

43171

Т 0.6.2

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ V

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ

Выпуск 2

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ

723892



МОСКВА «НАУКА»

2003

УДК 549
ББК 26.31я2
М 61

Издание выходит с 1960 г.

Главные редакторы:

член-корреспондент РАН **Г.Б. БОКИЙ**
доктор геолого-минералогических наук **Б.Е. БОРУЦКИЙ**

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук **Н.Н. МОЗГОВА**,
кандидат геолого-минералогических наук **М.Н. СОКОЛОВА**

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук **М.И. НОВГОРОВОДА**,
доктор геолого-минералогических наук **Л.В. БЕРШОВ**

Минералы: Справ. – М.: Наука, 1960 – . –

Т. 5: Каркасные силикаты. Вып. 2: Фельдшпатоиды / Гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий; Отв. ред. Н.Н. Мозгова, М.Н. Соколова. – 2003. – 379 с. – ISBN 5-02-006417-3 (в пер.)

Выпуск содержит характеристику фельдшпатоидов (минералы групп нефелина, лейцита, содалита, гельвина, канкринита, скаполита и др.) – широко распространенных каркасных силикатов, многие из которых относятся к важнейшим породообразующим минералам. Критически использованы опубликованные в России и за рубежом результаты новейших исследований (рентгеноструктурных, химических, оптических и др.), указаны условия образования минералов и главные их месторождения, приведены термодинамические константы, данные о синтезе и практическом использовании, а также широкий список использованной литературы.

Для минералогов, петрологов, геохимиков, химиков, геологов.

Minerals: Handbook. – М.: Nauka, 1960 – . –

Vol. 5: Testosilicates. Pt. 2: Feldspathoids / Editor-in-Chiefs: G.B. Bokiу, B.Ye. Borutzky; Responsible editors: N.N. Mozgova, M.N. Sokolova. – 2003. – p. 379. – ISBN 5-02-006417-3 (pr.)

The part contains descriptions of feldspathoids (minerals of nepheline, leucite, sodalite, helvine, cancrinite, scapolite groups and others) – the most widespread testosilicates; many of them are the most important rock-forming minerals. The results of recent investigations (X-ray, chemical, optical and others methods) published in Russia and abroad have been critically used; conditions of mineral-formation and the main deposits as well as thermodynamics constants, data on synthesis and practical use and the voluminous literature are given.

For mineralogists, petrologists, geochemists, chemists and geologists dealing with minerals and raw mineral materials.

ТП-2002-1-№ 204

ISBN 5-02-006417-3 (в пер.)

© Российская академия наук и
Издательство “Наука”, многотом-
ное издание “Минералы. Спра-
вочник” (разработка, оформле-
ние), 1960 (год основания), 2003

ПРЕДИСЛОВИЕ

Второй выпуск V тома справочника “Минералы” продолжает описание силикатов со сплошными каркасами и посвящен характеристике фельдшпатов. Большинство из них являются главными породообразующими минералами магматических, метаморфических и метасоматических пород. Следующий выпуск посвящен цеолитам.

Описание каркасных силикатов проводится в соответствии с классификацией Г.Б. Бокия (1997). Учтены также другие публикации, касающиеся этого подкласса силикатов, изданные в последние годы: Х. Штрунц, Э. Никель (1997), Новая минералогия Дана (Dana’s New Mineralogy. 1997) и др.

Работа подготовлена и опубликована при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-14592, 96-05-65431, 99-05-64580 и 01-05-78072).

Авторы тома:

Витовская И.В. – минералы группы нефелина (иосиокаит, калиофилит, кальсилит, малинкоит, мегакальсилит, нефелин, панунцит, трикальсилит), минералы группы бичулита (бичулит, камаисилит).

Забавникова Н.И. – минералы группы лейцита (аммониолейцит, лейцит, поллуцит), сянхуалинит.

Зардиашвили Н.И. – минералы группы скаполита (дипир, мариалит, мейонит, мицзонит, силвиалит).

Кудряшова В.И. – виргилит, лисицынит (группа лейцита).

Смольянинова Н.Н. – тримерит.

Соколова М.Н. – минералы группы канкринита (афганит, быстрит, вишневит, гидроксиканкринит, давин, джюзеппеттит, канкринит, канкрисилит, квадридавин, лиоттит, микросоммит, питильяноит, сакрофанит, тункит, францинит).

Шлюкова З.В. – минералы группы содалита (гаюин, лазурит, нозеан, содалит, тугтупит, царегородцевит), минералы группы гельвина (гельвин, гентгельвин, даналит).

В подготовке рукописи к печати участвовали Н.С. Кулиш, Н.А. Панкина и В.А. Юдинцева.

Ссылки на следующие справочники и руководства по минералогии, а также на работы общего характера, повторяющиеся в разных статьях, приводятся в скобках:

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.

Бокий Г.Б. Систематика природных силикатов: Итоги науки и техники. Кристаллохимия. М.: ВИНТИ, 1997. Т. 31. 191 с.

Справочник физических констант горных пород / Ред. С. Кларк (младший). М.: Мир, 1969. 543 с.

Штрунц Х., Никель Э. Каркасные силикаты: Химико-структурная классификация // Зап. ВМО. 1997. Ч. 126, № 5. С. 1–14.

Clark A.M. Hey’s mineral index: Mineral species, varieties and synonyms. L., 1993. 852 p.

Dana’s new mineralogy: The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana / R.V. Gaines, H.E.W. Skinner, E.E. Foord, B. Mason, A. Rosenzweig. 8 th ed. N.Y.: Wiley, 1997. 1819 p.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol. 4. Framework silicates. L.: Longmans, Green, 1963. 433 p.; То же на рус. яз.: Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с.

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

Feldspars and feldspathoids: Structures, properties and occurrences / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (Proc. NATO Adv. Study Inst. on Feldspars and Feldspathoids).

Fleischer M., Mandarino J.A. Glossary of mineral species. Tucson: Miner. Rec. Inc., 1995. 280 p.

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

Handbook of physical constants / Ed. S.P. Clark (Jr.). New Haven (Conn.): Yale Univ. Publ., 1966. (Mem. Geol. Soc. Amer.; N 97).

В тексте иногда указываются в скобках фамилия исследователя и год публикации без библиографических данных в случае старых труднодоступных изданий.

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_h – ребро ромбоэдрической ячейки
 a_h, c_h – параметры гексагональной ячейки тригональных минералов
 α, β, γ – углы между кристаллографическими осями
 d_{hkl} – межплоскостные расстояния
 (hkl) – простые формы и грани кристаллов
 $[hkl]$ – ребра кристаллов и зоны
 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
 P, m – плоскости симметрии в разных обозначениях
 r, v – соответственно красный и синий свет (при дисперсии)
T(1), T(2) и т.д. – неэквивалентные тетраэдрические позиции
T–O – межатомные расстояния между Si и кислородом в тетраэдре
O–T–O – углы между кислородными вершинами в тетраэдре
T–O–T – углы между тетраэдрами в кремнекислородных цепях
2V – угол оптических осей
 $V (\text{Å}^3)$ – объем элементарной ячейки
 x, y, z – кристаллографические оси
Z – число формульных единиц в элементарной ячейке
Анал. – аналитик
Бл. – блеск
Вычисл. – вычисленный
Гексаг. с. – гексагональная сингония (система)
Дв. ось – двойниковая ось
Дв. пл. – двойниковая плоскость
Диагн. исп. – диагностические испытания (название раздела)
Диагност. – диагностика (название раздела)
Изл. – излом
Измен. – изменение (название раздела)
ИК – инфракрасный, инфракрасная спектроскопия
Искусств. – искусственный, искусственное получение (название раздела)
К.ч. – координационное число
Кл. – класс симметрии
Конц. – концентрация
Коеф. – коэффициент
Куб. с. – кубическая сингония (система)
М-ние – месторождение
Микр. – микроскопическая характеристика (название раздела)
Монокл. с. – моноклиническая сингония (система)
Нахожд. – нахождение (название раздела)
Не обн. – не обнаружено
Н.о. – нерастворимый остаток
О-в – остров
Опт. – оптика, оптический

- Отл. – отличие (название раздела)
Отраж. – отражение
ПК – плотность кремнеалюмоокислородного каркаса
Плавл. – плавление
Пл. – плоскость
Пл. опт. осей – плоскость оптических осей
Повед. при нагр. – поведение при нагревании (название раздела)
Полир. – полированный
П-ов – полуостров
П.п.п. – потеря при прокаливании
П.п.тр. – перед паяльной трубкой
Практ. знач. – практическое значение (название раздела)
Преф. – префектура
Пров. – провинция
Пр. гр. – пространственная группа
Прох. – проходящий
Разб. – разбавленный
Разнов. – разновидности (название раздела)
РЛ – рентгенолюминесценция
Ромб. с. – ромбическая сингония (система)
Синон. – синонимы (название раздела)
Сл. – следы
Сп. – спайность
Структ. и морф. крист. – структура и морфология кристаллов (название раздела)
Тв. – твердость
Теор. – теоретический
Тетр. с. – тетрагональная сингония (система)
Триг. с. – тригональная сингония (система)
Трикл. с. – триклинная сингония (система)
Уд. в. – удельный вес (плотность)
Физ. св. – физические свойства (название раздела)
Физ.-хим. конст. – физико-химические константы (название раздела)
ФЛ – фотолюминесценция
Характ. выдел. – характер выделений (название раздела)
Хим. – химизм, химический состав (название раздела)
Хр. – хребет
Цв. – цвет
Шт. – штат
Эксперим. – экспериментальные исследования (название раздела)
ЭПР – электронный парамагнитный резонанс
ЯМР – ядерный магнитный резонанс

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ

Фельдшпатоиды – понятие петрологическое и употребляется здесь потому, что имеет важное генетическое значение, так как объединяемые в фельдшпатоиды минералы формируются в особых условиях, являясь главными породообразующими минералами в щелочных комплексах. Как следует из названия, фельдшпатоиды *подобны* полевым шпатам (фельдшпатам) и заменяют их, когда полевые шпаты из-за дефицита кремнезема в щелочных расплавах кристаллизироваться не могут, хотя содержание щелочных металлов остается столь же высоким и, как правило, равным содержанию алюминия, что, естественно, не сказывается на величине коэффициента агпаитности. По этой причине фельдшпатоиды распространены в щелочно-ультраосновных, щелочно-основных и щелочных магматических породах средней основности, а также связанных с ними пегматитах, гидротермалитах, метасоматитах и метаморфических образованиях.

Все фельдшпатоиды являются каркасными силикатами, кроме иногда относимых к ним минералов группы меллита, рассмотренных в Справочнике ранее, поскольку они принадлежат к диортосиликатам (см. том III, вып. 1, с. 540–553). Эти Ca, Mg-Na, Al силикаты – алюмосиликаты – распространены в породах высокой основности. Фельдшпатоиды данного выпуска делятся на фельдшпатоиды без дополнительных анионов и с дополнительными анионами. Среди первых выделяются фельдшпатоиды с резко дефицитным кремнием – минералы группы нефелина, а также тримерит и сяксуалинит (в которых алюминий заменен бериллием) с отношением Si : Al = 1 : 1 или чуть больше (в некоторых нефелинах и виргилите) и фельдшпатоиды с менее дефицитным кремнием – минералы группы лейцита с отношением Si : Al = 2 : 1. Среди фельдшпатоидов с дополнительными анионами большинство минералов с дефицитным кремнием – минералы группы содалита и канкринита, а также гельвина (с Be вместо Al) с отношением Si : Al = 1 : 1 или чуть больше (тугтупит, царегородцевит, канкрисилит). Есть минералы, в которых Si : Al = 2 : 1 – группа бичулита, которые формально следует рассматривать уже не как алюмосиликаты, а как силикоалюминаты и которые в ряде справочников не описываются среди силикатов. Скаполиты – фельдшпатоиды с менее дефицитным кремнием; они являются заместителями плагиоклазов, и по аналогии с ними при замещении Ca, Al на Na, Si отношение Si : Al меняется от 1 : 1 (в мейоните) до 3 : 1 (в мариалите).

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

Структура типа кальсилита

Группа нефелина

- Нефелин $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$
- Кальсилит $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$
- Мегакальсилит $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$
- Калиофилит $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$
- Панунцит (тетракальсилит) $\text{K}_3\text{Na}[\text{AlSiO}_4]_4$
- Трикальсилит $\text{K}_2\text{Na}[\text{AlSiO}_4]_3$
- Малинкоит $\text{Na}[\text{BSiO}_4]$
- Иосиокаит $(\text{Ca}, \square)[\text{AlSiO}_4]$

Структура типа виргилита

- Виргилит $\text{Li}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$

Структура типа тримерита

- Тримерит $\text{CaMn}_2[\text{BeSiO}_4]_3$

Структура типа сянхуалинита

- Сянхуалинит $\text{Li}_2\text{Ca}_3[\text{BeSiO}_4]_3\text{F}_2$

Структура типа лейцита

Группа лейцита

- Лейцит $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$
- Аммонилейцит $\text{NH}_4[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$
- Поллуцит $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$
- Лисицынит $\text{K}[\text{BSi}_2\text{O}_6]$

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

Структура типа содалита

Группа содалита

- Содалит $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{Cl}_2$
- Тугтупит (бериллосодалит) $\text{Na}_8[\text{Al}_2\text{Be}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}]\text{Cl}_2$
- Нозеан $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
- Гаяун $\text{Na}_{4,5}\text{Ca}_2\text{K}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,5}(\text{OH})_{0,5}$
- Лазурит $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,4}\text{S}_{0,6}$

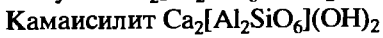
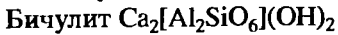
Аналог содалита

- Царегородцевит $[\text{N}(\text{CH}_3)_4][\text{Si}_2(\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{0,5})\text{O}_6]_2$

Группа гельвина

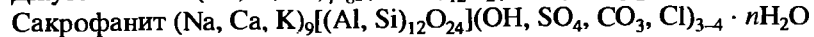
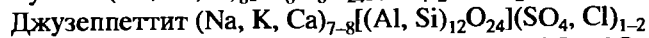
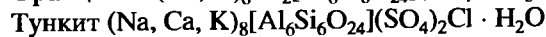
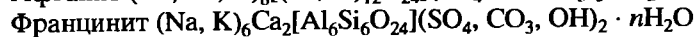
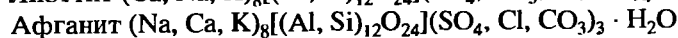
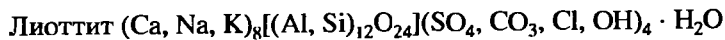
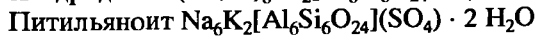
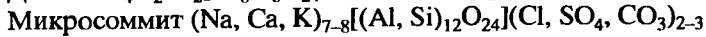
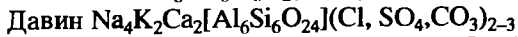
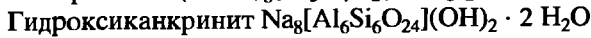
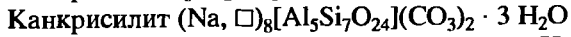
- Гельвин $\text{Mn}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$
- Даналит $\text{Fe}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$
- Гентгельвин $\text{Zn}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$

