.0	10 ш.	1,355
020; 111	30	4,32	141; 620	6 ш.	1,985	143	5	1,342
211	8	3,84	621	6	1,954	243	8	1,328
220	8	3,72	502	10	1,938	004; 104	6 ш.	1,295

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
400	6	3,62	422; 132	8ш.	1,905	204; } 10.3.0 }	4	1,289
121; 410; 311	100	3,34	232; 531	6	1,878	214	4ш.	1,269
	6	3,25	440; 630	6ш.	1,854	304	4	1,261
221	16	3,03	800	20	1,808	314; 024; } 124 }	6ш.	1,250
411	3ш.	2,90	810	8	1,772	660	5	1,241
230, 321; 420	60	2,75	631	12	1,746	12.0.0; } 324 }	16	1,206
002	5	2,60	820	6ш.	1,669	234	5ш.	1,175
102; 031	{ 6 8	2,56 2,53	142; 042; 213	4	1,654	334	4	1,163
131	12	2,49	242; 640	30	1,614		4	1,150
421; 202	16	2,45	313	18	1,601		2	1,143
511	10	2,419	341	10	1,589		4	1,138
600	12	2,405	223; 450	16	1,568		4	1,130
231; 212	4ш.	2,384	830	3	1,535	860	4	1,121
302; 610	4	2,319	323	4	1,516		12	1,113
430	12	2,256	033	6	1,492	10.5.0	8	1,109
331; 022	6	2,224	313; 423	6ш.	1,473		4	1,098
122; 312	4ш.	2,193	060; } 10.0.0 }	25	1,448	080	7ш.	1,079
402; 040	6	2,167	10.1.0	14	1,428		3ш.	1,064
220	4	2,132	260	4ш.	1,409	14.0.0	4	1,055
240	6	2,110	840	10	1,385		6ш.	1,041

* Оригинал хем. анализа II.

Л и т е р а т у р а

1. Костылева Е. Е. Докл. Российской Академии наук. Сер. А, 1923, 55.
2. Kraus O., Musgnig F. Naturwissenschaften, 1941, 29, Н. 12, 182.
3. Чель-хан, Симонов М. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1969, 186, № 4, 820.
4. Белов Н. В., Беляев Л. М. ДАН СССР, 1949, 69, № 6, 805.
5. Дорфман М. Д., Белова Е. Н., Забавникова Н. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 45.
6. Shütz R. F. Am. Min., 1955, 40, N 3-4, 335.
7. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М.: Изд-во АН СССР, 1947, 237; Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6, 61; Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 29; Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 2, 135.
8. Римская-Корсакова О. М. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1939, № 34, сер. геол.-почв., вып. 7, 100.
9. Костылева Е. Е. Изв. Российской Академии наук. Сер. 6, 1925, 19, 363.
10. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1935, вып. 5, 131.
11. Костылева Е. Е. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, 387.
12. Flinck G. Medd. Grønland, 1901, 24, 1.
13. Панфилова Е. С. ДАН СССР, 1945, 50, 443.
14. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 130.
15. Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89; Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 108; Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977, 104.
16. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 104.
17. Барсанов Г. П., Шеселева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 31.
18. Рудницкая Е. С., Власова Е. В. В кн.: Изоморфизм минералов. М.: Наука, 1975, 208.
19. Заборовский А. И., Семенова С. Г., Фролов А. Д. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 5, 61.
20. Barth T., Berman H. Chem. Erde, 1930, 5, 22.
21. Андреев Г. В. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 91; Тр. Бурятск. комплекс. научно-исслед. ин-та, сер. геол., 1961, вып. 7, 86.
22. Кравченко С. М., Власова Е. В. ДАН СССР, 1959, 128, № 5, 1046; Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.
23. Yeh Da-nian. Scientia Sinica, 1966, 15, N 4, 570.
24. Боруцкий Б. Е., Шлюкова З. В., Соколова М. Н., Рудницкая Е. С., Ломейко Е. И., Царева Л. П., Бурова Т. А. В кн.: Методы химического анализа и состав минералов. М.: Наука, 1971, 39; Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978, 2, 175.

25. *Sahata Th. G.* Am. Min., 1947, 32, N 1-2, 59.
26. *Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А.* Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966, 149.
27. *Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П.* Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 125.
28. *Поляков А. И., Кот Г. А.* Геохимия, 1965, № 1, 73.
29. *Айдиньян Н. Х., Шилин Л. Л., Уланова О. Г.* В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, 14.
30. *Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 363.
31. *Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П.* Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 23. ♀
32. *Тихоненков И. П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 4.
33. *Семенов Е. И., Тихоненков И. П.* Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 91.
34. *Бонитедт-Куплетская Э. М.* Тр. СОПС. Сер. кольская, 1933, вып. 3; *Козырева Л. В., Меньшиков Ю. П.* В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, 139.
35. *Барabanов В. Ф.* В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 178.
36. *Герасимовский В. И.* Тр. ИГН АН СССР, 1939, вып. 18, № 5, 29.
37. *Герасимовский В. И.* Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 36.
38. *Золотарев Б. П.* Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 3.
39. *Портнов А. М.* ДАН СССР, 1963, 153, № 1, 187.
40. *Ефимов А. Ф., Катаева Э. Т.* ДАН СССР, 1959, 129, № 4, 896.
41. *Oftedal I., Saebø P. C.* Norsk geol. tidsskr., 1963, 43, N. 3, 405.
42. *Raade G.* Norsk. geol. tidsskr., 1967, 47, N. 3, 249.
43. *Chao G. Y., Watkinson D. H.* Canad. Min., 1972, 11, pt 4, 851; *Chao G. Y., Harris D. C., Hounslow A. W., Mandarino J. A., Perrault G.* Canad. Min., 1967, 9, pt 1, 109.
44. *Ferguson A. K.* Contrib. min., petrol., 1978, 66, N 1, 15.
45. *Zambonini F.* Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1910, 354.
46. *Гинзбург А. С., Никогосян Х. С.* Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 3, 397.

СТРУКТУРА ТИПА ШАТТУКИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Шаттукит $\text{Cu}_5[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})_2$	Ромб.	9,885	19,82	5,398	4,128

Шаттукит Shattuckite



Назван по местонахождению в руднике Шаттук в шт. Аризона, США [1]. Вследствие близости шаттукита и планшита по химическому составу и внешним признакам существование двух различных минералов вызывало сомнение. Определение структуры этих минералов показало, что шаттукит является самостоятельным минералом [2, 3, 4, 5]. Некоторые «планшитоиды» Лакруа оказались шаттукитами [6].

Характ. выдел. Волокнистые, радиально-лучистые и зернистые, частью скрытокристаллические агрегаты, почковидные образования, сферолиты.

Структ. и морф. крист. Ромб.с. $D_{2h}^{15} - Pcab$. $a_0 = 9,876-9,885$, $b_0 = 19,832-19,82$, $c_0 = 5,381-5,398$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,498 : 1 : 0,272$; $Z = 4$ для минерала из Ахо [2, 3].

Структура состоит из зигзагообразных бесконечных цепочек $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ пироксенового типа, параллельных (001) и связанных между собой атомами Си двух типов: Cu^+ — находятся в четверной координации и образуют ленты из групп $[\text{CuO}_4] \parallel$ оси c . Cu^{2+} — находятся в центрах деформированных октаэдров, вершины которых занимают 4 атома О и 2 группы (ОН), и образуют слои, подобные слоям брусита [3, 4] (фиг. 154). Межатомные расстояния (средние, в Å) [3]: Si (1) — О = 1,629, Si (2) — О = 1,630, Си (1) — О = 2,173, Си (2) — О = 2,151, Си (3) — О = 2,551.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m (3L_2 3PC)$. $a : b : c = 0,498 : 1 : 0,272$ (рентгеновское).

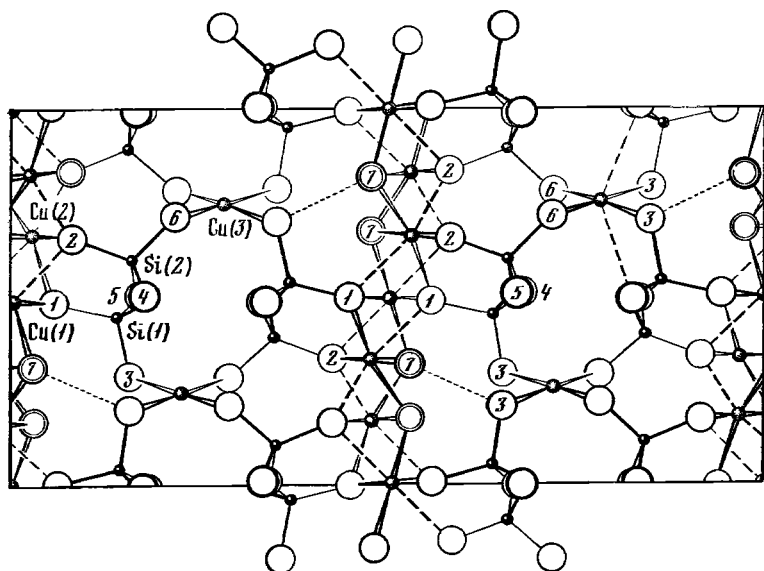
Формы [3]:

	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
w	160	18 30	90 00	0 00	71 30	90 00	18 30

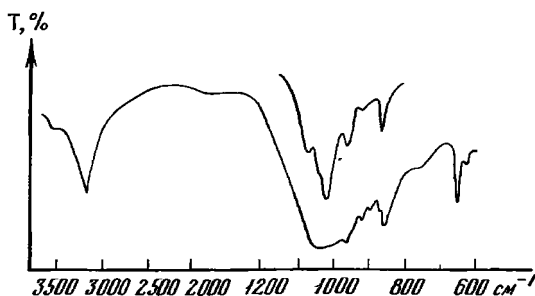
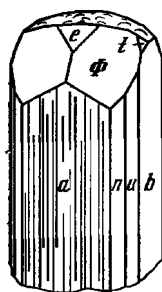
	Φ	ρ	Φ_1	ρ_1	Φ_2	ρ_2	
<i>u</i>	140	26 33	90 00	0 00	63 27	90 00	26 33
<i>n</i>	120	45 14	90 00	0 00	44 46	90 00	45 14
<i>m</i>	110	63 29	90 00	0 00	26 31	90 00	63 29
<i>g</i>	210	75 59	90 00	0 00	14 01	90 00	75 59
<i>e</i>	201	90 00	47 31	90 00	42 29	47 31	90 00
<i>p</i>	111	63 28	31 35	74 40	62 06	28 47	76 28
<i>q</i>	121	45 53	38 01	61 27	63 46	29 18	64 37
<i>r</i>	141	26 33	39 33	53 33	73 28	20 16	55 17
<i>s</i>	151	21 56	55 42	36 20	72 02	28 42	39 59
<i>t</i>	161	18 30	59 50	31 30	74 05	28 38	34 56
Φ	321	71 34	73 51	42 29	24 19	73 02	72 19

Кристаллы игольчатые (до 2 мм), удлиненные по оси *c* (фиг. 155); головка кристаллов со следами растворения [3].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) несовершенная [2, 7]. Тв. $3\frac{1}{2}$ [2], на полированной поверхности сферолита тв. 6—7 [8]. Уд. в. 3,79—4,11 (вычисл. 4,128) [3, 8]. Цв. синий. Черта светло-голубая. Оптический спектр поглощения характеризуется полосами 13800 и 16650 см^{-1} [9]. ИК-спектр — сла-



Фиг. 154. Структура шаттукита в проекции на плоскость (010) (по Эвансу и Мроз)
Цифрами обозначены атомы кислорода



Фиг. 155. Кристалл шаттукита из Ахо, Аризона (по Эвансу и Мроз)

Фиг. 156. ИК-спектр шаттукита (по Тарту)

быми полосами 3600 и 3300 см^{-1} и полосами средней интенсивности 3220—3150 см^{-1} (поглощение группами OH) (фиг. 156) [7, 10].

Микр. Плеохроизм: по Ng — синий, по Nm — светло-голубой, по Np — голубоватый. Двуосный (+). $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$. Удлинение (+). $n_g = 1,796$ [6], 1,815 [2, 7]; $n_m = 1,782$ [2,7]; $n_p = 1,728$ [5], 1,753 [2], 1,752 [7]; $n_g - n_p = 0,062 - 0,084$. (+) $2V = 80^\circ 00'$ [5], $88^\circ 89'$ [11].

Хим. Теор. состав: $\text{CuO} - 60,63$, $\text{SiO}_2 - 36,62$, $\text{H}_2\text{O} - 2,75$. Обычно содержит $\text{MgO} < 0,5$, $\text{CaO} < 0,3\%$, изредка — небольшое количество FeO , Fe_2O_3 , Mn_2O_3 и Al_2O_3 . Указанное в некоторых анализах повышенное содержание H_2O (до 7%) не отвечает истинному, так как вода определялась не прямым путем, а как потеря при прокаливании; эта потеря частично (до 5,49%) [12] обязана разложению шаттукита с образованием тенорита, переходящего затем в куприт. Спектральным анализом в шаттуките из Ахо обнаружены Ti, V, Mo, V, Cr, Ba, Sr, Zr [12].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9*
MgO	—	0,33	0,13	0,02	—	0,50	—	—	—
CaO	0,05	0,10	0,04	0,01	—	—	0,29	0,19	—
CuO	54,80	55,20	56,99	59,39	55,27	58,45	57,07	57,74	59,20
MnO	—	—	0,01	0,03	—	—	—	—	—
FeO	0,16	—	0,20	0,19	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	0,21	0,29	0,02	0,79	0,30	—	—	—
Fe_2O_3	—	0,14	0,85	—	0,31	—	—	—	—
SiO_2	39,68	37,50	33,18	36,06	35,90	36,40	36,03	36,50	37,16
TiO_2	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	5,94	7,10	2,81	2,62	6,31	3,70	6,71	5,58	4,50
H_2O^-	—	—	0,09	—	0,08	—	—	—	—
Сумма	100,63	100,58	100,29*	98,92**	98,66	99,55***	100,10	100,01	100,86
Уд. в.	3,79	4,01	4,11	4,09	—	—	3,94	—	—
n_g	1,796	1,815	—	1,815	—	1,795	1,811	—	—
n_m	—	1,782	—	1,782	—	—	—	—	—
n_p	1,730	1,753	—	1,753	—	1,743	1,730	—	—

* В том числе $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,06$ и кварца — 5,60%. ** Включая 0,58% кварца. *** В том числе $\text{SO}_3 - 0,2$.

1 — Шаттук, Аризона (США), анал. Шэлер [1]; 2—5 — Ахо, Аризона (США); 2 — анал. Ито [2], 3 и 4 — анал. Влассидис [6], 5 — анал. Вики [12]; 6—8 — Таятара (Заир); 6 — анал. Барбле и Вашэ [13], 7 и 8 — анал. Скуп [8]; 9 — Миидули (Конго), анал. Пизави [14].

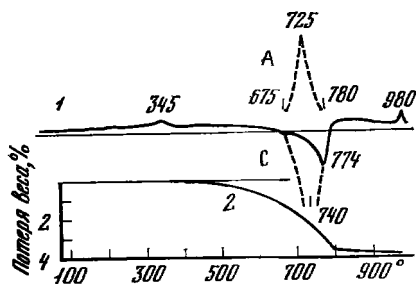
Диагн. исп. С трудом разлагается HCl , не желатинирует. В закр. тр. выделяет воду. При сплавлении с содой на угле дает металлическую медь. П. п. тр. окрашивает пламя в зеленый цвет.

Повед. при нагр. [12]. Шаттукит из Ахо при нагревании до 500° теряет в весе 0,16, при $600^\circ - 0,71$, при $700^\circ - 1,74$, при $800^\circ - 3,71$, при $900^\circ - 3,87$ и при $1000^\circ - 3,87\%$. Одновременно происходит изменение цвета тонкого порошка от светло-голубого до черного при 800° и серовато-черного (частично расплавленного) при 1000° . На кривой ДТА (фиг. 157) имеется небольшой экзотермический подъем с максимумом при $330-345^\circ$ и эндотермический прогиб при $660-774^\circ$ (маскируется экзотермическим эффектом кристаллизации тенорита в интервале $675-780^\circ$); истинный эндотермический прогиб, обусловленный дегидратацией, отвечает 740° ; при 800° эндотермическая реакция заканчивается. Продукт нагревания при 800° состоит из тенорита, α -кварца и неизвестной фазы; при 950° он содержит тенорит, куприт и α -кварц, при $1000^\circ -$ тенорит, куприт и кристобалит. Образованию последнего отвечает экзотермический подъем при 980° .

Нахожд. Редкий минерал зоны окисления рудных месторождений. Впервые обнаружен в месторождении Шаттук в шт. Аризона (США) в виде сферолитов

и плотных выделений с малахитом, теноритом, биксбиитом, частью в виде псевдоморфоз по малахиту [1, 15]. В Ахо (шт. Аризона) образует сферолиты и радиально-лучистые агрегаты в тесной ассоциации с кварцем, серицитом, гематитом, пиритом, ахонитом, конихальцитом, лимонитом и небольшим количеством опала [2, 12, 16].

В Миндули (Конго) шаттукит, описанный Лакруа [14] как планшеит, встречается в конкрециях вместе с планшеитом, хризоколлой, малахитом, самородным серебром, купритом и кристаллами диоптаза; также слагает прожилки в известняке с вкрапленностью халькозина [6]. В Тантара (Шаба, Заир) наблюдается в составе почковидных образований



Фиг. 157. Дифференциальная кривая нагревания (1) и кривая потери веса (2) шаттукита из Ахо (по Сану)

А — пик тенорита; С — предполагаемый истинный прогиб дегидратации шаттукита

и конкреций в доломитах; концентрические слои конкреций состоят из синего шаттукита, голубого планшеита, малахита, хризоколлы, розового кальцита, куприта, гетита и кварца; в конкрециях имеются крупные кристаллы диоптаза [8, 11, 17]. Обнаружен в зоне окисления месторождения Кансанши (Шаба, Заир), наряду с халькопиритом, борнитом, халькозином, ковеллином, дигенитом, самородной медью, брошантитом, либетенитом, хризоколлой, диоптазом, планшеитом и другими минералами; описана псевдоморфоза синего шаттукита по кварцу [18]. В Шангулове (Заир) — с азуритом, каламином, халькозином, хризоколлой, самородной медью и др. [11], в Тенду (Заир) — с самородным серебром, ковеллином, халькозином, хризоколлой, диоптазом, либетенитом, штротмейеритом и др. [11]. В Джебель-Сид-Эль-Банат (Синай, Египет) в прожилках, секущих железистые сланцы, перекрывающие марганцевые руды, ассоциируется с лангитом и спанголитом [19].

Искусств. Получен при гидротермальном синтезе из смеси CuSO_4 , силикагеля и Na_2CO_3 при 350° и давлении 1000 атм [20].

Отл. От планшеита и хризоколлы отличается большими показателями преломления, от аурихальцита — трудной растворимостью в HCl , большим $2V$ и положительным оптическим знаком.

Межплоскостные расстояния шаттукита из Ахо (Аризона) [3]

			СгК α -излучение								
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	20	9,960	321	18	2,7028	271	8	2,2345	352	3	1,8447
040	60	4,965	002	25	2,6918	440	6	2,2113	540	3	1,8372
140	100	4,432	251	15	2,6803	421	6	2,1917	402	13	1,8205
121	6	4,272	331	35	2,5861	152	4	2,1731	182	25	1,7917
201	40	3,643	112	4	2,5122	431	6	2,1263	092	4	1,7063
240	70	3,500	032	15	2,4923	062	4	2,0880	560	4	1,6970
221	30	3,420	400	35	2,4702	162	4	2,0410	203	25	1,6862
060	50	3,307	420	18	2,3972	371	9	1,9950	372	3	1,6788
231	6	3,191	042	70	2,3659	072	5	1,9524	223	5	1,6621
320	9	3,128	360	6	2,3332	520	6	1,9390	620	25	1,6244
241	35	2,9342	142	35	2,3008	262	6	1,9217			
311	50	2,7831	351	18	2,2945	291	5	1,8847			
340	40	2,7444	401	6	2,2473	461	5	1,8570			

Л и т е р а т у р а

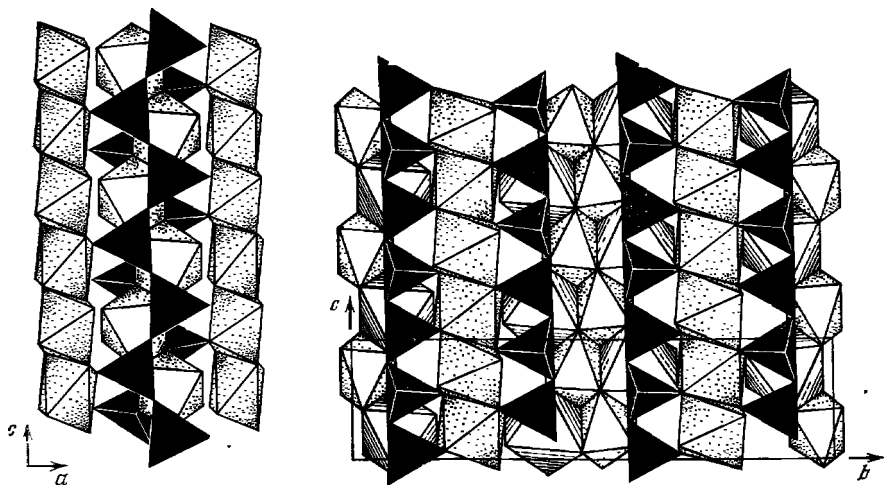
- Schaller W. T. J. Washington Acad. sci., 1915, 5, 7.
- Newberg D. W. Am. Min., 1964, 49, N 9-10, 1234.
- Evans H. T., Mrose M. E. Science, 1966, 154, N 3748, 36; Am. Min., 1977, 62, N 5-6, 491.
- Le Bihan M. Th. Bull. Soc. fr. min., crist., 1967, 90, N 1, 3.
- Oosterwyck-Gastuche M. C. van. Ann. Mus. Roy. Afrique centr., 1967, No. 58, 9; Ann. Soc. géol. Belg., 1968, 91, F, 3, 401; Ann. Mus. Roy. Afrique centr. Dep. Geol. Min., 1974, 103.
- Vlissidis A. C., Schaller W. T. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 782.
- Mrose M. E., Vlissidis A. C. Am. Min., 1966, 51, N 1-2, 266.
- Schoep A. Ann. Mus. Congo Belge, sér. 1-min., 1932, 1, F. 3, 12.
- Платонов А. Н., Поваренных А. С., Таращан А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 3, 254.
- Tarte P. Bull. Acad. nac. science, 1962, 43, N 1a, 55.
- Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947, 396.
- Sun M. S. Am. Min., 1961, 46, N 1-2, 67.
- Guillemin C., Pierrot R. Bull. Soc. fr. min., crist., 1961, 84, N 3, 276.
- Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1908, 31, 247.
- Schaller W. T. J. Washington Acad. Sci., 1919, 9, 131.
- Schaller W. T., Vlissidis A. C. Am. Min., 1958, 43, N 11-12, 1107.
- Schoep A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1930, 52, 375.
- Grimmer A. Geologie, 1963, 12, H. 10, 1173.
- Hilmy M. E., Mohsen L. J. Geol. United Arab Rep., 1965, 9, N 1, 1.
- Kawahara A. Mineral. J., Japan., 1976, 8, N 3, 193.

СТРУКТУРА ТИПА КАРФОЛИТА

ГРУППА КАРФОЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Карфолит $MnAl_2[Si_2O_6](OH)_4$	Ромб.	13,84	20,13	5,12	3,06
Феррокарфолит $FeAl_2[Si_2O_6](OH)_4$	Ромб.	13,77	20,18	5,11	3,08

Основа структуры карфолита и феррокарфолита — членов одного изоморфного ряда [1, 2] — параллельные оси c ленты состава $[Si_4Al_2O_{16}]$ (фиг. 158), в которых две пироксеновые цепочки Si_2O_6 примыкают с двух сторон к одной цепочке $Al(1)O_6$ -октаэдров, и цепочки $Al(2)O_6$ -октаэдров, инкрустированные $(Mn, Fe)O_6$ -октаэдрами (фиг. 159). Мотана и Шрейер [3] рассматривают всю



Фиг. 158. Фрагмент структуры карфолита в проекции на плоскость ac (по Наумовой и др.) В средней части представлена отдельная лента $[Si_4Al_2O_{16}]$, окаймленная с двух сторон цепочками $Al(2)O_6$ -октаэдров (без инкрустирующих их $(Mn, Fe)O_6$ -октаэдров)

Фиг. 159. Структура карфолита в проекции на плоскость bc (по Наумовой и др.)

Более крупные $(Mn, Fe)O_6$ -октаэдры инкрустируют цепочки $Al(2)O_6$ -октаэдров

систему состава $(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg)(Al, Fe^{3+})_2 [Si_2O_6](OH, F)_4$ как твердый раствор трех членов: манганокарфолит $Mn^{2+} Al_2 [Si_2O_6](OH)_4$ — феррокарфолит $Fe^{2+} Al_2 [Si_2O_6](OH)_4$ — магниокарфолит $Mg Al_2 [Si_2O_6](OH)_4$. Тем не менее совершенно очевидно преобладание бинарных серий твердых растворов $Mn-Fe^{2+}$ и $Fe^{2+}-Mg$, что дает возможность сохранить за марганцевым членом наиболее известное в литературе название — карфолит (по [3] «собственно карфолит»).

Л и т е р а т у р а

1. Mac Gillavry D. H., Korst W. L., Weichel Moore E. J. van der Plas H. J. Acta Cryst., 1956, 9, pt 10, 773.
2. Наумова И. С., Победимская Е. А., Белов Н. В. Кристаллография, 1974, 19, вып. 6, 1155; в кн.: «Проблемы кристаллологии». Изд. Моск. ун-та, 1976, вып. 2, 148.
3. Mottana A., Schreyer W. N. Jb. Min., Abhandl., 1977, 129, H. 2, 113.

Карфолит Carpholite



Название от греч. *κάρφος* (карфос) — солома, по внешнему виду [1].

Синон. Соломенный камень — Strohlstein (по Дана, 1892),

Разнов. Калий-фторсодержащий карфолит.

Характ. выдел. Кристаллы (до 1,5 см), пучковидные, параллельно- и спутанно-волокнистые агрегаты, сплошные выделения (до 10 см).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{21}^{22} — Ccca. $Z = 8$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Хим. анализ	Местонахождение	Ссылка
13,84	20,30	5,12	0,682:1:0,252	7	Мёвиль (Бельгия)	[2]
13,83	20,31	5,13	0,681:1:0,252	9	Фукуцуми (Япония)	[3]
13,86	20,13	5,12	0,688:1:0,254	—	Славков (ЧССР)	[4]
13,831	20,296	5,121	0,681:1:0,252	10	»	[5]
13,785	20,242	5,108	0,681:1:0,252	4	Бизенрод (ГДР)	[6]
13,714	20,079	5,105	0,683:1:0,254	13	О-в Крит (Греция)	[7]
13,694	20,040	5,108	0,683:1:0,255	14	»	[7]

Структура изучена на карфолите из Чехословакии [5] (см. введение к группе). Межатомные расстояния (в Å) [5]: $Mn-O = 2,09-2,33$, $O-O = 2,65-3,36$; $Al(1)-O = 1,84, 1,92, 1,96$, $O-O = 2,45-2,83$; $Al(2)-O = 1,86, 1,89, 1,97$, $O-O = 2,43-2,89$; $Si-O = 1,60, 1,62, 1,63$, $O-O = 2,57-2,72$.

Кристаллы игольчатые до волосовидных, также пластинчатые. Отмечены звездчатые агрегаты призматических кристаллов [5]. Двойники по (100).

Физ. св. Сп. ясная по (100), (010) или (110). Хрупок. Тв. 5—5½. Уд. в. 2,88—3,14 (вычисл. 3,06). Цв. белый, соломенно-желтый, восково-желтый, зеленовато-желтый, бледный кремново-желтый. Черта бесцветная до желтоватой. Бл. слабый стеклянный до шелковистого. Просвечивает. ИК-спектр поглощения карфолита согласуется с пироксеновой структурой минерала [2]. Основная полоса $1100-850\text{ см}^{-1}$ широкая и интенсивная с максимумами (1081, 1042, 982, 968, 914, 876 см^{-1}), отвечающими антисимметричным валентным колебаниям $Si-O$ в тетраэдрах. С содержанием в карфолите Al связаны полосы 474 и 420 см^{-1} . Два максимума в области валентных колебаний гидроксидов (3634 и 3593 см^{-1}) свидетельствуют о двух разных положениях групп (OH) в структуре минерала, а высокая их частота колебаний — о слабых водородных связях.

Микр. Плеохроизм: по Ng — светло-желтый до бесцветного, по Nm и Np — желтый, иногда светло-зеленоватый. Двуосный (—), иногда (+) [6, 8]. Пл. опт. осей (100). $Ng = c$, $Np = b$, $n_g = 1,630$, $n_m = 1,628$, $n_p = 1,611$; $n_g - n_p =$

$=0,019, 2V = 50^\circ$ (показатели преломления и $2V$ см. также при хим. анализах). Удлинение (+). Дисперсия $r < v$ [2, 9] или $r > v$, сильная [10].

Образцы из Гарца (ГДР) показывают небольшое косое погасание, объясненное или аномальным явлениям натяжения, или возможному существованию моноклинной полиморфной разновидности минерала [6].

Хим. Теор. состав: $MnO - 21,56, Al_2O_3 - 30,98, SiO_2 - 36,52, H_2O - 10,94$. Изоморфен с феррокарфолитом [9]. Карфолит иногда содержит повышенное количество магния (хим. анализы 1, 3, 4). На о-ве Крит в Греции обнаружен [7] крайний магнезиальный член ряда, не содержащий марганца — магнезиокарфолит — *magnesiocarpholite* (хим. анализы 13, 14). Al может частично замещаться Fe^{3+} .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	0,22	0,30	—	—	Не обн.	0,02	0,19
K_2O	0,16	—	—	—	—	0,04	0,08
MgO	3,24	—	3,32	3,1	0,35	1,71	1,92
CaO	—	0,79	<0,06	—	0,70	—	—
MnO	1,90	11,92	13,9	14,0	16,11	17,41	17,77
FeO	2,00	4,12	2,2	3,4	0,64	0,35	0,22
Al_2O_3	26,72	28,98	28,5	29,7	31,74	29,42	29,45
Mn_2O_3	10,35	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	2,71	3,02	1,0	—	2,39	2,63	1,47
SiO_2	42,14	38,68	42,4	36,3	36,17	37,55	38,38
TiO_2	0,35	0,13	—	0,17	сл.	—	сл.
H_2O^+	10,06	12,14	8,4	—	11,72	10,94	10,19
H_2O^-	0,15	—	—	—	Не обн.	0,11	
Сумма	100,00	100,08	99,72	(86,67)	(99,82)	100,18	99,85*
Уд. в.	—	—	2,93	2,88	3,10	2,987	2,93
n_g	1,638	1,637	—	1,630	1,594	1,637	1,639
n_m	1,631	—	1,627	—	1,590	1,633	1,633
n_p	1,612	1,619	—	—	1,575	1,621	1,616
(-)2V	62°	—	60°	73°	50°	63,2°	58°

* В том числе $ZnO - 0,12, V_2O_5 - 0,06$.

1 — из жильного кварца, Хетштедт, Гарц (ГДР), анал. Яков [11]; 2, 3 — Випра, Гарц (ГДР): 2 — анал. Отто [9], 3 — анал. Лангер [12]; 4 — Бизенрод, Гарц (ГДР), микроскопический анализ, анал. Абрагам, в оригинале сумма 86,7 [6]; 5 — из пегматита, Кентское месторождение (Казахстан), анал. Казакова, в оригинале сумма 99,76 [13]; 6 — из серицитовых кварцитов, Врпско (Югославия), анал. Браджик [10]; 7 — Мёвиль (Бельгия), анал. Спитжген [2].

	8	9	10	11	12	13	14
Na_2O	} 0,54	—	—	—	—	<0,03	—
K_2O		—	—	—	—	<0,01	—
MgO		0,41	—	—	—	—	10,51
CaO	—	сл.	—	—	0,23	<0,02	—
MnO	17,97	18,08	18,51	—	19,88	0,05	Не обн.
FeO	—	3,05	—	1,86	2,31	4,76	1,1
Al_2O_3	30,11	29,36	32,66	29,84	26,71	33,1	34,1
Mn_2O_3	—	—	—	22,00**	—	—	—
Fe_2O_3	2,27	1,53	2,46	1,36	2,02	0,16	—
SiO_2	37,15	36,61	35,00	36,07	35,73	39,9	40,0
TiO_2	—	сл.	—	0,20	0,18	0,15	Не обн.
H_2O^+	11,22	11,03	10,60	8,14	12,66	} 10,5	—
H_2O^-	—	0,32	—	—	—		
F	—	—	—	0,97	0,44	—	—
Сумма	100,00*	99,98	99,23	100,44	100,16	99,13***	88,1

	8	9	10	11	12	13	14
—O=F ₂				0,41	0,18		
				100,03	99,98		
Уд. в.	2,88	3,04	—	—	2,94	2,88	2,84
<i>n_g</i>	—	1,638	1,634	1,634	1,632	—	—
<i>n_m</i>	1,63	1,629	—	—	1,630	—	—
<i>n_p</i>	—	1,624	1,613	1,613	1,613	—	—
2V	—60°	+67°	—	—	—	—	—

* В том числе SiO — 0,33. ** Соответствует MgO — 19,77. *** В том числе P₂O₅ < 0,02.

8 — Мёвиль (Бельгия), анал. Конник [14]; 9 — из марганцевой руды, Фукуцуми (Япония), анал. Доки [3]; 10, 11, 12 — Горни-Славков (ЧССР): 10 — анал. Столярова и Кузнецова [5], 11 — анал. Якоб [11], 12 — анал. Отто [15]; 13 — магнезиокарфолит, из кварцевой жилы, о-в Крит (Греция), анал. не указан [7]; 14 — магнезиокарфолит, из метаморфизованных бокситов, о-в Крит (Греция), микронзондовый анализ [7].

Диагн. исп. Кислоты почти не действуют. Разлагается после сплавления с карбонатами щелочей. П. п. тр. вспучивается, белеет и сплавляется в белый или желтовато-бурый перл. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагрев. Для дифференциальных кривых нагревания карфолита характерны два эффекта: эндотермический с максимумом при 705—730° (выделение гидроксильной воды и фтора) и экзотермический с максимумом при 800—920°, связанный с окислением Mn²⁺ (фиг. 160) [2, 9, 10, 13, 16]. Основная потеря веса — между 600 и 800° (фиг. 161) [3]. Изучение фазовых изменений при нагревании карфолита из Японии показало [3], что до 500° интенсивности рефлексов на рентгенограммах несколько уменьшаются; при 600° появляются рефлексы кварца, браунита и силлиманита, интенсивность этих рефлексов максимальна при 800—900°; между 900 и 950° (при давлении 1 атм) происходит превращение силлиманита в муллит, при 1000—1200° сосуществуют муллит, спессартин, тридимит и марганцевый кордиерит. Подобные же данные см. [2]. Предел стабильности карфолита — около 400° при водном давлении менее 10 кбар — согласуется с условиями образования его в природе [6, 12].

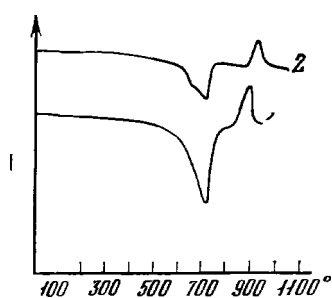
Находж. Встречен в изверженных и метаморфических породах главным образом в кварцевых жилах, реже как породообразующий минерал в сланцах низкой степени метаморфизма. Впервые обнаружен в грейзенизированных гранитах оловорудных месторождений Горни-Славков в ЧССР в ассоциации с кварцем и флюоритом, частично в сростании с последним [1]. В СССР карфолит встречен на Кентском месторождении (Центральный Казахстан) в мелких полостях среди слабо грейзенизированных гранитов, в грейзенах и в альбитовой зоне пегматита вместе с флюоритом и аксессуарным монацитом [13]. В Гарце (ГДР) известен в кварцевых жилах среди хлоритизированных (с оттрелитом) сланцев Випра [6, 9, 12, 17, 18], а также как породообразующий минерал в кварц-мусковит-оттрелитовых сланцах Бизенрода [6, 17] и в карфолитовых сланцах Хетштедта [11]. Найден в кварцевых жилах (с Fe—Mn-окислами) в сланцах района Мёвиль в Арденнах (Бельгия) [2, 6, 14, 17]; в Камберленде и в Корнуэлле (Англия) — в жильном кварце и в трещинах среди грейзена и гранита в ассоциации с вольфрамитом, иногда с вавеллитом [19]; в хлорит-серицитовых кварцитах Врпско (Югославия) [10] — в цементе метаконгломератов; на марганцевом руднике Фукуцуми, преф. Хиого (Япония) с кварцем в зоне дробления [3, 8].

Магнезиокарфолит встречен на о-ве Крит (Греция) в кварцевой жиле среди кварцита и в метаморфизованном боксите с мусковитом, пирофиллитом, диаспором, рутилом, пиритом и гётитом [7].

Искусств. Не получен [6].

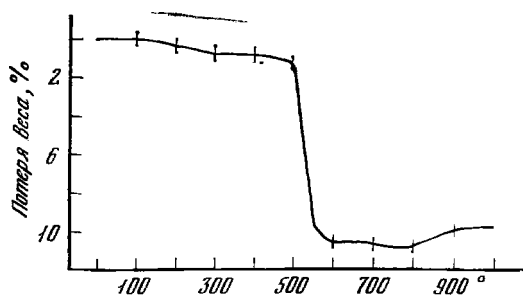
Отл. От феррокарфолита отличается низким содержанием железа, менее высокими показателями преломления и большим 2V, экзотермическим эффектом при 800—920°.

Разнов. К а л и й - ф т о р с о д е р ж а щ и й к а р ф о л и т [16, 20]. Ромб. с. $a_0 = 13,80$, $b_0 = 20,30$, $c_0 = 5,16$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,683 : 1 : 0,254$.



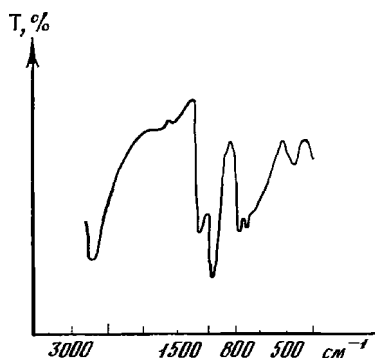
Фиг. 160. Дифференциальные кривые нагревания карфолита

1 — Югославия (по Еаричу); 2 — Бельгия (по Франсоле)



Фиг. 161. Кривая потери веса карфолита из Японии (по Локи)

Фиг. 162. ИК-спектр калий-фторсодержащего карфолита (Чашка и др.)



Призматические и игольчатые кристаллы (до нескольких миллиметров), сноповидные, радиально-лучистые и спутанно-волокнистые агрегаты. Цв. бледно-желто-зеленый и зеленовато-желтый. Черта белая. Уд. в. 3,14. В прох. свете бесцветный или бледно-желтый, заметны трещинки призматической сп. под углом 62° . Двусный (—). $n_g = 1,605$, $n_m = 1,603$, $n_p = 1,582$ (для 589 нм). Удлинение (+). На дифференциальной кривой нагревания фиксируются эндотермический эффект при 730° и экзотермический при 800° . По ИК-спектру поглощения аналогичен карфолиту (фиг. 162) [16].

Хим. состав (анал. Петерсон) [16]: $\text{Na}_2\text{O} - 0,68$, $\text{K}_2\text{O} - 4,07$, $\text{Li}_2\text{O} - 0,84$, $\text{MgO} -$ не обн., $\text{CaO} - 0,25$, $\text{BaO} - 0,26$, $\text{MnO} - 12,43$, $\text{FeO} - 1,48$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 31,98$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,46$, $\text{SiO}_2 - 35,80$, $\text{TiO}_2 - 0,14$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 7,33$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0,10$, $\text{F} - 7,43$, $-0 = \text{F}_2 - 3,12$, сумма 100,13.

Слагает мономинеральные прожилки мощностью до 1,5–2 см в грейзенизированных метасоматитах и в грейзенах Украинского кристаллического щита.

Межплоскостные расстояния карфолита из Мёввиля (Бельгия) [2]

FeK_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>
220	100	5,72	421	6	2,760	480	5	2,043
040	55	5,07	351	15	2,619	0.10.0	5	2,032
111	4	4,68	080	5	2,538		3	1,959
131	3	3,91	112	3	2,500		5	1,949
221	4	3,82	460	3	2,419		6	1,866
400	25	3,46	132	4	2,351		5	1,708
060	12	3,38	312	2	2,227		5	1,693
420	6	3,27	371	3	2,218		4	1,681
151	2	3,102	242	2	2,174		3	1,656
260	15	3,040	281	4	2,161		4	1,642
440	7	2,857	402	5	2,062		3	1,626

Л и т е р а т у р а

1. *Breithaupt Werner's letzst.* Min. Syst., 1817, 10, 43.
2. *Fransolet A. M.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1972, 95, N 1, 84.
3. *Aoki Y.* Mineral. J., Japan, 1966, 5, N 1, 12.
4. *Strunz H.* Acta Cryst., 1957, 10, 238.
5. *Наумова И. С., Победимская Е. А., Белов Н. В.* Кристаллография, 1974, 19, вып. 6, 1155; в кн.: Проблемы кристаллологии. Изд. Моск. ун-та, 1976, вып. 2, 148.
6. *Mottana A., Schreyer W.* N. Jb. Min., Abhandl., 1977, 129, H. 2, 113.
7. *Viswanathan K., Seidel E.* Contrib. min., petrol., 1979, 70, 41.
8. *Yoshimura T., Aoki Y.* Mineral. J., Japan, 1967, 5, N 2, 166 (реферат).
9. *De Roeber W. P.* Am. Min., 1951, 36, N 9-10, 736.
10. *Baric L.* Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., 1970, 15, H. 2, 167.
11. *Jakob J., Hessemann J.* Schweiz. Min., Petr. Mitt., 1927, 7, H. 1, 134.
12. *Dasgupta H. C., Seifert F., Schreyer W.* Contrib. min., petrol., 1974, 43, 275.
13. *Чистякова М. Б., Казакова М. Е.* ДАН СССР, 1970, 195, № 6, 1423.
14. *De Koninck V. L.* Bull. Acad. Belg., ser. 2, 1879, 47, 564 (по Дельтеру).
15. *Otto H.* Zs. Krist., 1936, 47, H. 2, 119.
16. *Чайка А. И., Марченко Е. Я., Гуров Е. П., Хвостова В. А., Петерсон Р. М.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 1, 82.
17. *Mügge O. N.* Jb. Min., Abhandl., 1918, H. 2, 75.
18. *Kleemann P.* Aufschluss, 1959, 10, H. 6, 138.
19. *Kingsbury A. W. G., Hartley Y.* Min. Mag., 1957, 31, N 237, 502.
20. *Гуров Е. П., Марченко Е. Я., Чайка А. И.* ДАН УССР, Сер. Б, 1971, № 11, 963.

Феррокарфолит Ferrocapholite



Назван по составу (железистый аналог карфолита) [1].

Характ. выдел. Кристаллы и агрегаты параллельных волокон длиной до 1 см.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{22} — *Ccca*. $a_0 = 13,77$, $b_0 = 20,18$, $c_0 = 5,11$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,682 : 1 : 0,253$; $Z = 8$ [1, 2]. $a_0 = 13,730$ — $13,747$, $b_0 = 20,140$ — $20,123$, $c_0 = 5,109$ — $5,110$ Å для феррокарфолита из Коттских Альп (Италия), содержащего соответственно 5,6 и 5,8% MgO [3]. Для феррокарфолита с о-ва Крит (Греция) при разном содержании MgO (от 3,91 до 8,41%) установлены следующие пределы колебаний параметров элементарной ячейки: $a_0 = 13,737$ — $13,765$, $b_0 = 20,104$ — $20,176$, $c_0 = 5,109$ — $5,112$ Å [4].

Зависимость параметров a_0 и b_0 от состава выражается уравнениями: $a_0 = 0,105x + 13,693$ Å, $b_0 = 0,198x + 20,034$ Å, где $x = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ [4].

Структура феррокарфолита подобна карфолитовой (см. введение к группе [2]. Межатомные расстояния (средние, в Å) [2]: Fe—O = 2,16, Si—O = 1,64, Al(1)—O = 1,93, Al(2)—O = 1,92.

Дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$). Кристаллы плохо образованные, призматические по оси *c*. Наблюдались формы (100), (010) и (110) ($\Phi_{110} = 55^\circ 42'$) [1].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (110) неясная. Отдельность по (001). Тв. 5½. Уд. в. 3,04 (вычисл. 3,08). Цв. темно-зеленый. ИК-спектр поглощения подобен карфолитовому; несколько смещены полосы, положение которых зависит от замещения Mn—Fe [5].

Микр. Плеохроизм: по *Np* и *Nt* — желтовато-зеленый, по *Ng* — светло-синевато-зеленый. Двуосный (—). Пл. опт. осей (100); $Ng = c$, $Np = b$. Удлинение (+). $n_g = 1,638$ — $1,647$, $n_m = 1,633$ — $1,644$, $n_p = 1,617$ — $1,628$; $n_g - n_p = 0,019$ — $0,021$. $2V = 49$ — 78° , $r < v$, слабая. Отмечается уменьшение показателей преломления и увеличение $2V$ с возрастанием содержания Mg (см. при хим. анализах).

Хим. Теор. состав: FeO — 21,77, Al₂O₃ — 30,89, SiO₂ — 36,42, H₂O — 10,92. Изоморфен с карфолитом [1, 5]. Иногда содержит до 9,10% MgO [6]. В образце оригинала хим. анализа 1 спектроскопически установлен Ge [1].

Анализы:

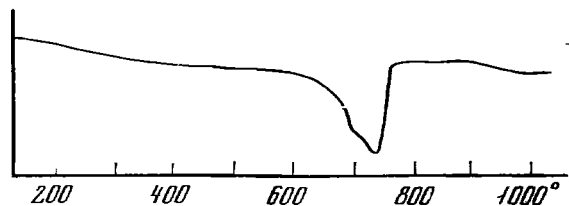
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,14	—	—	—	—	—	—	0,04	0,09
K ₂ O	0,09	—	—	—	—	—	—	<0,01	0,18
MgO	2,51	2,0	2,75	3,9	4,75	5,58	5,8	8,41	9,10
CaO	0,13	—	—	—	—	сл.	—	<0,02	0,29
MnO	0,14	0,2	0,3	0,1	0,25	0,43	0,31	0,04	—
FeO	17,88	19,8	17,0	15,5	13,7	12,64	11,8	7,61	6,08
Al ₂ O ₃	29,23	28,65	30,65	30,8	30,9	30,01	30,3	32,6	28,95
Fe ₂ O ₃	2,06	—	—	—	—	1,37	—	0,70	2,88
SiO ₂	37,38	36,65	36,5	37,35	36,7	37,40	37,0	39,4	38,66
TiO ₂	0,22	—	—	<0,1	—	0,96	0,14	0,15	1,03
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	<0,02	0,30
SO ₃	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	10,02	—	—	—	—	—	—	10,5	11,73
H ₂ O ⁻	0,34	—	—	—	—	—	—		
И. п.	—	—	—	—	—	10,82	—	—	—
Сумма	100,26	87,30	87,20	87,65	86,30	99,21	(85,35)	99,45	99,29
<i>n_g</i>	1,647	—	1,643	1,640	1,638	—	—	—	—
<i>n_m</i>	1,644	—	1,639	1,636	1,633	—	—	—	<i>n</i> ≈ 1,60
<i>n_p</i>	1,628	—	1,624	1,621	1,617	—	—	—	—
(-) <i>2V</i>	49°	—	51—52°	55—57°	60—61°	—	—	—	78°

1—5 — о-в Сулавеси (Индонезия): 1 — Томата, анал. Де Ровер, содержит F < 0,02, V₂O₅ — 0,011 [1], 2, 3 — Мусори, 4 — Пелеру, 5 — Тамондженги (2—5 — микрозондовые анализы, анал. Кяфт [7]); 6 — Торренте-Сарацена, Калабрия (Италия), анал. Лахан [8]; 7 — Чьярбонет (Италия), микрозондовый анализ, анал. Абрагам, в оригинале сумма 86,3 [3]; 8 — «магнезокарфолит», из кварцевой жилы, о-в Крит (Греция), анал. не указан [4]; 9 — магнезиальный феррокарфолит, Вануаз (Франция), анал. не указан [6].

Повед. при нагр. На дифференциальной кривой нагревания (фиг. 163) имеется эндотермическое понижение с максимумом при 730° — аналогия с карфолитом; экзотермический эффект при нагревании до 1000° не отмечен [3].

Наход. Минерал метаморфических пород [9]. Найден в нескольких пунктах (Тамондженги, Пелеру, Мусори) на о-ве Сулавеси (Индонезия) в серицитовых кварцитах, в сланцах и в кварцевых жилах с рутилом, лейкоксеном, цирконом, турмалином, биотитом, хлоритом, гематитом [1, 7]. В Калабрии (Италия) феррокарфолит встречается вблизи Сангинето [8, 10, 11] в жилах с кварцем и кальцитом и во вмещающих филлитах, метабазитах, мраморах и в Торренте-Сарацена — в кварцевых жилах среди глаукофан-лавсонит-пумпеллит-арагонит-жаденитовой породы; является минералом лавсонит-глаукофановой фации метаморфизма [10]. Образовался при температуре 350—480° и давлении воды 4—6 кбар [5]. На горе Чьярбонет, Коттские Альпы (Италия), кроме тонковолокнистого, известен крупнокристаллический феррокарфолит с кварцем и кальцитом [3]; кристаллы до нескольких сантиметров, вытянутые по оси *c*. В Греции на о-ве Крит феррокарфолит широко распространен в породах альбит-лавсонитовой и лавсонит-глаукофановой фаций (в пиррофиллитовых сланцах, филлитах), в кварцитах и кварцевых жилах [4]. Обнаружен

Фиг. 163. Дифференциальная кривая нагревания феррокарфолита (по Франсоле)



в Новой Каледонии в кварцевых жилах среди пород глаукофановой фации [12].

Для магнезиального феррокарфолита характерна ассоциация с хлоритоидом [13]. Он встречается в лавсонит-пумпеллиитовых метаморфических породах Вануаза (Французские Альпы) с хлоритоидом, пиррофиллитом, мусковитом, диаспором, хлоритом и др. [6], в Гимиглиано, Центральная Калабрия (Италия) — в кварците с хлоритоидом, хлоритом, кальцитом [13].

Отл. От карфолита отличается темно-зеленым цветом, несколько более высокими показателями преломления, отсутствием на дифференциальных кривых нагревания экзотермического эффекта в области 800—920°; от актинолита и тремолита — прямым погасанием.

Межплоскостные расстояния феррокарфолита из Верхнего Юбэя, Нижние Альпы (Франция) [9]

CuK α -излучение, Ni-фильтр. 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>
220	70	5,69	460	3	2,404	0-12-0	11	1,680
040	100	5,04	132	2	2,355	751	5	1,670
111	4	4,67	222	4	2,342	4-10-1	3	1,647
131	1	3,90	312	2	2,222	2-12-0	5	1,632
221	4	3,80	371	3	2,202	3-11-1	3	1,615
400	10	3,44	461	1,5	2,175	771	2,5	1,548
331; 060	30	3,355	242	1,5	2,165	6-10-0	2	1,541
420	5	3,256	281	5	2,148	4-12-0	2	1,510
151	3	3,084	402; 621	4	2,051	173	3	1,459
331	6	3,043	062; 480; 191	6	2,029	513	2	1,446
260	20	3,019				0-14-0	6	1,440
440	6	2,841	0-10-0	7	2,015	682; 822;	2,5	1,413
421	7	2,747	262	1	1,952	3-13-1		
351; 261	25	2,603	2-10-0; 641	5	1,935	951; 10-0-0;	} 5	1,376
002	1	2,559	571	8	1,855	2-12-0		
080	1	2,518	731	1	1,771	6-12-0		
112; 441	1,5	2,492	552; 820	6	1,696	1-13-2	2	1,320

Л и т е р а т у р а

1. De Roever W. P. Am. Min., 1951, 36, N 9-10, 736.
2. Mac Gillavry C. H., Korst W. L., Moore W. E. J. van der Plas H. J. Acta Cryst., 1956, 9, pt 10, 773.
3. Scaini G., Mottana A., Abraham K. Min. Mag., 1976, 40, N 316, 9001.
4. Viswanathan K., Seidel E. Contrib. min., petrol., 1979, 70, N 1, 41.
5. Franolet A. M. Bull. Soc. Fr. min. crist., 1972, 95, 84.
6. Goffé B., Goffé-Urbano G., Saliot P. C. R. Paris, 1973, ser. D, 277, N 19, 1965.
7. De Roever W. P., Kieft C. Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 1976.
8. De Roever W. P., de Roever E. W. F., Beunk F. F., Lahaye P. H. J. Proc. Kon. Nederlandse, Acad. Wet., 1967, 70, ser. B, N 5, 534.
9. Steen D., Bertrand J. Schweiz. Min., Petr. Mitt., 1977, 57, H. 2, 157.
10. Mottana A., Schreyer W. N. Jb. Min., Abhandl., 1977, 129, H. 2, 113.
11. De Roever E. W. F., Beunk F. F. Min. Mag., 1971, 38, N 296, 519.
12. Briggs R. M. Min. Mag., 1978, 43, N 321, 147.
13. Де Ровер В. П., Бэнк Ф. Ф. В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, 237.

Б а л и ф о л и т — balipholite. BaMg₂LiAl₃[Si₂O₆]₂(OH)₈. Ромб. с D_{2h}^{22} — Ccca. $a_0 = 13,60$, $b_0 = 20,24$, $c_0 = 5,16$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,671 : 1 : 0,253$. Уд. в. 3,33—3,35. Двусный (—). $n_g = 1,6008$, $n_m = 1,5958$, $n_p = 1,5810$. $2V = 68-72^\circ$. Хим. состав: Li₂O — 2,00, Na₂O — 0,26, K₂O — 0,47, BeO — 0,01, MgO — 9,68, CaO — 0,28, BaO — 19,07, FeO — 0,58, MnO — 0,05, Al₂O₃ — 23,43, Fe₂O₃ — 0,32, SiO₂ — 33,44, TiO₂ — 0,11, P₂O₅ — 0,03, H₂O⁺ — 10,30, сумма 100,03. Наиболее интенсивные линии на дебаеграмме: 10,12 (100), 4,05 (78), 3,39 (91), 2,605 (31), 2,390 (28). Найден в Китае (Dizhi kexue, Sci. Geol. Sinica, 1975, N 1, 100, по РЖ Гео, 1975, 9В 262).

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ТРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ВОЛЛАСТОНИТА

ГРУППА ВОЛЛАСТОНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Z	Уд. н.
Волластонит β - $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Трикл. *	7,92	7,32	7,06	$95^\circ 16'$	2	2,8—2,9
Бустамит $\text{Ca}_3\text{Mn}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2$	Трикл. **	15,41	7,16	13,82	$94^\circ 51'$	4	3,2—3,4
Пектолит $\text{NaHCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Трикл. ***	7,99	7,04	7,02	$95^\circ 11'$	2	2,8—2,9
Серандит $\text{NaH}(\text{Mn}, \text{Ca})_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Трикл. ****	6,683	6,889	6,747	$94^\circ 07'$	2	3,2—3,3
Фошагит $\text{Ca}_4[\text{Si}_3\text{O}_9](\text{OH})_2$	Монокл.	10,32	7,36	14,07	$106^\circ 24'$	4	2,4—2,7

* $\alpha = 89^\circ 58'$, $\gamma = 103^\circ 21'$.
= $90^\circ 32'$, $\gamma = 102^\circ 45'$.

** $\alpha = 89^\circ 29'$, $\gamma = 102^\circ 56'$.

*** $\alpha = 90^\circ 31'$, $\gamma = 102^\circ 28'$.

**** $\alpha =$

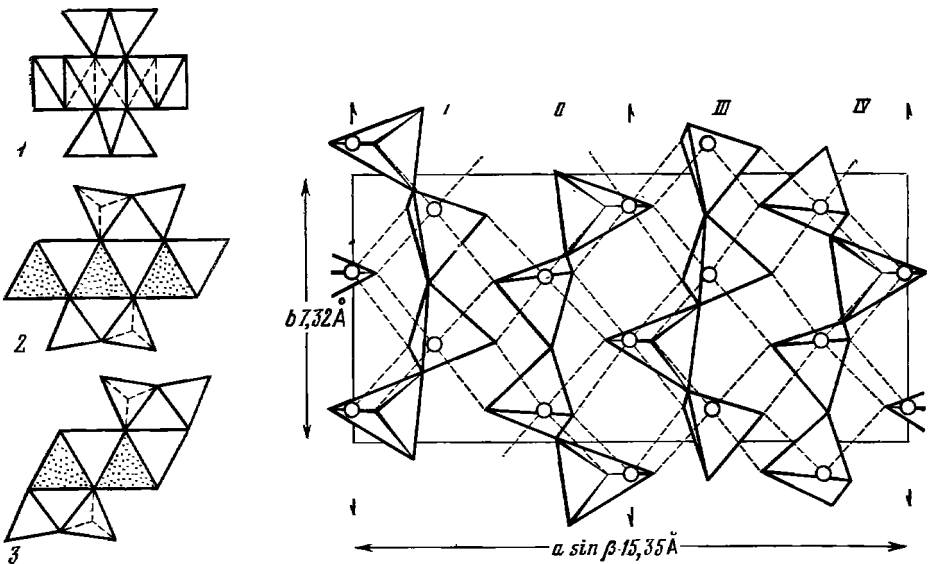
Минералы этой группы относятся к пироксеноидам, структура которых родственна структуре пироксенов, но имеет свои характерные черты [1—6]. В структуре пироксеноидов присутствуют цепочки с пироксеновой формулой $[\text{SiO}_3]_\infty$, но с несколько измененным мотивом. Пироксеноидные цепочки характеризуются, в отличие от двухчленных пироксеновых, нечетным числом кремнекислородных тетраэдров в периоде повторяемости, равным трем (группа волластонита), пяти (группа родонита), семи (группа пироксмангита), девяти (ферросилит-III — искусственное соединение) (фиг. 164).

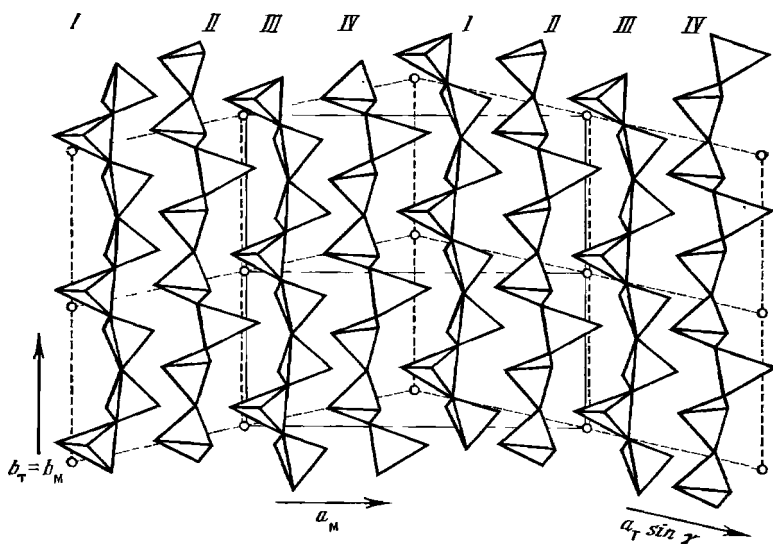
Основным радикалом кремнекислородных цепочек пироксеноидов является диортогруппа $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, связанная с ребром полиэдров крупных катионов или с вершинами двух смежных октаэдров [2]. Мотив катионных октаэдрических цепочек, отличный от пироксенового, имеет свои характерные особенности для минералов каждой структурной группы пироксеноидов [3—7]. В отличие от пироксенов «шаги» октаэдрической и тетраэдрической цепочек в пироксеноидах не совпадают вследствие присутствия в их структуре крупных катионов и иного строения цепочек. Различные способы сочетания сопряженных октаэдрических и тетраэдрических цепочек в пироксенах и пироксеноидах показаны на фиг. 165.

Главнейшая структурная основа минералов группы волластонита — согласование периодов двух крупных $\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Na})\text{O}_6$ -октаэдров и трех SiO_4 -тетраэдров. Такое согласование (характерное и для ряда других силикатов) реализуется сочетанием цепочек из CaO_6 -октаэдров и кремнекислородных «волластонитовых» цепочек: с каждым вторым октаэдром сцеплена диортогруппа $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, над нечетными октаэдрами перекинут мостиковый тетраэдр SiO_4 [8]. Этот мотив из катионных и кремнекислородных цепочек, протягивающихся параллельно оси b , повторяется без изменения у всех минералов группы, обуславливая удлинение их кристаллов по оси b .

Катионные ленты — наиболее стабильный и неизменный элемент структуры всех рассматриваемых минералов. Цепочки же из $(2 + 1)$ SiO_4 -тетраэдров могут смешаться вдоль катионных линеек на $1/2 b_0$, т. е. на 1 октаэдр. Именно таким образом различные способы укладки кремнекислородных цепочек приводят к образованию различных политипов, как в рамках простого исходного состава CaSiO_3 , так и в случае более сложного состава (бустамита и пектолита). Так, например, в «параволластоните» сдвиг цепочки IV (фиг. 166) на $1/2 b_0$ вверх делает ее идентичной цепочке II, что приводит к распаду одной моноклинной ячейки на две триклинные (фиг. 167) (Брэгг и Кларингбулл, 1967) и [9]; в бустамите вдоль оси b на то же расстояние (1 октаэдр) сдвинута половина всех цепочек в каждом слое [10].

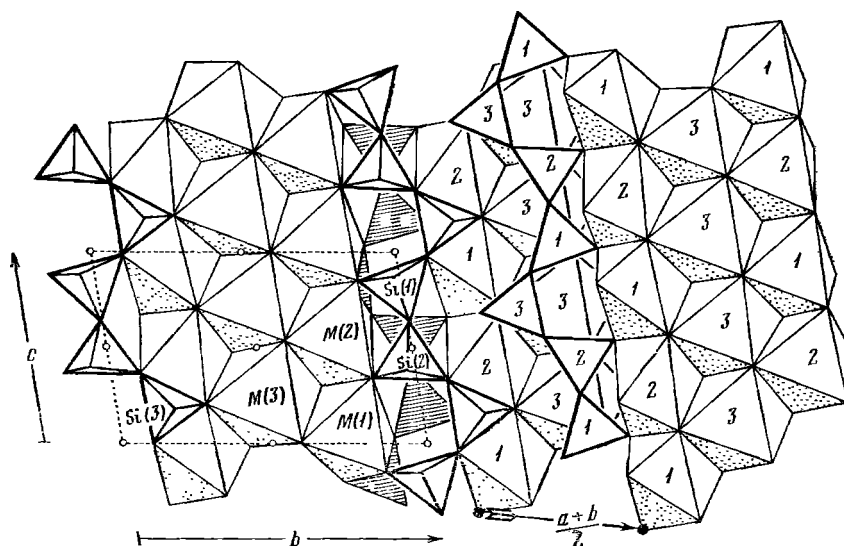
Политипия на основе различной укладки кремнекислородных цепочек охватывает все различия между волластонитом и «параволластонитом». В более сложных структурах бустамита и пектолита, помимо такой политипии, появляются различия в катионных октаэдрах: в бустамите при отношении $\text{Ca} : \text{Mn}$ около 1 атомы Mn, несмотря на большое сходство с Ca [8], не располагаются статистически по позициям Ca волластонита, ряды MnO_6 - и CaO_6 -октаэдров чередуются в линейных катионных группах. Эксперименты показывают, что в





Фиг. 167. Соотношение структур волластонита и «параволластонита» (двойниковый полиморфизм) (по Брэггу и Клэрингбуллу)

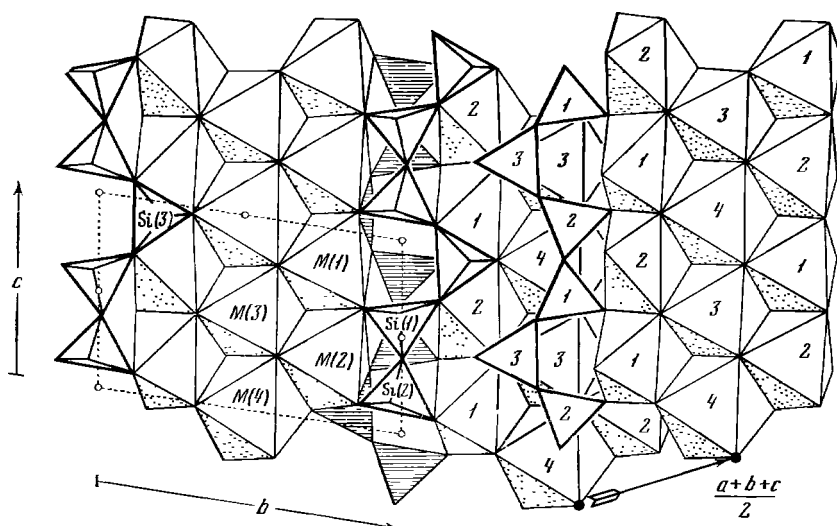
Проекция вдоль оси c ; штрихи o и e и сплошные линии — соответственно границы триклинной и моноклинной ячеек



Фиг. 168. Структура волластонита в проекции на плоскость bc (по Оаси и Фингеру, в их установке)

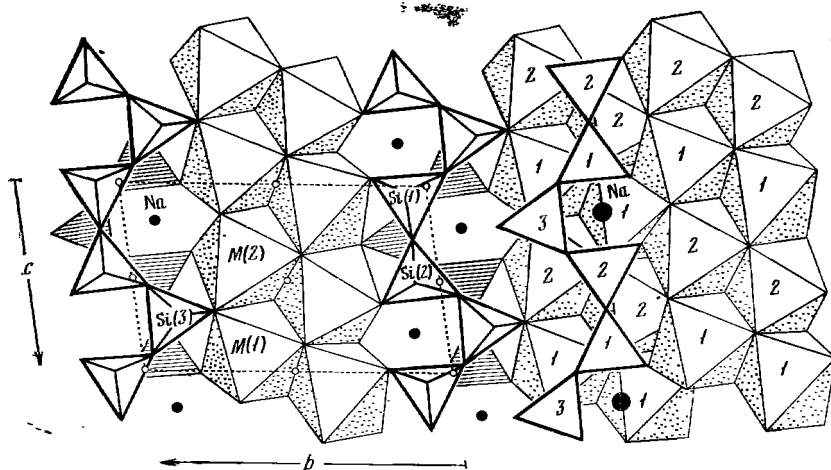
Цифрами обозначены чередующиеся октаэдры и тетраэдры

бустамите при температуре выше 800°Mn может быть полностью замещен Fe; соединение состава $\text{CaFe}(\text{SiO}_3)_2$ обнаруживает полиморфный переход между бустамитовой (низкотемпературной) и волластонитовой (высокотемпературной) структурой [11]; в обычных условиях оно характеризуется «промежуточной» ячейкой с параметрами: $a_0 = 7,69$, $b_0 = 7,11$, $c_0 = 13,765 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ 22'$, $\beta = 95^\circ 19'$, $\gamma = 103^\circ 58'$ [12]. В пектолите $1/3 \text{ CaO}_6$ -октаэдров заменена искаженными Na-полиэдрами, форма которых сильно отличается от октаэдрической [13]. В серандите, который с достаточным основанием считается изоструктурным



Фиг. 169. Структура бустамита в проекции на плоскость bc (по Оаси и Фингеру, в их установке)

Цифрами обозначены чередующиеся октаэдры и тетраэдры



Фиг. 170. Структура пектолита — серандита в проекции на плоскость bc (по Оаси и Фингеру, в их установке)

Цифрами обозначены чередующиеся октаэдры и тетраэдры

с пектолитом [14], по Лакруа [15], отношение $Mn : (Ca + Na) \approx 1 : 1$; поэтому можно предположить, что он находится в таком же отношении к пектолиту, как бустамит к волластониту. Существует переходная разность между серандитом и пектолитом — манганпектолит (шизолит). Родониты, близкие по составу к $CaMn_4(SiO_3)_6$, при 1150° , вследствие перестройки кремнекислородных цепочек приобретают волластонитовую структуру [16].

Оаси и Фингер при описании структур минералов группы волластонита использовали другую установку, при которой цепочки вытянуты по оси c , для большего удобства сравнения этих минералов с пироксенами [6]. Переход от общепринятой установки (цепочки \parallel оси b) к установке Оаси и Фингера $101/10\bar{1}/010$. В пределах группы волластонита Оаси и Фингером выделены [6] два типа структур: структуры типа волластонита-бустамита и типа пектолита-серандита-шизолита (фиг. 168, 169, 170), различающиеся толщиной звеньев

цепочек октаэдров, заполненных двухвалентными катионами. Данные о распределении катионов в структуре минералов группы волластонита по позициям M(1), M(2), M(3), M(4) и межатомные расстояния см. [6].

Чистые волластонит и пектолит обычно бесцветны. Розовый цвет бустамита, по Мэнингу [17], вызывается Mn^{2+} в октаэдрической координации; однако, Mn -содержащие волластониты и пектолиты и даже серандит с 29% MnO — белые или светло-серые.

ИК-спектры волластонита, бустамита и пектолита весьма сходны; наиболее характерны 3 одинаковых пика поглощения (по числу тетраэдров SiO_4 в периоде кремнекислородной цепочки) в области $550-775\text{ см}^{-1}$, обусловленные валентными колебаниями $Si-O-Si$ [18]. Различия состава и химических формул минералов почти целиком связаны с различным заселением октаэдров в катионных лентях. Изоморфные замещения также проявляются только в октаэдрах; к таким изоморфным примесям относятся: в волластоните — Fe^{2+} (ферроволластонит) и, в меньшей степени, Mn^{2+} ; в бустамите — избыточный Ca и Fe^{2+} ; замещение Ca на Mn^{2+} особенно характерно для пектолита, по-видимому, существует непрерывный ряд твердых растворов между пектолитом и серандитом.

Условия нахождения в природе относительно близки у волластонита и бустамита: оба являются типичными минералами скарнов, первый — известковых, второй — марганцевых. В скарнах же встречен и фошагит. Пектолит связан преимущественно с гидротермальными дериватами основных и щелочных пород. серандит — с нефелиновыми сиенитами.

Л и т е р а т у р а

1. Berman H. Am. Min., 1937, 22, N 5, 360.
2. Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 22; Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976, 90.
3. Prewitt C. T., Peacor D. R. Am. Min., 1964, 49, N 11-12, 1527.
4. Koto K., Morimoto N., Narita H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 8, 248.
5. Takeuchi Y., Koto K. Mineral. J., Japan, 1977, 8, N 5, 272.
6. Ohashi Y., Finger L. W. Am. Min., 1978, 63, N 3-4, 274.
7. Burnham C. W. Science, 1966, 154, N 3748, 513.
8. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 3, 240.
9. Tolliday J. Nature, 1958, 182, N 4641, 1002.
10. Peacor D. R., Prewitt C. T. Am. Min., 1963, 48, N 5-6, 588.
11. Rutstein M. S. Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 2040.
12. Rapoport A., Burnham Ch. W. Zs. Krist., 1973, 138, 419.
13. Prewitt C., Buerger M. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1963, N 1, 293.
14. Schaller W. Am. Min., 1955, 40, N 11-12, 1022.
15. Lacroix A. C. R., Paris, 1931, 192, N 4, 189.
16. Glasser L. S. D., Glasser F. P. Acta Cryst., 1961, 14, pt. 8, 818.
17. Manning P. Canad. Min., 1968, 9, pt. 3, 348; 1970, 10, pt 4, 677.
18. Ryall W., Threadgold I. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 754.

Волластонит Wollastonite



Волластонит назван по имени британского химика и минералога В. Волластона (Леман, 1818), впервые описан Шютце (1793) под названием «досчатый шпат». Название «параволластонит» — parawollastonite для моноклинной модификации волластонита [1] решением Комиссии по новым минералам и названиям Международной Минералогической Ассоциации в 1962 г. исключено [2].

Синон. Досчатый шпат, таблитчатый шпат — Tafelspath (Шютце, 1793), граммит — Grammit (Карстен, 1880), скорлуповатый камень — Schalstein (Вернер, 1803); гиллебакит — Gillebäckit, Gillebäckite (Норденшильд, 1848); вильнит — Wilnit, vilnite (Деклуазо, 1862); эдельфорсит — Edelforsit (Кобель, 1838; Форххамер, 1864).

Разнов. Ферроволластонит.

Характ. выдел. Игольчатые, спутанно-волокнистые, грубоволокнистые агрегаты. Поперечное сечение отдельных кристалликов — от десятых долей до 1—2 мм, длина волокон значительно больше. Хорошо образованные кристаллы очень редки.

Структ. и морф. крист. Соединение $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ известно в природе в двух полиморфных модификациях: α (высокотемпературная) и β (низкотемпературная). α - $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ (псевдоволластонит) относится к силикатам с кольцами SiO_4 -тетраэдров.

Низкотемпературная β -модификация представлена в природе тремя различными политипами:

Политип	1Т	4Т	2М
	Волластонит		«Параволластонит»
Сингония.	Трикл		Монокл.
Пр. гр.	$C_i^1 - P\bar{1}$		$C_{2h}^5 - P2_1/c$
$a_0, \text{Å}$	7,920	31,659	15,426
b_0	7,318	7,32	7,310
c_0	7,061	7,07	7,066
$a_0:b_0:c_0$	1,0822:1:0,9648	4,3250:1:0,9658	2,1102:1:0,9662
α	$89^\circ 58'$	$90^\circ 05'$	—
β	$95^\circ 16'$	$95^\circ 22'$	$95^\circ 24'$
γ	$103^\circ 21'$	$103^\circ 33'$	—
Z	2	8	4
Ссылка	[3]	[4]	[5]

Кроме этих политипов, для CaSiO_3 возможен политип 4М, не встреченный до сих пор в природе [4].