Группа бичулита



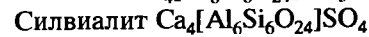
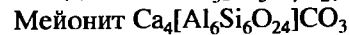
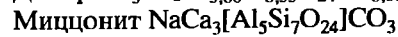
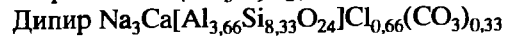
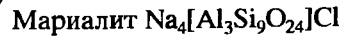
Структура типа канкринита

Группа канкринита



Структура типа скаполита

Группа скаполита



ФЕЛЬДШПАТОИДЫ БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

СТРУКТУРА ТИПА КАЛЬСИЛИТА

ГРУППА НЕФЕЛИНА

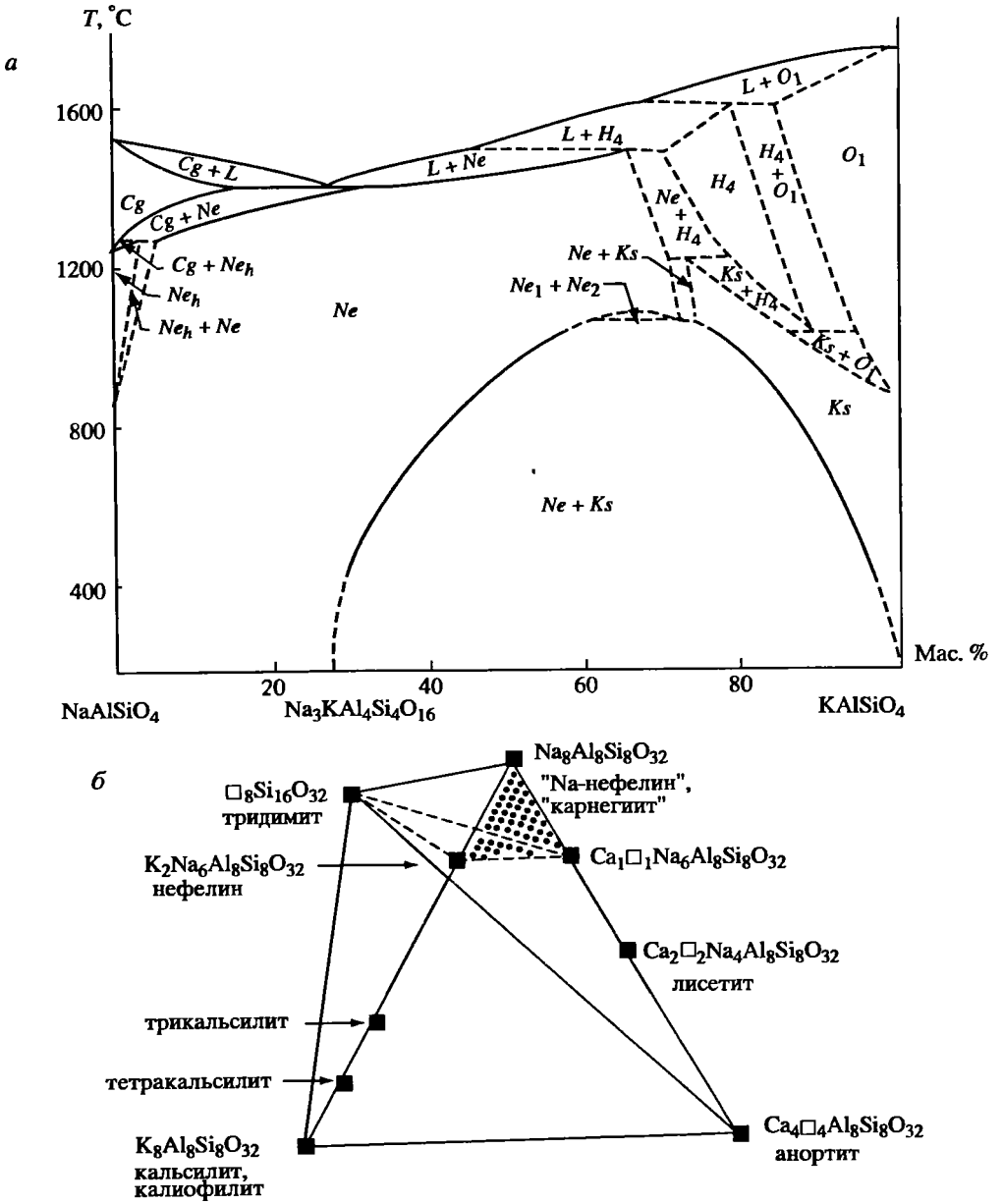
	Сингония	a_0	c_0	V	Z	Уд.в.
Нефелин* $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$	Гекс. $P6_3$	9,989	8,380	724,11	2 ^{2*}	2,63
Кальсилит* $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$	Гекс. $P6_3$	5,161	8,693	200,52	2	2,59–2,62
Мегакальсилит $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$	Гекс. $P6_3$	18,1111	8,4619	2403,7	24	2,55–2,67
Калиофицит* $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$	Гекс. $P6_3$ или $P6_322$	27,011	8,557	5406,56	54	2,49–2,67
Панунцит* (тетра- кальсилит) $\text{K}_3\text{Na}[\text{AlSiO}_4]_4$	Гекс. $P6_3$	20,513	8,553	3116,70	8 ^{2*}	2,62
Трикальсилит* $\text{K}_2\text{Na}[\text{AlSiO}_4]_3$	Гекс. $P6_3$	15,339	8,501	1732,14	6 ^{2*}	2,636
Малинкоит $\text{Na}[\text{BSiO}_4]$	Гекс. $P6_3$	13,8964	7,7001	1287,86	18	2,85
Иосокоаит* (Ca, □)[AlSiO_4]	Гекс. $P\bar{3}$ (псевдосим- метрия $P\bar{3}c1$)	9,939	8,245	705,33	8	2,74

* По Дана (Dana, 1997).

2* С учетом утроения и учетверения радикала $[\text{AlSiO}_4]$ в формуле.

Минералы группы нефелина с общей формулой $\text{A}[\text{T}^{3+}\text{T}^{4+}\text{O}_4]$ (по: [1], где А – катионы Na, K, Ca..., а T^{3+} и T^{4+} анионообразователи Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , B^{3+} , Ga^{3+} в тетраэдрическом окружении атомов кислорода) или $\text{R}(\text{Al, Si, B})\text{O}_4$ (по: Dana, 1997), где R – K, Na, Ca или □ – вакансии) представляют собой разные фазы ограниченной серии твердых растворов в системе NaAlSiO_4 – KAlSiO_4 , обозначаемой в символах как Ne_{100} – Ks_{100} [2–5]. Среди природных минералов наиболее распространены кальсилит $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ и нефелин состава, близкого к $[\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]$ и отвечающего установленной Бюргером [6–8] идеальной формуле естественного минерала с устойчивой структурой, в которой Na и K занимают разные позиции: калий в гексагональных, а натрий в искаженных до “овальных” кольцах тетраэдрического алюмокремнекислородного каркаса. Поэтому термин “нефелин” (или “идеальный нефелин”) целесообразно сохранить для минералов, близких по составу к $[\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]$, а для разностей, существенно обогащенных калием или натрием, использовать термины “калиевый нефелин”, “натриевый нефелин” и “чисто натриевый нефелин”.

Для решения номенклатурных вопросов может быть использована фазовая диаграмма системы NaAlSiO_4 – KAlSiO_4 , предложенная Смитом и Таттлом [4, 5] и основанная на экспериментах по отжигу искусственных образцов (фиг. 1,а). Из диаграммы следует, что при высоких температурах между



Фиг. 1. Номенклатура минералов группы нефелина

а – фазовая диаграмма системы NaAlSiO₄–KAlSiO₄ (по Таттлу и Смиуту [5]); штриховые линии – предполагаемые границы полей устойчивости; *Cg* – карнегит; *Ne_h* – высокотемпературный нефелин; *Ne* – низкотемпературный нефелин; *O₁* – ромбический калиофилит; *Ks* – кальсилит, *H₄* – тетракальсилит; *L* – жидкость; *б* – тетраэдр $\text{K}_x\text{Na}_y(\text{Ca}_4\square_4)\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ в системе K–Na–Ca–Al–Si–O, где Al + Si = 16, O = 32. \square = вакансии (по Росси и др. [23]); область нефелиновых твердых растворов (отделена пунктиром) является пространством между вершиной тридимита и связанными с ней вершинами базального треугольника K–Na–Ca (выделен точками); составы минералов даны на основе формулы нефелина $\text{X}_k\text{Y}_k\text{Z}_k\text{O}_{32}$

NaAlSiO_4 и KAlSiO_4 существует полная смесимость с образованием непрерывной серии твердых растворов, которая осложнена, однако, присутствием узких полей стабильности полиморфных модификаций с составами, близкими к чистым крайним членам. При охлаждении наблюдается распад твердого раствора; кривая сольвуса имеет критическую точку при 1070° и составе Ne_{30} и ограничивает область, простирающуюся до Ne_0 (KAlSiO_4) и Ne_{75} ($\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$), – состава идеального нефелина при комнатной температуре. Смитом и Таттлом [4, 5] показано, что на графике зависимости параметров элементарной ячейки от состава в серии твердых растворов NaAlSiO_4 – KAlSiO_4 составу идеального нефелина отвечает небольшой излом прямых, соответствующих изменению параметра a и объема ячейки, что указывает на наличие фазового превращения в непрерывной серии твердых растворов и дает возможность рассматривать идеальный нефелин как самостоятельное соединение. Это позволяет разделить систему Ne – Ks на две подсистемы: “натриевую” – от NaAlSiO_4 до $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ и “калиевую” – от $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ до KAlSiO_4 . Данное деление согласуется с разным положением щелочных атомов в кристаллических структурах минералов группы нефелина, возникающим при замещении в структуре идеального нефелина К на Na или, наоборот, Na на К.

Подсистемы различаются устойчивостью фаз при катионных замещениях. Пределы смесимости фаз меняются в зависимости от условий формирования [4, 5, 9–11].

В натриевой подсистеме при высоких температурах изменение состава и параметров решетки нефелинов при замещении К на Na идет постепенно и непрерывно с образованием устойчивых гомогенных твердых растворов, сохраняющих структуру нефелина вплоть до состава Ne_{91} . В пределах Ne_{91} – Ne_{100} происходит структурная перестройка нефелина и образуются новые искусственные фазы: карнегииты – высокий (кубический) и низкий (низкосимметричный с неустановленной структурой – ромбический или моноклиновый), Нанфелины – высокий (ромбический) и низкий (гексагональный и низкосимметричный – предположительно ромбический или моноклиновый) и тринфелин [12–15]. Превращения в чисто натриевых полиморфах нефелина (натриевых нефелинах) осуществляются быстро путем деформации сдвига (displacement transformation) и легко обратимы [12, 13]. Чисто натриевый низкий нефелин устойчив до -900° и выше этой температуры переходит в высокий Na-нефелин, который при 1254° превращается в карнегиит. При незначительном замещении Na на К температуры фазовых переходов резко возрастают: низкий нефелин состава Ne_{95} переходит в высокий уже при 1248° , а более обогащенная калием фаза низкого нефелина переходит в карнегиит непосредственно, минуя модификацию высокого нефелина (см. фиг. 1,а) (Дир и др., 1966). В природе полиморфные модификации Na-нефелина не установлены (более детальное описание см. в разделе “Нефелин”).

В калиевой подсистеме при высокой температуре замещение Na на К в нефелинах протекает при плавном увеличении параметров и объема ячейки вплоть до содержания 63 мол.% KAlSiO_4 (Ne_{37}), когда происходит разрыв смесимости твердых растворов NaAlSiO_4 – KAlSiO_4 с образованием калиевого нефелина в тетракальсылит или кальсылит (при более низких температурах) [15]. В подсистеме при температуре выше сольвуса установлен ряд метастабильных фаз разного состава и структуры, как искусственно полученных, так и природных.

В природе наиболее распространен кальсылит, устойчивый ниже 850° ; реже встречаются его гексагональные полиморфные модификации: мегакальсылит Ks_{100} с 12-кратно увеличенным относительно кальсылита объемом элементарной ячейки [16], калиофилит Ne_0Ks_{100} – $Ne_{10}Ks_{90}$ с увеличением объема ячейки в 27 раз (нормальный Н1 и аномальный Н2), панунцит (тетракальсылит),

$Ne_{10}Ks_{90}$ – $Ne_{20}Ks_{80}$ и трикальсилит $Ne_{20}Ks_{80}$ – $Ne_{30}Ks_{70}$. Данные минералы, по-видимому, метастабильны и сохраняются только в условиях резкой закалки, например в эффузивных породах [4, 5, 14].

Искусственно полученные и обозначенные Смитом и Таттлом [4, 5] как O1 и O2 две ромбические фазы $KAlSiO_4$ Грегоркевич [17], а затем Мерлино [14] отождествили с калиофилитом – высоким O1 (неупорядоченным) и низким O2 (упорядоченным). Фаза O1 образуется при высокой температуре (выше 1000°) в результате трансформации решетки кальсилита. Структура фазы O2 с предполагаемым, согласно Смиуту и Таттлу [5, 6], составом $Ne_{15}Ks_{85}$ или, согласно Мерлино [14], $Ne_{20}Ks_{80}$ не определена.

Таким образом, в пределах каждой из субсистем существуют ограниченные серии твердых растворов с разрывом смесимости между богатым калием нефелином и кальсилитом в калиевой субсистеме и между бедным калием нефелином и натриевым нефелином в натриевой субсистеме. Однако многие детали фазовой диаграммы еще не нашли объяснения [5, 15], что, в частности, может быть связано с высокой скоростью распада твердых растворов, даже при низких температурах [11].

В основе структуры минералов группы лежит тетраэдрический каркас типа высокотемпературного тридимита, в котором половина атомов кремния замещена алюминием, а полости решетки заполнены щелочными катионами, компенсирующими отрицательный заряд каркаса. Благодаря замещению кремния алюминием двухслойная плотнейшая упаковка тридимита заменяется периодичностью в четыре слоя. Наложённые друг на друга тетраэдрические сетки, как и в тридимите, состоят из 6-членных колец, в разной степени деформированных в зависимости от размеров входящих в полости катионов. В кальсилите, где в полости входят только крупные атомы калия, все кольца имеют дитригональную форму; в нефелине кольца вокруг атомов калия, расширенные до гексагональных, чередуются со сжатыми около меньших по размеру атомов натрия овальными кольцами (их соотношение – 1 : 3 соответственно). В структурах минералов промежуточного состава в разных пропорциях сочетаются кольца всех трех типов [14]:

Фаза	Состав	Форма колец		
		гексагональная	дитригональная	овальная
Кальсилит	$KAlSiO_4$	0	2	0
Тетракальсилит (панунцит)	$(K_{0,82}Na_{0,18})AlSiO_4$	2	12	18
Трикальсилит	$(K_{0,67}Na_{0,33})AlSiO_4$	2	4	12
Нефелин	$(K_{0,25}Na_{0,75})AlSiO_4$	2	0	6

Топология каркаса минералов со структурой, производной от тридимита, определяется ориентацией тетраэдров, образующих кольца, “вверх” – U (up) или “вниз” – D (down) относительно плоскости сетки [1]. Среди минералов группы нефелина установлены три типа каркасов с различной последовательностью разноориентированных тетраэдров в кольцах.