Как показали Уэда и Томита [6], представление Пикока [1] о большей распространенности в природе триклинной модификации (политип 1Т) неверно; по-видимому, моноклинная и триклинная формы встречаются одинаково часто. Политип 4Т установлен в двух местах земного шара, но, возможно, распространен шире [4]. Политипы 1Т, 2М и 4Т отличаются способами укладки кремнекислородных цепочек [4, 7]. Если обозначить ячейку триклинного волластонита через А, а ячейку, связанную с ней отражением в (100) винтовым поворотом вокруг [010], трансляцией или скольжением $\parallel(010)$ при плоскости срастания (100) во всех случаях — через В, то различные политипы могут быть описаны последовательностями 1Т: А—А—А—А; 2М: А—В—А—В; 4Т: А—А—А—В—А—А—В. Образование политипов может быть представлено также как результат микродвойничкования [8]. Помимо этих упорядоченных политипов, в природе встречены их различия с различной степенью неупорядоченности [4], которые могут представлять собой взаимное тонкое прорастание триклинного и моноклинного волластонита [9]. Подобное образование — волластонит-7Т встречено в скарне Фука, преф. Окаяма (Япония); структура его рассматривается как смешанослойная, состоящая из трех слоев 2М-волластонита и одного слоя 1Т-волластонита [10].

Структура низкотемпературной β -модификации изучалась многими исследователями [11—14]. Согласно Мамедову и Белову [12], Бюргеру и Прюиту [13] структура волластонита (1Т) центросимметрична. Толидэй [13], Брэгг и Кларингбулл [14] считали, что положения атомов только очень близки к центросимметричному, но не вполне ему соответствуют: цепочка I (см. фиг. 166) не может быть переведена в III плоскостью скользящего отражения, ибо это требует наличия поперечных плоскостей симметрии в каждой цепочке. Однако определение Тройера [5] доказало центросимметричность структуры волластонита.

В структуре моноклинной модификации волластонита 2М — «параволластонита» (см. фиг. 167) четыре цепочки тетраэдров SiO_4 , параллельных оси b , пересекают элементарную ячейку; между собой они связаны искаженными CaO_6 -октаэдрами. Четыре вершины октаэдров лежат приблизительно в плоскости ab ; две остальные кислородные вершины — общие с тетраэдрами и располагаются выше и ниже плоскости проекции. Стандартное расстояние $\text{Ca} - \text{O} = 2,38 \text{ Å}$, около $1/3 c_0$. Структура обладает винтовыми осями 2_1 , переводящими цепочки I и II соответственно в IV и III.

Основные элементы структуры — кремнекислородные цепочки — совершенно одинаковы у двух модификаций и состоят из трехчленных групп SiO_4 -тетраэдров. Триклинная ячейка получается, если цепочку IV сдвинуть вверх на $1/2 b_0$. В структуре триклинной модификации, таким образом, повторяется каждая вторая цепочка и $a_0\Gamma = 1/2 a_0M$.

Близость структур моноклинной и триклинной формы объясняет возможность их тесного (в атомном масштабе) прорастания, описанного Джеффри [15]. Моноклинная модификация может рассматриваться как сдвойникованная триклинная (двойниковый полиморфизм, по Джеффри [15]).

Воластонит. Пинакоидальный кл. $C_2 - \bar{1} (C)$. $a : b : c = 1,0816 : 1 : 0,9649$; $\alpha = 90^\circ 00'$, $\beta = 95^\circ 16'$, $\gamma = 103^\circ 22'$ [1].

«Параволастонит». Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 1,0524 : 1 : 0,9649$, $\beta = 95^\circ 30'$ [1].

Основные формы воластонита (в установке Пикока) [1]:

	ψ_2	ρ_2		ψ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	84°35'	90°11'	<i>e</i> $\bar{2}03$	117°36'	90°00'
<i>b</i> 010	0 00	13 25	<i>t</i> $\bar{1}01$	129 34	90 00
<i>a</i> 100	0 00	90 00	<i>s</i> $\bar{2}01$	150 13	90 00
<i>R</i> 120	0 00	35 36	<i>j</i> $\bar{4}01$	164 25	90 00
<i>H</i> 110	0 00	50 02	<i>l</i> $\bar{6}01$	189 34	90 00
<i>Q</i> $\bar{1}10$	180 00	35 36	<i>F</i> $\bar{1}22$	97 43	46 17
<i>L</i> $\bar{2}10$	180 00	59 05	<i>I</i> $\bar{1}11$	120 48	50 21
<i>N</i> 011	72 00	47 27	<i>D</i> $\bar{2}11$	146 36	62 02
<i>U</i> $0\bar{1}1$	-82 17	46 17	<i>V</i> $\bar{3}23$	123 56	61 54
<i>v</i> 101	44 33	90 00	<i>Y</i> $\bar{1}22$	-59 12	50 21
<i>k</i> $\bar{1}03$	101 59	90 00	<i>O</i> $\bar{1}\bar{1}1$	-128 09	52 48
α $\bar{1}02$	110 05	90 00	<i>P</i> $\bar{2}\bar{1}1$	-149 37	63 59

Второстепенные и недостоверные формы:

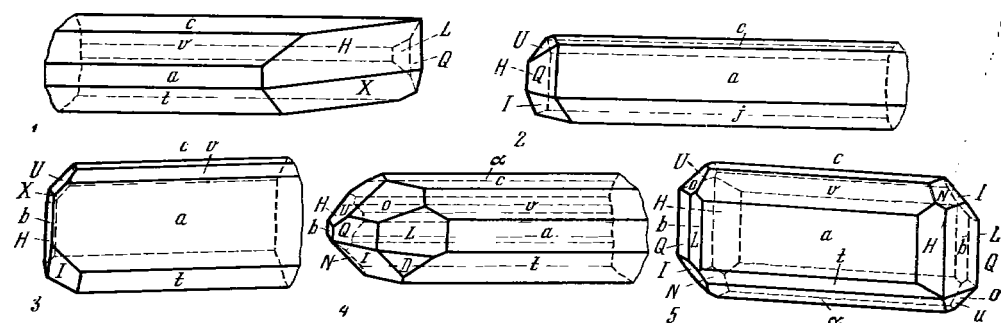
<i>y</i> (210)	<i>M</i> (510)	<i>Z</i> (013)	<i>G</i> ($0\bar{1}2$)	<i>u</i> (605)	λ (501)	<i>T</i> ($\bar{2}12$)
<i>K</i> (310)	<i>S</i> (012)	<i>E</i> ($0\bar{2}\bar{1}$)	<i>w</i> (102)	<i>d</i> ($\bar{2}05$)	<i>W</i> ($\bar{1}\bar{2}1$)	<i>X</i> ($\bar{1}\bar{1}1$)

Основные формы «параволастонита» (Гольдшмидт, 1897, и [1]):

	ψ	ρ	ψ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	90°00'	5°30'	9°30'	90°00'
<i>a</i> 100	90 00	90 00	90 00	90 00
<i>x</i> 120	25 30	90 00	90 00	55 04
<i>m</i> 110	43 39	90 00	90 00	43 39
<i>Z</i> 320	55 03	90 00	90 00	25 30
<i>g</i> 011	5 41	44 12	5 30	46 05
<i>w</i> 102	90 00	29 09	29 09	90 00
<i>V</i> 101	90 00	45 33	45 33	90 00
α $\bar{1}02$	-90 00	20 03	-20 03	90 00
<i>t</i> $\bar{1}01$	-90 00	39 35	-39 35	90 00
<i>s</i> $\bar{2}01$	-90 00	60 15	-60 15	90 00
<i>r</i> $\bar{3}01$	-90 00	69 29	-69 29	90 00
<i>i</i> $\bar{1}\bar{1}.0.2$	-90 00	78 23	-78 23	90 00
<i>f</i> $\bar{1}11$	-40 00	51 50	-39 35	53 17
μ $\bar{1}22$	-20 41	45 58	-20 04	47 44
<i>n</i> $\bar{3}22$	-53 05	58 10	-52 11	59 19

Второстепенные и недостоверные формы: *b* 010, *l* 340, *k* 540, δ 210, *d* 830, *q* $\bar{1}03$, η $\bar{3}05$, χ 705, λ 501, ρ 122, ϵ 133, 144, β 522, γ 722.

Кристаллы, пригодные для измерений, очень редки; обычно они уплощены по [001] или по [100] и удлинены по [010], чем создается характерный удлиненно-



Фиг. 171. Кристаллы волластонита (по Пикоку)

1-3 — Монте-Сомма, Италия; 4 — Крестмор, Калифорния; 5 — идеальный кристалл

таблитчатый (досчатый) облик. На всех кристаллах развиты грани зоны [010] (фиг. 171). Известно лишь одно описание кристаллов-двойников [1]; обычно они принимаются за параллельные сростки, но хорошо заметны и часто наблюдаются в шлифах под микроскопом. Плоскость сростания (100), двойниковая ось, по-видимому, b [15]. При той же плоскости сростания в двойниках железистого волластонита из шлаков отмечены и другие двойниковые оси: нормаль к (100) и (001) [16]. В некоторых кристаллах волластонита различаются зоны с разным содержанием Fe [17].

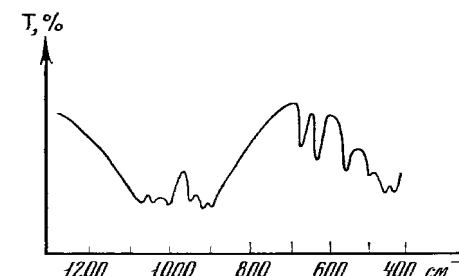
Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. весьма совершенная по (100), совершенная по (102), (001) и (101); несовершенная по (101) [1, 12]. Изл. неровный. Хрупок. В спутанно-волокнистых массах вязок. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5 (вычисл. 4,15) [18]. Уд. в. 2,8—2,9, у железистых разновидностей 3,12 [19]. Бесцветный, в агрегатах и в порошке белый, иногда со слабым зеленоватым и кремовым оттенком. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен, в агрегатах просвечивает. Удельная магнитная восприимчивость очень мала $\kappa < 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [20]. Коэффициенты термического расширения в области 25—650° ($10^{-6}/^\circ\text{C}$): 6,23 вдоль [010] и 7,77 перпендикулярно [010] [21]. Коэффициент термического расширения сильно железистого искусственного волластонита (34% FeSiO_3) возрастает (в $10^{-6}/^\circ\text{C}$) от 6 до 6,9 в пределах от 100 до 1000° [22].

В ИК-спектре волластонита (фиг. 172) наблюдаются: интенсивная полоса (с семью максимумами) в области 1100—850 см^{-1} , соответствующая асимметричным валентным колебаниям связи Si—O в тетраэдрах SiO_4 ; полоса в области 750—550 см^{-1} (имеет три максимума) соответствует валентным колебаниям Si—O—Si в тетраэдрах; в области 550—400 см^{-1} наблюдаются четыре максимума, которые относятся к деформационным колебаниям связей Si—O и валентным колебаниям Ca—O в октаэдрах. Полосы 3400 и 1610 см^{-1} соответствуют валентным и деформационным колебаниям (ОН) адсорбированной воды [23, 24]. Некоторые волластониты люминесцируют в ближнем или дальнем ультрафиолетовом свете обычно желто-оранжевым или красно-оранжевым и редко — голубовато-зеленым цветом, иногда проявляется фосфоресценция. При 345° наблюдается слабая термолюминесценция; при давлении 2530 бар пик термолюминесценции смещается до 380° [25]. Пьезоэлектрического эффекта волластониты не обнаруживают [26]. Температура полиморфного превращения волластонита в псевдоволластонит — $1125 \pm 10^\circ$ [26]. Термодинамические константы волластонита: $\Delta H_f^{\circ, 298,15} = -390,83 \pm 0,5 \text{ ккал/моль}$ и $S_{298,15}^{\circ} = 19,30 \pm 0,35 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$ [27]. Келли [28] рекомендует уравнение температурной зависимости теплоемкости: $C_p (\text{кал/моль} \cdot \text{град}) = 26,64 + 3,60 \cdot 10^{-3} T - 6,52 \cdot 10^{-5} T^2$ (298—1450 К).

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (—). По Пикоку [1], плоскость опт. осей в моноклинной модификации β - CaSiO_3 («параволластоните») совпадает с (010), $cNp = 34^\circ$ и $Nm = b$; в триклинной (волластоните) нормаль

к плоскости опт. осей образует с осью b угол 4° , $cNp = 31^\circ$ и $bNm = 4^\circ$. Если принять ось c за полюс стереографической проекции, а меридиан, проходящий через $b(010)$, за нулевой, то положение элементов оптической индикатрисы собственно волластонита однозначно определяется следующими координатами:

Np	$\varphi = -99^\circ 00'$	$\rho = 31^\circ 00'$
Nm	$\varphi = -9^\circ 00'$	$\rho = 90^\circ 00'$
Ng	$\varphi = 80^\circ 00'$	$\rho = 58^\circ 00'$



Фиг. 172. ИК-спектр волластонита (по Лазареву)

Показатели преломления двух модификаций одинаковы и варьируют крайне незначительно: $n_g = 1,631 - 1,636$ (наиболее часто 1,632—1,634); $n_m = 1,629 - 1,633$ (преимущественно 1,630—1,632); $n_p = 1,614 - 1,621$ (обычно 1,618—1,621); $2V = 38 - 40^\circ$, иногда 44° [1, 29, 30, 31]; у природных железистых волластонитов (12—19% $\text{FeSiO}_3 + \text{MnSiO}_3$): $n_g = 1,649 - 1,653$; $n_p = 1,639 - 1,640$; $2V = 60^\circ$ [19, 32]. У искусственных сильножелезистых разновидностей светопреломление значительно выше: $n_g = 1,734 - 1,725$, $n_m = 1,725 - 1,718$, $n_p = 1,716 - 1,705$ (67%—64% FeSiO_3); $2V = 85 - 72^\circ$. С увеличением содержания Fe светопреломление линейно возрастает [33].

Хим. Теор. состав: CaO — 48,27; SiO_2 — 51,73. Большинство природных волластонитов представляет почти чистый CaSiO_3 , отклонения от теоретического состава обычно очень невелики и вызваны содержанием изоморфных примесей Fe^{2+} , Mn, Mg (замещают Ca); суммарное содержание FeO, MnO, MgO в большинстве случаев около 1%. Известны очень редкие находки природных железистых и марганцовистых волластонитов, содержащих до 17% FeO [17, 32] и до 8% MnO [19, 34, 35]. Искусственные волластониты могут содержать до 76% FeSiO_3 [33], до 45% MgSiO_3 [36] и около 5% SrSiO_3 [37]. Sr обнаружен и в волластоните с Кольского п-ова (до 1,18% SrO) [38].

Как продукт раскристаллизации стекол или при спекании смесей соответствующего состава получен Mg-волластонит — фаза диопсидового состава, но с волластонитовой структурой. При отжиге эта фаза переходит в диопсид [39]. Размеры элементарной ячейки волластонита уменьшаются с увеличением содержания Mg [40]. Между CaSiO_3 и MnSiO_3 существует непрерывный ряд твердых растворов со структурой волластонита [41]. Высокожелезистые искусственные соединения имеют структуру волластонита (β -формы) только при высокой температуре; ниже $940 - 980^\circ$ образуется геденбергит [33, 41]. По-видимому, малая железистость природных волластонитов связана именно с этим обстоятельством — при относительно низких температурах процессов скарнообразования железистые соединения с геденбергитовой структурой устойчивее, чем с волластонитовой, α - и β - $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ могут содержать до 3% TiO_2 [42].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	—	—	0,12	—	0,02	Не обн.	—
K_2O	—	—	0,07	—	Не обн.	»	—
MgO	Сл.	Сл.	0,22	Не обн.	0,26	0,50	0,14
CaO	38,86	38,46	48,16	47,86	47,73	47,92	48,72
MnO	1,22	5,06	0,03	0,13	0,06	0,03	0,08
FeO	9,29	5,04	0,18	Не обн.	0,08	0,36	0,72
Fe_2O_3	Сл.	0,37	—	0,58	0,21	—	—
Al_2O_3	—	0,37	—	0,12	0,15	—	—
SiO_2	50,00	50,64	50,82	51,10	51,56	50,74	50,76

	1	2	3	4	5	6	7
H ₂ O ⁺	—	0,09	0,08	0,12	0,03	0,08	Не обн.
H ₂ O ⁻	—	0,08	0,00	0,05	0,02	Не обн.	0,02
H. о.	0,45	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,82	100,11	99,68	99,96	100,12	99,63	100,44
Уд. в.	3,09	3,09—3,12	2,91	—	2,92	2,91	2,92
<i>n_g</i>	1,653	1,650	1,632	—	1,631	1,634	1,634
<i>n_m</i>	—	—	1,630	—	1,628	1,632	1,632
<i>n_p</i>	1,640	1,640	1,619	—	1,618	1,619	1,620
(—) 2V	60°	—	40°	—	—	39°	39°

1 — железистый волластонит, о-в Скай (Великобритания), анал. Винсент [32]; 2 — марганцево-железистый волластонит, Дальнегорск (СССР), анал. Большакова [19]; 3 — Пусула (Финляндия), анал. Вник [29]; 4 — Уилсборо, шт. Нью-Йорк (США), анал. Кин [13]; 5 — Крестмор, шт. Калифорния (США), анал. Хаун [13]; 6 — Йитти (Финляндия), анал. Вник [29]; 7 — Парайнен (Финляндия), анал. Вник [29].

Диagn. В HCl разлагается, образуя белый студенистый гель кремнезема; с содой сплавляется в белую эмаль, с бурой дает стеклянный шарик, который легко растворяется в HCl. П.п.тр. легко оплавляется по краям, полностью плавится с большим трудом, превращаясь в просвечивающее стекло (по Хинце). Окрашивает пламя в розово-красный цвет (присутствие Ca).

Повед. при нагр. На термограммах волластонита имеется один эндоэффект около 1250° [43—46], соответствующий $\beta \rightarrow \alpha$ превращению. При изучении фазовых равновесий в системах с участием CaO и SiO₂ получены более низкие значения температуры полиморфного превращения: 1150° [33] и 1120° [37]. Скорость инверсии очень мала и сильно зависит от температуры: при 1155° инверсия установлена после 40 часов нагревания; при 1145° после 48 часов нагрева инверсия не обнаружена [33]; при 1125° она имела место после 4-х недельного нагревания [47]. Инверсия сопровождается увеличением коэффициента термического расширения от $6,5 \cdot 10^{-6}$ /°C в области 25—800° до $11,8 \cdot 10^{-6}$ /°C в той же области температур [48]. Псевдоволластонит, образующийся по чистому белому волластониту, часто становится коричневыми красным вследствие обособления некоторого количества Fe, которое в меньших количествах входит в структуру псевдоволластонита, чем в структуру волластонита [48]. Искусственные волластониты с высоким содержанием Mg переходят в α -модификацию при более высокой температуре — 1368° [36]. Волластонит, содержащий около 20% (мольных) MnSiO₃, стабилен в виде β -формы при 1374° [41]. Замещение Si на Ti также повышает температуру инверсии [42]. Температура плавления по данным разных авторов колеблется от 1530 до 1544° [47].

Находж. Волластонит — типичный, широко распространенный минерал известковых скарнов, образующий местами мощные мономинеральные тела. Встречается почти исключительно в зоне экзоскарнов. Во всех месторождениях волластонитовая зона — ближайшая к карбонатным породам [49]. Подвергающиеся скарнированию породы весьма разнообразны: чистые известняки, известково-глинистые и известково-кремнистые сланцы, известковистые туфы и песчаники. По породам двух последних групп часто образуются волластонитсодержащие роговики и скарноиды. Скарнирующие интрузивные породы разнообразны, но обычно это гранитоиды. Отмечается, что волластонит — один из наиболее ранних и высокотемпературных послемагматических минералов; температура образования минералов пироксен-гранат-волластонитовой субфации 550—800°, волластонит-плаггиоклазовой (без гроссуляра) — выше 750—800° [50]. Однако на основании детальных экспериментальных и полевых исследований Какитани [51] пришел к заключению, что волластонит гораздо чаще образуется в низкотемпературных жилах, чем в так называемых реакционных скарнах. При действии более поздних низкотемпературных растворов он разлагается на кальцит и кварц. Обычно в экзоскарновой зоне при нормальной щелочности волластонита ассоциируется с пироксеном, гроссуляром, кальцитом,

скаполитом. При очень высокой щелочности растворов волластонит образуется в зоне эндоскарнов в парагенезисе с ортоклазом или скаполитом. Вне зависимости от щелочности образование волластонита возможно лишь при низких значениях химических потенциалов Mg и особенно Fe; при их повышении вместо волластонита образуется соответственно диопсид, салит или геденбергит. Почти мономинеральные волластонитовые скарны характерны для фланговых частей месторождений, которые обычно отличаются неполным развитием скарновых колонок и парагенезисами малой железистости.

Наиболее высокотемпературные ассоциации волластонита (безгроссуляровая фация) обычно характеризуются малой глубиной [30], хотя известны и в очень глубоких образованиях [44, 52, 53]. Менее высокотемпературная пироксен-гранат-волластонитовая ассоциация более глубока (3—4 км) [54]. Волластонитовые скарны обычно безрудны, но могут быть и рудоносными [54, 55]. Помимо обычных известковых скарнов, волластонит отмечается и в автореакционных известковых скарнах, образующихся в результате кальциевого метасоматоза по ультрабазитам, щелочным ультрабазитам и габброидам.

В СССР в обычной ассоциации (пироксен, гранат, кальцит, реже скаполит, диопсид, тремолит и др.) волластонит встречается во многих месторождениях Средней Азии (основной район волластонитовых месторождений), Казахстана, Урала, Кавказа и Закавказья, Дальнего Востока и других районов. В Средней Азии волластонитовые проявления известны во многих золоторудных месторождениях Узбекистана [56]; в районе Чаткальского и Пскемского хребтов в свинцово-цинковых месторождениях Алмалыкского рудного поля (Накпай, Катранги, Кургашинкан) [55, 57], вольфрамо-молибденовых месторождениях — Лянгар [58, 59] и Койташ [60] и в свинцово-цинковом месторождении Западный Джангалык [61]. Контактво-метасоматические породы высокотемпературной послемагматической стадии с волластонитом, клинопироксеном, амфиболами известны в Кокшальском хр. и горах Туркестано-Алая [62]. Значительное развитие волластонитовой и пироксен-волластонитовой минерализации характерно также для месторождений Кумбель, Мингбулак, Чимган, Чал-Ата, Алтын-Топкан [63], Ган-Джилга, Агуюрма, Кара-Тюбе, Курусай, Майхура, Аксай и др. [54, 61, 64]. Месторождение Курусай II — редкий пример свинцово-цинкового оруденения в самих волластонитовых скарнах [54]. В Центральном Казахстане мономинеральные волластонитовые породы известны в свинцово-цинковых месторождениях Аксоран I и Новый Аксоран [65, 66, 67]. Тремолит-волластонитовые скарны имеются в свинцово-цинковом месторождении Гулышад, гранат-волластонит-везувиановые скарны и волластонитсодержащие роговики в свинцово-цинковом месторождении Акджал [61]. В Сорском месторождении (Южный Тургай) волластонит слагает скарновые тела мощностью до 30 м [68]. На Урале проявления волластонита сосредоточены в Турьинской группе месторождений; следует отметить волластонитсодержащие известняки Вадимо-Александровского месторождения [69, 70], а также волластонитовые и гранат-волластонитовые скарны Фроловского рудника [61, 70]. На Кавказе пироксен-гранат-волластонит-кальцитовые роговики и пироксен-волластонитовые скарны развиты в Тырны-Аузе [50], гранат-пироксен-волластонитовые и гранат-везувиан-волластонитовые скарны — в контактах Каялинского и Конгур-Алангезского интрузивов [61], в Кельбаджарском и Кедабекском районах [71, 72]. В Якутии волластонитсодержащие скарны известны в Эмельджакском месторождении [44, 52, 53], в экзоконтактах мезозойских щелочных интрузий Алдана [73] и других районах [74]. На Дальнем Востоке — в Дальнегорске [61], на Чукотке [75, 76], на Колыме [77]. Волластонитовые и кварц-волластонитовые породы, волластонитовые мраморы имеются в районе Слюдянских флогопитовых месторождений [78], в Карелии — в Калкнитехском месторождении [61]. В карбонатах волластонит редок; он наблюдается лишь в краевых частях некоторых тел в ассоциации с пироксеном, кальцитом и апатитом; часто обнаруживает признаки замещения кальцитом. В ийолитах, фенитах и измененных мелилитовых породах

более распространен [79]. Известен в массивах Озерная Варака, Вуори-Ярви и Ковдор на Кольском п-ове [80, 81], в массивах Одихинча и Гулинском в Восточной Сибири [82, 83].

В США крупнейшим промышленным месторождением волластонита является Уилсборо в шт. Нью-Йорк [84, 85]; залежи волластонита (в среднем 75% волластонита, 15% граната и 10% диопсида) образовались при скарнировании кремнистых гренвилльских известняков у контакта с интрузией анортозита [84, 86—88]. Большие запасы волластонита (ориентировочно 12 млн. *t*) имеются в месторождении Коуд-Сидинг (шт. Калифорния, США), где добыча велась с 1933 г. до начала эксплуатации месторождения Уилсборо (1943 г.); крупные скарноидные тела состоят из чередующихся полос волластонита, диопсида и граната [89, 90, 91]. Крупные запасы волластонита имеются и в других скарновых месторождениях Калифорнии [92—97]; из них Блайт, Бом-Спринг-Каньон, Шедоу, Риверсайд-Каунти и Инью-Каунти являются чисто волластонитовыми месторождениями [48, 91, 98]. Помимо Калифорнии, в США скопления волластонита известны в штатах Аризона, Нью-Мексико, Невада, Юта, Аляска [99—105]; из них промышленный интерес представляют почти мономинеральные волластонитовые скарны аризонского месторождения Силвербел [48, 99, 102].

В Мексике промышленные тела существенно волластонитовых скарнов вскрыты в золото-медном месторождении Санта-Фе [106, 107, 108]; в свинцово-цинковом месторождении Долорес [109], в некоторых других месторождениях гор Сьерра-де-Найка [110]. Мелкие скопления волластонита известны в Бразилии [111], Канаде [108, 112], Пуэрто-Рико [113]. В Швеции волластонит в непромышленных количествах имеется в скарнах Мансё [114], в скарнированных лептитях района Цинкгруван [115], в карбонатитах Альнё [116], в Норвегии — в окрестностях Осло [32], в юго-западной Финляндии на о-ве Паргас и в других местах [29, 117]; в Дании — на о-ве Борнхольм [118], в Великобритании — в скарновых образованиях Скаут-Хила и о-ва Скай [119, 120]. Как породообразующий минерал содержится в высокометаморфизованных мраморах Лепонтинской зоны Альп (Швейцария) [121, 122]. Описаны находки волластонита во Франции [123], в Баварии (ФРГ) [124], в Италии [125, 126] и в других районах Европы. В юго-западном Иране волластонит отмечен в термально-метаморфизованных породах неясного генезиса [31]. В Японии значительные месторождения волластонита имеются: на о-ве Кюсю — в Сайдосо, Яосивари (преф. Фукуока), в районе Риухо (преф. Кумамото) [127, 128]; в префектурах Гифу, Ибараки [129, 130]. Наиболее крупные промышленные залежи волластонита известны в скарнах и скарноидах медно-вольфрамового месторождения Ямато (преф. Ямагути, о-в Хонсю) [131, 132, 133] и волластонитовом месторождении на о-ве Кёге [134]. Детальный обзор японских месторождений волластонита см. [51].

В Уганде и Кении известны волластонитсодержащие породы, связанные с карбонатитами [48]. В аналогичных условиях в Танганьике найден «параволластонит» [135]. В Намакваленде в контактовой зоне гранитного массива обнаружены крупные залежи волластонита, ассоциирующегося с диопсидом, гранатом, везувианом, кальцитом и кварцем [136]. В Австралии в небольших количествах волластонит известен в скарновом меднорудном поле Чилаго [137], в роговиках и скарнах района Толонга [30].

Известна находка волластонита в метеорите Альенде (углистый хондрит) в виде слутанно-волокнистых выделений в пустотах [138].

Добыча волластонита производится в Уилсборо (шт. Нью-Йорк, США), в Риверсайд и Инью (шт. Калифорния, США), в Лаппиранта (Финляндия) и в Санта-Фе (Мексика). В США, главным образом за счет Уилсборо, добывается 30—50 *тыс. т* волластонита в год, в Мексике 5 *тыс. т*, в Финляндии 3,5 *тыс. т*.

Изм. Под действием низкотемпературных растворов волластонит легко замещается ксонотлитом [80] и агрегатом кальцита и кварца [52, 139, 140].

Искусств. Простейший путь искусственного получения волластонита — β - CaSiO_3 — кристаллизация расплава из смеси CaO-SiO_2 . Первые сведения о синтезированном таким образом волластоните относятся к XIX в. (Дютри, 1857; Гурльт, 1857; Бурхус, 1882; Дельтер, 1886 и др. — по Хинце); однако продукт синтеза в большинстве случаев, по-видимому, являлся псевдоволластонитом. Достоверные данные о синтезе волластонита получены позднее при изучении систем, включающих CaO и SiO_2 [33, 36, 42, 141—149]. При медленном охлаждении расплава первоначально образуется псевдоволластонит, переходящий при дальнейшем охлаждении в волластонит. При закалке расплава псевдоволластонит сохраняется. В гидротермальных системах при более низких температурах (350—700°) и давлениях от 1 до 1000 атм получается непосредственно β -волластонит [37, 140, 150—152]. Самая низкая температура образования волластонита (350°) отмечена в опытах с использованием давления 200 атм [153]. Волластонит, пригодный для керамической промышленности, получен путем дегидратации гидросиликатов Ca (ксонотлита и тоберморита) при 800—900° [154]. Устойчивость волластонита при постоянных давлении и температуре возрастает с увеличением отношения $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$ в газовой фазе [140]. При постоянных парциальных давлениях H_2O и CO_2 граница устойчивости волластонита с повышением давления смещается в сторону более высоких температур [37, 140, 155]. Об условиях равновесия волластонита с кварцем, кальцитом, спёрритом, ксонотлитом см. [37, 140, 155—159]. Волластонит образуется также при реакции в твердом состоянии спеканием смеси окислов при температуре несколько ниже температуры плавления [21, 22, 160]. Является обычным соединением во многих технических камнях, главным образом в различных металлургических шлаках (в отличие от природных образований преобладает α -модификация) [161—163].

Практ. знач. Использование волластонита в промышленности началось с середины 40-х годов текущего столетия, после ввода в эксплуатацию крупнейшего месторождения Уилсборо в шт. Нью-Йорк. Основная область его применения — изготовление стенных и потолочных панелей, светлой минеральной шерсти (теплоизолятор). Употребляется в производстве санитарных фарфора и фаянса, майолики, электроизоляционного фарфора. Входит в состав некоторых глазурей и различных связок — в абразивных изделиях, в обмазке сварочных электродов. В качестве наполнителя применяется в производстве бумаги, красок, резины. В металлургии добавляется в шихту для регулирования вязкости и других качеств шлака. Может быть использован в качестве добавки к фосфорным удобрениям и для понижения кислотности почв [45, 64, 84, 164—169]. Подробные сведения об использовании волластонита см. [48] и [170].

Отл. В штуфах обычно легко распознается по цвету, характеру выделений, спайности и характерному для скарнов парагенезису (гранат, диопсид). Можно спутать с тремолитом, от которого отличается (в шлифах) низким двупреломлением, углом между трещинами спайности (значительно больше 60°) и меньшим углом $2V$. От псевдоволластонита отличается характером выделений, значительно меньшим двупреломлением и большим углом $2V$, от пектолита — более низким двупреломлением и знаком удлинения. В шлифах иногда сходен с диопсидом, но последний имеет более высокий рельеф, больший угол $2V$ и оптически положителен. От доизита и клинодоизита под микроскопом отличается более низким рельефом и обычно меньшим углом $2V$. Волластонит и «параволластонит» различить в шлифах можно по углу bNm — у первого он равен 3—5°, у последнего 0°; однако уверенная диагностика политипов возможна лишь по рентгенограммам порошка или монокристалла.

Разнов. Ферроволластонит — *ferrowollastonite*. Название предложено Агрелом [171] для гипотетического соединения FeSiO_3 со структурой волластонита, которое не известно в природе и не получено искусственно. Природный ферроволластонит, описанный Тилли [172] под названием железистый волластонит (*iron-wollastonite*, *Eisenwollastonit*), имеет формулу

$(Ca, Fe)_3Si_3O_9$ и содержит до 25% $FeSiO_3$ (минерал из Скаут-Хила). Искусственно получен ферроволластонит с 76% $FeSiO_3$ [33]. Хим. анализ ферроволластонита с о-ва Скай (Шотландия): MgO — не обн., CaO — 38,86, MnO — 1,22, FeO — 9,29, Fe_2O_3 — не обн., SiO_2 — 50,00, TiO_2 — сл., нераств. ост. — 0,45, сумма 99,82; анал. Винсент [32]. Пересчет на миналы дает: $CaSiO_3$ — 80,6, $FeSiO_3$ — 17,1, $MnSiO_3$ — 2,3%. Несмотря на то, что при высоких температурах между $CaSiO_3$ и $MnSiO_3$ наблюдалась полная смесимость [41], в природном ферроволластоните содержание MnO не превышает 5,5% [19]. Уд. в. 3,09. Цвет белый с кремовым оттенком. Для анализированного материала с о-ва Скай: $n_g = 1,653$, $n_p = 1,640$; (—) $2V = 60^\circ$; $cNp = 44^\circ$ (в сечении, перпендикулярном зоне спайностей); в срезах $\perp Np$ угол погасания по отношению к удлинению 5—6°. Отмечены простые двойники по (100) [32]. Замещение части Fe^{2+} в ферроволластоните на Mn^{2+} не влияет на оптические константы [19].

Очень редок. Впервые обнаружен в Скаут-Хиле (Англия) в зоне эндоконтакта долеритов; сопровождается геденбергитом [32]. В Японии ферроволластонит встречен в ксенолите в андезитовой лаве вулкана Канпу на северо-востоке о-ва Хонсю; другие минералы ксенолита — анортит и клинопироксен [17]. Марганцево-железистый волластонит (FeO — 5,66%, MnO — 5,51%) найден в скарнах СССР в ассоциации с датолитом, пироксенами и андрадитом [19].

Название «манганволластонит» (manganwollastonite) относится к несуществующему в природе миналу $MnSiO_3$ (Хинце К.— Худоба К., II, 1954—1959, 244).

Межплоскостные расстояния волластонита из Чианпас (Мексика) *

CuK_{α} -излучение, Ni-фильтр, $D = 61,9$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
200	40	7,7	003, 510, 312	40	2,33	60	1,72
$h1l$	10	4,05	601, 203	40	2,29	40	1,602
400	80	3,83	602, 312, 511	60	2,18	10	1,531
002	80	3,52	403	5	2,08	5	1,515
$h1l$	5	3,40	512	20	2,01	20 ш.	1,478
202	80	3,31	602	20	1,98	30	1,455
111	5	3,16	800	20	1,91	5	1,426
202	30	3,09	—	20	1,88	5	1,387
310	100	2,97	020	10	1,86	30	1,358
311	10 ш.	2,80		60	1,83	10	1,332
402	10	2,72		5	1,80	5	1,312
112, 600	30	2,55		5	1,79	Кроме того 7	линий
112, 402	60	2,47		40	1,75	до 1,164	

* ASTM, 10-487; $a_0 = 7,88$, $b_0 = 7,27$, $c_0 = 7,03$ Å, $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 95^\circ 16'$, $\gamma = 103^\circ 25'$.

Межплоскостные расстояния «параволластонита» из Чиклова (Румыния) *

CuK_{α} -излучение, Ni-фильтр, $D = 61,9$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
200	40	7,7	601; 203	40	2,29	10	1,531
$h1l$; 211	5	4,37	602; 521	60	2,18	5	1,515
400	80	3,83	403	5	2,08	20 ш.	1,478
$h1l$; 311	5	3,73	522	20	2,01	30	1,455
002	80	3,52	602	20	1,98	5	1,426
202	80	3,31	800	20	1,91	5	1,387
121	5	3,16		20	1,88	30	1,358
202	30	3,09		10	1,86	10	1,332
320	100	2,97	040	60	1,83	5	1,312

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
32 $\bar{1}$	10 ш.	2,80		5	1,80	5	1,295
40 $\bar{2}$	10	2,72		5	1,79	10	1,273
12 $\bar{2}$; 600	30	2,55		40	1,75	Кроме того, 5	
122; 402	60	2,47		60	1,72	линий до 1,164	
003; 520; 32 $\bar{2}$	40	2,33		40	1,602		

* ASTM, 10-489; $a_0 = 15,33$, $b_0 = 7,28$, $c_0 = 7,07$ Å, $\beta = 95^\circ 24'$

Л и т е р а т у р а

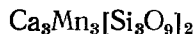
1. Peacock M. A. Am. J. Sci., 1935, 30, 496.
2. Fleischer M., Cabri L. J., Chao G. Y., Pabst A. Am. Min., 1978, 63, N 3-4, 427.
3. Ito T., Sadanago R., Ozawa T., Takeda H. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1971, 47, N 2, 190.
4. Wenk H. R. Contrib. min., petrol., 1969, 22, N 3, 238; Sapountzis E. S., Venetopoulos C. Ch., Jb. Min. Monatsh., 1977, N 5, 216.
5. Trojer F. J. Naturwissenschaften, 1967, 54, H. 20, 536; 1968, 55, H. 9, 442; Zs. Krist., 1968, 127, H. 1-4, 291.
6. Ueda T., Tomita K. Mem. Coll. sci. Kyoto univ., ser. geol. min., 1968, 34, N 2, 75.
7. Wenk H. R., Müller W. F., Liddell N. A., Phakey P. P., Electron Microscopy Miner., Berlin, 1976, 324.
8. Hutchison J. L., McLaren A. S., Contrib. min., petrol., 1976, 55, N 3, 303; 1977, 61, N 1, 11.
9. Jefferson D. A., Thomas J. M., Mat. Res. Bull., 1975, 10, 761.
10. Henmi C., Kusachi J., Kawahera A., Henmi K. Min. J. Japan, 1978, 9, 169.
11. Dornberger-Schiff K., Liebau F., Thilo E. Acta Cryst., 1955, 8, pt 12, 752; Buerger M. Z. Proc. Nation. Acad. sci., Washington, 1956, 42, N 3, 113.
12. Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1965, 107, № 3, 463.
13. Tolliday J. Nature, 1958, 182, N 4641, 1012; Buerger M. J., Prewitt C. T. Proc. Nation. Acad. sci., Washington, 1961, 47, N 12, 1884.
14. Bragg W. L., Claringbull G. F. Crystal structures of minerals, 1965, 240.
15. Jeffery J. W. Acta Cryst., 1953, 6, pt 10-11-12, 807-821.
16. Köppen N. M. N. Jb. Min., Monatsh., A, 1948, H. 9-12, 136.
17. Isshiki N. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1954, 30, N 9, 869.
18. Поваренных А. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 141.
19. Мельницкая Е. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 3, 297.
20. Швецов В. Я., Капкаева Ф. Ш., Малахова Л. Н. Тр. Ср.-Азиатск. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1966, вып. 7, 187.
21. Weston R. M., Roders P. S. Min. Mag., 1976, 40, N 314, 649.
22. Rigby G. R., Lovell G. H. B., Green A. T. Trans. British Ceram. Soc., 1945, 44, N 3, 37; Horai K., Simmons G. Earth. Planet. Sci. Lett., 1969, 6, N 5, 359.
23. Ryall W., Threadgold J. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 754.
24. Лазарев А. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1966, 65, 116.
25. Angino E. E. Am. Min., 1964, 49, N 3-4, 387.
26. Микульская Е. К. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
27. Термические константы веществ. Изд-во ВИНТИ, 1978, вып. 9.
28. Kelley K. K. U. S. Bur. Mines. Bull., 1960, N 584.
29. Simonen A. Bull. Comm. Geol. Finl, 1953, 27, N 159, 9.
30. Osborne G. D. Geol. Mag., 1932, 69, 209.
31. McLintock W. F. P. Min. Mag., 1932, 23, N 139, 219.
32. Tilley C. E. Am. Min., 1948, 33, N 11-12, 736.
33. Bowen N. L., Schairer J. E., Posnjak E. Am. J. Sci., 1933, 26, N 153, 193; Sabine P. A. Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., 1975, N 52, 65.
34. Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania, 1911, 304.
35. Еникеев М. Р. Научн. тр. Ташкентск. ун-та, 1970, вып. 371, 56; Mason B. Am. Min., 1975, 60, N 3-4, 209.
36. Schairer J. E., Bowen N. L. Am. J. Sci., 1942, 240, 725.
37. Buckner D. A., Roy D. M., Roy R. Am. J. Sci., 1960, 258, N 2, 132.
38. Шилин Л. Л., Муравицкая Г. Н., Сидорьчева А. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 165.
39. Shinno I. J. Japan. Assoc. min., petr., econ geol., 1970, 63, N 4, 146.
40. Shinno J. Mineral. J., Japan, 1974, 7, N 5, 456.
41. Voos E. Zs. anorg. Chem., 1935, 222, 201.
42. De Vries R. C., Roy R., Osborn E. F. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, N 5, 158.
43. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 70.
44. Лицарев М. А. ДАН СССР, 1956, 108, № 1, 143.
45. Заседателева Н. А., Зилько Э. И., Медведевская Э. И. В кн.: Эксперименты в технической минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966, 261.
46. Mijake H. J. Sci. Univ. Hiroshima, ser. c, 1965, 4, N 4, 395.

47. Osborn C. D., Schairer J. E. Am. J. Sci., 1941, 239, N 10, 715; Bull. N 164, Engng. Exp. Sth., Ohio univ., 1957, 26, N 2, 2; Winchell A. N. Elements of optical Mineralogy, 1951, 457; Foster W. R. The properties and uses of pyrometric cones. 1961, 16; U. S. Nation. Bur. Stand., 1952, circ. 500, 780.
48. Andrews R. W. Wollastonite. Inst. geol. sciences. Mineral res. divis. London, 1970.
49. Бабошин В. А. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, 108, 164.
50. Жариков В. А. Проблема гранито-гнейсов. Изд-во АН УССР, 1960, 37; Жариков В. А., Власова Д. К. В кн.: Физико-химические проблемы в петрологии и рудообразовании. Изд-во АН СССР, 1961, 325; Жариков В. А. Геология рудных месторождений, 1965, 7, № 4, 3.
51. Kakitani S. J. Geosci. Osaka univ., 1962, 6, Art. 6, 187; 1963, 7, Art. 1, 1.
52. Лицарев М. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, вып. 3, 31.
53. Галюк В. А. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1957, 31, 102—129.
54. Жариков В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14, 178.
55. Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Изд-во ФАН УзбССР, 1969, 97.
56. Хамрабаев И. Х. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Изд-во ФАН УзбССР, 1969, 106.
57. Исмаилов М. Н. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1958, вып. 10, 137.
58. Абдуллаев Х. М. Собр. соч., Изд. Ин-та геол. и геофиз. АН УзбССР, 1964, 251.
59. Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951, 71.
60. Абдуллаев Х. М., Бабаев К. Л. ДАН УзбССР, 1949, № 11, 83.
61. Дмитриев С. Д. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, 113, 3.
62. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. ИГЕМ АН СССР, 1964, 208.
63. Сквалецкая Л. В. Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1958, вып. 102, геол., кн. 8, 41.
64. Исмаилов М. И. Узб. геол. журн., 1961, вып. 1, 72; Уч. зап. Ср.-Азиатск. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1961, вып. 5, 47.
56. Микельсон Э. Э. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 13, 79.
66. Кораблев Б. К. В кн.: Сб. научн. трудов Казахстанского горно-металлург. ин-та, 1954, № 9, 146.
67. Еникеева Г. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1959, 23, 140.
68. Бекмухаметов А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургай. Алма-Ата: Наука, 1970, 148.
69. Баклаев Я. П. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1959, вып. 37, 3; в кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, М.: Изд-во АН СССР, 1963, 2, 95.
70. Коржинский Д. С. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1945, № 3, 18.
71. Кашкай М. А., Алиев В. И., Мамедов А. И. Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тутхун (Кельбаджарский район АзССР). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967, 56.
72. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабского рудного узла. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963, 93.
73. Рудницкая Л. С. Мин. сырье, 1970, вып. 22, 173.
74. Перцев Н. Н. В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 359.
75. Владимиров Б. Н. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13, 109.
76. Загзузина И. А. Тр. Сев.-Вост. комплексн. научно-исслед. ин-та, СО АН СССР. 1969, вып. 18, 73.
77. Грачева О. С. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, 60, 63.
78. Вишняков В. Н. ДАН СССР, 1972, 204, № 6, 1446.
79. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 227.
80. 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. В. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965, 426.
81. Сергеев А. С. Зап. Всес. мин. сб-ва, 1959, 88, вып. 4, 430; Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Изд. Ленингр. ун-та, 1967, 1117.
82. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 116.
83. Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Тр. Ин-та геологии Арктики, 1966, 140, 129.
84. Laddo R. B. Eng. Min. J., 1950, 151, N 11, 95.
85. Cabot's wollastonite product of promise. Oil, Paint, and Drug Reporter, 1954, 117, N 18.
86. Wollastonite — a new mineral. South African Min. Eng. J., 1953, 64, pt 1, N 3137, 139.
87. Buddington A. F., Whitcome L. Bull. N. Y. State Museum, 1941, N 325, 1.
88. Broughton J. G., Memeber J., Burnham K. D. Trans. Am. Inst. mining, met., engr., 1948, 173, Industr. Min. Divis.
89. Bradly W. W. Mining a. Metallurgy, 1935, 16, N 340, 181.
90. Thorndyke J. T. Min. Met., 1936, 17, N 351, 133.

91. Wollastonite. Mineral Inform Service. California, 1955, 8, N 4, 15.
92. *Chapman R. W.* J. Geology, Chicago, 1937, 45, N 8, 324.
93. *Wilson L. K.* Econ. Geol., 1943, 38, N 7, 543.
94. *Murdoch J., Webb R. W.* Bull. of California State Division of Mines, 1948, N 136, 32.
95. *Merriam R.* Bull. Geol. Soc. Am., 1946, 57, N 3, 223.
96. *Daly J. W.* Am. Min., 1935, 20, N 9, 612.
97. *Burnham C. W.* Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, N 11, 920.
98. *Symons H. H., Davis F. F. J.* Min. Geol., 1955, 51, N 4, 122.
99. *Stewart C. A.* Trans. Am. Inst. mining, met. engrs., 1913, 43, 240.
100. *Galbraith E. W.* Bull. Univ. Arisona, 1947, 18, N 2, 112.
101. *Cooper J. R.* Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, N 5, 577.
102. *Umpleby I. B.* Bull. Dept. geol., Univ. California, 1916, 10, N 1, 1.
103. *Northrop S. A.* Minerals of New Mexico, Univ. N. M. press., Albuquerque, 1959.
104. *Leith C. K., Harder E. C.* U. S. Geol. Surv., Bull., 1908, N 338, 1.
105. *Knopf A. U. S.* Geol. Surv., Bull., 1908, N 358, 1.
106. *McCarthy E. T.* Trans. Inst. mining, metallurgy, London, 1896, 4, N 2, 54.
107. *Coolins H. F.* Trans. AIME, 1902, 31, 446.
108. *Weed W. H.* The copper mines of the world. N. Y.—London, 1908.
109. *Spurr J. E., Garrey G. H., Fenner C. N.* Econ. Geol., 1912, 7, N 5, 341.
110. *Stone J. G.* Econ. Geol., 1959, 54, N 6, 580.
111. *Johnston W. D., Vaskoncellos F. M.* Econ. Geol., 1945, 40, N 1, 34.
112. *Dolmage V., Brown C. E. G.* Canad. Mining. a. Metall., Bull., 1945, 38, N 393, 29.
113. *Smith G.* Am. Min., 1954, 39, N 5-6, 531.
114. *Eckermann H.* Geol. För. Förhandl., 1922, 44, H. 3-4, N 349; 1923, 45, H. 6-7, N 355; Min. Mag., 1950, 29, N 211, 755.
115. *Henriques Ake.* Ark. min., geol., 1966, 4, H. 1, 1.
116. *Eckermann H.* Geoch., cosm. Acta, 1967, 31, N 11, 2253.
117. *Сущинский П. П.* Тр. СПб. об-ва ест., 1905, 33, вып. 5, 99; 1912, 36, 152.
118. *Callisen K.* Medd. Dansk. geol. For., 1956, 13, H. 3, 203.
119. *Tilley C. E., Harwood H. F.* Min. Mag., 1931, 22, N 132, 439; *Tilley C. E.* Bull. Comm géol. Finl., 1947, N 140, 98.
120. *Tilley C. E.* Quart. J. Geol. Soc. London, 1958., 113, pt 3, 269.
121. *Wenk H. R.* Eclogae Geol. Helvetica, 1956, 49, 251; Geol. Rundschau, 1962, 52, 754; Contrib. min., petrol., 1969, 88, N 3, 238.
122. *Trommsdorff V.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1968, 48, H. 3, 655.
123. *Watters W. A.* Mineralien und Lagerstätten in Ostbauern. Regensburg, 1953.
124. *Strunz H.* Mineralien und Lagerstätten in Ostbauern. Regensburg, 1953.
125. *Schiavinate G.* Mem. Inst. Geol. Univ. Padona, 1948, 15, N 1, 19.
126. *Gianotti C.* Atti Soc. Toscana Sci., nat., 1924, 33, N 2, 74.
127. *Horiuchi H.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1958, 9, N 10, 45.
128. *Takahashi H.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1958, 9, N 10, 35.
129. *Ueno M.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1958, 9, N 10, 1.
130. *Takahashi H., Ueno M.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1960, 11, N 7, 28.
131. *Horiuchi H.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1960, 11, N 7, 45.
132. *Fukuchi N.* Beitr. Min. Japan, 1907, N 3, 31.
133. *Sekine Y.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1958, 9, N 10, 11.
134. *Inone H., Doi K.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1958, 9, N 10, 25.
135. *Dawson J. B., Sahama Th. G.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 131.
136. *De Jager D. H., Simpson W.* Ann. Geol. Surv. South Africa, 1962, N 1, 127.
137. *Smith G.* Trans AIME, 1904, 34, N 3, 131.
138. *Fuchs L. H.* Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 2040.
139. *Перцев Н. Н.* В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 359.
140. *Greenwood H.* Am. Min., 1967, 52, N 11-12, 1669.
141. *Clark C. B. J.* Am. Ceram. Soc., 1946, 29, N 1, 25.
142. *Vei Chow Juan.* J. Geology, Chicago, 1950, 58, N 1, 1.
143. *Grodziewicz W. H., Van Uitert L. G. J.* Am. Ceram Soc., 1963, 46, N 7, 356.
144. *Christophe-Michel-Levy M.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 84, N 1, 29.
145. *Батанова А. М., Ормонт Н. Н.* Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, геол., 1964, № 5, 70.
146. *Day A. L., Sheperd E. S. J.* Am. Chem. Soc., 1906, 28, N 19, 1089; Am. J. Sci., 1906, ser. 4, 22, N 130, 265.
147. *Rankin G. A., Wright F. E.* Am. J. Sci., 1915, ser. 4, 39, N 229, 1.
148. *Ferguson J. B., Merwin H. E.* Am. J. Sci., 1917, ser. 4, 58, N 285, 165.
149. *Heimann R., Franke W.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1970, 47, H. 3, 165.
150. *Коляго С. С.* Геология рудных месторождений, 1969, 11, № 5, 87.
151. *Калинин Д. В.* Геология и геофизика, 1967, № 1, 123.
152. *Сыромятников Ф. В., Воробьев И. М.* ДАН СССР, 1969, 184, № 3, 690.
153. *Калинин Д. В.* Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969, 25, 56—64, 76—78, 102—103; *Калинин Д. В., Шведенков Г. Ю.* В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1972, 39.

154. *Lehmann H., Ohnemüller W., Solf A.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1970, 48, N 4, 147.
 155. *Harker R. I., Tuttle O. F.* Am. J. Sci., 1956, 254, N 5, 239; *Danielsson A.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1950, 1, N 1, 55.
 156. *Мельник Ю. П.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, № 4, 52.
 157. *Ellis A. J., Fyfe W. S.* Am. Min., 1956, 41, N 9-10, 805.
 158. *Жариков В. А., Шмудович К. И.* Геохимия, 1969, № 9, 1039.
 159. *Miyashiro A.* Japanese J. geol., geogr., 1960, 31, N 2-4, 247.
 160. *Enrenberg H.* Zs. phys. Chem., 1931, A, 14, N 6, 421.
 161. *Vogt J. H. L.* Zs. Krist., 1892, 1, 66.
 162. *Лапин В. В.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 281.
 163. *Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В.* Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, 1952.
 164. *Cox P. E.* Ceramic age, 1946, 47, N 6, 259.
 165. *McMahon J. F. J.* Canad. Ceram. Soc., 1954, 23, 93.
 166. *Кантор М. З.* ДАН ТаджССР, 1956, вып. 15, 19.
 167. *Kabesh M. S.* Bull. Geol. Surv. Depart. Republ. Sudan. Ministry Min. Resources, 1959, N 5, 3.
 168. *Петров В. П.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, № 95, 3.
 169. *Mandt P.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1965, 42, N 10, 385.
 170. *Шоболов С. П.* В кн.: Неметаллические полезные ископаемые. Итоги науки. ВИНТИ АН СССР, 1971, 39.
 171. *Agrell S. O.* Am. Min., 1950, 35, N 12, 1080.
 172. *Tilley C. E.* Am. Min., 1937, 22, N 12, 727; Min. Mag., 1937, 24, N 159, 569.

Бустамит Bustamite



Назван по имени А. Бустаменте (Броньяр, 1826).

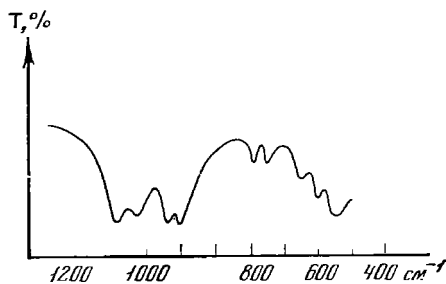
Характ. выдел. Радиально-лучистые и волокнистые агрегаты, реже крупные призматические кристаллы и сплошные кристаллические массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 15,412$, $b_0 = 7,157$, $c_0 = 13,824$ Å, $\alpha = 89^\circ 29'$, $\beta = 94^\circ 51'$, $\gamma = 102^\circ 56'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,153 : 1 : 1,931$; $Z = 4$ [1]. Параметры a_0 и c_0 бустамита можно получить удвоением соответствующих параметров волластонита, в отличие от которого структура бустамита является сверхструктурой [2, 3]. Согласно Пикору и Бёргеру [1], Пикору и Прюиту [4] и Белову [5], основу структуры бустамита, как и волластонита, составляют бесконечные ленты из $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{O}_6$ -октаэдров, лежащие в плоскости bc и вытянутые вдоль оси b . Ленты имеют ширину в три октаэдра; вдоль оси b (поперек ленты) чередуются три CaO_6 -октаэдра и три MnO_6 -октаэдра. Вдоль ленты с ребром каждого второго $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{O}_6$ -октаэдра сопряжена диортогруппа $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, а через нечетные октаэдры перекинуты «мостики» из тетраэдров SiO_4 , соединяющие диортогруппы в бесконечную цепочку $[\text{Si}_{2+1}\text{O}_9]$, параллельную оси b . Составляющие основу структуры катионные ленты разделены в плоскости bc колонками из тех же октаэдров, но пустых. Заметное различие между CaO_6 - и MnO_6 -октаэдрами и упорядоченное их расположение позволяют считать бустамит не Mn-разновидностью волластонита, как ранее предполагалось [2, 6, 7], а двойной солью $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$ [8]. Однако Ca и Mn, по-видимому, могут замещать друг друга; как показывают анализы, отношение Ca : Mn может существенно отличаться от 1 : 1; избыточный Ca замещает лишь те атомы Mn, которые находятся только в позиции Mn (I) [4]; Fe^{2+} может находиться в структуре в октаэдрической и тетраэдрической координациях [9].

Хорошо образованные кристаллы не известны.

Физ. св. Сп. по (010) весьма совершенная, по (110) и $(1\bar{1}0)$ — совершенная, по (100) — отчетливая. Плоскости спайности имеют следующие координаты [10]:

	φ	ρ
<i>a</i>	100	139° 53'
<i>b</i>	010	0 00
<i>m</i>	110	94 33
<i>M</i>	110	44 58



Фиг. 173. ИК-спектр бустамита (по Риалу)

Излом неровный или ровный (по спайности). Хрупок. Тв. 4—5. Уд. в. 3,17—3,46. Как показал Сундиус, удельный вес возрастает пропорционально увеличению содержания (Mn + Fe) [6]. Цв. коричневый, розовый, серовато-розовый, розовато-желтый, серый. Черта розовато-белая. По оптическим спектрам поглощения установлено, что розовая окраска бустамита связана с Mn^{2+} в октаэдрической координации, а коричневая возникает при наложении полос Mn^{2+} на сильное фоновое поглощение [9]. Бл. на плоскости спайности стеклянный, в изломе — жирный. Просвечивает, иногда прозрачен. Некоторые образцы в ультрафиолетовых лучах люминесцируют ярко-красным цветом [11]. ИК-спектр бустамита (фиг. 173) подобен спектру волластонита и характеризуется рядом полос: интенсивная полоса с четырьмя максимумами в области 1100—850 cm^{-1} — асимметричные валентные колебания связи Si—O; полоса с тремя максимумами в области 750—550 cm^{-1} — симметричные валентные колебания Si—O; полоса с тремя максимумами в области 550—400 cm^{-1} — деформационные колебания Si—O и валентные колебания Ca—O, Mn—O в октаэдрах; полосы 3400 и 1610 cm^{-1} соответствуют валентным и деформационным колебаниям гидроксидов адсорбированной воды [12, 13].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (—). Данные об оптической ориентировке бустамита противоречивы. Согласно Хюю [11], φ и ρ для *Ng* 88 и 62°, для *Nm* 252 и 29°, для *Np* 354 и 83° (в центре проекции ось *b*). По Сундиусу [6], оптическая ориентировка бустамита совершенно аналогична ориентировке волластонита. По наиболее достоверным данным Браунера [14], ориентировка бустамита существенно отличается от волластонитовой; положение осей индикатрисы определяется координатами φ и ρ для *Ng* 11,7 и 67,9°, для *Nm* 115,2 и 20,0°, для *Np* 251,0 и 38,8°. Показатели преломления и величина 2V сильно варьируют, возрастают при увеличении содержания (Mn + Fe): $n_g = 1,676$ —1,710, $n_m = 1,674$ —1,703, $n_p = 1,662$ —1,695; 2V = 34—45° [6].

Дисперсия показателей преломления и оптических осей сравнительно невелика [6]:

	n_g	n_m	n_p	2V (вычисл.)
656,3 н.м	1,68458	1,68280	1,66977	40° 28'
Na-свет	1,68670	1,68493	1,67198	40 56
485,12 н.м	1,69856	1,69648	1,68342	43 12

В шлифах часто наблюдаются двойники по (110) или (110) [6]. Обогащенные кальцием бустамиты содержат обильные пластинки клинопироксена, ось *c* которого параллельна оси *b* бустамита [15].

Хим. Теор. состав: CaO — 29,97, MnO — 37,91, SiO₂ — 32,12 (при Ca : Mn = 1 : 1). Вследствие взаимного замещения Ca и Mn это отношение может значительно отклоняться от теоретического (хим. анализы 1 и 2). Кроме того, CaO₆- и MnO₆-октаэдры могут заселяться Mg, Fe и, в меньшей степени, Zn (MgO — до 1,90%, FeO — до 8,63% — анализы 6 и 7). Несмотря на отсутствие в природе полного ряда промежуточных минералов между волластонитом и бустамитом, при высокой температуре, по-видимому, существует непрерывный твердый раствор с неупорядоченным распределением катионов [2, 6, 7, 16].

Анализы:									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,02
K ₂ O	—	—	—	—	0,27	—	—	0,49	0,01
MgO	0,65	1,06	0,50	0,92	1,18	0,88	1,90	1,07	0,10
CaO	25,20	22,62	22,04	20,52	18,16	14,98	14,93	12,24	12,75
FeO	0,27	—	0,25	2,99	0,48	8,63	1,87	0,75	6,89
MnO	25,20	27,69	28,30	26,51	31,65	26,50	33,04	38,09	30,37
ZnO	0,53	—	0,07	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	0,19	—	—	0,10	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	1,11	—	1,02	сл.	0,31	1,91
Fe ₂ O ₃	—	—	—	Не обн.	—	Не обн.	—	0,02	1,24
SiO ₂	48,44	47,78	48,27	47,93	47,66	46,32	48,31	46,25	47,24
TiO ₂	—	—	—	Не обн.	—	0,03	—	0,02	Не обн.
H ₂ O ⁺	—	—	0,12	—	—	1,05	—	Не обн.	—
H ₂ O ⁻	—	0,21	—	—	—	0,24	—	0,13	0,08
П. п.	0,34	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,63	99,36	99,55	100,04*	99,59	99,65	100,05	100,08**	100,61
Уд. в.	—	3,317	3,324	—	3,386	3,425	3,420	—	3,46
n _g	1,676	1,68670	1,690	1,692	1,692	1,707	1,703	—	1,710
n _m	1,674	1,68493	1,688	—	1,695	1,705	1,701	—	1,708
n _p	1,662	1,67198	1,675	1,681	1,681	1,692	1,687	—	1,695
(—) 2V	44°	40,9°	44,1°	37°	43,3°	35°	36,2°	—	34°
CaO:MnO	1,27	1,04	0,98	0,98	0,75	0,71	0,57	0,41	—

* В том числе S — 0,12 (—O=S 0,06). ** В том числе CO₂ — 0,44.

1 — Франклин, шт. Нью-Джерси (США), анал. Шэнон [10]; 2 — Лоигбан (Швеция), анал. Бликс [6]; 3 — Франклин, шт. Нью-Джерси, анал. Ассарсон [6]; 4 — Донинское месторождение (Забайкалье), анал. Книлович [17]; 5 — Лоигбан (Швеция), анал. Линдстрём [6]; 6 — Требуруланд, Корнуэлл (Англия) [18]; 7 — Лоигбан (Швеция), анал. Бигден [6]; 8 — Нодатамагава, преф. Иватэ (Япония), анал. Харамура [19]; 9 — Девоншир (Англия), анал. Хаун [20].

Хим анализы см. также [21].

Наход. Типичный минерал марганцевых и известково-марганцевых скарнов, постоянный спутник контактово-метаморфизованных руд. Местами образует мономинеральные скарновые тела, но более обычен в ассоциации с тефроитом, родонитом, пироксмангитом, йохансенитом, шефферитом, браунитом, спессартином, родохрозитом, манганокальцитом, диопсидом, волластонитом и др.

Встречен в контактовой зоне Далидагской интрузии (АзССР) в составе марганцевых скарнов [22]. Почти мономинеральные бустамитовые скарны известны в Тагило-Кушвинском районе на Урале (месторождения Казанское, Липовское и Хахинское) [23]. Вместе с родонитом, браунитом, тефроитом, спессартином, гаусманитом и марганцевыми карбонатами входит в состав марганцевых руд Успенской тектонической зоны (рудопроявления Джумарт и Камыс) [24, 25]. Распространен в Алтын-Топканском месторождении (ТаджССР) [26, 27]. В скарнах Донинского свинцово-цинкового месторождения (Забайкалье) бустамит сопровождается диопсидом и сульфидами (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит), но встречаются и участки мономинеральных бустамитовых скарнов [16]. В Южно-Хинганском месторождении (Приморье) найден в небольшом количестве в регионально-метаморфизованных нижнекембрийских Mn-содержащих породах [28]. За рубежом бустамитсодержащие марганцевые скарны имеются в месторождениях Японии: Охори (преф. Ямагата), Нодатамагава (преф. Ивате), Касо (преф. Тотиги), Соко и Мукойяма (преф. Киото), Ваги, Кусуги и Такамори (преф. Ямагути) и другие; помимо обычных марганцевых скарновых минералов — спутников бустамита во многих из этих месторождений — отмечены марганцевые члены группы гумита — алле-

ганита и сонолит [19, 29—31]. В США бустамит давно известен в месторождениях района Франклина (шт. Нью-Джерси). Помимо тефроита, родонита (с ним бустамит нередко дает гомосеовые сростки), мангангеденбергита, глаукохроита, родохроита, манганита, пирохроита и других обычных спутников бустамита, минеральная ассоциация здесь включает магнезиальные и известковые скарновые минералы (шпинель, флогопит, куспидин, флюоборит, минералы группы гумита, диопсид, андрадит) и минералы цинка (виллемит, франклинит, цинкит, ганит, гетеролит) [6, 10, 11, 32]. В шведском месторождении Лонгбан бустамит ассоциируется с родонитом, шефферитом, тефроитом и другими минералами [6]. В скарнах Новары (Италия) он встречается совместно с мангангеденбергитом, йохансенитом, пироксмангитом, шефферитом и родонитом [21]. В марганцевых скарнах Девоншира и Корнуэлла (Англия) — в ассоциации с родонитом, тефроитом, спессартином, а также с пиротином [20]. В месторождении Саса (Югославия) бустамит и железистый йохансенит входят в состав скарнов со свинцово-цинковым оруденением [33]. В месторождении Брокен-Хил (Австралия) бустамит находится в ассоциации с манганпироксманлитом и йохансенитом [34].

Отл. От родонита и пироксмангита отличается меньшим удельным весом, отрицательным оптическим знаком, более низкими показателями преломления; кроме того угол $2V$ у бустамита меньше, чем у родонита, а двупреломление меньше, чем у пироксмангита.

Искусств. Получен путем выдерживания родонита на воздухе при 1200° в течение 1 часа [30]. При 1070° в атмосфере азота за 15,5 час. осуществлен полный переход природного йохансенита в бустамит [34].

Межплоскостные расстояния бустамита из Брокен-Хила (Австралия) *

FeK α -излучение, Мп-фильтр, $D = 114,59$ 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>
200	10	7,29	12 $\bar{3}$; 412	10	2,701	<10	1,887
$\bar{2}01$	<10	6,76	123	20	2,618	<10	1,852
$1\bar{1}2$	<10	4,78		10	2,551	<10	1,824
112; $2\bar{1}2$	10	4,35		10	2,5035	40	1,775
$\bar{1}13$; 302	<10?	3,88		40	2,4545	10	1,746
$4\bar{1}0$; $3\bar{1}2$	30	3,675		30	2,389	50	1,706
113; 401	10	3,56		20	2,261	50	1,6655
021; $0\bar{2}1$	30	3,39		50	2,2235	20	1,6555
104	10	3,31		20	2,1135	<10	1,608
$\bar{1}22$; $12\bar{1}$	70	3,195		20	2,101	30 ш.	1,552
$0\bar{1}4$; 022	<10	3,109		10	2,020	10	1,504
$12\bar{2}$; 501	60	2,982		20	1,9535	20 ш.	1,4785
501; $3\bar{2}2$	100	2,872		20	1,915	20	1,442

Кроме того, 8 линий
до 1,236

* ASTM, 13-175; $a_0 = 15,46$, $b_0 = 7,18$, $c_0 = 13,84$, $\alpha = 89^\circ 34'$, $\beta = 94^\circ 53'$, $\gamma = 102^\circ 47'$.

Л и т е р а т у р а

1. Peacor D. R., Buerger M. J. Zs. Krist., 1962, **117**, Н. 5-6, 331.
2. Berman H., Gonyer F. A. Am. Min., 1937, **22**, N 5, 215.
3. Liebau F., Sprung M., Thile E. Zs. anorg., allgem. Chem., 1958, **297**, Н. 3-4, 213.
4. Peacor D. R., Prewitt C. T. Am. Min., 1963, **48**, N 5-6, 588.
5. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 3, 231.
6. Sundius N. Am. Min., 1931, **16**, N 10, 411; N 11, 488.
7. Schaller W. T. Am. Min., 1955, **40**, N 11-12, 1022.
8. Buerger M. J. Proc. Nation. Acad. Sci., Washington, 1956, **42**, N 3, 113.
9. Manning P. Canad. Min., 1968, **9**, pt. 3, 348; 1970, **10**, pt. 4, 677.
10. Larsen E. S., Schannon E. V. Am. Min., 1922, **7**, N 6, 95.
11. Hey M. H., Min. Mag., 1929, **22**, N 127, 193.
12. Ryall W., Threadgold I. Am. Min., 1966, **51**, N 5-6, 754.

13. *Lazarev A. N.* Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1966, 65, 116.
14. *Brauner R. N.* Jb. Min., Monatsh., 1960, H. 7-8, 145.
15. *Wilkins R. W. T.* Am. Min., 1977, 62, N 5-6, 465.
16. *Schaller W. T.* Am. Min., 1938, 23, N 7-8, 575.
17. *Смирнов С. С.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1955, 122.
18. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1946, 27, N 194, 236.
19. *Takeuchi T., Sugaki A., Suzuki T., Abe H.* Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1961, 7, N 2, 153.
20. *Howie R.* Min. Mag., 1965, 34, N 268, 249.
21. *Bertolani M.* Period. min., Roma, 1967, 36, N 3, 1011.
22. *Кашкай М. А., Мамедов А. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, вып. 5, 108.
23. *Овчинников Л. Н.* Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 39, 236.
24. *Каюпова М. М.* Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 2 (43), 53.
25. *Новохатский И. П., Бондаренко И. И., Кивун В. И.* и др. В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967, 2, 93.
26. *Серебрицкий А. И.* Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, 113, 131.
27. *Еникеев М. Р.* Научн. тр. Ташкентск. ун-та, 1970, вып. 371, 56.
28. *Чеботарев М. В.* Сов. геология, 1958, № 8, 114.
29. Introduction to Japanese minerals. Geol. Surv. Japan, 1970, 45, 192.
30. *Motoi H.* Min. Mag., 1964, 34, N 268, 249.
31. *Yoshinaga M.* Mem. Fac. Sci., Kyushu univ., ser. D. geol., 1963, 14, N 1, 1.
32. *Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.,* 1935, N 180, 70.
33. *Barić Lj.* Fortschr. Min., 1961, 39, H. 1, 137.
34. *Hutton C. O.* Am. Min., 1956, 41, N 7-8, 581.

Пектолит Pectolite



Назван от греч. πηξτος (пектос) — замерзший и λίθος (литос) — камень; название дано по сходству полупрозрачных кристаллических зерен пектолита со льдом (Кобель, 1828).

Сичон. Фотолит — Photolith; осмелит — Osmelith (Брайтхаупт, 1827; 1832; Берцеллиус, 1847; Ригель, 1847); стеллит — stellite (Томпсон, 1836).

Разнов. Манганпектолит; валькерит.

Характ. выдел. Волокнистые, радиально-лучистые или столбчатые агрегаты, фарфоровидные плотные выделения.

Структ. и морф. крист. Трикл. с $C_i^1 - \bar{P}1$. $a_0 = 7,99$, $b_0 = 7,04$, $c_0 = 7,02 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ 31'$, $\beta = 95^\circ 11'$, $\gamma = 102^\circ 28'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,135 : 1 : 0,997$; $Z = 2$ [1].

Структура пектолита очень близка к структуре волластонита [1, 2]. В основе ее — те же «волластонитовые» цепочки $[\text{Si}_3\text{O}_9]$; Са-октаэдры, имеющие по 3 общих ребра, так же располагаются в слоях, параллельных (101). Са(1) и Са(2), как и в волластоните, находятся в правильной октаэдрической координации и, соединяясь общими ребрами, образуют в слое (101) ленты, параллельные оси b . Ленты соединены Na-полиэдрами, а в волластоните Са(3); атомы Na сильно приближены к трем атомам кислорода О(2), О(3), О(4) и удалены от трех других атомов кислорода на значительно большее расстояние, чем сумма ионных радиусов $\text{Na} + \text{O}$; вследствие этого Na-полиэдр весьма близок к тригональной пирамиде. Протоны находятся между атомами О(3) и О(4), принадлежащими соседним SiO_4 -тетраэдрам. За счет водородной связи расстояние О(3)—О(4) сильно сокращено, что привело к значительному уменьшению параметра b_0 в пектолите по сравнению с b_0 волластонита. Расстояния Si—O в кремнекислородных тетраэдрах от 1,58 до 1,75 Å; Са—O = 2,25—2,51 и Na—O = 2,32—2,57 Å [3].

Пинакоидальный кл. $C_i - \bar{1}$, $a : b : c = 1,13069 : 1 : 0,9993$; $\alpha = 90^\circ 23'$, $\beta = 95^\circ 14'$, $\gamma = 102^\circ 42'$ [4].

До появления работ Уоррена и Биско [2] и Пиккока [4] пектолит, как и волластонит, отнеслся к моноклинным пироксенам, вследствие чего ранние гониометрические данные не могут быть использованы (см., например, [5] и Гольдшмидт, 1923).