1. Тридимитовые кольца UDUDUD установлены в нефелине и кальсилите, а также в панунците (тетракальсилите) и трикальсилите. Последовательность ориентации тетраэдров сохраняется независимо от формы колец – в гексагональных, дитригональных и овальных.

2. Бериллонитовые кольца UUDUDD характерны для полиморфных модификаций NaAlSiO_4 – гексагонального и ромбического тринефелина и некоторых низкотемпературных фаз Na-нефелина с моноклинной или ромбической симметрией, в которых кольца UUDUDD чередуются с кольцами UDUDUD в отношении 1 : 2.

3. Кольца “В”-типа с последовательностью тетраэдров UUUDDD, установлены, согласно [1], в искусственном ромбическом калиофилите только в овальных кольцах.

Высокотемпературный полиморф калиофилита-О1 имеет, согласно Пальмеру [15], предположительно особую топологию решетки, отличающуюся от тридимитовой. В его каркасе найдены только овальные кольца двух типов UUDDUD и UUUDDD в отношении 2 : 1. При последовательном соединении таких колец образуются дополнительные 8- и 10-членные кольца, параллельные оси [001], содержащие только калий.

Способы сочленения колец в решетке, так же как и их форма, зависят от состава щелочных катионов (Na^+ , K^+ , подчиненный Ca^{2+}). В калиевых разностях, где вершины тетраэдров в дитригональных кольцах последовательных слоев, связанных вдоль оси [001], попеременно обращены в разные стороны, способ их сочленения зигзагообразный, а в натриевых разностях – накладывающийся.

Катионы могут выполнять только каналы, образованные кольцами тетраэдров [1, 14, 17]. В тридимитоподобных решетках минералов группы нефелина существуют четко выраженные вертикальные каналы, параллельные [001], заполняемые катионами, и горизонтальные боковые каналы в плоскости (001); это способствует высокой подвижности щелочей в решетке и создает условия для легкого распада твердых растворов в системе Ne-Ks [15]. Карнегиит имеет кристобалитовую топологию структуры.

Координационные числа: 9 для K^+ и 8 для Na^+ и Ca^{2+} .

Все известные в природе минералы группы нефелина – гексагональные. Пр. гр. $P6_3$, с топологической симметрией $P6_3/mmc$, понижающейся в результате Al-Si упорядочения до $P6_3/mc$ [14].

Параметры a и объемы элементарных ячеек обнаруживают линейную зависимость от содержания натрия в последовательном ряду природных и искусственных минералов в системе $\text{KAlSiO}_4\text{-NaAlSiO}_4$ [4, 5, 15]. Как отмечают Сандомирский с соавт. [1], в структурах (за счет стремления разных по величине катионов K и Na упорядоченно размещаться в каналах) имеет место кратное увеличение параметра a для разных стехиометрических составов: для кальсилита (K) $a = 5 \text{ \AA}$, для нефелина (K : Na = 1 : 3) $a = 10 \text{ \AA}$, для трикальсилита (K : Na = 2 : 1) $a = 15 \text{ \AA}$, для тетракальсилита (панунцита) (K : Na = 3 : 1) $a = 20 \text{ \AA}$.

На основании совпадения температур преобразования в минералах группы нефелина и тридимита предполагается, что степень искажения формы тетраэдрических колец связана не только с характером катионного заполнения, но и с изменениями в самом тридимитовом каркасе. Так, в ромбическом высокотемпературном исходном тридимите при 220° определена гексагональная форма 6-членных колец, тогда как в модификациях низкого тридимита при температурах 180, 105, 20° – овальная и дитригональная или их сочетания. Данные изменения являются результатом уменьшения величины углов Si-O-Si и Si-O-Al в каркасе, вызванного падением температуры [15, 18, 19].

Минералы группы нефелина обнаруживают разную степень упорядочения в распределении Si- и Al-тетраэдров и щелочных катионов в полостях решетки, что приводит к образованию доменных структур [14, 20]. Однако по-

лученные заключения о связи Si–Al и K–Na распределения с особенностями кристаллической структуры пока остаются дискуссионными. Изучение ЯМР-спектров дало основание некоторым авторам утверждать, что: 1) Si и Al в тетраэдрах полностью упорядочены и Si–Al распределение нарушается только при заметном отклонении Si/Al отношения от теоретического ($1,1 < \text{Si/Al} < 1,0$) [17, 21]; 2) имеется высокая степень неупорядочения в распределении катионов [22]; 3) широко распространены явления доменности [14, 20]. Авторы указанных работ полагают, что данные рентгеновского изучения интерпретировались ранее неверно, так как способны отражать разупорядочение не ближнего, а дальнего порядка, видимость которого обусловлена смешиванием мельчайших строго упорядоченных доменов, различающихся по химическому составу.

Химический состав минералов группы нефелина, как и других фельдшпатоидов, характеризуется щелочным составом катионов и дефицитом кремния (Si : Al = 1 : 1) по сравнению с составом щелочных полевых шпатов, в которых Si : Al = 3 : 1. Однако в природных нефелинах, как правило, присутствует “избыточное” против идеального соотношения Si : Al = 1 : 1 количество кремния, что оказывает существенное влияние на особенности кристаллической структуры. Ховисом и Ру [10] показано, что энергетический эффект замещения (Na, K)Al на \square Si, оцененный для серии искусственных фаз системы *Ne–Ks*, сопоставим с таковым замещения Na \leftrightarrow K в каждой фазе. Алюминий в ограниченных количествах замещается железом (Fe³⁺), а натрий и калий – кальцием. Поэтому Дана (Dana, 1997) выразил общую химическую формулу минералов группы нефелина в виде твердого раствора конечных членов четверной системы: Na-нефелин – NaAlSiO₄ (*Ne*), кальсилит – KAlSiO₄ (*Ks*), анортит – CaAl₂Si₁₂O₈ (*An*), кремнезем – SiO₂ (*Q*): $Ne_x K_s y An_z Q_{1-x-y-z}$. Учитывая, что в элементарной ячейке нефелина (при $Z = 1$) коэффициенты составляющих фаз $x = y = z = 8$, Росси с соавт. [23] предложили представить данную область твердых растворов (Na, K, Ca, \square)₈(Al, Si)₁₆O₃₂ в виде тетраэдра с вершинами, отвечающими составам тех же конечных членов, но выраженных в виде “нефелиноподобных” ($X_8 Y_8 Z_8 O_{32}$) формул: Na₈Al₈Si₈O₃₂–K₈Al₈Si₈O₃₂–Ca₄ \square ₄Al₈Si₈O₃₂– \square ₈Si₁₆O₃₂. Это позволяет сопоставлять составы минералов группы нефелина, анализируя как замещения катионов в полостях структуры, так и вариации в содержании Si и Al в тетраэдрическом каркасе (см. фиг. 1, б).

Минералы группы нефелина известны в строго ограниченном ряду пород щелочного состава: магматических, метаморфических или метасоматических. Наиболее распространен нефелин, являющийся порообразующим минералом в нефелиновых сиенитах; состав его обычно близок к теоретическому ($Ne_{74,0} Ks_{22,1} Q_{3,91}$, мас. %), предельному для состава нефелина при 700° и $P_{H_2O} = 1$ кбар [23–25]. С ростом температуры в нефелине может увеличиваться содержание кальсилита и кремнезема [25, 26]. В вулканогенных аналогах нефелиновых сиенитов – фонолитах – составы твердых растворов *Ne–Ks* колеблются в более широких пределах.

В богатых калием щелочных средних породах состав нефелина такой же, как и в богатых натрием разностях, а в щелочно-основных и щелочно-ультраосновных он сильно обогащен калием. Высококалиевые разности нефелина известны в вулканогенных щелочных породах Африки [27, 28], Италии [29, 30] и Мексики [31]. Содержания нефелина в них много меньше, чем кальсилита. Кальсилит без нефелина обнаружен в провинциях высококалиевых щелочных вулканитов Италии, Африки, Бразилии и реже среди их интрузивных аналогов, отличающихся избытком K и резким дефицитом кремнезема [32–34].

Среди метаморфических и метасоматических пород щелочного состава преобладает нефелин. Кальсилит более редок, однако встречается и в отсутствие нефелина. Минералы здесь формируются в основном в результате щелочных ионообменных замещений Na–K и Fe–Mg [35, 36].

Нефелин обнаружен также в метеоритах [26], нефелин и кальсилит – в мантйных образованиях [37, 38], а исоюкаит – в лунных породах [39, 40].

Литература

1. Сандомирский П.А., Белов Н.В., Сигаловская Ю.И. // Геохимия. 1980. № 10. С. 1509–1527
2. Bowen N.L. // Amer. J. Sci. 1912. Vol. 33, N 4. P. 551–573.
3. Bowen N.L. // Ibid. 1917. Vol. 43, N 2. P. 115–132.
4. Smith J.V., Tuttle O.F. // Ibid. 1957. Vol. 255, N 4. P. 282–305.
5. Tuttle O.F., Smith J.V. // Ibid. 1958. Vol. 256, N 8. P. 571–589.
6. Buerger M.J., Klein E., Hamburger G. // Amer. Miner. 1947. Vol. 32, N 3/4. P. 607–608.
7. Buerger M.J., Klein E., Donnay G. // Ibid. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 805–818.
8. Hahn T., Buerger M.J. // Ztschr. Kristallogr. 1955. Bd. 106, H. 4/5. S. 308–338.
9. Зырянов В.Н., Перчук Л.Л., Подлесский К.К. // Геохимия. 1977. № 1. С. 56–62.
10. Hovis G.L., Roux J. // Europ. J. Miner. 1999. N 5. P. 815–828.
11. Yund R.A., McCallister R.H., Savin S.M. // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 2. P. 255–272.
12. Henderson C.M.B., Roux J. // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol 61, N 3. P. 279–298.
13. Henderson C.M.B., Thompson A.B. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 9/10. P. 970–980.
14. Melino S. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel 1984; 541 p. (см. с. 435–470).
15. Palmer D. // Silica: Physical behavior, geochemistry and material applications. 1994. 584 p. (Miner Soc. Amer.; Vol. 29) (см. с. 92–122).
16. Khomyakov A.P., Nechelyustov G.N., Sokolova E.V. et al. // Canad. Miner. 2002. Vol. 40, pt. 3 P. 963–972.
17. Gregorkiewitz M. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107, N 3/4. P. 499–507.
18. Donnay G., Schairer G., Donnay J.D.H. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 245. P. 93–109.
19. Dollase W.A. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 11. P. 617–623.
20. Самсонова Н.С. Минералы группы нефелина. М.: Наука, 1973. 144 с.
21. Stebbins J.F., Muddoch J.B., Carmichael G.S.E., Pines A. // Phys. and Chem. Miner. 1986. Vol. 13 N 6. P. 371–381.
22. Brinkmann D., Ghose S., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 135, H. 1/2. S. 208–218.
23. Rossi G., Oberti R., Smith D.C. // Europ. J. Miner. 1989. Vol. 1, N 1. P. 59–70.
24. Hamilton D.L., McKenzie W.S. // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 1. P. 56–72.
25. Hamilton D.L., McKenzie W.S. // Miner. Mag. 1965. Vol. 34, N 268. P. 214–231.
26. Edgar A.D. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel 1984. 541 p. (см. с. 501–510).
27. Dollase W.A. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 25, pt 11. P. 617–623.
28. Smith J.V., Sahama Th.G. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 226. P. 434–449.
29. Sahama Th.G. // J. Geol. 1957. Vol. 65, N 5. P. 515–526.
30. Bannister F.A., Sahama Th.G., Wiik H.B. // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 220. P. 46–48.
31. Aurisicchio C., Federico M. // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. Vol. 57, pt 1/2. P. 129–137.
32. Allan J.F., Carmichael I.S.E. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 3. P. 203–216.
33. Holms A. // Mineral. Mag. 1942. Vol. 26, N 177. P. 197–217.
34. Sahama Th.G. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1954. N 166. P. 21–27.
35. Neuvonen K.J. // Ibid. 1956. N 172. P. 1–7.
36. Philpotts A.R., Pattison E.F., Fox J.S. // Nature. 1967. Vol. 214, N 5095. P. 1322–1323.
37. Sandiford M., Santos M. // Miner. and Petrol. 1991. Vol. 43, N 3. P. 225–236.
38. Ringwood A.E., Reid A.F., Wadsley A.D. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 6. P. 1093–1095.
39. Wendlandt R.F., Egglar D.H. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51, N 1. P. 215–220.
40. Vaniman D.T., Bish D.L. // Amer. Miner. 1990. Vol. 75, N 5/6. P. 676–686.

Нефелин Nepheline



Назван от греч. νεφέλη (нефеле) – облако, так как при погружении в сильную кислоту образует “облако” геля кремнекислоты (Гаюи, 1801).

Синон. Элеолит – elaeolite (Карстен, Клапрот, 1809) – от греч. ελαιον (элаион) – жир и λίτε (лите) – камень, для замутненного нефелина; термин вышел из употребления.

Разнов. Выделяют несколько разновидностей нефелина по химическому составу, симметрии и топологии кристаллической решетки, но номенклатура из-за недостатка надежных структурных данных не разработана и терминология не апробирована КНМиНМ ММА.

Среди природных нефелинов, варьирующих по составу от $Ks_{12,5}Ne_{87,5}$ до $Ks_{37,5}Ne_{62,5}$ ($K : Na = 1 : 7-3 : 5$) преобладают (70%) составы, близкие к указанной в заголовке формуле с соотношением $K : Na = 1 : 3$ – собственно нефелин (нормальный нефелин) – normal nepheline ($Ks_{25}Ne_{75}$). Натриевые нефелины – soda nephelines, варьирующие от $Ks_{12,5}Ne_{87,5}$ до $Ks_{18,2}Ne_{77,8}$ ($K : Na = 1 : 7-2 : 9$), составляют всего 10%, а калиевые нефелины – potassium nephelines, варьирующие от $Ks_{25}Ne_{75}$ до $Ks_{37,5}Ne_{62,5}$ ($K : Na = 1 : 3-3 : 5$) – 20%. Все природные нефелины характеризуются гексагональной симметрией $P6_3$ и “нефелиновой” топологией решетки UDUDUD, производной от каркаса структуры β -тридимита, в двух крупных полостях которой, внутри правильных гексагональных колец находятся более крупные атомы K, а в шести меньших полостях, внутри вытянутых овальных колец, – атомы Na. Другие полиморфные модификации среди природных нефелинов не установлены, но отмечается различное Si–Al упорядочение в тетраэдрах в зависимости от режима остывания нефелиносодержащих пород. Внутри указанного интервала составов при высокой температуре существуют непрерывные твердые растворы, но при остывании в области калиевых нефелинов наблюдается фазовый распад на более натриевый нефелин и кальсилит (см. фиг. 1). Более калиевые составы за пределами указанного интервала имеют значительные структурные отличия, поскольку крупный ион калия не может занимать в структуре типа нефелина малые полости внутри овальных колец, не деформируя их в дитригональные; они описываются как самостоятельные минералы группы нефелина (кальсилит, трикальсилит, тетракальсилит, мегакальсилит, калиофилит). Между ними и нефелином существует область несмесимости (Dana, 1997).