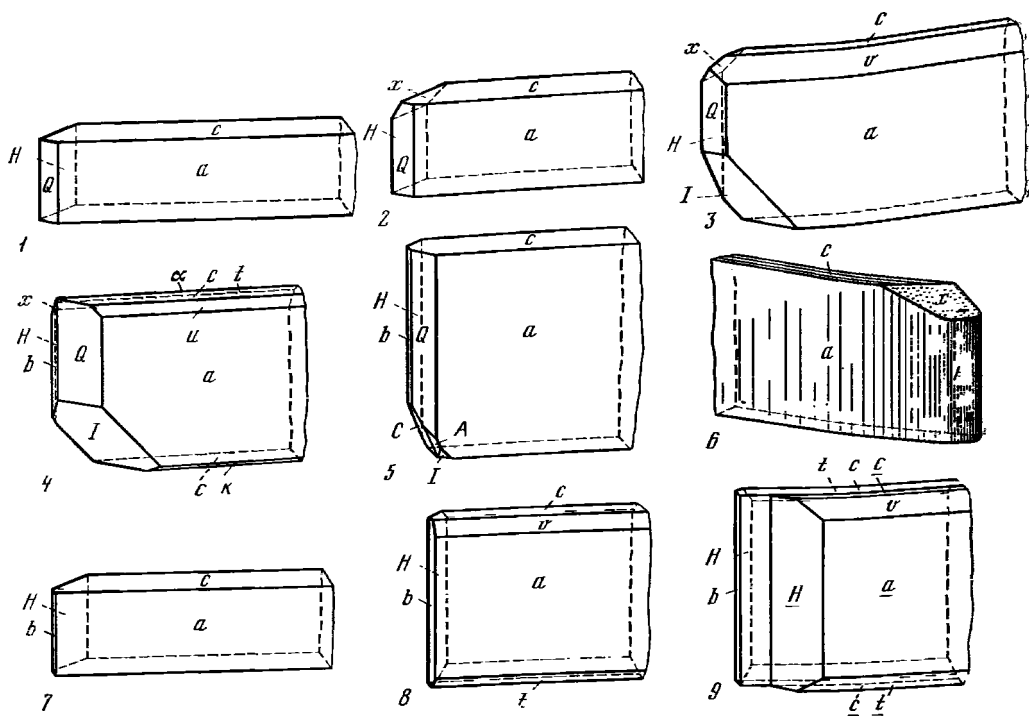
Формы (в установке Пикока) [4]:

	Φ_2	ρ_2		Φ_2	ρ_2		
<i>c</i>	001	84°33'	90°00'	<i>k</i>	$\bar{1}03$	101°39'	90°00'
<i>b</i>	010	1 43	12 48	α	$\bar{1}02$	109 39	90 00
<i>a</i>	100	0 00	90 00	<i>t</i>	$\bar{1}01$	128 49	90 00
<i>R</i>	120	0 34	34 13	<i>s</i>	$\bar{2}01$	149 45	90 00
<i>H</i>	110	0 20	48 34	<i>r</i>	$\bar{3}01$	159 06	90 00
<i>Q</i>	$\bar{1}\bar{1}0$	179 25	34 10	<i>j</i>	$\bar{4}01$	164 09	90 00
<i>B</i>	$\bar{1}\bar{2}0$	178 16	12 44	λ	$\bar{5}01$	167 17	90 00
<i>C</i>	021	61 33	29 59	γ	$\bar{7}01$	170 54	90 00
<i>q</i>	102	61 16	90 00	<i>I</i>	$\bar{1}\bar{1}1$	120 03	49 20
<i>v</i>	101	44 59	90 00	<i>A</i>	$\bar{1}\bar{2}1$	109 20	28 15
<i>u</i>	706	40 58	90 00	<i>x</i>	$\bar{1}\bar{1}1$	-43 46	55 09
<i>h</i>	$\bar{1}04$	97 27	90 00				

ac (100):(001) = 84°33'
ab (100):(010) = 77 17
aH (100):(110) = 41 26

aR (100):(120) = 55°43'
aQ ($\bar{1}00$):($\bar{1}\bar{1}0$) = 55 50
ar ($\bar{1}00$):($\bar{3}01$) = 22 36

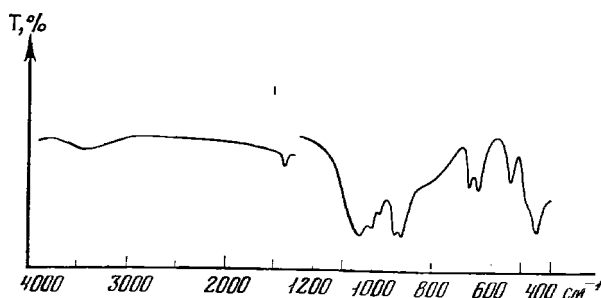
at (100):($\bar{1}01$) = 51°35'
ct (001):($\bar{1}01$) = 43 52



Фиг. 174. Кристаллы пектолита (по Пикоку)

1-6 — Патерсон, Нью-Джерси;
 7, 8 — Юнион-Хил, Нью-Джерси;
 9 — двойник из Юнион-Хила, Нью-Джерси (плоскость срастания (100), двойниковая ось [010])

Фиг. 175. ИК-спектр пектолита (по Риалу)



Кристаллы сильно вытянутые (до игольчатых) по оси *b*, реже уплощенные по оси *a*, что придает им характерный досчатый облик (фиг. 174). Наиболее развиты формы *a* и *b*, обычны *H* и *Q*, реже *X*; другие формы распространены значительно меньше. Двойники редки; двойниковой осью является ось *b*, плоскостью срастания — (100) [4].

Физ. Сп. совершенная по (100) и особенно по (001) [4]. Излом у кристаллов полураковистый, у агрегатов неровный. Хрупок. Тв. 4—5. Уд. в. 2,8—2,9, линейно увеличивается с увеличением содержания MnO [6]. Бесцветен, в агрегатах обычно серо-белый, серый, иногда серо-зеленый, бело-розовый, кремнево-белый, редко бурый до темно-бурого (по-видимому, от тонких механических примесей). Окраска не зависит от содержания Mn — даже манганпектолиты белые, светло-серые [7]. Полупрозрачен, реже прозрачен. Бл. стеклянный или перламутровый (по Хинце), иногда (в тонковолокнистых агрегатах) шелковистый [8]. При ударе и размальвании часто обнаруживает желтую флуоресценцию [9]. Теплопроводность 6,34 мкал/см·сек·град [10]. ИК-спектр пектолита характеризуется полосами: 3400, 1610 см⁻¹ (валентные и деформационные колебания молекул H₂O), 1395, 1060—1040—1010, 930, 680—650, 530, 490—450—415 см⁻¹ (фиг. 175) [11, 12].

Микр. В прох. свете бесцветен. Двуосный (+). Удлинение (+), погасание по отношению к удлинению прямое или почти прямое [4, 13]. Показатели преломления (см. при анализах) пектолитов с невысоким содержанием (MnO + FeO) колеблются в пределах: $n_g = 1,631—1,643$; $n_m = 1,603—1,615$; $n_p = 1,594—1,610$; $2V = 50—60^\circ$. Двупреломление 0,035—0,037. У марганцевых разновидностей светопреломление значительно выше, а $2V$ (см. манганпектолит) ниже [6].

Хим. Теор. состав: Na₂O — 9,31; CaO — 33,68; SiO₂ — 54,31; H₂O — е 2,70. Состав природных пектолитов незначительно отклоняется от теоретического, особенно у марганцевых разновидностей. Шэлер [6] показал, что замещение Ca на Mn сопровождается закономерным изменением межплоскостных расстояний. Содержание других примесей редко превышает десятые доли процента. В отличие от волластонита изоморфная примесь Fe для пектолита не характерна (редко до 2% FeO).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	8,81	8,90	9,01	8,99	8,02	8,06	9,98	12,28	8,84
K ₂ O	0,19	0,37	не обн.	0,60	0,09	0,15	0,55	0,16	сл.
MgO	сл.	—	не обн.	—	0,18	1,00	0,11	0,77	0,24
CaO	33,85	33,93	33,20	32,26	34,80	32,19	32,80	29,96	34,32
MnO	сл.	—	0,12	2,17	—	0,46	0,09	0,33	—
FeO	0,14	0,10	1,00	—	—	сл.	0,07	—	—
Al ₂ O ₃	0,21	0,24	не обн.	1,91	0,90	0,02	0,03	0,40	0,16
Fe ₂ O ₃	—	—	не обн.	1,39	0,08	0,40	не обн.	0,23	0,08
SiO ₂	52,89	52,73	53,80	49,00	52,54	53,74	53,28	52,54	53,03
H ₂ O ⁺	3,66	3,36	2,94	4,08	3,64	3,47	3,12	3,37	3,06
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,12	0,74	0,04	0,34	0,04
Сумма	99,75	99,63	100,07	100,40	100,37	100,34*	(100,07)	100,38	99,77
Уд. в.	2,86	2,86	—	2,90	2,812	—	—	—	—
n_g	1,631	1,632	1,636	1,643	1,631	1,630	1,630	—	1,634
n_m	1,603	1,604	1,605	1,612	1,601	1,605	—	—	1,605
n_p	1,594	1,595	1,600	1,610	1,592	1,592	1,600	—	1,597
$2V$	—	60°	50°	53°	57°	50°	58°	—	59°—61°30'

* В том числе SO₃ — 0,11.

1 и 2 — волокнистый, из серпентинита Хороканая, преф. Исикава (Япония) [14]; 3 — прозрачный лучистый пектолит, Патерсон (шт. Нью-Джерси, США), анал. Ф. А. Гонье [4]; 4 — волокнистый, из нефелинового сиенита, Кукисвумчорр (Кольский п-ов), анал. Вревская [13]; 5 — из габбро-норита, р. Малка (Северный Кавказ), анал. Герасимова [15]; 6 — из шаровых лав, р. Лабаз — Юктэ (Якутская АССР) [16]; 7 — из шаровых лимбургитов, ущелье р. Губазеули (Грузия), анал. Размадзе, в оригинале сумма 100,9 [17]; 8 — из шаровых лав, р. Нижняя Тунгуска (Красноярский край), анал. Колосова [8]; 9 — из перидотит-габбровых пород, Вестрича (Югославия), анал. Барич [18].

	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	9,70	9,15	9,70	9,08	9,28	7,87	7,96
K ₂ O	0,15	0,11	0,34	0,08	0,20	0,38	0,20
MgO	0,76	0,23	0,39	0,19	0,25	0,78	0,19
CaO	33,90	34,00	31,56	31,92	31,00	33,53	33,34
MnO	сл.	0,01	1,24	1,86	1,89	2,00	3,04
FeO	0,81	0,33	1,77	0,70	0,70	1,80	1,01
Al ₂ O ₃	0,50	0,66	0,67	0,40	0,42	0,62	0,42
SiO ₂	50,40	51,49	50,43	52,98	52,47	47,53	48,16
TiO ₂	0,10	0,04	0,23	0,05	0,04	0,13	1,05
H ₂ O	2,64	3,02	2,65	2,44	5,46	2,95	3,59
П. п.	0,61	0,98	0,63	—	—	2,17	—
Сумма	99,57	100,02	99,61	(99,70)	(101,76*)	99,76	100,00**
Уд. в.	2,88	2,77	2,88	2,88	2,86	2,78	2,86
n_g	1,630	1,630	1,635	1,635	1,635	1,640	1,640
n_p	1,592	1,592	1,597	1,600	1,609	1,605	1,607
$2V$	50—60°	—	—	—	—	—	—

* В том числе SrO — 0,05.

** В том числе TR₂O₃ — 1,04.

10 — р. Котуй, Таймыр, 11 — Желехов, Чехословакия; 12 — Расвумчорр, Хибинны; 13 — Кукисвумчорр, Хибинны, в оригинале сумма 99,91; 14 — Умбозеро, Ловозеро, в оригинале сумма 99,76; 15 — Куэльпор, Хибинны; 16 — Вуониемиок, Хибинны; 10—16 — анал. В. Н. Архангельская [19].

Состав редкоземельных элементов ($\Sigma TR = 100\%$) в пектолите, из района р. Котуй (Таймыр) [19]: Nd — 86,3, Ho — 6,8, Yb — 0,5, Y — 6,4; и из района Умбозера [19]: La — 23,5, Ce — 40,1, Pr — 2,2, Nd — 11,8, Sm — 6,6, Gd — 6,1, Y — 9,6.

Природа H₂O⁺ в пектолите долгое время была предметом дискуссий; Белянкин и Иванова [20] и Мак Лафлин [21] установили ее конституционный характер, а Бёргер [1] указал место протона в структуре. H₂O⁻, по-видимому, является адсорбционной (Дир и др., 1965).

Диagn. исп. В HCl разлагается, оставляя хлопьевидный осадок кремнезема, который после нагревания становится студенистым. П. п. тр. легко сплавляется в белую эмаль. В закр. тр. выделяет немного воды. Окрашивает пламя в желтый цвет.

Повед. при нагр. В результате прокаливания при 700° пектолит теряет воду и распадается на стекло и волластонит [19]; на кривых ДТА отмечается соответствующий этому превращению эндотермический эффект с максимумом при 735—780° [8, 19, 20]. Плавится около 1000° [21].

Находж. Пектолит встречается: 1) в щелочных породах и пегматитах; 2) в пустотах основных шаровых лав; 3) в гидротермально-измененных основных породах; 4) в скарнах и других контактовых образованиях.

Наибольшее число находок пектолита известно в прожилках и жилах, секущих нефелиновые сиениты; ассоциируется с астрофиллитом, юкспоритом, канкринитом, флюоритом, сульфидами (галенит, халькопирит), шпреуштейном, арфведсонитом, эпистолитом, томсонитом [5, 7, 13]. Пектолит в виде прожилков, жил и других выделений в нефелиновых сиенитах, фенитах, фойяитах, фонолитах является гидротермальным; он известен на Кольском п-ове — в Хибинских и Ловозерских тундрах [13, 22—24], в фенитах Ковдора и Турьего мыса, в участках гидротермального изменения щелочных пегматитов Африканды (с пренитом, мезолитом, сколецитом) [22, 25]; в толейитовом мелафире Желеховской долины (Чехословакия) [26]; в каксторпитях Южной Швеции [27]; в гидротермально-измененных нефелиновых сиенитах Марокко [28].

В жилах среди основных пород перидотит-габбрового комплекса встречен в горах Златибор около Быстрицы (Югославия) вместе с ксонотлитом [18]. К гидротермальным образованиям относится и пектолит в зоне карбонатизации фенитов в массивах Ковдор и Вуориярви (Кольский п-ов) [22]. В основных

шаровых лавах пектолит является типичным гидротермальным минералом пустот между лавовыми подушками; обычно он сопровождается апофиллитом, кальцитом, тунгуситом [8], ломонитом [17]. Выделения пектолита этого типа известны в траппах бассейна среднего течения Нижней Тунгуски [8], в шаровых лавах бассейнов рек Ерачимо и Тутончаны на северо-западе Сибирской платформы [16], в шаровых лимбургитах ущелья р. Губазеули (ГрузССР) [17]; в трапповых диабазах шт. Нью-Джерси (США) [29].

Гидротермальная пектолитизация основных пород местами имеет значительные масштабы. Так, в округе Вудсон, шт. Канзас (США) по перидотиту образовалась пектолит-флогопитовая порода, слагающая тело мощностью около 3,5 м; пектолит составляет 25% породы и ассоциируется с мелилитом, доломитом, серпентинитом, магнетитом [30]. В аналогичной обстановке встречен пектолит в серпентините Хороканай, преф. Исикава (Япония) [14]. В СССР на р. Малке (Северный Кавказ) встречены интенсивно пектолитизированные габбро-нориты [15]. В Талнахе (Красноярский край) пектолит найден [31] в зальбандах ангидритовых прожилков, секущих безоливиновые габбро-долериты дифференцированной трапповой интрузии, а также в псевдобрекчии; ассоциируется с волластонитом, ангидритом, гипсом, кальцитом, пренитом; образовался в низкотемпературную стадию метасоматического процесса.

На побережье Белого моря (Кольский п-ов) пектолит встречен в секущей древние амфиболиты кварц-кальцитовый жиле со свинцово-цинковым оруденением [32]. На Полярном Урале встречены пектолитовые прожилки мощностью 1—10 см, которые секут диабазовые жилы Войкаро-Сынинского гипербазитового массива [33].

Находки пектолита в связи с контактными образованиями немногочисленны. В одном из районов СССР пектолит встречен в зоне экзоконтакта щелочных интрузий, прорывающих архейские породы; образовался путем замещения волластонита, слагает прожилки; сопровождается К—Na-полевым шпатом, эгирином, флюоритом, майзеритом [34]. В сходных условиях пектолит обнаружен в роговиках месторождения Койташ (УзССР), где также образовался по волластониту [35]. В Великобритании, в Глен-Уркухарте (графство Инвернесс) в контакте известняков и серпентинитов известен пектолитовый скарн; пектолит находится в тесной ассоциации с пренитом [36].

Изм. Часто замещается кальцитом, до образования псевдоморфоз [34].

Искусств. Первые (не вполне достоверные) опыты по получению пектолита относятся к 80-м годам XIX столетия (Лемберг, Дельтер, Грот). Кларк и Бан синтезировали его из смеси извести и кварца в присутствии H_2O и CO_2 (150—200°, двое суток) [37]; те же авторы установили пектолит и ксонотлит в накипи паровых котлов. Пектолит образуется при гидротермальной обработке скаполита в щелочных средах ($pH \geq 11,4$, температура 260—280°, давление около 1000 атм) [38].

Отл. От волластонита отличается значительно более высоким двупреломлением, содержанием Na (можно обнаружить с помощью паяльной трубки), а также по характеру минеральных ассоциаций: пектолит весьма редок в скарнах, тогда как волластонит редко встречается вне скарнов. В виде волокнистых выделений иногда принимается за натролит [8], последний отличается очень низким светопреломлением, отрицательным рельефом и несколько большим углом 2V.

Разнов. Манганпектолит — manganpektolite [7] — обогащенный марганцем пектолит. Как показали Уорен и Биско [2], Махачки [39] и Шэллер [6], шизолит (схизолит) — schizolite [40] является манганпектолитом. В отличие от обычного пектолита для манганпектолита более характерны крупные монокристаллы и менее — радиально-лучистые агрегаты. Размеры кристаллов до $9 \times 3 \times 5$ см [24, 41]. Кристаллы толстотаблитчатые или призматические, удлиненные по оси *b* [41]. Наблюдались формы: *a* (100), *c* (001), *b* (010), *r* (102), *n* (101), *s* (201), *e* (111), *v* (101), *w* (102), *q* (103). Наиболее развита грань *c*; грань *a* обычно узкая; грань *b* встречается редко. Спайность

весьма совершенная по (001) и совершенная по (100) [23, 41, 42]. Содержание Mn сильно варьирует; анализы указывают на существование переходных членов от пектолита к серандиту. Характерно высокое содержание TR.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	8,99	5,65	9,97	10,71	7,72
K ₂ O	—	0,55	—	—	0,74
MgO	не обн.	0,85	—	—	0,10
CaO	30,28	22,56	22,89	19,48	12,72
FeO	—	0,67	2,74	2,79	—
MnO	4,25	9,62	9,84	12,90	15,92
SrO	—	1,15	—	—	0,28
Al ₂ O ₃	не обн.	1,46	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,10	0,21	—	—	0,88
Ce ₂ O ₃	—	0,22	0,94	1,47	1,00
Y ₂ O ₃	—		1,03		
SiO ₂	53,03	52,03	51,06	51,06	49,10
TiO ₂	—	0,18	0,62	0,68	0,02
MnO ₂	—	—	—	—	9,35
H ₂ O ⁺	2,43	4,93	0,55	1,36	1,15
H ₂ O ⁻		0,39			
Сумма	99,90*	100,47	99,64	100,45	98,98
Уд. в.	—	—	2,993	3,089	2,95—2,97
<i>n_g</i>	—	—	1,660	—	1,677
<i>n_m</i>	—	—	1,636	—	1,641
<i>n_p</i>	—	—	1,631	—	—
2V	—	—	47°	—	51°

* В том числе CO₂ — 0,82.

1 — Магнет-Ков (США), анал. Вильямс [7]; 2 — гора Вавнбед, Ловозерский массив (Кольский п-ов), анал. Новороссова, кроме того, ZrO₂ — 0,018, Be до 0,0004% [24]; 3—4 — Гренландия, анал. Христенсен [5]; 5 — гора Пункаруайв, Ловозерский массив (Кольский п-ов), анал. Владимирова [41].

С увеличением содержания MnO показатели преломления и уд. вес возрастают, а угол 2V уменьшается (см. анализы пектолита). Чрезмерно высокие показатели преломления, приводимые Шэлером [6] (*n_g* = 1,705; *n_m* = 1,682; *n_p* = 1,680; 2V = 33—35°), по-видимому, относятся к частично измененному материалу. Свежий манганпектолит бесцветный или светло-буроватый, прозрачный, со стекляннным блеском [41, 43]. При изменении в поверхностных условиях мутнеет, приобретает темно-бурю окраску. На последней стадии изменения образуется рыхлое землистое вещество черного цвета, обогащенное двуокисью марганца и водой.

Встречается редко и только в связи с массивами щелочных пород. В СССР («шизолит») известен только на Кольском п-ове — в Хибинских и Ловозерских тундрах. Наиболее распространен в усингитовых породах. В крупных пегматитовых телах комплексов нефелиновых сиенитов и эвдиалитовых луювритов отмечен на горах Пункаруайв, Аллуайв, Вавнбед, Карнасурт и по долинам рек Муруай, Тюльбнюуай, Тавайок, Уэлькуай, Куфтуай [24, 41, 43, 44]; характерна ассоциация с эгирином, натролитом, альбитом, гакманитом, усингитом. В связи с гидротермально-измененными нефелиновыми сиенитами манганпектолит известен в Магнет-Ков (Арканзас, США) [7] и в Гренландии в массиве Илимаусак [5, 45].

В а л ь к е р и т — walkerite [46] описан как магнезиальная разновидность пектолита (~5% MgO). Встречен в долеритах Шотландии (Косторфин-Хил) в виде столбчатых мясо-красных агрегатов. Необычная окраска и высокое содержание воды (более 5%) делают, однако, сомнительной принадлежность минерала к пектолиту. Кроме того, хим. анализ, на основании которого диагно-

стирован материал, обнаруживает сильно заниженное содержание Na_2O и значительное отклонение суммы от 100%: Na_2O — 6,50, K_2O — 0,85, MgO — 5,12, CaO — 28,64, SiO_2 — 52,20, H_2O — 5,28; сумма 98,59.

Межплоскостные расстояния пектолита из Берген-Хила, шт. Нью-Джерси (США) *

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
100	50	7,83	$\bar{1}02$	60 ш.	{ 3,33	20	2,227	30	1,781
101	50	7,03	201		{ 3,28	60	{ 2,191	60	1,752
$\bar{1}01$	50	5,50	2 $\bar{1}1$	50	3,16	60	{ 2,166	60	1,716
101	10	4,98	210; $\bar{1}21$	80	3,10	20	2,090	20	1,675
$\bar{1}11$	10	4,55	120; $\bar{2}\bar{2}0$	100	2,921	30	{ 2,053	40	1,661
$\bar{1}\bar{1}1$	20	4,00		60	2,739	30	{ 2,002	40	1,603
200	60	3,90		60	2,600	20	1,945	20	1,570
111; $\bar{2}\bar{1}0$	20	3,77		50	2,430	40	1,926	50	1,554
$\bar{2}01$	50	3,52		50	2,338	40	1,877	20	1,521
020	40	3,43		60	2,298	40	1,831		

Кроме того,
27 линий
до 0,999

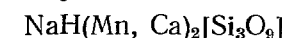
* ASTM, 12-238; $a_0 = 7,99$, $b_0 = 7,04$, $c_0 = 7,02$ Å; $\alpha = 90^\circ 03'$, $\beta = 95^\circ 17'$, $\gamma = 102^\circ 28'$.

Л и т е р а т у р а

- Buerger M. J. Proc. Nation. Acad. sci., Washington, 1956, 42, N 3, 113; Zs. Krist., 1956, 108, 248.
- Warren B. E., Biscoe J. Zs. Krist., 1931, 80, 321.
- Wyckoff R. W. G. Crystal Structures, 1968, 4, 316.
- Peacock M. A. Zs. Krist., 1935, 90, 97.
- Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1905, 26, 121.
- Schaller W. T. Am. Min., 1955, 40, N 11-12, 1022.
- Williams J. E. Zs. Krist., 1890, 18, 386.
- Кудряшова В. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20, 212.
- Palache Ch. Am. Min., 1928, 13, N 7, 332; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, N 180, 65.
- Horai K., Symmons G. Earth. Planet. Sci. Lett., 1969, 6, N 5, 359.
- Ryall W., Threadgold I. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 754.
- Лазарев А. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов сер., 1966, 65, 116.
- Костылева Е. Е. Изв. Росс. Акад. наук, сер. 6, 1925, № 9, 383.
- Narada Z. J. Fac. sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, Geol., 1934, 2, N 4, 455.
- Сердюченко Д. П., Каденский А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1, 31.
- Анастасенко Г. Ф. Уч. зап. Ин-та геологии Арктики, 1965, вып. 6, 16.
- Схиртладзе Н. И. ДАН СССР, 1966, 169, № 6, 1417.
- Majer V., Varič L. Tscherm. min., petr. Mitt., 1971, 15, N. 1, 43.
- Семенов Е. И., Максимова И. Е., Архангельская В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1976, 105, вып. 2, 154.
- Bel'jankin D. S., Iwanowa W. P. Zbl. Min., 1933, A, N 10, 327.
- McLaughlin R. I. W. Other minerals in the differential thermal investigation of clays. London, 1957.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 227.
- Бонштедт Э. М. Докл. Росс. Акад. наук. Сер. А, 1925, 17.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 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 полуострова и Северной Карелии. Недра, 1965, 426.
- Kaspar J. V. Vestník Stat. geol. úst., Ceskosl. republ., 1941, 17, N 11, 42.
- Adamson O. J. Göl. För. Förhandl., 1944, 66, N. 2, N 437, 113.
- Jérôme E. C. R., Paris, 1950, 230, N 1, 110.
- Gardiner G. Rocks a. Minerals, 1965, 40, N 7, 481.
- Franks P. C. Am. Min., 1959, 44, N 9-10, 1082.
- Рябов В. В. Геология и геофизика, 1973, № 9, 128.
- Федотова М. Г. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 170.

- Маслов М. А., Савельева Г. Н. В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, 1965, вып. 5, 105.
- Рудницкая Е. С. Мин. сырье, 1970, вып. 22, 173.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации западного Узбекистана. Изд-во ФАН УзССР, 1971.
- Francis G. H. Bull. British Mus. (Nat. history), Mineralogy, 1958, 1, N 5, 123.
- Clark L. M., Bunn C. W. J. Soc. chem. industr., 1940, 59, N 8, 155.
- Белицкий И. А., Букин Г. В., Зюзин Н. И. В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966, 4, 82.
- Machatschki F. Zbl. Min., 1932, A, N 3, 69.
- Winter Ch. Medd. Grønland, 1901, 24, 196.
- Герасимовский В. И. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд-во АН СССР, 1937, 231.
- Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. кольская, 1933, вып. 3, 48.
- Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 120.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 456.
- Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969, 85.
- Heddle. Min. Soc., London, 1880, 4, 121.

Серандит Serandite



Назван по имени французского минералога-коллекционера Ж. Серана [1].
Синон. Са-содержащий манганпектолит [2].

Характ. выдел. Таблитчатые кристаллы (до 5 см), друзы кристаллов [1].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 6,683$, $b_0 = 6,889$, $c_0 = 6,747$ Å, $\alpha = 90^\circ 32'$, $\beta = 94^\circ 07'$, $\gamma = 102^\circ 45'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,970 : 1 : 0,936$; $Z = 2$ [3].

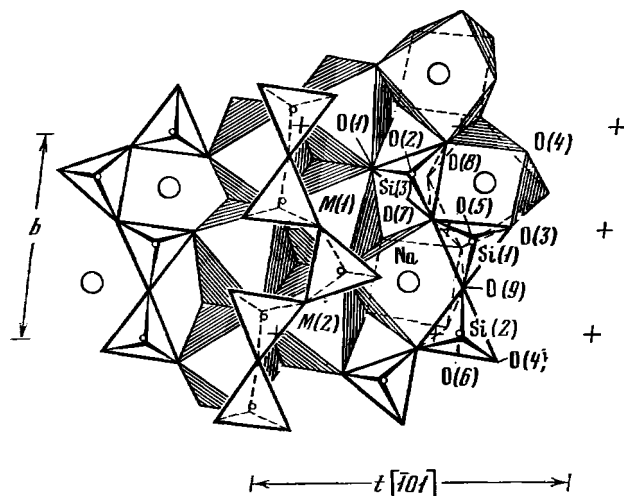
Структура серандита весьма сходна со структурами пектолита и волластонита (фиг. 176) [3]. MnO_6 -октаэдры соединяются ребрами и образуют ленты шириной в 2 октаэдра, вытянутые вдоль оси b . На окружен восьмью атомами кислорода, которые образуют искаженную квадратную антипризму. Эти антипризмы через общие ребра соединяются в цепочки, также параллельные оси b . Na- и Mn-полиэдры соединяются общими ребрами в слои, параллельные плоскости (101). Соседние слои связываются друг с другом кремнекислородными цепочками волластонитового типа. Протон располагается в Na-полиэдре между двумя атомами кислорода O(3) и O(4) на расстоянии 1,25 Å от каждого, угол между O(3)—H и O(4)—H равен 160° . Кальций, постоянно входящий в состав серандита, концентрируется лишь в октаэдрах M(1), которые способны с наименьшим искажением приспособляться к более крупным катионам. Mn предпочтительнее занимает позиции M(2). Так же как в волластоните и пектолите, в серандите возможна политипия на основе различной укладки кремнекислородных цепочек: при сдвиге Si_3O_9 -цепочки (и цепочки Na-полиэдров) вдоль оси b на величину $b/2$ образуется моноклинный политип. Межатомные расстояния (средние, в Å): Si(1)—O = 1,620, O—O = 2,640; Si(2)—O = 1,619, O—O = 2,640; Si(3)—O = 1,629, O—O = 2,656; M(1)—O = 2,253; M(2)—O = 2,230; Na—O = 2,485; углы: O(9)—Si(1)—Si(2) = $146,2^\circ$, O(7)—Si(1)—Si(3) = $131,1^\circ$, O(8)—Si(2)—Si(3) = $135,5^\circ$.

Кристаллы часто хорошо образованы, вытянуты по оси b и уплощены по (100) и (001). На гранях (100) штриховка, параллельная удлинению [1].

Физ. св. Сп. совершенная по (001), несколько менее совершенная по (100). Уд. в. 3,0—3,3. Очень хрупок. Цв. розовый, медово-желтый, бурый и темно-бурый. Светлоокрашенные кристаллы прозрачны [1, 4].

Микр. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (010), $n_g = b$, $cNp = 57^\circ$, $n_g = 1,675$ —1,705, $n_p = 1,647$ —1,680, $n_g - n_p = 0,035$ (измеренное) $2V = 33$ — 35° [1, 4].

Хим. Соотношение между Ca и Mn варьирует. Семенов и др. [4] по содержанию Ca выделяют собственно серандит (~3,5% CaO) и кальциевый серандит (~10—12% CaO). Бескальциевые серандиты не известны.



Фиг. 176. Структура серандита в проекции на (101) (по Такеути и др.)

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	7,38	9,80	10,35	7,77	7,73	8,50	8,50	8,66	8,50
K ₂ O	0,26	0,88	0,08	0,47	0,24	0,01	0,80	0,12	0,56
MgO	0,06	0,15	Сл.	Не опр.	0,21	0,20	Сл.	Сл.	Сл.
CaO	10,42	10,48	12,43	12,30	9,94	3,64	3,43	3,38	3,68
FeO	Не обн.	0,66	0,91	0,60	0,71	Не опр.	0,84	0,71	0,58
MnO	28,99	21,68	22,45	22,75	26,40	32,99	33,80	34,03	34,35
Al ₂ O ₃	0,29	2,48	0,31	0,50	0,54	Не опр.	0,40	0,60	0,65
TR ₂ O ₃	Не опр.	0,66	0,79	1,77	0,42	0,37	0,83	1,00	0,31
SiO ₂	48,72	49,49	49,65	50,50	50,61	50,23	48,42	49,08	48,96
TiO ₂	Не опр.	0,09	0,12	Не опр.	0,06	Не опр.	0,04	0,03	0,03
H ₂ O ⁺	2,67	3,08	2,79	2,75	3,10	2,51	2,35	2,29	2,20
H ₂ O ⁻	0,11								
Прочие	—	—	—	—	—	0,38	—	—	—
Сумма	100,23 *	(99,45)	99,88	(99,41)	99,96	98,83	(99,41)	99,90	99,82
Уд. в.	3,215	3,01	3,15	—	3,22	—	3,33	3,33	3,33
n _g	1,688	1,677	1,675	—	1,690	—	1,705	1,705	1,705
n _p	1,660	1,647	1,645	—	1,660	—	1,680	1,680	1,680
2V	35°30'	—	—	—	—	—	33°	33°	33°

* В том числе Fe₂O₃ — 1,33.]

1 — о-в Рома (Гвинея), анал. Раул [1]; 2—3 — Карнасурт, Ловозеро (2 — в оригинале сумма 99,52); 4 — Аллуайв, Ловозеро, в оригинале сумма 99,91; 5 — Карнасурт, Ловозеро; 6—9 — Сент-Илер, Канада (7 — в оригинале сумма 99,91); 2—9 — анал. Архангельская [4].

Состав редкоземельных элементов (ΣTR = 100%) в серандите [4]:

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
La	6,5	15,4	2,8	2,2	3,9	Ho	—	0,2	2,3	2,1	2,3
Ce	28,4	49,7	4,8	3,9	9,0	Er	3,6	0,4	6,8	6,8	8,7
Pr	15,5	5,4	—	—	—	Tm	—	0,1	0,8	0,7	0,9
Nd	16,3	14,9	—	—	5,3	Yb	0,1	—	4,3	4,9	5,9
Sm	—	4,2	—	—	2,5	Lu	—	—	0,8	1,0	0,8
Eu	—	1,1	0,1	0,1	0,4	Y	5,6	2,3	68,6	71,4	47,7
Gd	3,9	6,3	1,3	1,1	4,6	№ хим.	2	3	7	8	9
Tb	12,9	—	0,8	0,5	1,9	анализа					
Dy	7,2	—	6,6	5,3	6,1						

Находж. Впервые найден в Гвинее на о-вах Рома и Каса (архипелаг Лос) [1] в пегматите нефелинового сиенита, где таблитчатые кристаллы серандита находятся в промежутках между кристаллами щелочного полевого шпата и образуют друзы в пустотах; сопровождается содалитом, нефелином, астрофиллитом, арфведсонитом, эгирином, эвколитом, лейкофаном, флюоритом, молибденитом и др. Известен серандит из эгириновых сиенитов Ловозера (Кольский п-ов) и Сент-Илера (Канада) [4].

Межплоскостные расстояния серандита из Гвиней *

FeK α -излучение, Мп-фильтр, $D = 114,59$ 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>
60	7,55	60	3,77	100	3,00	60	2,51
60	6,75	20	3,38	100	2,85	60	2,21
20	5,24	100	3,19	60	2,62	20	2,12

* ASTM, 10-387.

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. C. R., Paris, 1931, 192, N 4, 189.
2. Machatschki F. Zbl. Min., 1932, A, H. 3, 69.
3. Takeuchi Y., Kudoh Y., Yamanaoka T. Am. Min., 1976, 61, N 3—4, 229
4. Семенов Е. И., Максимюк И. Е., Архангельская В. Н. Зап. Всес. мин об-ва, 1976, 105, вып. 2, 154.

Фошагит Foshagite



Назван по имени американского минералста У. Фшага [1].

Характ. выдел. Параллельно-волокнистые агрегаты.

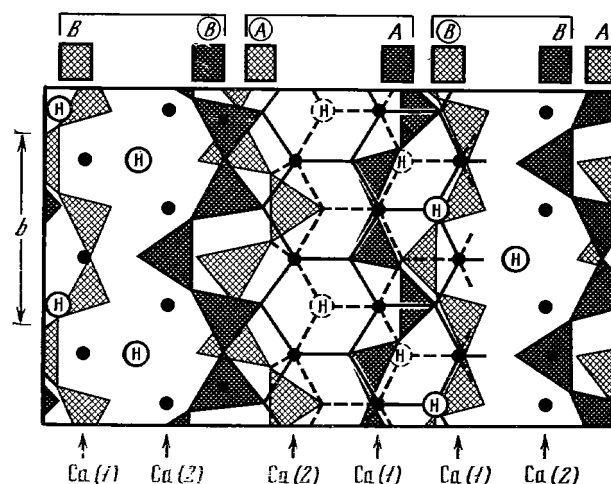
Структ. и морф. крист. Элементарная ячейка моноклинная. Для А-центрированной ячейки, по Гарду и Тэйлору [2]: $a_0 = 10,32$, $b_0 = 7,36$, $c_0 = 14,07$ Å, $\beta = 106^\circ 24'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,402 : 1 : 1,912$; $Z = 4$ при формуле $Ca_4[Si_3O_9](OH)_2$. По Мамедову и Белову [3]: $a_0 = 10,92$, $b_0 = 7,35$, $c_0 = 7,03$ Å, $\beta = 106^\circ 04'$; $Z = 1$ при формуле $Ca_8[Si_6O_{17}](OH)_6$. Возможно, фошагит триклинный. По Гарду и Тейлору [4, 5], в структуре фошагита имеется лишь центр симметрии и соответственно ячейка его: $a_0 = 10,32$, $b_0 = 7,36$, $c_0 = 7,94$ Å, $\alpha = 117^\circ 36'$, $\beta = 104^\circ 30'$, $\gamma = 90^\circ 00'$. $Z = 2$.

Структура [4, 5] близка к структуре «параволластонита» и образована цепочками волластонитового типа $[Si_3O_9]$, вытянутыми по оси b ; между ними находятся атомы Са и группы (ОН). В структуре фошагита отмечается беспорядок наложения, отдельные волластонитовые цепочки смещены относительно координатных осей на $1/4 b$ (фиг. 177). Атомы Са лежат в плоскостях, параллельных (101), образуя ряды параллельно оси b с расстояниями $Ca(1) - Ca(1) = 2,94$ Å, $Ca(1) - Ca(2) = 3,20$ Å, $Ca(2) - Ca(2) = 4,82$ Å; атомы Са находятся в искаженных октаэдрах, Са(1) окружены 4 О и 2 ОН на расстояниях 2,34—2,41 Å, каждый атом О этих октаэдров сочленяется с атомом Si. Атомы Са(2) связаны с пятью атомами О и одним ОН при $Ca(2) - O(OH) = 2,22 - 2,55$ Å [4]. Волокна удлинены вдоль оси b , частью скручены вокруг оси удлинения.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (100) совершенная, по (001) средняя [2]. Волокна мягкие, хрупкие. Тв. агрегатов 3. Уд. в. 2,4—2,7 (вычисл. 2,74) [2]. Цв. белый. Бл. шелковистый [1]. Имеющиеся в литературе [6] термодинамические данные для фошагита не достоверны.

Микр. Двуосный (+). Погасение прямое. Удлинение (+). $Ng = b$ [2], $n_g = 1,598$, $n_m = n_p = 1,594$, $n_g - n_p = 0,004$ [1].

Хим. Теор. состав для формулы $Ca_4[Si_3O_9](OH)_2$: СаО — 53,08, SiO $_2$ — 42,66, H $_2$ O — 4,26, для формулы $Ca_8[Si_6O_{17}](OH)_6$: СаО — 51,98, SiO $_2$ — 41,76, H $_2$ O — 6,26.



Фиг. 177. Структура фошагита (по Гарду и Тейлору)

Показаны слои из атомов Ca (черные кружки) и связанные с ними цепочки $[Si_3O_7]$; буквами А, В отмечены четыре возможных варианта размещения кремнекислородных радикалов

Анализы фошагита из Крестмора:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	—	—	0,1	SiO ₂	33,92	36,60	39,8
K ₂ O	—	—	0,1	H ₂ O	10,19	8,88	5,7
MgO	сл.	2,61	0,8	CO ₂	1,83	2,67	0,8
CaO	53,48	48,91	50,7	SO ₃	—	—	0,65
Al ₂ O ₃	0,83	0,50	0,6	Сумма	100,25	100,17	(99,25)
Fe ₂ O ₃			не обн.				

1 — анал. Гентл [1]; 2 — анал. Ньюмен [6]; 3 — анал. Чалмерс, с примесью таумасита (5%) и кальцита (1%), в оригинале сумма 99,3 [2].

Диagn. исп. Легко разлагается HCl с сильной желатинизацией. В закр. тр. выделяет воду, становится голубым. П.п.тр. сплавляется с образованием стекловатого вещества.

Повед. при нагр. Структура сохраняется до 600°, в интервале 650—750° теряет воду и переходит в β-CaSiO₃ (воластонит), волокна которого параллельны волокнам исходного фошагита; после нагревания до 800°, наряду с β-CaSiO₃, образуется Ca₂SiO₄, волокнистое строение сохраняется [2, 7, 8].

Наход. Обнаружен лишь в скарнах Крестмора в шт. Калифорния (США) совместно с таумаситом, гиллебрандитом и кальцитом в прожилках, секущих везувиановую породу у контакта известняков с пегматитами и дайками монцонита [1].

Искусств. Получен в результате обработки синтетического ранкинита (Ca₃Si₂O₇) водой при температуре 500° и давлении 400 атм в течение 14 дней [2]. Совместно с ксонотлитом синтезирован в гидротермальных условиях из смеси CaO и SiO₂ (CaO : SiO₂ = 1,33) при температуре около 260° и давлении 1240—2070 бар [9]. Отмечено образование фошагита вместе с ксонотлитом и окенитом при воздействии щелочных кремнеземсодержащих растворов на кальцит при 340° и давлении 400 атм [10], однако показатели преломления полученного вещества слишком высокие для фошагита.

Межплоскостные расстояния фошагита из Крестмора (Калифорния) *

CuK_α-излучение, D = 61,9 мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
100	30	10,0	42 $\bar{1}$	20	2,12	104; 60 $\bar{3}$	10	1,57
001	70	6,8	302	20	2,09	621; 324	10	1,55
200; 101	70	4,95	222; 420	30	2,07	502	20	1,53

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
201	20	3,56	500; 50 $\bar{2}$	10	1,99	024; 622	20	1,52
002; 30 $\bar{1}$	70	3,37	22 $\bar{3}$; 023	10	1,93	323; 620	10	1,51
20 $\bar{2}$	50	3,25	421; 32 $\bar{3}$	5	1,86		30	1,47
121; 220	100	2,92	040	70	1,84		20	1,46
30 $\bar{2}$	30	2,79	322; 123	5	1,82		30	1,42
301	10	2,68	402; 50 $\bar{1}$	50	1,77		10	1,40
202; 400	50	2,48	204; 50 $\bar{3}$	90 ш.	1,74		10	1,39
10 $\bar{3}$; 40 $\bar{2}$	10	2,33	304; 60 $\bar{1}$	5	1,72		10	1,36
20 $\bar{3}$	70	2,30	303; 600	10	1,66			
32 $\bar{2}$	10	2,25	223	30	1,63			
321	70	2,16	422; 521	50	1,59			

* ASTM, 11-94.

Литература

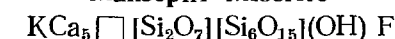
1. Eakle A. S. Am. Min., 1925, 10, N 4, 97.
2. Gard J. A., Taylor H. F. W. Am. Min., 1958, 43, N 1-2, 1.
3. Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1958, 121, № 5, 901.
4. Gard J. A., Taylor H. F. W. Nature, 1959, 183, N 4655, 171.
5. Gard J. A., Taylor H. F. W. Acta Cryst., 1960, 13, pt 10, 785; Silikattechnik, 1960, N. 8, 396.
6. Newman E. S. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1956, 57, N 1, 27; Мчедлов-Петросян О. П., Бабушкин В. И. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 933.
7. Heller L. Proc. 3-d Internat. Symposium chemistry of Cement, 1952, 237.
8. Мчедлов-Петросян О. П., Бабушкин В. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 197.
9. Speakman K. Min. Mag., 1968, 36, N 284, 1090.
10. Баицкий В. С., Горбунов Л. В. Геохимия, 1967, № 10, 1071.

СТРУКТУРА ТИПА МАЙЗЕРИТА

	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	Уд. в.
Майзерит KCa ₅ [Si ₂ O ₇][Si ₆ O ₁₃](OH)F	Трикл. *	10,100	16,014	7,377	2,783—2,93

* α = 96°25', β = 111°09', γ = 76°34'.

Майзерит Miserite



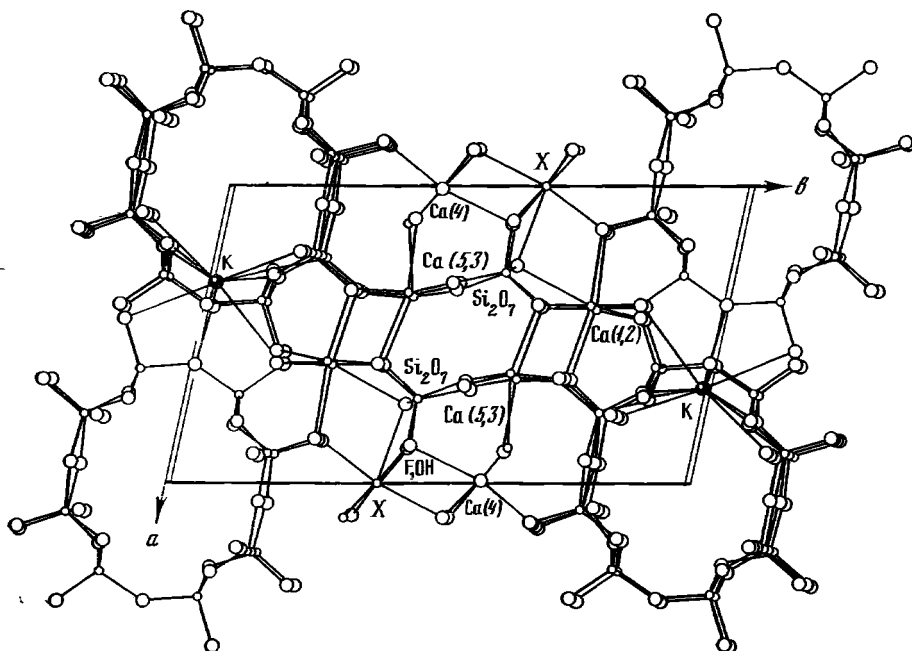
Впервые описан в 1891 г. Дж. Уильямсом [1] под названием «ватроксонотлит». В 1950 г. Шэллер [2] обнаружил ошибку в определении щелочей (K преобладает над Na, а не наоборот) и предложил назвать минерал майзеритом по имени американского геолога Х. Майзера. Синон. Натроксонотлит — natroxonotlite [1], мизерит.

Характ. выдел. Кристаллы (призматические, до 5 мм длиной), радиально-лучистые, игольчатые, спутанно-волокнистые (войлокоподобные) агрегаты.

Структ. и морф. крист. Трикл. с $C_2^1 - P\bar{1}$ [3]. Z = 2. Ранее считался моноклинным [4] или ромбическим [5].

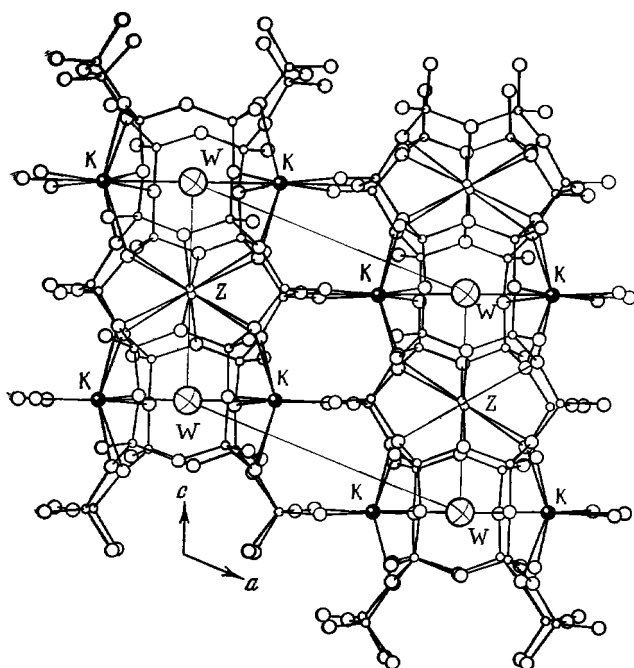
a ₀ (Å)	b ₀	c ₀	α	β	γ	a ₀ : b ₀ : c ₀	Ссылка
10,100	16,014	7,377	96°25'	111°09'	76°34'	0,6307:1:0,4606	[3]
10,099	15,996	7,367	96 24	111 04	76 39	0,6313:1:0,4605	[6]
10,101	16,003	7,310	96 19	111 08	76 25	0,6312:1:0,4568	[3]
10,076	15,998	7,329	96 31	111 21	76 10	0,6298:1:0,4581	[3,5]

Кристаллическая структура майзерита не имеет аналогов среди известных структур силикатов (предположение о структурном сходстве майзерита с ксонотлитом [2] не подтвердилось [3]). Она довольно сложна и относится к 5-му смешанному типу до классификации Золтаи [7]. Характеризуется наличием цепочечных элементов пироксеноидного (пектолитового) типа и изолированных Si₂O₇-групп (фиг. 178) [3]. Пироксеноидные цепочки образуют полые



Фиг. 178. Кристаллическая структура майзерита в проекции на плоскость, перпендикулярную оси c (по Скоту)

X — вакантные октаэдрические позиции



Фиг. 179. Кристаллическая структура майзерита в проекции на плоскость ac (по Скоту)

W , Z — позиции катионов и H_2O ; K — атомы калия

трубки (радиусом около $2,8 \text{ \AA}$), вытянутые вдоль оси c , состава $[Si_{12}O_{30}]$ с псевдосимметрией mmm . В каналах внутри трубок $[Si_{12}O_{30}]$ могут располагаться H_2O и F (позиции W) и катионы (позиции Z) (фиг. 179). Соседние трубки смещены по вертикали на $c/2$. Связь между трубками осуществляется вдоль оси a атомами K , вдоль оси b — стенками-сердечниками, образованными группами $[Si_2O_7]$ и колонками из Ca -полиэдров. В стенках-сердечниках между двумя группами $[Si_2O_7]$, связанными центром симметрии, располагаются изогнутые каналы (радиусом около $2,5 \text{ \AA}$), которые проходят примерно параллельно

оси *c* через центр элементарной ячейки. Кроме того, в стенках-сердечниках имеются вакантные октаэдрические позиции X, которые иногда заселяются атомами редкоземельных элементов. Наличие в структуре каналов определяет цеолитные свойства минерала и сложность его катионного состава.

Средние межатомные расстояния в структуре майзерита (в Å): X—O = 2,273, Ca(1)—O = 2,528, Ca(2)—O = 2,359, Ca(3)—O = 2,346, Ca(4)—O = 2,444, Ca(5)—O = 2,389, Si(1)—O = 1,626, Si(2)—O = 1,617 [Si(1) и Si(2) — относятся к группе Si₂O₇], Si(3)—O = 1,624, Si(4)—O = 1,634, Si(5)—O = 1,618, Si(6)—O = 1,622, Si(7)—O = 1,637, Si(8)—O = 1,612, K—O = 2,962, K—W = 2,996, Z—O = 3,225.

Физ. св. Сп. совершенная по (010) и несовершенная по (100) [3, 4]; оба направления спайности параллельны удлинению и пересекаются под углом 81°; несовершенная спайность по (001) образует с осью *c* угол 85° [4]. Поперек удлинения наблюдается грубая отдельность. Излом неровный. Хрупок. Тв. 5—5½. Микротвердость 560—616 кгс/мм², средняя 582 кгс/мм² [5]. По Поваренных [8], микротвердость на полированной поверхности при нагрузке 100 гс составляет 593—707 кгс/мм², средняя 650 кгс/мм². Уд. в. от 2,783 [5] до 2,93 [3]. Цв. бледно-розовый, сиренево-розовый, сиреневый, светло-оранжевый. Черта белая. Бл. стеклянный. ИК-спектры указывают на возможное присутствие в минерале оксония [5].

Микр. В шлифах в прох. свете бледно-розовый, коричневый. Двуосный (+), Пл. опт. осей || (010); Ng = *a*, в плоскости (010) *cNm* = 11° [6]. По Куприяновой, погасание 0—12° [4]. Оптические константы: n_g = 1,590—1,600, n_m = 1,589—1,593, n_p = 1,579—1,588; n_g — n_p = 0,006—0,012; 2V = 78—60° (2E = 60°). Дисперсия слабая, *r* > *v*. Отмечено полисинтетическое двойникование.

Хим. Формула KCa₅ □ [Si₂O₇][Si₆O₁₅](OH) F, включающая вакантные позиции, предложена на основании кристаллоструктурных исследований [3]. Первоначально Шэллером [2] для майзерита была выведена формула KCa₄Si₅O₁₃(OH)₃; по Рудницкой [9], формула KCa₅Si₆O₁₆(OH)₃. Возможен изоморфизм K—Na; Ca—Sr, Mg, Mn, Fe; Si—Al, Ti; OH—F. В качестве примесей (десять доли процента) отмечены: Nb, Zr, Pb, U, P, Se и др. Содержание редких земель в некоторых образцах достигает 7,52—9,09%; такие разновидности Куприянова и Васильева [4] предлагают называть редкоземельным майзеритом.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,91	0,92	1,10	0,08	0,62	0,94	0,84	0,81	1,18
K ₂ O	6,37	6,47	5,42	5,49	6,09	6,57	4,81	5,58	4,25
MgO	—	—	0,35	0,58	0,35	—	0,25	0,37	2,09
CaO	34,76	36,22	33,50	31,10	31,14	34,19	30,99	31,00	33,30
SrO	—	—	—	0,04	1,46	He ср.	—	—	0,10
BaO	—	0,20	—	—	0,32	»	—	—	—
MnO	0,26	1,33	1,38	0,16	0,57	сл.	0,50	0,45	0,20
FeO	0,06	He опр.	—	—	—	—	—	0,14	—
Al ₂ O ₃	1,62	0,20	1,32	0,82	2,40	0,57	0,60	0,60	0,66
Fe ₂ O ₃	0,42	1,00*	—	0,48	0,88	—	0,12	—	0,40
TR ₂ O ₃	—	—	4,00	7,52	0,48	1,15	9,09	7,47	5,42
SiO ₂	49,83	49,20	47,82	48,39	51,00	48,52	50,15	50,18	49,05
TiO ₂	0,84	—	—	—	0,82	0,78	—	—	—
H ₂ O	4,89	4,20	2,40	1,96	1,96	4,46	1,15	0,55	1,30
F	—	0,90	4,32	2,50	3,00	4,07	—	2,04	2,05
Сумма	99,96	100,64	101,61	100,92**	101,09	(101,25)	(98,50)	99,19	100,77***
—O=F ₂	—	0,37	1,81	1,05	1,28	1,71	—	0,85	0,86
	99,96	100,27	99,80	99,87	99,81	(99,54)	—	98,34	99,91

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Уд. в.	2,84	2,84	2,877	2,899	2,783	2,82	2,93	2,926	2,9
n_D	1,590	1,588	1,593	1,600	1,589	1,595	1,594	—	1,59
n_m	—	—	—	1,593	—	—	1,589	—	—
n_p	1,580	1,579	1,583	1,588	1,583	1,587	1,587	—	1,58
2V	60°	78°	78—79°	68°	60°	—	65°	—	—

* Механическая примесь окислов железа.

** В том числе B_2O_3 — 0,10, CO_2 — 1,70.

*** В том

числе Li_2O — 0,08, Nb_2O_5 — 0,69.

1 — Арканзас, анал. Шэллер [2]; 2 — Алайский хр., анал. Молева [10, 11]; 3 — Таласский хр., анал. Молева [12]; 4 — редкоземельный майзерит, Восточная Сибирь, анал. Васильева [4]; 5 — Якокутский массив, Южная Якутия, анал. Быкова [5]; 6 — Алдан, анал. Столярова, в оригинале сумма 101,31 [9]; 7 — Кипава-Лейк, Квебек (Канада), анал. не указан, в оригинале сумма 99,34 [6]; 8 — Кипава-Лейк, Квебек (Канада), микрозонд [3]; 9 — Туркестанский хр., анал. Казакова [13].

Состав группы редкоземельных элементов (в % к сумме TR):

	1	2	3	4	5	6	7
La	10,1	35,17	30,3	27,8	6,1	6,5	7,9
Ce	20,2	50,35	51,7	57,05	26,1	11,0	13,5
Pr	2,5	2,63	3,9	—	4,1	2,3	2,8
Nd	10,1	7,43	9,7	11,9	14,5	9,5	11,6
Sm	2,7	0,81	0,7	—	5,0	—	—
Gd	3,6	0,60	0,6	0,2	5,6	—	—
Eu	—	—	—	—	0,7	0,4	0,5
Tb	0,6	—	—	—	0,8	—	—
Dy	4,7	—	0,3	—	5,5	6,4	7,7
Ho	1,2	—	—	—	1,1	—	—
Er	3,6	—	—	0,35	2,9	3,5	4,2
Yb	0,3	—	—	0,025	1,6	1,6	6,2
Y	39,4	3,01	—	2,15	(25)	54,5	44,7
Tm	—	—	—	—	0,5	0,3	0,4
Lu	—	—	—	—	0,5	0,4	0,5

1 — хим. анализ 4, анал. Васильева [4]; 2, 3 — хим. анализ 5, анал. Быкова и Баринский [5]; 4 — хим. анализ 6, анал. Столярова [9]; 5 — хим. анализ 9, анал. Казакова [13]; 6 — хим. анализ 7, анал. не указан [6]; 7 — хим. анализ 8, анал. не указан [3].

Майзерит с наибольшим содержанием редких земель — 9,09 и 7,52% (редкоземельный майзерит) отличается преобладанием Y—Ce элементов.

Диагн. исп. Медленно разлагается HCl [6]; HNO_3 и H_2SO_4 не разлагается.

Повед. при нагр. Плавится ниже 1400° [6]. При нагревании арканзасского майзерита наблюдалось постепенное выделение воды (с 250 до 980°); причем от 200 до 800° потеря веса составляла 2%; выше 800° — 3% [2]. На кривых ДТА [9] на пологом эндотермическом прогибе в интервале 400 — 1000° имеется небольшой эндотермический пик при 700 — 810° (выделение гидроксильной воды). По Ивановой [14], на кривой ДТА майзерита наблюдаются эндотермические прогибы при 180 — 200° и около 400° и резкий эндотермический пик при 750° .

Находж. Встречается на контактах щелочных интрузивных пород с известняками (Алайский хр., Таласский хр., СССР) [10—12], метаморфическими сланцами (Арканзас, США) [1, 2] и в микроклинитах (щелочных метасоматитах) и скарнах, контактирующих с эгириновыми и нефелиновыми сиенитами и гранитоидами (Южная Якутия, Северное Прибайкалье, Туркестанский хр.) [4, 5, 9, 13], а также в карбонатитах (Кипава-Лейк, Канада) [6]. Тесно ассоциируется с микроклином, ортоклазом, альбитом, эгирин-авгитом, эгирином, щелочной роговой обманкой, волластонитом, пектолитом, апофиллитом, цеолитами, карбонатами и титанитом, апатитом и более поздними кварцем и флюоритом. Образование майзерита связывается с завершающими стадиями процесса щелочного метасоматоза, вызванного воздействием на вмещающие по-

роды существенно калиевых гидротермальных растворов. В более поздние стадии минералообразования майзерит замещается кальцитом, флюоритом, кварцем, ортитом, флогопитом. В карбонатитах сопровождается роговой обманкой, эвдиалитом, скаполитом и др.

Изм. При выветривании обесцвечивается, превращается в рыхлую массу буровато-сероватого [12] или белого цвета [4].

Межплоскостные расстояния майзерита из Кипава-Лейк (Канада) [3]

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
010	100	15,42	310	90	3,140	410	8	2,346
020	5	7,775	050	64	3,106	400	10	2,304
$\bar{1}10$	5	7,266	022	60	3,100	430	8	2,289
030	10	5,193	300	55	3,072	070	5	2,227
130	10	5,018	330	57	2,922	360	2	2,220
210	45	4,681	250	25	2,873	$\bar{3}40$	4	2,195
200	5	4,594	032	55	2,825	052	43	2,103
220	8	4,374	$\bar{1}50$	40	2,776	322	40	1,968
$\bar{1}30$	15	4,175	$\bar{3}20$	45	2,677	332	35	1,922
040	35	3,887	160	5	2,641	2 $\bar{1}4$	60	1,845
$\bar{1}22$	50	3,469	$\bar{1}51$	40	2,509	$\bar{2}92$	66	1,667
211	45	3,357	350	5	2,454	$\bar{1}82$	20	1,641
$\bar{1}22$	80	3,179	$\bar{4}12$	65	2,377	$\bar{5}42$	50	1,589
$\bar{1}32$	80	3,166	$\bar{2}50$	5	2,362	630	10	1,564

Л и т е р а т у р а

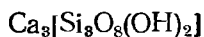
1. Williams J. F. Geol. Survey Arkansas, Annual Report for 1890, 1891, 2, 358.
2. Schaller W. T. Am. Min., 1950, 35, N 9-10, 911.
3. Scott J. D. Canad. Min., 1976, 14, pt 4, 515.
4. Курпянова И. И., Васильева З. В. Геология месторождений редких элементов. 1961, вып. 9, 139.
5. Кравченко С. М., Быкова А. В. В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967, 160.
6. Berry L. G., Hsi-che Lin, Davis G. C. Canad. Min., 1972, 11, pt 2, 569.
7. Zoltai T. Am. Min., 1960, 45, N 9-10, 960.
8. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 117.
9. Рудницкая Л. С. Мин. сырье, 1970, вып. 22, 173.
10. Рыжов Б. И., Молева В. А. ДАН СССР, 1960, 131, № 6, 1420.
11. Ульянова Т. П., Ильинский Г. А. В кн.: Минералогия и геохимия. Изд. Ленинг. ун-та, вып. 1, 1964, 40.
12. Козлова П. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 13, 198.
13. Семенов Е. И., Дусматов В. Д., Хомяков А. П. В кн.: Минералогические исследования. 1973, вып. 3, 42.
14. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.

СТРУКТУРА ТИПА РОЗЕНХАНИТА

	Сингония	a_c	b_0	c_0	Уд. в.
Розенханит $\text{Ca}_3[\text{Si}_8\text{O}_8(\text{OH})_2]$	Трикл. *	6,955	9,484	6,812	2,905

* $\alpha = 108,64^\circ$, $\beta = 94,84^\circ$, $\gamma = 95,89^\circ$.

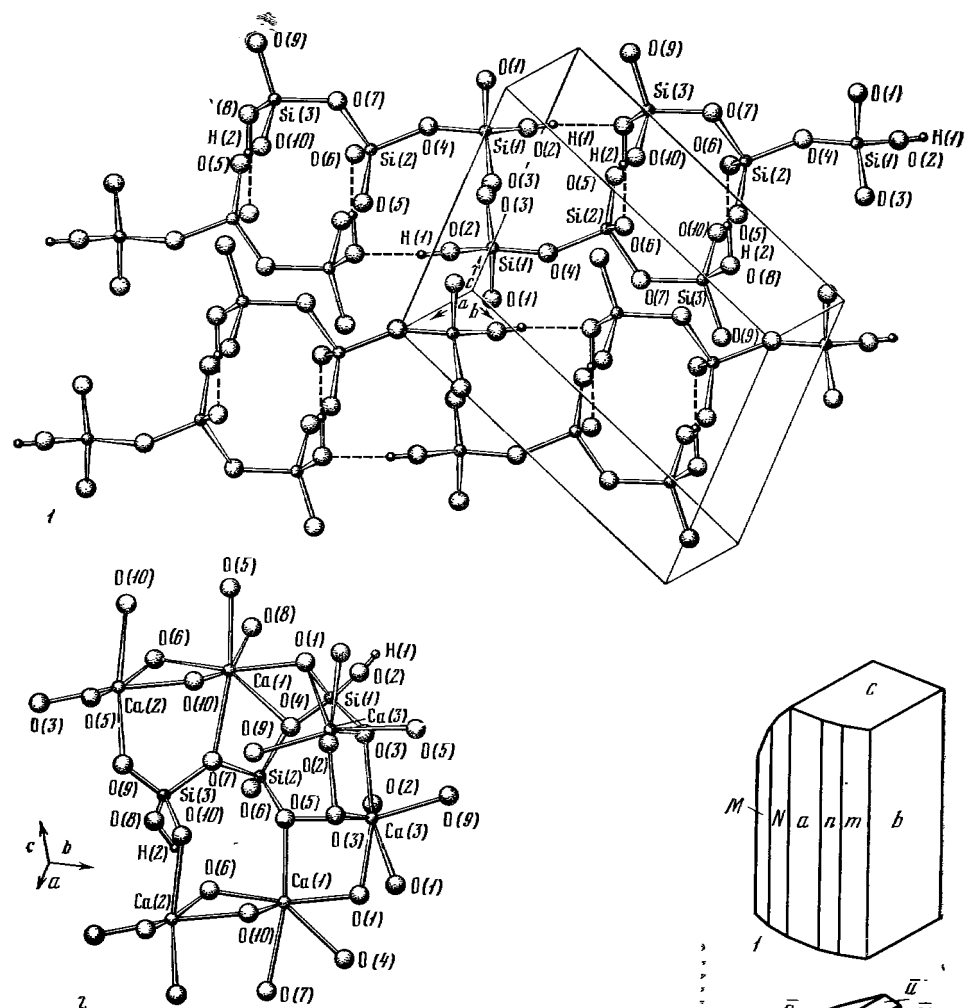
Розенханит Rosenhahnite



Назван по имени Л. Розенхана, обнаружившего минерал [1].

Характ. выдел. Плотные выделения, кристаллы (до 5 мм длиной).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P \bar{1}$ [2]. $a_0 = 6,955$, $b_0 = 9,484$, $c_0 = 6,812$ Å, $\alpha = 108,64^\circ$, $\beta = 94,84^\circ$, $\gamma = 95,89^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,733 : 1 : 0,719$; $Z = 2$ [2]. $a_0 = 6,946$, $b_0 = 9,474$, $c_0 = 6,809$ Å; $\alpha = 108^\circ 39'$, $\beta = 94^\circ 49'$, $\gamma = 95^\circ 43'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,733 : 1 : 0,719$; $Z = 2$ [1].



Фиг. 180. Структура розенханита (по Ван Ченгу и др.)

1 — трисиликатные группы, связанные атомами Н (1) и Н (2);
2 — трисиликатная группа, связанная с Са-полиэдрами

Фиг. 181. Кристалл розенханита (по Пабсту и др.)

Изображены оба его конца: 1 — $c(001)$, 2 — $\bar{c}(00\bar{1})$

Структура розенханита [2] (фиг. 180) состоит из трех кристаллографически независимых Са-полиэдров и из групп $[\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})_2]$. Каждая группа $[\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})_2]$ представлена центральным SiO_4 -тетраэдром и двумя примыкающими к нему вершинами $\text{SiO}_3(\text{OH})$ -тетраэдрами. Мостиковые связи $\text{Si}-\text{O}$ (среднее 1,656 Å) длиннее, чем немостиковые $\text{Si}-\text{O}$ (1,603 Å); связи $\text{Si}-\text{OH} = 1,662$ Å. Углы $\text{Si}-\text{O}-\text{Si} = 146,1^\circ$ и $128,0^\circ$. Один атом водорода Н (1) связывает трисиликатные группы в линейные цепочки, а другой Н (2) соединяет соседние трисиликатные группы в двухмерную постройку. Крайние атомы кислорода соединены с асимметрично расположенными вокруг трисиликатной

группы атомами Са, чем объясняется отсутствие симметрии в трисиликатной группе и различие в расстояниях трех кремнекислородных тетраэдров.

Межатомные расстояния (в Å): в Са(1)-полиэдрах — $\text{Ca}(1)-\text{O} = 2,453$ (среднее), $\text{O}-\text{O}$ от 2,530 до 4,228, $\text{O}-\text{Ca}(1)-\text{O}$ от $57,91^\circ$ до $166,53^\circ$; в Са(2)-октаэдрах — $\text{Ca}(2)-\text{O} = 2,394$ (среднее), $\text{O}-\text{O}$ от 2,682 до 4,033, $\text{O}-\text{Ca}(2)-\text{O}$ от $79,06^\circ$ до $169,88^\circ$; в Са(3)-полиэдрах — $\text{Ca}(3)-\text{O} = 2,473$ (среднее), $\text{O}-\text{O}$ от 2,637 до 3,900, $\text{O}-\text{Ca}(3)-\text{O}$ от $67,68^\circ$ до $165,93^\circ$; в Si(1)-тетраэдрах (среднее) — $\text{Si}(1)-\text{O} = 1,622$, $\text{O}-\text{O} = 2,646$, $\text{O}-\text{Si}-\text{O} = 109,41^\circ$; в Si(2)-тетраэдрах (среднее) — $\text{Si}(2)-\text{O} = 1,632$, $\text{O}-\text{O} = 1,660$, $\text{O}-\text{Si}(2)-\text{O} = 109,31^\circ$; в Si(3)-тетраэдрах (среднее) — $\text{Si}(3)-\text{O} = 1,637$; $\text{O}-\text{O} = 2,668$, $\text{O}-\text{Si}(3)-\text{O} = 109,32^\circ$.

При дегидратации в процессе превращения групп $[\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})_2]$ в бесконечные волластонитовые $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ -цепочки нарушаются связи $\text{O}-\text{H}$ розенханита и образуются молекулы H_2O , входящие в каналы [3].

При гониометрическом измерении обломков кристаллов была принята рентгеновская установка [1].

Достоверные формы [1]:

	φ	ρ		φ	ρ		
c	001	$13^\circ 29'$	$19^\circ 52'$	N	$2\bar{1}0$	$104^\circ 14'$	$90^\circ 00'$
b	010	0 00	90 00	u	$0\bar{3}2$	173 58	38 42
a	100	82 17	90 00	v	$0\bar{2}1$	175 55	49 47
k	140	17 06	90 00	w	$0\bar{3}1$	177 31	63 05
m	110	47 34	90 00	D	$\bar{1}01$	-76 22	42 47
n	210	62 19	90 00	Q	$\bar{1}\bar{2}2$	-139 42	32 12
M	$\bar{1}\bar{1}0$	122 44	90 00				

mM	$(110):(1\bar{1}0) = 75^\circ 10'$	Db	$(\bar{1}01):(010) = 80^\circ 16'$	vb	$(0\bar{2}1):(0\bar{1}0) = 40^\circ 23'$
nN	$(210):(2\bar{1}0) = 41 55$	Qb	$(\bar{1}\bar{2}2):(0\bar{1}0) = 66 01$	wb	$(0\bar{3}1):(0\bar{1}0) = 27 02$
cb	$(001):(010) = 70 41$	ub	$(0\bar{3}2):(0\bar{1}0) = 51 05$		

Кроме того, в виде мелких граней наблюдались 22 формы (hkl) , семь форм (OkI) , одна (hOl) и 15 (hkl) ; их символы не определены. Кристаллы несовершенные, обычно с матовой изъеденной поверхностью, уплощены по b (010), несколько удлинены вдоль оси c (фиг. 181).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) и (010) ясная. Тв. $4\frac{1}{2}$ — 5. Уд. в. 2,89 (вычисл. 2,905). Цв. бесцветный до бурого [1], светло-желтый [4]. В ультрафиолетовых лучах длинноволновой области светится светлым оранжево-розовым цветом; в коротковолновой области свечения нет [4].

Микр. На (010) $cNp = 14^\circ$; на (100) $cNg = 35^\circ$; координаты осей опт. индикатрисы: для Ng $\varphi = 142^\circ$, $\rho = 33^\circ$; для Nm $\varphi = 2^\circ$, $\rho = 65^\circ$, для Np $\varphi = (-) 99^\circ$, $\rho = 72^\circ$. Двуосный (-). $n_g = 1,646$, $n_m = 1,640$, $n_p = 1,625$ (Na), $n_g - n_p = 0,021$ [1,4]. $2V = 64^\circ$ [5], 62° [6].

Хим. Теор. состав: $\text{CaO} = 45,90$, $\text{SiO}_2 = 49,18$, $\text{H}_2\text{O} = 4,92$.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	0,2	0,21	—	B_2O_3	0,001	0,001	—
K_2O	Не обн.	—	0,02	Al_2O_3	0,06	0,06	0,08
MgO	0,1	0,10	0,05	SiO_2	47,0	48,61	47,60
CaO	45,0	44,83	44,74	TiO_2	Не обн.	—	—
SrO	0,03	0,03	—	H_2O	—	—	4,80
BaO	0,75	0,77	0,03	П. п.	6,5	5,2	—
MnO	0,006	0,006	0,40				
FeO	0,17	0,18	0,09	Сумма	99,82	100,00	97,81

1 — из Мендосино, шт. Калифорния (США), анализ выполнен эмиссионно-спектрографическим методом [1]; 2 — тот же анализ после вычета примеси кальцита (2,96%), в потерю при прокаливании входит только H_2O , определенная при дегидратации [1]; 3 — из Дарема, округ Уэйк, шт. Северная Каролина (США), анализ выполнен методом электронного микроскопа [4].

Диагн. исп. Лишь незначительно растворим в концентрированных кислотах. **Повед. при нагр.** Вода выделяется в интервале 400—500°. В результате дегидратации образуется волластонит (β -CaSiO₃), который по отношению к розенханиту ориентируется строго закономерно: ось c и [110] волластонита параллельны осям a и b розенханита [1].

Находж. Встречен около Кloverдейла в округе Мендосино, шт. Калифорния (США). Слагает прожилки (до 3 см) в брекчированной диопсид-гранатовой породе; в плотных мелкокристаллических выделениях розенханита имеются пустоты с его кристаллами; сопровождается пектолитом, ксонотлитом, датолитом, кальцитом. Прожилки розенханита секутся более поздними кальцитовыми [1]. В карьере Дарем округа Уэйк, шт. Северная Каролина, розенханит образует неправильные скопления (размером до 3 × 6 см) в тесном сростании с пренитом, гиролитом, апофиллитом и окенитом (т. е. находится в более низкобарической цеолитовой ассоциации) [4]. В Вайрере (Новая Зеландия) розенханит найден в брекчированной зоне на родингит-серпентинитовом контакте в основании сильно выветрелой пектолит-пренитовой корочки [6].

Изм. Замещается кальцитом и опалом.

Искусств. Соединение состава CaSiO₃· x H₂O при $1 > x > 1/5$, дающее рентгенограмму розенханита, получено [5] гидротермальным путем из искусственного ксонотлита при температурах ниже 450° и давлении водяных паров 20—54 кбар; определена тройная точка ксонотлит — розенханит («новая фаза», по Писториусу [5]) — волластонит.

Отл. От сходного тиллеита отличается по рентгенограмме, в шлифах — значительно меньшим $2V$; не вскипает при действии кислот [1]. От датолита отличается наличием хорошо выраженной спайности в трех направлениях [4].

Межплоскостные расстояния розенханита из Калифорнии [1]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	I	d
010	10	8,90	$\bar{1}\bar{1}2$; $0\bar{2}2$	20	3,137	15	2,251
100	5	6,80	210; $2\bar{1}1$	60	3,043	20	2,203
$\bar{1}\bar{1}0$	15	5,81	$2\bar{1}1$; 030	90	2,965	20	2,166
110	7	5,11	$\bar{1}\bar{2}2$; 201	15	2,880	6	2,133
011; $1\bar{1}1$	10	4,56	122	5	2,819	5	2,093
020	5	4,47	102; $2\bar{1}1$	40	2,775	5	2,076
$\bar{1}11$	7	4,10	$0\bar{3}2$; $2\bar{2}1$	30	2,659	5	2,044
$1\bar{2}0$	15	3,99	220; 211; $2\bar{2}1$	15	2,549	8	1,998
$\bar{1}\bar{2}1$	5	3,62	$2\bar{1}2$; 202	5	2,512	10	1,974
111; 120	5	3,53	112; $2\bar{3}0$; $0\bar{3}1$; 231	20 ш.	2,414	10 ш.	1,926
200	25	3,43	—	5	2,353	30	1,886
$2\bar{1}0$	30	3,36	—	10	2,315	8	1,862
002	100	3,20	—	25	2,295		

Л и т е р а т у р а

1. Pabst A., Gross E. B., Alfors J. F. Am. Min., 1967, 52, N 3-4, 336.
2. Wan Chéng., Ghose S., Gibbs V. Am. Min., 1977, 62, N 5-6, 503.
3. Jeffery J. W., Lindley P. F. Nature, 1973, 241, January 5, 42.
4. Dunn P. J. Min. Record., 1975, 6, N 6, 300.
5. Pistorius C. W. F. T. Am. J. Sci., 1963, 261, N 1, 79.
6. Leach T. M., Rodgers K. A. Min Mag., 1977, 41, N 319, 394.

СТРУКТУРА ТИПА СОРЕНСЕНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Соренсенит $\text{Na}_4\text{SnBe}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	20,78	7,45	12,05	$117^\circ 06'$	2,96

Соренсенит Sørensenite



Назван по имени датского минералога и петрографа Х. Соренсена [1,2]

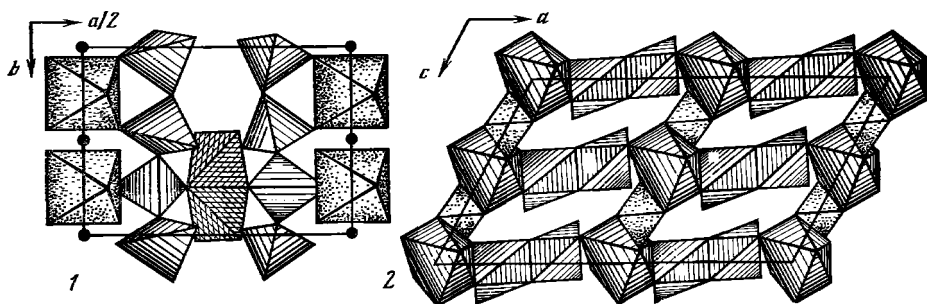
Характ. выдел. Кристаллы и их агрегаты (до $10 \times 1 \times 1$ см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_s^4 - Cc$. $a_0 = 20,78$, $b_0 = 7,45$, $c_0 = 12,05$ Å; $\beta = 117^\circ 06'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,78 : 1 : 1,62$; $Z = 4$ [3, 4].

В структуре соренсенита [3, 4, 5] (фиг. 182) SiO_4 -тетраэдры образуют две независимые цепочки [Si₃O₉] волластонитового типа с осью, параллельной оси b . Атомы Be находятся в окружении четырех атомов кислорода. BeO_4 -тетраэдры связаны по два общим ребром и слагают диортогруппы Be_2O_6 , которые скрепляют кремнекислородные цепи в кремний-бериллий-кислородный каркас с каналами, параллельными оси c ; этот каркас расположен между двумя катионными стенками дырчатого сложения, параллельными (100). Катионные стенки образованы колонками из Na-семивершинников, сцементированными одиночными SnO_6 -октаэдрами. Различимы 4 типа Na-полиэдров: Na(3)- и Na(4)-полиэдры входят в состав катионных стенок, Na(1) и Na(2) — тригональные призмы — размещаются в стенках каналов каркаса. Одна из граней Na-полиэдров центрирована молекулой H_2O .

Межатомные расстояния (в Å) [3]:

Si (1)—O=1,577—1,660,	O—O=1,580—2,715;
Si (2)—O=1,577—1,694,	O—O=2,581—2,766;
Si (3)—O=1,607—1,631,	O—O=2,521—2,736;
Si (4)—O=1,607—1,743,	O—O=2,668—2,758;
Si (5)—O=1,564—1,619,	O—O=2,517—2,767;
Si (6)—O=1,606—1,726,	O—O=2,629—2,831;
Sn —O=1,970—2,070,	O—O=2,770—2,982;
Be (1)—O=1,569—1,696,	O—O=2,370—2,827;
Be (2)—O=1,573—1,695,	O—O=2,370—2,839;
Na (1)—O=2,299—3,072,	O—O=3,191—3,789;
Na (2)—O=2,352—2,985,	O—O=3,362—3,827;
Na (3)—O=2,354—3,311,	O—O=2,968—3,875;
Na (4)—O=2,362—2,774,	O—O=2,560—3,426.



Фиг. 182. Структура соренсенита (по Максимовой и др.)

1 — проекция структуры на плоскость ab ; волластонитовые цепочки — заштрихованы, группы Be_2O_6 — заштрихованы клеткой, Na — черные кружочки, SnO_6 -октаэдры — оттенены точками; 2 — остов из Na-полиэдров; стенки из Na(3) — Na(4)-полиэдров с SnO_6 -октаэдрами (отмечены точками) скреплены «гантелями» из Na(1) — Na(2)-призм

Кристаллы удлинены вдоль оси b и уплощены по $(\bar{2}01)$, иногда игольчатые. На одном кристалле установлены грани (100) , $(\bar{1}01)$ и $(\bar{2}01)$ ($\rho_{\bar{1}01} = 27^\circ 12'$, $\rho_{\bar{2}01} = 49^\circ 31'$). Под микроскопом наблюдались перекрещивающиеся псевдогексагональные тройники с дв. осью, перпендикулярной (011) [1]. Отмечены первичные и вторичные газовой-жидкие включения [6]; первичные гомогенизировались в жидкую фазу при $400-420^\circ$, вторичные — от 150 до 300° .

Физ. св. Сп. совершенная в двух направлениях: по (100) — разъединяет Si-Be-блоки, по $(\bar{1}01)$ — проходит через BeO_4 -тетраэдры и слабые водородные связи [4]. Тв. около $5 \frac{1}{2}$. Микротвердость 616 кгс/мм^2 . Уд. в. $2,9$ (вычисл. $2,96$). Цв. белый, розоватый, бесцветный. Бл. шелковистый, жирный.

Микр. Двусосный (—), $n_g = 1,586$, $n_m = 1,585$, $n_p = 1,579$; $n_g - n_p = 0,007$, вычисл. $2V = 43^\circ$ (оригинал хим. анализа 1); $2V \sim 75^\circ$ [4]. $n_g = 1,584-1,586$, $n_m = 1,581-1,585$, $n_p = 1,576-1,579$; $n_g - n_p = 0,008-0,009$. $2V = 75^\circ$ (оригинал хим. анализа 2). Сильная наклонная дисперсия [1, 3, 4].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O}-17,2$, $\text{BeO}-7,0$, $\text{SiO}_2-50,0$, $\text{SnO}_2-20,8$, $\text{H}_2\text{O}-5,0$. Ниобий изоморфно замещает олово. Спектральным анализом обнаружены следы Ca, Mn, Cu, Pb, Al, Ti, Zr, La.

Анализы [2]:

	1	2
Na_2O	15,95	17,21
K_2O	0,34	0,08
BeO	8,02	7,43
Fe_2O_3	0,04	сл.
SiO_2	49,73	50,41
SnO_2	20,07	18,40
Nb_2O_5	0,75	1,36
H_2O	5,24	5,01
Сумма	100,14	99,90

1 — Накалак, анал. Казакова;
2 — Куанефельд, анал. Моуритце и.

Повед. при нагр. Эндотермическое понижение на кривой ДТА при 600° соответствует удалению воды, при 920° — плавлению минерала (фиг. 183) [2].

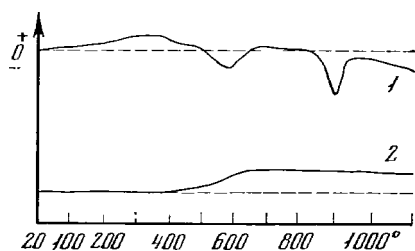
Находж. Встречен только в горах Накалак и Куанефельд в массиве Илимаусак (Южная Гренландия) в пегматитах и гидротермалитах нефелин-содалитовых сиенитов; ассоциируется с анальцимом, рибекитом, чкаловитом, эгирином.

Изм. Продуктом эпитепимального и гипергенного изменения соренсенита является бериллит [2].

Межплоскостные расстояния соренсенита из Накалака [2]

$\text{CrK}\alpha$ -излучение, V-фильтр, $D = 114 \text{ м.м.}$ Стандарт NaCl

l	d (Å)	l	d	l	d	l	d	l	d
6	6,31	1	2,324	2	1,715	3	1,437	1	1,256
2,5	5,34	1	2,296	2	1,690	3,5	1,417	1	1,250
3,5	5,06	2	2,268	2	1,666	2	1,408	2	1,243
3,5	3,90	2	2,209	2	1,656	2	1,385	2	1,238
1	3,59	2	2,148	2	1,644	2	1,371	2	1,219
8,5	3,41	4,5	2,122	1	1,629	3	1,362	1	1,211
2	3,14	1	2,017	1	1,612	2	1,349	1	1,203
7,5	3,06	2	1,950	1	1,589	1	1,342	2	1,197
8,5	2,960	2	1,923	2	1,573	2,5	1,334	1	1,177



Фиг. 183. Кривые ДТА (1) и потери веса (2) соренсенита (по Семенову и др.)

l	d (Å)	l	d	l	d	l	d	l	d
10	2,918	2,5	1,856	2	1,550	2	1,323	1	1,167
2,5	2,888	1	1,823	1	1,535	3	1,319	1	1,164
5	2,837	2,5	1,793	1	1,523	3,5	1,311	1	1,156
2	2,693	2	1,778	1	1,493	2	1,301		
5	2,676	4,5	1,760	2	1,480	2	1,290		
2,5	2,638	1	1,749	1	1,457	2	1,279		
1	2,353	3	1,726	2,5	1,445	1	1,266		

Л и т е р а т у р а

1. Semenov E., Gerasimovsky V., Maximova N. V., Andersen S., Petersen O. V. Medd. Grønland, 1965, 181, N 1, 8.
2. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969, 115.
3. Максимова Н. В., Илюхин В. В., Белов Н. В. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1976, вып. 10, 9.
4. Максимова Н. В., Илюхин В. В., Белов Н. В. В кн.: Проблемы кристаллологии. Изд. Моск. ун-та, 1976, вып. 2, 89.
5. Максимова Н. В., Илюхин В. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1973, 213, № 1, 91.
6. Sobolev V. S., Bazarova T. Y., Shugurova N. A., Bazarov L. Sh., Dolgov Yu. A., Sørensen H. Medd. Crønland, 1970, 181, N 11, 9; Grøn. geol. Undersøgelse, 1970, Bull. 81, 2.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА КРАУСКОПФИТА

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Краускопфит $\text{Ba}_2[\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ Монокл.	7,837	10,622	8,460	$94^\circ 32'$	3,10

Краускопфит Krauskopfite $\text{Ba}_2[\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Назван по имени американского геолога К. Краускопфа, картировавшего район находки минерала [1].

Характ. выдел. Изометричные и удлинённые зерна (обычно менее 3 м.м. , редко до 6 м.м.), их агрегаты.

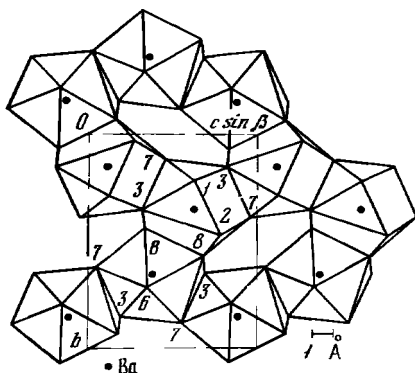
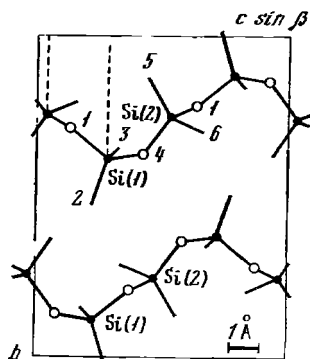
Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_{2h}^5 - P2_1/c$ [2]. $a_0 = 7,837$, $b_0 = 10,622$, $c_0 = 8,460 \text{ Å}$, $\beta = 94^\circ 32'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7378 : 1 : 0,7965$; $Z = 2$ [2].

Кода и др. [2] изменили первоначальную установку Элфорса и др. [3], переставив оси a_0 и c_0 .

Для структуры краускопфита [2] характерны цепочки из четырехчленных тетраэдров, параллельные оси c (фиг. 184); цепочки состоят из неэквивалентных атомов Si, которые попеременно имеют общие атомы O(1) и O(4). Расстояния Si(1)—O = 1,560—1,634, Si(2)—O = 1,595—1,654 Å. Атомы Ba окружены девятью ближайшими O на расстояниях Ba—O от 2,743 до 3,010 Å. Каждый Ba-полиэдр связан с тремя ему подобными полиэдрами общими ребрами O(3)—O(7) в цепочки, приблизительно параллельные оси c , и с помощью ребра O(8)—O(8)' образует своеобразные гофрированные слои, состоящие из 6-членных колец Ba-полиэдров (фиг. 185). В направлении оси a в структуре краускопфита чередуются Ba-слои и цепочки SiO_4 -тетраэдров (фиг. 186); каждый атом Ba сочленен с тремя разными цепочками. Молекулы воды предположительно связаны только с атомами Ba, а гидроксилы по одному входят в каждый SiO_4 -тетраэдр [2]. По группировке SiO_4 -тетраэдров с краускопфитом сходен хардаит (см. справочник «Минераль», т. III, вып. I).

Кристаллы не обнаружены.

Физ. св. Сп. по (010) и (100) совершенная (в установке Кода и др.); неясная спайность или отдельность намечается под большим углом к ним. Тв.

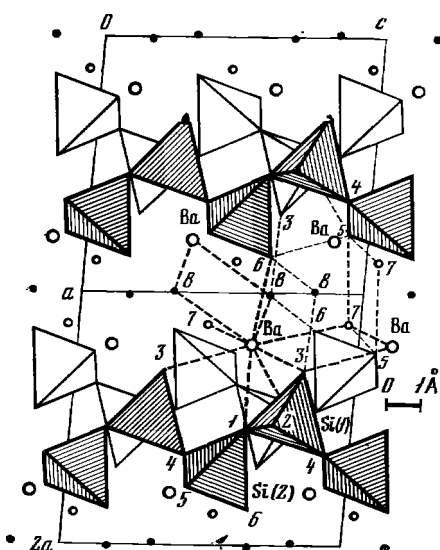


Фиг. 184. Цепочки SiO_4 -тетраэдров в структуре краускоффита (по Кода и др.)

Цифрами обозначены атомы кислорода

Фиг. 185. Часть слоя Ва-полиэдров в структуре краускоффита (по Кода и др.)

Цифрами обозначены атомы кислорода



Фиг. 186. Проекция двойной ячейки структуры краускоффита вдоль оси b (по Кода и др.)

Цифрами обозначены атомы кислорода, жирными штриховыми линиями — связи Ва—О, тонкими штриховыми линиями — водородные связи

около 4. Уд. в. (образец с небольшой примесью витерита) 3,14 (вычисл. 3,10). Цв. белый, бесцветный. Черта белая. Бл. полустеклянный, на плоскостях спайности перламутровый [3]. В ультрафиолетовых лучах не светится.

Микр. В шлифах бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей почти перпендикулярна удлинению зерен. $N_p = b$, $cNm = 6^\circ$, $aNg = 10^\circ 30'$ (данные Элфорса и др. в установке Кода и др.), $n_g = 1,599$, $n_m = 1,587$, $n_p = 1,574$, $2V = 88^\circ$, $r > v$ [3].

Хим. Теор. состав: ВаО — 45,15, SiO_2 — 37,85, H_2O — 17,00. Анализы краускоффита, содержащего менее 2% примеси витерита и макдональдита (анал. Патмен) [3]:

	1	2		1	2		1	2
K_2O	<0,1	<0,1	SrO	0,05	—	SiO_2	35,2	35,95
MgO	<0,05	0,10	MnO	<0,002	<0,01	TiO_2	0,01	0,03
CaO	0,11	0,41	FeO	<0,01	0,1	П. п.	16,7	16,7
BaO	47,7	46,6	Al_2O_3	0,05	—	Сумма	~100,0	~100,0

Диagn. исп. Легко разлагается разбавленными кислотами с выделением SiO_2 ; слабые щелочи действия не оказывают. В закр. тр. выделяет воду. П.п.тр. сплавляется в бесцветное стекло [3].

Повед. при нагр. [3]. При нагревании до 100° не изменяется; около 300° — растрескивается, становится белым, непрозрачным; потеря в весе при нагревании до 450° составляет 16,7%. При 1300° начинает плавиться. При нагревании

минерала до 1300° с последующим медленным охлаждением до комнатной температуры получен санборнит.

Находж. Встречен лишь в округе Фресно в шт. Калифорния (США) в виде прожилков в санборнит-кварцевых метаморфических породах, особенно в измененных [1, 3]. Частично образован путем замещения санборнита. Тесно ассоциируется с макдональдитом, опалом и витеритом; последние два минерала наблюдаются в зальбандах краускопфитовых прожилков.

Межплоскостные расстояния краускопфита из Фресно [3]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	30	6,7	13 $\bar{1}$	5	3,04	32 $\bar{1}$	9	2,423
011	45	6,36	12 $\bar{2}$	40	3,01	141	9	2,392
020	45	5,34	21 $\bar{2}$	30	2,88	31 $\bar{2}$	4	2,322
111	7	4,94	202	13	2,76	21 $\bar{3}$	11	2,246
120	7	4,53	310	9	2,722	12 $\bar{3}$; 330	30	2,210
210	30	3,94	040	15	2,652	24 $\bar{1}$	16	2,188
121	100	3,84	003	13	2,603	203; 241; } 400 } 213 } 13 $\bar{3}$ } 322 }	16	2,118
012	15	3,72	140; 013; } 231; 311 }	9	2,533		4	2,099
21 $\bar{1}$	30	3,66	320	9	2,481		13	2,062
130	22	3,27	13 $\bar{2}$	15	2,467		22	2,045
031	22	3,22						
022	22	3,14						

Л и т е р а т у р а

1. *Stinson M. C., Alfors J. T.* Mineral Inform. Service. California, Div. Min. Geol., 1964, 17, N 12, 235.
2. *Coda A., Dal Negro A., Rossi G.* Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, 1967, ser. 8, 42, f. 6, 859.
3. *Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A.* Am. Min., 1965, 50, N 3-4, 314.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ПЯТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА РОДОНИТА

ГРУППА РОДОНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Родонит $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$	Трикл. *	7,682	11,818	6,707	3,64
Бабингтонит $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$	Трикл. **	7,36	11,52	6,58	3,50
Намбулит $(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$	Трикл. ***	7,621	11,761	6,731	3,55

* $\alpha = 92^\circ 21'$, $\beta = 93^\circ 57'$, $\gamma = 105^\circ 40'$ ** $\alpha = 91^\circ 48'$, $\beta = 93^\circ 48'$, $\gamma = 103^\circ 54'$ *** $\alpha = 92^\circ 46'$,
 $\beta = 95^\circ 05'$, $\gamma = 106^\circ 52'$

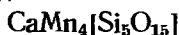
Структура типа родонита [1—5] характеризуется непрерывными параллельными метасиликатными цепочками с периодом идентичности, равным 5 (звенья цепочек состоят из двух диортогрупп Si_2O_7 и одного тетраэдра SiO_4). С помощью (Fe, Mn, Mg) O_6 -октаэдров цепочки соединяются в трехмерный каркас. Намбулит по структуре ближе к бабингтониту, чем к более сходному по составу родониту; в последнем кремнекислородные цепочки имеют иную конфигурацию [1]. Рассмотрение и систематика структур минералов группы родонита и других пироксеноидов и сопоставление их со структурами пироксенов даны в [6—8] (см. также введение к группе волластонита). Родонит — распро-

страненный минерал, встречающийся главным образом в метаморфических породах марганцевых месторождений; бабингтонит и особенно намбулит очень редки.

Л и т е р а т у р а

1. Peacor D. R., Niizeki N. Zs. Krist., 1963, 199, Hf. 1/2, 98.
2. Richmond W. E. Am. Min., 1937, 22, N 5, 630.
3. Narita H., Koto K., Morimoto N. Acta Cryst., 1975, 31, pt 10, 2422.
4. Liebau F., Hilmer W., Lindemann G. Acta Cryst., 1959, 12, pt. 3, 182.
5. Мамедов Х. С. ДАН АзербССР, 1958, 14, № 6, 445; Белов Н. В. Мин. сб. Львовски. геол. об-ва, 1959, № 13, 43; 1967, № 21, вып. 3, 231. В кн.: Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976, 133.
6. Koto K., Morimoto N., Narita H. J. Jap. Ass. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 8, 248.
7. Takeuchi Y., Koto K. Mineral J. Japan, 1977, 8, N 5, 272.
8. Prewitt C. T., Peacor D. R. Am. Min., 1964, 49, N 11-12, 1527.

Родонит Rhodonite



Название от греч. *ρόδον* (родон) — розовый, по характерной окраске (Яше, 1819).

Синон. Красно-бурый камень — *roter Braunstein*, *Rothbraunstein*, *Rothbraunsteinerz* (Карстен, 1800); красный камень — *Rothstein* (частично), кремнекислый марганец — марганцевый кремнезем — *Kieselwangan* (Леонхард, 1821); красный марганец — *red manganese* (частично), красный шпат — *Rothspat* (частично), марганцевый шпат — *manganese-spat* (частично), манганолит — *manganolite* (Глокер, 1831), марселин — *marcelline* (Бертье, 1830), капникит — *kapnikite* (Юо, 1841), пайсбергит — *raisbergite*, *rajsbergite* (Игельстрём, 1851), маганамфибол — *manganamphibole* (Герман, 1849), германит — *hermannite* (Кенгот, 1853), железистый родонит — *iron-rhodonite* (Сундвус, 1930), орлец и рубиновый шпат — уральский родонит.

Частично измененный или загрязненный родонит описан под различными названиями (Яше, 1817; Гермар, 1819): гидропит — *hydropite*, аллагит — *allagite*, фотизит — *Photizit*, *photicit*, томосит — *tomosite*, роговой марганец — *horn-mangan*, *horn-manganese*; клипштейнит — *klipsteinite* (Кобель, 1866) или опсимоз — *opsimose* (Бедан, 1832); диснит — *dissnite* (по Хинце); по Хеню, шоколадный камень — *Schokoladenstein* — смесь силикатов Mn и карбонатов.

Разнов. Фуллерит, хсихутсунит, гидрордонит.

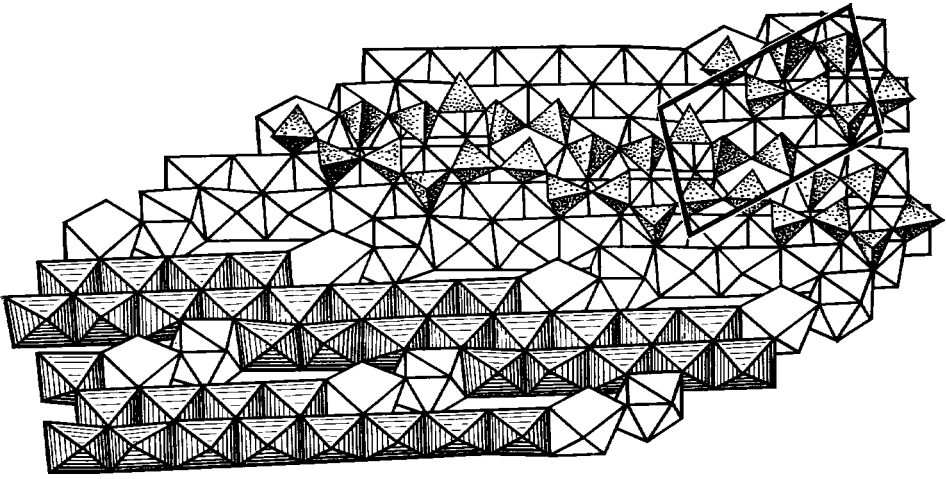
Характ. выдел. Плотные тонкозернистые массы, лучистые агрегаты, кристаллы. Размер зерен 2—3 мм, отдельных кристаллов — до 10 см.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P\bar{1}$ [1]. $Z = 2$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0 : b_0 : c_0$	Ссылка.
7,682	11,818	6,707	92°21'	93°57'	105°40'	0,650:1:0,567	[1]
7,77	12,20	6,70	85 15	94 00	111 29	0,637:1:0,549	[2]
6,68	7,66	12,20	111 06	86 00	93 12	0,872:1:1,594	[3]
7,786	12,475	6,754	85 10	94 04	111 29	0,624:1:0,541	[4]
7,616	11,851	6,707	92 33	94 21	105 40	0,643:1:0,566	[5]

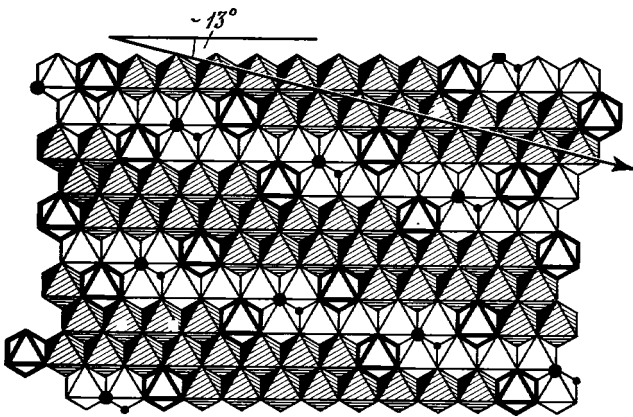
Для устанвки с иней элементарной ячейкой: $a_0 = 9,758$, $b_0 = 10,499$, $c_0 = 12,205$, $\alpha = 1\ 08'33'$, $\beta = 102'55'$, $\gamma = 82'31'$; $Z = 20$ [6].

Характерной особенностью структуры родонита (фиг. 187) [1—3, 7—10] являются непрерывные метасиликатные цепочки $[\text{SiO}_3]_\infty$ из пятичленных звеньев тетраэдров SiO_4 . В звене цепочки $[\text{SiO}_3]_5 = [\text{Si}_5\text{O}_{15}]_\infty$ содержится две диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ и одна ортогруппа между ними. Соседние пятичленные звенья соединяются концами диортогрупп [11, 12]. Слои из кремнекислородных цепочек чередуются со слоями катионов. В четных катионных слоях все октаэдры пустые, в нечетных заполнены две трети октаэдров; в последних чередуются десять заполненных октаэдров, связанных общими ребрами, и пять пустых. Заселенные десять октаэдров сдвинуты друг относительно друга. Сбще направление «потока» из сплошь заселенных октаэдров образует угол 13° с основными «клинейками» упаковки (фиг. 188) [9]. Метасиликатные цепочки соединены со



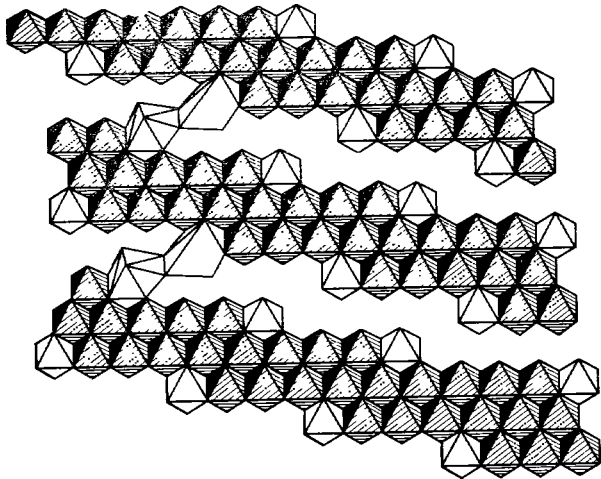
Фиг.187. Структура родонита в аксонометрической проекции (по Белову)

Справа сверху выделена элементарная ячейка с началом на стыке пятого и шестого полиэдров в катионной группировке



Фиг. 188. Идеальный родонитовый мотив структуры в слое плотноупакованных октаэдров (по Белову)

$\frac{2}{3}$ октаэдров заселены (заштрихованы); большие кружочки — Mn (в асимметричном положении)



Фиг. 189. Реальный родонитовый мотив катионных полиэдров, отличающийся от идеального сдвигом рядов из полиэдров на половину ребра октаэдра (по Белову)

средней частью групп из десяти октаэдров вершинами тетраэдров; диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ связаны с четвертым и шестым октаэдрами десятки, а над пятым полиэдром переброшен мостик от оси цепочки тетраэдра, вершина которого касается атома О соседнего кислородного ряда (фиг. 189); следующее звено цепочки таким же образом связано с тремя средними октаэдрами соседней группы из десяти октаэдров.

В катионных группировках крайние положения — М(5) с двух сторон заняты крупными атомами Са, которые несколько деформируют упаковку, образуя семивершинные полиэдры в виде скрученных томсоновских кубов. Эти полиэдры связывают «головную» часть десятки из n -ряда с «хвостовой» частью десятки из $(n + 1)$ -ряда. В связи с деформацией Са-полиэдров вдоль пустот в пять незаселенных октаэдров последовательные ряды из октаэдров смещаются на половину длины ребра октаэдра [9, 10]. Полиэдры М(1), М(2) и М(3) — правильные октаэдры; М(4) — неправильный шестивершинник с сильно варьирующими расстояниями М—О (1,978; 2,037; 2,120; 2,23; 2,386; 2,878 Å); окружение М(4) практически составляют только 5 атомов О. Позиции М(1), М(2) и М(3) заняты Мп, который может находиться также в позиции М(4) и М(5); позиции М(4) занимают Mg и Fe^{2+} , М(5) — преимущественно Са [1]. Возможно вхождение Са также в М(4) [6]. Средние межатомные расстояния (в Å): М (1)—О = 2,219, М(2)—О = 2,215, М(3)—О = 2,228, М(4)—О = 2,272, М(5)—О = 2,418, Si(1)—О = 1,634, Si (2)—О = 1,625, Si(3)—О = 1,623, Si(4)—О = 1,630, Si (5)—О = 1,628, Si(6)—О = 1,628; О—О = 2,65 [1]. Методом мессбауэровской спектроскопии установлено, что Fe^{2+} распределен по всем пяти катионным позициям с преобладанием в М(4) [13].

Методом ИК-спектроскопии определено [14] присутствие небольших количеств H_2O (0,008%) в родоните из Брокен-Хила; предполагается, что группы ОН занимают в структуре позиции О.

Доказано [15] существование трех полиморфных модификаций MnSiO_3 (α , β , γ), которые сопоставляются структурно с псевдоволластонитом, волластонитом (бустамитом) и родонитом. Полученная искусственно метастабильная модификация α - MnSiO_3 со структурой псевдоволластонита при нагревании переходит в γ - MnSiO_3 . Полная серия твердых растворов между родонитом, бустамитом и волластонитом возможна лишь для высокотемпературных полиморфных модификаций состава (Мп, Са) SiO_3 со структурой бустамита (β -форма) и псевдоволластонита (α -форма) [15].

Предположение о структурной аналогии синтетических германатов Cd с родонитом [16] не подтвердилось [17, 18].

Пинакоидальный кл. $C_2 - \bar{1}(C)$. $a : b : c = 1,0728 : 1 : 0,6213$, $\alpha = 103^\circ 18'$, $\beta = 108^\circ 44'$, $\gamma = 81^\circ 39'$ (по Дана, 1892).

Главные формы (по Дана):

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	58°08'	21°46'	<i>p</i> 111	49°47'	51°14'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>π</i> $\bar{1}\bar{1}$	116 39	46 46
<i>a</i> 100	94 26	90 00	<i>r</i> $\bar{1}\bar{1}$	—144 32	25 09
<i>m</i> 110	45 53	90 00	<i>q</i> 221	48 12	64 29
<i>M</i> $\bar{1}\bar{1}0$	138 22	90 00	<i>k</i> $\bar{2}\bar{2}1$	—29 07	61 10
μ 401	44 30	75 52	<i>n</i> $\bar{2}\bar{2}1$	—137 49	52 46
ρ $\bar{2}01$	—70 56	43 05			

$$am (100):(110) = 48^\circ 33'$$

$$aM (100):(\bar{1}\bar{1}0) = 43 56$$

$$bm (010):(110) = 45 53$$

$$bM (0\bar{1}0):(\bar{1}\bar{1}0) = 41 38$$

$$mM (110):(\bar{1}\bar{1}0) = 92^\circ 29'$$

$$cm (001):(110) = 68 45$$

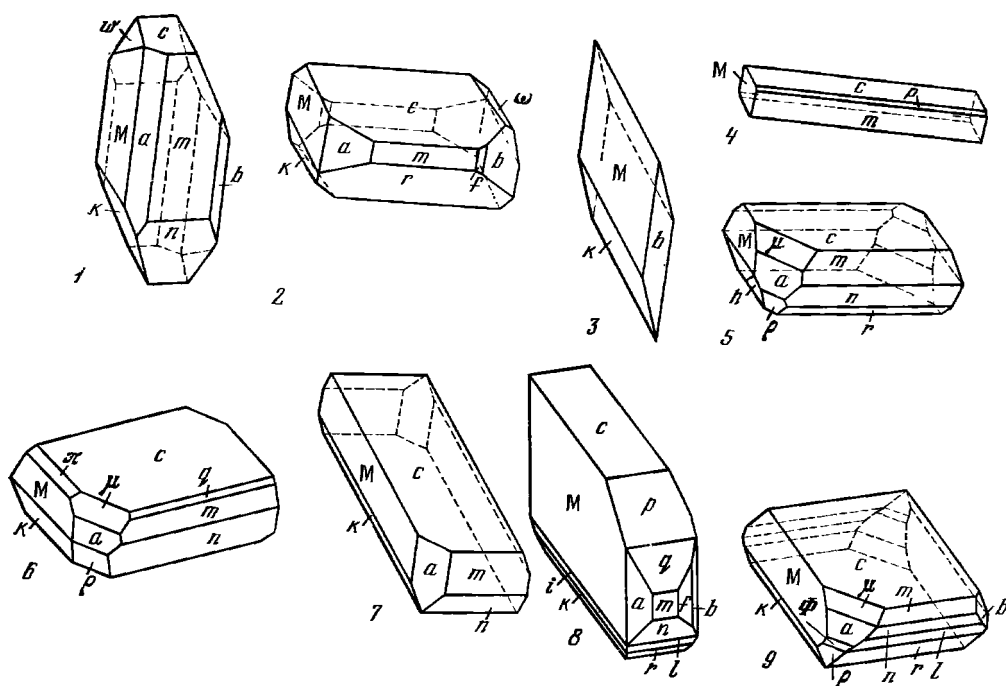
$$cM (001):(\bar{1}\bar{1}0) = 86 24$$

$$ck (001):(\bar{2}\bar{2}1) = 62 23$$

$$cn (001):(\bar{2}\bar{2}1) = 73^\circ 52'$$

$$Mk (\bar{1}\bar{1}0):(\bar{2}\bar{2}1) = 31 13$$

$$kn (\bar{2}\bar{2}1):(\bar{2}\bar{2}1) = 86 05$$



Фиг. 190. Кристаллы родонита (1—7) и фуллерита (8, 9)

1 — Лонгбан, Швеция (по Флинку); 2—4 — Пайсберг, Швеция (2, 3 — по Флинку, 4 — по Хамбергу); 5—9 — Франклин, шт. Нью-Джерси, США (5 — по Хамбергу, 6 — по Дана, 7—9 — по Пэлэчу)

Кроме того известны (по Дана):

g 150	t 310	G 447	v 334	ω 323	l 443	y 522	h 7.28.16
f 130	γ 041	F 223	C 112	E 667	H 441	x 12.1.1	δ 623
e 130	Φ 401	e 441	B 225	i 441	Z 16.2.3	β 12.1.3	
d 210	m 111	A 223	D 223	U 223	α 4.1.12	W 8.12.3	

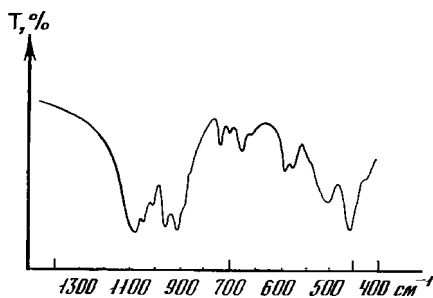
Редкие формы: $\bar{1}\bar{1}3$, $\bar{1}\bar{1}2$ [19], $\bar{1}01$ [20]. Сомнительные формы: 445, 883, 661, $\bar{2}21$, $\bar{1}\bar{1}2$ [21, 22].

Формула перехода от морфологической установки Дана к рентгеновской установке Пикора, Низеки $110/\bar{1}\bar{1}4/\bar{1}\bar{1}0$ и обратно $20\bar{2}/202/\bar{1}\bar{1}0$. Сопоставление буквенных обозначений и символов морфологических установок Дана (Д.), Гольдшмидта (Г.) и рентгеновской — Пикора, Низеки (Р.):

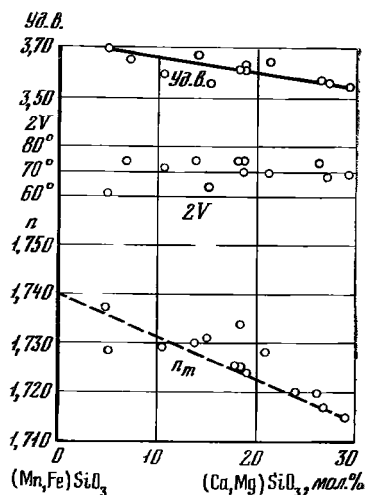
Д.	c 001	b 010	a 100	m 110	M $\bar{1}\bar{1}0$	k $\bar{2}\bar{2}1$	n $\bar{2}\bar{2}1$
Г.	a 001	s $\bar{1}\bar{1}0$	o 110	b 100	c 010	k 011	n $\bar{1}\bar{1}0$
Р.	b 010	s $\bar{1}\bar{1}1$	o $\bar{1}\bar{1}1$	M $\bar{1}\bar{1}0$	c 001	k 011	a 100

Кристаллы (фиг. 190) таблитчатые по $a(001)$, $M(\bar{1}\bar{1}0)$, нередко удлиненные в направлении ребер $[\bar{1}\bar{1}0] : [\bar{2}\bar{2}1]$ или $[110] : [\bar{2}\bar{2}1]$, также клиновидные, образованные гранями m (110), $M(\bar{1}\bar{1}0)$, $k(\bar{2}\bar{2}1)$; иногда игольчатые. Грани $(\bar{1}\bar{1}0)$ и $(\bar{2}\bar{2}1)$ иштрихованы параллельно ребру их пересечения. Отмечалась штриховка на гранях (110) и (010) [23]. Двойники по (010) , редки [20, 24, 25]. См. также [26]. В месторождениях Лонгбан и Тунаберг (Швеция) установлены [27] ориентированные включения диопсида в родоните $\parallel (001)$, сростания бустамита и родонита, напоминающие графические, а также гомоосевые сростания железистого родонита и пироксмангита.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$ совершенная под углом около 92° , по (001) менее совершенная (в морфологической установке Дана). Хрупок.



Фиг. 191. ИК-спектр родонита (по Лазареву)

Фиг. 192. Зависимость удельного веса, $2V$ и n_m от состава родонита (по Диру и др.)

Тв. 5—6 $\frac{1}{2}$. Микротвердость 553—810 кгс/мм^2 при нагрузке 50 гс [28], 548—734 кгс/мм^2 при нагрузке 100 гс [28—30]. Уд. в. 3,40—3,78 (вычисл. 3,64, для состава $\text{Mn}_4\text{CaSi}_5\text{O}_{15}$, при параметрах элементарной ячейки по Пикору и Ниизеки).

Удельный вес находится в обратной зависимости от содержания в родоните Fe^{2+} и Ca, изоморфно замещающих Mn^{2+} [31] (см. при хим. анализах).

Цв. от бледно- до ярко-розового и красного с различными оттенками: желтоватым, оранжевым, серым, буроватым, зеленоватым. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности до перламутрового. Слегка просвечивает, иногда лишь в тонких осколках. Прозрачный родонит, первоначально диагностированный как пироксмангит, установлен в Брокен-Хиле [32]. В ультрафиолетовых лучах люминесцирует в красных, розовых или оранжевых тонах [33]; флуоресценция слабая или отсутствует [34]. В оптическом спектре поглощения родонита имеется 5 полос, обусловленных содержанием Mn^{2+} в шестерной координации: 18800 см^{-1} (зеленая область), 23000 и 24450 см^{-1} (фиолетовая) и 27700 и 29100 см^{-1} (ультрафиолетовая); три первые полосы, располагающиеся в видимой части спектра, обуславливают розовую окраску минерала [35—38]; по Грум-Гржимайло [35], появление полосы в зеленой части спектра обязано присутствию Mn^{3+} . Полосы поглощения в спектре родонита, полученном при комнатной температуре и температуре жидкого воздуха, приписаны переходам в ионе Mn^{2+} [39]. В оптическом спектре родонита из Франклина (шт. Нью-Джерси) [40] имеется полоса 540 нм , соответствующая Mn^{3+} , она не заметна на спектре образца, подвергнувшегося ударному давлению до 496 кбар .

ИК-спектр родонита (фиг. 191) в интервале 750—550 см^{-1} характеризуется пятью хорошо выраженными полосами 720, 690, 661, 577, 559 см^{-1} , что соответствует числу связанных тетраэдров SiO_4 в периоде идентичности цепочки [41, 42]. Появление шестой (слабой) полосы при 638 см^{-1} , предположительно, объясняется расщеплением внутренних колебаний аниона под влиянием взаимодействий в кристаллической решетке [41]. В интервале 909—400 см^{-1} отмечались сильные полосы при 890 и 448 см^{-1} , средняя — при 493 см^{-1} и слабая — при 411 см^{-1} [43].

У родонитов разного состава [44] полосы между 470 и 330 см^{-1} объясняются колебаниями тяжелых ионов в позициях M(1)—M(4) или M(1)—M(5); область 1100—490 см^{-1} характеризуется колебаниями силикатных групп; полосы в области 3000—1600 см^{-1} обусловлены содержанием Fe^{2+} или Mn^{2+} .

Диэлектрическая проницаемость 4,68—7,56, повышается при увеличении содержания кальция [45]. Парамагнитен в области 20—800°; магнитная восприимчивость родонита из месторождений Сидельниковское (Урал) и Алтын-

Топкан (Средняя Азия) $8,49 \cdot 10^{-5}$ и $7,41 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС [46]. рН суспензии 7,8 [47], по другим авторам $> 7,8$ [48]. Пьезоэффекта не обнаруживает [49]. Скорость упругих волн в родоните $6,66 \cdot 10^5$ см/сек (продольные волны) и $3,68 \cdot 10^5$ см/сек (поперечные волны) [50].

Микр. В прох. свете бесцветный до бледно-розового, иногда со слабым желтоватым оттенком. Плеохроизм слабый: по *Ng* — светлый, желтовато-красный или красновато-розовый, по *Nm* — розовато-красный, по *Np* — желтовато-красный. В шлифах нередко наблюдаются простые и полисинтетические двойники по (010) [27, 51—54] с углом между плоскостями оптических осей 5—10°, иногда с неровными швами [31]. Отмечались также двойники по (100) [47]. Двуосный (+), иногда (—) [34, 55]. Углы погасания по отношению к следам спайности [19]: *Ng*: (110) = 59°; *Ng*: (001) = 50°; *Nm*: (110) = 48°; *Nm*: (001) = 40°; *Np*: (110) = 42°; *Np*: (001) = 98°. Погасание родонита из метаморфических руд Японии волнистое [31]. Ориентировка оптической индикатрисы родонита из Брокен-Хила (в морфологической установке) [19]: *Ng* φ = 143°36', ρ = 37°20'; *Nm* φ = 301°40', ρ = 52°49'; *Np* φ = 37°58', ρ = 81°10'. n_g = 1,716—1,750; n_m = 1,716—1,741; n_p = 1,708—1,738; n_g — n_p = 0,003—0,020 [24, 26, 47, 55—58]. $2V$ = 61—80°. Показатели преломления и уд. вес понижаются с возрастанием содержания Са и Mg (фиг. 192), замещение Mn на Fe²⁺ слабо отражается на оптических свойствах родонита [26, 55, 56]. У родонита из Брокен-Хила и Марокко наблюдалась дисперсия показателей преломления [19]: уменьшение n_g , n_m и n_p (примерно на 0,02—0,03) с возрастанием длины волны света (λ) от 404,7 до 690,7 нм. Отмечена дисперсия биссектрис до 1° в интервале длин волн 546,1—589,3 нм [19].

Хим. Теор. состав: СаО — 8,76, MnO — 44,31, SiO₂ — 46,93. Са обычно в той или иной степени замещен Mn, а Mn — Fe и Mg. Максимальное количество Fe (14,51% FeO) установлено в железистом родоните из Туна-Хёстберга (Швеция). Для родонита из Японии [59] установлена линейная зависимость содержания Са от содержания Mn. Марганец может замещаться там же Zn (фоулерит). В родоните из скарнов Алтын-Топкана установлены Си и Pb (сотые доли процента) [60], в родоните из скарнов Франклина, шт. Нью-Джерси (США) — до 2,7% Se [61].

Анализы (расположены в порядке уменьшения содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	0,61	0,53	0,47	0,25	1,31	0,68	0,78	—	1,30
CaO	1,31	1,53	5,00	5,14	4,10	3,60	5,00	8,56	8,95
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	0,07	—	0,40	—	—	—	—	—	—
MnO	51,55	49,85	48,80	47,16	45,98	44,16	43,90	43,28	41,29
FeO	0,15	1,52	—	0,27	2,44	4,34	5,70	—	0,42
Fe ₂ O ₃	—	0,40	0,10	0,12	0,93	—	Не обн.	0,70	Не обн.
Al ₂ O ₃	—	0,82	0,37	0,51	—	0,12	»	1,80	0,72
SiO ₂	46,13	44,42	44,40	45,23	45,17	46,84	44,50	44,65	45,90
H ₂ O ⁺	0,23	0,44	—	1,27	—	—	—	—	0,16
H ₂ O ⁻	0,23	0,24	—	0,29	0,30	—	—	0,13	0,86
Сумма	100,05	(99,75)	99,75*	100,24	100,23	99,74	99,88	99,92**	99,60
Уд. в.	3,70	3,700	—	3,595	3,75	—	3,65—3,78	3,40	—
n_g	1,747	1,748	1,716	1,740	1,737	1,734	1,724	1,733	1,732
n_m	1,737	1,740	—	1,730	1,728	1,726	—	—	—
n_p	1,733	1,735	1,706	1,727	1,724	1,722	1,714	1,722	1,722
$2V$	61°	61°	75°	74°18'	70°	72°	—	64°	76°
MnSiO ₃	94,69	91,6	86,6	86,6	82	81,4	74,7	79,2	74,80
CaSiO ₃	3,05	3,5	12,8	12,0	9	8,4	12,0	19,7	20,51
FeSiO ₃	0,27	3,2	—	0,6	5	7,9	10,7	1,1	0,55
MgSiO ₃	1,98	1,7	1,6	0,8	3	2,3	2,6	—	4,14

* В том числе SO₃ — 0,21.

** В том числе MnO₂ — 0,80.

1—15 — родонит; 16 — фоулерит; 17 — хсихутсуит.

1 — Виттинг (Финляндия), анал. Бигден [27]; 2 — Тагуси (Япония), анал. Момои (в оригинале сумма 99,85) [31]; 3 — из прожилков в браунитовой руде, Западный Караджал, Центральный Казахстан [62], 4 — Акимото (Япония), анал. Момои [31]; 5 — Валд-Ноб, шт. Северная Каролина (США) [63]; 6 — из марганцевых руд, хр. Прилужный, Чивчинские горы (Карпаты) [52]; 7 — из скарнов, Алтын-Топкан (Узбекистан), анал. Касьянова [55]; 8 — Центральный Казахстан, анал. Максимова [64]; 9 — из гонд-тов Говари-Вадхона (Индия) [65].

	10	11	12	13	14	15	16	17
MgO	0,14	0,12	1,97	1,41	0,40	1,93	1,11	6,24
CaO	2,87	4,66	8,98	2,01	5,45	6,55	7,48	4,31
ZnO	—	0,30	—	—	—	—	7,25	—
BaO	—	—	0,06	—	—	—	—	—
MnO	39,72	39,72	39,42	38,62	35,10	29,20	36,57	42,18
FeO	10,88	9,03	1,77	10,51	12,65	14,51	2,54	—
Fe ₂ O ₃	0,23	—	0,46	—	0,12	0,11	—	1,79
Al ₂ O ₃	Не обн.	—	сл.	0,93	—	0,08	—	0,78
SiO ₂	46,28	46,20	47,42	46,15	46,45	47,78	45,06	44,30
H ₂ O ⁺	0,18	—	—	—	—	—	—	0,21
H ₂ O ⁻	0,08	—	0,20	0,13	0,27	0,09	—	0,10
Сумма	(100,38)	100,03	100,28	99,76	100,44	100,25	100,01	99,91
Уд. в.	3,65	3,71	3,581	3,691	3,68	3,653	3,68	—
<i>n_g</i>	1,744	—	1,728	1,743	1,739	1,737	—	1,731
<i>n_m</i>	1,737	1,731	1,720	1,734	1,730	1,728	—	1,728
<i>n_p</i>	1,732	—	1,716	1,730	1,726	1,725	—	1,717
2 <i>V</i>	(+72°)—(—88°)	—	75°	76°	74°	70°	—	80°
MnSiO ₃	74	72,6	69,78	71,3	65	52,77	62,4	66,2
CaSiO ₃	6	10,8	20,21	4,2	11	15,01	17,6	10,2
FeSiO ₃	20	16,2	3,82	19,3	23	26,03	4,7	3,0
MgSiO ₃	—	0,4	6,18	3,5	1	6,19	3,6	20,6
ZnSiO ₃	—	—	—	—	—	—	11,7	—

10 — из кварцитов Симсио (Финляндия), анал. Оянпере (в оригинале сумма 100,22) [66]; 11 — Брокен-Хил, Новый Южный Уэльс (Австралия) [67]; 12 — Лонгбан (Швеция), анал. Бигден [27]; 13 — Брокен-Хил, анал. не указан [19]; 14 — Брокен-Хил, анал. Хендерсон [56]; 15 — из киебелитовой руды, Тува-Хёстберг (Швеция), анал. Бигден [68]; 16 — Франклин, шт. Нью-Джерси (США), анал. Дженкинс и Бауэр [22]; 17 — Хсихутсуи (Китай), анал. Лианг [69].

См. также хим. анализы родонита [6, 13, 22, 25, 47, 51, 54, 55, 62, 66, 67, 70—85].

Диagn. исп. В порошке частично растворяется в HCl. В других кислотах не растворяется. В полированных шлифах хорошо травится HF: через 5—10 сек выявляются полисинтетические двойники, трещины спайности и границы зерен [86]. П.п.тр. чернеет, легко вспучивается и образует черное стекло. После сплавления с бурой и фосфорной солью дает реакцию на Mn.

Повед при нагр. На кривой ДТА родонита имеется четко выраженное эндотермическое понижение при 1150—1300°, соответствующее плавлению [87]. В атмосфере с низким парциальным давлением кислорода, когда Mn остается двухвалентным, родонит плавится инконгруэнтно при 1291° с образованием тридимита и жидкой фазы [88]. В обычной атмосфере MnSiO₃ существует до 1048°, затем окисляется с образованием Mn₂O₃ и тридимита [89]. Родонит из Франклина, нагретый до 1360° в восстановительной атмосфере, плавился инконгруэнтно в богатое марганцем стекло и SiO₂ [39]. Родонит состава CaMn₄(SiO₃)₅ устойчив до 600°; при 1100° очень быстро переходит в минерал со структурой бустамита [90, 91]. Родонит из Янагасо (Япония), содержащий 13 мол. % CaSiO₃, превратился в бустамит после выдерживания при 1200° в течение часа [31]. О поведении при нагревании см. также [92].

Ито [93] установил полиморфный переход пироксмангита в родонит в интервале 600 и 740° при 2 кбар. Близкие данные получены Момои [94], Мари-

шем и Мотаной [95]. Обратный переход родонита в пироксмангит при понижении температуры и давлении до 4 кбар не наблюдался [94], но установлен при более высоких температурах (780—1400°) и давлениях (30—43 кбар) [96]. Искусственный γ -(Mn, Ca)SiO₃ со структурой родонита (отношение MnSiO₃ : CaSiO₃ ≥ 4 : 1) [15] после отжига в течение 19 часов при температуре 1150° превращался в β -(Mn, Ca)SiO₃ со структурой бустамита. Обратный переход от β - к γ -форме при отжиге затрудняется с повышением содержания Ca в минерале и при отношении MnSiO₃ : CaSiO₃ менее 4 : 1 не наблюдается.

Наход. Распространен широко. Встречается преимущественно в метаморфизованных осадочных марганцевых рудах или в осадочно-метаморфических породах, реже — в гидротермальных месторождениях и известковых скарнах. *P* — *T* условия метаморфизма, особенности химизма сосуществующих с родонитом минералов, а также анализ парагенетических ассоциаций рассмотрены в ряде работ [84, 85, 97—99].

Содержится в метаморфизованных осадочных рудах марганца ряда месторождений Среднего и Южного Урала (Малоседельниковское, Седельниковское, Афанасьевское, Баженовское, месторождения Магнитогорска) [100—104], в которых добывался поделочный камень высокого качества — орлец. Наряду со сплошным тонкозернистым родонитом в этих месторождениях имеется родонитовая порода с бустамитом, спессартином, пьемонтитом, тефроитом, родохрозитом, манганитом, браунитом, пиритом и кварцем. В железо-марганцевых месторождениях Джумарт и Камыс в Центральном Казахстане [64, 105] родонит образует прослои до 20 см, чередующиеся с прослоями браунитовой руды и девонских известняков; в зернистых массах браунита родонит ассоциируется с марганцовистым гранатом, фриделитом и кальцитом; в секущих прожилках — с бустамитом, калиевым полевым шпатом, урбанитом, кальцитом, баритом; родонит частично замещен фриделитом. В силикатных марганцевых рудах Западного Караджала [62] родонит является порообразующим минералом, ассоциируется с тефроитом, гранатом, иногда с фриделитом, баритом, карбонатами. Распространен в известково-сланцевых породах протерозоя на Икатском месторождении (Северо-Западное Забайкалье) [106], в обогащенных марганцем породах метаморфических комплексов Дальнего Востока (Малый Хинган, Джагдинский хр. и др.) [85, 107, 108], в линзах родонит-спессартиновых пород Анабарского массива (Сибирь) [109]. В месторождениях Глимея и Серетплай (Закарпатье) [53] встречается в линзовидных телах среди кварц-сланцевых и кварцитовых сланцев в ассоциации с родохрозитом, гранатом, амфиболами, окислами и гидроокислами марганца. В Чивчинских горах (Украинские Карпаты) [54] распространен в марганцевых силикатно-карбонатных рудах. В породах марганцевой вулканогенно-осадочной формации Султан-Уиз-Дага (Узбекистан) [73] слагает гнезда, прожилки и неправильные обособления в роговиках. На месторождении Алтын-Топкан (Узбекистан) родонит найден в скарново-полиметаллических рудах (с геденбергитом, мангансалитом, андрадит-гроссуляром) в линзах родонитовых скарнов на контакте известняков с дайками гранит-порфилов и гранодиорит-порфилов (с галенитом, сфалеритом, бустамитом, волластонитом, пироксенами, гранатом) и в трубообразных скарновых телах, залегающих в известняках (с мангангеденбергитом, мангансалитом, йохансенитом, ферройохансенитом, частью в виде псевдоморфоз по этим минералам) [47, 55]; установлены сферолиты родонита с резко выраженным концентрически-зональным строением [74]. В Западном Карамазаре (Средняя Азия) [70] родонитовые породы залегают среди известковых скарнов; в гранатовых скарнах месторождения Карагайлы (Центральный Казахстан) [71], помимо гнезд и линз родонита, наблюдаются более поздние прожилки этого минерала. В Хаканджинском золоторудном месторождении (Магаданская обл.) [110] встречаются декоративные разновидности родонита, не уступающие по качеству уральским орлецам.

За рубежом известны многочисленные метаморфогенные месторождения родонита. В Австралии они имеются в штатах Новый Южный Уэльс, Квин-

сленд, Тасмания и Западная Австралия [111—113]. В Японии родонит широко распространен в метаморфизованных пластовых марганцевых месторождениях (Таки, Куиси, Фукумаки и др.) [24, 114—118]. Ассоциируется с алабадином, браунитом, пирофанитом, гюбнеритом, родохрозитом, Мп-кальцитом, тефроитом, спессартином, иошимураитом, марганцевыми амфиболами, бустамитом, пироксмангитом, пиросмалитом, гельвином; на руднике Нода Тамагава [119] выделяются родонитовые руды с мозаичной и полосчатой текстурами — продукты перекристаллизации первичных кремнистых марганцевых руд, а также крупнозернистые и массивные родонитовые руды, сопоставимые с реакционными скарнами. Широко распространен в метаморфизованных осадочных марганцевых месторождениях Индии (штаты Мадхья-Прадеш, Махараштра и др.) [51, 65, 120, 121], для которых характерно чередование слоев, сложенных силикатами и окислами Мп, а также в гондитах Центральной и Северной Индии. В гондитах рудника Чикла [122] обнаружены родонитовые нодулы с браунитовыми ядрами, окруженные черным кварцем и браунитом. На руднике Ситасанджи в районе г. Бхандара [51] родонит развит в гнейсах, гондитах и в гранитном пегматите, залегающем в гондитах. В метаморфических породах железистой формации Уабуш, пров. Лабрадор (Канада) [84], сложенных кварцем, магнетитом, куммингтонитом и доломитом — анкеритом, родонит встречается вместе с щелочными амфиболами, гранатом, родохрозитом, кальцитом. В месторождениях железо-марганцевого поля в шт. Мэн (США), залегающих среди зеленых сланцев [123], мелкие прожилки родонита наблюдались в телах марганецсодержащих гематитовых руд. В Дюрштейне, Зауальпе и других месторождениях Каринтии (Австрия) [124] встречается вместе с пироксмангитом, родохрозитом, спессартином, кварцем, реже — тефроитом и манганкальцитом; в Капруне, Альпы (Австрия) [125] образует прослой среди слюдистых сланцев; в Новаре (Италия) [81, 126] — в марганецсодержащих породах; в Македонии (Югославия) [127] — в рудной жиле, секущей метаморфические породы, вместе со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, бурнонитом, сидеритом, кальцитом, родохрозитом, бустамитом; в Свалетике (Чехословакия) [23, 128] имеются прожилки родонита с неотокитом, кварцем, пиритом в метаморфизованных осадочных карбонатных породах, залегающих в графитизированных пиритовых сланцах. В ряде месторождений Корнуэлла и Девоншира (Великобритания) [20, 25, 80, 129, 130] встречается в метаморфизованных карбонатно-силикатных породах; в Симсио (Финляндия) [66, 131] в кварцитах вскрыты линзы родонита, ассоциирующегося с кварцем и спессартином; в Телемарке (Норвегия) [132] родонит, являющийся главным минералом жилы в метаморфизованных породах, ассоциируется со спессартином, браунитом, гаусманнитом, якобитом, родохрозитом и окислами Мп. В Алжире на марганцевом месторождении в Высоком Атласе [133] жила родонита и спессартина сечет метаморфические породы. На Мадагаскаре [134] в породах рифтовой системы родонит ассоциируется со спессартином, реже с тефроитом или содержится в кварцевых жилах с родохрозитом, спессартином, тефроитом и кальцитом.

Как минерал скарнов родонит известен в свинцово-цинковых месторождениях США: во Франклинне и около Огденсбурга (шт. Нью-Джерси) [22, 75, 135, 136] и в штате Нью-Мексико [137], где в гранат-пироксеновых скарнах он замещает йохансенит совместно с кварцем и кальцитом. Характерен для скарнов месторождений Швеции (Лонгбан, Пайсберг и др.) [138, 139] — с браунитом, родохрозитом, гаусманнитом, гранатом, тефроитом. Скарны с родонитом и йохансенитом имеются в Болгарии [83, 140]. В серебро-свинцово-цинковом месторождении Брокен-Хил (шт. Новый Южный Уэльс, Австралия) [113] родонит ассоциируется с кварцем, кальцитом, гранатом и замещается Ag-содержащим галенитом, сфалеритом и флюоритом. Значительные скопления родонита отмечены в золотоносной кварцевой жиле на Аляске [136]. Встречен в карманах среди известняков на п-ове Олимпик, шт. Вашингтон (США) [141] в ассоциации с гаусманнитом, манганофиллитом, родохрозитом, кальцитом.

Россыпные месторождения поделочного родонита (крупноглыбовые элювиально-делювиальные россыпи-развалы в районах без развитых кор выветривания) известны в США [136] — Куммингтон в шт. Массачусетс и Розомонд в шт. Калифорния; в Танзании — близ пирролюзитового рудника Чамбонго [142].

Изм. Отмечено образование по родониту марганцевого серпентина [22]; метасоматически замещается рудными минералами [55], родохрозитом, фриделитом [64], пироксмангитом [52]. В зоне гипергенеза замещается вернадитом, криптомеланом, псиломеланом, пирролюзитом и другими окислами и гидроокислами марганца [25, 55, 65, 103, 116, 118, 120].

Искусств. Получен из смеси пирролюзита, кремнезема и хлористого марганца при температуре красного каления; плавлением шихты, состоящей из SiO_2 , MgO и оксалата Mn в атмосфере водорода [143]; при нагревании тонко измельченных MnCO_3 , CaCO_3 и $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ до 800° в атмосфере азота в трубчатой печи, а также нагреванием MnO и SiO_2 (в отношении 1 : 1) при 1000° в течение 30 мин [15].

Отмечавшийся в шлаках бессемеровских и мартеновских печей железистый родонит (фсгит) [144] по параметрам элементарной ячейки оказался идентичным пироксмангиту [145].

Родонит и другие пироксеноиды системы $\text{MnSiO}_3 - \text{CaSiO}_3$ (пироксмангит, бустамит или волластонит) синтезированы [146] из смеси твердых растворов (Mn , Ca)-карбонатов (гомогенизированы при 600° и давлении 2 кбар в атмосфере CO_2) и кварца в атмосфере смеси CO_2 и H_2O при температуре до 800° , общем давлении 2 кбар (длительность опытов 14—60 дней); установлена зависимость структуры полученных пироксеноидов от отношения Mn/Ca в исходном материале и от температуры; при возрастании температуры наблюдались переходы пироксмангита в родонит, родонита в бустамит. Многочисленные работы посвящены изучению двойных и тройных систем различного состава, в которых был получен и родонит (Справочник «Минералы. Диаграммы фазовых равновесий», 1974, вып. 1 и [88, 90, 147—159]. Ито [160] установил образование при медленном охлаждении расплава на воздухе пироксмангит-родонитовой перитектики при 1350° состава $(\text{Mn}_{0,67}\text{Mg}_{0,33})\text{SiO}_3$; узкая область сосуществования родонита с пироксмангитом находится ниже кривой солидуса $(\text{Mn}_{0,50}\text{Mg}_{0,50}) \cdot \text{SiO}_3 - (\text{Mn}_{0,55}\text{Mg}_{0,45})\text{SiO}_3$.

Практ. знач. Используется в качестве поделочного и декоративного камня [142, 161].

Отл. В отличие от бустамита оптически положителен, от пироксмангита отличается большим $2V$ и меньшим двупреломлением.

Разнов. Ф о у л е р и т — fowlerite (Шепард, 1832) — родонит с повышенным содержанием Zn (ZnO 11,7%, хим. анализ 16).

Назван по имени Феулера, изучавшего минералы месторождения Франклин. Синон. Фаулерит, фовлерит, фоулерит — fowlerite, кеатингит (китингит) — keatingite, дисснит — dyssnite (по Дана, 1892).

Кристаллы таблитчатые по (001) или по $(1\bar{1}0)$ — фиг. 190_{8,9}. Сп. по (110) и $(1\bar{1}0)$ совершенная, по (001) менее совершенная. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 3,68. Хрупок. Цв. от бледно-розового до буровато-красного и серого. Быстро обесцвечивается на солнце. Бл. стеклянный. Полупрозрачен, в мелких кристаллах прозрачный. Двуосный (+). $n_g = 1,732$, $n_m = 1,720$, $n_p = 1,716$. $2V$ средний. Довольно широко распространен в месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [22], где встречается в пересекающих рудные тела кальцитовых прожилках совместно с франклинитом, виллемитом и цинкитом; наиболее обилен близ тел пегматитов; в незначительном количестве отмечался и в пегматитах. Замещается Mn -содержащим серпентином, частью с образованием псевдоморфоз.

Х с и х у т с у н и т — hsihutsunite [69] — родонит с высоким содержанием Mg (MgO — 6,24%, хим. анализ 17).

Назван по месторождению Хсихутсун (Китай). Син. хсихутинит, сихутсунит.

Цв. розовый, в шлифах бесцветный. Сп. совершенная по (110) и (1 $\bar{1}$ 0). Большею частью оптически положительный, реже отрицательный. $n_g = 1,731$, $n_m = 1,728$, $n_p = 1,717$. $2V$ около 80° . Угол погасания до 30° в сечениях $\perp Nm$; в сечениях \perp одной из оптических осей Ng образует угол около 40° со следами спайности (110) и (1 $\bar{1}$ 0). Встречен в кварц-родонитовых жилах, залегающих на контакте кремнистых известняков и плагиогранитов. Частью замещен пиролюзитом и родохрозитом.

Гидрородонит — hydrorhodonite (Энгстрем, 1875) — гидратированный родонит из Лонгбана (Швеция). Массивный, кристаллический. Сп. ясная в одном направлении. Тв. 5—6. Уд. в. 2,70. Цв. красно-бурый. Черта буровато-белая. Бл. стеклянный. Полупрозрачный, в тонких краях прозрачный. Анализ гидрородонита из Лонгбана (анал. Энгстрём): $Li_2O - 1,23$, $Na_2O - 0,39$, $MgO - 6,98$, $CaO - 3,60$, $MnO - 30,83$, $FeO - 1,04$, $SiO_2 - 44,07$, $H_2O - 11,84$, сумма 99,98; формула: $(Li, Ca)MgMn_3Si_5O_{14}(OH) \cdot 4H_2O$ [162].

Под названием «гидрородонит» описаны криптокристаллические псевдоморфозы серпентина по родониту из месторождения Франклин, встреченные среди выделений франклинита, полевого шпата и граната [22].

К гидрородониту по составу близки содержащие воду силикаты Mn: виттингит (фиттингит) — wittingite (vittingite, vittinkite) (Норденшильд, 1849), бементит — bementite (Кёниг, 1887), пенвитит — penwithite (Колинс, 1878), неотокит — neotocite (Норденшильд, 1849) и стратопейт — stratopseite (Игельстрём, 1851).

Решением Комиссии по новым минералам и названиям Международной Минералогической Ассоциации названия пенвитит, стратопейт, клипштейнит (опсимоз) исключаются из употребления и заменяются одним — неотокит [163].

При исследовании системы $Li_2SiO_3 - Mn_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O$ синтетически получен [93] Li-гидрородонит $LiMn_3Si_5O_{14}(OH)$; $a_0 = 7,549$, $b_0 = 11,778$, $c_0 = 6,726$, $\alpha = 93^\circ 11'$, $\beta = 95^\circ 20'$, $\gamma = 106^\circ 19'$.

Межплоскостные расстояния родонита из Франклина *

FeK α -излучение, $D = 114,6$ мм

<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>
010	5	11,33	210	5	3,84	221; 11 $\bar{2}$	8	3,14
110	2	7,40	1 $\bar{2}$ 0	5	3,81	2 $\bar{1}$ 0; 201	7	3,10
100	4	7,15	030	1	3,78	1 $\bar{0}$ 2	1	3,07
001	5	6,68	220	4	3,70	140	2	3,05
020	1	5,67	200	6	3,57	23 $\bar{1}$	1	3,04
011	1	5,61	21 $\bar{1}$	5	3,42	12 $\bar{2}$; 101	9	2,980
120	1	5,54	03 $\bar{1}$	1	3,37	0 $\bar{2}$ 2	2	2,954
1 $\bar{1}$ 1	1	5,16	002; 22 $\bar{1}$	7	3,34	1 $\bar{3}$ 0	9	2,924
101	5	4,79	131	2	3,32	231	4	2,840
12 $\bar{1}$	1	4,46	1 $\bar{2}$ 1	2	3,28	1 $\bar{1}$ 2; 022	5	2,811
021	1	4,20	230; 0 $\bar{1}$ 2	6	3,26	2 $\bar{1}$ 1	5	2,791
1 $\bar{1}$ 1; 1 $\bar{1}$ 1	5	4,12	031	5	3,21	240	10	2,772
121	1	4,10	012	5	3,15	122	5	2,759

* ASTM, 13-138.

Л и т е р а т у р а

1. Peacor D. R., Niizeki N. Zs. Krist., 1963, 119, H. 1-2, 98.
2. Мамедов X. С. ДАН АзССР, 1958, 14, № 6, 445.
3. Hilmer W., Liebau F., Thilo E. Dornberger-Schiff K. Naturwissenschaften, 1956, 43, H. 8, 177.
4. Gossner B., Brühl K. Zbl. Min., 1928, A, 316.
5. Narita H., Koto K., Morimoto N. Mineral J, Japan. 1977, 8, N 6, 343.
6. Ohashi Y., Finger L. W. Carnegie Inst. Washington, 1975, Year book N 74, 564.