В геологической литературе термином “натриевый нефелин” (чисто натриевый нефелин или собственно натриевый нефелин) обозначают также составы NaAlSiO_4 , полученные искусственно, распространяя его на интервал составов $Ne_{100}-Ks_{12,5}Ne_{87,5}$ (с отношением $K : Na < 1 : 7$ и атомным коэффициентом $K = 0,0-0,1$). Они обнаруживают сложные полиморфные превращения в зависимости от условий синтеза. Карнегиты – carnegieites (по названию института в США, где минерал был впервые синтезирован) состава NaAlSiO_4 с кристобалитовой топологией решетки имеют, как и кристобалит, две структурные формы – высокую (высокотемпературную) кубическую $P2_13$ и низкую (низкотемпературную) ромбическую $Pb2_1a$ и т.п. возможно, моноклинную или триклинную симметрию. Тринефелины – trinephelines (с упрощенной по оси c псевдогексагональной ячейкой нефелина) состава NaAlSiO_4 имеют бериллонитовую топологию решетки с последовательностью колец UDUDUD и UUDUDD и ромбическую $Pna2_1$, или моноклинную $P2_1$ и $P2_1n$ симметрию истинной решетки, или близкую к бериллонитовой топологию с последовательностью колец только UUDUDD и гексагональной симметрией решетки $P6_1$. Натриевые нефелины состава $Ne_{100}-Ks_{12,5}Ne_{87,5}$ с нефелиновой топологией решетки – низкотемпературные разновидности с симметрией, пониженной от гексагональной до ромбической или моноклинной. Последние – также искусственные, хотя опубликованы данные о находке бескалиевого нефелина в псевдолейцитовых сиенитах Лугингольского массива в Монголии (микронзондовый анализ без структурных данных) [1]. Полиморфы образуются при фазовых переходах: высокого карнегита в ромбический Na-нефелин при 900° , а затем в низкий гексагональный Na-нефелин при 600° , устойчивый до $300-200^\circ$, который при дальнейшем охлаждении переходит вновь в ромбический или моноклинный нефелин, но, возможно, с бериллонитовой топологией.

Морфологической разновидностью природного нефелина является обнаруженная в 2001 г. среди полевошпатовых пород (в ассоциации с пектолитом и ан-

дезином) волокнистая, разновидность нефелина; волокна размером от 0,01 до 0,1 мм вытянуты вдоль оси c [2].

Характ. выдел. Кристаллы (до 3 см), друзы, неправильные зерна, агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$. $a_0 = 10,003$, $c_0 = 8,405$ Å; $c_0 : a_0 = 0,840$; $Z = 2$ [3]. $a_0 = 9,96$, $c_0 = 8,02$ Å; $c_0 : a_0 = 0,836$; $V = 715,8$ Å³ [4]. $a_0 = 9,989$, $c_0 = 8,380$ Å; $c_0 : a_0 = 0,839$ (Dana, 1997).

Параметры a , c и объем элементарной ячейки естественных и искусственно полученных нефелинов обнаруживают прямую зависимость от содержания К:

Состав нефелина	a_0	c_0	V	A-O*	Na-O ^{2*}	Местонахождение, ссылка
$K_{1,28}(Na_{5,36}Ca_{0,28})[Al_{7,92}Si_{8,08}O_{32}]$	10,003	8,381	725,8	3,017	2,630	Монте-Сомма, Италия [5]
$K_{1,4}(Na_{5,5}Ca_{0,3})[Al_{7,5}Si_{8,5}O_{32}]$	10,007	8,385	727,2	3,024	2,622	Ларвик, Норвегия [6]
$K_{1,32}(Na_{5,64}Ca_{0,36})[Al_{7,93}Si_{8,07}O_{32}]$	9,993	8,374	724,2	3,007	2,622	Банкрофт, пров. Онтарио, Канада [7]
$K_{0,96}Na_{0,96}(Na_{6,10})[Al_{7,92}Si_{8,08}O_{32}]$	9,989	8,380	724,1	2,987	2,629	Синтезированный в расплаве NaF [8]
$Na_{1,5}(Na_{5,8}Ca_{0,1})[Al_{7,5}Si_{8,5}O_{32}]$	9,968	8,356	719,0	2,984	2,619	Полученный Na-обменом из нефелина Ларвика, Норвегия [9]
$K_{0,24}(Na_{6,0})[Al_{6,24}Si_{9,76}O_{32}]$	9,964	8,360	719,0	3,026	2,611	Синтезированный гидротермально [10]

* A-O – среднее расстояние в координационном полиэдре AO_9 (A – □, K, Na).

^{2*} Na-O – расстояние в координационном полиэдре NaO_8 (в NaO_8 – 1/3 Na, остальные 2/3 Na не связаны с O(1) и находятся в полиэдре NaO_7 с расстоянием Na-O = 2,69 Å).

Параметры ячейки увеличиваются также при нагревании:

Кристаллы нефелина с различным содержанием Ks	a_0	c_0	V	Местонахождение, ссылка
Естественный нефелин с 22 мол.% Ks	10,001	8,378	725,7	Ильменские горы, Урал (из пегматитов) [11]
Нагретый до 900°	10,165	8,165	757,3	То же
Естественный нефелин с 41 мол.% Ks	10,096	8,441	745,1	Вулкан Ньярагонго, кристаллы из расплава [11]
Нагретый до 900°	10,270	8,524	778,6	То же
Синтезированный нефелин с 0,031 мол.% Ks	10,01	8,39	728,53	Синтезированные кристаллы [12]
Синтезированный нефелин с 0,230 мол.% Ks, нагретый до 900°	10,08	8,43	741,14	То же

Фиг. 2. Кристаллическая структура нефелина $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$ в проекции на (0001) (по Пальмеру [19])

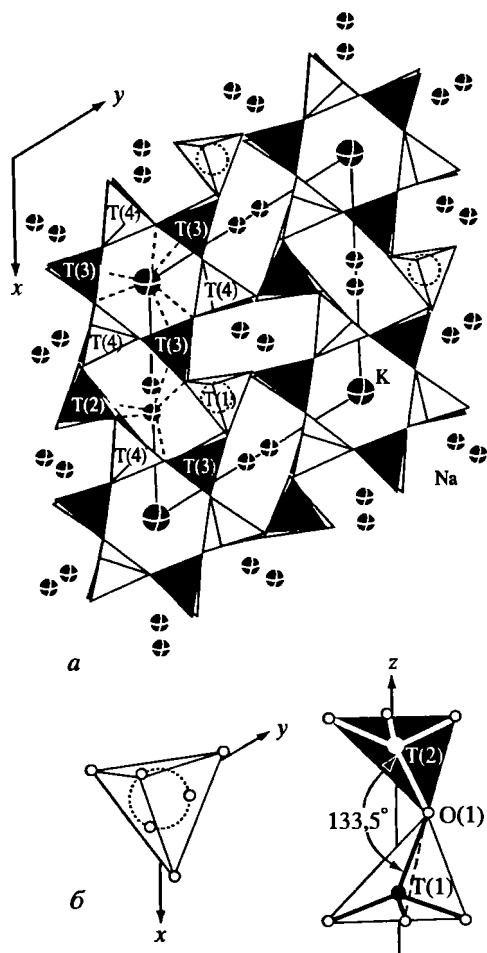
a – идеализированная, основанная на структуре высокотемпературного тридимита; *b* – фрагменты реальной структуры

Кристаллическая структура впервые определена Баннистером и Хеем [13], подтверждена в [14–16], полностью расшифрована Ханом и Бюргером [3]; в дальнейшем она уточнялась [5–7, 9, 10, 12, 17, 18] на примере как природных, так и искусственных образцов.

Структура нефелина представляет собой производную от структуры β -тридимита, пустоты которой заполнены катионами Na и K или вакантны. Катионы распределены в двух различных по размеру и конфигурации полостях, занимающих разные позиции в решетке [3, 17]. Открытые гексагональные кольца более крупного размера включают атом K, координированный девятью атомами кислорода. До 1/3 таких полостей вакантны благодаря вхождению в структуру избыточного (против стехиометрического) количества Si [4, 7]. Распределение атомов избыточного кремния в тетраэдрических позициях носит случайный характер. Натрий с координационным числом 8 помещается в кольцах меньшего размера, имеющих овальную форму (фиг. 2,а). По [8], заполнение пустот катионами строго определено: для крупных – $\text{K} > \square \gg \text{Na}$; для меньших – $\text{Na} > \text{Ca} \gg \text{K}$, \square . Количественное соотношение овальных и гексагональных колец составляет 3 : 1 [19].

Вхождение небольшого катиона Na в тридимитовый каркас обуславливает характерную особенность структур природного нефелина – сокращение размеров и изменение формы колец вокруг катионов Na. Это достигается смещением верхинного атома кислорода примерно на 0,3 Å от тройной оси и соответствующим поворотом тетраэдров T(1) и T(2), что приводит к удвоению тридимитовой решетки и появлению четырех неэквивалентных типов тетраэдров: T(1)– $[\text{AlO}_4]$, T(2)– $[\text{SiO}_4]$, T(3) и T(4)– $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$ с различными T–O расстояниями [8, 17, 18]. Угол связи Al–O–Si при этом уменьшается от энергетически невыгодного 180° до 133,5°, а верхинный O(1) может занимать одну из трех симметричных позиций относительно тройной оси (см. фиг. 2,б) [19].

В расположении тетраэдров различаются две системы. Одна построена из T(1)- и T(2)-тетраэдров, находящихся на тройной оси и занимающих две частные эквивалентные позиции среди остальных тетраэдров T(3) и



T(4) овального кольца. В ближайшем соседстве с каждым тетраэдром T(1) и T(2) находятся три атома Na. Другая система состоит из тетраэдров T(3) и T(4) в общих эквивалентных позициях гексагонального кольца. Каждому тетраэдру отвечает ближайший атом K и два атома Na. Соседние слои Al- и Si-тетраэдров соединены через вершинные атомы кислорода [19].

Средние межатомные расстояния (Å) и средние углы для нефелина из Монте-Соммы, Везувий [5]: T(1)–O = 1,683; T(2)–O = 1,669; T(3)–O = 1,628; T(4)–O = 1,718; Na–O = 2,630; K–O = 3,017; O(4)–T(1)–O(1) = 104,7 (минимальный 93); O(3)–T(2)–O(1) = 114,7 (максимальный 120,4); O–T(3)–O = 102,5; O–T(4)–O = 109,4°.

Представления о характере катионного упорядочения в нефелине, основанные на межатомных расстояниях, разноречивы, что связано с возможным усреднением получаемых величин из-за проявления эффектов доменности, псевдосимметрии и двойникования [19].

По [3], Si и Al упорядочены в четырех частных позициях T(1) и T(2), находящихся на тройной оси, и неупорядочены в 12 общих позициях T(3) и T(4). Больше упорядочение Si и Al в позициях T(1) и T(2) по сравнению с позициями T(3) и T(4) отмечено также в [5]. Неупорядоченность распределения Si и Al в тетраэдрических позициях в структуре нефелина вулканического происхождения Сахама [11, 20] связал с температурным режимом кристаллизации, что подтверждено авторами [9], показавшими увеличение степени Al–Si разупорядочения нефелина в ряду метаморфические–интрузивные–вулканические породы. Как правило, Al преобладает в T(1) и T(4), а Si – в T(2) и T(3) позициях [8].

Исследования Si–Al упорядочения с помощью ЯМР [21, 22] привели к неоднозначным результатам. Более достоверными представляются выводы, основанные на уточнении кристаллической структуры на рентгеновском монокристалльном дифрактометре. Согласно этим данным: 1) полное Si–Al упорядочение наблюдается в природных и искусственных образцах стехиометрического состава, где T(2)- и T(3)-позиции заняты Si, а T(1)- и T(4)-позиции – Al, но оно нарушается при значительном отклонении отношения Al/Si от единицы; 2) при величине Al/Si отношения 0,9–1,0 степень упорядочения не зависит от скорости и температурного режима кристаллизации; 3) длина T–O связи в сдвоенных тетраэдрах T(1) и T(2) не обнаруживает систематических вариаций, что, скорее всего, обусловлено неопределенностью ориентации этих тетраэдров [18]. Предполагается, что рентгеновские данные фиксируют Si–Al неупорядочение дальнего порядка, связанное с существованием доменов с упорядоченным Si–Al распределением [17, 22].

Относительно высокая степень упорядочения щелочных катионов K и Na отмечалась еще в [3] и была подтверждена в [5–7]. Влияние температуры и времени на упорядочение щелочных катионов экспериментально установлено и теоретически объяснено Самсоновой [23] путем сравнения соотношений интегральных интенсивностей рефлексов (202) и (212) в естественных и прокаленных образцах природного нефелина.

Упорядоченное распределение Na и K в разных позициях обусловлено размерами катионов. Крупный катион K не может занимать меньшие овальные полости без существенной деформации всей структуры. Натрий же может размещаться не только в овальных, но и в крупных, гексагональных полостях, занимаемых калием: это четко иллюстрируют ЯМР-спектры природных и искусственных разностей Na-нефелина [21, 22]. При этом позиционно разупорядоченный натрий в крупных полостях смещается в сторону одной из стенок полости, что энергетически невыгодно [19]. Соответствующее

сжатие крупных полостей играет решающую роль в преобразовании структуры с понижением симметрии до ромбической и даже триклинной или моноклинной. При низких температурах подобные структуры неустойчивы и трансформации легко обратимы. В результате в интервале составов нефелина от идеального $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ до чисто натриевого NaAlSiO_4 нарушается непрерывность изменения параметров a , c и V ячейки и происходит понижение симметрии от гексагональной до ромбической или моноклинной [19].

Строгое упорядочение в распределении катионов Na и K наблюдается только в нефелине идеального состава и подтверждено методами рентгеновской и электронной дифракции и ЯМР. Неспособность гексагональных каналов приспособиваться к ионам меньшего размера препятствует замещению калия натрием, что удовлетворительно объясняет устойчивость кристаллической решетки идеального нефелина и то обстоятельство, что подавляющая масса природных нефелинов характеризуется строго упорядоченной структурой и химическим составом, близким к идеальному с атомным отношением $\text{Na} : \text{K} = 3 : 1$ [3, 17–19].

Представление о доменной структуре природных нефелинов, основанное на анализе слабых дополнительных рентгеновских рефлексов с иррациональными индексами $00l$, где $l = 2n$, впервые было высказано Сахама [20, 24] и затем детально разрабатывалось Мак-Коннелом [25], Паркером [26, 27] и другими исследователями [5, 7].