7. *Liebau F., Hilmer W., Lindemann G.* Acta Cryst., 1959, 12, pt. 3, 182.
8. *Белов Н. В.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 43.
9. *Белов Н. В.* Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 3, 231.
10. *Белов Н. В.* Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976, 133.
11. *Koto K., Morimoto N., Narita H. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 8, 248.
12. *Takeushi Y., Koto K.* Mineral. J., Japan, 1977, 8, N 5, 272.
13. *Dickson B. L.* Am. Min., 1975, 60, N 1-2, 98.
14. *Wilkins R., Sabine W.* Am. Min., 1973, 58, N 5-6, 508.
15. *Liebau F., Sprung M., Thilo E.* Zs. anorg., allgem. Chem. 1958, 297, H. 3-4, 213.
16. *Белокоцева Е. Л., Симонов М. А., Дудеров Н. Г., Лобачев А. Н., Белов Н. В.* Кристаллография, 1973, 18, вып. 5, 973.
17. *Белокоцева Е. Л., Симонов М. А., Белов Н. В.* ДАН СССР, 1973, 213, № 6, 1300.
18. *Симонов М. А., Белокоцева Е. Л., Кузнецов А. И., Белов Н. В.* ДАН СССР, 1976, 231, № 2, 346; *Симонов М. А., Белокоцева Е. Л.* ДАН СССР, 1977, 234, № 3, 586.
19. *Hill F. W.* Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphys., 1959, F. 1, 137.
20. *Dearman W.* Min. Mag., 1966, 35, N 275, 991.
21. *Anderson C.* Zs. Krist., 1910, 48, 209.
22. *Palache C.* U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1935, N 180, 66.
23. *Zak L.* Casop. min., geol., 1963, 8, N 1, 60.
24. *Yosimura T. J.* J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, geol., 1939, 4, N 3-4, 412.
25. *Russell A.* Min. Mag., 1946, 27, N 194, 221.
26. *Momoi H. J.* Min. Soc. Japan, 1970, 10, N 2, 82.
27. *Sundius N.* Am. Min., 1931, 16, N 10, 411; N 11, 488.
28. *Young B. V., Millman A. P.* Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No. 689, Trans, 1963—64, 73, pt 7, 451.
29. *Вдовыкин Г. П.* Метеоритика, 1969, вып. 29, 104.
30. *Поваренных А. С., Лебедева А. Д.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 117.
31. *Momoi H.* Mem. Fac. Sci. Kyushu univ., ser. D, geol., 1964, 15, N 1, 39.
32. *Bank H., Berdesinski W., Diehl R.* Zs. Dtsch. gemmol. Ges., 1973, 22, N 3, 101.
33. *Грум-Гржимайло С. В., Толстихина К. И., Рудницкая Е. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 449.
34. *Hey M. H.* Min. Mag., 1929, 22, N 127, 193.
35. *Грум-Гржимайло С. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 86.
36. *Барсанов Г. Н., Яковлева М. Е.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 42.
37. *Minning P.* Canad. Min., 1968, 9, pt 3, 348.
38. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 136.
39. *Lakshman S. V. I., Reddy V. I.* Physica, 1973, 66, N 3, 601.
40. *Gibbons R. V., Ahrens T. J., Rossman G. R.* Am. Min., 1974, 59, N 1-2, 177.
41. *Лазарев А. Н., Тенишева Т. Ф.* Оптика и спектроскопия, 1961, 11, вып. 5, 584.
42. *Ryall W., Threadgold I.* Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 754.
43. *Omori K.* Sci. Rep. Tohoku univ., 1964, 9, N 1, 65.
44. *Marshall M., Runciman W. A.* Am. Min., 1975, 60, N 1-2, 88.
45. *Рожкова Е. В., Еришова К. С.* Мин. сырье, 1961, вып. 3, 102.
46. *Смольков Н. А., Добровольская Н. В.* Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 3, 326.
47. *Еникеев М. Р.* Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 14, 154.
48. *Копченова Е. В., Карюкина В. Н.* Современные методы минералогического исследования. М.: Недра, 1969, ч. 2, 148.
49. *Микульская Е. К.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
50. *Евзикова Н. З.* Геология и геофизика, 1972, № 8, 94.
51. *Bilgrami S. A.* Min. Mag., 1956, 31, N 234, 236.
52. *Синица С.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 170.
53. *Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. М., Барышников Э. К., Малыгина О. А.* Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1963, 275.
54. *Матковский О. И.* Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Изд. Львовск. ун-та, 1971, 64, 139.
55. *Сквалецкая Л. В.* Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1958, вып. 102, геол., кн. 8, 35.
56. *Henderson E. P., Glass J. J.* Am. Min., 1936, 21, N 5, 273.
57. *Смирнов С. С.* Избр. труды. Изд-во АН СССР, М., 1955, 121.
58. *Lee D. E.* Stanford. univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 19.
59. *Ohashi Y., Kato A., Matsubara S.* Carnegie Inst. Washington, 1975, Year Book N 74, 561.
60. *Сквалецкая Л. В.* Зап. Кирг. отд. Всес. мин. об-ва, 1961, вып. 2, 125.
61. *Frondel C.* Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 1051.
62. *Калинин В. В.* Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М.: Наука, 1965, 52.
63. *Ross C. S., Kerr P. F.* Am. Min., 1932, 17, N 1, 13.
64. *Каюпова М. М.* Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 2(43), 45.
65. *Roy S., Purkait P.* Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 36.
66. *Hietanen A.* Bull. Comm. Geol. Finl., 1938, 21, N 122, 20.
67. *Mason B. J.* Geol. Soc. Austral., 1973 (1974), 20, pt 4, 397.
68. *Sundius N.* Geol. För. Förhandl., 1930, 52, N 383, H. 4, 403.

69. Wang C. C. Bull. Geol. Soc. China, 1936, 15, N 1, 87.
70. Жариков В. А., Подлесский К. В. ДАН СССР, 1955, 105, вып. 5, 1096.
71. Янулова М. К. Минералогия скарново-баритового месторождения Карагайлы. Алма-Ата, 1962, 1, 158.
72. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент: Наука, 1965, 110.
73. Свириденко А. Ф., Кустарникова А. А., Каюмов А. В. О марганцевой вулканогенно-осадочной формации Султан-Уиз-Дага. Узб. геол. журн., 1966, вып. 1, 11.
74. Королев В. А., Королева Н. Н. Геология рудных месторождений, 1972, 14, № 3, 55.
75. Larsen E. S., Shannon E. W. Am. Min., 1922, 7, N 9, 149.
76. Jakob J. Schweiz. min., petr. Mitt., 1933, H. 1, 17.
77. Kodera M. Rodonit z Bauskej Stivavnice. Geol. sborn., Slovenska Acad., 1955, 6, с. 3—4, 227.
78. Loshimura J. Min. Soc. Japan, 1960, 5, N 1, 1.
79. Hashimoto M. J. Geol. Soc. Japan, 1963, 69, N 816, 438.
80. Howie R. Min. Mag., 1965, 34, N 268, 249.
81. Bertolani M. Period. Min., Roma, 1967, 36, N 3, 1011.
82. Popa Gh. An. sti. Univ. Iasi, 1971, sec.2b, 17, 43.
83. Мэнков Сл., Андреева Л. Годовник Высш. минно-геол. ин-т, 1971—1972 (1974), св. 2, 18, 59.
84. Klein C. J. Petrology, 1966, 7, N 2, 246.
85. Кулиш Л. И., Кулиш Е. А. Метаморфические марганцовые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во АН СССР, 1974, 3.
86. Сергеев В. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 66.
87. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974, 126.
88. Glasser F. P. Am. J. Sci., 1958, 256, N 6, 398.
89. Muan A. Am. Min., 1959, 44, N 9-10, 954.
90. Dent Glasser L. S., Glasser F. P. Silikattechnik, 1960, 11, H. 8, 362.
91. Dent Glasser L. S. D., Glasser F. P. Acta Cryst., 1961, 14, pt 8, 818.
92. Agiorgitis G. Tschem. min., petr. Mitt., 1969, 13, H. 3-4, 279.
93. Ito J. Mineral. J., Japan, 1972, 7, N 1, 45.
94. Monoi H. Mineral. J., Japan, 1974, 7, N 4, 359.
95. Maresh W. V., Mottana A. Contrib. min., petrol., 1976, 55, N 1, 69.
96. Akimoto S., Syono Y. Am. Min., 1972, 57, N 1-2, 76.
97. Hori F. Sci. Papers College Gen. Edek. Univ. Tokyo, 1962, 12, N 1, 117.
98. Bourbon M., Fontelles M. Bull. Soc. fr. min., crist., 1972, 95, N 5, 624.
99. Жариков В. А. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, 220.
100. Власов К. А. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39, мин.-геохим. сер., 1.
101. Бетехтин А. Г. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4, 3.
102. Симонов А. И. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, вып. 20, 140.
103. Бетехтин А. Г. В кн.: Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1954, 1, 530.
104. Кожеевников К. Е. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 35, мин. сб. № 4, 291.
105. Неховатский И. П., Бондаренко И. И., Кивун В. И. и др. В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967, 2, 93.
106. Беличенко В. Г. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 14, 99.
107. Кулиш Л. И. В кн.: Вопросы геологии рудных м-ний Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во АН СССР, 1972, 162.
108. Кулиш Л. И. В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск: Изд-во АН СССР, 1972, 149.
109. Пономаренко А. И. ДАН СССР, 1973, 212, № 6, 1426.
110. Фадеев А. П. Колыма, 1972, № 4, 43.
111. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 487.
112. Stillwell F. L. Proc. Austral. inst. mining, met., 1959, N 190, 1.
113. Seghit E. R. Proc. Austral. inst. mining, met., 1962, 47, N 202, 47; Hodgson C. Iay. J. Geol. Soc. Australia, 1975, 22, pt 1, 33.
114. Harada J. J. Geol. Soc. Japan, 1933, 40, 342.
115. Hirowatari F. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, N 8, 1.
116. Nambu M., Tanida K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1964, 51, N 6, 223.
117. Suzuki J. Bull. Nat. Sci. Museum, Tokyo, 1964, 7, N 3, 339.
118. Ватанабе Т., Ю С., Камо А. В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, 104.
119. Ватанабе Т., Ю С., Камо А. В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, 121.
120. Fermor L. L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, pt 1, 139; pt. 11, 606; pt. IV, 1111; Roy S., Mitra F. Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1964, pt A, 30, N 3, 395.
121. Iyler L. A. Bull. Geol. Surv. India, ser. A, 1961, N 18, 76; Lahiri D. Econ. Geol., 1971, 66, N 8, 1176; Roy S. Acta min., petr. Szeged, 1974, 21, N 2, 269.
122. Subimol S. Quart. J. geol., mining, metallurg. Soc. India, 1965, 38, N 2, 3.
123. Pavlides L., Milton Ch. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1962, N 3621, 65.
124. Koritnig S. Karinthin, 1972, N 66, 268.
125. Horninger G. Tschem. min., petr. Mitt., 3-Folge, 1954, 5, H.1-2, 48.
126. Bertolani M. Atti. Soc. natur., mat., Modena, 1964, 95, 1.
127. Speletic V. Rosprave Geologija Powcila, Ljubljana, 1961, N 6, 286.

128. *Marek V., Povondra P., Zak L.* Acta Univ. Carolinae, geol., 1975, N 3, 187.
129. *Tilley C. E.* Am.Min., 1946, 27, N 194, 236.
130. *Dearman W. R., Butcher N. E.* Proc. Geol. Assoc., London, 1959, pt 1, 70, 51.
131. *Hietanen A.* Bull.Comm.Géol.Finl., 1936, 9, N 115, 387.
132. *Werteveld J.* Norges geol. undersök, Arbok. 1960—1961, N 213, 202.
133. *Bouladon J., Proust F.* Mines et géologie, 1959, N 8, 45.
134. *Behier J.* Contribution a la mineralogie de Madagascar. Ann. Géol. de Madagascar, 1960, fasc. 29, 56.
135. *Klein C., Ito J.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1264.
136. *Sinkankas J.* Gemstones of North America. New York, 1959, 655.
137. *Allen V. T., Fahey J.* Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 883.
138. *Palache C.* Am. Min., 1929, 14, N 2, 43.
139. *Magnusson N. H.* Geol. För. Förhandl., 1924, 46, H.1-2, 284; *Geijer P.* Bull. Geol. inst. Upsala, 1961 15, 37.
140. *Мицнева-Стефанова Й., Горова М.* Тр. геол. България, сер. геохим., мин., петр., 1965, 5, 117
141. *Park C. F.* Am J. Sci., 1946, 244, N 5, 305.
142. *Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н.* Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1976, 159.
143. *Дилакторский Н. Л.* Тр.Петрогр.ин-та АН СССР, 1934, вып. 6., 369.
144. *Whiteley J. H., Hallimond A. F. J.* iron. a. steel Inst., 1919, 99, 199.
145. *Perutz M.* Min. Mag., 1937, 24, N 158, 573.
146. *Abrecht J., Peters T.* Contrib. min., petrol., 1975, 50, N 4, 241.
147. *Glasser F. P.* Zbl. Min., 1926, A, 81.
148. *Muan A.* Am. J. Sci., 1959, 257, N 4, 297.
149. *Morris A. E., Muan A. J.* Met., 1966, 18, N 8, 960.
150. *Glasser F. P., Osborn E. F. J.* Am. Ceram. Soc., 1960, 43, N 3, 132.
151. *Voos E.* Zs. anorg. Chem., 1935 222, 201.
152. *Glasser F. P. J.* Am. Ceram. Soc., 1962, 45, N 5, 242.
153. *Snow R. B. J.* Am. Ceram. Soc., 1943, 26, N 1, 11.
154. *Галахов Ф. Я.* Изв. АН СССР. Сер. хим., 1957, № 5, 530.
155. *Maddocks W. R.* Iron a. Steel Inst. Carnegie Scholarship memoirs, 1935, 24, 56.
156. *White J. J.* Iron a. Steel Inst., London, 1943, 148, 2,586; *Riboud P. V., Mian A.* Trans. Met. Soc. AIME, 1962, 224, N 1, 28.
157. *Muan A., Somiya S.* Am. Min., 1961, 46, N 3-4, 366.
158. *Смоленский С.* Zs. anorg. Chem., 1912, 73, H. 3, 299.
159. *Yoshinga M. J.* Min. Soc. Japan, 1958, 3, 406.
160. *Ito J.* Am. Min., 1972, 57, N 5-6, 865.
161. *Ферсман А. Е.* Драгоценные и цветные камни СССР. В кн.: Избр.труды. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 7, 164.
162. *Yoshii M., Maeda K.* Mineral. J., Japan, 1972, 7, N 1, 29.
163. *Clark A. M., Easton A. J., Mount M.* Min. Mag., 1978, 42, N 322, 279.

Бабингтонит Babingtonite
 $Ca_2(Fe^{2+}, Mn^{2+})Fe^{3+}[Si_5O_{14}](OH)$

Назван по имени врача и минералога У. Бабингтона (Леви, 1824).

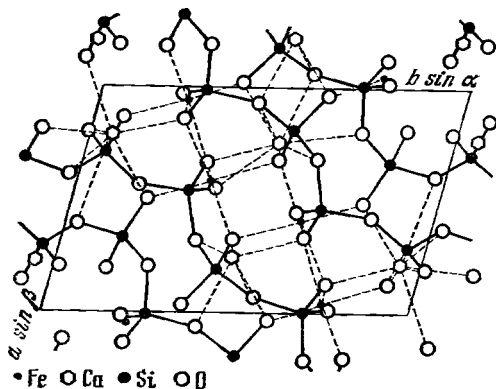
Синон. Ферробабингтонит — ferrobabingtonite, марганцабабингтонит — manganbabingtonite [1] — члены изоморфного ряда [2].

Характ. выдел. [Кристаллы (0,1—5 мм, редко 3—4 см), их друзы, веерообразные сростки.

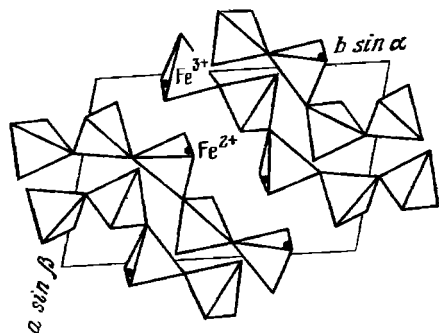
Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$. Предложены различные структурные установки бабингтонита, здесь принята установка Ричмонда [3], соответствующая родонитовой.

a_0 (Å)	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0 : b_0 : c_0$	Ссылка
7,36	11,52	6,58	91°48'	93°48'	103°54'	0,642:1:0,574	[3]
7,51	11,70	6,72	91 26	93 53	104 15	0,642:1:0,571	[4]
6,88	11,80	6,77	90 30	93 30	104 54	0,583:1:0,574	[5]
6,73	7,54	12,43	112 22	93 48	86 09	0,892:1:1,648	[6]
12,18	6,68	7,50	93 59	112 19	86 03	1,823:1:1,123	[7]

Установки Госнера-Мусгнуга [6] и Косого [7] отличаются от установки Ричмонда [3] выбором элементарной ячейки; между собой две первые установки различаются выбором осей в пределах элементарной ячейки.



Фиг. 193. Структура бабингтонита в проекции вдоль оси c (по Араки и Золтан)



Фиг. 194. Положение и ориентировка силикатных цепочек в структуре бабингтонита (по Араки и Золтан)

Основой структуры (фиг. 193, 194) являются параллельные $[110]$ цепочки из пяти соединенных вершинами тетраэдров SiO_4 (как у родонита). Цепочки соединяются в трехмерный каркас с помощью октаэдров $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O}_6$ через общие вершины. Предполагается локализация в одних октаэдрических положениях Fe^{2+} ($\text{Fe}-\text{O} = 2,0660 - 2,239 \text{ \AA}$), а в других — Fe^{3+} ($\text{Fe}-\text{O} = 1,939 - 2,206 \text{ \AA}$). Между собой все октаэдры соединены ребрами и образуют ленты. В пустотах между тетраэдрическими цепочками и октаэдрическими лентами располагаются атомы Ca в неправильном окружении 8 атомов кислорода ($\text{Ca}-\text{O} = 2,287 - 3,084 \text{ \AA}$). Среднее межатомное расстояние $\text{Si}-\text{O} = 1,614 \text{ \AA}$. Отмечается различие в конфигурации тетраэдрических цепей (сочленение полиэдров и их взаимные повороты) у бабингтонита и родонита [7].

Пинакоидальный кл. $C_2 - \bar{1} (C)$. $a : b : c = 0,6417 : 1 : 0,5746$; $\alpha = 91^\circ 31'$, $\beta = 93^\circ 51'$; $\gamma = 104^\circ 04'$ [3]. Формы (по Гольдшмидту 1890—1897 гг. и Пэлэчу [8], установка и буквенные обозначения по Ричмонду [3]):

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$56^\circ 36'$	$4^\circ 37'$	d 011	$6^\circ 02'$	$32^\circ 42'$
a 100	75 47	90 00	n $0\bar{1}1$	173 00	28 54
b 010	0 00	90 00	r 101	74 19	45 04
m 110	47 34	90 00	o $\bar{1}11$	-63 43	42 48
f 210	59 44	90 00	p $\bar{1}21$	-39 37	52 24
j 310	64 40	90 00	q $\bar{1}01$	-102 26	40 22
M $1\bar{1}0$	112 12	90 00	s $1\bar{1}1$	108 25	45 29
h $1\bar{2}0$	136 53	90 00			

Кроме того, известны: x (035), y (025), e ($\bar{1}11$), w ($\bar{2}25$), v ($\bar{3}35$), u (554), i ($\bar{1}22$), t ($\bar{1}22$), k ($\bar{1}21$).

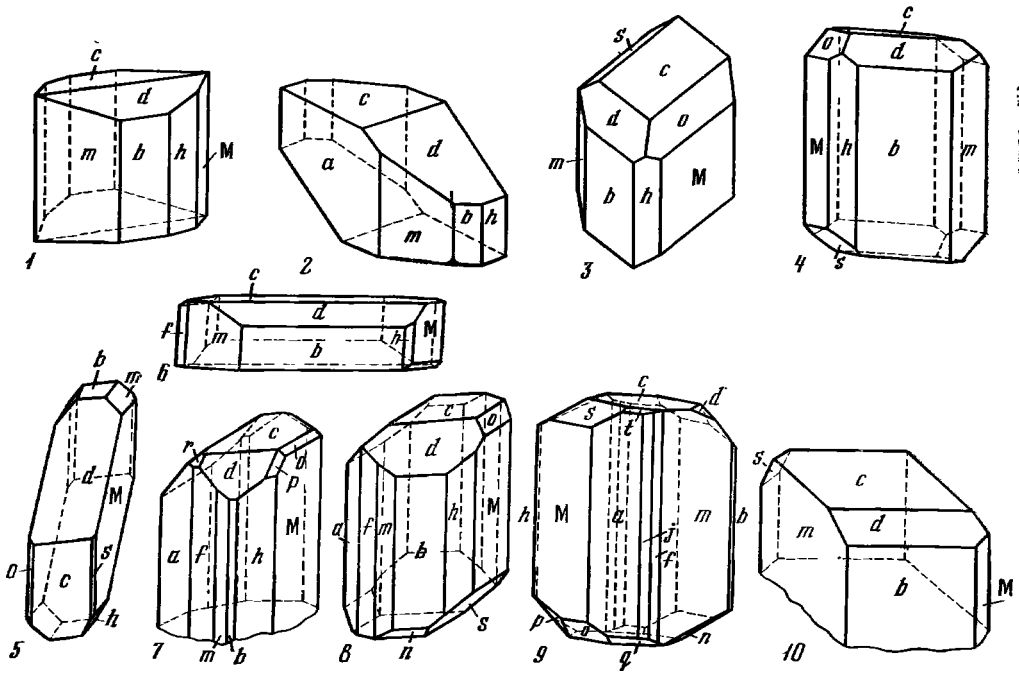
Сомнительные формы: ($\bar{3}50$), (121)

ab (100):(010) = $75^\circ 47'$	mc (110):(001) = $85^\circ 26'$	ra (101):(100) = $44^\circ 58'$
ac (100):(001) = $85^\circ 38'$	Ma ($1\bar{1}0$):(100) = $36^\circ 25'$	rc (101):(001) = $40^\circ 41'$
cb (001):(010) = $87^\circ 32'$	Mc ($1\bar{1}0$):(001) = $87^\circ 27'$	sa ($1\bar{1}1$):(100) = $53^\circ 06'$
ma (110):(100) = $28^\circ 13'$	da (011):(100) = $79^\circ 13'$	sc ($1\bar{1}1$):(001) = $42^\circ 45'$
mb (110):(010) = $47^\circ 34'$	dc (011):(001) = $29^\circ 57'$	

Морфологическая установка бабингтонита, как и родонита, часто изменялась. Сопоставление рентгеновской установки Ричмонда с главными морфо-

ЛОГИЧЕСКИМИ УСТАНОВКАМИ:

Ричмонд, 1937	c	001	b	010	a	100	m	110	M	$\bar{1}\bar{1}0$	o	$\bar{1}11$	h	$1\bar{2}0$	d	011	s	$1\bar{1}1$
Дана, 1892	M	$\bar{1}\bar{1}0$	c	001	—	—	—	m	110	a	100	h	$2\bar{2}1$	d	$2\bar{2}1$	b	010	010
Даубер, 1855	c	001	a	100	—	—	g	$2\bar{1}0$	b	010	o	011	h	110	d	101	s	$0\bar{1}1$
Пэлэч, 1902—1932	c	001	a	100	k	$\bar{1}\bar{1}0$	g	$2\bar{1}0$	b	010	o	011	h	110	d	101	s	$0\bar{1}1$
Гольдшмидт, 1890—1897	c	010	a	001	k	$\bar{1}01$	r	$\bar{1}02$	b	100	o	110	q	101	d	011	s	$\bar{1}10$

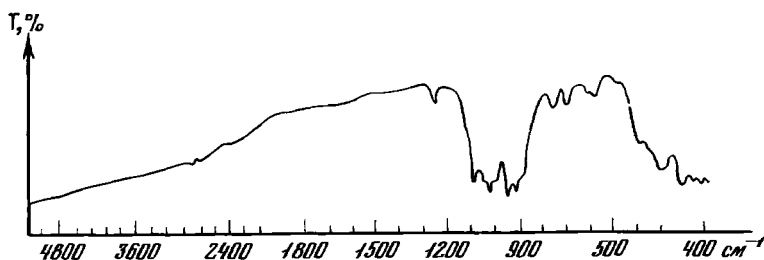


Фиг. 195. Кристаллы бабингтонита (буквенные обозначения по Ричмонду)
 1—4 — Арендаль, Норвегия (1 — по Леви, 2 — по Дюфренуа, 3 — по Деклуазо, 4 — по Рату);
 5 — Нассау, ФРГ (по Рату); 6 — Бавено, Италия (по Рату); 7, 8 — Винчестер, шт. Массачусетс, США (по Пэлэчу); 9 — Вобурн, шт. Массачусетс, США (по Ричмонду); 10 — Норильск (по Габинету и Ели сееву)

Кристаллы (фиг. 195) короткостолбчатые или вытянутые (чаще вдоль оси c) [3, 9], также таблитчатые, преимущественно по (110) [10] или по (001) [8], иногда клиновидные [11]. На гранях M ($1\bar{1}0$) и a (100) наблюдается вертикальная штриховка [10].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по $(1\bar{1}0)$ и иногда по (010) менее совершенная (в рентгеновской установке). Изл. напоминает раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6, у марганцевой разновидности около 7. Микротвердость для марганцевого бабингтонита $867,41 \text{ кгс/мм}^2$ (при нагрузке 50 гс) [5]. Хрупок. Уд. в. 3,34—3,48 (вычисл. 3,497 для состава $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})$). Цв. черный, иногда с зеленоватым или коричневатым оттенком. Черта зеленовато-серая. Бл. сильный стеклянный, приближающийся к алмазному на гранях кристаллов. Непрозрачен, в тонких сколах зеленое или коричневое просвечивание. ИК-спектр марганцевого бабингтонита [1] характеризуется основной полосой в области 1100 — 900 см^{-1} (дублет усложненной структуры); в области 770 — 550 см^{-1} отмечаются полосы 767, 707, 656, 645, 595 и 550; слабая полоса около 3000 см^{-1} связана с наличием OH (фиг. 196). Мессбауэровский спектр подтверждает разное положение Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре бабингтонита [4].

Микр. В прох. свете сильно плеохроирует: по Ng — темно- и светло-коричневый или коричневатый-серый; по Nm — сиреневый, розоватый, светлый фиоле-



Фиг.196. ИК-спектр бабингтонита (по Плюсниной)

гово-коричневый, красно-коричневый; по Np — темно-зеленый, изумрудно-зеленый, сине-зеленый; $Np > Ng > Nm$ [10—13] или $Np > Nm = Ng$ [14].

Характер кривых спектрального поглощения свидетельствует, что в марганцевом бабингтоните окраска по Ng зависит главным образом от содержания окисного железа, по Np — закисного железа [1].

Двуосный (+), иногда (—) [15]. Пл. опт. осей примерно \parallel грани $(1\bar{2}2)$, по Трёгеру (1958); по Ричмонду [3] и Шола [13], пл. опт. осей почти $\parallel (110)$ и $\perp (001)$; в марганцевом бабингтоните пл. опт. осей располагается косо по отношению к (100) , (010) и (001) [5]. $cNg = 42-44^\circ$; $bNg = 32-33^\circ$ [16, 17]. $n_g = 1,740-1,753$; $n_m = 1,725-1,734$; $n_p = 1,710-1,720$; $n_g - n_p = 0,031-0,035$. $2V = 60-82^\circ$.

С повышением содержания Mn^{2+} и уменьшением содержания Fe^{2+} наблюдается тенденция к понижению показателей преломления и двупреломления и увеличению $2V$ [1].

Дисперсия сильная, $r > v$. Отмечается дисперсия осей и биссектрис [17].

Хим. Теор. состав: 1 — для $Ca_2Fe^{2+}Fe^{3+}[Si_5O_{14}](OH)$, 2 — для $Ca_2Fe^{2+}Mn^{2+}Fe^{3+}[Si_5O_{14}](OH)$, 3 — для конечного теоретического марганцевого члена изоморфного ряда — $Ca_2MnFe^{3+}[Si_5O_{14}](OH)$:

	CaO	FeO	MnO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	19,54	12,57	—	13,96	52,36	1,57
2	19,56	6,29	6,20	13,98	52,40	1,57
3	19,58	—	12,41	13,99	52,45	1,57

Состав непостоянный, характерно присутствие Mn, изоморфно замещающего Fe^{2+} . Максимальное содержание MnO (7,91%) отмечено для бабингтонита из Восточного Саяна (хим. анализ 9). В бабингтоните из Норильска (хим. анализ 3) установлено повышенное содержание щелочных металлов ($1,57\% Na_2O + K_2O$).

Анализы (расположены по возрастанию содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,27	} Не обн.	1,33	0,08	} 0,21	0,14	0,39	—	0,25
K ₂ O			0,09	0,24		Не обн.	0,14	0,09	—
MgO	0,50	0,60	0,63	0,65	0,47	0,95	0,92	0,27	0,60
CaO	19,88	20,44	19,68	19,67	19,71	19,73	19,19	19,85	19,00
MnO	0,31	0,76	0,93	1,03	1,13	1,21	1,89	3,01	7,91
FeO	10,65	10,78	12,19	10,12	10,09	9,32	7,68	7,88	4,52
Fe ₂ O ₃	13,42	13,56	11,54	14,43	14,40	14,74	13,17	13,62	12,26
Al ₂ O ₃	0,95	0,08	1,40	0,23	Не обн.	0,19	2,41	0,95	0,56
SiO ₂	52,32	52,12	51,56	52,44	52,40	52,46	52,80	51,84	51,85
TiO ₂	0,15	0,31	0,16	Не обн.	—	—	0,29	0,32	0,15
H ₂ O ⁺	1,36	} 1,33	0,96	1,27	1,23	1,21	0,91	1,54	1,95
H ₂ O ⁻	—		0,96	1,27	1,23	1,21	—	0,19	0,26
Сумма	99,81	100,07	100,70 *	(99,92)	99,64	99,95	(99,74)	99,47	99,71**
Уд. в.	—	3,342	3,36	3,369	3,340	3,368	3,359	3,479	3,452

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n_g	—	—	1,740	1,725	—	1,753	1,752	1,750	1,746
n_m	—	—	—	1,700	—	1,731	1,730	1,734	1,730
n_p	—	—	1,710	1,700	—	1,720	1,717	1,719	1,716
$2V$	—	—	(-)78°	(+)50°	—	(+)76°	(+)75°	—	(+)80°

* В том числе R_2O_3 — 0,08. ** В том числе CO_2 — 0,13, Cl — 0,06, F — 0,12.

1 — из прожилков в диабазе, Вестфилд (США), анал. Гоньер [18]; 2 — из кальцит-пренитовых прожилков в диабазе, Сомервилл, шт. Массачусетс (США), анал. Гоньер [19]; 3 — из кальцит-пренитовой жилы в диабазе, район Норильска (СССР) [15]; 4 — из пренит-кальцитовых прожилков в диабазе, Холиоук, шт. Массачусетс (США), анал. Гоньер, в оригинале сумма 99,82 [19]; 5 — из пренит-кальцитовых прожилков в диабазе, Дирфилд, шт. Массачусетс (США), анал. Гоньер [19]; 6 — из кальцитовых прожилков в гранитных пегматитах, Винчестер, шт. Массачусетс (США), анал. Гоньер [19]; 7 — Арендал (Норвегия), анал. Вашингтон, в оригинале сумма 99,84 [17]; 8 — из эпидот-кварц-кальцитовых прожилков в скарне, месторождение Одиночное, Восточный Саян, анал. Сычкова [5]; 9 — из прожилков в скарне, месторождение Рудный Каскад, Восточный Саян, анал. Сычкова [5].

Диагн. исп. Кислотами не разлагается [10]. Обогащенный Мп бабингтонит очень слабо разлагается концентрированной HCl [11]. Травится кипящей HF [14]. Легко сплавляется в черный магнитный шарик.

Повед. при нагр. Точка плавления 1130—1170° (Дельтер, 1917). На дифференциальной кривой нагревания марганцевого бабингтонита из Восточного Саяна при 860° имеется четкий эндотермический пик, связанный с потерей гидроксильной воды, которому соответствует потеря веса в 1,73% [1, 5].

Наход. Довольно редкий минерал. Наиболее типичен для цеолитовых жил и полостей в диабазе, диоритах, гранитах, встречается в метаморфических породах близ контактов с основными породами, в скарнах, в гранитных пегматитах. Характерна ассоциация с цеолитами, пренитом, кварцем, кальцитом, эпидотом, адуляром. В районе Норильска [11, 15] встречен в полости выщелачивания в андезиновых диабазах и в кальцито-пренитовых жилках, секущих андезиновые и миндалекаменные диабазы; ассоциируется с высокожелезистым пумпеллитом, железистым пренитом, железистым пироксеном, кальцитом, кварцем, пиритом. В Восточном Саяне в месторождениях Рудный Каскад [5] и Одиночное [1] образует прожилки в железорудных скарнах в ассоциации с альбитом, эпидотом, кварцем, цеолитами; в месторождении Центральное [20] установлен в трех парагенетических ассоциациях: бабингтонит-эпидот-пренит-кальцитовая — цемент брекчированных и перекристаллизованных пироксен-гранатовых скарнов; бабингтонит-эпидот-актинолит-кальцитовая — в нерудных прослоях оруденелых и амфиболизированных пироксен-гранатовых скарнов; бабингтонит-магнетит-гранат-эпидот-актинолитовая — в друзах среди перекристаллизованной магнетитовой руды. Отмечен в шеелитоносных скарнах Зеравшана [21], Алая и Тянь-Шаня [22] в Средней Азии.

Распространен во многих месторождениях шт. Массачусетс (США): Сомервилл, Холиоук, Дирфилд, Вестфилд и др. [18, 19, 23, 24] — в прожилках и пустотах в диоритах в ассоциации с цеолитами, пренитом, кварцем, кальцитом, датолитом; в Винчестере [19] и Вобурне [25] встречается в кальцитовых прожилках, пересекающих гранитные пегматиты и гранодиориты; ассоциируется с более ранним пренитом и более поздними цеолитами (гейландит, шабазит), кальцитом; пустоты среди кальцита в месторождении Вобурн заполнены бабингтонитом (75%), волокнистым амфиболом (10%), кальцитом (10%), ортоклазом, альбитом, кварцем (5%). В штатах Виргиния [26, 27] и Нью-Джерси [14, 27] (США) отмечен в диабазах.

В железистых скарнах Арендала (Норвегия) [17, 28] сопровождается роговой обманкой, гранатом, эпидотом, кальцитом, олигоклазом, альбитом; в Сардинии [29] ассоциируется с ильваитом; в скарнах Якуки, преф. Фукусима (Япония) [10, 13, 30] — с геденбергитом, гранатом, магнетитом, сфалеритом, халькопиритом, кварцем, кальцитом. В Восточной Гренландии [31] — в скарноподобных породах на контакте щелочного сиенита с карбонатными породами в ассоциации с цеолитами, эпидотом, гранатом, кальцитом, магнетитом,

пренином, кварцем. В кварцитах Нассау, ФРГ (по Хинце) на контакте диабазов и сланцев встречены друзы кристаллов бабингтонита вместе с кварцем, кальцитом, бедантитом, иногда с ильваитом. В Италии отмечен в гранитах Бавено (по Хинце) в друзах с кальциевым полевым шпатом, альбитом, кварцем и в Предаццо [12] в качестве акцессорного минерала; в Швейцарии [32] и Шотландии [33] — в гранитных жилах среди сиенитов вместе с амазонитом, кварцем, троилитом, флюоритом, стронцианитом.

Изм. В месторождении Холиоук, шт. Массачусетс (США) бабингтонит почти полностью замещен волокнистым агрегатом серебристо-белого цвета, природа которого не изучена [19, 24].

Искусств. Образуется в шлаках бессемеровских печей в виде таблитчатых кристаллов зеленовато-черного или золотисто-коричневого цвета (по Хинце). В системе $\text{Ca} - \text{Fe} - \text{Si} - \text{C} - \text{O} - \text{H}$ выделяется вместе с магнетитом, гематитом, кальцитом, кварцем, роговой обманкой, ильваитом, андрадитом при температуре $< 500^\circ$ [34]; в системе $\text{Ca} - \text{Fe} - \text{Si} - \text{O} - \text{H} - \text{C}$ с геденбергитом, андрадитом, кварцем, магнетитом (или гематитом) при 500° и давлении 5 кбар [35]. Получен также [27] в окислительной среде из смеси андрадита, кварца и магнетита. Поле устойчивости бабингтонита совпадает с областью устойчивости цеолитов [27], железосодержащего эпидота и феррогремолита [35]. Получен в системе $\text{CaCO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ — раствор NaCl при температуре 500° и давлении 500 атм вместе с низкотемпературным кварцем, α -кристобалитом и волластонитом. Предполагается, что источником Fe^{2+} при образовании бабингтонита могли служить стенки автоклава, в непосредственной близости от которых отмечалось наибольшее количество бабингтонита [36].

Отл. От пироксенов отличается более сильным плеохроизмом.

Межплоскостные расстояния бабингтонита из Бавено *]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D = 57,54$ мм

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
001	40	6,69	$0\bar{3}2; \bar{3}10$	50	2,47	30	1,641
021; $\bar{1}21$	30	4,47	300	10	2,33	20	1,580
	30	4,40	$\bar{2}42; 3\bar{3}1$	10	2,24	10	1,566
111; $\bar{1}30$	40	4,07	230; 051	10	2,20	10	1,504
$\bar{2}10$	40	3,75	301; $\bar{1}03$	60	2,17	10	1,478
200	40	3,45	$11\bar{3}$	30	2,07	10	1,458
012; $0\bar{3}1$	20	3,27	$\bar{3}11$	10	2,02	30	1,430
$\bar{2}\bar{2}1$	70	3,12		10	1,965	20	1,403
022	60	2,95		20	1,905	20	1,390
040	80	2,87		40	1,809	20	1,369
211; $\bar{1}41$	100	2,75		10	1,767	10	1,337
	30	2,63		40	1,716	20	1,320
	20	2,56		30	1,662		

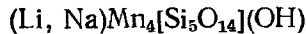
* ASTM, 14-321.

Л и т е р а т у р а

1. Виноградова Р. А., Плюснина И. И. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1967, № 4, 54.
2. Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 3, 331; *Fleischer M. Am. Min.*, 1968, 53, N 5-6, 1064.
3. Richmond W. E. *Am. Min.*, 1937, 22, N 5, 630.
4. Araki T., Zoltai T. *Zs. Krist.*, 1972, 135, N. 5-6, 355.
5. Виноградова Р. А., Сычкова В. А., Кабалов Ю. К. ДАН СССР, 1966, 169, № 2, 434.
6. Gossner B., Mussnug F. *Zbl. Min.*, 1928, A, 274.
7. Косой А. Л. Кристаллография, 1975, 20, № 4, 730.
8. Palache C., Fraprie F. *Proc. Am. Acad. arts. a. sci.*, 1902, 38, 383. Palache C., LaForge L., Peacock M. A. *Contrib. min., petr. Harvard Univ.*, 1933, N 101, 18.
9. Flink G. *Ark kemi, min., geol.*, 1910, 3, N 35, 1; 1914, 5, N 10, 233.
10. Watanabe M. *Am. J. Sci.*, 1922, 5 ser., 4, 159.
11. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Смекалин А. Г., Бакуменко И. Т. В кн.: *Мат. по генезису и эксперим. минералогии*. Новосибирск: Наука, 1967, 5, 218.

12. *Emiliani F., Gandofi G.* Min., petr. acta, Bologna, 1964, 10, 123.
13. *Shoda T.* Mineral. J. Japan, 1961, 3, N 4, 236.
14. *Fenner C. N. J.* Washington Acad. Sci., 1914, 4, N 19, 552.
15. *Габинет М. П., Елисеев Э. Н.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 430.
16. *Gallitelli P.* Atti Soc. Toscana Sci. Nat., 1935, 45, 178.
17. *Washington H. S., Merwin H. E.* Am. Min., 1923, 8, N 12, 215.
18. *Palache C.* Am. Min., 1936, 21, N 10, 652.
19. *Palache C., Gonyer F. A.* Am. Min., 1932, 17, N 7, 295.
20. *Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 268, 126; *Мазуров М. П., Федосеева М. М.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 370, 199; *Мазуров М. П., Могилева М. П., Непешна Л. А.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 269а, 45.
21. *Кравченко Л. Л.* Матер. Тадж.-Памирской экспед., 1937, вып. 68, 73.
22. *Карпова Е. Д.* Матер. ВСЕГЕИ. Сер. пол. ископ., 1948, № 4, 34.
23. *Palache C., Fraprie F.* Zs. Krist., 1903, 37, H. 5, 422.
24. *Shaub B. M.* Am. Min., 1941, 26, N 2, 121.
25. *Richmond W. E.* Am. Min., 1937, 22, N 4, 290.
26. *Cosminsky P. R.* Rocks a minerals, 1950, 25, N 11-12, 579.
27. *Burt D. M.* Proc IMA — IAGOD Meetings., Tokyo—Kyoto, 1970, IAGOD Vol. Spec. Issue N 3. Int. Assoc. Genesis Ore Deposits, 1971, 375.
28. *Hillebrand S.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1913, 32, H. 3, 256.
29. *Verkaeren J.* Ann. Soc. Géol. Belg., 1974, 97, F. 1, 243; *Memoir. l'inst. geol. de l'universite de Jouvan, 1974, 27, N. 2, 77.*
30. *Nambu M., Tanida K., Kitamura T.* Senko-Seiren Kenkyusho Iho, 1960, 25, 117.
31. *Werner P.* Karinthin, 1975, N 72-73, 169.
32. *Graeser S., Stalder H. A., Schweiz.* Strahler., 1976, 4, N 4, 158.
33. *Heddie M. F.* The Mineralogy of Scotland, 1901, 2, 32.
34. *Burt D. M.* Carnegie inst. Washington, 1970—1971, Year Book N 70, 189.
35. *Шведенков Г. Ю., Мазуров М. П.* ДАН СССР, 1977, 232, № 4, 920.
36. *Шведенков Г. Ю., Калинин Д. В.* ДАН СССР, 1972, 205, № 2, 443.

Намбулит Nambulite



Назван по имени профессора М. Намбу из университета Тохоку в Японии [1].

Характ. выдел. Кристаллы до $8 \times 4 \times 3$ мм.

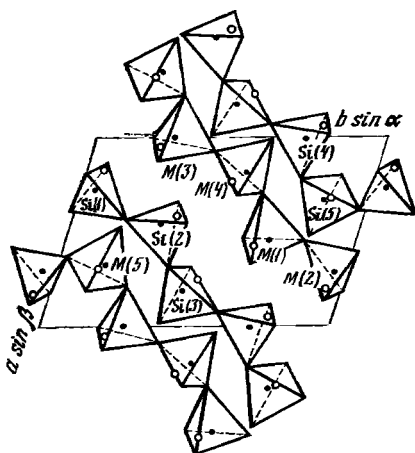
Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 7,621$; $b_0 = 11,761$; $c_0 = 6,731$ Å, $\alpha = 92^\circ 46'$, $\beta = 95^\circ 05'$, $\gamma = 106^\circ 52'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,648 : 1 : 0,572$ [1, 2]; $Z = 2$ [2].

Основу структуры намбулита [2] составляют (фиг. 197, 198) бесконечные, параллельные [110] зигзагообразные цепочки из пятичленных групп тетраэдров SiO_4 , соединенных вершинами, и ленты октаэдров MnO_6 и Mn -полиэдров, соединенных ребрами. Кремнекислородные цепочки и Mn -ленты образуют параллельные [111], слои, которые связаны статистически распределенными атомами Li и Na , находящимися в центрах квадратных антипризм (фиг. 199). Межатомные расстояния: $\text{Si} - \text{O} = 1,580 - 1,667$ Å; $\text{Mn} - \text{O}$ в октаэдрах $2,112 - 2,459$, в полиэдрах $1,126 - 2,851$; $(\text{Li, Na}) - \text{O}$ в (Li, Na) -полиэдрах $2,155 - 2,867$ Å. Структура намбулита по расположению силикатных цепочек и связям полиэдров наиболее близка к структуре бабингтонита (менее — к структуре родонита).

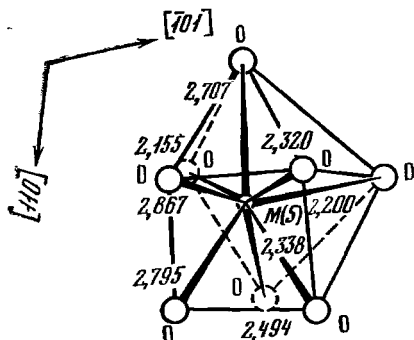
Кристаллы призматические.

Физ. св. [1] Сп. совершенная по (001), ясная по (100) и (010). Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,51 (3,55 вычисл.). Цв. красновато-коричневый с оранжевым оттенком. Цв. черты бледно-желтый. Бл. стеклянный. ИК-спектр намбулита, как и родонита, имеет пять полос в области частот колебаний $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$ ($550, 640, 675, 710$ и 780 см^{-1}), что соответствует числу связанных тетраэдров SiO_4 в периоде идентичности силикатной цепочки. У намбулита полосы разрешаются менее четко, чем у родонита. Широкая полоса 1390 см^{-1} , очевидно, соответствует колебанию валентной связи группы OH .

Микр. [1] В шлифах окрашен бледно, просвечивает. Плеохроизм слабый. Двуосный (+), $cNg = 19^\circ$ на пл. (010). $n_g = 1,730$, $n_m = 1,710$, $n_p = 1,707$; $n_g - n_p = 0,023$; $2V = 30^\circ$; $r > v$ слабая.

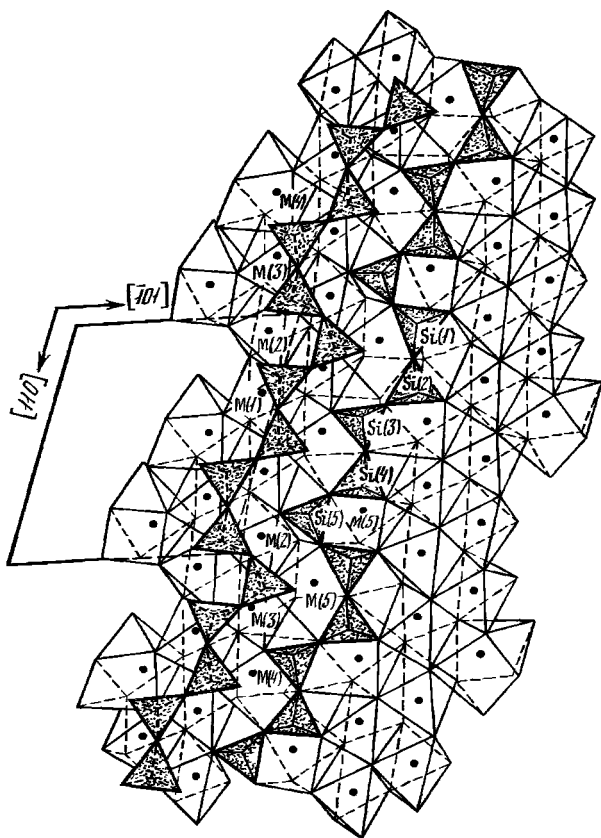


Фиг. 197. Структура намбулита в проекции на (001) (по Нарита и др.)



Фиг. 199. Деталь структуры намбулита (по Нарита и др.)

Квадратная антипризма с атомами Li и Na в позиции M (5), окруженной восемью атомами кислорода: цифры показаны межатомные расстояния



Фиг. 198. Структура намбулита в проекции на (111) (по Нарита и др.)

Хим. Теор. состав: $\text{Li}_2\text{O} - 1,21$, $\text{Na}_2\text{O} - 2,51$, $\text{MnO} - 46,06$, $\text{SiO}_2 - 48,76$, $\text{H}_2\text{O} - 1,46$. Анализ (анал. Маэда): $\text{Li}_2\text{O} - 1,55$, $\text{Na}_2\text{O} - 2,49$, $\text{K}_2\text{O} - 0,04$, $\text{MgO} - 1,32$, $\text{CaO} - 0,81$, $\text{MnO} - 40,67$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,37$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,40$, $\text{SiO}_2 - 49,23$, $\text{TiO}_2 - 0,01$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,02$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 1,63$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0,26$, $\text{CO}_2 - 0,19$, Cl — не обн., SO_3 — не обн.; сумма 98,99. CO_2 относится к примеси родохрита. Спектроскопически обнаружены Ba — 0,08%, Cr и Zn — 0,01%, Ag — 0,0001%.

Наход. Встречен в пластовых браунитовых рудах месторождения Фунакозава в горах Китаками (Япония) [1], где в секущих руды прожилках тонкозернистого родохрита образует кристаллы (преимущественно в осевой части прожилков). В незначительных количествах в ассоциации с намбулитом отмечаются альбит и неотокит.

Отл. Похож на родонит и пирексмангит, от которых отличается¹ по положению линий на порошковой рентгенограмме в области 2,9 — 3,2 Å [1].

Искусств. Синтезировать намбулит в системе $\text{Li}_2\text{SiO}_3 - \text{Mn}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ не удалось [3].

Межплоскостные расстояния намбулита [1]
FeK α -излучение, Мп-фильтр. Дифрактометр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
$\bar{1}10$	25	7,11	$\bar{1}\bar{1}2$	100	2,96	$\bar{2}13$; $23\bar{2}$; $\bar{2}03$	15	1,996
001	25	6,70	$\bar{1}40$; 102	70	2,92	$\bar{2}\bar{6}1$	35	1,847
020	10	5,62	$\bar{1}\bar{2}2$	10	2,81	$0\bar{4}3$; 203; 400	5	1,814
$\bar{1}01$	15	5,21	112; 220	35	2,71	441; 250; $23\bar{3}$	25	1,698
$\bar{1}\bar{1}1$	15	4,75	22 $\bar{1}$	40	2,62	$\bar{3}61$; $\bar{2}\bar{4}3$; 160	25	1,695
021; $\bar{1}21$; $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$	10	4,13	$\bar{2}22$; $\bar{3}20$	15	2,51	$3\bar{5}2$; $31\bar{3}$	20	1,675
120	10	3,92	$\bar{1}32$	30	2,49	004; 402 ; $33\bar{2}$	35	1,670
$\bar{2}20$	20	3,56	122	10	2,41	152; $0\bar{2}4$	10	1,637
12 $\bar{1}$	35	3,54	$\bar{3}30$	5	2,38	420; $4\bar{2}2$;		
$\bar{1}\bar{3}1$; 002; 20 $\bar{1}$	40	3,34	$2\bar{2}2$	10	2,37	42 $\bar{1}$; 104	15	1,592
0 $\bar{1}2$	10	3,27	$\bar{1}\bar{5}1$; $2\bar{3}1$; 050	15	2,246	4 $\bar{3}2$	15	1,577
$\bar{1}02$; 031	65	3,17	$2\bar{3}2$; $\bar{1}42$	20	2,241	$\bar{2}24$; 114	5	1,547
012	45	3,14	0 $\bar{1}3$	30	2,221	$\bar{1}80$	10	1,460
$\bar{1}12$	55	3,09	$3\bar{3}1$; 301; $\bar{1}03$	45	2,198	$31\bar{4}$	5	1,417
$\bar{2}\bar{2}1$	60	3,07	0 $\bar{5}1$; $\bar{3}40$	10	2,177	$16\bar{3}$; $\bar{3}72$; 153;	25	1,414
201	10	3,05	132	10	2,116	323; 171; 214		
$11\bar{2}$	30	3,01	042; $\bar{2}42$	10	2,071	$\bar{1}81$	15	1,409
$0\bar{2}2$	80	2,97	$14\bar{2}$; 123	10	2,041	$\bar{3}80$; $2\bar{4}4$	15	1,406

Л и т е р а т у р а

1. Yoshii M., Aoki Y., Maeda K. Mineral J., Japan, 1972, 7, N 1, 29; Fleischer M. Am. Min., 1973, 58, N 11-12, 1112 (реф.); Бюшкетт-Куплетская Э. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 5, 622 (реф.).
2. Narita H., Koto K., Morimoto N. Acta Cryst., 1975, 31, № 10, 2422.
3. Ito J. Mineral J., Japan, 1972, 7, N 1, 45.

М а р с т у р и т — marsturite. NaCaMn $_3$ [Si $_5$ O $_{14}$] (OH).

Назван в честь минералога Маррион Стюарт из Беллевью, шт. Айдахо, США [1].

Трикл. с. $a_0 = 7,70$, $b_0 = 12,03$, $c_0 = 6,78$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,640 : 1 : 0,563$, $\alpha = 85,26^\circ$, $\beta = 94,10^\circ$, $\gamma = 111,04^\circ$; $Z = 2$. Изоструктурен с намбулитом и искусственными водными Li-пироксеноидами. Призматические кристаллы размером до 0,5 мм. Цв. белый или светло-розовый. Бл. матовый. Тв. 6. Уд. в. 3,46 (измер.), 3,465 (вычисл.). Сп. несовершенная по (100) и (001). Не флуоресцирует. Двусосный (+). Углы погасания $bNg' = 4^\circ$ в пл. (001), $bNg'' = 15^\circ$ в пл. (100). $n_g = 1,708$, $n_m = 1,691$, $n_p = 1,686$. $2V = 60^\circ$. Дисперсия очень слабая, $r > v$. Анализ (микронзондовый): Na $_2$ O — 4,08, MgO — 0,12, CaO — 12,46, MnO — 34,16, FeO — 0,24, SiO $_2$ — 48,94, сумма 100,0. Межплоскостные расстояния (наиболее интенсивные линии): 3,18(40) 0 $\bar{3}1$; 2,999(80) 102; 2,916(90) 130; 2,725(100) $2\bar{4}0$; 2,219(30) 042; 1,441(40). Обнаружен в одном образце из Франклина (округ Суссекс, шт. Нью-Джерси, США) в ассоциации с родонитом, виллемитом и манганаксинитом.

Л и т е р а т у р а

1. Peacor D. R., Dunn P. J., Sturman B. D. Am. Min., 1978, 63, N 11-12, 1187.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ШЕСТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ГЕЙДОННЕИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Гейдоннеит $\text{Na}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	11,740	12,820	6,691	2,70

Гейдоннеит *Gaidonnayite*



Назван по имени кристаллографа Г. Доннея [1].

Синон. α -катаплеит — α -catapleite [2], идентичность доказана Мандарино и Стурманом в 1978 г. [3]; гайдонаит.

Характ. выдел. Кристаллы размером около 0,5 мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^9 - P2_1nb$. $a_0 = 11,740$, $b_0 = 12,820$, $c_0 = 6,691$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,916 : 1 : 0,522$. Для « α -катаплеита»: $a_0 = 11,802$, $b_0 = 12,971$, $c_0 = 6,731$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,914 : 1 : 0,519$ [3]. $Z = 2$. Диморфен с катаплеитом [1]. В отличие от катаплеита, имеющего структуру бенитоита, основой которой являются трехчленные кольца SiO_4 -тетраэдров, для структуры гейдоннеита [1, 4] характерны зигзагообразные цепочки из шестичленных групп SiO_4 -тетраэдров вдоль [101]. Zr находится в координации 6 атомов O, а каждый из двух атомов Na — в координации 4 атомов O и двух молекул воды. Наибольшие межкатомные расстояния Si—O в трех независимых тетраэдрах 1,630, 1,619 и 1,622 Å. Углы Si—O—Si 131,1, 134,6 и 136,3°.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v} - mm2(L_22P)$; $a : b : c = 0,916 : 1 : 0,522$ (рентгеновское) [4].

Формы [2, 3, 4] (буквенные обозначения новые):

		φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	90°00'
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
<i>k</i>	120	28 38	90 00	0 00	61 22	90 00	28 38
<i>q</i>	011	0 00	27 34	62 26	90 00	0 00	62 26
<i>e</i>	101	90 00	29 41	90 00	60 19	29 41	90 00

На кристалле « α -катаплеита» отмечена, кроме того, грань (401) [2, 3].

Для « α -катаплеита» первоначально [2] была дана другая установка: $a : b : c = 1,727 : 1 : 1,336$.

Кристаллы (фиг. 200) уплощены по (010), удлинены по оси *a*. Грани *b* (010), реже *k* (120) исстрихованы параллельно оси *c*. Обычны двойники по (012); один повернут относительно другого на 90° около оси *a*.

Физ. св. Сп. неясная. Тв. 5. Уд. в. 2,67 (вычисл. 2,70). Бесцветный, белый, бежевый, сиреневый. Бл. стеклянный. Изл. раковистый. Просвечивающий до непрозрачного. Яркая зеленая флуоресценция в коротковолновых ультрафиолетовых лучах.

Микр. [2—5]. Двуосный (—). $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$. $n_g = 1,596—1,605$, $n_m = 1,590—1,593$, $n_p = 1,570—1,575$. $2V = 53—59^\circ$.

Хим. Теор. состав $\text{Na}_2\text{O} - 15,44$, $\text{SiO}_2 - 44,90$, $\text{ZrO}_2 - 30,69$, $\text{H}_2\text{O} - 8,97$.

Анализы (микронзондовые):

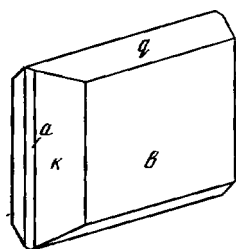
	1	2	3	4	5
Na_2O	13,11	14,1	13,5	13,2	13,4
K_2O	2,20	1,6	1,5	2,0	1,5
CaO	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
SiO_2	42,51	43,6	44,0	42,8	43,2
TiO_2	0,42	1,8	1,4	0,2	0,6

	1	2	3	4	5
ZrO ₂	30,21	28,3	29,0	29,0	29,1
Nb ₂ O ₅	3,00	0,7	0,9	2,5	1,5
H ₂ O	(9,25)	—	—	—	—
Сумма	100,70	90,1	90,3	89,7	89,3

1, 2, 3 — из нефелиновых сиенитов Сент-Илер, Квебек, Канада: 1— вода определена отдельно, анал. Чао и Уоткинсон [4], 2 и 3— анал. Чен [3]; 4, 5— « α -катаплеит», из авгитового сиенита, Нарсарсух (Гренландия), анал. Чен [3].

Повед. при нагр. Дегидратация происходит с начала нагревания и до 400° (общая потеря воды 9,25%); при охлаждении вода вновь поглощается; продукт, полученный при нагревании до 1000°, очень близок по рентгенограмме к вадеиту [4].

Нахожд. Первоначально (под названием « α -катаплеит») установлен в Нарсарсуке (Гренландия) в жиле авгитового сиенита с натролитом, эгирином, альбитом, сидеритом [2]. В пустотках и трещинках нефелиновых сиенитов массива Сент-Илер в Квебеке (Канада) находится вместе с анальцимом, натролитом, илеритом, эгирином, кальцитом, сидеритом, а также в дайках измененных пегматитов с катаплеитом, эльпидитом, илеритом, альбитом и др.; образовался раньше илерита, но позднее катаплеита [4]. В СССР отмечены находки гейдоннеита (идентифицирован по оптическим свойствам и рентгенограммам) в Ловозерском массиве (на горах Аллуайв и Карнасурт) и в Хибинском массиве (на горах Юкспор и Эвеслогчорр) [5].



Фиг. 200. Кристалл гейдоннеита из Сент-Илера, Канада (по Чао и Уоткинсону)

Предполагается [5], что «Бурый Zr-силикат» с горы Карнасурт [6, 7] может рассматриваться как гидратированная марганцевая разновидность гейдоннеита, а «Сиреневый Zr-силикат» с горы Аллуайв [7] как железистая его разновидность.

Искусств. При попытках синтеза гейдоннеита гидротермальным путем при температурах 150—600° и давлении 0,5—2,5 кбар были получены лишь эльпидит (при 200—400°) и катаплеит (при 300—500°) [4].

Отл. От катаплеита и илерита отличается по форме кристаллов, физическим и оптическим свойствам, по рентгенограммам.

Межплоскостные расстояния гейдоннеита [4]

CuK α -излучение, $D = 114,6$ мкм

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
020	30	6,42	141; 240	30	2,806	233	10	1,875
011	80	5,93	331	20	2,647	451	5	1,854
200; 101	80	5,84	241	20	2,594	352; 621	5	1,804
120	50	5,63	132	5	2,564	413	10	1,758
111	10	5,28	312; 340	10	2,488	460	5	1,725
021	10	4,64	232	10	2,403	30	30	1,670
220; 121	30	4,31	431	5	2,269	40	40	1,637
211	15	4,17	251; 501	5	2,217	5	5	1,617
221; 031	20 ш.	3,618	013; 103	20	2,195	5	5	1,606
131	30	3,441	440; 113	5	2,161	5	5	1,591
301	5	3,376	060	5	2,135	20	20	1,545
320	5	3,337	160	10	2,102	5	5	1,512
012; 040	5	3,224	441; 213	5	2,056	5	5	1,488
112	100	3,124	061; 052	20	2,037	5	5	1,471
140	80	3,094	260; 152	10	2,007	5	5	1,450

<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>
321	5	2,990	600; 133	10	1,950		10	1,409
400	40	2,931	261; 252	30	1,921		5	1,376
122	20	2,873	512	10	1,897		5	1,287
212	30	2,831						

Л и т е р а т у р а

1. Chao G. F. *Canad. Min.*, 1973, 12, pt 2, 143.
2. Gordon S. G. *Acad. Natur. Sci., Philadelphia, Proc.*, 1925, 76, 249.
3. Mandarino J. A., Sturman B. D. *Canad. Min.*, 1978, 16, pt 2, 195.
4. Chao G. E., Watkinson D. H. *Canad. Min.*, 1974, 12, pt 5, 316.
5. Хомяков А. П., Семенов Е. И. *ДАН СССР*, 1979, 248, № 1, 219.
6. Семенов Е. И. *Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов*. М.: Наука, 1967, 9.
7. Семенов Е. И. *Минералогия Ловозерского щелочного массива*. М.: Наука, 1972, 159.

СТРУКТУРА И ТИП СТОКЕЗИТА

	Сингония	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	Уд. в.
Стокезит Ca ₂ Sn ₂ [Si ₆ O ₁₈]·4H ₂ O	Ромб.	14,41	11,61	5,23	3,191

Стокезит Stokesite
[Ca₂Sn₂[Si₆O₁₈]·4H₂O

Назван по имени Г. Стокса — английского профессора математики и физики [1].
Синон. Стоксит.

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см в длину) [1], мелоподобные выделения, состоящие из мельчайших индивидов [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с D_{2h}^6 — $Pnna$. $a_0 = 14,41$, $b_0 = 11,61$, $c_0 = 5,23$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,241 : 1 : 0,450$ [3]. $a_0 = 14,465$, $b_0 = 11,625$, $c_0 = 5,235$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,244 : 1 : 0,450$ [4] для стокезита из Корнуэлла; $a_0 = 14,48$ Å для минерала из Западной Моравии [5]. $Z = 2$. Для структуры [4, 6] (фиг. 201) характерны располагающиеся вдоль оси *b* спиральные цепочки из шестичленных групп SiO₄-тетраэдров: двух различно ориентированных диортогрупп Si₂O₇ и двух тетраэдров SiO₄. Атомы Са расположены в восьмивершинниках; как и молекулы H₂O, они размещаются в полостях, образуемых петлями цепочек; атомы Sn находятся в искаженных октаэдрах между соседними цепочками. Средние межатомные расстояния: Са — О (H₂O) = 2,38, Sn — О = 2,03, Si — О = 1,64 Å.

Дипирамид. кл. D_{2h} — $mmm(3L_23PC)$. $a : b : c = 1,244 : 1 : 0,450$ (в рентгеновской установке).

Формы [7] (в рентгеновской установке):

	Ф	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>m</i> 110	38 48	90 00	0 00	51 12	90 00	38 48
<i>e</i> 011	0 00	24 14	65 46	90 00	0 00	65 46
<i>q</i> 031	0 00	53 28	36 32	90 00	0 00	36 32
<i>d</i> 101	90 00	19 53	90 00	70 07	19 53	90 00
<i>o</i> 111	38 48	30 00	65 46	71 45	19 53	67 04
<i>s</i> 221	38 48	49 07	48 00	61 43	35 54	53 54
<i>t</i> 423	58 07	29 36	73 18	65 12	25 45	74 53
<i>u</i> 845	58 07	34 17	70 12	61 26	30 04	72 41
<i>v</i> 211	58 07	40 26	65 46	56 35	35 53	69 58

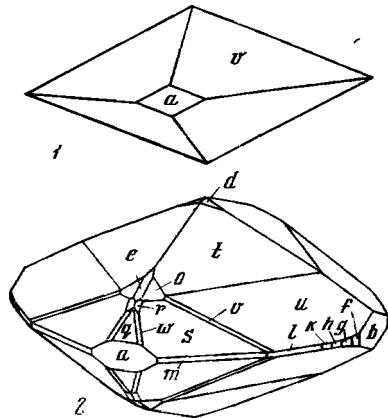
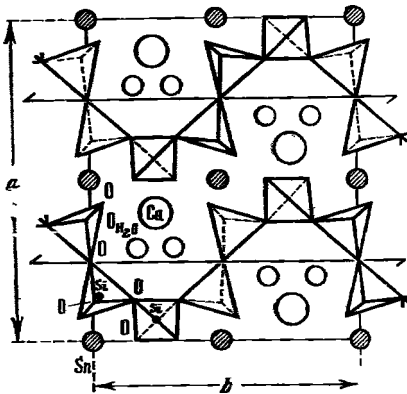
ma (110):(100) = 51°12'	qq (031):(0 $\bar{3}$ 1) = 106°56'	ta (423):(100) = 64°34'
va (211):(100) = 56 35	dd (101):(1 $\bar{0}$ 1) = 39 46	ss (221):(2 $\bar{2}$ 1) = 56 34
vv (211):(2 $\bar{1}$ 1) = 66 49	tt (423):(4 $\bar{2}$ 3) = 49 41	sa (221):(100) = 60 55

Кроме того, наблюдались формы [1, 7, 8]: l (210), k (940), h (12.5.0.), g (13.5.0.), f (310), e (041), w (283), D (122), r (121), s (655), V (533).

Соотношение разных установок:

				$a : b : c$	Ссылка
Рентгеновская	a (100)	b (010)	c (001)	1,241:1:0,450	[3]
	a (100)	b (010)	c (001)	1,244:1:0,450	[4]
Морфологическая	b (010)	c (001)	a (100)	0,3463:1:0,8033	[1]
	b (010)	a (100)	c (001)	0,8092:1:0,3642	[7]

Формула перехода от морфологической установки Хатчинсона к рентгеновской: 010/001/100 и от морфологической Купера и Кларка к рентгеновской: 010/100/001.



Фиг. 201. Структура стокезита в проекции на (001) (по Ворму)

Фиг. 202. Кристаллы стокезита

1 — Корнуэлл (по Хатчинсону), перечерчен в рентгеновской установке; 2 — Корнуэлл (по Куперу и Кларку)

Кристаллы дипирамидальные (фиг. 202).

Физ. св. Сп. по (101) совершенная, по (100) несовершенная (в рентгеновской установке). Изл. раковистый. Тв. 6. Уд. в. 3,185 [1] (вычисл. 3,191). Бесцветный или белый [2], иногда со слабым голубоватым оттенком [5].

Микр. Двуосный (+). Пл. опт. осей (100); $N_g = b$, $N_m = a$, $N_p = c$ (в рентгеновской установке). У минерала из Вежны (Западная Моравия) слегка волнистое погасание (зоны с варьирующим двупреломлением) [5]. В Н-свете у стокезита из Корнуэлл: $n_g = 1,619$, $n_m = 1,6125$, $n_p = 1,609$, $2V = 69^\circ$, $r < v$ [1]; из Вежны: $n_g = 1,620$, $n_m = 1,613$, $n_p = 1,610$ вычисл. $2V = 68^\circ$ [5] (см. также таблицу хим. анализов).

Хим. Теор. состав: CaO — 13,27, SnO₂ — 35,55, SiO₂ — 42,65, H₂O — 8,53.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
CaO	13,45	12,86	13,24	13,00	12,69	12,46
MnO	—	0,00	0,26	0,99	0,17	0,52
FeO	1,3	0,00	1,74	0,43	0,09	0,04
SiO ₂	43,1	42,89	43,72	43,31	43,13	42,54
SnO ₂	33,3	35,79	32,08	33,33	35,35	35,54
H ₂ O	8,6	8,46	8,96	8,94	8,57	8,90
Сумма	99,75	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

	1	2	3	4	5	6
Уд. в.	3,185	—	—	—	—	—
n_g	1,619	1,627		1,626		1,628
n_m	1,612	1,621		1,619		1,621
n_p	1,609	1,618		1,612		1,618
$2V$	69°30'	70°23'		66°40'		66°40'

1 — Роскоммон-Клиф, Корнуэлл (Великобританния), среднее из двух химических анализов (за вычетом примесей) [1]; 2—5 — микрохимические анализы [7]: 2 и 3 — Роскоммон-Клиф, Корнуэлл, разные участки] одного кристалла; 4 и 5 — Хэлвосо, Корнуэлл, разные участки одного кристалла; 6 — Бразилия [11].

В стокезите из Корнуэлла спектральным анализом Sg и Ba не установлены [1], в минерале из Вежны, по данным спектрального анализа [5], главные компоненты Ca, Si, Sp и Mg (стокезит пронизан волокнами керолитоподобного минерала).

Диагн. исп. При нагревании до 100° не изменяется, при 220° теряет в весе 1,9%, при 350° — 6%, при прокаливании — дополнительно 2,6% [1].

Находж. Исключительно редок, встречается в малых количествах. Впервые установлен в музейном образце из Роскоммон-Клиф в Корнуэлле (Великобританния) [1] вместе с аксинитом. Найден [7, 9] позже в Роскоммон-Клиф в контактно-ореоле гранитной интрузии, в пустотах среди аксинита в аксинитовой жиле (в подчиненных количествах встречаются гроссуляр, мусковит и ортоклаз), а также в Хэлвосо, где кристаллы и радиальные агрегаты кристаллов стокезита наблюдались на кристаллах альбита и ортоклаза в друзовых полостях гранитных пегматитов в ассоциации с мусковитом, кварцем, турмалином и редким апатитом (касситерит, обычно находящийся в друзовых полостях, вместе со стокезитом не встречается); вмещающий гранит вблизи друз, содержащих стокезит, интенсивно альбитизирован и турмалинизирован. Обнаружен, кроме того, в пегматитах Западной Моравии (Чехословакия) [10]: в альбитизированном литиевом пегматите Цгидружице [2] — мелоподобный стокезит, заполняющий трещину в касситерите, и в кварц-олигоклазовом десилифицированном пегматите Вежны [5] — мелкие (до 0,5 мм) кристаллы в пустоте с касситеритом, колумбитом и пироксеном. В Минас-Жераис (Бразилия) [11] — в пегматите, содержащем берилл, в виде сферических сростков (до 3 см в диаметре) в ассоциации с альбитом; на поверхности стокезитовых агрегатов встречаются титанит и микролит. Отмечен также в Японии [8].

Искусств. Синтезирован [12] из слабощелочных растворов (рН 7,2—8,8) при температуре 200—425° в виде волокнистых кристаллов размером до 0,05 мм ($n_g = 1,618$, $n_m = 1,612$, $n_p = 1,608$, $2V = 60—65°$, уд. в. 3, 10). Исходными компонентами служили SpO_2 , аморфная SiO_2 и свежепрокаленный CaO. При увеличении рН (> 9) вместе со стокезитом кристаллизовались другие силикаты Sp, а в кислых растворах — варламовит ($\leq 285°$) или касситерит в паразитизации с α -кristобалитом, крестморитом и другими водными силикатами Ca.

Отл. От сходного по форме кристаллов гипса отличается более высокими показателями преломления, большей твердостью; в отличие от кальцита нерастворим в кислотах, под микроскопом — двуосный с более низким двуупределением.

Межплоскостные расстояния стокезита из Корнуэлла [3]

hkl	CuK α -излучение									
	l	d (Å)	hkl	l	d	l	d	l	d	
200	8	7,25	511	2	2,47	5	1,774	2	1,440	
020	5	5,82	241; 022	5	2,39	2	1,755	3 ш.	1,427	
101	2	4,95	122; 431; 610	2	2,36	3	1,726	5	1,384	
011	3	4,79	222; 440	5	2,27	5	1,711	1	1,370	
111; 220	5	4,54		5	2,23	2	1,694	5	1,322	

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d(A)</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
211	9	3,99		5	2,15	5	1,678	3	1,309
121	3	3,76		5	2,12	3	1,593	3	1,302
301	5	3,55		5	2,04	6	1,556	2	1,253
410; 221	5	3,43		2	1,992	2	1,545	2	1,235
131	5	3,03		3	1,938	2	1,534	1 ш.	1,194
400; 411; 231	9 ш.	2,89		3	1,906	2	1,521	1 ш.	1,178
240	5	2,69		2	1,877	5	1,511	2	1,141
421; 430	2	2,65		5	1,832	5	1,486	3	1,128
002; 331	3	2,62		3	1,808	3 ш.	1,451	3	1,125
501	2	2,52							

Л и т е р а т у р а

- Hutchinson A. Phil. Mag., 1899, 48, 480; Min. Mag., 1900, 12, 274. Zs. Krist., 1901, 34, 345.
- Cech F. Min Mag., 1961, 32, N 252, 673.
- Gay P., Rickson K. O. Min. Mag., 1960, 32, № 249, 433.
- Vorma A. Min. Mag. 1963, 33, N 262, 615; Bull. Comm. géol. Finl., 1963, N 208, 5.
- Cerny P. Min. Mag., 1966, 35, N 274, 835.
- Белов Н. В. Мин. сб. Львов, 1964, N 18, вып. 4, 374.
- Couper A. G., Clark A. M. Min. Mag., 1977, 41, N 319, 411.
- Nakao S., Sakurai K., Kato A., Mazubara A. Geosci Mag., Japan, 1977, 23, N 4-8, 149.
- Couper A. G., Barson R. W. Min. Record, 1977, 8, N 4, 294.
- Bernard J. H., Cech F., Dudek A., Hovorka D. Mineralogie Československa, 1969, Praha, 89.
- White J. S. Min. Record, 1973, 4, N 6, 275.
- Некрасов И. Я. ДАН СССР, 1973, 212, № 3, 705; Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука, 1976, 63.

СТРУКТУРА ТИПА ЭНИГМАТИТА

ГРУППА ЭНИГМАТИТА

	Сингония	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	Уд. в.
Энигматит	Трикл. ¹	10,406	10,813	8,926	3,85
$\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$					
Рёнит					
$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}$	Грикл. ²	10,415	10,800	8,919	3,64
Криновит					
$\text{Na}_2\text{Mg}_4\text{Cr}_2^{3+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Трикл. ³	10,22	10,67	8,80	3,42
Велшит					
$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{18}]$	Трикл. ⁴	10,280	10,691	8,830	3,71
Серендибит					
$\text{Ca}_2\text{M}_6\text{O}_2\text{T}_6\text{O}_{18}$, где $\text{M}=(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})$, $\text{T}=(\text{Si}, \text{Al}, \text{B})$	Трикл. ⁵	10,019	10,393	8,630	3,42
Сапфирин					
$(\text{Mg}, \text{Al})_7(\text{Mg}, \text{Al})\text{O}_2[\text{Al}, \text{Si}]_6\text{O}_{18}$ { 1Tc 2M	Трикл. ⁶ Монокл. ⁷	10,04 11,27	10,38 14,40	8,65 9,93	— 3,30—3,58
[Суринамит]					
$[\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}]_3(\text{Si}, \text{Al})_2(\text{O}, \text{OH})_6$	Монокл. ⁸	9,64	11,36	4,95	3,58
		α	β	γ	
1		104°56'	96°52'	125°19'	5
2		105 58	96 10	124 49	6
3		105 07	96 36	125 01	7
4		106 06	96 18	124 48	—
		α	β	γ	
5		106°22'	96°04'	124°22'	
6		107 33	95 07	123 55	
7		—	125 46	—	
		—	109 00	—	

Основу структуры минералов этой группы составляют кремнеалюмоокислородные цепочки состава $(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{18}$, которые можно рассматривать как пироксеноподобные, осложненные дополнительными «крыльями» из двух тетраэдров [1, 2, 3]. Цепочки, лежащие в плоскости (100), вытянуты вдоль оси *c* в псевдомоноклинной установке. Вдоль оси *a* цепочки чередуются с вытянутыми в том

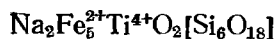
же направлении широкими лентами («стенками») из октаэдров — в сапфирине, или со слоями из октаэдров — во всех остальных минералах. Последнее различие связано с присутствием крупных катионов, которые, заменяя часть «цветных» катионов в сапфирине и приобретая более высокую координацию, связывают ленты в слои. Связь между октаэдрами разных слоев осуществляется, наряду с кремнекислородными цепочками, дополнительными октаэдрами, имеющими общие ребра с октаэдрами соседних слоев. В каждом из минералов существует упорядочение входящих в его состав октаэдрических и тетраэдрических катионов по разным структурным положениям. Сравнительное рассмотрение структур энigmatита и сапфирина в его различных модификациях (2M и 1Tc) показало [4], что кристаллографически все они могут быть описаны как члены одного семейства ОД-структур. При этом энigmatит и триклинный сапфирин (1Tc) относятся к типу с максимальной степенью порядка МОД₁, обычный сапфирин (2M) — к другому типу структуры с максимальной степенью порядка — МОД₂.

В группу энigmatита включен велшит [5, 6]. Серендибит — serendibite (описан в справочнике «Минераль», т. III, вып. 1, 532), по новым данным [5, 7], имеет энigmatитоподобную структуру; анионная цепочка, наряду с кремнием и алюминием, содержит бор; формула перехода к структуре энigmatита $\bar{1}\bar{1}1/001/100$. Суринамит включен в эту группу условно; по предварительным данным [8], он обладает сапфириноподобной структурой. Структуру энigmatита, очевидно, имеет синтетическое соединение из силикатных титановых шлаков, названное байковитом — $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Ti}_2^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_2\text{Al}_4\text{O}_{18}]$ [5, 9].

Л и т е р а т у р а

1. Canillo E., Mazzi F. Am. Min. 1971, 56, N 3-4, 427.5
2. Merlino S. Zs. Krist., 1972, 136, H. 1-2, 81.
3. Merlino S. Contrib. min., petrol., 1973, 41, N 1, 23; Am. Min., 1974, 59, № 5-6, 632.
4. Dornberger-Schiff K., Merlino S. Acta Cryst., 1974, A 30, pt 2, 169.
5. Machin M. P., Süsse P. N. Jb. Min., Monatsh., 1974, H. 10, 435.
6. Moore P. B., Min. Mag., 1978, 42, N 321, 129.
7. Machin M. P., Süsse P. Fortschr. Min., 1975, 53, H. 1, 49.
8. Roeber E. W. F., Kleff C., Murray Ed., Klein E., Drucker W. H. Am. Min., 1976, 61, N 3-4, 193.
9. Руднева А. В., Мальшова Т. Я. ДАН СССР, 1960, 130, № 6, 1329.

Энigmatит Aenigmatite



Название от греч. *αίνιγμα* (энigma) — загадка (Брайтхаупт, 1865).

Синон. Коссирит — *cosyrite* (Фёрстнер, 1881), идентичность с энigmatитом установлена Шлюковой в 1963 г. [1]; кельбингит — *kölbingerite* (Брайтхаупт, 1865), по Брёггеру [2] — параллельное сращивание энigmatита с арфведсонитом.

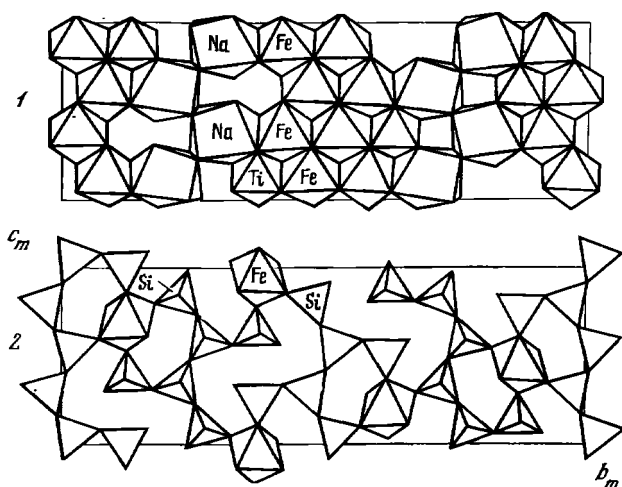
Характ. выдел. Кристаллы до нескольких десятков сантиметров в длину, зерна, их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 10,406$; $b_0 = 10,813$, $c_0 = 8,926 \text{ \AA}$, $\alpha = 104^\circ 56'$, $\beta = 96^\circ 52'$, $\gamma = 125^\circ 19'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9624 : 1 : 0,825$; $Z = 2$ [3]. Псевдомоноклинная ячейка $a_0 = 10,141$, $b_0 = 29,629$, $c_0 = 10,406 \text{ \AA}$, $\beta = 107^\circ 43'$ [4]. Для псевдомоноклинной ячейки, отвечающей морфологической установке Зельнера [5]: $a_0 = 9,888$, $b_0 = 14,814$, $c_0 = 5,203 \text{ \AA}$, $\alpha = 89^\circ 56'$, $\beta = 102^\circ 21'$, $\gamma = 90^\circ 17'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,6675 : 1 : 0,3512$.

Формула перехода от триклинной к псевдомоноклинной установке: $\frac{1}{2}11 / \frac{1}{2}1\bar{1} / \frac{1}{2}00$. Данные Госнера и Шпильберга [6]: $a_0 = 10,04$, $b_0 = 14,76$, $c_0 = 10,45 \text{ \AA}$, $\alpha \sim 90^\circ$, $\beta = 101^\circ 58'$, $\gamma \sim 90^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,68 : 1 : 0,70$; и данные Госнера и Мусгнуга [7]: $a_0 = 18,3$, $b_0 = 18,3$, $c_0 = 10,6 \text{ \AA}$, $\alpha = 96^\circ 38'$, $\beta = 96^\circ 35'$, $\gamma = 113^\circ 30'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,00 : 1 : 0,58$, согласно Келси и Макки [3], неверны. По Букину [8]: $a_0 = 8,95$, $b_0 = 8,95$, $c_0 = 10,42 \text{ \AA}$, $\alpha = 96^\circ 39'$, $\beta = 95^\circ 35'$, $\gamma = 111^\circ 35'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1 : 1 : 1,6$.

Фиг. 203. Структура энигматита вдоль оси *a* (по Канилло и др.)

1 — слой из FeO₆-TiO₆-октаэдров и Na-антипризм;
2 — слой из цепочек [Si₆O₁₈], соединенных FeO₆-октаэдрами



Структура энигматита (фиг. 203) состоит [9] из параллельных (100) двухмерных слоев, чередующихся вдоль оси *a*. Один слой образован FeO₆-октаэдрами, TiO₆-октаэдрами и искаженными антипризмами Na, другой — цепочками [Si₆O₁₈], соединенными FeO₆-октаэдрами. Как и в сапфирине, в силикатных пироксеноподобных цепочках в каждом четырех SiO₄-тетраэдрах два соседних имеют общие вершины с двумя дополнительными тетраэдрами [10]. Деформации в структуре энигматита вызваны замещением октаэдров полиэдрами натрия с более высокой координацией; октаэдрические «стенки» трансформируются в бесконечные слои Fe- и Ti-октаэдров. Межатомные расстояния (в Å): Si — O от 1,59 до 1,68; Fe — O от 2,02 до 2,27; Ti — O от 1,84 до 2,11; Na — O от 2,35 до 2,96 [9].

Полисинтетические двойники энигматита являются ОД-двойниками [10].

Пинакоидальный кл. $C_2 - \bar{1} (C)$, $a : b : c = 0,66856 : 1 : 0,35173$, $\alpha = 90^\circ 05'$, $\beta = 102^\circ 30'$, $\gamma = 90^\circ 18'$ [5].

Наиболее обычные формы [2, 5, 11, 12] (в установке Зёльнера):

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	89° 17'	12° 30'	<i>с</i> 151	23° 19'	62° 30'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>τ</i> 351	46 04	68 36
<i>a</i> 100	89 40	90 00	<i>f</i> 133	130 56	27 59
<i>m</i> 110	56 38	90 00	<i>t</i> 351	133 32	68 26
<i>M</i> 110	122° 54'	90 00	<i>v</i> 131	144 04	52 21
<i>e</i> 130	26 59	90 00	<i>q</i> 322	108 29	47 22
<i>ε</i> 130	152° 53'	90 00	<i>U</i> 133	6 48	19 56
<i>ζ</i> 021	17 26	36 30	<i>i</i> 131	-16 44	47 46
<i>z</i> 021	162 30	36 24	<i>g</i> 311	-76 06	55 10
<i>k</i> 111	64 49	40 02	<i>x</i> 113	-160 06	7 02
<i>R</i> 111	-42 05	25 20	<i>ρ</i> 151	-169 47	60 47
<i>r</i> 111	-137 59	25 21			

<i>mM</i> (110):(110) = 66° 16'
<i>kb</i> (111):(010) = 74 07
<i>km</i> (111):(110) = 50 27
<i>cm</i> (001):(110) = 79 30

<i>cM</i> (001):(110) = 79° 37'
<i>Rb</i> (111):(010) = 71 29
<i>rb</i> (111):(010) = 71 27
<i>rm</i> (111):(110) = 65 31

<i>RM</i> (111):(110) = 65° 36'
<i>Ub</i> (133):(010) = 70 33
<i>ζb</i> (021):(010) = 55 25
<i>zb</i> (021):(010) = 55 37

Редкие формы:

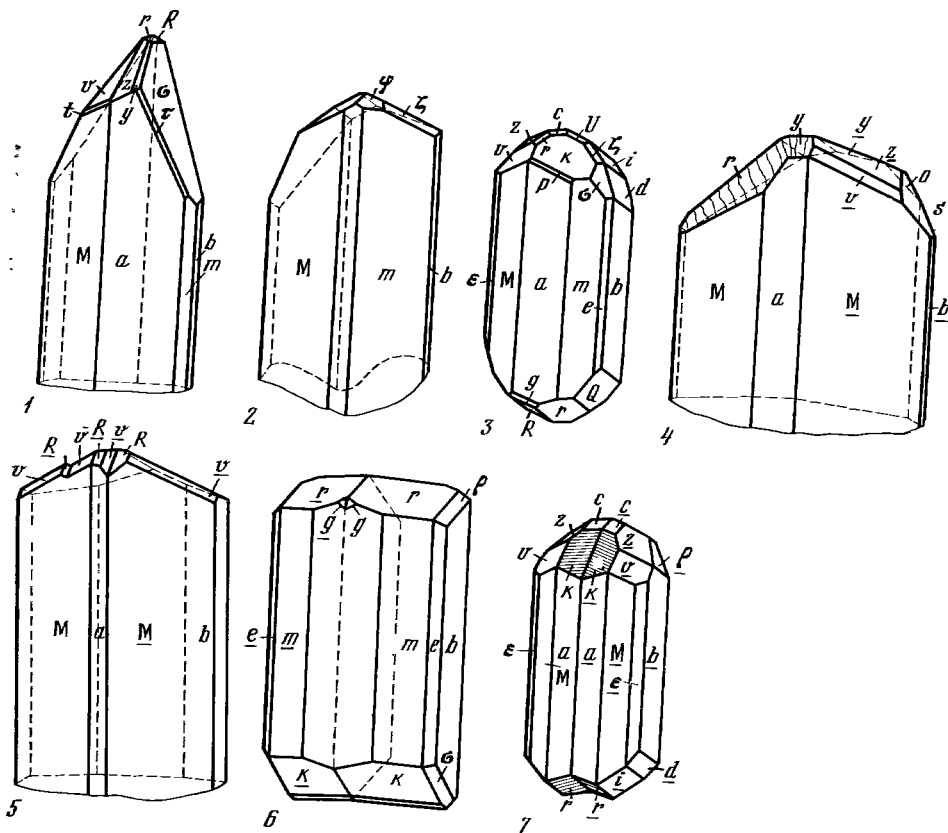
φ 133	ω 171	<i>d</i> 171	<i>j</i> 131	θ 551	<i>y</i> 212
<i>p</i> 511	<i>l</i> 332	ξ 151	<i>o</i> 331	<i>K</i> 771	

Для кристаллов энigmatита принимались разные морфологические установки:

	$a:b:c$	α	β	γ	Плоскости сп.	
Зельнер [5]	0,6686:1:0,3517	90°05'	102°30'	90°18'	110	$\bar{1}\bar{1}0$
Дана, 1892	0,6778:1:0,3506	90 00	72 49	90 00	110	$\bar{1}\bar{1}0$
Пэлэч [11]	1,0014:1:0,5833	97 02	96 49	112 26	100	010

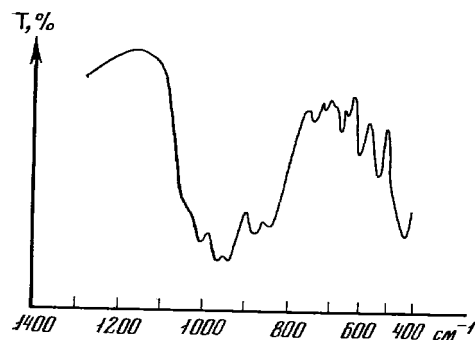
Формула перехода от установки Пэлэча к принятой здесь установке Зельнера: $110/\bar{1}\bar{1}0/001$. Символы и буквенные обозначения главных форм в установке Зельнера (З.), Дана (Д.), Пэлэча (П.).

З. с 001	M 110	M $\bar{1}\bar{1}0$	a 100	b 010	ϵ $\bar{1}\bar{3}0$	ζ 021	z 0 $\bar{2}$ 1	R $\bar{1}$ 11	r $\bar{1}\bar{1}$ 1
Д. p 101	m 110	M $\bar{1}\bar{1}0$	a 100	b 010	ϵ $\bar{1}\bar{3}0$	ζ $\bar{1}\bar{2}$ 1	z $\bar{1}$ 21	R 0 $\bar{1}$ 1	r 011
П. с 001	b 010	a 100	n 110	t $\bar{1}\bar{1}0$	Σ $\bar{2}\bar{1}0$	ζ $\bar{1}$ 11	z $\bar{1}\bar{1}$ 1	R $\bar{1}0$ 1	r 0 $\bar{1}$ 1



Фиг. 204. Кристаллы (1—3) и двойники (4—7) энigmatита

1, 4, 5 — Хибинский массив (по Костылевой); 2 — Гренландия (по Брэггеру); 3, 6, 7 — о-в Паителлерия (3 и 7 — по Зельнеру, 6 — по Фёрстнеру)



Фиг. 205. ИК-спектр энigmatита (по Рудницкой)

Хорошо образованные кристаллы редки (фиг. 204), они в большей или меньшей степени призматические, вытянутые по оси c ; обычны двойники по (110), иногда полисинтетические [2, 12].

Физ. св. Сп. по (110) и (110) несовершенная. Изл. неровный. Хрупок, но при наличии полисинтетических двойников разбивается с трудом. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Микротвердость 785 кгс/мм^2 при нагрузке 100—200 гс [13]. Уд. в. 3,73—3,85 (вычисл. 3,85). Цв. темно-коричневый до густо-черного. Окраска энigmatита обусловлена Fe^{3+} и Ti^{4+} [14]. Черта темно-бурая с красноватым оттенком. Бл. металлоидный, жирный, на поверхности матовый, с побежалостью. Притягивается электромагнитом [15]. Непрозрачен даже в тонких сколах. В ИК-спектре (фиг. 205) хибинского энigmatита максимумы поглощения (в см^{-1}): 1050—1035, 1002, 955, 932, 868—832, 740, 720, 677—655, 605, 540 и 435 [16, 17].

Микр. В шлифах красновато-коричневый до черного. Плеохроизм: по Ng — темно-бурый до черного, по Nm — красновато-коричневый, по Np — светло-желтовато-коричневый; $Ng > Nm > Np$. Оптическое изучение затрудняется густой окраской и сильной абсорбцией. Пл. опт. осей почти параллельна (010); cNg около 45° в плоскости (010) и 4° в плоскости (100) [14]. Двуосный (+). $n_g = 1,85$ —1,90, $n_m = 1,805$ —1,820, $n_p = 1,795$ —1,810; $n_g - n_p = 0,07$; $2V = 32$ — 52° [12, 14, 15, 18, 19]. Отражательная способность энigmatита при синем, оранжевом и желто-зеленом светофильтрах соответственно равна (в %): 8,6—10, 9,6—10 и 9,8—10,3 (определена с помощью фотоэлементов) [8].

Хим. Теор. состав для формулы $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ [3]: Na_2O — 7,20, FeO — 41,72, TiO_2 — 9,30, SiO_2 — 41,78. Предлагались также и другие формулы: $\text{Na}_4\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_6$ [20], $6\text{FeSiO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{TiO}_3$ [12].

Энigmatиты из различных месторождений чрезвычайно близки по химическому составу, изоморфные замещения проявляются ограниченно [19]. Наиболее постоянны содержания SiO_2 , TiO_2 , Na_2O ; колебания FeO от 32,18 до 38,84%, Fe_2O_3 — от 1,31 до 5,79%. Обычно содержит K, Ca, Mg, Mn, Al. В энigmatите из Ловозерского массива определены (в %): Cr — 0,003; Ni — 0,0015; V — 0,108; Cu — 0,04 [21], Ge — 0,0022 [22]. Содержание фтора составляет 0,13% (из щелочного гранита Западных Кейв), 0,05% и 0,19% (из Ловозера) [23]. Обнаруживаются также Zr, Sr, Be, Ga, In [24, 25], Ra [26]. В энigmatите из Хибинского массива установлено TR_2O_3 — 0,002%. Содержание редкоземельных элементов (атомн. % от ΣTR): La — 17,3, Ce — 36,5, Pr — 6,4, Nd — 32,5, Sm — 4,9, Gd — 2,3 [27].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	7,20	7,12	6,41	6,45	6,30	6,55	5,62	6,87
K_2O	0,04	0,08	0,10	0,02	0,01	0,05	0,04	0,04
MgO	1,65	1,27	1,73	0,15	0,19	0,41	0,41	1,35
CaO	0,44	0,40	Не обн.	0,35	0,72	0,76	3,72	Не обн.
MnO	2,46	2,86	3,66	1,02	0,74	0,99	0,57	1,78
FeO	33,92	33,87	32,18	37,82	36,80	37,98	35,10	35,87
Al_2O_3	0,64	2,17	1,56	0,70	1,55	0,99	1,54	Не обн.
Fe_2O_3	4,64	3,16	3,68	3,20	4,54	3,99	5,79	4,46
SiO_2	39,62	39,63	40,66	40,99	40,44	40,16	40,54	41,41
TiO_2	9,66	9,46	9,55	8,82	8,35	7,40	6,80	8,30
H_2O^+	0,05	0,02	0,48	0,57	—	0,18	0,06	Не обн.
H_2O^-	Не обн.	0,08	0,22	0,23	0,32			
Сумма	100,34*	100,20**	100,23	100,32	99,96***	99,46	100,19	100,08
Уд. в.	3,81	3,76	3,781	—	3,827	3,831	3,808	3,81
n_g	1,88	—	1,88—1,89	1,85	1,865	1,873	—1,882	—
n_m	1,82	—	—	—	1,819	1,816	—1,826	—
n_p	1,81	—	1,810—1,80	1,79	1,797	—	1,806	—
$2V$	32°	—	32 — 38°	—	—	—	—	—

* В том числе Cl — 0,02.

** В том числе P_2O_5 — 0,08.

*** Кроме того, F — 0,13.

1 — Хибинитовый карьер, Хибинский массив, анал. Скун [3]; 2 — из пегматита в грубозернистых хибинитах, Хибинский массив, анал. Ломейко [16]; 3 — из пегматита, Ловозерский массив, анал. Кульчицкая [14]; 4 — из гранита, массив Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов), анал. Мокрецова [28]; 5 — из крупнозернистого гранита, массив Кейвы (Кольский п-ов), анал. Бондарева [29]; 6 и 7 — из рибекитового и эгириин-авгитового щелочных сиенитов, Восточный Саян, анал. Афанасьева [15]; 8 — Каигердлусуак (Восточная Гренландия), анал. Браун и Чэднк [3].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	7,36	7,39	7,2	7,2	7,2	7,7	7,4	7,0
K ₂ O	0,06	0,08	0,03	0,11	0,1	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	0,07	1,27	0,11	0,11	1,6	0,16	0,03	0,03
CaO	0,45	0,32	0,50	0,32	0,4	0,26	0,07	0,13
MnO	1,16	1,01	0,85	0,71	1,1	1,06	0,49	0,83
FeO	38,84	36,52	41,1	42,3	41,6	41,7	42,4	40,6
Al ₂ O ₃	0,94	0,67	0,72	0,29	0,3	0,3	0,2	0,2
Fe ₂ O ₃	1,31	3,75	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—
SiO ₂	41,02	41,30	40,7	41,7	39,7	41,8	41,4	42,3
TiO ₂	8,92	7,43	8,3	6,95	8,9	8,9	8,0	8,5
H ₂ O ⁺	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
Сумма	100,13	99,74	99,51	99,69	100,9	(101,88)	(99,99)	99,59
n _g	1,87	1,90	1,88	—	—	—	—	—
n _m	1,805	1,82	1,813	—	—	—	—	—
n _p	1,795	1,81	1,800	—	—	—	—	—
2V	—	—	52°	—	—	—	—	—

9 — из пантеллеритов, о-в Пантеллерия (Италия), анал. Кармайкел [30]; 10 — из субщелочных трахитов, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. Истон и Эбот [31]; 11—12 — с горы Эдиза, Британская Колумбия (Канада), анал. Платт [19]; 13 — из кристаллических лав (Кения), анал. Наш [32]; 14 — из порфирированного пантеллеритового обсидиана, южный берег оз. Наиваша (Кения), анал. Наш [32]; 15 — из порфирированного полнокристаллического флюидно-полосчатого комендита (Новая Зеландия), в оригинале сумма 100,0 [33]; 16 — из комендитов, о-в Майор (Новая Зеландия), анал. Кармайкел [33]. Анализы 11—16 выполнены на микроциде.

Диagn. исп. Полностью разлагается HF, другими кислотами разлагается частично [12]. П. п. тр. легко сплавляется в черный магнитный шарик. С бурой и фосфорной солью дает реакцию на железо.

Находж. Характерный акцессорный, реже породообразующий минерал щелочных пород, особенно нефелиновых сиенитов. В изверженных породах (трахитах, фонолитах, пантеллеритах и др.) присутствует как в основной массе пород, так и в виде вкрапленников.

Детально изучены энigmatит и ассоциирующиеся с ним минералы (полевого шпат, пироксены, амфиболы) из комендитов и пантеллеритов Новой Зеландии [33] и пантеллерита Нган-Нган (Австралия) [34]. В нефелиновых сиенитах и их пегматитах характерна тесная ассоциация энigmatита с астрофиллитом и игольчатым эгирином, часто образующими лучистые каймы — корониты вокруг его выделений. P—T условия образования энigmatита и астрофиллита рассмотрены Меричем [35] и Борли [36]. В СССР широко распространен в Хибинском и Ловозерском массивах на Кольском п-ове. В Хибинском массиве [12, 14, 16, 37, 38] присутствует в породах всех комплексов и в пегматитах. Обычен парагенезис энigmatита с ранними минералами — полевым шпатом, нефелином, арфведсонитом, эвдиалитом и с более поздними — эгирином, астрофиллитом, лампрофиллитом, ринкитом. В Ловозерском массиве [14, 22, 39—41] энigmatит встречается главным образом в пегматитах дифференцированного комплекса (горы Флора, Карнасурт, Пункаруайв, Киткньюн); в качестве существенной составной части отмечается в ювитах; обнаружен в массивных мезократовых и пегматоидных нефелиновых сиенитах, контактирующих с гнейсами, и в самих гнейсах. Обычно ассоциируется с полевым шпатом, нефелином, эвдиалитом, эгирином, астрофиллитом.

В Гренландии встречается в массиве Илимаусак [42] — в науяитах и их пегматитах вместе с эвдиалитом, арфведсонитом, содалитом и в Юлианехобе [2] — в нефелиновых и содалитовых сиенитах и их пегматитах в ассоциации с эгирином, арфведсонитом, полевым шпатом, эвдиалитом.

В качестве породообразующего минерала присутствует в нефелиновых сиенитах Татарского массива в Енисейском кряже [43], в нефелиновых сиенитах массива Бурпала в Прибайкалье [15]; в породах Хуцагольской интрузий в Восточном Саяне, где в эгириин-авгитовых щелочных сиенитах содержание его достигает 12% [15, 44]. Как породообразующий минерал отмечается в энigmatитовых лувяритах Трансвааля (ЮАР) [45], в нефелиновых сиенитах горы Девис (США) [46] и о-ва Лос [3], в эгириин-нефелиновых сиенитах массива Безавон на Мадагаскаре [3].

Как акцессорный минерал наблюдается в монзонитах и щелочных сиенитах Сахалина [47] и в щелочных гранитах Кольского п-ова (массивы Кейвы и Гремяха-Вырмес) [28, 29, 48—50]. В пределах Тихоокеанского пояса энigmatит присутствует в щелочных гранитах Сицинского массива в ассоциации с рибекитом, астрофиллитом, цирконом и др. (обнаружены сростки энigmatита с титаномангнетитом); в Южном Приморье (мыс Орлова) энigmatит распространен в существенно рибекитовых гранитах; в Ныгваганском комплексе щелочных гранитов встречается в ассоциации с рибекитом, астрофиллитом, титаномангнетитом [51]. В Улканском плутоне в юго-восточной окраинной части Сибирской платформы (верховья р. Учур) отмечаются энigmatит-рибекитовые и энigmatит-рибекит-астрофиллитовые граниты [52]. В Туперсиатсиаке (Гренландия) известны содержащие энigmatит щелочные граниты [3]; в Судане — эгириновые микрограниты [3], эгириин-рибекитовые граниты в Нигерии [35], на о-ве Мадагаскар эгириин-полевошпатовые сиениты [3], в США — нордмаркиты и пуласкиты [3], в Анголе — щелочные сиениты [3]. Энigmatит наблюдался также в изверженных породах других районов: о-в Пантеллерия — в пантеллеритах, липаритовой лаве [5]; Пюи-де-Дом (Франция) — в долеритах в ассоциации с титанитом [53]; Северо-Восточная Африка (Эфиопия) — в пантеллеритах с голубым арфведсонитом [54]; Новая Зеландия (близ Данидина) — в фонолитах [55]; Новый Южный Уэльс (Австралия) — в субщелочных трахитах с кварцем, эгириин-авгитом, арфведсонит-рибекитом, вокруг выделений энigmatита отмечаются реакционные каймы титаномангнетита [33]; в пантеллеритах Санта-Роза в шт. Калифорния (США) [3] и Нган-Нган в шт. Квинсленд (Австралия) [34]; в пегматоидах среди базальтов шт. Орегон (США) — энigmatит по ильмениту [56]; на горе Эдиза в Канаде — в трахитах и риолитах в ассоциации с кварцем, санидином, натриевым плагиоклазом, эгириин-авгитом, эгирином и магнетитом [19]; в Восточной Африке [3] — в фонолитах, комендитах, пантеллеритах и др.; в фонолитах Мадагаскара [7]; в СССР — в липаритах юго-восточной части Чаунской губы [57].

Изм. Отмечено замещение энigmatита астрофиллитом, титаномангнетитом [58—60], волокнистым и сферолито-волокнистым минералом типа крокидолита [50], рибекитом [52]. В зоне гипергенеза энigmatит замещается гидроокислами железа, лейкоксеном, возможно, гизингеритом [14, 22].

Искусств. Синтезирован в гидротермальных условиях при температуре 700° и давлении 1000 бар [61—62]. Получен Fe³⁺-аналог энigmatита, не содержащий титана [63]. Устойчив до 900° только в области парциальных давлений кислорода, близких к таковым буферной смеси кварц — фаялит — магнетит; с ростом фугитивности кислорода (буфер никель — окись никеля) энigmatит неустойчив [64].

Отл. По форме кристаллов и цвету энigmatит очень похож на арфведсонит, отличается спайностью и цветом черты (у энigmatита — красновато-коричневая, у арфведсонита — голубовато-серая).

Межплоскостные расстояния энигматита из Хибинского массива *

FeK α -излучение, $D = 114,6$ мкм

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
001	100	8,11	300; $\bar{1}\bar{1}\bar{3}$	5	2,658	10 ш.	1,808
01 $\bar{1}$	10	7,43	21 $\bar{3}$; $\bar{4}20$	80	2,545	5	1,772
1 $\bar{1}\bar{1}$	10	6,38	$\bar{1}\bar{4}2$; 202	10	2,462	20 ш.	1,731
11 $\bar{1}$; 011	20	4,82	$\bar{2}\bar{3}3$; 022	40	2,413	20	1,680
01 $\bar{2}$; 02 $\bar{1}$	20	4,40	$\bar{1}40$; $\bar{4}40$	10	2,347	40	1,627
$\bar{2}\bar{2}\bar{1}$; $\bar{2}01$	20	4,20	$\bar{4}10$; $\bar{4}\bar{2}1$	10	2,310	20	1,610
02 $\bar{2}$	30	3,70	04 $\bar{2}$; 13 $\bar{3}$	5	2,197	5	1,590
$\bar{2}30$; $\bar{2}12$	20	3,48	$\bar{3}\bar{3}3$; $\bar{2}04$	60	2,119	5	1,560
021; 012	100	3,14	$\bar{4}\bar{1}\bar{1}$; $\bar{1}\bar{3}4$	20	2,073	20	1,514
03 $\bar{1}$; 01 $\bar{3}$	60	2,939	$\bar{2}50$; 122	30	2,007	30	1,498
$\bar{1}22$	10	2,806		5	1,973	30	1,484
$\bar{1}\bar{2}\bar{3}$; $\bar{3}\bar{1}\bar{1}$	10	2,753		5	1,947	40 ш.	1,468
003; $\bar{2}03$	80	2,705		10	1,912		

* ASTM, 16-377.

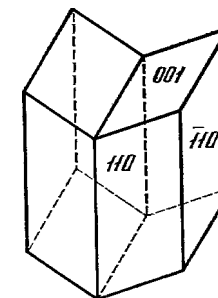
Л и т е р а т у р а

1. Шлюкова З. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 262.
2. Brögger W. G. Zs. Krist., 1890, 6, 423.
3. Kelsey C. H., Mc-Kie D. Min. Mag., 1964, 33, N 266, 986.
4. Merlino S. Zs. Krist., 1972, 136, 81.
5. Soellner J. Zs. Krist., 1909, 46, 518.
6. Gofner B., Spielberger T. Zs. Krist., 1929, 72, 10.
7. Gofner B., Mußgnug F., Zbl. Min., 1929, A, 5.
8. Букин Г. В. Тр. Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1965, вып. 31, 83.
9. Cannillo E., Mazzi F., Fang J. H., Robinson P. D., Ohya Y. Am. Min., 1971, 56, № 3-4, 427.
10. Dornberger-Schiff K., Merlino S. Acta Cryst., 1974, A, 30, pt 2, 169.
11. Palache C. Zs. Krist., 1933, 86, 280.
12. Костылева Е. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1930, вып. 4, 87; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, 322.
13. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 108; Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977, 437.
14. Буссен И. В., Дудкин О. Б. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1962, вып. 2, 96; Буссен И. В. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1962, вып. 2, 61; Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л.: Наука, 1964, 157.
15. Митрофанова Ф. Л., Афанасьева Л. И. ДАН СССР, 1966, 166, № 2, 444.
16. Боруцкий Б. Е., Шлюкова З. В., Соколова М. Н., Рудницкая Е. С., Ломейко Е. И., Царева Л. П., Бутова Т. А. В кн.: Методы химического анализа и состав минералов. М.: Наука, 1971, 39; Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива, М.: Наука, 1978, 2, 169.
17. Рудницкая Е. С., Власова Е. В. В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975, 208.
18. Bowen N. S. Am. Min., 1937, 22, N 2, 139.
19. Yagi K., Souther J. G. Am. Min., 1974, 59, N 7-8, 820.
20. Fleischer M. Am. J. Sci., 1936, 32, N 191, 343 (сводка анализов энигматита и ренита).
21. Герасимовский В. И., Беллев Ю. И. Геохимия 1963, № 1, 30.
22. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 133.
23. Успенская Е. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1959, вып. 1, 149.
24. Прокопченко Н. М. ДАН СССР, 1941, 31, № 9, 903.
25. Боровик С. А., Лизунов Н. В., Щербина В. В. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1941, № 3, 155.
26. Комлев Л. В кн.: Хибинские апатиты. Госхимтехиздат, 1933, № 6, 138.
27. Боруцкий Б. Е., Варшал Г. М., Павлуцкая В. И., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975, 238.
28. Бергман И. А. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1962, вып. 3, 50; Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Т. Г. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Л.: Наука, 1967, 97, 130.
29. Бельков И. В. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1962, вып. 3, 46; Батиева И. Д. Там же, 1972, вып. 9, 45.
30. Carmichael I. S. E. Min. Mag., 1962, 33, N 257, 86.
31. Abbott M. Am. Min., 1967, 52, N 11-12, 1895.
32. Nash W. J. Petrology, 1969, 10, N 3, 409.
33. Nicholls J., Carmichael I. S. E. Contrib. min., petrol., 1969, 20, N 3, 268.
34. Bryan W., Stevens N. Am. J. Sci., 1973, 273, N 10, 247.
35. Marsh J. S. Contrib. min., petrol., 1975, 50, N 2, 135.
36. Borley G. Min. Mag., 1976, 40, N 314, 595.
37. Тихоненков И. П. Нефелиновые сенициты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 30.
38. Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева А. В., Поляков К. И. Йолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970, 134.
39. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 382.
40. Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966, 375.
41. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 22.
42. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илммаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969, 42.
43. Арсеньев А. А. ДАН СССР, 1954, 95, № 2, 365.
44. Костюк В. П. Геология и геофизика, 1964, № 9, 18.
45. Wooster H. J. Geology, Chicago, 1917, 25, N 8, 759.
46. Osann A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1896, 15, N 5-6, 394, 414, 456, 471.
47. Yagi K. Bull., Geol. Soc. Am., 1953, 64, N 7, 786.
48. Воробьева О. А. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 2, 32.
49. Григорьев П. К. В кн.: Слюды СССР. Изд-во ЦНИГРИ, 1937, 210.
50. Чумаков А. А. В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 346; Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976, 89.
51. Маракунешев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, 49.
52. Гамалей Ю. Н. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 1, 73.
53. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1893—1895, 1, 709.
54. de Angelis M. Atti della Soc. Ital. Sci. Natur., 1923, 1, 179; 1925, 2, 61 (по рефер. N. Jb. Min., 1926, 1, 165).
55. Marshall P. New Zealand J. sci. techn., sect. B, 1946, 28, 37.
56. Lindsley D. H., Haggerty S. E. Carnegie Inst. Washington, 1969—1970, Year Book N 69, 278.
57. Рохлин М. И. Тр. Арктич. научно-исслед. ин-та, 1938, 112, 180.
58. Ферсман А. Е. Изв. Росс. АН, 1923, 17, 278.
59. Бонштедт-Куллетская Э. М. Зап. Мин. об-ва, 1931, 60, вып. 2, 293.
60. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС. Сер. кольская, 1934, вып. 8, 20.
61. Thompson R. N., Chisholm J. E. Min. Mag., 1969, 37, N 286, 253.
62. Островский И. А. ДАН СССР, 1951, 79, № 1, 141; Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 1, 113.
63. Ernst W. G. J. Geology, Chicago, 1962, 70, N 6, 715.
64. Lindsley D. H. Carnegie Inst. Washington, 1969—1970, Year Book N 69, 188.

Псевдоэнигматит — pseudoenigmatite. Назван Нефедовым в 1965 г. по близости к энигматиту [1].

Мелкие зерна на кристаллы длиной до 1 мм. Сингония не указана. Кристаллики короткопризматические, образованы гранями призмы (угол призмы 74°) и базопинакоида (угол наклона к [001] = 67°15'). Наблюдаются двойники по (110) (фиг. 206). Сп. по (010) несовершенная. Изл. неровный, микрораковистый Тв. 5—6. Уд. в. 3,21. Цв. бархатно-черный. Черта бурая. Бл. стеклянный. В тонких краях просвечивает темно-красным цветом. В шлифах по Ng — темно-красно-бурый, по Nm и Np — красно-бурый; Ng > Nm = Np. Двуосный (+). Ng = b, угол погасания 13°, 2V около 10°. Дисперсия r > v, реже r < v, сильная.

Анализ (анал. Стукалова): Na₂O — 5,70, K₂O — 3,80, MgO — 1,65, CaO — 1,75, Al₂O₃ — 6,94, Fe₂O₃ — 17,26, SiO₂ — 51,02, TiO₂ — 11,30, п. п. — 0,60, сумма 100,02. Выведена формула: (Na_{0,54}K_{0,24}Ca_{0,10}Mg_{0,07})_{0,95}(Fe_{0,64}Ti_{0,31}Mg_{0,05})_{1,00}(Si_{2,51}Al_{0,38}Ti_{0,11})_{3,00}O_{8,0}. В кислотах



Фиг. 206. Двойник псевдоэнигматита с Кольского п-ва (по Кухаренко и др.).

нерастворим. П. п. тр. легко сплавляется в светло-бурюю эмалевидную массу. В небольших количествах встречен на Турьем мысу (Кольский п-ов) в апофилит-кварц-кальцитовых жилках, секущих малиньиты; ассоциируется с кварцем, лабунцовитом (образует сростания) и анатазом.

Межплоскостные расстояния псевдоэнигматита с Турьего мыса [1]

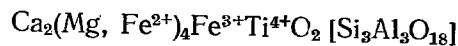
(условия съемки не указаны)

<i>l</i>	<i>a</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	(10,0)	6	2,83	6	2,07	3	1,614	6	1,356
7	9,0	6 ш.	(2,72)	5	2,04	3	1,583	1 р.	1,332
2	4,45	2	2,63	4	2,01	3	1,569	1 р.	1,308
4	(3,84)	4	2,55	4	1,975	1	1,543	3	1,289
2	3,64	8 ш.	2,47	2	1,935	1	(1,526)	5 р.	1,272
9	3,50	4	2,40	7	1,913	10	1,502	2 р.	1,255
5	3,29	1	2,34	2	1,876	9	1,476	5	1,244
10	3,17	4	2,29	1	1,825	4	1,450	3	1,234
1	3,07	3	2,24	4 р.	1,762	3	1,422	2 р.	(1,221)
1	(3,01)	3	2,20	2	1,689	2	1,396	1	1,131
8	2,94	8	2,17	4 ш. р.	(1,662)	6	1,384	5	1,121
5	2,89	1	(2,11)	1	(1,628)	1 р.	(1,372)	4	1,105

Л и т е р а т у р а

1. 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 полуострова и Северной Карелии. Л.: Недра, 1965, 501.

Рёнит Rhönite



Назван по месту находки в массиве Рён, ФРГ [1].

Характ. выдел. Кристаллы (от долей до нескольких миллиметров), их агрегаты [2, 3].

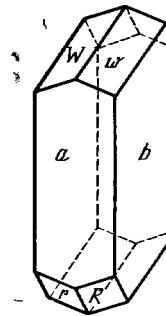
Структ. и морф. крист. Трикл. с. (Рёнит из метеорита Альенде, вероятно, моноклинный [4]). Пр. гр. не установлена. $a_0 = 10,415$, $b_0 = 11,207$, $c_0 = 9,018$ Å, $\alpha = 102^\circ 03'$, $\beta = 100^\circ 31'$, $\gamma = 127^\circ 42'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9293 : 1 : 0,8047$ [5]. $a_0 = 10,478$, $b_0 = 10,923$, $c_0 = 9,170$ Å, $\alpha = 101^\circ 25'$, $\beta = 96^\circ 56'$, $\gamma = 129^\circ 41'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9593 : 1 : 0,8395$ [6]. $a_0 = 10,415$, $b_0 = 10,800$, $c_0 = 8,919$ Å, $\alpha = 105^\circ 58'$, $\beta = 96^\circ 10'$, $\gamma = 124^\circ 49'$ [7].

Для псевдомоноклинной элементарной ячейки: $a_0 = 10,163$, $b_0 = 14,9015$, $c_0 = 5,2075$ Å, $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 108^\circ 54'$, $\gamma = 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,6820 : 1 : 0,3495$ [8]. Для моноклинной элементарной ячейки рёнита из метеорита: $a_0 = 9,78$; $b_0 = 14,84$; $c_0 = 5,18$ Å, $\beta = 101,2^\circ$ [4].

Формула перехода от триклинной ячейки к псевдомоноклинной $\left[\frac{1}{2} 11 / \frac{1}{2} 11 / \frac{1}{2} 00 \right]$ [8]. Морфологическая установка Зельнера и Валенты отвечает псевдомоноклинной рентгеновской установке $a : b : c = 0,6820 : 1 : 0,3495$, $\beta = 108^\circ 54'$ (по рентгеновским данным Валенты для псевдомоноклинной установки).

Наблюдавшиеся формы, установленные Зельнером [1] и Валентой [5] лишь путем измерений двугранных углов под микроскопом, пересчитаны на псевдомоноклинную установку:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	90°00'	18°54'	<i>k</i> 111	68°26'	45°33'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>K</i> $\bar{1}\bar{1}1$	-150 18	21 55
<i>a</i> 100	90 00	90 00	<i>v</i> $\bar{1}\bar{3}1$	139 52	53 54
<i>m</i> 110	57 10	90 00	<i>i</i> $\bar{1}31$	-10 46	46 52
μ $\bar{1}10$	-57 10	90 00	<i>r</i> $\bar{2}11$	-64 45	39 20
<i>w</i> 011	44 25	26 04	<i>R</i> $\bar{2}\bar{1}1$	-115 15	39 20
<i>w</i> $0\bar{1}1$	135 35	26 04		241 (?)	45 33 63 24
<i>aw</i> (100):(011) = 72°05'			<i>rR</i> ($\bar{2}\bar{1}1$):($\bar{2}\bar{1}1$) = 31°22'		
<i>bw</i> (010):(011) = 71 39			<i>ar</i> ($\bar{1}00$):($\bar{2}11$) = 55 01		
<i>wW</i> (011):(0 $\bar{1}1$) = 36 18			<i>bR</i> ($0\bar{1}0$):($\bar{2}\bar{1}1$) = 74 18		



Фиг. 207. Кристалл рёнита из Шарнхаузена (ГДР) (по Валента)

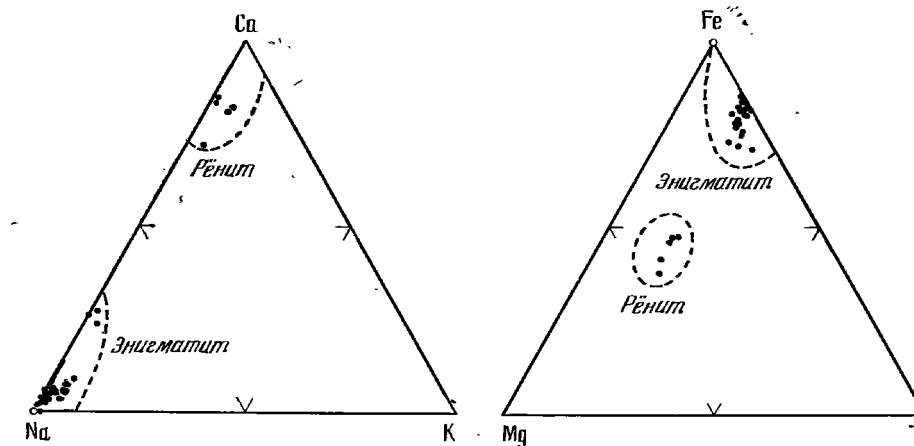
Кристаллы призматические, вытянутые по оси *c*, в большей или меньшей степени уплощенные по (010) — фиг. 207. Обычны полисинтетические двойники по (010) (в псевдомоноклинной установке); под микроскопом наблюдались двойники и тройники, предположительно по (110) и ($\bar{1}10$) [5], и клиновидные двойники [9].

Физ. св. Сп. по (110) и ($\bar{1}10$) у кристаллов из Рёна и из Сен-Санду совершенная под углом около 91° [5]. Изл. раковистый. Уд. в. 3,5—3,64 [6]. Цв. черный до буровато-черного, ярко-красный. Бл. полуметаллический. Черта красно-бурая. Просвечивает только в очень тонких осколках. Тв. $5\frac{1}{2}$ [3].

Микр. В шлифах в прох. свете темно-бурый до черного; плеохроизм очень сильный: по *Ng* — темно-красновато-бурый до непрозрачного, по *Nm* — красновато- или желто-бурый, по *Np* — каштаново-бурый, бурый с зеленоватым оттенком [1, 2, 3, 5, 6]. Двусный, по Валента предположительно (—) [5], по Зельнеру (+) при $2V \sim 70^\circ$ [1]. Пл. опт. осей почти || (010), угол погасания по отношению к удлинению $28-40^\circ$ [1, 5]; в разрезах по (010) аномальные синие, бурые и пурпурные цвета интерференции [5]. $n_g = 1,830-1,845$, $n_m = 1,806-1,825$, $n_p = 1,795-1,810$, $2V = 50-72^\circ$ [4, 6, 10], $r < v$, сильная [6].

В полир. шлифах в отраж. свете серый, беловато-серый, буроватый. Отраж. способность слабая, но сильнее, чем у других породообразующих силикатов. Двухотражение слабое [3].

Хим. В отличие от энигматита состав рёнита характеризуется высоким содержанием Ca, Mg, Al, и Fe^{3+} , значительно меньшим Fe^{2+} , низким — Na. Флейшер [11] высказал предположение о существовании изоморфного ряда энигматит — рёнит (CaAl — NaSi). Однако промежуточные члены этого ряда до сих пор не обнаружены, а на треугольных диаграммах состава, построенных с ис-



Фиг. 208. Диаграммы состава энигматита и рёнита (по Яги и Саутеру)

пользованием всех опубликованных анализов энigmatита и рёнита, каждый из них занимает самостоятельную область (фиг. 208) [11, 12]. Рёнит из метеорита Альенде по составу заметно отличается от земного [4].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,67	0,92	0,76	—	0,72	0,96	2,11	—
K ₂ O	0,63	0,10	0,61	—	0,02	—	0,02	—
MgO	12,62	13,0	9,08	14,4	10,67	12,7	12,09	15,7
CaO	12,43	12,4	12,20	11,4	11,97	11,8	10,23	17,9
MnO	сл.	0,14	—	0,1	0,26	0,19	0,17	—
FeO	11,39	12,50	15,20	21,2	15,98	21,3	22,49	1,9
Fe ₂ O ₃	11,69	10,15	6,80		9,48	—	—	—
Al ₂ O ₃	17,25	16,55	17,65	13,6	17,24	17,0	13,35	28,9
SiO ₂	24,42	23,2	30,90	29,8	24,82	23,8	28,58	19,1
TiO ₂	9,46	10,0	8,04	10,2	9,09	11,6	10,70	16,8
H ₂ O ⁺	—	0,68	0,20	—	0,35	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—		—	—	0,06	—	—
Сумма	100,56	99,64	(101,44)	100,7	100,69*	99,45**	99,74	101,0***
Уд. в.	3,5	3,604	3,58	—	3,64	—	—	—
<i>n_g</i>	—	1,840	—	—	1,83	—	—	—
<i>n_m</i>	—	1,825	—	—	1,806	—	—	—
<i>n_p</i>	—	1,810	—	—	1,795	—	—	—
<i>n_g-n_p</i>	—	0,030	—	—	0,035	—	—	—
2V	—	72°	—	—	66°	—	—	—

* В том числе P₂O₅ — 0,03.

** В том числе NiO — 0,10.

*** В том числе V₂O₅ — 0,7.

1 — из базальта массива Рён (ФРГ), анал. Думпкс [1]; 2 — Лебау (ГДР), анал. Зек [10]; 3 — из нефелинового базальта Сен-Санду (Франция), в оригинале сумма 100,64, анал. Пузани [2]; 4 — из базальта района Монистроль-д'Алье (Франция) [13]; 5 — из меланократовых сиенитов Бнг-Бенда, шт. Техас (США), анал. Азари [6]; 6 — из порфинового оливин-титансалитового базанита из вулканической группы Мак-Мердо, о-в Росс (Антарктика) [14]; 7 — из нефелинового гавайита, район Данидин, бухта Отаго (Новая Зеландия) [14]; 8 — из метеорита Альенде, анал. Санецки [4]; анализы 4, 6, 7, 8 выполнены на электронном микрозонде.

Наход. Редкий, магматический минерал. Встречается преимущественно в базальтах с большим содержанием щелочей, в туфах и шлаках того же состава. Ассоциируется с оливином, титанавгитом, плагиоклазом или фельдшпатоидами. Парагенетические соотношения рёнита и энigmatита рассмотрены Борли [15]. Часто наблюдается как продукт замещения амфиболов: в Килиманджаре (Танзания) [16], в вулканических брекчиях Шарихаузена (ГДР) [5]. Как продукт замещения керсутита известен в аналцимсодержащих тешенитах на о-ве Оки (Япония) [17] и в нефелиновых гавайитах района Данидин, бухта Отаго (Новая Зеландия) [14]. В качестве акцессорного минерала присутствует в основных вулканических породах массива Рён (ФРГ): лимбургитах, тефритах, вулканических брекчиях [18]. Отмечается в базальтах и базальтовых шлаках района Лаахерского озера (хорошо образованные кристаллы до 0,3 мм длиной), в Зибенгебирге, Оденвальд (ФРГ); Лебау (Саксония, ГДР), в Силезии (Польша), в Чехословакии [1, 11]; в пустотах базальта района Монистроль-д'Алье (Франция), где образовался за счет авгита, ассоциируется с плеонастом, оливином, титаномagnetитом [13]; в тефритах Танзании [13], в базальтах о-ва Мадейра [19]; в базальтах Новграда в Венгрии [19]; в титанавгитсодержащих нефелиновых долеритах Центрального массива во Франции [2]; в порфириновых базанитах вулканической группы Мак-Мердо, о-в Росс (Антарктика) [14]. В качестве породообразующего минерала (до 15%) обнаружен в меланократовых сиенитах шт. Техас (США) в ассоциации с титанавгитом, плагиоклазом, как правило, в сростаниях с титанавгитом, редко с оливином [6]; в тешенитах Кахетии (Грузинская ССР) [20]; в аналцимсодержащих сиенитах и монционитах о-ва Сахалин [12].

Обнаружен в метеорите Аленде вместе с волластонитом, андрадитом и пироксеном [4].

Изм. Отмечено замещение титаномагнетитом [19], оливином [12, 16, 18].

Межплоскостные расстояния d ренита из Техаса [6]

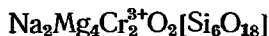
Дифрактометр

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
	24	8,14	$\bar{3}01$	65	2,691	014	4	1,884
	7	7,50	112	69	2,550	$0\bar{2}5$; $4\bar{6}1$	4	1,816
$\bar{1}\bar{1}1$	4	6,48	022	22	2,470	$\bar{3}34$	9	1,750
$\bar{2}20$	22	4,832	202	4	2,463	$\bar{4}\bar{1}2$; 410	8	1,725
200	4	3,808		15	2,428	$\bar{2}\bar{2}5$	12	1,616
$\bar{1}\bar{1}2$	11	3,735	$\bar{2}41$	20	2,332	045	13	1,600
$\bar{3}20$	17	3,468	220	4	2,108	$\bar{2}43$	38	1,498
	10	3,216	$\bar{2}\bar{1}4$	56	2,092	$\bar{6}53$; $\bar{3}\bar{5}5$	6	1,495
$\bar{1}22$	100	2,947	$4\bar{2}2$; $\bar{2}\bar{3}4$	25	1,991	750; $\bar{3}35$	17	1,486
003; $0\bar{2}3$	10	2,831		14	1,950	011	17	1,468
	31	2,783						

Л и т е р а т у р а

1. Soellner J. N. Jb. Min., 1907, B.-Bd. 24, A, 475.
2. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., crist. 1909, 32, 325.
3. Ramdohr P. Zbl. Min., 1937, A, 289.
4. Fuchs L. H. Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 2053.
5. Walenta K. Zs. Krist., 1969, 130, H. 1-3, 214.
6. Cameron K. L., Carman M. F., Butler J. C. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 864.
7. Merlino S. Zs. Krist., 1972, 136, H. 1-2, 81.
8. Kelsey C. H. McKie D. Min. Mag., 1964, 33, N 266, 986.
9. Henschel G. Aufschluss, 1974, 25, H 12, 632.
10. Grünhagen H., Seck H. A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1972, 18, H. 1, 17.
11. Fleischer M. Am. J. Sci., 1936, 32, 343.
12. Yagi K., Souther J. G. Am. Min., 1974, 59, N 7-8, 820.
13. Babbine J., Conguere F., Vilminot J. C., Duong P. D. C. R., Paris, 1964, ser. 1, 258, N. 22, 5479.
14. Kyle P. R., Price R. C. Am. Min., 1975, 60, N 7-8, 722.
15. Borley G., Min. Mag., 1976, 40, N 314, 595.
16. Lehmann E. N. Jb. Min., 1926, B.-Bd. 65, A, 165.
17. Tomita T. J. Shanghai Sci. Inst., 1934, sect. 2, 99.
18. Ficke B. Tscherm. min., petr. Mitt., 1961, 7, H. 4, 348.
19. Reichert R. Földt. Közlöny, 1928—1930, 57, 240.
20. Герасимов А. П. Тр. геол.-разв. упр., 1931, вып., 29, 23.

Криовит *Krinovite*



Назван в честь советского исследователя метеоритов Е. Л. Кринова [1].

Характ. выд. Мелкие зерна (до 200 мкм).

Структ. и морф. крист. Трикл. с., псевдомоноклинный [2]. $a_0 = 10,22$, $b_0 = 10,67$, $c_0 = 8,80$ Å, $\alpha = 105^\circ 08'$, $\beta = 96^\circ 36'$, $\gamma = 125^\circ 01'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,957 : 1 : 0,825$; $Z = 2$ [2].

Олсен и Фукс [1] считали минерал моноклинным: $a_0 = 19,48$, $b_0 = 29,18$, $c_0 = 10,25$ Å, $\beta = 103^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,668 : 1 : 0,351$, $Z = 2$. Формула перехода от моноклинной установки к триклинной $00\bar{1} / \frac{1}{2} \frac{1}{4} \frac{3}{4} / \frac{1}{2} \frac{1}{4} \frac{1}{4}$ [2].

Структура криовита аналогична структуре энigmatита: цепи $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ ориентированы вдоль оси a триклинной ячейки (оси c моноклинной ячейки); в стенках, сложенных октаэдрами, располагаются атомы Cr, которые занимают места как Ti в октаэдрических стенках структуры энigmatита, так и части атомов Fe, расположенных в энigmatите в октаэдрах между стенками; на местах

остальных атомов Fe энigmatита находятся атомы Mg [2]. В большинстве зерен криновита под микроскопом заметны сложные полисинтетические двойники.

Физ. св. Сп. не наблюдалась. Тв. $5\frac{1}{2}$ —7. Уд. в. 3,38 (вычисл. 3,42). Цв. темно-изумрудно-зеленый.

Микр. Двуосный (+). Пл. опт. осей || оси *b* (в установке Олсена и Фукса). Плеохроизм: по *Ng* — зеленовато-черный, темно-красновато-бурый, по *Nm* — сине-зеленый, по *Np* — желто-зеленый. $n_g = 1,760$, $n_m = 1,725$, $n_p = 1,712$, $2V = 61 \pm 2^\circ$ (вычисл. 64°). Дисперсия показателей преломления значительная, дисперсия оптических осей не наблюдалась.

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 8,42$, $\text{MgO} - 21,91$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 20,65$, $\text{SiO}_2 - 49,02$. Анализ (выполнен Олсеном и Маккалумом на электронном микронзонде): $\text{Na}_2\text{O} - 9,1$, K_2O — не обн., $\text{MgO} - 19,7$, $\text{CaO} - 0,1$, $\text{MnO} - 0,1$, $\text{FeO} - 1,8$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,6$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 19,1$, $\text{SiO}_2 - 48,1$, $\text{TiO}_2 - 0,5$; сумма 99,1 [1].

Повед. при нагр. После десятидневного выдерживания при 1000° обесцвечивается, переходит в оливин; шестидневное нагревание в вакууме при 1000° вызывает обесцвечивание и образование смеси магнохромита, кристобалита и неизвестной фазы [1].

Наход. Образует редкие включения в графитовых нодулях железных метеоритов Каньон-Дьябло, Вичита-Каунти и Йоундегин; в первых двух метеоритах сопровождается рёддеритом, рихтеритом, альбитом, в метеорите Каньон-Дьябло, кроме того, хромитом.

Искусств. Попытка синтеза из смеси Cr_2O_3 , Na_2SiO_3 , SiO_2 и MgO при длительном выдерживании при 700 — 1400° на воздухе и в атмосфере аргона не удалась, так же как и при прогревании этой смеси при 650 — 1400° под давлением 25 кбар.

Межплоскостные расстояния криновита [1]

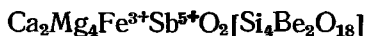
$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

<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>
60	7,92	10	2,934	20	2,281	40 ш.	1,702
50	7,27	80	2,893	20	2,186	30	1,657
40	6,25	30	2,804	10	2,165	10	1,642
30	4,75	30	2,754	70	2,080	50	1,598
10	4,62	30	2,713	60	2,049	20	1,570
50	4,130	90	2,655	50	1,969	30	1,530
10	3,949	20	2,528	10	1,927	40	1,484
10	3,713	100	2,501	10	1,920	50	1,470
60	3,639	30	2,429	20	1,886	50	1,456
40	3,412	40	2,379	20	1,873	50	1,448
60	3,104	20	2,300	10	1,779		

Л и т е р а т у р а

- Olsen E., Fuchs L. Science, 1968, 161, N 3843, 786.
- Merlino S. Zs. Krist., 1972, 136, N. 1/2, 81.

Велшит Welshite



Открыт Муром в 1967 г. [1]. Назван по имени минералога-любителя Велша [2].

Характ. выдел. Кристаллы (до 3 мм).

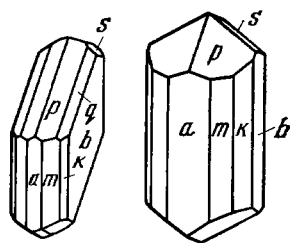
Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 10,28$, $b_0 = 10,69$, $c_0 = 8,83$ Å, $\alpha = 106^\circ 06'$, $\beta = 96^\circ 18'$, $\gamma = 124^\circ 48'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9616 : 1 : 0,8260$ [3]. Первоначально [1, 2] была определена монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,681$, $b_0 = 14,772$, $c_0 = 5,141$ Å, $\beta = 101^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,6554 : 1 : 0,3480$, $Z = 2$ [3].

Структура не изучена. Учитывая замещения $Sb^{5+} \rightarrow Ti^{4+}$ и $Be^{2+} \rightarrow Al^{3+}$, наиболее близок к рёниту [3].

Морфологическая установка дана в монокл. с. Монокл.-призматич. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 0,6554 : 1 : 0,3480$, $\beta = 101^\circ 30'$ [3].

Формы [3]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>b</i> 010	0°00'	90°00'	<i>p</i> 111	64°57'	39°19'
<i>a</i> 100	90 00	90 00	<i>r</i> $\bar{1}11$	-44 12	25 54
<i>k</i> 130	27 22	90 00	<i>q</i> 121	46 57	45 30
<i>m</i> 110	57 18	90 00	<i>s</i> $\bar{1}21$	-25 56	37 43
<i>j</i> 021	16 18	35 56	<i>v</i> $\bar{1}41$	-13 40	55 06
<i>v</i> 131	35 31	52 03	<i>t</i> $\bar{1}31$	-17 57	47 13
<i>am</i> (100):(110) = 32°42'			<i>ss</i> ($\bar{1}21$):($\bar{1}21$) = 66°18'		
<i>pp</i> (111):(1 $\bar{1}1$) = 31 42			<i>qq</i> (121):(1 $\bar{2}1$) = 60 01		



Фиг. 209. Кристаллы велшита (по Муру)

Формула перехода от моноклинной установки к триклинной:

$$002 / \frac{1}{2} \frac{\bar{1}}{2} \bar{1} / \frac{1}{2} \frac{1}{2} 0 [4].$$

Кристаллы призматические по оси *c*, иногда несколько уплощены по (010)—фиг. 209. Двойники полисинтетические по (010).

Физ. св. Сп. отсутствует. Излом раковистый. Тв. 6. Уд. в. 3,77 (вычисл. 3,71). Цв. темно-красовато-коричневый до красовато-черного. Черта бледно-коричневая. Бл. почти алмазный [3].

Микр. Плеохроизм не наблюдался. Двуосный (знак не указан). $n_g = 1,831$, $n_p = 1,811$, $2V = 45^\circ$ [3].

Хим. Учитывая изо- и гетеровалентные замещения, формула велшита может быть представлена в следующем виде: $Ca_2(Mg, Mn)_4Fe^{3+}Sb^{5+}(Si, Be, As^{5+}, Al)_6O_{20}$ [3]. Анализ (микрондовый): BeO — 4,0, MgO — 15,3, CaO — 14,2, MnO — 1,0, Al₂O₃ — 2,1, Fe₂O₃ — 9,1, SiO₂ — 19,6, As₂O₅ — 3,6, Sb₂O₅ — 24,8; сумма 93,7 [3].

Диagn. исп. Нерастворим в HCl.

Находж. Найден в Лонгбане (Швеция). Встречается в виде вкрапленности в плотном кристаллическом доломите, который заполняет трещины в мелкозернистой гематитовой руде. В тесной ассоциации с велшитом находятся ромеит, аделит, берцелиит, рихтерит, сведенборгит, катоптрил, лонгбанит, марганостибнит.

Межплоскостные расстояния велшита [3] *

Fe/Mn-излучение, $D = 114,6$ мм

<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>
110	5	7,99	150	3	2,813	1	1,622
020	7	7,32	$\bar{2}41$	6	2,670	3	1,607
001	3	5,05	$\bar{3}31$	10	2,530	3	1,587
200	6	4,73	311	2	2,440	2	1,551
130	3	4,35	241	3	2,402	1	1,528
021	5	4,16	$\bar{4}21$	1	2,212	7	1,489
$\bar{2}01$	3	3,87	350	1	2,164	2	1,478
040	2	3,67	$\bar{3}51$	6	2,098	7	1,460
$\bar{1}31$	4	3,456	202	4	2,069	+30 линий	<2
131	4	3,158		3	1,979		
310	3	3,095		3	1,943		
240	7	2,910	+20 линий		<1,90—1,65		

* Индексированные в псевдомоноклинной ячейке.

Л и т е р а т у р а

1. Moore P. B. Canad. Min., 1967, 9, pt. 2, 301.
2. Moore P. B. Min. Record, 1970, 1, 154.
3. Moore P. B. Min. Mag., 1978, 42, N 321, 129.
4. Machin M. P., Süssse P. N. Jb. Min., Monatsh, 1974, H. 10, 435.

Сапфирин Sapphirine



Назван по сапфирово-синей окраске (Гизеке, 1819).

Синон. Сафирин — sapphirine (Честер, 1896); сапфирит — sapphirite (Хей, 1955).

Разнов. Триклинный сапфирин (1Тс) [1].

Характ. выдел. Несовершенно образованные кристаллы, зерна и агрегаты зерен.

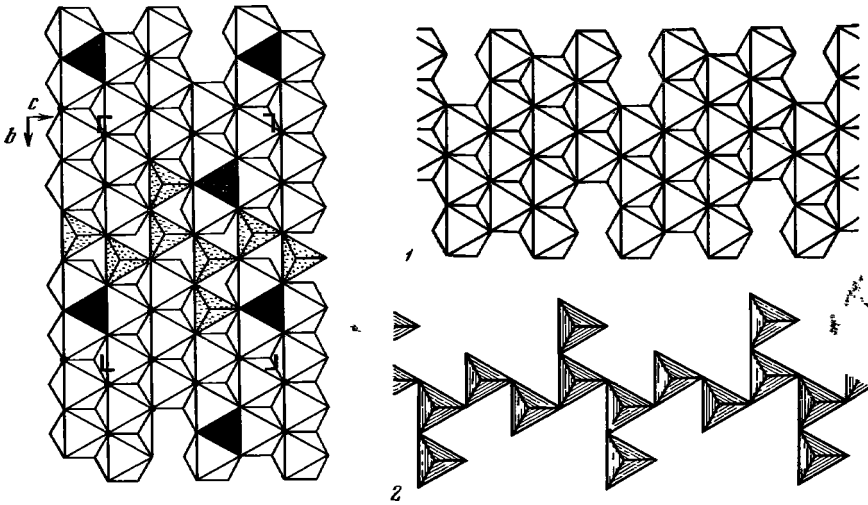
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2v}^5 — $P2_1/a$ [2]; политип 2M («обычный сапфирин») [1, 3]. $Z = 4$.

Установки, принятые разными авторами, отличаются взаимным перемещением осей a и b . 1

a_0 (Å)	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Хим. анализ	Местонахождение	Ссылка
11,266	14,401	9,929	125°46'	0,782:1:0,689	—	Фискенес, Гренландия	[2]
11,26	14,46	9,95	125 20	0,779:1:0,688	—	Искусственный	[4]
9,83	14,42	10,04	110 18	0,682:1:0,695	7	Березовая вара, Кольский п-ов	[5]
9,85	14,39	10,02	110 12	0,685:1:0,696	—	Побужье, УССР	[5]
9,81	14,42	10,04	110 18	0,680:1:0,695	12	Анабарский массив, Сибирь	[5]
9,85	14,37	10,02	110 25	0,685:1:0,696	5	Фискенес, Гренландия	[5]
9,70	14,55	10,05	105 29	0,667:1:0,691	—	»	[6]
9,77	14,54	10,06	110 20	0,672:1:0,692	—	»	[7]

Для желтого сапфирина из Маути-Хила в Танзании (оригинал анализа 9) отмечено удвоенное значение b_0 ($a_0 = 9,85$; $b_0 = 28,6$, $c_0 = 9,96$ Å, $\beta = 110^\circ 30'$) [8].

Структура [2] (фиг. 210, 211, 212) характеризуется плотнейшей кубической упаковкой атомов O. Ее основа — плоские параллельные (100) (в установке Мура) ленты, которые сложены неэквивалентными $(Mg, Al)_6$ -октаэдрами, связанными общими ребрами и расположенными по 3 и по 4 в направлении оси c ; вдоль оси b эти ленты соединены своеобразными цепочками $[T_6O_{18}]$ ($T = Al, Si$) из связанных общими вершинами AlO_4 - и $(Al, Si)O_4$ -тетраэдров. Между лентами октаэдров расположен дополнительный октаэдр, 6 ребер которого общие с октаэдрами двух соседних с ним лент. Атомы Al находятся как в октаэдрах, так и в тетраэдрах. Кристаллохимическая формула сапфирина $M_7(M)O_2[T_6O_{18}]$, где M — Mg и Al октаэдров лент; (M) — Mg и Al дополнительного октаэдра. Межатомные расстояния M — O в MgO_6 -октаэдрах равны 2,078—2,120 Å, в AlO_6 -октаэдрах 1,921—1,930; T — O в AlO_4 -тетраэдрах 1,736—1,771, в $(Al, Si)O_4$ -тетраэдрах 1,658—1,733 Å. Положение железа определено по мессбауэровским спектрам для голубовато-зеленого сапфирина из Лаккертоппена (Гренландия), содержащего FeO — 2,69% и Fe_2O_3 — 1,00%: Fe^{2+} находится в двух различных октаэдрических позициях, одна из которых искажена; ионы Fe^{3+} занимают две позиции с четверной координацией [9].



Фиг. 210. Схематическое изображение структуры сапфирина в проекции на bc (по Муру)

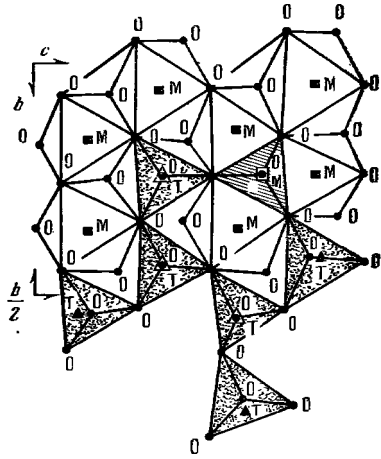
Октаэдры не оттенены, тетраэдры отмечены точками, октаэдры, расположенные между лентами, зачернены

Фиг. 211. Основные элементы структуры сапфирина (по Муру)

1 — лента из октаэдров, вытянутая вдоль оси c ; 2 — тетраэдрическая цепочка, вытянутая вдоль оси c

Фиг. 212. Асимметричная ячейка в структуре сапфирина в проекции на bc (по Муру)

Октаэдры М (1—7) не оттенены, тетраэдры Т (1—6) отмечены точками, дополнительный октаэдр М (8) заштрихован



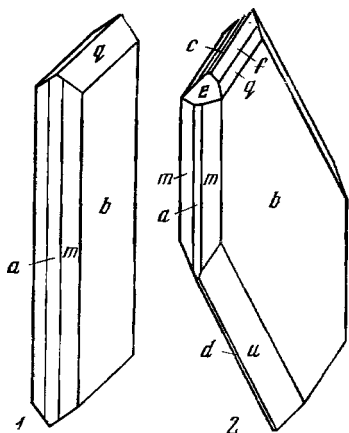
Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,6889 : 1 : 0,7028$; $\beta = 111^\circ 27'$ (в рентгеновской установке [5]).

Главные формы $\{10\}$:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	$90^\circ 00'$	$21^\circ 27'$	$21^\circ 27'$	$90^\circ 00'$
b 010	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
m 110	57 20	90 00	90 00	57 20
f 011	29 13	38 50	21 27	47 10
q 021	15 37	55 35	21 27	37 24
e 101	90 00	56 07	56 07	90 00
d $\bar{1}01$	-90 00	35 07	-35 07	90 00
u $\bar{1}31$	-18 26	65 46	-35 05	30 06
cd (001):($\bar{1}01$)	$= 56^\circ 34'$		cf (001):(011)	$= 33^\circ 11'$
ae (100):(101)	$= 33$ 53		bq (010):(021)	$= 37$ 24

Редкие формы: k (270), s ($\bar{1}11$), t ($\bar{1}21$), v ($\bar{1}41$).

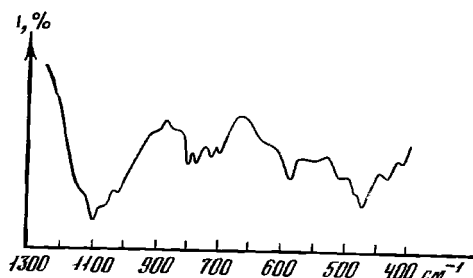
Морфологическая установка Лакруа — Маунтина [10, 11] отличается от рентгеновской Франк-Каменецкого и др. [5] в два раза большим значением c . Формула перехода от морфологических символов к принятым здесь: $100/010/00 \frac{1}{2}$.



Фиг. 213. Кристаллы сапфирина

1 — Фискенес, Гренландия (по Уссингу);
2 — Трансвааль, ЮАР (по Маунтингу)

Фиг. 214. ИК-спектр сапфирина (по Поваренных)



Кристаллы таблитчатые по (010) (фиг. 213), грани некоторых кристаллов покрыты штриховкой. Изредка наблюдаются полисинтетические двойники по (010), и, предположительно, по (100) [12].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) и (001) несовершенная [13]. Изл. полураковистый до неровного. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,3—3,6, увеличивается с возрастом содержания железа [14].

Микротвердость 946—1410 кгс/мм^2 при нагрузке 100 гс [15]. Цв. синий, серовато-синий, бледно-синий, зеленый, зеленовато-серый, желтый, бурый, бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачен. Теплоемкость сапфирина теоретического состава $C_p^{298} = 128,0 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$. при мол. весе 690,046 [16]. Стандартная теплоемкость сапфирина из Гренландии: $C_p^{298} = 133,6 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$ [3], 131,5 $\text{кал/моль} \cdot \text{град}$ [16]; исправленные ее значения (за вычетом примесей) при мол. весе 698,73 соответственно равны $118,20 \pm 0,5 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$ [3] и 128,4 $\text{кал/моль} \cdot \text{град}$ [16]. Энтропия сапфирина теоретического состава $S_{298}^{\circ} = 91,3 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$ [16]. Энтальпии растворения при 970 К в расплаве $2\text{PbO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ природного и синтетического сапфиринов состава $7\text{MgO} \cdot 9\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ соответствуют стандартные энтальпии образования из окислов: $\Delta H_f^{\circ}; 298,15 = -41,16 \pm 2,0 \text{ ккал/моль}$ и $\Delta H_f^{\circ}; 298,15 = -38,84 \pm 1,7 \text{ ккал/моль}$ и стандартные энтальпии образования из элементов: $\Delta H_f^{\circ}; 298,15 = -5305,7 \pm 2,2 \text{ ккал/моль}$ и $\Delta H_f^{\circ}; 298,15 = -5298,7 \pm 2,2 \text{ ккал/моль}$ соответственно [17].

Для ИК-спектров поглощения сапфирина с Мадагаскара характерны полосы: интенсивная с максимумами 1092—1060—1018 см^{-1} , средней интенсивности с максимумами 804—785—730—700 и 590 см^{-1} и интенсивная с максимумами 515—472—432 см^{-1} (фиг. 214) [18].

Микр. В прох. свете зеленовато-синий; характерен сильный плеохроизм: по Ng — темно-сапфирово-синий, темно-небесно-голубой, по Nm — синий с зеленоватым оттенком, темно-кобальтово-синий; по Np — желтовато-бурый, розовато-серый, желтовато-зеленый, бесцветный; $Ng > Nm > Np$. Иногда наблюдаются аномальные синие цвета интерференции, особенно в разрезе Nm Ng; в разрезе Np Ng интерференционные цвета серовато-белые первого порядка. Двусный (—), редко (+) [19]. Пл. опг. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 6-8^\circ$, у минерала из Индии 15° [14, 20]; $aNp = 16-18^\circ$. $n_g = 1,710-1,734$, $n_m = 1,708-1,722$, $n_p = 1,705-1,729$; $n_g - n_p = 0,005-0,007$. $2V = 50-80^\circ$. Дисперсия наклонная, сильная $r < v$.