Структура нефелина внутри доменов упорядочена в суперструктуру с суперъячейкой, связанной с субъячейкой отношением $a_c = a\sqrt{3}$, $c_c = 3c$. В направлении оси c структура модулирует с длиной волны, несоразмерной с периодом c ячейки нефелина; подобные фазы называют несоразмерными [17, 19]. Судя по интенсивности и резкости дополнительных рефлексов, неодинаковых для разных образцов, но всегда меньших брегговских, полное упорядочение структуры в плоскости ab , по-видимому, не может быть достигнуто, и в структурах присутствуют домены, развитые в разной степени [17]. Анализ интенсивностей дополнительных рефлексов позволил также предположить [26, 27], что образование суперъячейки скорее результат скоординированной сдвиговой трансформации, аналогичной наблюдаемой в тридимите, чем собственно упорядочения щелочных атомов. Данные о составе и структурный анализ природных нефелинов [25] показывают, что 1/3 А-позиций обычно вакантна. Утроение ячейки в суперструктуру делает возможным упорядочение K^+ и вакансий [17], которые вызывают сдвиг $\text{O}(2)$ -, $\text{O}(5)$ - и $\text{O}(6)$ -позиции, скоординированных с K^+ , и смещение $\text{O}(1)$ с тройной оси. Наклон тетраэдров, по Грегоркевичу [18], приводит к уменьшению каждой третьей гексагональной полости в результате сдвига $\text{O}(2)$ к центру. Если все уменьшенные полости вакантны, отношение $\text{K}^+ : \square = 2 : 1$. Замещение Na^+ на Ca^{2+} в овалных кольцах структуры природных нефелинов обычно компенсирует дефицит заряда, обусловленный вакансиями в гексагональных кольцах. Таким образом, образование несоразмерных фаз нефелина рассматривается как результат взаимодействия упорядочения K^+ -вакансий и смещения $\text{O}(1)$ -позиций в структуре нефелина [19].

Возникновение доменной структуры, как и суперструктур, зависит от температуры, которая контролирует явления упорядочения. Согласно [27], при высокой температуре тетраэдры каждого типа в нефелине ориентированы беспорядочно, а при низкой – упорядоченно, что приводит к формированию доменности. Стремлению системы к упорядочению может препятствовать ее нестехиометричность.

Изменения в структуре при катионных замещениях и нагревании связаны главным образом с вращением sdвоенных тетраэдров Т(1) и Т(2) около тройной оси благодаря асимметричности овальных колец, окружающих атомы Na [7].

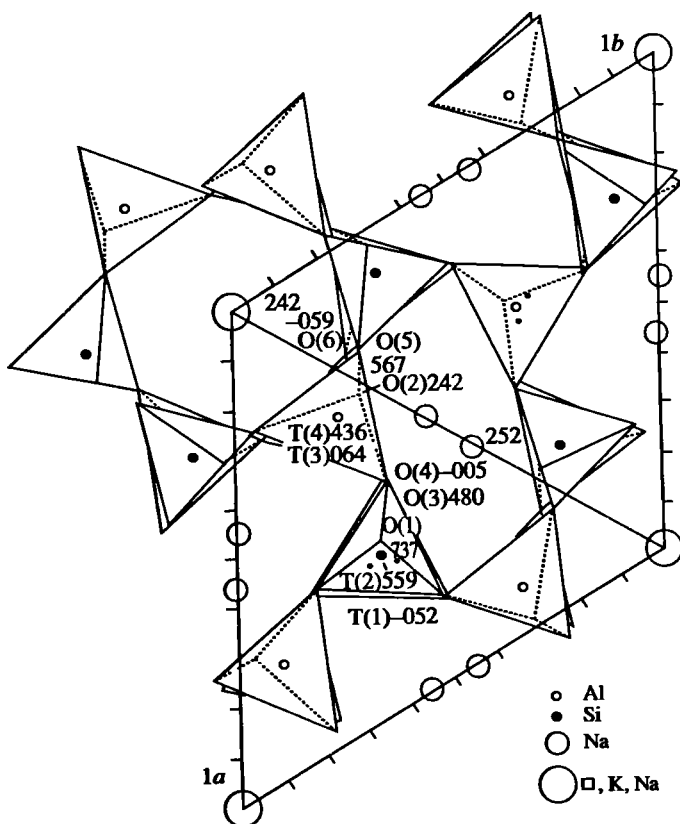
Полиморфные модификации нефелина, изученные главным образом среди искусственных соединений NaAlSiO_4 , имеют, по [17], нефелиновую (нефелины: гексаг. с. $P6_3$), бериллонитовую (тринефелины: гексаг. с. $P6_1$, ромб. с. $Pna2_1$, монокл. с. $P2_1$ или $P2_1n$ и Na-нефелины) и карнегиитовую (карнегиит: куб. с. $P2_13$, ромб. с. $Pb2_1a$) топологии. Структуры полиформов остаются не до конца расшифрованными из-за легкости трансляций смещения в базовой тридимитовой решетке, перемещения ионов в каналах с формированием промежуточных структурных модификаций и/или сосуществования исходной и новообразованной фаз. Причина трансляций – изменение температуры (и давления) или характера катионных замещений.

Нефелиновая топология, основанная на решетке тридимита, с последовательностью тетраэдров UDUDUD в гексагональных и овальных кольцах тетраэдрического слоя (с отношением 1 : 3) свойственна идеальному нефелину $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$ и его калиевым и натриевым разностям с гексагональной симметрией $P6_3$, в которых отношение K/Na отличается от идеального 1 : 3 [19] и в магматических нефелинах [28] может колебаться от 1 : 7 до 1 : 3 в натриевых и от 1 : 3 до 3 : 5 в калиевых разностях. В системе $Ne-Ks$ выделенные разности отвечают соответственно двум подсистемам: калиевой ($\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}-\text{KAlSiO}_4$) с четким разрывом смесимости между Ne и Ks [29] и натриевой ($\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}-\text{NaAlSiO}_4$) с подвижной границей между конечными фазами, приближенной по составу к фазе NaAlSiO_4 [30].

В природе наиболее распространены калиевые разности. Избыточный против стехиометрического количества калий заполняет имеющиеся вдоль гексагональных каналов вакантные позиции, что сопровождается плавным увеличением параметров и объема элементарной ячейки. Момент, когда калий начинает замещать натрий в меньших овальных полостях, отвечает разрыву смесимости в подсистеме $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}-\text{KAlSiO}_4$, разрушению решетки нефелина и формированию (при больших содержаниях калия) трикальсилита, тетракальсилита или кальсилита [19] с иной топологией тетраэдрических слоев гексагональной решетки. Предельное для высококалиевого нефелина содержание калия, при котором сохраняются структура и топология идеального нефелина, составляет 63 мол.% Ks [19].

В натриевых разностях избыточный против стехиометрического натрия вынужден замещать калий в крупных полостях структуры. Из-за меньших размеров иона натрия полный контакт его с окружающими канал атомами кислорода не наступает и может быть достигнут либо смещением иона Na из центра гексагонального канала к его стенкам, либо при сжатии (искажении) самого канала. В природных нефелинах эта проблема большей частью решается появлением незаполненных (вакантных) позиций К ($\text{K} \leftrightarrow \square$) в сочетании с замещением Al на избыточный Si: $\text{K} + \text{Al}^{3+} \leftrightarrow \square + \text{Si}^{4+}$ [19].

Изучение серии искусственных образцов нефелина методами высокотемпературной порошковой рентгенографии [30] и сканирующей высокотемпературной калориметрии [31] показало, что в интервале содержаний 25–2,5 мол.% Ks натриевые разности нефелина сохраняют гексагональную решетку и топологию идеального нефелина [10, 18] (при незначительном уменьшении объема ячейки) за счет смещения иона Na на $\sim 0,3 \text{ \AA}$ от центра канала (положения тройной оси) и статистического распределения Na по трем позициям при заполнении каждой на 1/3. На основании детального исследования структуры искусственного нефелина состава $(\square_{0,04}\text{K}_{0,48}\text{Na}_{0,48})\text{Na}_3[\text{Al}_{0,99}\text{Si}_{1,01}\text{O}_4]_4$



◆ **Фиг. 3.** Кристаллическая структура искусственного Na-нефелина $(K_{0,48}Na_{0,48})Na_3[Al_{0,99}Si_{1,01}O_4]_4$ (по Грегоркевичу [18]). Цифры около атомов Si, Al и кислорода – их высота над плоскостью зеркала (в 1000 z/c)

получен нагреванием смеси оксидов в расплавленном NaCl при 1000°) Грегоркевич [18] допускает, что высоконатриевые разности нефелина могут сохранять устойчивую гексагональную решетку идеального нефелина независимо от того, заняты ли центральные полости калием, натрием или вакансиями (фиг. 3).

Дальнейшее замещение калия натрием с уменьшением содержания K ниже 2,5 мол. % Ks [30, 31] в интервале 2,5–0 мол. % Ks (ат. коэфф. x_K = от 0,1 до 0) приводит к сложным и обратимым сдвиговым трансформациям с образованием полиморфных модификаций, характеризующихся суперструктурами типа $3c$ ($a_c = b_c = 3\sqrt{a_0}$, $c_c = 3c_0$, где a_0 и c_0 – параметры нормального нефелина), устойчивыми при низких температурах до 200 – 300° . При содержании 0,7–2,5 мол. % Ks (типы “С” и “А” по Донней [4]) образуется ромбическая фаза с параметрами суперъячейки: $a = 10,000$, $b = 17,254$, $c = 24,988$ Å, $V = 4311,6$ Å³. При 0–0,7 мол. % Ks (тип “В” по Донней [4]), кроме фазы с ромбической суперъячейкой: $a = 9,970$, $b = 17,261$, $c = 25,124$ Å, $V = 4328,6$ Å³, присутствует вторая, более низкосимметричная фаза предположительно триклинной или моноклинной сингонии. Во всех случаях фазы приобретают гексагональную симметрию нормального нефелина при нагревании

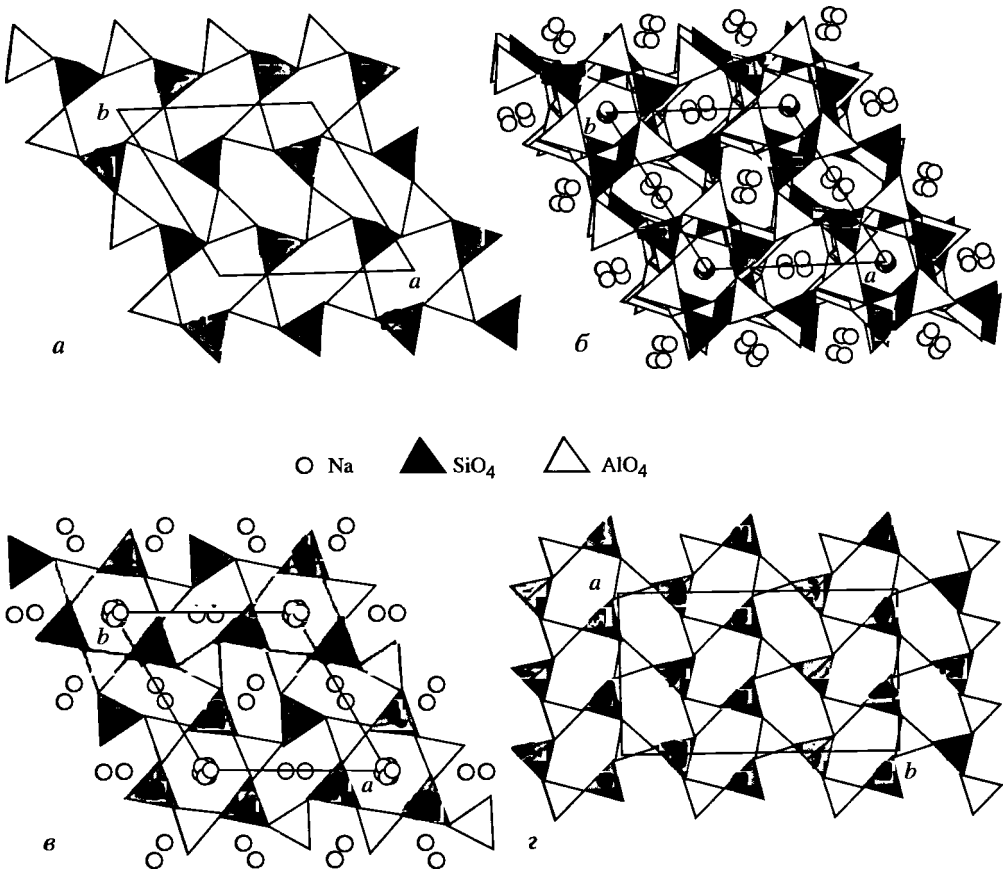
до 170–300°. Точка инверсии обнаруживает обратную зависимость от содержания К. Нормальный (субкалиевый) нефелин с содержанием >2,5 мол.% Ks ($x > 0,1$) (тип “Н” по Донней [4]) не обнаруживает фазовых превращений в этой области температур. Низкокалиевые разности ($x < 0,1$) с аномальными суперструктурами, так же как и нормальный нефелин [32], обнаруживают инверсию в высокотемпературной области, но в более широком диапазоне температур (850–1050°). Однако высокотемпературная фаза не соответствует ромбической фазе, найденной Смитом и Таттлом [32] для высокого Na-нефелина, а является псевдогексагональной, с фазовым превращением при ~800°, которое авторы [26] связывают с трансформацией каркаса в структуру типа высокотемпературного тридимита.

Сходные суперструктуры (с использованием методов монокристаллической рентгенографии и электронной дифракции) обнаружены в ряде искусственных и естественных образцов высоконатриевого нефелина: искусственном нефелине с 2,7 мол.% Ks – $a = a_n \sqrt{3}$, $c = 5c_n$ [33], естественных нефелинах из Иивара, Финляндия, – $a = a_n \sqrt{3}$, $c = 9c_n$ ($a = 17,4$, $c = 76 \text{ \AA}$) [24], образце “Мак-Коннел” – $a = a_n \sqrt{3}$, $c_0 = c$ [25, 26] (a_n , c_n – параметры природного нефелина) и (судя по исчезновению суперрефлексов в интервале 600–700°) нефелине из Йорк-Ривер, Банкрофт, Канада [7], а также в чисто натриевом искусственном нефелине (типа “А”), описанном в [30]. Предполагается [18], что эти суперструктуры являются метастабильными фазами по отношению к структурам чисто натриевых искусственных фаз.

Устойчивыми среди чисто Na-нефелинов, по Пальмеру [19], возможно, являются полиморфные разности $NaAlSiO_4$ с бериллонитовой топологией, установленной Класка [по: 34] для гидротермально синтезированной моноклинной фазы с пр. гр. $P2_1n$ и параметрами: $a = 8,6058$, $b = 8,1410$, $c = 14,9183 \text{ \AA}$, $\beta = 89,59^\circ$. Согласно Каленбергу и Бёму [35], параметры ее ячейки: $a = 8,589$, $b = 8,146$, $c = 15,033 \text{ \AA}$, $\beta = 89,89^\circ$, $Z = 12$, $a : c = 1 : \sqrt{3}$, а по Сандомирскому с соавт. [36] (в другой установке): $P2_1n$, $a = 14,918$, $b = 8,660$, $c = 8,144 \text{ \AA}$, $\gamma = 89,53^\circ$, $Z = 12$. В каркасе этой фазы тетраэдрические слои построены из чередующихся в отношении 2 : 1 колец с последовательностью тетраэдров UDUDUD и UUDUDD. Оба типа колец заполнены натрием [36].

Другая полиморфная разность $NaAlSiO_4$, полученная Класка [37] и сходная с низкотемпературной фазой низкокалиевого нефелина ($x < 0,1$), изученной Хендерсоном с соавт. [30, 31], названа Класка [34, 37] тринефелином в соответствии с утроенной величиной параметра c его псевдогексагональной ячейки: $a = b = a_n \sqrt{3}$, $c = 3c_n$. Истинная ячейка – ромбическая $Pna2_1$, $a = 8,660$, $b = 14,940$, $c = 25,140 \text{ \AA}$. Ее тетраэдрический каркас построен исключительно из колец овальной формы.