Отмечалось [21, 22] повышение показателей преломления с увеличением отношения $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; однако это выдерживается не всегда (см. хим. анализы). У искусственного сапфирина, не содержащего Fe [23]: $n_m = 1,705$, $2V = 55 \pm 5^\circ$, $cNg = 15^\circ$; по Купелю [4]: $n_g = 1,705$, $n_p = 1,701$, $2V = 64^\circ$, $cNg = 13^\circ$.

Хим. Один из наиболее бедных кремнеземом силикатов Mg и Al. Состав непостоянный, разными авторами предложено несколько формул: $Mg_5Al_{12}Si_2O_{27}$ — Лоренсен [24]; $Mg_2Al_4SiO_{10}$ — Госнер и Мусгнуг [6], Сегнит [19]; $(Mg, Fe)_7(Al, Mg)_{17}(Si, Al)_4O_{40}$ — Франк-Каменецкий и др. [5]; $(Mg, Fe)_{15}(Al, Fe)_{34}Si_7O_{80}$ — Борнеман-Старынкевич [25]; $Mg_{16-n}Al_{32+2n}Si_{8-n}O_{80}$ ($n = 0-2,5$) — Фогт [26]; $Mg_7Al_{18}Si_3O_{40}$ — для синтетического, Купель [4]; $Mg_4Al_{10}Si_2O_{23}$ или $\sim Mg_{14}Al_{35}Si_7O_{80}$ — для синтетического, Фостер [27].

Колебания состава вызваны изоморфными замещениями: Mg — Fe^{2+} , Al; Si — Al, Fe^{3+} [9]. В буром сапфирине из Вальдхайма (Саксония) содержится 0,34% Cr_2O_3 [28]. Описан сапфирин с 0,65% BeO [29], но не исключено, что в нем содержится механическая примесь тааффеита ($BeMgAl_4O_8$). Некоторые сапфирины содержат немного воды, а также до 0,75% B_2O_3 (хим. анализ 6) (Махачки [30] ввел бор в формулу). Первые данные о составе приведены у Дамура в 1849 г. для образцов из Гренландии [31].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	сл.	—	—	—	сл.	0,20	—	0,04
K_2O	—	сл.	—	—	—	сл.	0,95	—	0,05
MgO	20,27	20,80	19,78	19,75	21,20	21,42	19,89	19,54	20,87
CaO	сл.	0,30	—	—	—	0,42	1,13	—	Не обн.
FeO	1,35	1,50	0,65	1,65	1,78	0,78	3,16*	1,40	1,73
MnO	—	сл.	—	—	—	—	—	—	0,43
B_2O_3	—	—	—	—	—	0,75	—	0,16	—
Al_2O_3	62,64	61,34	65,29	63,23	62,55	60,46	54,77	62,09	58,01
Fe_2O_3	0,12	0,57	0,93	—	—	1,42	—	2,06	3,74
SiO_2	15,12	15,30	12,83	14,76	14,90	15,08	16,71	13,84	14,79
TiO_2	—	0,07	—	—	—	—	0,67	—	0,12
H_2O^+	0,62	0,33	—	—	—	0,01	—	1,20	} Не обн.
H_2O^-	—	0,05	—	—	—	0,05	0,21	0,34	
П. п.	—	—	0,31	—	—	—	1,90	—	
Сумма	100,12	100,26	99,79	99,39	100,43	100,39	99,59	100,63	99,78
100Fe/(Fe+Mg)	3,88	5,40	4,42	4,46	4,52	5,10	8,17	8,53	12,03
Уд. в.	3,45	3,50	3,486	—	—	—	—	—	—
n_g	—	1,710	1,7112	—	—	—	1,710	—	1,732
n_m	—	1,707	1,7088	—	—	—	—	—	—
n_p	—	1,704	1,7055	—	—	—	1,703	—	1,725
2V	—	(-)85°	—	—	—	—	(+)80°	—	(-)66°

* FeO + Fe_2O_3 .

1 — Форокафотра (Мадагаскар), анал. Гуф [32]; 2 — область Биканди (Мадагаскар), анал. Киоринг [22]; 3 — Фискенес (Гренландия), анал. Усинг [33]; 4 — Фискенес (Гренландия) [19]; 5 и 6 — Итронгай (Мадагаскар); 5 — анал. Пизани [34], 6 — анал. Раул [35]; 7 — Земля Мак-Робертсона (Антарктика), анал. Хемингуэй и Люис [19]; 8 — Сакени (Мадагаскар), анал. Раул [36]; 9 — желтый (Таизания) [8], повторным хим. анализом FeO не обнаружено, что подтвердилось мессбауэровскими спектрами [9]

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	—	сл.	0,22	0,22	—	—	—	0,25	—
K_2O	—	0,10	—	0,02	—	—	—	0,15	—
MgO	16,23	15,22	17,57	15,61	17,13	15,28	17,16	13,83	14,73
CaO	0,49	—	0,27	0,00	—	—	—	0,30	Не обн.
FeO	4,31	3,09	3,77	6,61	7,65	9,08	8,35	2,84	2,97
MnO	0,12	сл.	0,05	0,21	—	—	0,02	0,02	0,35
Al_2O_3	61,69	62,38	55,86	61,93	60,49	62,98	55,56	57,10	57,21
Fe_2O_3	—	1,69	2,16	—	—	—	2,72	6,32	10,44
SiO_2	15,19	12,95	17,13	15,26	14,56	13,44	16,00	16,82	13,76
TiO_2	0,25	—	0,09	0,04	—	—	0,22	0,40	0,12
H_2O^+	1,60	4,80	2,49	—	—	—	0,14	1,66	0,33

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
H ₂ O ⁻	0,19	0,05	0,08	—	—	—	—	0,14	0,08
П. п.	—	—	—	—	0,56	—	—	—	—
Сумма	100,07	100,28	99,69	100,00 *	100,39	100,78	100,17	(99,84) **	99,99
$\frac{100 \text{ Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	12,95	14,53	15,41	19,17	20,02	25,00	26,09	25,5	32,00
Уд. в.	—	3,398	—	3,554	3,542	3,54	3,58	—	3,60
<i>n_g</i>	—	1,720	—	—	1,720	1,732	1,724	1,734	1,743
<i>n_m</i>	—	1,719	—	1,720	1,718	—	1,722	—	1,741
<i>n_p</i>	—	1,714	—	—	1,714	1,729	1,717	1,726	1,731
2 <i>V</i>	—	(—)50°30'	—	(—)50°	(—)62°	большой	(—)64°	—	(—)40°

* В том числе P₂O₅ — 0,10; анализ пересчитан после исключения п.п. (0,57) и Fe₂O₃ (1,70).
 ** В том числе F — 0,01.

10 — Валь-Кадеро (Италия), среднее из двух анализов [37]; 11 — Бликуотер (Северный Трансвааль, ЮАР) [10]; 12 — Анабарский массив (Сибирь) [13]; 13 — Дэвгнн (Западная Австралия); [38]; 14 — Висакхпатнам (Индия) [39]; 15 — Сент-Урбэн, Квебек (Канада), анал. Уорен [40]; 16 — Мадурай (Индия), анал. Скун [20]; 17 — Анабарский массив (Сибирь), в оригинале сумма 99,63, анал. Копанова [41]; 18 — Лаввор-Хил (Уганда), анал. Оянерё [22].

Диagn. исп. Не разлагается кислотами, легко разлагается разбавленным раствором KHSO₄ и сильно им травится. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. Искусственный сапфирин инконгруэнтно плавится при 1475° с образованием шпинели [42].

Находж. Сравнительно редок. Является одним из минералов регионального метаморфизма в глубинных зонах. Встречается преимущественно в гнейсах и слюдястых сланцах архейских толщ. По Рамбергу [43], образование сапфирина возможно в узком интервале температур и давлений — между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Обычно ассоциируется со шпинелью, ромбическими пироксенами, биотитом, флогопитом, антофиллитом, основным плагиоклазом, корундом, микроклином, силлиманитом, кордиеритом, ильменитом и рутилом. Известны выделения сапфирина в роговиках, окружающих тела норитов, а также в местах пересечения кварцевыми жилами пород, содержащих шпинель, титаномагнетит и корунд. Бледноокрашенный сапфирин встречен в интрузии анортозитов в области Салем, шт. Мадрас (Индия) в ассоциации с бесцветным жедритом, моноклинным амфиболом, корундом, хромовой шпинелью, силлиманитом, флогопитом [44]. В Финеро (Итальянские Западные Альпы) сапфирин встречается во внутренних частях ультраосновного комплекса на контакте между перидотитами и пироксенитами, образовался в процессе перекристаллизации пород роговообманково-гранулитовой фации в ассоциации с энстатитом, шпинелью (или пиропом), паргаситом, Al-диопсидом, битовнитом [45]. В Побужье (УССР) сапфирин входит в состав пород, родственных чарнокитам, сопровождается биотитом, микроклином, шпинелью и силлиманитом (частью образовался по шпинели) [46]. В западной части Кольского п-ова встречен в породах гранулитовой формации — гранатово-полевошпатовых пироксенитах и амфиболитах, ослоденелых гранулитах [5] или гранатитах в ассоциации с пиропом, гиперстеном, кианитом, силлиманитом и кордиеритом [47]; в Анабарском массиве в Сибири — в биотитовых гнейсах [21], а также в породах гранулитовой фации совместно с пиритом, силлиманитом, высокоглиноземистым гиперстеном, кордиеритом, биотитом [41]; на Алдане (Якутия) — в кварцитах с микроклином, кордиеритом, биотитом, шпинелью, энстатитом, флогопитом, корундом, силлиманитом, гранатом, хризолитом, калиевым полевым шпатом [48]. Развивается по энстатиту [49, 50]. В бассейне рек Сутам и Нижняя Джелинда (Якутия) входит в состав сапфирин-силлиманит-ортоклаз-кордиеритовых гнейсов [51].

В месторождении благородной шпинели Куги-Ляль (Кухилал) на Памире бесцветный сапфирин встречен в магнезиальных скарнах среди пород амфи-

болитовой фации в ассоциации с антофиллитом, флогопитом, энстатитом, рутилом; там же обнаружен бледно-зеленый сапфирин, который сопровождается антофиллитом, кордиеритом, дравитом, кианитом [52] и жедритом [53]. В Северной Норвегии в районе Греней сапфирин встречается в кианит-ставролитовых породах совместно с флогопитом, антофиллитом, гранатом, плагиоклазом, рутилом, шпинелью, ссрицитом [54]. В районе Бергена сапфирин найден в ильменитовой руде [55]. В Южной Норвегии в Снаресунде сапфирин встречается совместно с жедритом, кордиеритом, пироксеном и биотитом [56]. В ассоциации с корундом и корнерупином — в амфиболит-роговообманковой формации гранулитового комплекса Финской Лапландии [57]. Во французских Пиренеях (массивы Лерц и Буа-дю-Фажу) на контакте с лерцолитами — в ассоциации с антофиллитом, флогопитом, корнерупином, кордиеритом [58].

В Уилсон-Лейк (Лабрадор, Канада) зеленовато-синий сапфирин в ассоциации с титанистым гематитом слагает линзы (до 7 м) в парагнейсах; встречен также с силлиманитом, ортопироксеном, кордиеритом, биотитом и магнетитом (с гематитом и кордиеритом образует симплектитовые сростки) [59]. В Лабвор-Хиле (Северная Уганда) сапфирин встречается в ассоциации с ильменитом, рутилом, титанистым гематитом, магнетитом, гиперстеном, зеленым и коричневым биотитом, гранатом, кордиеритом, андезином, ортоклазом и кварцем в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций докембрия. Сапфириновые гранулиты рассматриваются как переходная порода к фации пироксеновых роговиков [60]. В Индерби-Ленд (Антарктида) в гранулит-чарнокитовой толще гнейсов найдена порода («голубой кварцит»), состоящая на 98% из кварца, кордиерита и сапфирина; сапфирин в ней составляет до 10—14% [61].

В анортит-паргаситовых амфиболитах От-Алье (Центральный массив, Франция) находится вместе с анортитом (скелетные кристаллы) и паргаситом [62]. В корнерупиновой породе Вальдхайма в Саксонии (ГДР) встречен бурый сапфирин, содержащий 0,34% Cr_2O_3 , и бесцветный сапфирин в виде скелетных кристаллов в плагиоклазе, иногда с мирмекитовыми прорастаниями кварца [28].

В роговообманковых и гранодиоритовых гнейсах со шпинелью, силлиманитом, корундом и кордиеритом сапфирин известен в Гренландии (массивы Фискенес, Ависжарфик и Суккертоппен) [33, 63]. В Западной Гренландии встречается в глубинных метаморфических породах с энстатитом, паргаситом, жедритом, флогопитом, шпинелью, плагиоклазом, кордиеритом, корундом [64]; характерны реакционные каемки сапфирина вокруг выделений корунда и шпинели на их границе с выделениями анортита или антофиллита. Близ Дэнгина в Западной Австралии [38, 65] в биотитово-полевошпатовых гнейсах сапфирин возник при фельдшпатизации гиперстена. В Центральной Австралии сапфирин (с 0,65% BeO) встречен в гранулитах Масгрейв-Рейнджа в ассоциации со шпинелью, тригональным политипом тааффеита, флогопитом и апатитом [29]; в богатых Al гранулитах Стренгуей сапфирин находится в ассоциации с хёгбомитом, корнерупином, шпинелью и суринамитом [66]. В Сальвадоре и шт. Баия (Бразилия) сапфирин найден среди сферолитовых агрегатов флогопит-шпинелевого бронзитита в докембрийских гиперстеновых гранулитах [67]. В Сакени и других флогопитовых месторождениях Мадагаскара вместе с анортитом и небольшим количеством корунда и шпинели сапфирин слагает своеобразную породу «сакенит» [36]. Известен также близ Мадурая в Индии в основных и ультраосновных гранулитах [20].

В Кортленде, шт. Нью-Йорк (США) [68] наблюдается в местах пересечения кварцевыми прожилками породы, состоящей из шпинели, титаномагнетита и корунда; близ Блинкуотера в Трансваале (ЮАР) [10] — в гранитах; на Земле Мак-Робертсона в Антарктиде [19] — в породах энстатит-шпинелевого состава; отмечен в Валь-Кадеро (Италия) [37], в Сент-Урбэне (Квебек, Канада) — в анортозитах в ассоциации с рутилом и ильменитом. В Прииртяшском районе на Среднем Урале встречается в элювии на месторождении наждака [69].

Изм. Установлено замещение сапфирина серпентином [70] и кордиеритом с образованием симплектитоподобных агрегатов [49, 53], корнерупином [46,

63], кордиеритом и ортоклазом с образованием коронарных структур вокруг сапфиринового ядра [51].

Искусств. Синтезирован из SiO_2 и MgO после сплавления их в платиновом тигле с Al_2O_3 ; устойчив в равновесии с жидкостью только в интервале температур 1453—1482°; образуется совместно со шпинелью и муллитом или со шпинелью и кордиеритом [4, 23, 42, 71]. В ассоциации со шпинелью, пиропом, корундом получается в герметизированной платиновой ампуле при температурах от 950 до 1400° и давлении 20—32 кбар, которое соответствует верхней границе устойчивости в области указанных температур [72, 73]. Может быть получен из кордиерита при относительно высоком давлении водяного пара и относительно высоких температурах. Получается при инконгруэнтном плавлении кордиерита при $P = 5\text{—}10$ кбар [74]. Поле сосуществования сапфирина и кварца — при $P > 9$ кбар и 1100° [61]. Экспериментально показано, что сапфирин устойчив при $P = 1\text{—}7$ кбар и $T = 600\text{—}1500^\circ$ в присутствии хлорита, кордиерита, энстатита, шпинели, корунда, муллита и при избытке воды. В интервале давления от 300 до 7000 бар и температуры от 600 до 760° сапфирин образуется в системе хлорит + шпинель + корунд. За счет сосуществующих магнезиококордиерита и железистой шпинели образуется высокомагнезиальный сапфирин; в той же системе с увеличением содержания FeO сапфирин не образуется [75].

Практ. знач. Может быть использован в качестве полудрагоценного камня [76].

Отл. От сходного по окраске лазулита отличается двупреломлением и составом. От клинтонаита и синих амфиболов сапфирин отличается характером спайности, от кианита — спайностью и четкостью дисперсии (обратная по отношению к кианиту), от серендибита — оптическим знаком, величиной $2V$ и меньшими показателями преломления, у клиноцоизита отсутствует спайность и другой оптический знак.

Разнов. Сапфирин 1Тс — sapphirine 1Тс — триклинный, относится к типу МОД₁-структуры с максимальной степенью порядка. $a_0 = 10,04$, $b_0 = 10,38$, $c_0 = 8,65$ Å, $\alpha = 107^\circ 33'$, $\beta = 95^\circ 07'$, $\gamma = 123^\circ 55'$ [1]. Встречен в гранулитах около Уилсон-Лейк (Лабрадор, Канада) совместно с моноклинным сапфирином (2М). Здесь же встречаются разновидности сапфирина, в структуре которых имеется чередование доменов типа 2М и типа 1Тс в различных соотношениях [3, 58]. Предполагается, что сапфирин со структурой 1Тс образуется при более высоких температурах; с понижением температуры происходит преобразование в твердом состоянии в низкотемпературную модификацию 2М.

Межплоскостные расстояния сапфирина из массива Фискенес (Гренландия) *

hkl	CuK α -излучение. Дифрактометр.							
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>		
201	10	4,10	10	2,52	20	1,89	10	1,488
$\bar{2}01$; 221	20	3,56	60	2,44	10	1,82	90	1,438
$\bar{1}32$; $\bar{2}31$	10	3,26	10	2,38	10	1,757	60	1,420
$\bar{1}13$	10	3,07	30	2,34	10	1,702	30	1,408
103; $\bar{3}11$	70	2,97	10	2,21	10	1,632	10	1,382
311	40	2,83	20	2,12	10	1,594	20	1,355
302; 213; 113	20	2,75	20	2,06	20	1,574	10	1,310
312; 321; 232	10	2,68	100	2,01	50	1,549	10	1,270
	10	2,63	10	1,95	40	1,538	10	1,242
	30	2,56						

* ASTM, 11-607

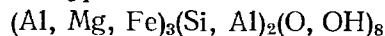
Л и т е р а т у р а

1. Merlino S. Contrib. min., petrol., 1973, 41, N 1, 23; Am. Min., 1974, 59, N 5-6, 632.
2. Moor P. B. Nature, 1968, 218, N 5136; 81; Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 31.
3. Нозеева В. В., Колесник Ю. Н., Пауков И. Е. Геохимия, 1974, № 6, 820.
4. Kuzel H. J. N. Jb. Min., Monatsh., 1961, N. 2-3, 68.

5. Франк-Каменецкий В. А., Кондратьева В. В., Комков А. И. В кн.: Рентгенография минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1962, вып. 1, 128.
6. Gossner B., Musgnug F. N. N. Jb. Min., 1928, B-Bd. 58, A, 213.
7. Fleet S. G. Min. Mag., 1967, 36, N 279, 449.
8. McKie D. Min. Mag., 1963, 33, N 263, 635.
9. Bancroft G. M., Burns R. G., Stone A. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, N 5, 547.
10. Mountain E. D. Min. Mag., 1939, 25, N 164, 277.
11. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1913, 5, 74.
12. Friedman G. M. Am. Min., 1952, 37, N 3-4, 244.
13. Моор Г. Г. Проблемы Арктики, 1937, № 5, 23.
14. Chosh R. A. M. N., Sahe A. K. Rec. Geol. Surv. India, 1954, 83, pt 2, 445.
15. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, № 4, 121.
16. Киселева И. А., Топор Н. Д. Геохимия, 1975, № 2, 312.
17. Charly T. V., Newton R. C., Kleppa O. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, 39, N 11, 1487.
18. Povarennykh A. S. Bull. Soc. fr. min., crist., 1970, 93, N 2, 224.
19. Segnit E. R. Min. Mag., 1957, 31, N 239, 690.
20. Mithuswami T. N. Proc. Indian Acad. Sci., 1949, 30, N 6, 295.
21. Лутыц Б. Г. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 162.
22. Sahama Th. G., Lehtinen M., Rehtijärvi P., Knorring O. V. Ann. Acad. Sci., Fennicae, 1974, ser. A, III, 114, 5.
23. Keith M. L., Schairer J. F. J. Geology, Chicago, 1952, 60, N 2, 181.
24. Lorenzen J. Medd. Grønland, 1884, 7, 1.
25. Борнemann-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964, 133.
26. Vogt T. Bull. Comm. Géol. Finl., 1947, N 140, 15.
27. Foster W. R. J. of Geology, Chicago, 1950, 58, N 2, 135.
28. Schreyer W., Abraham K., Behr H. J. N. Jb. Min., Abhandl., 1975, 126, H. 1, 1.
29. Wilson A. F., Hudson D. R. Chem. Geol., 1967, 2, N 3, 209.
30. Machatschki F. Über die Formel des Sapphirins. Anzeig. Österr. Akad. Wiss., Math-natur. Kl., 1958, 95, N 1-15, 17.
31. Damour A. Nouvelles analyses de la saphirine. Paris, 1849, 1—4; Bull. Soc. geol. France, 1849, Ser. 2, 315.
32. Behier J. Ann. geol. de Madagascar, 1960, F. 29, 59.
33. Ussing N. V. Zs. Krist., 1889, 15, N 6, 598.
34. Lacroix A. C. R., Paris, 1912, 155, 672.
35. Lacroix A., de Gramont. C. R., Paris., 1919, 168, 857
36. Lacroix A. C. R., Paris, 1940, 210, 193.
37. Cornelius H. P., Ditler E. N. Jb. Min., 1929, B.-Bd. 59, A, 27.
38. Prider R. T. Geol. Mag., 1945, 82, N 2, 49.
39. Walker T. L., Collins W. H. Rec. Geol. Surv. India, 1907, 36, 1
40. Warren C. H. Am. J. Sci., 1912, Ser. 4, 32, 263.
41. Лутыц Б. Г., Копанева Л. Н. ДАН СССР, 1968, 179, № 5, 1200.
42. Foster W. R. J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, N 3, 73.
43. Ramberg H. Medd. Grønland, 1948, 142, N 5, 32.
44. Japardhanan A. S., Leake B. E., Min. Mag., 1974, 39, N 308, 901.
45. Lensch G. Contrib. min., petrol., 1971, 31, N 2, 145.
46. Наливкина Э. Б. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, N 13, 158.
47. Бондаренко Л. П. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, 48.
48. Коржинский Д. С. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86, 39.
49. Чекирда А. И., Эткин А. Р. ДАН СССР, 1969, 186, № 3, 673.
50. Каденский А. А. В кн.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960, 231.
51. Кастрюкина В. М. Изв. высш. уч. завед., Геол. и разв., 1974, № 2, 50.
52. Зотов И. А. ДАН СССР, 1966, 170, № 3, 684.
53. Зотов И. А., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1968, 180, № 3, 700.
54. Østergaard Troels V. Norges. geol. undersøk., 1969, N 258, 62.
55. Oftedal I. Norges geol. undersök, 1948, N 170, 1.
56. Touret J., Roche H. Norsk geol. tidsskr., 1971, 51, H. 2, 169.
57. Haapala I., Siivola J., Ojanpara P., Yetynen V. Bull. Geol. Soc. Finl., 1971, N 43, pt. 2, 221.
58. Monchoux P. Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 1, 47.
59. Meng Leong Khee, Moore J. M. Canad. Min., 1972, 11, pt. 4, 777.
60. Nixon P. H., Reedman A. J., Burns L. R. Min. Mag., 1973, 39, N 304, 420.
61. Dalkwitz W. Nature, 1968, 219, N 5153, 476.
62. Forestier F. H., Lasnier B. Contrib. min., petrol., 1969, 23, N 3, 194.
63. Sørensen H. Bull. København, Reitzel., 1955, 32, 12; Medd. Grønland, 1955, 137, N 1, 1.
64. Herd R., Windley B., Ghisler M. Grøn. Geol. Unders., 1969, rapport 24, 10.
65. Simpson E. S. Minerals of Western Australia, Perth, 1952, 3, 528.
66. Woodford P. J., Wilson A. F. N. Jb. Min., Monatsh., 1976, H. 1, 15.
67. Allard G. O., Fujimori S. Canad. Min., 1966, 8, pt., 5, 660.

68. Griedman G. M. Am. Min., 1952, 37, N 3-4, 244; New State Museum, 1956, Bull. N 351, 68.
 69. Озеров К. Н. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 246, 16.
 70. Lacroix A. Ann. géol. de Madagascar, 1941, F. 11, 26.
 71. Yoder H. S., Chinner G. A., Ann. Rep. geophys. Lab., 1960, Paper N 1340, 78.
 72. Дорошеев А. М., Малиновский И. Ю. ДАН СССР, 1974, 219, N 4, 959.
 73. Chatterjee N. D., Schreyer W. Contrib. min., petrol., 1972, 36, N 1, 49.
 74. Schreyer W., Yoder H. S. N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 101, N. 3, 291.
 75. Seifert F. J. Geology, Chicago, 1974, 82, N 2, 173.
 76. Leak F. E. J. Gemmology, 1954, 80, N 1938, 1058, 1063 (по РЖГео, 1955, N 8, 11489).

Суринамит Surinamite



Назван по месту находки в Западном Суринаме [1].

Характ. выдел. Агрегаты мелких (до 0,2 мм) кристалликов, таблитчатых по (010).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$. $a_0 = 9,64$, $b_0 = 11,36$, $c_0 = 4,95$ Å, $\beta = 109^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,85 : 1 : 0,44$; $Z = 4$ [1]. Подобно сапфиру обладает плотной упаковкой атомов кислорода (шпинелеподобной субструктурой). Возможный сапфириновый структурный тип суринамита выведен из параметров ячейки с помощью геометрического анализа.

Физ. св. Сп. совершенная по (010). Уд. в. 3,3 (вычисл. 3,58). Цв. синий разных оттенков.

Микр. Плеохроизм: по Nm — фиолетовый; в плоскости (010) — яркий синезеленый || спайности и светлый зеленовато-буроватый до бесцветного \perp спайности. Пл. опт. осей (010). $Nm = b$. Двуосный (—). $n_g = 1,746$, $n_m = 1,743$, $n_p = 1,738$. $2V = 67-68^\circ$ (для $\lambda = 486$ нм). Очень сильная дисперсия: на (010) погасание между Ng и следом спайности 31° для фиолетового и 44° для желтого света.

Хим. Химический состав (определен с помощью микросонда): MgO — 16,45, CaO — 0,05, ZnO — 0,05, MnO — 1,05, FeO (общее) — 12,25, Al₂O₃ — 34,9, SiO₂ — 33,1, TiO₂ — 0,05, F — 0,05; сумма 97,95 (в оригинале 97,85); за вычетом F сумма 97,93. Заниженная сумма допускает (с учетом структуры минерала) присутствие (OH). Анализ рассчитывается на формулу: $(Al_{1,38}Mg_{1,12}Fe_{0,46}Mn_{0,04})(Si_{1,51}Al_{0,49})O_{7,36}(OH)_{0,64}$.

Находж. Найден в агрегатах с биотитом, кианитом и силлиманитом в Западном Суринаме (Южная Америка) в милонитовых мезопертитовых гнейсах, содержащих равные количества мезопертита и кварца и немного олигоклаза и зеленой шпинели. Возможны псевдоморфозы по кордиериту. Образовался при высоких давлениях, очевидно, в условиях гранулитовой фации. Последнее подтверждает также находка минерала, близкого по составу к суринамиту, в кордиерит- и кианитсодержащих гранулитах в Центральной Австралии.

Отл. От сапфирина отличается более ярким цветом, более высокими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния суринамита [1]

D = 115 мм

I	d (Å)	I	d	I	d	I	d
2	11,3	2	2,675	1	1,816	2	1,226
4	7,05	2	2,64	1	1,762	2	1,188
2	4,68	1	2,505	1	1,722	2	1,173
2	4,52	10	2,435	2	1,596	2	1,135
2	4,36	2	2,37	1	1,534	2	1,001
2	4,035	2	2,315	2	1,518	2	0,994
2	3,79	1	2,27	4	1,432	2	0,825
2	3,57	1	2,185	8	1,420	2	0,822
2	3,36	1	2,04	4	1,411	4	0,816

I	d (Å)	I	d	I	d	I	d
2	3,20	10	1,99	2	1,397	2	0,815
2	3,10	1	1,96	2	1,347	4	0,801
4	2,91	1	1,92	2	1,316	2	0,800
2	2,74	1	1,85	2	1,288		

Литература

1. Roeber E. W. F., Kieft C., Murray Ed., Klein E., Drucker W. H. Am. Min., 1976, 61, N 3-4, 193.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ СЕМИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

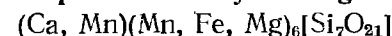
СТРУКТУРА ТИПА ПИРОКСМАНГИТА

ГРУППА ПИРОКСМАНГИТА

	Свингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Пироксмангит (Ca, Mn)(Mn, Fe, Mg) ₆ [Si ₇ O ₂₁]	Трикл.*	6,67	7,56	17,45	3,74
Пироксферроит (Fe, Ca) ₇ [Si ₇ O ₂₁]	Трикл.**	6,621	7,551	17,381	3,76

* $\alpha = 113^\circ 42'$, $\beta = 84^\circ 00'$, $\gamma = 94^\circ 18'$. ** $\alpha = 114^\circ 16'$, $\beta = 82^\circ 41'$, $\gamma = 94^\circ 35'$.

Пироксмангит Pyroxmangite



Назван по сходству с пироксенами; первоначально был описан как содержащий марганец пироксен [1].

Синон. Собралит — sobralite [2, 3, 4]; железистый родонит — iron rhodonite, Eisen-rhodonit (Вайбул, 1884; и [5, 6, 7]).

Характ. выдел. Мелкозернистые агрегаты, реже — хорошо ограниченные кристаллы (до 2,5 см, редко до 12 см). В мелкозернистых агрегатах наблюдаются порфириобласты величиной до 4—6 см [8].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 6,67$; $b_0 = 7,56$; $c_0 = 17,45$ Å; $\alpha = 113^\circ 42'$; $\beta = 84^\circ 00'$; $\gamma = 94^\circ 18'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,882 : 1 : 2,308$; $Z = 2$ [9].

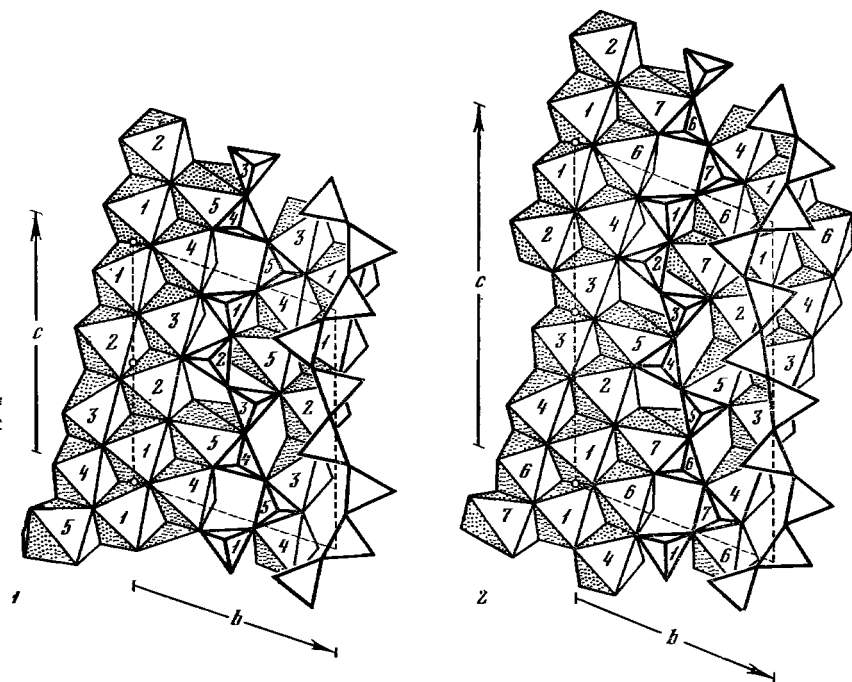
Другие установки:

a_0 (Å)	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0 : b_0 : c_0$	Ссылка
6,69	17,38	7,55	$113^\circ 47'$	$85^\circ 25'$	$97^\circ 32'$	0,385:1:0,434	[6]
7,54	17,13	6,64	82 39	94 45	113 45	0,440:1:0,388	[10]
9,690*	10,505	17,391	112 10	102 51	82 57	0,922:1:1,655	[11]

* Для установки с иным выбором элементарной ячейки, $Z = 4$.

Синтетический имеет: $a_0 = 6,721$; $b_0 = 7,603$; $c_0 = 17,455$ Å, $\alpha = 113^\circ 10'$; $\beta = 82^\circ 16'$; $\gamma = 94^\circ 08'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,884 : 1 : 2,296$ [12], $a_0 = 7,558$; $b_0 = 17,187$; $c_0 = 6,616$ Å; $\alpha = 82^\circ 36'$; $\beta = 94^\circ 48'$; $\gamma = 113^\circ 57'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,440 : 1 : 0,385$ [13].

SiO₄-тетраэдры в структуре пироксмангита объединены в бесконечные цепочки || [001], имеющие период идентичности из 7 SiO₄-тетраэдров [9, 14—16]. Цепочки располагаются слоями, которые параллельны (110) и чередуются со слоями катионов. Структура очень сходна со структурой родонита, имеющего, в отличие от пироксмангита, период идентичности, равный 5, и со структурой волластонита, цепочки которого состоят из трехчленных звеньев [11, 12, 15]. Беловым [17, 18] пироксмангитовая цепочка рассматривается как сочетание диортосиликатных и ортосиликатных групп [Si₂₊₂₊₁₊₂O₂₁]_∞. В пироксмангитах различных месторождений содержится переменное



Фиг. 215. Проекция структур родонита (1) и пироксмангита (2) на плоскость плотнейшей упаковки (по Оси c и др.)

Цифрами указано чередование марганцевых полиэдров (оттенены точками) и SiO_4 -тетраэдров

количество $\text{Fe} + \text{Mg}$, которые могут заполнять до 4 октаэдрических позиций в катионном слое, и только две октаэдрические позиции заняты Mn . Распределение железа в структуре пироксмангита не изучено. Известны природные пироксмангиты, состав которых близок к $\text{Mn}_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$. Предполагалось, что Ca может занимать лишь одну из семи катионных позиций структуры [14, 19]; позднее установлено [20], что Ca может замещать Fe в позициях $\text{M}(5)$, $\text{M}(6)$ и $\text{M}(7)$. Положение в структуре Mg , содержание которого не превышает $1/7$ от общего числа катионов, не определено; требуются дальнейшие структурные исследования [11]. Изучение природных [11] и синтетических [12] пироксмангитов показало, что в их структуре сочетаются мотивы родонитовой и пироксеновой структур. Из семи Mn -полиэдров четыре— $\text{Mn}(1)$, $\text{Mn}(2)$, $\text{Mn}(3)$, $\text{Mn}(4)$ — представляют собой правильные октаэдры. $\text{Mn}(6)$ -полиэдр, в котором имеется связь $2,796 \text{ \AA}$, сходен с $\text{Mn}(4)$ -полиэдром в родоните. Полиэдры $\text{Mn}(5)$ и $\text{Mn}(7)$ характеризуются тремя длинными связями (в среднем $2,718 \text{ \AA}$) и четырьмя короткими (в среднем $2,142 \text{ \AA}$). $\text{Mn}(5)$ -полиэдр сходен с $\text{Mn}(2)$ -полиэдром в Mn -пироксене [21], а $\text{M}(7)$ -полиэдр сходен с $\text{M}(5)$ -полиэдром в родоните [21]. Средние межкатионные расстояния (в \AA): $\text{Mn}(1) - \text{O} = 2,223$, $\text{Mn}(2) - \text{O} = 2,220$, $\text{Mn}(3) - \text{O} = 2,222$, $\text{Mn}(4) - \text{O} = 2,223$, $\text{Mn}(5) - \text{O} = 2,399$, $\text{Mn}(6) - \text{O} = 2,272$, $\text{Mn}(7) - \text{O} = 2,380$, $\text{Si} - \text{O} = 1,617 - 1,633$ [12]. Конфигурация в силикатных цепях $\text{Si}(2) - \text{Si}(1) - \text{Si}(7) - \text{Si}(5) - \text{Si}(4)$ и в полиэдрах $\text{Mn}(1)$, $\text{Mn}(2)$, $\text{Mn}(4)$, $\text{Mn}(6)$, $\text{Mn}(7)$ в пироксмангите, по Нарита [12], соответствует таковой $\text{Si}(5) - \text{Si}(4) - \text{Si}(1) - \text{Si}(3) - \text{Si}(2)$ и в Mn -полиэдрах от $\text{Mn}(1)$ до $\text{Mn}(5)$ в родоните. По Оси и др. [11], силикатная цепь $\text{Si}(3) - \text{Si}(2) - \text{Si}(1) - \text{Si}(7) - \text{Si}(6)$ пироксмангита эквивалентна цепи $\text{Si}(2) - \text{Si}(5) - \text{Si}(4) - \text{Si}(1) - \text{Si}(3)$ родонита (фиг. 215). Цепь $\text{Si}(3) - \text{Si}(4)$ и полиэдры $\text{Mn}(3)$ и $\text{Mn}(5)$ пироксмангита аналогичны силикатной цепи и $\text{Mn}(1)$ - и $\text{Mn}(2)$ -полиэдрам Mn -пироксена [12].

Пинакоидальный кл. $C_i - \bar{1}(C)$, $a : b : c = 0,882 : 1 : 2,301$; $\alpha = 113^\circ 58'$, $\beta = 82^\circ 17'$, $\gamma = 94^\circ 39'$ [22].

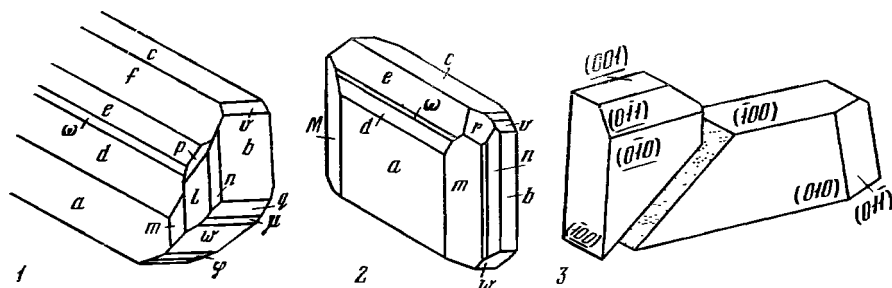
Формы (в рентгеновской установке Либау) [10, 22]:

	φ	ρ		φ	ρ		
<i>c</i>	001	163°12'	25°07'	<i>e</i>	102	67°54'	51°52'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>d</i>	101	78 17	68 35
<i>a</i>	100	88 19	90 00	<i>q</i>	$\bar{1}01$	290 59	63 08
<i>m</i>	110	45 09	90 00	<i>v</i>	012	4 33	59 39
<i>M</i>	$\bar{1}\bar{1}0$	133 06	90 00	<i>w</i>	0 $\bar{1}2$	189 24	39 41
<i>n</i>	130	19 01	90 00	<i>p</i>	111	39 26	75 44
<i>f</i>	103	57 55	41 13	<i>r</i>	112	34 11	64 33

<i>am</i>	(100):(110) = 43°10'	<i>cM</i>	(001):($\bar{1}\bar{1}0$) = 68°27'	<i>vc</i>	(012):(001) = 83°19'
<i>aM</i>	(100):($\bar{1}\bar{1}0$) = 44 47	<i>cn</i>	(001):(130) = 110 08	<i>wc</i>	(0 $\bar{1}2$):(001) = 19 57
<i>an</i>	(100):(130) = 69 18	<i>cb</i>	(001):(010) = 113 59	<i>da</i>	(101):(100) = 23 33
<i>mM</i>	(110):($\bar{1}\bar{1}0$) = 87 57	<i>vb</i>	(012):(010) = 30 39	<i>qa</i>	($\bar{1}01$):(100) = 145 24
<i>cm</i>	(001):(110) = 101 31	<i>wb</i>	(0 $\bar{1}2$):(010) = 129 03		

Кроме того, известны [10, 22] : (120), (011), φ (013), λ (0 $\bar{1}3$), (014), (0 $\bar{1}4$), (023), (025), (106), (201), ω (203), (111), ($\bar{1}\bar{2}1$).

Кристаллы таблитчатые по (100), а также призматические или столбчатые вдоль оси *b* (фиг. 216_{1,2}). На гранях известны бороздки растворения.



Фиг. 216. Кристаллы пироксмангита

1, 2 — монокристаллы из Тагуси. Японии (по Такеути); 3 — двойник из Брокен-Хила, Австралия (по Диллю и Бердезинскому)

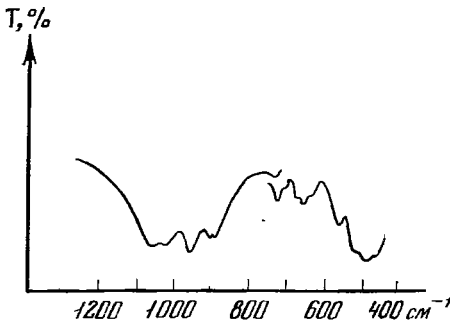
Характерны двойники (фиг. 216₃): простые по (001) и (110), полисинтетические по (110) [3, 10, 23, 24]. Образует ориентированные сростания с железистым родонитом [3]; нередко содержит включения кварца, кальцита, графита, магнетита, силъбергита [3, 8].

Физ. св. Сп. совершенная по (010), менее совершенная по (100), слабо выраженная по (001), ($\bar{1}\bar{1}0$) и (110) (в рентгеновской установке) [4, 6, 8, 10, 25, 26]. Тв. 5—6. Микротвердость 724—804 кгс/мм² при нагрузке 100 гс (средняя 778 кгс/мм²) [27]. Уд. в. 3,61—3,80 (вычисл. 3,74 при параметрах по Диллю и Бердезинскому [10]). Изл. неровный до занозистого. Цв. от янтарно-желтого до желто-бурого, красно-бурый, темно-бурый, иногда розовый, гвоздично-розовый или красный с фиолетовым оттенком.

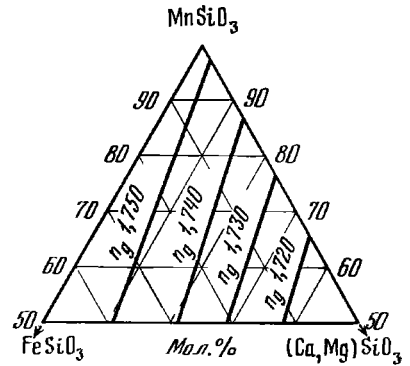
Ли [7] связывает фиолетовый оттенок окраски пироксмангита с повышенным содержанием Mg, Собрал [28] указал на фиолетовый оттенок у пироксмангита с очень низким содержанием Mg.

Бл. от стеклянного до перламутрового и смоляного, иногда полуметаллический (от пленок окислов марганца или железа) [26]. Просвечивает, до прозрачного [23].

Для оптического спектра поглощения пироксмангита характерны полосы в фиолетовой и зеленой областях (вызваны Mn²⁺ в шестерной координации); Fe²⁺ в шестерной координации и в меньшей мере в четверной координации вызывает появление в инфракрасной области полос соответственно 9800 см⁻¹ и 4750 см⁻¹ и не влияет на окраску минерала [29, 30]. Поглощение при 29000,



Фиг. 217. ИК-спектр пироксмангита (по Лазареву)

Фиг. 218. Зависимость n_g от состава пироксмангита (по Диру и др.)

24400 и 18200 см^{-1} связано с Mn^{2+} [31]. В ИК-спектре (фиг. 217) наблюдается широкая полоса в области $1100\text{--}880 \text{ см}^{-1}$ с тремя четко выраженными максимумами $1050\text{--}960\text{--}900 \text{ см}^{-1}$. В интервале $780\text{--}530 \text{ см}^{-1}$ имеется семь полос (частоты колебаний Si—O—Si), их число определяется числом тетраэдров SiO_4 в периоде идентичности силикатной цепочки минерала. У пироксмангита эти полосы менее четки, чем у других пироксеноидов с меньшим числом тетраэдров в периоде идентичности, например, у родонита [32, 33].

Энтальпия растворения синтетических родонита и пироксмангита в расплаве $2\text{PbO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ при 713° для реакции MnSiO_3 (родонит) \rightarrow MnSiO_3 (пироксмангит) $\Delta H_{986\text{K}}^\circ = 0,06 \pm 0,33 \text{ ккал/моль}$ [34].

Микр. В прох. свете прозрачный, бесцветный или с желтоватым оттенком. Двойники простые и полисинтетические, двойниковые пластинки повернуты одна относительно другой на 180° вокруг оси \perp (110) [3, 10]. Угол между плоскостями оптических осей двойников $65\text{--}70^\circ$ [24]. Двуосный (+). Углы погасания между плоскостью оптических осей и главными направлениями спайности: $NgNp : (010) = 32\text{--}47^\circ$; $NgNp : (100) = 78\text{--}87^\circ$. $cNg = 45^\circ 48'$; $cNm = 57^\circ 06'$; $cNp = 63^\circ$ [28]. $n_g = 1,746\text{--}1,764$; $n_m = 1,732\text{--}1,750$; $n_p = 1,728\text{--}1,748$ (см. также таблицу хим. анализов); $n_g - n_p = 0,015\text{--}0,020$; $2V = 37\text{--}46^\circ$; $r > v$. Наблюдается тенденция к уменьшению $2V$ и повышению n_g и n_p с увеличением содержания железа (фиг. 218) [3, 7, 24].

Хим. В изоморфном ряду пироксмангита можно выделить крайние члены $\text{Mn}_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$ и $\text{CaMn}_2\text{Fe}_4[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$.

Теоретический состав пироксмангита при различных содержаниях Mn^{2+} , Fe^{2+} и Ca:

	CaO	MnO	FeO	SiO ₂
$\text{Mn}_7\text{Si}_7\text{O}_{21}$	—	54,20	—	45,80
$\text{Mn}_4\text{Fe}_3\text{Si}_7\text{O}_{21}$	—	30,87	23,48	45,65
$\text{CaMn}_4\text{Si}_7\text{O}_{21}$	6,21	47,23	—	46,56
$\text{CaMn}_2\text{Fe}_4\text{Si}_7\text{O}_{21}$	6,18	15,67	31,79	46,36

В природе известны пироксмангиты, очень близкие по составу к $\text{Mn}_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$ (хим. анализ 1), содержащие до 96 мол. % MnSiO_3 . Отношение $\text{MnO} : (\text{FeO} + \text{MgO})$ изменяется в широких пределах. Содержание MnO варьирует от 20,50 до 52,42%; FeO — от 0,39 до 28,34%; MgO — от 0,68 до 3,84%. Количество FeSiO_3 достигает 55 мол. % (см. табл. хим. анализов), но известны и более железистые пироксмангиты (из гранитных пегматитов Японии) [35], что свидетельствует о широких пределах изоморфизма Mn^{2+} и Fe^{2+} . Согласно представлениям о структуре минерала, содержание CaSiC_3

не должно превышать 14,3 мол. % (6,21% CaO). В природных минералах оно достигает 5,46%.

Анализы (расположены в порядке уменьшения содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O } K ₂ O }	0,05	—	—	—	—	0,4	—	1,21
MgO	0,68	3,84	0,72	0,43	1,54	0,3	3,48	3,74
CaO	0,46	0,68	2,68	2,26	1,57	1,4	2,88	2,24
MnO	52,42	45,53	39,96	35,22	33,96	33,7	33,37	29,98
FeO	0,39	1,28	9,72	15,85	17,94	14,8	12,35	11,08
ZnO	сл.	0,23	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	сл.	0,37	0,08	—	1,02	5,9*	не обн.	сл.
Fe ₂ O ₃	сл.	0,29	0,21	0,75		—	0,66	4,65
SiO ₂	45,74	47,56	46,87	45,40	43,34	44,2	47,04	46,40
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	0,32	0,49	0,28	—	0,37	—	0,65	0,30
					0,06	—		
Сумма	100,06	100,27	100,52	99,91	99,80	100,7	100,43	99,96
Уд. в.	3,69	3,61	—	3,77	—	3,77	3,68	—
n _g	1,751	1,746	1,748	—	—	1,752	1,749	—
n _m	1,736	1,732	1,734	1,744	—	1,742	1,734	—
n _p	1,732	1,728	1,732	—	—	1,735	1,731	—
2V	44°	42°	42°	—	—	40°	40°	—
MnSiO ₃	96	83	74	64	66	67	60	59
FeSiO ₃	1	3	18	30	25	29	22	22
CaSiO ₃	1	2	6	5	4	3	7	6
MgSiO ₃	2	12	2	1	5	1	11	13

* Al₂O₃ + TiO₂.

1 — Адзиро (Япония), анал. Хёрдсмэн [7]; 2 — Кияко (Япония), анал. Хёрдсмэи [7]; 3 — Чивчинские горы (Украинские Карпаты) [26]; 4 — Брокен-Хил (Австралия), данные Шэлера [86]; 5 — Оро, преф. Киото (Япония), данные Такубо [35]; 6 — Брокен-Хил, анал. Дамлер, [10]; 7 — Симсной (Финляндия), анал. Столвер [8]; 8 — Камнотомо, преф. Ивате (Япония) [37].

	9	10	11	12	13	14	15
MgO	1,96	3,92	4,56	2,14	3,11	—	1,39
CaO	2,94	2,21	3,00	2,62	4,64	1,91	5,46
MnO	29,34	29,22	28,25	27,06	21,09	20,55	20,50
FeO	19,12	12,50	15,02	20,91	22,32	28,38	24,69
BaO	—	—	—	—	—	—	0,08
Al ₂ O ₃	—	0,21	0,66	не обн.	не обн.	2,26	0,21
Fe ₂ O ₃	—	3,69	1,45	1,50	2,37	—	0,85
SiO ₂	46,51	47,33	47,44	45,47	46,48	47,11	46,53
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	0,25	0,54	—	0,32	0,65	0,29	0,39
		0,23	—				
Сумма	100,12	99,85	100,38	100,02	100,66	100,50	100,10
Уд. в.	3,75	—	3,63	3,66	3,73	3,80	3,72
n _g	1,754	—	1,750	1,754	1,751	1,764	1,755
n _m	1,742	—	1,735	1,740	1,737	1,750	1,740
n _p	1,738	—	1,732	1,737	1,734	1,748	1,738
2V	39°30'	—	41°	39°	37°31'	30—37	42°
MnSiO ₃	53	57	50	51	38	40	39
FeSiO ₃	34	24	29	38	41	55	46
CaSiO ₃	6	6	7	6	10	5	12
MgSiO ₃	7	13	14	5	11	0	3

9 — Симсно (Финляндия), анал. Хитанен [8]; 10 — Ивадзуми, преф. Ивате (Япония) [38]; 11 — Инвернесс (Шотландия), анал. Бенетт [5]; 12 — Айдахо (США), анал. Гендерсон [4]; 13 — Симсно (Финляндия), анал. Столберг [8]; 14 — Южная Каролина (США), анал. Врэдди [1]; 15 — Западный Сильверберг (Швеция), анал. Бигден [3].

Анализы пироксмангита см. также в работах [2, 38—40].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. П. п. тр. образуется черный магнитный королек. После сплавления с флюсами дает реакцию на марганец.

Находж. Встречается в метаморфических породах и метаморфизованных марганцевых рудах. Характерна ассоциация с тефроитом, родохрозитом, кварцем, встречается также вместе со спессартином, гаусманнитом, пирофанитом, реже — с родонитом.

В марганцевых рудах хр. Прелужного в Чивчинских горах (Украинские Карпаты) [26, 41] обычна ассоциация пироксмангита с родонитом. Крупнокристаллический пироксмангит здесь в основном образован путем замещения родохрозит-родонитовой породы и слагает на контакте родохрозитового тела и вмещающих кварцитов мономинеральную зону с многочисленными апофизами в теле родохрозита. Близ метасоматических пироксмангитовых жил наблюдаются реакционные каймы пироксмангита у зерен родонита. Оба минерала являются также характерными компонентами мелкозернистых силикатных руд. Распространен в ряде марганцевых месторождений Японии [7, 24, 37, 42—45] в сильно и слабо метаморфизованных рудах в ассоциации с тефроитом, спессартином, реже с родонитом; в Татехира (Хоккайдо) [46] подвергается замещению каноитом (прослой среди богатой пироксмангитом породы). Известен также в шт. Южная Каролина [1] и Айдахо [4] (США); в Инвернесе (Шотландия) [5] в грюнерит-гранатовых сланцах, пересеченных жилами родонита, ассоциируется с грюнеритом, родонитом, марганцевым гранатом, магнетитом, геденбергитом, гиперстеном; в Швеции — в эулизитах Тунаберга [2, 28] и в Западном Сильвберге [3] (ориентированные сростания с железистым родонитом). В кварцитах Финляндии [8] ассоциируется с кварцем, родонитом, спессартином и акцессорными грюнеритом, апатитом, графитом; в Брокен-Хиле (Новый Южный Уэльс, Австралия) [23, 36, 47] встречается наряду с более редким родонитом, частью в прорастаниях с ним [7]. В Скортико (Тоскана, Италия) [48] обнаружен в ассоциации с родохрозитом, тефроитом, кварцем; в Новаре (Италия) [49] встречен в метаморфизованных марганецосодержащих породах в ассоциации с гранатом, родонитом, бустамитом, йохансенитом, геденбергитом. В Дюрнштейне (Австрия) [50] — с родохрозитом, родонитом, спессартином, кварцем; в некоторых месторождениях Каринтии — также с тефроитом и манганокальцитом. Найден в Давосе, Бернине и других марганцевых месторождениях в Альпах [13, 51, 52]; в Свалетике (Чехословакия) [53] встречается в метаморфизованном родохрозитовом горизонте, залегающем в пиритовых сланцах.

В гранитных пегматитах Японии [35, 37, 38] обнаружен железистый пироксмангит в ассоциации с кварцем, ильменитом, ортитом, биотитом; образование этих минералов вместо марганцевого фаялита (или кнебелита) связывается [35] со значительной концентрацией Mn^{2+} в поздних дифференциатах гранитной магмы.

Пироксмангит, отмечавшийся в лунных образцах, после детальных исследований отнесен к пироксферроиту [54, 55].

Изм. В гипергенных условиях замещается гидроокислами Fe и Mn («скематитом») [1].

Искусств. Пироксмангит синтезирован Пегерсом [13, 51] из карбонатной смеси при давлении 2 *кбар* в виде игольчатых, частично сдвойникованных кристаллов (до 0,5 мм); экспериментально изучены реакции в системе $MnO-SiO_2-CO_2-H_2O$ (родохрозит + кварц = пироксмангит + CO_2 ; родохрозит + пироксмангит = тефроит + CO_2 ; тефроит + кварц = пироксмангит); определен нижний предел устойчивости пироксмангита при давлении H_2O , CO_2 или $H_2O + CO_2$ (в чистом CO_2 температура равновесия равна 508°).

«Железистый родонит» мартеновских шлаков [56] является аналогом пироксмангита [6].

Синтезирован в гидротермальных условиях при 650—750° и давлении 2 кбар из карбонатной смеси и из смеси кварца с браунитом [57]. Пироксмангит и другие пироксеноиды получены [58] из смеси твердых растворов карбонатов (Mn, Ca) и кварца при температуре до 800° и давлении 2 кбар. Исследование полиморфных переходов пироксмангит—родонит [59] в интервале 425—1000° и при давлении 3—30 кбар показало, что пироксмангит ($a_0 = 6,617$, $b_0 = 7,603$, $c_0 = 17,448$ Å; $\alpha = 113^\circ 50'$, $\beta = 82^\circ 21'$, $\gamma = 94^\circ 43'$) устойчив при атмосферном давлении ниже 350—405°. В интервале температур 780—1400° при давлении до 130 кбар установлены четыре полиморфные модификации $MnSiO_3$ [60]. По Ито [61], переход пироксмангита в родонит при давлении 2 кбар осуществляется при температуре между 600 и 700°. Пироксмангит-родонитовая перитектика установлена [62] при медленном охлаждении расплава при 1350° (состав $Mn_{0,67}Mg_{0,33}SiO_3$); на фазовой диаграмме составов $MgSiO_3$ — $MnSiO_3$ выделяется узкая, но четкая область сосуществования пироксмангита с родонитом.

Отл. От родонита отличается более высоким двупреломлением, меньшим 2V, углом между главными направлениями спайности и граничными углами.

Межплоскостные расстояния пироксмангита из Адзиро (Япония) *

FeK α -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>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	5	6,84	$\bar{1}51$	2	3,22	5	2,51	15	2,06
001	5	6,56	022	15	3,18	15	2,49	20	2,04
$\bar{1}01$	2	4,80	$\bar{2}01, 210$	60	3,12	15	2,44	5	1,98
101	10	4,68	201, $\bar{1}02$	15	3,03	2	2,28	5	1,94
$\bar{1}40$	2	4,22	$\bar{1}32$	15	2,99	5	2,22	5	1,87
$\bar{2}10$	5	3,68	102, 051	100	2,95	50	2,21	5	1,85
130	5	3,55		10	2,87	70	2,18	5	1,81
200	15	3,44		50	2,67	2	2,15	5	1,76
$\bar{2}40, \bar{2}11$	10	3,34		40	2,63	20	2,12	15	1,72
002	5	3,30		40	2,60				

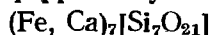
* ASTM, 12-432

Л и т е р а т у р а

1. Ford W. E., Bradley W. M. Am. J. Sci., 1913, ser. 4, 36, 169.
2. Palmgren J. Bull. Geol. inst. Upsala, 1917, 14, 173.
3. Sundius N. Am. Min., 1931, 16, N 10, 411; N 11, 488.
4. Henderson E. P., Glass J. J. Am. Min., 1936, 21, N 5, 273.
5. Tilley C. E. Am. Min., 1937, 22, N 5, 721.
6. Perutz M. Min. Mag., 1937, 24, N 158, 573.
7. Lee D. E. Stanford univ. publ. geol., 1955, ser. 5, 23.
8. Hietanen A. Bull. Comm. géol. Finl., 1938, N 122, 1.
9. Liebau F. Naturwissenschaften, 1957, 44, H. 6, 178.
10. Diehl R., Berdesinski W. N.Jb.Min., Monatsh., 1970, H. 8, 348.
11. Ohashi Y., Finger L. W. Carnegie Inst. Washington, 1975, Year Book N 74, 564.
12. Narita H., Koto K., Morimoto N. Mining J., London, 1977, 8, N 6, 343.
13. Peters T., Schwander H., Trommsdorff V. Contrib. min., petrol., 1973, 42, N 4, 325.
14. Liebau F. Zs. Phys. Chem., 1957, 206, H. 1/2, 73; Acta Cryst., 1959, 12, p. 3, 177.
15. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976, 90.
16. Koto K., Morimoto N., Narita H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 8, 248; Takeuchi Y., Koto K. Mineral. J., Japan, 1977, 8, N 5, 272.
17. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 43.
18. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, N 16, 18.
19. Chao E. C. T., Minkin J. A., Frondel C., Klein C. et al. Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, 34, Suppl. 1, Pros., Apollo 11 Lunar Sci. confer., Huston, Texas, 1, pt. 1, 67.
20. Burnham C. W. Proc. II Lunar Sci. Conf., 1971, 1, 47.
21. Morimoto N., Tokonami M., Horiuchi H., Akimoto S. J. Min. Soc. Japan, 1972, 10, N 4, 362.
22. Introduction to Japanese minerals, Geol. Surv. Japan, 1970, 194.
23. Bank H., Berdesinski W., Diehl R. Zs. Dtsch. gemmol. Ges., 1973, 22, N 3, 104.
24. Momoi H. Mem. Fac. Sci. Kyushu. univ., ser. D, Geol., 1964, 15, N 1, 39.
25. Ford W. E., Bradley W. M. Zs. Krist., 1914, 53, H. 3, 225.

26. Синица С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 170.
27. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, № 6, 117.
28. Sobral J. M. Bull. Geol. inst., Upsala, 1922, 18, 47.
29. Грим-Грэмсмайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 86.
30. Manning P. Canad. Min., 1968, 9, pt 3, 348.
31. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 132.
32. Лазарев А. Н., Тенишова Т. Ф. Оптика и спектроскопия, 1961, 11, вып. 5, 584; Лазарев А. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1966, 65, 116.
33. Ryall W. R., Threadgold J. M. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 754.
34. Navrotsky A., Coons W. E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, 40, N 10, 1281.
35. Kato A. Bull. Nat. Sci. Museum, Tokyo, 1972, 15, N 1, 211.
36. Mason B. J. Geol. Soc. Australia, 1973, 20, pt 4, 397.
37. Sakurai K., Nagashima K., Takasu S. J. Min. Soc. Japan. 1956, 2, 407.
38. Omori K., Hasegawa S. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1955, 39, 91.
39. Ohashi Y., Kato A., Matsubara S. Carnegie Inst. Washington, 1975, Year Book N 74, 561.
40. Popa G. In: An. sti. Univ. Iasi, 1971, Sec. 2b, 17, 43.
41. Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор (Укр. Карпаты), Изд. Львовск. ун-та, 1971, 140.
42. Yoshimura T. J. Fac. sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, geol. 1939, 4, N 3-4, 313.
43. Hirowatari F. J. Min. Soc. Japan, 1958, 3, 457.
44. Suzuki J. Bull. Nat. Sci. Museum, Tokyo, 1964, 7, N 3, 339.
45. Ватанабе Т., Юу С., Като А. В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, 104
46. Kobayashi H. J. Geol. Soc. Japan, 1977, 83, N 8, 537.
47. Stillwell F. L. Proc. Austral. inst. mining, met., 1959, N 190, 1.
48. Sabatino B. Period. min. Roma, 1967, 36, N 3, 965.
49. Bertolani M. Period. min. Roma, 1967, 36, N 3, 1011.
50. Koritnig S. Karinthin, 1972, N 66, 268.
51. Peters T. Contrib. min., petrol., 1971, 32, N 4, 267.
52. Trommsdorff V., Schwander H., Peters T. Schweiz. min., petr. Mitt., 1970, 50, N 3, 539
53. Marek V., Povolnra P., Zak L. Acta Univ. Carolina, Geol., 1975, N 3, 187.
54. Anderson A. T., Crewe A. V., Goldsmith J. R., Moore P. B., Newton J. C., Olsen E. J., Smith J. V., Wyllie P. J. Science, 1970, 167, N 3918, 587.
55. Keil K., Prinz K., Bunch T. E. Science, 1970, 167, N 3918, 597.
56. Whiteley J. H., Hallimond A. F. J. Iron Steel Inst., 1919, 99, 199.
57. Momoi H. Mineral. J., Japan, 1974, 7, N 4, 360.
58. Abrecht J., Peters T. Contrib. min., petrol., 1975, 50, N 4, 241.
59. Maresch W. V., Mottana A. Contrib. min., petrol., 1976, 55, N 1, 69.
60. Akimoto S., Syono Y. Am. Min., 1972, 57, N 1-2, 76.
61. Ito J. Mineral. J., Japan, 1972, 7, N 1, 45.
62. Ito J. Am. Min., 1972, 57, N 5-6, 865.

Пироксферроит Pyroxferroite

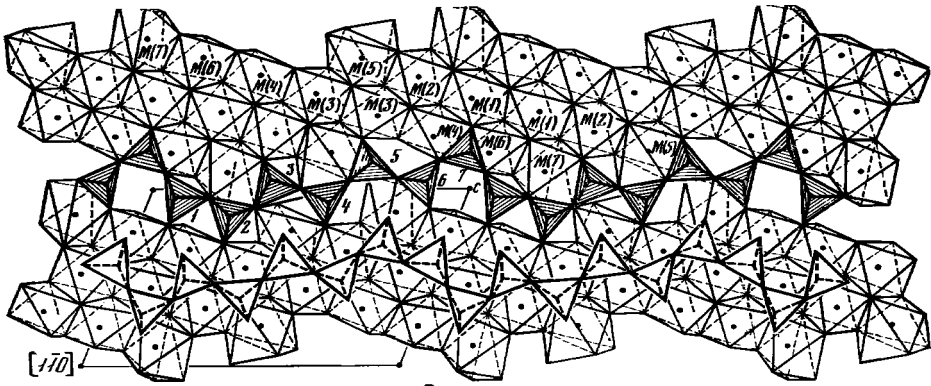


Назван по структурно-химической аналогии с пироксмангитом и высокому содержанию железа [1].

Характ. выдел. Ксеноморфные, реже идиоморфные зерна (до 1 мм), каймы вокруг кристаллов пироксена.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$. $a_0 = 6,621$, $b_0 = 7,551$, $c_0 = 17,381 \text{ \AA}$, $\alpha = 114^\circ 16'$, $\beta = 82^\circ 41'$, $\gamma = 94^\circ 35'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,8768 : 1 : 2,3018$; $Z = 2$ [2]. Вариации значений параметров элементарной ячейки в различных образцах незначительны [1, 3-5]: $a_0 = 6,61-6,63$; $b_0 = 7,54-7,58$, $c_0 = 17,34-17,43 \text{ \AA}$; $\alpha = 114^\circ 16' - 114^\circ 31'$, $\beta = 82^\circ 42' - 82^\circ 49'$, $\gamma = 94^\circ 22' - 94^\circ 36'$. В иной установке [6]: $a_0 = 7,55$; $b_0 = 17,38$, $c_0 = 6,62 \text{ \AA}$, $\alpha = 82^\circ 42'$, $\beta = 94^\circ 32'$, $\gamma = 114^\circ 20'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4344 : 1 : 0,3809$.

Структура пироксферроита (фиг. 219) аналогична структуре пироксмангита [2]. Основа ее — бесконечные цепочки SiO_4 -тетраэдров, параллельные [001] (на период идентичности приходится 7 тетраэдров), образующие слои, параллельные (110). Чередующиеся цепочки координационных полиэдров $\text{Me}-\text{O}$ из 8 и 6 полиэдров составляют ленты, вытянутые параллельно [001]. Слои тетраэдров SiO_4 перемежаются со слоями катионов. Позиции M(1), M(2), M(3) и M(4) заняты преимущественно Fe. Из общего количества Ca



Фиг. 219. Структура пироксферроита в проекции на (110) (по Бёрнэму)

около 30% приходится на позиции M(5) и 30% на позиции M(7). В позициях M(6) находится около 20% Ca [2]. Mg занимает позиции M(2) [2, 7] (замещение Fe). По Бёрнэму [2], структура характеризуется либо сильной асимметричностью, либо высокой степенью беспорядка в расположении Fe и Ca. Средние межатомные расстояния (в Å): M(1)—O = 2,185; M(2)—O = 2,159; M(3)—O = 2,162; M(4)—O = 2,180; M(5)—O = 2,136; M(6)—O = 2,118; M(7)—O = 2,289; Si—O = 1,616—1,636 [2]. В структуре выделяются атомы O, связанные с 3Me и 1Si (тип А), с 2Me и 1Si (тип В), с 1Me и 2Si (тип С) — аналогия с O(1), O(2) и O(3) в клинопироксенах. Мессбауэровские спектры природного (лунного) и искусственного пироксферроита (получены при комнатной температуре и температуре жидкого азота) идентичны и свидетельствуют об одинаковом распределении в них катионов [8].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (001) несовершенная. Уд. в. 3,76 (вычисл. — 3,82 [11]). Цв. желтый. Прозрачный.

Микр. В шлифах желтоватый или почти бесцветный. Благодаря расщеплению по плоскостям спайности зерна пироксферроита под микроскопом имеют волокнистый вид [9]. Плеохроизм очень слабый или отсутствует [6, 10]. В толстых шлифах некоторые пироксферроиты ясно плеохроируют от бледно-желтого до желто-оранжевого: $N_g' < N_p'$ [11]. Двуосный (+). $n_g = 1,755—1,768$, $n_m = 1,750—1,758$, $n_p = 1,748—1,756$; $n_g - n_p = 0,011—0,013$; $2V = 32—40^\circ$ [1, 5, 6, 10, 11] (см. при хим. анализах).

Хим. Теор. состав (при наиболее часто наблюдающемся соотношении Fe : Ca = 6 : 1) : CaO = 6,17, FeO — 47,58; SiO₂ — 46,25. Фрондел [11] выделяет богатый железом, субкальциевый и кальциевый пироксферроиты. Наиболее высокое содержание Mg (до 3,8% MgO) отмечается в лунных пироксферроитах. Смит и Фингер [12] установили магниальный пироксферроит (magnesium pyroxferroite) — хим. анализ 7. Колебания состава пироксферроитов из лунных образцов: из порфириовидного базальта от (Ca_{0,13}Mg_{0,03}Fe_{0,84})SiO₃ до (Ca_{0,12}Mg_{0,12}Fe_{0,75})SiO₃ [2], из диабаза — от (Ca_{0,22}Mg_{0,20}Fe_{0,58})SiO₃ до (Ca_{0,12}Mg_{0,02}Fe_{0,86})SiO₃ [9]. Содержание Mn в лунных пироксферроитах незначительно (до 1,0% MnO₂). Пироксферроит из гранитных пегматитов Японии, отличающийся от лунного значительным содержанием Mn²⁺ (до 20% MnO), рассматривается как марганцевый пироксферроит (manganese pyroxferroite) [13].

Анализы (приведены в порядке уменьшения содержания FeO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	—	0,07	—	—	—	0,03	0,04
K ₂ O	—	—	—	0,05	сл.	сл.	<0,1	0,05	0,04
MgO	0,20	0,9	0,9	1,06	0,6	0,8	3,8	1,32	1,15
CaO	4,44	6,0	5,2	5,66	5,9	6,0	5,4	2,57	3,07

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	0,51	1,0	0,8	0,45	0,6	0,8	0,76	20,08	20,25
FeO	47,54	47,2	46,5	46,3	45,9	44,6	41,7	26,01	25,10
Al ₂ O ₃	1,00	0,2	—	0,58	1,1	0,3	0,26	0,51	0,02
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	2,94	2,46
Cr ₂ O ₃	0,08	—	—	0,07	—	—	0,04	—	—
SiO ₂	44,46	45,0	46,7	46,7	45,6	46,8	47,0	46,37	47,66
TiO ₂	0,89	0,5	0,5	0,56	0,3	0,5	0,37	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	0,33	0,10
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	0,32	0,24
Сумма	99,12	100,8	100,6	(101,50)	100,0	99,8	99,33	100,53	100,13
<i>n_g</i>	—	1,767	1,768	—	—	1,766	—	—	—
<i>n_m</i>	—	1,758	1,750	—	—	1,756	—	—	—
<i>n_p</i>	—	1,752	1,745	—	—	1,754	—	—	—
2 <i>V</i>	—	35—40°	32°	—	—	35—40°	—	—	—
<i>a</i> ₀ (Å)	—	—	6,62	—	6,61	6,623	—	—	—
<i>b</i> ₀	—	—	7,54	—	7,54	7,543	—	—	—
<i>c</i> ₀	—	—	17,34	—	17,3	17,354	—	—	—
<i>α</i>	—	—	114°16'	—	114°18'	114°20'	—	—	—
<i>β</i>	—	—	82 49	—	82 42	82 43	—	—	—
<i>γ</i>	—	—	94 22	—	94 36	94 30	—	—	—

1—7 — микронзондовые анализы пироксферрита из лунного грунта Моря Спокойствия: 1 — из базальта П11; 2 — из базальта П10; 3 — из базальта [5]; 4 — из брекчии (в оригинале сумма 101,6) [14]; 5 — из базальта [3]; 6 — из базальта П1; 7 — из порфирикового базальта [12]; 8—9 — марганцевый пироксферрит из гранитных пегматитов Японии, данные Татекава [13].

Микронзондовые анализы пироксферрита из лунных пород см. также в работах [7, 9, 15].

Наход. Акцессорный минерал лунных пород (габбро, микрогаббро, диабазов), доставленных из Моря Спокойствия «Аполлоном-11» и «Аполлоном-12» [1, 3, 7, 9, 12, 16—18]; ассоциируется с авгитом, плагиоклазом, кристобалитом, тридимитом и ильменитом. Отмечен также в брекчии из образцов лунного грунта Моря Спокойствия, доставленных АЛС «Луна-24» [14] и в обломке анортозита из образцов АЛС «Луна-20» [19].

Первоначально отмечался как «желтый минерал» [6, 10, 20—22] или как пироксмангит [5, 16].

В гранитных пегматитах Японии [13] найден марганцевый пироксферрит в ассоциации с кварцем, ильменитом, ортитом и биотитом. Отмечается [13], что марганцевый пироксферрит и встречающийся также в гранитных пегматитах Японии железистый пироксмангит (см. хим. анализы 5, 8, 10 в статье «Пироксмангит»), могли образовываться при значительной концентрации Mn²⁺ в поздних дифференциатах гранитной магмы.

Искусств. Получен при 1175° и 12,5 кбар из синтетического пироксена состава Ca_{0,15}Fe_{0,85}SiO₃ [4, 23]. Поле устойчивости пироксферрита лежит между инвариантными точками: 9,5 кбар и 1190°; 10 кбар и 1040°; 17,5 кбар и 1270°. При более низких давлениях пироксферрит разлагается на обогащенный кальцием пироксеноид (или моноклинный пироксен), фаялит и SiO₂, а при более низких температурах переходит в моноклинный пироксен [4].