Тринефелин, изученный ранее Брауном с соавт. [38], имеет истинную моноклинную ячейку: $P2_1$ (?), $a = 17,23$, $b = 25,06$, $c = 17,23 \text{ \AA}$, $a : b : c = 0,687 : 1 : 0,687$, $\beta = 120^\circ$; в псевдогексагональной его ячейке $a = b = a_n$, $c = 3c_n$. Судя по характеру суперрефлексов, суперструктура этого тринефелина отличается от развитой в природном нефелине (несоразмерные фазы). При нагревании до 800° суперрефлексы исчезают, и решетка преобразуется в нормальную гексагональную. Допускается, что этот тринефелин также имеет топологию бериллонитового типа. Фазы $NaAlSiO_4$ с моноклинной ячейкой получены позднее Зелкером [39].



Фиг. 4. Кристаллическая структура гексагонального тринефелина в сравнении со структурой F1-тридимита (по Каленбергу и Бёму [35])

a – единичный тетраэдрический слой на высоте $0,19 \leq z \leq 0,41$; *б* – структура в проекции на плоскость (001); *в* – структура обедненного натрием нефелина в проекции на плоскость (001); *з* – единичный тетраэдрический слой F1-тридимита

Близкая к бериллонитовой топология решетки отмечена для новой модификации искусственного NaAlSiO_4 с гексаг. с. $P6_1$ и параметрами: $a = 9,995$, $c = 24,797 \text{ \AA}$, изученной Каленбергом и Бёмом [35]. Кристалл сдвойникован по мероздрическому закону (m_{210}). Почти идентичные размеры ячейки искусственного NaAlSiO_4 ($a = b = 10,0$, $c = 25,0 \text{ \AA}$, $\beta = 120^\circ$) приведены ранее Класка с соавт. [37]. Полученная гексагональная фаза также названа тринефелином. Несмотря на определенное сходство кристаллических структур гексагональный тринефелин отличается от нефелина топологией каркаса, построенного исключительно из овальных колец. Подобный каркас имеет низкотемпературный F1-тридимит. Особенностью единичных колец этого тридимита является иная ориентация одного из трех тетраэдров, обращенных вершинами вверх по оси c , отвечающая последовательности тетраэдров в кольцах UUDUDD, установленной для моноклинного нефелина $P2_1/n$ [34]. Однако в гексагональном тринефелине взаимная ориентация единичных овальных колец сложнее (фиг. 4, *a–з*). Предполагается, что структура гексагонального тринефелина является не простым утроением структуры

нефелина (его сверхструктурой), а новым типом заполненного катионами Na тридимитового каркаса [35]. Углы O–T–O (ср. из 8 определений) близки к идеальным – 109,47° (107,8–113,7° в тетраэдрах SiO₄ и 103,7–118° в тетраэдрах AlO₄); средний угол T–O–T – 138,5° (129,4–167,6°). Как видно из приведенных значений, AlO₄-тетраэдры искажены сильнее, чем тетраэдры SiO₄. Распределение Na в структуре неупорядочено: типичная длина связи Na–O = 2,5–2,6 Å (2,35–2,39 и 2,90–3,05) характерна для бериллонитовой топологии. Смещение иона Na параллельно оси *c* устанавливает локальный баланс зарядов в решетке.

Карнегиитовая топология определена для полиморфной разности искусственного NaAlSiO₄ – карнегиита с базовой решеткой кристобалита, заполненной атомами Na [17]. Как и кристобалит, карнегиит представлен высокой (кубической) и низкой (триклинной или моноклинной) формами [17, 32, 40–44].

Высокий карнегиит – высокотемпературная полиморфная разность NaAlSiO₄. Решетка кубич. гранцентрированная T_4-P2_13 , $a = 7,38 \text{ \AA}$, Si–O = 1,69, Al–O = 1,73 [43]. По Смит и Таттлу [32] величина параметра $a = 7,325 \pm 0,007 \text{ \AA}$ (при 700°) растет с температурой, что подтверждено экспериментально [41]. Расширение структуры с изменением пр. гр. до $F43$ (также отвечающей высокому кристобалиту) [43] происходит при вхождении в нее избыточного натрия.

Основу структуры высокого карнегиита, по [43], составляют цепочки из чередующихся Si, Al-тетраэдров, параллельных шести двойным осям. Цепочки, пересекаясь, образуют каналы из 6-членных колец, на 1/2 занятых атомами Na. Высокий карнегиит получен из нефелина при температурах выше 1250°. После закаливания может существовать метастабильно до комнатной температуры. Температура его плавления 1580°. Переход нефелин → высокий карнегиит осуществляется в результате полной реконструкции решетки, аналогичной переходу тридимит → кристобалит. Однако температура этого перехода значительно ниже, а скорость преобразования выше, что объясняется наличием в карнегиите более слабых, чем Si–O–Si, связей Al–O–Si между тетраэдрическими слоями [19].

Низкий карнегиит образуется в процессе медленного охлаждения высокого карнегиита до 690°. Инверсия преобразования высокий (α) → низкий (β) карнегиит протекает вяло, по типу сдвиговой трансформации и легко обратима. Энергетический эффект преобразования, полученный методом дифференциальной сканирующей калориметрии (при изучении стекла NaAlSiO₄, прогретого при 1200° в течение 3 сут [21, 22]), равен 8 кДж/моль с пиком теплоемкости при ~690°, что совпадает с энергетическим эффектом 9 кДж/моль, установленным методом ДТА. Температура инверсии при увеличении давления понижается [42].

В отличие от высокотемпературного карнегиита рентгенограмма низкотемпературной модификации содержит дополнительные слабые линии. Тонкое двойникование указывает на ее низкую симметрию. Параметры ячейки точно не определены [32]. Томпсон с соавт. [44] предположили, что низкий карнегиит имеет ромбическую симметрию с пр. гр. $Pb2_1a$, $b_{\text{ромб}} = 2b_{\text{куб}}$ и осями a и c , ориентированными под углом 45° по отношению к их положению в кубической ячейке высокого карнегиита [19].

Как и высокий, низкий карнегиит может существовать метастабильно до комнатной температуры и обнаруживает при нагревании две инверсии – при 658,3° (переход в высокий карнегиит) и при 206,5°, а при охлаждении – одну при 653,7°, вторая проявлена очень слабо.

Постепенный переход между полиморфными модификациями NaAlSiO₄ определяется топологией базовых решеток (либо кристобалита, либо тридимита)

и при одинаковой топологии осуществляется, как правило, путем трансформации сдвига, а при разной – путем трансформации перестройки. Во всем интервале температур устойчивости полиморфов Na-нефелина – от комнатной до 1580° (температура плавления карнегиита) как наиболее высоко-, так и низкотемпературные фазы известны только для синтезированных разностей $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Природный нефелин устойчив в интервале температур 200–1200°, за пределами которого может существовать метастабильно. Примером его метастабильного образования являются находки кристаллов низкокалийевого нефелина в породах Монте-Соммы, Везувий, сосуществующего с обычным среднекалийевым нефелином [45].

В структуре искусственных фаз Na-нефелина может присутствовать существенное количество избыточного кремния. Как и в природных образцах, вхождение дополнительного кремния в структуру связано с сопряженным обменом $\text{NaAl} \leftrightarrow \square \text{Si}$, что, как полагают [46], может приводить к преобразованию конечного члена системы $Ne-Ks$ $\text{Na}_4\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ в гипотетическую конечную фазу $\square \text{Na}_3\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}$ с полностью вакантными гексагональными кольцами.

Изучение термодинамики процесса вхождения избыточного кремния в структуру натриевых нефелинов (от $\text{Na}_4\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ до $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) и кальсилита (KAlSi_3O_8) с использованием величины энтальпии показало [47], что энергетический эффект сопряженного обмена (Na, K) Al на $\square \text{Si}$ сравним с эффектом $\text{Na} \leftrightarrow \text{K}$ замещения. В Na-нефелине ($x = 0,125$) при росте числа вакансий (x_{vac}), занимающих преимущественно гексагональные кольца, параметры a , c и объем элементарной ячейки увеличиваются незначительно (что отчетливо видно на графиках зависимости a , c и V от x_{vac}). Напротив, при увеличении числа вакансий в идеальном нефелине (Na_3K) параметры a , c и V уменьшаются. Это означает, что конфигурация и размер гексагональных позиций в Na-нефелине определяются главным образом тетраэдрической решеткой (а не $\text{Na} \leftrightarrow \text{K}$ замещением). Распределение избыточного кремния в тетраэдрическом каркасе неупорядочено, носит случайный характер и может приводить к возникновению дополнительных гексагональных полостей за счет реорганизации части овальных (потеря Na и вхождение меньшего по размеру иона Si вместо Al).

В природных нефелинах магматического происхождения обычно присутствует кальций. Замещение натрия кальцием сопровождается появлением вакансий по схеме $2\text{Na} \leftrightarrow \square \text{Ca}$ [19]. Для конечного члена системы $Ne-Ks$ $\text{Na}_4\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ при подобном замещении возможно формирование гипотетической конечной фазы $\square \text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ с полностью вакантными позициями катионов в крупных полостях, обычно занятых K. Природный Ca-содержащий нефелин обнаружен в России с соавт. [28]. Его химическая формула $\text{K}_{0,20}\text{Na}_{6,60}\text{Ca}_{0,57}\square_{0,57}\text{Al}_{7,91}\text{Si}_{8,07}\text{O}_{32}$ и структурные параметры ($P6_3$, $a = b = 9,982$, $c = 8,364$ Å) позволяют рассматривать его как промежуточную между Na-нефелином $\text{Na}_8\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ и анортитом $\text{Ca}_4\square_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ разновидность нефелина. Однако распределение катионов Na, K, Ca и вакансий в ее структуре отличается от свойственного идеальному нефелину: в крупных пустотах статистически распределены Ca + Na + мало K + \square , причем одна позиция Ca занята на месте обычной для нефелина позиции K и другая (обозначенная как Ca'), занятая Ca + Na + \square , оказалась смещенной вдоль оси z примерно на 0,25 Å. Таким образом, в отличие от идеального нефелина (K_2Na_6) с центрированным расположением катионов в крупных полостях и натриевого нефелина (Na_2Na_6) с атомом Na вне центра полости, конечная фаза кальциевого нефелина ($\text{Ca}_4\square_4\text{Na}_6$) обнаруживает смешанное распределение катионов в крупных полостях [19, 28].

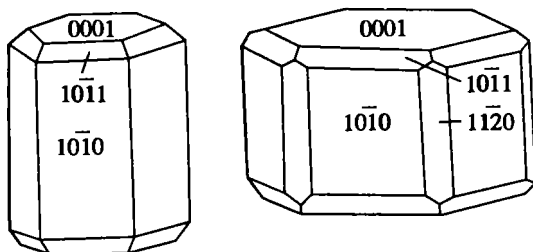
Структурная характеристика полиморфных разновидностей NaAlSiO_4 с неустановленной, предположительно бериллонитовой (1), бериллонитовой (2) и карнегиитовой (3) топологией и Са-нефелина

Фаза	Сингония	Пр.гр.	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	Углы (град)	Ссылка
1. Искусственный, гидротермальный, $x < 0,1$	Ромб.	?	10,000	17,254	24,787	—	[30]
То же	Ромб.	?	9,970	17,261	25,124	—	[30]
“Сухой”, высококальциевый нефелин, синтезированный при 900°	Ромб.	?	10,2	17,6	8,5	—	[32]
То же	Монокл.	?	14,991	8,625	25,110	$\beta = 90,2$	[35]
”	Монокл.	?	9,990	25,100	9,990	$\beta = 120,8$	[39]
2. Искусственный, гидротермальный	Монокл.	$P2_1n$	8,6058	8,1410	14,918	$\beta = 89,53$	[34]
То же	Монокл.	$P2_1n$	8,589	8,146	15,033	$\beta = 89,89$	[35]
”	Монокл.	$P2_1n$	14,918	8,606	8,144	$\gamma = 89,53$	[36]
Триневелин	Ромб.	$Pna2_1$	8,660	14,940	25,140	$\beta = 90,0$	[37]
”	Монокл.	$P2_1(?)$	17,23	25,06	17,23	$\beta = 119,75$	[35, 38]
”	Гексаг.	$P6_1$	9,995	9,995	24,797	—	[35, 37]
”	Гексаг.	$P6_1$	10,0	10,0	25,0	$\beta = 120$	[35, 37]
3. Карнегиит высокий	Куб.	$P2_13$	7,38	—	—	—	[43]
То же	Куб.	$P2_13$	7,32	—	—	—	[32]
Карнегиит низкий	Ромб.(?)	$Pb2_1a$	—	$h_{\text{ромб}} = 2h_{\text{куб}}$	—	—	[19, 44]
Са-нефелин $\text{K}_{0,20}\text{Na}_{6,60} \times$ $\times \text{Ca}_{0,57}\text{Si}_{0,57} \times$ $\times \text{Al}_{7,91}\text{Si}_{8,07} \times$ $\times \text{O}_{32}$	Гексаг.	$P6_3$	9,982	9,982	8,364	—	[28]

Дигексагонально-пирамид. кл. симметрии. $a : c = 1 : 0,838993$.
Формы по Дана (Dana, 1997):

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ
$c(0001)$	—	$0^\circ 00'$	$g(20\bar{2}5)$	$60^\circ 00'$	$21^\circ 41'$	$z(20\bar{2}1)$	$60^\circ 00'$	$62^\circ 42'$
$m(10\bar{1}0)$	$60^\circ 00'$	90 00	$q(10\bar{1}2)$	60 00	25 51	$x(40\bar{4}1)$	60 00	75 32
$a(11\bar{2}0)$	30 00	90 00	$r(20\bar{2}3)$	60 00	32 51	$y(60\bar{6}1)$	60 00	80 14
$n(21\bar{3}0)$	40 54	90 00	$p(10\bar{1}1)$	60 00	44 05	$s(11\bar{2}1)$	30 00	59 12
						$e(11\bar{2}2)$	30 00	40 00
$(0001) : (10\bar{1}1) = 44^\circ 05'$			$(0001) : (10\bar{1}2) = 25^\circ 51'$			$(0001) : (20\bar{2}1) = 62^\circ 42'$		
$(10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 40 43$			$(10\bar{1}2) : (01\bar{1}2) = 25 11$			$(20\bar{2}1) : (02\bar{2}1) = 52 45$		

Кристаллы нефелина – короткостолбчатые 6- и 12-сторонние призмы $m(10\bar{1}0)$ с плоской $c(0001)$ или многогранной вершиной. Главные грани $c(0001)$ и $m(10\bar{1}0)$, часто встречающиеся $a(11\bar{2}0)$ и $p(10\bar{1}1)$, более редкие $q(10\bar{1}2)$ и $z(20\bar{2}1)$ (фиг. 5). Двойники или четверники по $m(10\bar{1}0)$ и $c(0001)$ и по $e(11\bar{2}2)$ и $z(3\bar{3}65)$, что отражено в формах фигур травления.