Межплоскостные расстояния пироксферрита из образцов «Аполлона-11» *

Fe _α - и Cr-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>
010	20	6,87	202, $\bar{2}01$	15	3,14	$\bar{2}0$	10	2,409
100	25	6,55	021, $2\bar{1}1$, $2\bar{1}2$	45	3,09	$\bar{1}\bar{3}\bar{2}$	8	2,377
011	5	5,56	120, $0\bar{2}\bar{5}$	25	3,01	$2\bar{1}\bar{6}$	8	2,311

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
112	5	4,93	213	20	2,973	133, 030	8	2,284
110	40	4,68	014, 210	100	2,934	036	8	2,234
111	15	4,20	211	10	2,838	226, 224	8	2,217
022	8	3,76	211, 121	8	2,805	024	25	2,186
021, 023	6	3,68	026	60	2,674	206, 312	40	2,156
013	8	3,53	114	30	2,621	303, 124	20	2,099
020	15	3,44	222	35	2,579	232, 136	25	2,044
122	5	3,38	033	5	2,509	032	5	1,994
123	10	3,32	032	20	2,490	322	8	1,969
200, 201	12	3,28	214	15	2,446	207	8	1,952
113	5	3,19						

Кроме того 30 линий до 1,022

* ASTM, 20-1.

Л и т е р а т у р а

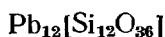
1. Chao E. C. T., Minkin J., Frondel C., Klein C. et al. Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, 34, Suppl. 1, Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Confer., 1970, 1, pt 1, 65.
2. Burnham C. W. Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 2, Proc. 11 Lunar Sci. Conf., 1971, 1, 47.
3. Anderson A. T., Crewe A. V., Goldsmith Y. R., Olsen E. J., Smith J. V., Wyllie P. J. Science, 1970, 167, N 3918, 537.
4. Lindsley D., Burnham C. Science, 1970, 168, N 3929, 364.
5. Reed G. W., Jovanovic S., Fuchs L. H. Science, 1970, 167, N 3918, 501.
6. Douglas J. A. V., Dence M. R., Plant A. G., Trail R. J. Science, 1970, 167, N 3918, 594.
7. Boyd F. R., Smith D. J. Petrology, 1971, 12, N 3, 439.
8. Dovsky E., Lindsley D. Contrib. min., petrol., 1974, 48, N 3, 229.
9. Agrell S. O., Scoon J. H., Muir I. D., Long J. V., McConnell J. D. C. Peckett A. Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 1, Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Confer., 1970, 1, pt. 1, 103.
10. Frondel C., Klein C., Ito J., Drake J. C. Science, 1970, 167, N 3918, 681.
11. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир. 1978, 267.
12. Smith D., Finger L. W. Carnegie Inst. Washington., 1971, Year Book N 70, 133.
13. Kato A. Bull. Nat. Sci. Museum, Tokyo, 1972, 15, N 1, 211.
14. Тарасов Л. С., Назаров М. А., Шевалеевский. И. Д., Кудряшов А. Ф., Гавердовская А. С., Корина М. И. Геохимия, 1977, № 10, 1488.
15. Busche F. D., Conrad G. H., Keil K., Prinz M., Bunch T. E., Erlichman J., Quaide W. L. Univ. New Mexico, Dep., geol. Inst. meteor. Spec. publ., 1971, N 3, 1.
16. Keil K., Prinz M., Bunch T. E. Science, 1970, 167, N 3918, 597.
17. Smith J., Steele J. Am. Min., 1976, 61, N 11-12, 1059.
18. Ramdohr P. Fortschr. Min., 1971, 48, N 1, 44.
19. Reiche M., Messerschmidt A., Bartsch H. J. Zs. geol. Wiss., 1978, N 6, 709.
20. Anderson D. H., Anderson E. E. et al. Science, 1969, 165, N 3899, 1220.
21. Chao E. C. T., James O. B., Minkin J. A., Jaskson E. D., Raleigh C. B. Science, 1970, 167, N 3918, 644.
22. Mason B., Fredriksson K., Henderson E. P., Jaroszewich E., Menson W. G., Towe K. M., White J. S. Science, 1970, 167, N 3918, 656.
23. Lindsley D. Carnegie Inst. Washington, 1966, Year Book N 65, 230.

СИЛИКАТЫ С ЦЕПОЧКАМИ ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА АЛАМОЗИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Алмазит $Pb_{12}[Si_{12}O_{36}]$	Монокл.	11,23	7,08	12,26	$113^\circ 15'$	6,302

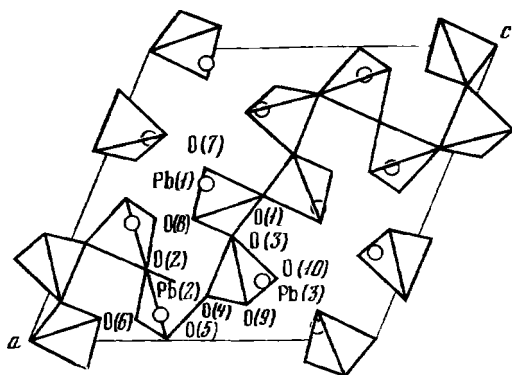
Алмазит Alamosite



Назван по месту находки [1].

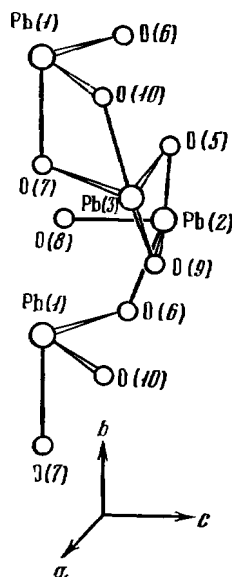
Характ. выдел. Радиально-лучистые агрегаты более или менее сферической формы, волокна, сгруппированные почти параллельно, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2v}^4 - P2/n$. Для алмазита из Алamosa: $a_0 = 11,23$, $b_0 = 7,08$, $c_0 = 12,26$ Å, $\beta = 113^\circ 15'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,586 : 1 : 1,731$; $Z = 1$ [2]; по Маккэю [3], $a_0 = 11,28$, $b_0 = 7,03$, $c_0 = 13,06$ Å,



Фиг. 220. Структура аламанита в проекции на (010) (по Боучеру и Пикору)

Фиг. 221. Расположение атомов Pb (большие кружочки) и O (мелкие кружочки) в структуре аламанита (по Боучеру и Пикору)



$\beta = 120^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,604 : 1 : 1,858$. Для аламанита из Цумеба: $a_0 = 11,25$, $b_0 = 7,08$, $c_0 = 12,97$ Å, $\beta = 119,59^\circ$ [4].

Основу структуры [2] (фиг. 220) составляют цепочки из 12-членных групп SiO_4 -тетраэдров, вытянутые вдоль $[\bar{1}01]$ и параллельные (010). Из четырех типов атомов O, слагающих тетраэдры, атомы O (1) лежат в центре инверсии, атомы O (2) — на двойной оси. Основу кремнекислородных цепочек составляют 3 тетраэдра, со средними расстояниями: $\text{Si}(1)\text{—O} = 1,648$, $\text{Si}(2)\text{—O} = 1,629$, $\text{Si}(3)\text{—O} = 1,614$ Å. Атомы Pb(1, 2, 3) в координациях 3, 4 и 4 совместно с окружающими их ближайшими атомами O слагают вытянутые по оси b спиральные цепочки (фиг. 221), в которых все атомы O расположены по одну сторону от атомов Pb. Эти спиральные цепочки определяют удлинение волокон аламанита вдоль оси b . Два ближайших расстояния Pb—O для Pb трех позиций равны 2,2—2,3 Å, два расстояния — 2,45—2,60 Å; остальные больше 2,86 Å.

Призм. кл. $C_{2v} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,586 : 1 : 1,731$, $\beta = 113^\circ 15'$ (по рентгеновским данным).

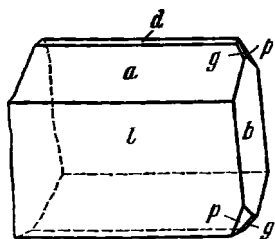
Формы, наблюдавшиеся Пэлэчем [1] (в установке Боучера и Пикора):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00	$90^\circ 00'$	90 00
m 110	34 28	90 00	90 00	34 28
p 011	13 56	60 44	23 15	32 09
d 101	90 00	58 16	58 16	90 00
e $\bar{1}01$	-90 00	37 10	-37 10	90 00
g 111	43 04	67 07	58 16	47 42
k $\bar{1}11$	-23 39	62 07	-37 10	35 56

$$\begin{array}{lll} de (101):(\bar{1}01) = 95^\circ 26' & gd (111):(101) = 42^\circ 18' & ke (\bar{1}11):(\bar{1}01) = 54^\circ 56' \\ da (101):(100) = 31 \ 44 & ga (111):(100) = 51 \ 01 & ka (\bar{1}11):(\bar{1}00) = 69 \ 14 \end{array}$$

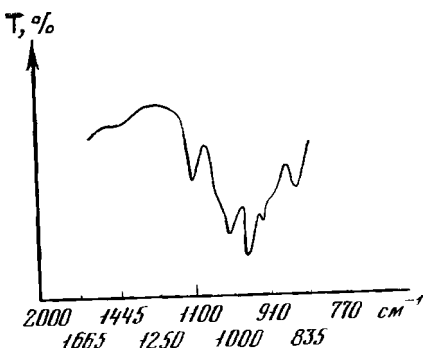
По Пэлэчу, $a:b:c = 1,375:1:0,924$, $\beta = 95^\circ 50'$. Соотношение буквенных обозначений и символов форм в принятой здесь установке Боучера и Пикора (Б.) и в установке Пэлэча (П.):

Б. b (010)	a (100)	m (110)	p (011)	d (101)	e ($\bar{1}01$)	g (111)	k ($\bar{1}11$)
П. b (010)	v (101)	r (121)	p (121)	c (001)	a (100)	g (011)	m (110)



Фиг. 222. Кристалл алмазита из Аламаса (по Пэлэчу, буквы даны согласно тексту)

Фиг. 223. ИК-спектр алмазита (по Флоринской и др.)



Кристаллы несовершенные, значительно удлинены вдоль оси b (фиг. 222) Физ. св. Сп. по (010) (перпендикулярно к удлинению индивидов) совершенная. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,488 [1] (вычисл. 6,302). Цв. снежно-белый, волокна бесцветны, прозрачны, со стекляннм блеском. ИК-спектр характеризуется полосами: 1429, 1093, 1026, 995, 948 и 898 cm^{-1} (фиг. 223) [5].

Микр. [1, 3, 6]. В шлифах бесцветен. Пл. опт. осей \parallel (010), $Nm = b$. Двухосный (-). $n_g = 1,959-1,968$ (Na-свет), $n_m = 1,955-1,961$, $n_p = 1,945-1,947$; $n_g - n_p = 0,023$; $2V = 65^\circ$. Дисперсия $r < v$, сильная: $2V_{Li} = 58^\circ$, $2V_{Na} = 65^\circ$, $2V_{425nm} = 78^\circ$.

Хим. Теор. состав: $PbO = 78,68$, $SiO_2 = 21,32$. Состав алмазита из Аламаса (анал. Мервин) [1]: $PbO = 78,13$. $CaO = сл.$, $FeO = 0,09$, $SiO_2 = 21,11$, кварц — 0,08, прочие 0,53; сумма 99,94; из Цумеба (среднее из четырех анализов микрондомом) [4]: $PbO = 79,4$, $CaO = 0,1$, $MnO = сл.$, $FeO = 0,1$, $Al_2O_3 = 0,1$, $SiO_2 = 19,8$; сумма 99,5.

Диагн. исп. П.п. тр. легко сплавляется в зелено-желтую массу, бесцветную после остывания. Разлагается HNO_3 с выделением гелеобразного кремнезема.

Повед. при нагр. Искусственное соединение $PbSiO_3$ плавится при 766° [7].

Нахожд. Очень редкий минерал. Встречен в зоне окисления свинцовых месторождений Аламас в шт. Сонора (Мексика) в ассоциации с церусситом, вульфенитом и другими минералами свинца [1]. В Цумебе (Намибия) найден с леджиллитом, меланотекитом, англезитом, флейшеритом, гематитом [4].

Искусств. Синтезирован сплавлением PbO и SiO_2 [7] и из смесей гелей при 500° и давлении 2—3 кбар [8]; отмечено также образование алмазита в присутствии воды из смеси PbO и аморфной SiO_2 при 110° [9].

Отл. От внешне сходного барисилита отличается двуосностью, отрицательной реакцией на Mn , по рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния алмазита из Цумеба [4]

FeK_α -излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
$\bar{1}02$	25	6,45	$\bar{3}13$	20	3,10	400	5	2,441
$\bar{1}11$	55	5,86	103	50	3,05			
110	55	5,72	202	45	3,02	104	5	2,416
$\bar{2}02$	20	5,18	$\bar{3}04$	70	2,987	$\bar{2}24$	5	2,380
$\bar{2}11$	5	4,41	$\bar{2}22$	40	2,911			
$\bar{2}12$	15	4,18	$\bar{1}14$	30	2,883	$\bar{1}15$	35	2,347
102	10	4,08	220	10	2,860	222	75	2,300
$\bar{3}02$	20	3,73	004	60	2,815	024	20	2,206
$\bar{2}13$	95	3,56	$\bar{4}02$	55	2,800			
112	75	3,53	$\bar{3}14$	30	2,747	$\bar{5}13$	45	2,140

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
211	45	3,37	$\bar{1}23$	45	2,738	$\bar{4}06$	20	2,060
120	100	3,34	122	35	2,670	$\bar{1}06$	25	2,040
$\bar{3}12$	45	3,30	311	20	2,595	$\bar{5}11$	45	2,028
$\bar{3}11$	60	3,25	$\bar{3}21$	30	2,532			
$\bar{2}04$	70	3,23	$\bar{3}23$	10	2,464			
$\bar{1}04$	10	3,14						

Л и т е р а т у р а

1. Palache C., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1909, ser. 4, 27, 399.
2. Boucher M. L., Peacor D. R. Zs. Krist., 1968, 126, H. 1-3, 98.
3. Mackay A. L. Min. Mag., 1952, 29, N 218, 933.
4. Medenbach O., Schmetzer K. N. Jb. Min., Abhandl., 1975, 123, H. 2, 138.
5. Флоринская В. А., Печенкина Р. С. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР, 1962, N 5-6 (39-40), 108.
6. Merwin H. E. J. Washington, Acad. sci., 1914, 4, 253 (по Хинце — Линку).
7. Cooper H. C., Shaw, Loomis. Ber. Dtsch. chem. Ges., 1909, 42, 3991; Kraus E. H., Cooper H. C., Klein A. A. Zbl. Min., 1912, 289.
8. Ito J. Am. Min., 1968, 53, N 1-2, 231.
9. Nieuwendenburg C. J., Blumendal H. B. Rec. Trav. chim. Pays-Bas, 1931, 50, 129, 989 (по Хинце — Линку).

СПИСОК МИНЕРАЛОВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ

В список вошли минералы и их разновидности, в которых элементы значатся в формуле В скобках указаны названия минералов, в которых отмечались примеси редких элементов Элементы и минералы приведены в алфавитном порядке.

Алюминий

Авгит	$(Ca, Mg, Fe^{2+})(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}) [(Si, Al)_2O_6]$
Аксинит	$(Ca, Mn, Fe, Mg)_3Al_2 [BSi_4O_{15}](OH)$
Арменит	$BaCa_2Al_3[Al_3Si_9O_{30}] \cdot 2H_2O$
Балифолит	$BaMg_2LiAl_3[Si_2O_6]_2(OH)_8$
Берилл	$Al_2Be_3[Si_6O_{18}]$
Бюргерит	$NaF e_3^+ Al_6 [Si_6O_{18}] [BO_3]_3 (OH, F)O_3$
Геденбергит	$Ca(Fe^{2+}, Mg, Al, Fe^{3+}) [(Si, Al)_2O_6]$
Джонесит	$(K, Na, Ba)_{1-2} Ba_4 Ti_4 Al_{1-2} Si_{10-11} O_{36} \cdot 6H_2O$
Диопсид	$Ca(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}) [(Si, Al)_2O_6]$
Дравит	$NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}] [BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$
Жадеит	$(Na, Ca) (Al, Mg, Fe^{2+}) [Si_2O_6]$
Fe ³⁺ -турмалин	$Na(Fe^{2+}, Mg)_3(Al, Fe^{3+})_6[Si_6O_{18}] [BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$
Индиалит	$Mg_2[Al_2Si_6O_{18}]$
Карфолит	$MnAl_2[Si_2O_6](OH)_4$
Кордиерит	$(Mg, Fe)_2[Al_2Si_5O_{15}] \cdot nH_2O$
Лиддиккоатит	$Ca(Li, Al)_3Al_6B_3Si_8O_{27}(O, OH)_3(OH, F)$
Манганаксинит	$Ca_2MnAl_2[BSi_4O_{15}] (OH)$
миларит	$KCa_2AlBe_2[Si_{12}O_{36}] \cdot 0.5 H_2O$
Омфацит	$(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}) [Si_2O_6]$
Омфацит-фассаит	$(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) [(Si, Al)_2O_6]$
Осумилит	$(K, Na) (Fe, Mg)_2(Al, Fe)_3 [(Si, Al)_{12}O_{30}]$
Папагоит	$Cu_2Ca_2Al_2[Si_4O_{12}] (OH)_6$
Рёнит	$Ca_2(Mg, Fe^{2+})_4Fe^{3+}Ti^{4+}O_2[Si_3Al_3O_{18}]$
Сапфирин	$(Mg, Al)_7(Mg, Al)O_2 [(Al, Si)_6O_{18}]$
Севергинит	$(Ca, Mn)_2MnAl_2[BSi_4O_{15}](OH)$
Секанинаит	$(Fe, Mg)_2[Al_2Si_5O_{15}] \cdot nH_2O$
Сподумен	$LiAl[Si_2O_6]$
Сугилит	$(K, Na)_2(H_2O, Na)_2(Fe^{3+}, Na, Ti, Fe^{2+})_2(Li, Al, Fe^{3+})_3 [Si_{12}O_{30}]$
Суринамит	$(Al, Mg, Fe)_3(Si, Al)_2(O, OH)_8$
Тинценит	$CaMn_2Al_2[BSi_4O_{15}](OH)$
Увит	$(Na, Ca)(Mg, Fe^{2+})_3(Al, Mg, Fe^{2+})_6[Si_6O_{18}] [BO_3]_3 (OH, F)_{1+3}$
Фассаит	$(Ca, Mg, Fe^{2+}) (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) [(Si, Al)_2O_6]$
Ферроаксинит	$Ca_2FeAl_2[BSi_4O_{15}] (OH)$
Феррокарфолит	$FeAl_2[Si_2O_6] (OH)_4$
Шерл	$NaFe_3^+Al_6[Si_6O_{18}] [BO_3]_3 (OH, F)_{1+3}$
Эльбаит	$Na(Li, Fe^{3+}, Al)_3Al_6[Si_6O_{18}] [BO_3]_3(OH, F)_{1+3}$
Яггит	$(Na, K)_{1,5}Mg_2(Al, Mg, Fe, Ti)_3[(Si, Al)_{12}O_{30}]$

Барий

Арменит	$BaCa_2Al_3[Al_3Si_9O_{30}] \cdot 2H_2O$
Балифолит	$BaMg_2LiAl_3[Si_2O_6]_2(OH)_8$
Баотит	$Ba_4Ti_7Nb[Si_4O_{28}] Cl$
Бацирит	$BaZr [Si_3O_9]$
Бенитоит	$BaTi [Si_3O_9]$
Верпланкит	$Ba_{12}(Mn, Ti, Fe)_6(OH, O)_2[Si_4O_{12}]_3Cl_3(OH, H_2O)_7$
Джоакинит	$NaFe^{2+}Ba_2TR_2Ti_2[Si_8O_{26}(OH)] \cdot H_2O$
Джонесит	$(K, Na, Ba)_{1-2} Ba_4Ti_4Al_{1-2} Si_{10-11} O_{36} \cdot 6H_2O$
Краускопфит	$Ba_2[Si_4O_8(OH)_4] \cdot 4H_2O$
Лабунцовит	$(K, Na, Ba)_6(Ti, Nb)_6(O, OH)_{10} [Si_4O_{12}]_4 \cdot 7 H_2O$
Мюирит	$Ba_{10}(Ca, Mn, Ti)_4[Si_8O_{24}](OH, Cl, O)_{12} \cdot 4 H_2O$

Лабстит $\text{Ba}(\text{Sn}, \text{Ti}) [\text{Si}_3\text{O}_9]$
 Тарамеллит $\text{Ba}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2 [(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Уолстромит $\text{BaCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$

Бериллий

Аминовит $\text{Ca}_2(\text{BeOH})_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$
 Бацит $\text{Sc}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
 Берилл $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
 Велшит $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{18}]$
 Миларит $\text{KCa}_2\text{AlBe}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{36}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$
 Соренсенит $\text{Na}_4\text{SnBe}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 (Балифолит) (Кордиерит) (Ловозерит) (Рамзаит) (Сапфирин) (Энстатит)

Бор

Аксинит $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
 Бюргерит $\text{NaFe}^{3+}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})\text{O}_3$
 Дравит $\text{NaMg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
 Fe^{3+} -турмалин $\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
 Лиддиокатит $\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$
 Манганаксинит $\text{Ca}_2\text{MnAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
 Севергинит $(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{MnAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
 Тинценит $\text{CaMn}_2\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
 Увит $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
 Ферроаксинит $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
 Шерл $\text{NaFe}_2^{2+}\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
 Эльбаит $\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
 (Йохансенит) (Согдианит)

Ванадий

(Бацит) (Диопсид, геденбергит) (Рамзаит) * (Эгирин—диопсид)
 (Берилл) (Дравит) (Фассаит) (Энигматит)
 (Бронзит) (Йохансенит) (Эвдиалит) (Энстатит)
 (Гиперстен) (Ловозерит)

Галлий

(Бацит) (Берилл) (Гиперстен) (Миларит) (Рамзаит) (Сподумен)

Гафний

(Вадеит) (Ловозерит) (Эгирин) (Катаплеит) (Эвдиалит)

Германий

(Гиперстен) (Энигматит)

Железо

Авгит $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
 Аксинит $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
 Бэбингтонит $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{14}](\text{OH})$
 Бронзит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Бюргерит $\text{NaFe}_3^{3+}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})\text{O}_3$
 Велшит $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{18}]$
 Верпланкит $\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_3\text{Cl}_9(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$
 Геденбергит $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
 Гиперстен $\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Джоакинит $\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_6\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Диопсид $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
 Жадеит $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) [\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Fe^{3+} -турмалин $\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
 Имандрит $\text{Na}_{12}\text{Ca}_9\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$
 Йохансенит $\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}) [\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Клинобронзит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Клиногиперстен $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Клиноферросилит $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Клиноэвлит $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Кордиерит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Меррихьюит $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
 Омфацит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}) [\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Омфацит-фассаит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
 Осумилит $(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 [(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$
 Пижонит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) [\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Пироксангит $(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_4[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$
 Пироксферроит $(\text{Fe}, \text{Ca})_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$

Рёддерит	$(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_6[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Рёнит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}]$
Секанинаит	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Согдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Сугилит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Суринамит	$(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_2(\text{O}, \text{OH})_8$
Тарамеллит	$\text{Ba}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Тисиналит	$\text{Na}_2\text{H}_3(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$
Увит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6[(\text{Si}_6\text{O}_{18})[\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}]$
Фассаит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Ферроаксинит	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
Феррогиперстен	$\text{Fe}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Феррокарфолит	$\text{FeAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_4$
Ферросилит	$\text{FeFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Шерл	$\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Эвдиалит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_2\text{Zr}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2[\text{Si}_3\text{O}_{24}(\text{OH})_3]_2$
Эвлит	$\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-геденбергит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-диопсид	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эльбант	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Энигматит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Ягиит	$(\text{Na}, \text{K})_{1,5}\text{Mg}_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3[(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$

Иттрий

Кайнозит	$\text{Ca}_2(\text{Y}, \text{TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$			
(Бацит)	(Гиперстен)	(Йохансенит)	(Миларит)	(Эгирин-диопсид)

Калий

Бреннокит	$\text{KLi}_3\text{Sn}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Вадеит	$\text{K}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Гидротированный урано- вый эканит	$\text{KNaCa}(\text{U}_{0,8}\text{Th}_{0,2})\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Дарапиозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Джонесит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_{1-2}\text{Ba}_4\text{Ti}_4\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{10-11}\text{O}_{36} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Иракиит	$\text{KCa}_2\text{La}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Лабунцовит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_6(\text{Ti}, (\text{Nb}))_9(\text{O}, \text{OH})_{10}[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Майзерит	$\text{KCa}_5[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{Si}_6\text{O}_{15}](\text{OH})\text{F}$
Меррихьюит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_6[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Миларит	$\text{KCa}_2\text{AlBe}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$
Ненадеживичит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Осумилит	$(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$
Рёддерит	$(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_6[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Согдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Сугилит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Эканит	$\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Ягиит	$(\text{Na}, \text{K})_{1,5}\text{Mg}_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3[(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$

Кальций

Авгит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Аксинит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}](\text{OH})$
Аминовит	$\text{Ca}_3(\text{Be}, \text{OH})_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}]$
Арменит	$\text{BaCa}_2\text{Al}_3[\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{30}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Бабингтонит	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$
Бустамит	$\text{Ca}_3\text{Mn}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Велшит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{6+}\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Bc}_2\text{O}_{18}]$
Волластонит	$\beta\text{-Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Геденбергит	$\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Гидратированный урано- вый эканит	$\text{KNaCa}(\text{U}_{0,8}\text{Th}_{0,2})\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Жадеит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Имандрит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_2\text{Zr}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2$
Иракиит	$\text{KCa}_2\text{La}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Йохансенит	$\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Кайнозит	$\text{Ca}_2(\text{Y}, \text{TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Катаплект	$(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Киноит	$\text{Cu}_2\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Коашвит	$\text{Na}_6\text{CaTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Комбит	$\text{Na}_3\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_2]$
Лидзкозит	$\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_2\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$
Лозовзит	$(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_6]$
Майзерит	$\text{KCa}_6[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})\text{F}]$
Манганаксинит	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_9[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Маргаросанит	$\text{RbCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Марстурит	$\text{NaCaMn}_3[\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})]$
Милларит	$\text{KCa}_2\text{AlB}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$
Миоирит	$\text{Ba}_{10}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ti})_4[\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH}, \text{Cl}, \text{O})_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$
Неоадквинит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Омфациит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Омфациит-фассант	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Папагоит	$\text{Ca}_2\text{Ca}_2\text{Al}_9[\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$
«Параволластонит»	$\beta\text{-Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Пектолит	$\text{NaNHCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Пижонит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_3\text{O}_6]$
Пироксмангит	$(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Пироксферроит	$(\text{Fe}, \text{Ca})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Псевдоволластонит	$\alpha\text{-Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Ренит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}]$
Родоцит	$\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$
Розенханит	$\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9(\text{OH})_2]$
Севегиинит	$(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{MnAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Серацит	$\text{NaH}(\text{Mn}, \text{Ca})_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Скоуцит	$\text{Ca}[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Стоксеит	$\text{Ca}_2\text{Sn}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Тинценит	$\text{CaMn}_2\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Тисиналит	$\text{Na}_9\text{H}_3(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$
Увнит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Уолстромит	$\text{BaCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Фассант	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Ферроаксинит	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_3[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Фощагит	$\text{Ca}_4[\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_2]$
Цирсианалит	$\text{Na}_4\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Эвдиалит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2$
Эгирин	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-геденбергит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-диопсид	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эканит	$\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Иракит	$\text{KCa}_2\text{La}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Лантан	
Литий	
Балифолит	$\text{BaMg}_2\text{LiAl}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{OH})_8$
Бреннокит	$\text{KLi}_3\text{Sn}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2$
Дарапозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Лиддикозит	$\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_2\text{Al}_2\text{B}_2\text{Si}_4\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$
Намбуллит	$(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}[\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})]$
Солдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_3\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Сугилит	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6]$
Слодумен	
Сугилит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}]_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Эльбаит	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3\text{Al}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
(Берилл) Диопсид—геденбергит (Кордирит) (Лаунцовит) (Эвдиалит) (Эгирин)	
Авгит	
Аксинит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Балифолит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Бронзит	$\text{BaMg}_2\text{LiAl}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{OH})_8$
Веллит	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Геденбергит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{6+}\text{O}_3[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{16}]$
Гиперстен	$\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Драваит	$\text{NaMg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Жадеит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Fe ³⁺ -турмалин	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Индивалит	$\text{Mg}_2\text{Al}_4[\text{Si}_5\text{O}_{18}]$
Йохансенит	$\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Канонит	$\text{MnMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Клинобронзит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Клиногиперстен	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Клиноэвлит	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Клиноэвлитатит	$\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Кордиерит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Криновит	$\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Меррихьюит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Омфациит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Омфациит-фассант	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Осумилит	$(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Пижонит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Пироксмангит	$(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Редлерит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}]$
Ренит	$(\text{Mg}, \text{Al})_2(\text{Mg}, \text{Al})\text{O}_2(\text{Al}, \text{Si})_6\text{O}_{18}]$
Сапфирин	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Секаннаит	$(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_2(\text{O}, \text{OH})_8$
Суринамит	$\text{Ba}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_2$
Тарамеллит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Увнит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Фассант	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Феррогиперстен	$\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эвлит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-диопсид	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Энстацит	$\text{MgMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Ягит	$(\text{Na}, \text{K})_{1-x}\text{Mg}_x(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3[\text{Si}, \text{Al}]_2\text{O}_{30}]$
Марганец	
Аксинит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Бастназит	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}[\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})]$
Бустамит	$\text{Ca}_2\text{Mn}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Верллангит	$\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_3\text{Cl}_6(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$
Гидратированный казакит	$\text{Na}_9\text{H}_9\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Дарапозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Йохансенит	$\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Казакит	$\text{Na}_6\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Канонит	$\text{MnMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Карфолит	$\text{MnAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_4$
Манганаксинит	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_9[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Марстурит	$\text{NaCaMn}_3[\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})]$
Миоирит	$\text{Ba}_{10}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ti})_4[\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH}, \text{Cl}, \text{O})_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$
Намбуллит	$(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}[\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})]$
Пироксмангит	$(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Родоцит	$\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$
Севегиинит	$(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{MnAl}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Серацит	$\text{NaH}(\text{Mn}, \text{Ca})_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Тинценит	$\text{CaMn}_2\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Тисиналит	$\text{Na}_9\text{H}_9(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$
Увнит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Уолстромит	$\text{BaCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$
Фассант	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Ферроаксинит	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_3[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Фощагит	$\text{Ca}_4[\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_2]$
Цирсианалит	$\text{Na}_4\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Эвдиалит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2$
Эгирин	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-геденбергит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эгирин-диопсид	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Эканит	$\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Иракит	$\text{KCa}_2\text{La}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Лантан	
Литий	
Балифолит	$\text{BaMg}_2\text{LiAl}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{OH})_8$
Бреннокит	$\text{KLi}_3\text{Sn}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2$
Дарапозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Лиддикозит	$\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_2\text{Al}_2\text{B}_2\text{Si}_4\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$
Намбуллит	$(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}[\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})]$
Солдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_3\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
Слодумен	
Сугилит	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6]$
Слодумен	
Эльбаит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}]_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$
(Берилл) Диопсид—геденбергит (Кордирит) (Лаунцовит) (Эвдиалит) (Эгирин)	
Авгит	
Аксинит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Балифолит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{18}(\text{OH})]$
Бронзит	$\text{BaMg}_2\text{LiAl}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{OH})_8$
Веллит	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Геденбергит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{6+}\text{O}_3[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{16}]$
Гиперстен	$\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
Драваит	$\text{NaMg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Жадеит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Fe ³⁺ -турмалин	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{BO}_3 \cdot 3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$
Индивалит	$\text{Mg}_2\text{Al}_4[\text{Si}_5\text{O}_{18}]$
Йохансенит	$\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Канонит	$\text{MnMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Имандрит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$		
Казаковит	$\text{Na}_6\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Катаплеит	$(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Коашвит	$\text{Na}_6\text{CaTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Комбит	$\text{Na}_4\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{F})_2]$		
Криновит	$\text{Na}_2\text{Mg}_4\text{Cr}_2^{3+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Лабунцовит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_8(\text{Ti}, \text{Nb})_9(\text{O}, \text{OH})_{10}[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$		
Ловозерит	$(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$		
Марстурит	$\text{NaCaMn}_3[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$		
Меррихьюит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Намбулит	$(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{14}](\text{OH})$		
Ненадкевичит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		
Омфациит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$		
Омфациит-фассант	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$		
Осумилит	$(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$		
Пектолит	$\text{NaHCa}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$		
Рамзаит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{O}_3$		
Реддерит	$(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Серадит	$\text{NaH}(\text{Mn}, \text{Ca})_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$		
Согдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Соренсенит	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Сугилит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Тисниалит	$\text{Na}_3\text{H}_3(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$		
Увит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$		
Цирсианит	$\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Шерл	$\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$		
Эвдиалит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_{12}]_2$		
Эгирин	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$		
Эгирин-геденбергит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$		
Эгирин-диопсид	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$		
Эканит	$\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$		
Эльбаит	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$		
Энигматит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Юриит	$\text{NaCr}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$		
Ягнит	$(\text{Na}, \text{K})_{1,5}\text{Mg}_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}]$		
Ниобий			
Баотит	$\text{Ba}_4\text{Ti}_7\text{Nb}[\text{Si}_4\text{O}_{28}]\text{Cl}$		
Лабунцовит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_8(\text{Ti}, \text{Nb})_9(\text{O}, \text{OH})_{10}[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$		
Ненадкевичит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		
(Бацит)	(Дарапиозит)	(Катаплеит)	(Рамзаит) (Эвдиалит)
(Берилл)	(Джоакинит)	(Коашвит)	(Соренсенит) (Эгирин)
(Гейдоннеит)	(Казаковит)	(Ловозерит)	
Олово			
Бреннокит	$\text{KLi}_3\text{Sn}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Пабстит	$\text{Ba}(\text{Sn}, \text{Ti})[\text{Si}_3\text{O}_9]$		
Соренсенит	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Стокесит	$\text{Ca}_2\text{Sn}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		
Редкие земли			
Джоакинит	$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_6\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$		
Кайнозит	$\text{Ca}_2(\text{Y}, \text{TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$		
(Бацит)	(Катаплеит)	(Миларит)	(Рамзаит) (Эканит)
(Бронзит)	(Лабунцовит)	(Ненадкевичит)	(Серадит) (Энигматит)
(Гиперстен)	(Ловозерит)	(Пектолит)	(Эвдиалит) (Энстатит)
(Дарапиозит)	(Майзерит)		
Ртуть			
(Рамзаит)			
Рубидий			
(Берилл)	(Кордиерит)	(Сподумен)	
(Диопсид, геденбергит)	(Лабунцовит)	(Эвдиалит)	
(Катаплеит)			
Свинец			
Аламосит	$\text{Pb}_{12}[\text{Si}_{12}\text{O}_{36}]$	Маргаросанит	$\text{PbCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]$

Селен				
(Родонит)				
Скандий				
Бацит	$\text{Sc}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$			
Берилл)	(Бронзит)	(Гиперстен)	(Йохансенит)	(Эвдиалит) (Энстатит)
Стронций				
(Арменит)	(Джоакинит)	(Майзерит)	(Розенханит)	
(Бацит)	(Йохансенит)	(Миларит)	(Уолстромит)	
(Берилл)	(Кайнозит)	(Мюирит)	(Фассант)	
(Верпланкит)	(Краускопфит)	(Ненадкевичит)	(Эвдиалит)	
(Воластонит)	(Ловозерит)	(Рамзаит)	(Эканит)	
(Гиперстен)				
Сурьма				
Велшит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{18}]$			
Тантал				
(Лабунцовит)	(Ненадкевичит)	(Рамзаит)	(Эвдиалит)	(Эгирин)
Титан				
Баотит	$\text{Ba}_4\text{Ti}_7\text{Nb}[\text{Si}_4\text{O}_{28}]\text{Cl}$			
Бенитоит	$\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$			
Верпланкит	$\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_3\text{Cl}_6(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$			
Джоакинит	$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_6\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$			
Джонесит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_{1-2}\text{Ba}_4\text{Ti}_4\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{10-11}\text{O}_{36} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$			
Гидратированный казаковит	$\text{Na}_3\text{H}_3\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$			
Казаковит	$\text{Na}_6\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$			
Коашвит	$\text{Na}_6\text{CaTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$			
Лабунцовит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_8(\text{Ti}, \text{Nb})_9(\text{O}, \text{OH})_{10}[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$			
Мюирит	$\text{Ba}_{10}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ti})_4[\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{OH}, \text{Cl}, \text{O})_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$			
Ненадкевичит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$			
Пабстит	$\text{Ba}(\text{Sn}, \text{Ti})[\text{Si}_3\text{O}_9]$			
Рамзаит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{O}_3$			
Рёнит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}]$			
Сугилит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Na}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2 \cdot (\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$			
Тарамеллит	$\text{Ba}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$			
Тисниалит	$\text{Na}_3\text{H}_3(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$			
Энигматит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$			
Ягнит	$(\text{Na}, \text{K})_{1,5}\text{Mg}_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{36}]$			
Торий				
Гидратированный урановый эканит	$\text{KNaCa}(\text{U}_{0,8}\text{Th}_{0,2})\text{Si}_8(\text{O}, \text{OH})_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$			
Эканит	$\text{Th}(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{K}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$			
(Джоакинит)	(Кайнозит)	(Ловозерит)	(Эвдиалит)	
Углерод				
Кайнозит	$\text{Ca}_2(\text{Y}, \text{TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$			
Скоутит	$\text{Ca}_7(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$			
Уран				
Гидратированный урановый эканит	$\text{KNaCa}(\text{U}_{0,8}\text{Th}_{0,2})\text{Si}_8(\text{O}, \text{OH})_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$			
(Диопсид, геденбергит)	(Ловозерит)	(Энстатит)		
(Ирацит)	(Эвдиалит)			
(Кордиерит)	(Эканит)			
Фтор				
Бюргерит	$\text{NaFe}_3^{3+}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})\text{O}_3$			
Дравит	$\text{NaMg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$			
Fe ³⁺ -турмалин	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$			
Комбит	$\text{Na}_4\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{F})_2]$			
Лиддикотатит	$\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$			
Майзерит	$\text{KCa}_5[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{OH})\text{F}$			
Увит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$			

Шерл	$\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$		
Эльбаит	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{1+3}$		
	Хлор		
Баотит	$\text{Ba}_4\text{Ti}_7\text{Nb}[\text{Si}_4\text{O}_{28}]\text{Cl}$		
Верпланкит	$\text{Ba}_{12}(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_6(\text{OH}, \text{O})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_3\text{Cl}_6(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_7$		
Мюирит	$\text{Ba}_{10}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ti})_4[\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{OH}, \text{Cl}, \text{O})_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		
	Хром		
Криновит	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Cr}_2^{3+}\text{O}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Юрит	$\text{NaCr}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$		
	Цезий		
(Берилл)	(Кордиерит)	(Эвдиалит)	
(Диссид—геденбергит)	(Сполумен)	(Энстатит)	
(Катаплеит)			
	Цинк		
Дарапиозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
	Цирконий		
Бацит	$\text{BaZr}[\text{Si}_3\text{O}_9]$		
Вадеит	$\text{K}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9]$		
Гейдоннеит	$\text{Na}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		
Дарапиозит	$\text{KNa}_2\text{LiMnZnZr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Илерит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$		
Катаплеит	$(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Ловозерит	$(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$		
Согдианит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Zr}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$		
Цирсиалит	$\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Эвдиалит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_3]_2$		
(Бацит)	(Гиперстен)	(Комбит)	(Этирин-диоксид)
(Берилл)	(Ирацит)	(Лабунцовит)	(Энстатит)
(Бронзит)	(Казаковит)	(Рамзаит)	

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ ¹

- Авгит** 241, 283
Авгит (Соболев) 330
Авгит (Фукс) 341
Августит 102
Аквамарин 83, 102
Аквамарин-хризолит 103
Акмит 347, 355
Акмит-авгит 359
Акмитовый диопсид-жадеит 379
Акмитовый пироксен 378
Аксинит 14, 213
Алалит 301
Алаомзит 243, 595
Аллагит 534
Алюминиевый авгит 330
Алюминиевый диопсид 330
Алюминиевый пироксен 330
Алюмобронзит 437
Алюмогиперстен 446
Алюмоэнстатит 422
Амблистегит 446
Аметист-базальтин 83, 104
Аминовит 8
Апирит 186
Арменит 14, 139, 155
Аспазиолит 126
Астероит 301
Астридит 375
Ауралит 126
Африцит 161, 187
Афтершерл 213
Ахроит 161, 187
Ашентрекер 161
Аширит 77
- Бабингтонит** 242, 533, 547
Байкалит 301
Балифолит 488
Баотит 13, 44
Барсановит 227
Бацирит 13, 15, 18
Бацит 83, 100
Белир 83
Белый авгит 270
Бементит 544
Бенитоит 13, 15
Берил 14, 77, 83
Бета-гиперстен 446
 β -гиперстен 446
Биксбит 83, 104
Бланфордит 355
Богатый алюминием и титаном пироксен 341
Богатый известью родонит* 342
- Богатый марганцем эгирин-авгит** 355
Болоферит 301
Бонсдорфит 126
Бразильский изумруд 187
Бразильский перидот 187
Бразильский сапфир 187
Бразильский хризолит 187
Браннокит 156
Бранокит 156
Бреннокит 14, 139, 156
Бронзит 241, 405, 437
Буржуазит 37
Бурый Zr-силикат 557
Бустамит 242, 489, 506
Бюргерит 14, 161, 185
- Вадеит** 13, 15, 20
Валстромит 33
Валькерит 510, 515
Ванадиевый акмит 355
Ванадиевый бронзит 301
Ванадиевый турмалин 161, 184
Ванадиевый эгирин 347, 355
Вейссит 126
Велшит 243, 561, 574
Верделит 161, 187
Вериллий 83
Вериллос 83
Верпланкит 13, 41
Викторит 422
Вильнит 493
Виолан 301
Виттингит 544
Водный сапфир 110
Водно-калиевый эвдиалит 227
Волластонит 242, 489, 493
Воробьевит 83, 104
Высокий клиноэнстатит 423
Высокий пижонит 271
Вэйдит 20
- Гайдонаит** 556
Геденбергит 241, 283, 300
Геденбергит-эгирин 359
Гейдоннит 242, 556
Гелиодор 83, 103
Гермарит 446
Германнит 534
Гиацинтозит 83, 104
Гигантолит 126
Гидденит 394, 402
Гидрокатаплект 24, 30
 α -гидрокатаплект 30
 β -гидрокатаплект 30
- Гидропит** 534
Гидрородонит 534, 544
Гидратированный казаковит 210
Гидратированный урановый эканит 51
Гидратированный энстатит 422
Гидроэвдиалит 227
Гиллебакит 493
Гиперстен 241, 405, 446
 β -гиперстен 446
Гиперстен-авгит 284
Гиуфит 143
Гиуффит 143
Гозенит 104
Гокаит 267
Гошенит 83, 104
Граммит 493
Гроппит 126
Гувернерит 183
- Давидсонит** 83, 104
Дарапозит 14, 139, 159
Даурит 186
Джефферсонит 319
Джоакинит 13, 59
Джоакинитоподобный минерал 63
Джогансенит 342
Джонесит 18
Джосонит 342
Диаллаг 301
Диасподоумен* 394
Диопсид 241, 283, 300
Диопсид Валя 270
Диопсид-авгит 284
Диопсид-жадеит 379
Диопсид-эгирин 359
Диопсидовый авгит (Локи) 284, 301
Диопсидовый авгит (Грёгер) 330
Диопсидовый пироксен 301
Диоптаз 14, 77
Дисснит 534, 543
Дихроит 110
Досчатый шпат 493
Дравит 14, 161, 182
- Еохроит** 161
- Жадеит** 241, 347, 369
Жадеит (Ревер) 378
Жадеит-акмит 378

¹ Полужирным шрифтом выделены названия 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.

- Жадеитсодержащий диопсид 379
 Жадеит-эгирин 378
 Жадеит-эгирин, обогащенный жадеитом 369
 Жадеитовый пироксен 369
 Жадеитовый хлоромеланит 369, 378
 Железистый волластонит 501
 Железистый гиперстен 460
 Железистый гиперстен (Сундиус) 464
 Железистый жадеит 378
 Fe³⁺-жадеит 378
 Железистый йохансенит 342, 345
 Железистый омфациит 379, 387
 Железистый пижонит 278
 Железистый родонит (Сундиус) 534
 Железистый родонит (Вайбул) 585
 Железистый родонит (Тилли) 585
 Железистый салит 301
 Железистый энстатит 437
 Железный турмалин 184
 Жиуфит 143
- Залит 301
 Зернистый салит 301
 Золотой или золотистый берилл 103
 Зумруруд 101
- Иванолит 213
 Иберит 126
 Известковый бронзит 437
 Изумруд 83, 100
 Изумрудный малахит 77
 Илерит 13, 15, 32
 Имандрит 210
 Индиалит 14, 110, 137
 Индиголит 161, 187
 Индиколит 187
 Иоакинит 59
 Иогансенит 342
 Иолит 110
 Иохроит 161
 Ирацит 13, 47, 51
 Испанский лазулит 110
 Ию(уй)-фей-тчи 369
 Йокинит 59
 Йохансенит 241, 283, 342
- Казаковит 14, 198, 206
 Казаковитоподобный минерал 210
 Кайнозит 13, 54
 Калиевый лабунцовит 68, 73
 Калий-фторсодержащий карфолит 482, 484
 Калькнатрокатаплеит 24
 Кальциевый авгит 301
 Кальциевый бронзит 437
 Кальциевый катаплеит 24, 29
 Кальциевый клинобронзит 270
- Кальциевый клиногиперстен 270
 Кальциевый клиноэнстатит 270
 Са-содержащий манганпектолит 517
 Кальциобронзит 437
 Кальцио-железистый кордирит 118
 Кальциокатаплеит 29
 Кальциоэгирин* 308
 Канаэканит 48
 Каоцит 241, 262, 282
 Капникит 534
 Карфолит 242, 481, 482
 Катаплеит 13, 15, 24
 α-катаплеит 556
 Катаспилит 126
 Кеатингит 543
 Керазит 110
 Кельбингит 562
 Киноит 8, 11
 Киргизит 77
 Китангит 543
 Клинобронзит 241, 262, 266
 Клиногиперстен 241, 262, 267
 Клинопироксены 251
 Клиноферросилит 241, 262, 269
 Клиноэвлит 241, 262, 268
 Клиноэнстатит 241, 262
 Клиноэнстениты 262
 Клипштейнит 534
 Коашвит 14, 198, 207
 Коашвитоподобный минерал 209
 Кокколит 301
 Комбеит 209
 Комбит 14, 198, 209
 Кордирит 14, 110
 Кордиефагит 134
 Коронит 183
 Космохлор 392
 Космохлорит 392
 Коссирит 562
 Красно-бурый камень 534
 Красный камень 534
 Красный марганец 534
 Красный шерл 186
 Красный шпат 534
 Краускопфит 242, 531
 Кремнекислый марганец 534
 Криновит 242, 561, 573
 Ксейксит 161
 Кунцит 394, 401
 Кунцитит 401
 Купферсмарagd 77
 Купферрит (Лоренцен) 446
- Лабрадорская роговая обманка 446
 Лабунцовит 14, 63, 68
 Лавровит 301
 Лейкавгит 284
 Лиддикоатит 161, 186
 Линдзет 355
 Ловозерит 14, 198
 Лопарская кровь 227
 Лоренценит 470
 Лоренцит 470
 Лоталит 301
- Магнезиальный авгит 284
 Магнезиальный диопсид 270
 Магнезиальный йохансенит 342, 345
 Магнезиальный кордирит 118, 137
 Магнезиальный пижонит 270
 Магнезиальный пироксферроит 593
 Магнезиоаксинит 224
 Магнезиоюхансенит 345
 Магнезиокарфолит 483
 Магнодравит 161, 188
 Максикс-аквамариин 104
 Майзерит 242, 521
 Малаколит 301
 Манганаксинит 14, 211, 213
 Манганамфибол 534
 Манганбабингтонит 547
 Манганволластонит 502
 Мангангеденбер гит, Мп-геденбергит 320
 Мангандиопсид, Мп-диопсид 319
 Манганолит 534
 Манганпектолит 510, 514
 Мангансалит 320
 Мангансевргинит 222
 Мансьёит 301
 Марганцовистый геденбергит 320
 Марганцевый геденбергит 301, 320
 Марганцевый диопсид 301, 319
 Мп-диопсид 319
 Марганцевый кремнезем 534
 Марганцевый пижонит 270, 278
 Марганцевый пироксферроит 593
 Марганцевый шпат 534
 Марганцевый эгирин 347, 355
 Маргарсанит 13, 33, 35
 Марселин 534
 Марстурит 555
 Махихе-берилл 83, 104
 Маяит 379
 Медный изумруд 77
 Мезодиалит 227
 Мезотальк 423
 Мезоэнстатит 423
 Меррихьюит 14, 139, 142
 Метамиларит 143
 Мизерит 521
 Миларит 14, 139, 143
 Миройтанит 446
 Моноклинные пироксены 241, 251
 Монрадит 437
 Морганит 83, 104
 Муссит 301
 Мюрит 13, 41, 43
- Намбулит 242, 533, 553
 Натриевый авгит 359
 Натриевый катаплеит 24, 29
 Натриевый феррогеденбергит 359
 На-геденбергит 359
 Натрий-жад 369

- Натрий-сподумен 369
 Натровый жадеит 369
 Натрокатаплеит 29
 Натроксоноглит 521
 Натрон-катаплеит 29
 Натросидерит 347
 Ненадкевичит 14, 63, 64
 Неотокит 544
 Низкий клиноэнстатит 262, 423
 Низкий пижонит 271
 Ниобобабунцовит 68, 73
 Ниобиенадкевичит 64, 67

 Обыкновенный жад 369
 Одноосные кордиериты 153
 Одноосный авгит 270
 Озумилит 150
 Оксидовозерит 203
 Оксиевдиалит 227
 Омфациит 241, 347, 379
 Омфациит (Коулмен) 378
 Омфациитовый пироксен 379
 Омфациит-диопсид 379
 Омфациит-фассаит 389
 Оозит 126
 Опсимум 534
 Орлец 534
 Ортопироксены 405
 Ортоэнстатит 422, 423
 Ортоферросилит 467
 Осмелит 510
 Осумилит 14, 139, 150
 Осумилит-(К, Mg) 150

 Пабстит 13, 15, 20
 Пайсбергерит 534
 Папагоит 14, 74
 Параволластонит 493
 Параволластонит (Поваренных) 37
 Паулит 446
 Пектамит* 442
 Пектолит 242, 489, 510
 Пелиом 110
 Пенвитит 544
 Пеплолит 126
 Пеплолит 126
 Персивалит 369
 Пиддингтонит 446
 Пиджонит 284
 Пижонит 241, 262, 270
 Пижонит-авгит 270, 284
 Пижонитовый авгит 284
 Пижонитовый пироксен 270
 Пинит 126
 Пинитоид 126
 Пираргиллит 126
 Пиргом 330
 Пироксен Валя 270
 Пироксены 243
 Пироксмангит 243, 585
 Пироксферроит 243, 585, 592
 Полихроилит 126
 Полихроит 126
 Празеолит 126
 Празиолит 126
 Призматический кварц 110
 Промежуточный пижонит 270
 Протегит 301
 Протобастит 422

 Протоэнстатит 423
 Псевдоволластонит 13, 33, 37
 Псевдожадеит 369
 Псевдоизумруд 83
 Псевдоэнигматит 569
 Пьерпонит 182

 Рамзаит 242, 470
 Раумит 126
 Редкоземельный майзерит 523
 Рёддерит 14, 139, 140
 Рёнит 242, 561, 570
 Рогсвей марганец 534
 Родонит 243, 533, 534
 Розенхаит 242, 525
 Ромбические пироксены 241, 405
 Ростерит 83, 104
 Рубеллит 161, 186
 Рубиновый шпат 534

 «Саамская (лопарская) кровь» 227
 Сабоит 446
 Салит 300
 Салит (Лодочников) 270
 Сапфирин 243, 561, 576
 Сапфирин 1Тс 582
 Сапфирит 576
 Сафирин 576
 Савергинит 14, 211, 213, 222
 Секанинаит 14, 110, 135
 Серандит 242, 489, 517
 Серендибит 243, 561, 562
 Сиберит 186
 Сибирит 186
 Сибирский рубин 186
 Сируневый Zr-силикат 557
 Сихтусунит 543
 Скандиевый берилл 100
 Sc-берилл 100
 Скаутит 194
 Скорлуповатый камень 493
 Скотит 194
 Скоутит 14, 194
 Смарагд 101
 Смарагдмалахит 77
 Смарагдадохальцит 77
 Собралит 585
 Согдианит 14, 139, 157
 Соломенный камень 482
 Соренсенит 242, 529
 Спалит 422
 Сподумен 241, 394
 α -сподумен 394
 β -сподумен 394
 Сподумен-аметист 401
 Сподумен-изумруд 402
 Сподуменит 394
 Ссабоит 446
 Стекланный камень 213
 Стекланный шерл 213
 Стеллит 510
 Стратопеит 544
 Стокесит 242, 558
 Стокесит 558
 Субкальциевый авгит 284
 Субкальциевый омфациит 284
 Субкальциевый пижонит 270
 Субкальциевый ферроавгит 284

 Сугилит 14, 139, 158
 Суринамит 243, 561, 584
 Схизолит 514
 Сцабоит 446

 Таблитчатый шпат 493
 Талталит* 161
 Тарамеллит 13, 52
 Таумаутит 375
 Твердый фалуунит 110
 «Тесто нера» 185
 Тишценит 14, 211, 222
 Тисиалит 210
 Титанавгит 284, 301, 330
 Титанистый авгит 284
 Титановый авгит 284, 330
 Титановый авгит (Трэси) 341
 Титановый эгирин 347, 355
 Титанонадкевичит 64
 Титаноэल्पидит 68
 Титанпижонит 270
 Титан-турмалин 161, 182
 Ti³⁺-фассаит 341
 Титанэгириин 355
 Томозит 534
 Триклазит 126
 Триклинный сапфирин 576, 580
 Трифан 394
 Тсилазит 161, 186
 Тукстлит (Вашингтон) 379
 Тукстлит (Фошаг) 369
 Тумит 213
 Тумский камень 213
 Турмал 14, 160
 Турмалинит 161

 Увит 14, 161, 188
 Уолстромит 13, 33
 Урбанит 355
 Уреит 392

 Фалуунит 126
 Фассаит 241, 283, 330
 Фассаит (Мервин) 341
 Фассаитовый авгит 330
 Фаулерит 543
 Федоровит 359
 Фей-т'суи 369
 Ферраксинит 213
 Ферриавгит 301, 330
 Ферридиопсид 330
 Феррисалит 301
 Феррифассаит 330
 Ферроавгит 284
 Ферроаксинит 14, 211, 213
 Ферробабингтонит 547
 Ферроволластонит 493, 501
 Феррогедеибергерит 284
 Феррогиперстен 242, 405, 460
 Ферройогансенит 345
 Ферроюхансенит 345
 Феррокарфолит 242, 481, 486
 Феррокордиерит 135
 Ферропижонит 270, 278
 Ферросалит 300
 Ферросилит 242, 405, 467
 Феррошефферит 320
 Фестин 437
 Fe³⁺-турмалин 14, 161, 184
 Фиолетовый шерл 213

- Фиттингит 544
 Фицинит 446
 Фовлерит 543
 Фотицит 534
 Фотолит 510
 Фоулерит 534, 543
 Фоулерив 543
 Фошагит 242, 489, 519
 Функит 301
- Хи-суи, хисуи 369
 Хладнит 422
 Хлоромеланит (Дамур) 369
 Хлоромеланит (Эскола) 379
 Хлоромеланит (Эссин, Файф) 378
 Хлорофиллит 126
 Хромакмит 392
 Хромнум-акмит 392
 Хромдиопсид 316
 Хромжадеит 369, 375
 Хромовый диопсид 301, 316
 Хромсодержащие дравиты 184
 Хром-турмалин 161, 185
 Хромэнстатит 422
 Хсихутинит 543
 Хсихутсунит 534, 543
- Цезиевый берилл 104
 Цезийсподумен * 394
 Цейксит 161
 Цейлонский перидот 183
 Ценозит 54
- Церазит 110
 Цикловолластонит 37
 Zn—Mn-диопсид 319
 Цинковый турмалин 186
 Цинковый шефферит 319
 Цинкосодержащий салит 319
 Цинкосодержащий марганцевый диопсид 319
 Цинк-шефферит, Zn-шефферит 319
 Цирсиналит 14, 198, 204
 Цирсиналитоподобный минерал 206
- Чалчиуитл 369
 Чепардит 422
- Шалкиг* 446
 Шатгукит 242, 477
 Шепардит 422
 Шерл 14, 161, 181
 Шерлит 182
 Шефферит (Михаэльсон) 319
 Шефферит (Сиома) 320
 Шизолит 514
 Ширл 182
 Шоколадный камень * 534
 Штангеншерл 182
 Штейнгейлит 110
- Щелочной авгит 359
 Щелочной пироксен 359
- Эвдиалит 15, 227
 Эвоколит 227
- Эвлит 242, 405, 464
 Эгирин 241, 347
 Эгирин-авгит 355
 Эгиринавгит (Ходдер) 359
 Эгирин-авгит (Розенбуш) 347, 359
 Эгирин-геденбергит 241, 347, 359
 Эгирин-диопсид 241, 347, 359
 Эгирин-жадеит 378
 Эгириновый омфацит 379
 Эгириновый пироксен 378
 Эгирит 347
 Эгирит-авгит 359
 Эгирит-геденбергит 359
 Эдельфорсит 493
 Эканит 13, 47
 Эльбаит 14, 161, 185
 Эмераудин 77
 Эмераудит 77
 Эндиопсид 284
 Энигматит 242, 561, 562
 Энстатит 241, 405, 422
 Энстатит-авгит 270, 284
 Энстениты 405
 Эрнит 301
 Эсмаркит 126
 Эулит 464
- Юрнит 241, 347, 392
 Ю-фей-чи 369
- Ягнит 14, 139, 154

INDEX

- Achirite 77
 Achroite 187
 Acmite-augite 359
 Acmitic diopside-jadeite 379
 Acmitic pyroxene 378
 Aegirinaugite (Hodder) 359
 Aegirine 347
 Aegirine-augite 355
 Aegirine-augite (Rosenbuch) 347, 359
 Aegirine-diopside 359
 Aegirine-hedenbergite 359
 Aegirine-jadeite 378
 Aegirinic omphacite 379
 Aegirite 347
 Aegirite-augite 359
 Aegirite-hedenbergite 359
 Aenigmatite 562
 Afterschlörl 213
 Akmite 355
 Alalite 301
 Alamosite 595
 Alkale pyroxene 359
 Alkali augite 359
 Allagite 534
 Aluminian augite 330
 Aluminian diopside 330
 Aluminian pyroxene 330
 Aluminium-titanian-rich-pyroxene 341
 Alumobronzite 437
 Alumoestatite 422
 Alumohypersthene 446
 Amblystegite 446
 Amethyste-basaltine 104
 Aminoffite 8
 Aphrizite 187
 Apyrite 186
 Aquamarin-Chrysolith 103
 Aquamarine 102
 Armenite 155
 Aschentreckler 161
 Aschirite 77
 Aschirite 77
 Aspasiolite 126
 Asteroite 301
 Astridite 375
 Augite 283
 Augite (Fuchs) 341
 Aurilit 126
 Axinite 213

Babingtonite 547
 Baicalite 301
 Baikalite 301
 Balipholite 488
 Baoite 44
 Bazirite 18
 Bazzite 100
 Bementite 544
 Benitoite 15

 Beryl 83
 Bixbite 104
 Blanfordite 355
 Bolopherit 301
 Bonsdorffite 126
 Bourgeoisite 37
 Brannockite 156
 Brazilian emerald 187
 Brazilian sapphire 187
 Bronzite 437
 Bürgerite 185
 Bustamite 506

 Caesium-beryl 104
 Calc-clinoenstatite 270
 Calcian augite 301
 Calcioaegirine* 308
 Calciocatapleite 29
 Carpholite 482
 Catapleite 24
 α -catapleite 556
 Cataspilite 126
 Cenosite 54
 Cerasite 110
 Cesium-spodumene* 394
 Chalchihuitl 369
 Chladnite 422
 Chloromelanite (Damour) 369
 Chloromelanite (Escola) 379
 Chloromelanite (Essene, Fyfe) 378
 Chlorophyllite 126
 Chromacmite 392
 Chrome-diopside 316
 Chromenstatite 422
 Chrome-tourmaline 185
 Chromian diopside 316
 Chromium-acmite 392
 Chrom-jadeite 375
 Chrysolite or peridot of Brazil 187
Clinobronzite 266
Clinoenstatite 262
 Clinoenstenites 262
Clinoeulite 268
Clinoferrosillite 269
Clinohypersthene 267
 Clinopyroxenes 251
 Coccilite 301
 Combeite 209
 Common jade 369
 Cordiephagite 134
 Cordierite 110
 Coronite 183
 Cosmochlore 392
 Cossyrite 562
 Cyclo wollastonite 37

 Daourite 186
 Darapiosite 159
 Davidsonite 104

 Diallage 301
 Diaspodumene* 394
 Dichroite 110
Diopside 300
 Diopside-aegirine 359
 Diopside-jadeite 379
 Diopside pyroxene 301
 Diopsidic augite (Aoki) 284, 301
 Diopsidic augite (Tröger) 330
Dioptase 77
 Dissnite 534
Dravite 182
 Dyssnite 543

 Edforsit 493
 Eisenhypersthene (Sundius) 464
 Eisen-rhodonit (Weibull) 585
 Eisenwollastonit 501
Ekanite 47
 Elbaite 185
Emerald 100
 Emerald copper 77
 Emerald malachite 77
 Emeraudine 77
 Emeraudite 77
 Endiopsite 284
Enstatite 422
 Enstatite-augite 270, 284
 Enstenites 405
 Ernite 301
 Esmarkit 126
 Eucolite 227
 Eudialyte 227
 Eulite 464

 Fahlunit 126
 Fassaite 330
 Fassaite (Marvin) 341
 Fassaitic augite 330
 Fedorovite 359
 Fei-t'sui 369
 Feitsui 369
 Feraxinite 213
Ferric iron tourmaline 184
 Ferridiopside 330
 Ferrifassaite 330
 Ferriferous enstatite 437
Ferroan johannsenite 345
Ferroan omphacite 387
 Ferroan sahlite 301
 Ferroaugite 284
 Ferroaxinite 213
 Ferrobabingtonite. 547
Ferrocapholite 486
 Ferrocordierite 135
Ferrohedenbergite 284
Ferrohypersthene 460
Ferro-johannsenite 345
Ferropigeonite 278

- Ferrosahlite** 300
Ferrosilite 467
Ferrowollastonite 501
Ficinite 446
Foshagite 519
Fowlerine 543
Fowlerite 543
Funkite 301
- Gaidonnayite** 556
Germanite 446
Gigantolith 126
Gillebäckite 493
Giuffite 143
Giufite 143
Gjellebäkit 493
Glasschörl 213
Glasstein 213
Gokaite 267
Golden beryl 103
Goshenite 104
Gouvernerite 183
Grammit 493
Groppit 126
- Harter Fahlnit** 110
Hedenbergite 300
Hedenbergite-aegirine 359
Heliodor 103
Hermannite 534
Hiddenite 402
High clinoenstatite 423
High lime rhodonite* 342
High pigeonite 271
Hilairite 32
Hisui 369
Horn-mangan 534
Horn-manganese 534
Hsihutsunite 543
Hyacinthozontes 104
Hydrocatapleite 30
Hydropite 534
Hydrorhodonite 544
Hypersthene 446
 β-Hypersthene 446
- Iberit** 126
Imandrite 210
Indialite 137
Indicolite 187
Indigolite 187
Intermediate pigeonite 270
Iochroite 161
Iolith 110
Iraqite 51
Iron-cordierite 135
Iron-rhodonite (Sundius) 534
Iron rhodonite (Tilley) 585
Iron-wollastonite 501
- Jadeite** 369
Jadeite (Rever) 378
Jadeite-acmite 378
Jadeite-aegirine 378
Jadeite-aegirine rich jadeite 369
Jadeite-bearing diopside 379
Jadeitic chloromelanite 369, 378
Jadeitic pyroxene 369
Jeffersonite 319
- Joaquinite** 59
Jochroite 161
Johannsenite 342
Jonesite 18
- Kainosite** 54
Kalkeisencordierit 118
Kanoite 282
Kapnikite 534
Kataspilit 126
Kazakovite 206
Keatingite 543
Kinoite 11
Kirghisite 77
Kiselmangan 534
Klipsteinite 534
Koashvite 207
Kokkolith 301
Kölbिंगite 562
Kosmochlor 392
Kosmochlorite 392
Krauskopfite 531
Krinovite 573
Kunzite 401
Kunzite 401
Kupfersmaragd 77
Kupfferit (Lorenzen) 446
- Labradorische Hornblende** 446
Labunzovite 68
Lavrovite 301
Leucaugite 284
Liddicoatite 186
Lime-bronzite 437
Lindesite 355
Lorenzenite 470
Lorenzite 470
Lotallite 301
Lovozerite 198
Low clinoenstatite 423
Low pigeonite 271
Luchssaphir 110
- Magnesia-cordierite** 118, 137
Magnesian augite 284
Magnesian diopside 270
Magnesian pigeonite 270
Magnesian johannsenite 345
Magnesioaxinite 224
Magnesiojohannsenite 345
Magnesiokarpholite 483
Magnesium pyroxferroite 593
Magnodravite 188
Malakolite 301
Manganamphibole 534
Manganaxinite 213
Manganbabingtonite 547
Mangandiopside 319
Manganese pyroxferroite 593
Manganese-spar 534
Mangangedenbergite 320
Manganoean aegirine 355
Manganoean hedenbergite 320
Manganoean pigeonite 278
Manganolite 534
Manganpektolite 514
Manganseverginite 222
Manganwollastonite 502
Mansjöite 301
- Marcelline** 534
Margarosanite 35
Marsturite 555
Maxixe-aquamarine 104
Maxixe-beryl 104
Mayaite 379
Merrihueite 142
Mesodialyte 227
Mesoenstatite 423
Mesotalk 423
Metamilarite 143
Milarite 143
Miroitanite 446
Miserite 521
Monradite 437
Morganite 104
Muirite 43
Mussite 301
- Nambulite** 553
Natron-catapleite 29
Natronsodumen 369
Natrosiderite 347
Natroxonotlite 521
Nenadkevichite 64
Neotocite 544
Niobolabunzovite 73
Niobonenadkevichite 67
- Omphacite** 379
Omphacite (Коулмен) 378
Omphacite-diopside 379
Omphacite-fassaite 389
Omphacitic pyroxene 379
Oösit 126
Opsimose 534
Orthoenstatite 422, 423
Orthoferrosilite 467
Orthopyroxenes 405
Osmelith 510
Osumilite 150
Osumilite-(K, Mg) 150
- Pabstite** 20
Paisbergite 534
Pajsbergite 534
Papagoite 74
Parawollastonite 493
Paulite 446
Peckhamite * 422
Pectolite 510
Peliom 110
Penwithite 544
Peplolit 126
Peplolite 126
Peridot of Ceylon 183
Persivalite 369
Phästin 437
Phästine 437
Phaestine 437
Phoestine 437
Photocite 534
Photiczit 534
Photolith 510
Piddingtonite 446
Pierreponite 182
Pigeonite 270
Pigeonitic augite 284
Pigeonitic pyroxene 270
Pinit 126
Pinitoid 126

- Polychroolith 126
 Polychroite 126
Potash labunzovite 73
 Praseolith 126
 Prasiolith 126
 Prismatischer Quarz 110
 Protheite 301
 Protobastite 422
 Protoenstatite 423
Pseudoaenigmatite 569
 Pseudojadeite 369
 Pseudosmaragd 83
Pseudowollastonite 37
 Pyrgillit 126
 Pyrgom 330
Pyroxenes 243
Pyroxferroite 592
Pyroxmangite 585
- Ramsayite 470**
 Raunit 126
 Red manganese 534
 Red schorl 186
Rhodonite 534
Rhönite 570
Roedderite 140
Rosenhahnite 525
Rosterite 104
 Roter Braunstein 534
 Rothbraunstein 534
 Rothbraunsteinerz 534
 Rothspat 534
 Rothstein 534
Rubellite 186
- Sahlite 300**
Salite 301
Saphirine 576
Sapphirine 576
Sapphirine 1Tc 582
Sapphirite 576
Scawtite 194
 Schalstein 493
 Schefferite 319
 Schirl 182
 Schizolite 514
 Schokoladenstein * 534
 Schorlite 182
Schörl 181
 Schörl violet 213
Sekaninaite 135
- Serandite 517**
 Serendibite 562
Severginite 213, 222
 Shalkite * 446
Shattuckite 477
 Shepardite 422
 Siberite 186
 Sibirite 186
 Smaragd 101
 Smaragd malachit 77
 Smaragdo-chalcit 77
 Sobralite 585
 Sodium augite 359
Soda catapleite 29
 Soda ferrohedenbergite 359
 Soda-jade 369
 Soda jadeite 369
Sogdianite 157
Sörensenite 529
 Spadite 422
 Spanischer Lazulith 110
Spodumene 394
 α -spodumene 394
 Spodumenamethyst 401
 Spodumenemerald 402
 Spodumensmaragd 402
 Spodumenite 394
 Stangenschertl 182
 Steinheilite 110
 Stellite 510
 Stepardite 422
Stokesite 558
 Stratopeite 544
 Strohstein 482
 Subcalcic augite 284
 Subcalcic ferroaugite 284
Sugilite 158
Surinamite 584
 Szaboite 446
- Tafelspath 493
 Taltalite* 161
Taramellite 52
 Tawmawite 375
 Thumerstein 213
 Thumite 213
Tinzenite 222
Tisinalite 210
 Titanaugite 330
Titanian aegirine 355
 Titanian augite 284
- Titanian augite (Tracy) 341
 Titanoclopidite 68
 Titanonenadkevichite 64
 Titanpigeonite 270
Titan-tourmaline 182
 Tomosite 534
Tourmaline 160
 Tourmalinite 161
 Triclasite 126
 Triphane 394
Tsilaisite 186
 Tuxtlite (Foshag) 369
 Tuxtlite (Washington) 379
- Uniaxial augite 270**
 Urbanite 355
Ureyite 392
Uvite 188
- Vanadin bronzite 301
 Vanadous acmite 355
Vanadous aegirine 355
Verdelite 187
Verplanckite 41
 Victorite 422
 Vilnite 493
 Violan 301
 Vittingite 544
 Vittinkite 544
Vorobyevite 104
- Wadeite 20**
Walkerite 515
Walstromite 33
 Water sapphire 110
 Weissit 126
Welshite 574
 White augite 270
 Wilnit 493
 Wittingite 544
Wollastonite 493
- Xeuxite 161**
- Yagiite 154**
Yanolit 213
- Zeuxite 161**
 Zincian schefferite 319
 Zinc-schefferite 319
Zirsinalite 204

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Условные обозначения и сокращения	6
Силикаты с линейными трехчленными группами кремнекислородных тетраэдров	8
Силикаты с кольцами кремнекислородных тетраэдров	13
Силикаты с цепочками кремнекислородных тетраэдров	241
Список минералов по элементам	599
Указатель минералов	607
Index	611

МИНЕРАЛЫ

Справочник

Том III

Выпуск 2

**СИЛИКАТЫ С ЛИНЕЙНЫМИ ТРЕХЧЛЕННЫМИ ГРУППАМИ,
КОЛЬЦАМИ И ЦЕПОЧКАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ
ТЕТРАЭДРОВ**

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор В. И. Кудряшова
Редакторы издательства И. А. Клинцева, О. А. Харнас
Художник В. Г. Виноградов
Художественный редактор С. А. Литвак
Технический редактор Р. Г. Грузинова
Корректоры М. М. Баранова, Н. Г. Васильева

ИБ № 21451

Сдано в набор 29.12.80
Подписано к печати 27.11.81
Т-25869. Формат 70×108^{1/16}
Бумага книжно-журнальная
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 53,9. Усл. кр.-отг. 53,9. Уч.-изд. л. 65,2
Тираж 2500 экз. Тип. зак 348
Цена 7 р. 10 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 41
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»
ВЫХОДЯТ КНИГИ

А. В. Чичагов, Л. В. Сипавина

РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ.
СПРАВОЧНИК

Справочник содержит результаты исследований (за последние 20 лет) концентрационных зависимостей рентгенометрических параметров для минералов переменного состава и их синтетических аналогов по данным порошковой рентгенометрии с описанием условий синтеза, методов определения рентгенометрических параметров и иллюстрацией зависимостей табличными, графическими и аналитическими данными.

ОЧЕРКИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Вып. X

Работа посвящена общим вопросам экспериментального исследования эндогенных процессов: экспериментальным и расчетным исследованиям минеральных и газовых равновесий, распределению компонентов в твердых растворах, растворимости минералов в гидротермальных системах, вязкости магматических расплавов, петрологическим аспектам гранитизации и щелочных магм и другим вопросам.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы «Академкнига», в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- | | |
|--|--|
| 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»); | 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»); |
| 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; | 103009 Москва, ул. Горького, 8; |
| 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»); | 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; |
| 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»); | 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; |
| 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31; | 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»); |
| 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; | 142292 Пушкино Московской обл., МР «В», 1; |
| 252030 Киев, ул. Ленина, 42; | 620151 Свердловск, ул. Мамия-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»); |
| 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; | 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; |
| 252142 Киев, проспект Вернадского, 79; | 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; |
| 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»); | 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»); |
| 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 («Книга — почтой»); | 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; |
| 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1; | 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»); |
| 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; | 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; |
| 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»); | 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»); |
| 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; | 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»). |
| 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2, | |