Фиг. 5. Кристаллы нефелина (по Куплетской)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по $(10\bar{1}0)$ отчетливая, по (0001) несовершенная. Изл. раковистый, неровный. Хрупок. Тв. 5,5–6; микротвердость 639–762 кГ/мм² (при нагрузке 100 г) [48]. Уд. в. 2,55–2,67, для чисто натриевого искусственного нефелина (NaAlSiO_4) – 2,61 (вычисл. 2,69) [33], для карнегиита 2,513 [49], зависит от дефицита щелочных катионов в решетке [23], а не от содержаний кремнезема в тетраэдрах [13]. Цв. бесцветный, желтоватый; благодаря включениям окрашивается в серый, зеленоватый, розоватый, мясо-красный до бурого цвета. Черта белая. Бл. стеклянный, редко перламутровый, в присутствии примесей до жирного. Прозрачен или слабо просвечивает.

Нефелин – одномерный ионный проводник. Электрическая проводимость (σ) имеет ионную природу, тесно связана с диффузионной (D) и определяется в основном наличием протяженных каналов вдоль оси c структуры, где могут находиться свободные ионы. Для кристаллов искусственного чисто Na-нефелина ($\text{Na}_{8-x}\text{Al}_{8-x}\text{Si}_{8+x}\text{O}_{32}$) установлена прямая зависимость удельной ионной проводимости от степени заполненности позиций натрия; при увеличении числа вакансий от 0 до 100% ($0 < x < 2$) проводимость падает на два порядка [50]. Коэффициент электрической проводимости нефелина ($\sigma = 3,8 \cdot 10^{-1} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$) много больше, чем кальсилита ($\sigma = 2,0 \cdot 10^{-2} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$) и отражает отличия в их составе и структуре [51].

Электрическая проводимость в других направлениях ограничена с перескоком ионов между двумя дискретными позициями и также зависит от концентрации ионов Na – главных переносчиков зарядов в нефелине. Время обхода катионов $\tau = d^2/(2D)$, зависящее от расстояния 0,4–0,5 нм между позициями щелочных атомов в нефелине, составляет 300–500 мкс при 500°. Высокая ионная проводимость позволяет использовать нефелин как архетип природных ионных проводников [52].

Термическая проводимость нефелина (плотность 2,615 г/см³) $K = 1,13 \text{ мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$ обратно пропорциональна плотности и так же тесно связана с особенностями структуры минерала [53].

Люминесценция при комнатной температуре отсутствует, но проявляется с нагреванием (пики на кривой термолюминесценции при 140 и 270–340°) [21]. Снижение температуры кристаллизации ведет к изменению интенсивности люминесценции, что используется при решении генетических задач [54]. Нефелин –

слабый пьезоэлектрик: пьезоэлектрический модуль для монокристаллов близок к кварцевому [21].

В ИК-спектре нефелина интенсивные полосы в области 1000–1100 и 700 см⁻¹ и узкие интенсивные полосы 515 и 470 см⁻¹ отвечают колебаниям связей Si–O–Si и Si–O в тетраэдрах тридимитоподобного каркаса. ИК-спектры карнегиита подтверждают его структурное подобие β-кристобалиту [20, 55]. В субкалиевых разностях появляются дополнительные слабые максимумы: 578, 610 см⁻¹ (тип “С”, 0,7–2,5% *Ks*) или 549 см⁻¹ (тип “В”, 0,7% *Ks*), связанные с искажениями каркаса в субструктурах [30]. При больших содержаниях К основные полосы смещаются в длинноволновую часть ИК-спектра, что особенно заметно для полосы 470 см⁻¹, по положению которой предложено [19] определять величину отношения $K/(K + Na + Ca)$ в минерале.

Флотация нефелина из смеси с полевым шпатом изучена Циганом [56]. Использовано 50–140 г фракции в 2,5 л водного раствора Na гексаметафосфата, лауриламины и метилового спирта при pH = 4,0 ± 0,1 и $T = 30 \pm 1^\circ$; pH регулируется HF; повторная очистка концентрата проводилась при 1050–1100 об/мин за 1/2–1 мин.

Молекулярный вес Na-нефелина NaAlSiO₄ 142,061, мольный объем 54,17 ± 0,15 см³; энтропия $S_{298,15}^0 = 29,72 \pm 0,30$ кал/моль · град; теплота образования $\Delta H_f^0 = -30900 \pm 1000$ кал/моль; свободная энергия образования $\Delta F_f^0 = -32320 \pm 1300$ кал/моль; $\lg K_f = 23690$. Уточненные молярные термодинамические свойства для NaAlSiO₄ в стандартных условиях (298,15 К, 1 бар): энтальпия $\Delta H = -2090,4$ кДж [57]; энтальпия $\Delta H = -2095,01$ кДж со стандартным отклонением $\sigma = 2,07$ кДж, свободная энергия образования Гиббса из элементов $\Delta G = -1980,35$ кДж, энтропия $\Delta S = 124,40$ Дж/град, объем $V = 5,419$ Дж/бар, коэффициенты полинома теплопроводности $c_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$ $a = 0,2727$ кДж/град, $b \cdot 10^{-6} = -1,2398$ кДж/град², $c = 0$, $d = -2,7631$ кДж/град^{1/2}, параметр теплового расширения $\alpha = 8,10$ град⁻¹, полный модуль сжатия при 298 К, $k = 600$ кбар [58].

Микр. В прох. свете бесцветный. Одноосный (-), иногда аномально двуосный, $2V = 9, 13, 24^\circ$ [59]. $n_o = 1,531$ –1,550, $n_e = 1,527$ –1,545, $n_o - n_e = 0,003$ –0,007 (Na); по Дана (Dana, 1997): $n_o = 1,529$ –1,546, $n_e = 1,526$ –1,542, $n_o - n_e = 0,009$ –0,004. Показатели преломления зависят от состава и степени упорядочения структуры нефелина. Возрастают с увеличением содержания К (только до двух атомов на ячейку), Са и Al (при вхождении в структуру анортитовой молекулы до 23% An $n_e = n_o$, при 60% An $n_o = 1,600$, $n_e = 1,593$) и Fe (до $n_o = 1,59$), что подтверждает вхождение Fe в структуру минерала [23].

Величина дисперсии показателей преломления (в интервале длин волн 460–700 мкм) составляет в среднем 0,014 и, по [23], не зависит от состава и генезиса нефелина.

Показатели преломления обнаруживают корреляционную связь с изменением химического состава нефелина в породах различной формационной принадлежности – от минимальных значений $n_o = 1,540$, $n_e = 1,536$ для нефелина щелочно-гранитоидной до максимальных $n_o = 1,546$, $n_e = 1,539$ для нефелина щелочно-ультраосновной формации [23].

Разупорядочение щелочных катионов в структуре обуславливает понижение показателей преломления и закономерное повышение двупреломления до максимального 0,009 в нефелине из лав [21].

Для выявления типоморфных признаков нефелинов, сформированных в различных термодинамических условиях, Мейснер и Соколов [60] на примере нефелинов из массивов Карело-Кольской и Западно-Прианбарской щелочных

провинций использовали данные нелинейной оптики, в частности эффект генерации второй оптической гармоники излучения лазера $I_n^{2\omega}$, отражающей особенности химического состава и электронной структуры нефелина; установлена зависимость величины $I_n^{2\omega}$ от отношения K/Na и температуры кристаллизации пород.

Под микроскопом фенокристи нефелина из гипабиссальных магматических пород часто имеют концентрически-зональное строение, не свойственное нефелинам полнокристаллических магматических и метасоматических пород. Зональность, проявляющаяся в различиях двупреломления, подтвержденная микронзондовым анализом, связана с изменением содержаний кремния и щелочей или с замещением алюминия железом (до 4,6% Fe_2O_3) в процессе роста кристаллов [61–64].

Для нефелинов любого генезиса характерно присутствие твердых, жидких и газообразных включений с преобладающим размером 3–4 мкм. Детально они изучены в щелочных породах Хибинского массива [65]. Среди твердых включений преобладает эгирин (90%), расположенный в зернах нефелина закономерно или четко по зонам роста [66–69]. Предполагается [70–72], что он образовался в результате распада гомогенного твердого раствора нефелина с высоким содержанием железа.

Хим. Теор. состав $KNa_3Al_4Si_4O_{16} \cdot Na_2O - 15,91$; $K_2O - 8,06$; $Al_2O_3 - 34,90$; $SiO_2 - 41,13$. Мол. вес 584,35 – соответствует составу в миналах $Ne_{75}K_{25}$ [29, 32]. Для природных образцов обычно характерны дефицит щелочей и избыточное против теоретического содержание кремнезема. Составы большей части природных нефелинов варьируют в узких пределах $Ne_{80}-Ne_{75}$ [4, 8, 23, 73, 74]. Из 278 изученных образцов разности, более богатые натрием, составляют всего около 10%, а более калиевые – 20–25% [23].

Обычные микропримеси: Fe (Fe^{2+} и Fe^{3+}), Ca, в подчиненном количестве Ti, Mn, Mg, CO_2 , P_2O_5 , H_2O , частично входящие в решетку нефелина или присутствующие в виде механических включений. Возможность изоморфного вхождения Fe^{3+} вместо Al^{3+} доказана методами парамагнитного резонанса и электронного микрозондирования [62].

Нефелин, как правило, содержит воду (до 0,3 мас.%) [6–10, 49]. Четкие полосы поглощения на ИК-спектрах в области валентных колебаний воды позволили Самсоновой [23] предположить вхождение в его структуру одиночных ориентированных молекул воды. Их ориентация Н–Н-осями перпендикулярно [0001] была затем установлена комплексом методов – ДТА, ДТГ, ИК-спектроскопии, поляризационной FTIR-микроспектрометрии, включая ЯМР, в образцах из Монте-Соммы, Везувий, содержащих 0,02–0,5 мас.% H_2O . Показано, что содержание воды зависит от числа вакансий в щелочных позициях, главным образом К. Образцы замутненного нефелина, кроме того, обнаруживают полосы ($5177,8\text{ см}^{-1}$, плюс 5130 и 5230 см^{-1}), отвечающие неструктурной воде цеолитового типа [75, 76].

Большинство природных нефелинов рассматриваются как твердые растворы в различных системах нефелина (Ne): с кальсилитом (Ks), Na-Ca плагиоклазами (An), K,Na полевыми шпатами (Fsp), $Ca_2Al_2O_4$ и кварцем (Q) [4, 29, 49, 73, 77]. Идеализированная формула для твердых растворов этого типа, предложенная [4] $K_xNa_yCa_z \square_{R-(x+y+z)} Al_{1+y+2z} Si_{16-(x+y+2z)} O_{32}$, или в миналах (Dana, 1997) $Ne_x K_y An_z Q_{1-x-y-z}$.

Вероятность существования твердого раствора нефелин–железистый нефелин ($Ne-Fe-Ne$) рассмотрена [78, 79] для трехкомпонентной системы $NaAlSiO_4-NaFe^{3+}SiO_4-SiO_2$; предложена общая его формула:

$Ne_{1-x-y} \square_{R-(x+y)} Fe_x^{3+} Al_y Si_{16-(x+y)} O_{32}$. Рансс [80] установлено, что полученный экспериментально в системе $Na_2O-Fe_2O_3-SiO_2$ железистый нефелин имеет повы-

шенные значения показателей преломления. Поле твердого раствора Fe-Ne распространяется только до состава $Ne_{70}Fe-Ne_{30}$ при 765° , и некотором избытке SiO_2 . В природных нефелинах содержания Fe обычно колеблются в пределах 0,5–1 мас.% ($Fe^{3+} + Fe^{2+}$) [23]; максимальные содержания Fe_2O_3 обнаружены в нефелинах из нефелинитовых туфов Олдоиньо-Ленгаи, Танзания [81] (4,6%), и среди высококалийевых мафуритовых лав Уганды (6,22–7,52 мас.%) [82]. Вхождение Fe в нефелин определяется количеством Fe, которое может находиться в трехвалентном состоянии, и контролируется щелочностью среды [78, 81].

Содержания элементов-микропримесей в нефелине обычно невелики – в пределах 0,00n–0,0n% и менее. Это главным образом редкие щелочи: Li, Rb, Cs, а также Ba, Sr и TR; отмечаются Ga, Y, Mo, Sn, Hf, Th, U, Tl, Mn, V. Формы их вхождения и закономерности распределения изучены недостаточно. Наиболее значимы содержания Ga (изоморфного с Al), который может извлекаться попутно из нефелинового сырья.

Анализы (в порядке уменьшения Na-компонента):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	19,69	18,07	17,25	16,90	16,76	16,66	16,36	16,28	16,26
K ₂ O	1,93	2,86	3,66	5,60	5,04	5,39	4,00	2,22	6,44
MgO	0,23	He опр.	0,00	0,00	He опр.	He опр.	0,07	0,02	0,09
CaO	0,54	1,85	0,71	0,14	0,17	0,04	0,66	0,36	0,59
FeO	–	0,04	–	0,00	–	0,36	0,00	0,40	0,00
Fe ₂ O ₃	0,47	0,00	0,59	0,80	0,83	He опр.	0,88	He опр.	0,99
Al ₂ O ₃	32,22	32,63	32,03	33,20	32,55	32,75	31,73	30,71	33,81
TiO ₂	He опр.	He опр.	He опр.	0,00	He опр.	0,05	0,00	0,08	0,06
SiO ₂	44,35	45,39	44,65	43,20	44,65	44,75	43,77	51,52	41,12
H ₂ O ⁺	0,53	He опр.	0,96	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,09

Сумма	99,96	100,84	100,06	99,84	100,00	100,00	99,39	101,68	99,95
-------	-------	--------	--------	-------	--------	--------	-------	--------	-------

Коэффициенты формулы при расчете на $Si + Al + Fe = 16$

Na	7,39	6,68	6,46	6,32	6,22	6,18	6,20	5,74	6,17
K	0,33	0,70	0,90	1,38	1,23	1,31	1,00	0,51	1,61
Ca	0,11	0,38	0,15	0,03	0,03	0,01	0,14	0,07	0,12
ΣA	7,83	7,76	7,51	7,73	7,48	7,50	7,34	6,32	7,90
Fe	0,07	0,01	0,09	0,13	0,12	0,06	0,13	0,06	0,15
Al	7,35	7,33	7,29	7,55	7,34	7,38	7,31	6,58	7,80
Si	8,58	8,66	8,63	8,34	8,54	8,56	8,56	9,36	8,05

Миналы (мол. %)

Ne	90,1	80,5	80,2	79,0	78,2	77,6	78,3	74,9	77,0
Ks	4,0	8,4	11,2	17,2	15,5	16,5	12,6	6,7	20,0
An	2,5	8,5	3,4	0,7	0,8	0,2	3,2	1,7	2,9
Q	3,4	2,7	5,2	3,1	5,5	5,7	5,9	16,7	0,1

1 – из тералита, Новый Южный Уэльс, Австралия [83]; 2 – из тералита. Витимское нагорье, Сайженский массив, микрозоид., анал. Лапутина [84]; 3 – из фонолита, щелочная провинция Данидин, Новая Зеландия, кроме того $H_2O^- = 0,21$ [85]; 4 – из полевошпатового ийюлита, Ковдор, Кольский п-ов, микрозонд., анал. Лапутина [86]; 5 – из нефелинита, гора Юдичвумчорр, Хибины, микрозонд., анал. Цепин, Голованова [86]; 6 – из нефелинового сиенита, Кузнецкий Алатау, микрозонд. [64]; 7 – из нефелинового сиенита, М. Ковдор, Кольский п-ов, анал. Бабкина [67]; 8 – из тералита, вулкан Гуцини, о-в Сардиния, Италия [87]; 9 – из ийюлита, Ковдор, Кольский п-ов, анал. Ломейко [84], в сумму входит $CO_2 = 0,50$.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	16,19	16,1	16,10	15,84	15,60	15,35	15,03	14,62	12,68
K ₂ O	7,06	4,7	6,40	5,54	6,45	7,75	6,90	5,95	9,12
MgO	He опр.	He опр.	He опр.	1,00	He опр.	He опр.	0,22	0,10	0,18
CaO	0,06	0,8	0,00	1,01	0,18	0,83	0,36	0,78	1,16
FeO	1,17	—	0,00	0,56	—	—	—	He обн.	0,28
Fe ₂ O ₃	—	0,00	1,50	1,15	0,72	7,52	1,67	0,22	1,43
Al ₂ O ₃	33,43	32,6	33,10	34,18	33,03	25,03	34,15	34,08	33,67
TiO ₂	He опр.	He опр.	0,00	He обн.	He опр.	He опр.	He опр.	0,06	He опр.
SiO ₂	42,15	45,3	43,00	42,22	43,55	42,85	41,70	43,36	40,32
H ₂ O ⁺	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,29	0,76

Сумма	100,06	99,5	100,10	99,94	99,53	99,33	100,03	99,85	99,60
-------	--------	------	--------	-------	-------	-------	--------	-------	-------

Коэффициенты формулы при расчете на Si + Al + Fe = 16

Na	6,09	5,97	6,01	5,86	5,83	6,10	5,60	5,42	4,84
K	1,75	1,15	1,57	1,35	1,59	2,03	1,69	1,45	2,29
Ca	0,01	0,16	0,00	0,21	0,04	0,18	0,07	0,16	0,24
Σ A	7,84	7,28	7,58	7,42	7,45	8,31	7,36	7,03	7,37
Fe	0,19	0,00	0,22	0,25	0,10	1,16	0,24	0,03	0,26
Al	7,64	7,34	7,51	7,69	7,50	6,05	7,74	7,68	7,81
Si	8,17	8,66	8,28	8,06	8,39	8,79	8,02	8,29	7,94

Миналы (мол. %)

Ne	76,2	75,2	76,3	75,3	74,1	71,0	73,0	70,9	62,7
Ks	21,8	14,4	19,9	17,3	20,1	23,6	22,0	19,0	29,7
An	0,3	3,8	0,0	4,9	0,9	3,9	1,8	3,9	5,9
Q	1,7	5,6	3,8	2,4	4,9	1,5	3,2	6,2	1,8

10 — из ийолита, комплекс Сибрук-Лейк, пров. Онтарио, Канада, микрозонд. [88]; 11 — из нефелинового сиенита, пров. Онтарио, Канада, микрозонд. [89]; 12 — из мельтейгита, Маймеча-Котуйская щелочная провинция, микрозонд., анал. Лапутина [84]; 13 — из нефелинита, Турий мыс, Кольский п-ов [90]; 14 — из геленит-сперритовых скарнов, Кусиро, о-в Хоккайдо, Япония, микрозонд. [48]; 15 — из К-анкаратрита, грабен Колима, Юго-Зап. Мексика, микрозонд., в том числе SrO — 0,09 [91]; 16 — из кальсилитовой лавы, Аьбанские горы, Римская пров., Италия [45]; 17 — из пегматита, Вишневы горы, Урал, кроме того H₂O⁻ — 0,19, F + Cl — 0,22 [23]; 18 — из нефелинита, Хома, Кения [23], в том числе MnO — 0,02, P₂O₅ — 0,32.

См. также химические анализы в [17, 21, 80, 84, 88].

Диагн. исп. Легко разлагается HCl и другими минеральными и органическими кислотами с выпадением геля SiO₂. При длительном кипячении в воде раствор приобретает щелочную реакцию. После протравливания сиропной ортофосфорной кислотой способен окрашиваться 0,25%-ным раствором метиленовой сини в темно-голубой цвет. П. п. тр. сплавляется в пузыристое стекло.

Диагност. Соотношение щелочей $K/(K + Na + Ca)$ в нефелине можно оценить по данным рентгеноструктурного анализа. Самсонова [23] провела ревизию использованных ранее методов и показала, что графики, предложенные для значений $2\theta(202)$ и (210) Гамильтоном и Мак-Кензи [73], некорректны. При массовых определениях применимы уравнения Сахама [20], особенно по отражению (202) :

Уравнения для определения $K/(K + Na + Ca)$ (ат. %) в нефелинах по значениям рентгеновских отражений [20]

Интервалы состава нефелина	(202)	(210)
$0,25 < K < 2,00$	$122,8-153,8(2\theta_{Cu}-29,00)$	$67,72-192,7(2\theta_{Cu}-27,00)$
$2,00 < K < 4,73$	$71,8-72,0(2\theta_{Cu}-29,00)$	$108,94-68,03(2\theta_{Cu}-26,00)$

Наиболее точным является определение содержания калия в нефелине по графикам Донней с соавт. [4] по объему ячейки V и параметру a . Однако, как было показано [92], существование зависимости параметров ячейки от содержания в нефелине Ca не подтверждается.

Повед. при нагр. Плавление нефелина в стекло при 1380° сопровождается на кривых ДТА эндотермическим пиком. Нагретое до 1100° стекло обнаруживает эффект рекалесценции – выделяет скрытую теплоту кристаллизации, которая на кривой ДТА фиксируется экзотермическим пиком [93].

При нагревании объем нефелина увеличивается. Величина объемного расширения растёт от 2,78% при 100° до 3,75% при 800° [11, 94].

Температуры фазовых переходов изучены для полиморфов $NaAlSi_3O_8$. Высокий карнегиит (куб.) устойчив до температуры плавления 1525° . При понижении температуры до 1250° преобразуется в высокий нефелин (ромб.), в свою очередь, переходящий в низкий нефелин (гекс.) около 900° [32]. Преобразование высокого карнегиита в высокий нефелин с понижением температуры протекает вяло, а при закаливании высокий карнегиит может находиться в поле устойчивости нефелина вплоть до 690° , когда он преобразуется в низкий карнегиит (монокл. или трикл.) [32].

Нахожд. Нефелин – один из главных породообразующих минералов щелочных горных пород разнообразного состава и генезиса: магматических, метасоматических, метаморфических, а также мантийных образований и метеоритов. Образуется в широком диапазоне температур и давлений в условиях среды, недосыщенной кремнеземом и богатой щелочами и алюминием. Химический состав нефелина коррелируется с характером его минеральных парагенезисов, особенно с наличием или отсутствием в парагенезисе полевых шпатов и их составом – натрий-кальциевым или калий-натриевым. Выделяются три группы парагенетических ассоциаций нефелина, характерные для пород щелочно-ультраосновной, щелочно-основной формаций и формации щелочных пород среднего состава [23, 84, 95].

Бесполовшпатовые парагенезисы нефелина с клинопироксеном, оливином, мелилитом характерны для сильно недосыщенных (меньше 30% SiO_2) пород щелочно-ультраосновной формации. Выделяются два типа таких парагенезисов: с мелилитом и без мелилита.

В плутонических разностях нефелин (10–30%) ассоциирует с мелилитом (40–70%), клинопироксеном (10–30%) и оливином (до 30%) в гурьятах, а также в окаитах, в которых оливин (0–10%) и клинопироксен (0–10%) играют резко

подчиненную роль. Двухминеральный парагенезис нефелина с клинопироксеном, без мелилита, характерен для ийолитов и уртитов, где нефелин обычно преобладает (50–70% и более), и мельтейгитов (10–50% нефелина), где, напротив, преобладает клинопироксен (40–70%). В породах калиевых щелочных серий, содержащих мелилит, лейцит или кальсилит, нефелин встречается спорадически [95].

Нефелинсодержащие щелочно-ультраосновные породы известны в массивах, расположенных на Балтийском (Сев. Карелия, Кольский п-ов, Финляндия, Южн. Скандинавия), Канадском и Бразильском щитах, на Сибирской и Северо-Американской платформах, в Гренвильской и Алтае-Саянской консолидированных складчатых областях. В формировании нефелина этих массивов заметная роль принадлежит процессам высокотемпературного метасоматоза [84, с. 48].

Массивы нефелинсодержащих ультраосновных–щелочных пород, приуроченных к щитам, обычно связаны с карбонатитами. Классическим примером может служить Ковдорский массив (Кольский п-ов) [84, 96], представляющий собой сложную многофазовую интрузию концентрически-зонального строения, прорывающую складчатую толщу биотит-олигоклазовых гнейсов и гранитоидных беломорской серии архея. Нефелин вместе с клинопироксеном являются главными породообразующими минералами ийолит-мельтейгитов, образующих кольцевую субинтрузию, окружающую центральное ядро, сложенное наиболее древними породами массива – оливинитами и пироксенитами. Он слагает короткостолбчатые или таблитчатые идиоморфные зерна, заключенные вместе с вкрапленниками диопсид-авгита в основной массе эгирин-авгита. Является также распространенным минералом в более поздних дайках ийолитов, малинитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов. Присутствует в метасоматитах, занимающих более половины площади массива: мелилититах, развитых по оливинитам, диопсид-флогопитовых, нефелин-пироксеновых и монтичеллитовых породах и турьяитах, связанных с ранней натриевой стадией метасоматического процесса. В завершающую стадию метасоматоза формируются карбонатиты, с которыми связано возникновение апатит-форстеритовых, магнетитовых и флогопитовых руд с перовскитом и бадделейтом. Нефелин образуется также при нефелинизации вмещающих гнейсов на контакте с ийолит-мельтейгитами, замещающих биотит-олигоклаз и анортклаз.

К той же формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами относятся более мелкие массивы: Салмагорский, Озерная Варака, Африканда, входящие вместе с Ковдорским массивом в Центральный пояс каледонских интрузий Кольского п-ова. Для них характерны интенсивное проявление метасоматоза с образованием мощных зон нефелинизации ультраосновных пород, фенитизации вмещающих гнейсов, а также присутствие нефелинсодержащих пегматитов. Неправильные ветвящиеся тела последних особенно распространены в массиве Африканда среди пироксенитов и оливинитов [96].

За пределами России на территории Балтийского щита к формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами относятся известные кольцевые комплексы Альнё (Швеция) и Фён (Южн. Норвегия), залгающие среди гранито-гнейсов докембрийского фундамента, где метасоматические процессы нефелинизации и фенитизации проявлены особенно интенсивно [97]. Вокруг центрального штока карбонатитов образуются концентрические зоны существенно нефелиновых ийолит-уртитов, нефелиновых сиенитов, фенитов и сиенитов нормального ряда. Фениты сформировались в результате десицикации гнейсов и привноса натрия. Мельтейгиты слагают также дайки в периферической части массивов.

Нефелинсодержащие ультраосновные породы с карбонатитами, сформированные в зонах разломов древних платформ, известны также в массивах Кугда

и Одихинча Маймеча-Котуйской щелочной провинции на северо-западе Сибирской платформы [84].

В массиве Кутда, залегающем среди доломитов среднего кембрия, оливиниты окружены кольцом нефелинсодержащих мельтейгитов (10–15% нефелина) и меланократовых ийолитов (50–70% нефелина). С нефелином ассоциируют пироксен и спорадически оливин. Метасоматические преобразования проявлены слабо. В массиве Одихинча, находящемся в доломитах верхнего протерозоя с прослоями известняков и мергелей нижнего кембрия, оливиниты присутствуют только в виде ксенолитов в штокообразном теле мельтейгитов, ийолитов, ийолит-уртитов, меланитовых ийолитов и якупирангитов. В периферической зоне массива найдены останцы мелилитов, ункомпагритов и турьяитов, в которых нефелин ассоциирует с мелилитом и клинопироксеном. Один из блоков турьяита содержит тела пегматоидных пород пироксен-гранат-нефелин-флогопитового состава с промышленной концентрацией флогопита. Формирование массива завершается дайковой серией нефелинитов, микррийолитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов [84].

Среди вулканических разностей щелочно-ультраосновных пород, приуроченных преимущественно к континентальным рифтам, реже к островным дугам и платформам, нефелин входит в состав оливиновых нефелинитов (10–30% нефелина), меланефелинитов (10–40% нефелина) и нефелинитов (40–60% нефелина) и ассоциирует с клинопироксеном (более 10%), реже с оливином. На территории России эти породы мало распространены: они известны на Сибирской платформе, по северо-западному борту Анабарской антеклизы на северо-западе Маймеча-Котуйской щелочной провинции, где вулканогенные толщи пермо-триасового возраста сложены мелилитолитами и нефелинитами [84]. Более широко распространены нефелинсодержащие щелочно-ультраосновные вулканы в рифтовых зонах Вост. Африки и в Камеруне. Так, преобладающими пирокластами вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Кенийской рифтовой долине являются ийолитовые и нефелинитовые туфы и экструзии меланефелинитов с прослоями пеплов и лав, в которых встречаются содовые карбонатитовые лавы [98].

В ряде районов мира известны гипабиссальные субвулканические щелочно-ультраосновные интрузии. В России это щелочной комплекс Турьего мыса на северном побережье Кандалакшского зал. Белого моря [90], представленный дайковой серией щелочных пород – мельтейгитами, ийолитами, мелилитолитами и турьяитами, залегающими среди гранитоидов нижнего протерозоя и в песчаниках рифея. Нефелин присутствует в виде крупных фенокристов в ранних дайках и порфирировых вкрапленников в более поздних нефелиновых мелилититах и мелилитовых нефелинитах, а также в виде микролитов в основной массе пород. Ассоциирует с мелилитом, оливином и клинопироксеном. Предполагается, что в результате его кристаллизации из первичного меланефелинового расплава образовалась последовательная серия пород: оливиновые и оливин-мелилитовые меланефелиниты → оливин-нефелиновые меланефелиниты → карбонатиты → нефелиниты. Температура кристаллизации оливиновых нефелинитов, определенная по равновесию нефелин–жидкость [90], совпадает с экспериментальной [99] и составляет 1250–1300°.

В парагенезисе с полевыми шпатами, как калиево-натриевыми, так и плагиоклазами, нефелин образуется в щелочно-основных породах (44–45% SiO₂). Максимальные содержания нефелина характерны для полевошпатовых ийолитов (30–50%), полевошпатовых уртитов (70–90%) и их вулканических аналогов – полевошпатовых нефелинитов (40–50%). Уртиты используются как нефелиновое глиноземное сырье. Щелочные полевые шпаты (5–15%) в парагенезисе с нефелином представлены микроклином, ортоклазом или сани-

дно, а клинопироксены (5–50%) – эгирином, эгирин-авгитом или титан-авгитом; в полевошпатовых нефелинитах спорадически встречается оливин (до 5%) [95, 100].

В щелочных габброидах [95] нефелин постоянно наблюдается в тералитах 10–30%) и эссекситах (5–20%) в ассоциации с плагиоклазом (20–40%), клинопироксеном (10–60%) и оливином (до 20%). В эссекситах, кроме плагиоклаза (30–40%), спорадически присутствует щелочной полевой шпат (20–30%), встречается амфибол. Нефелин здесь обычно ксеноморфен, образует неправильные зерна, нередко с пойкилитовыми включениями полевого шпата [95].

Для малораспространенных фельдшпатоидных сиенитов, промежуточных по составу между основными и средними породами, – сэрнеита, науяита и риччоррита, характерен парагенезис нефелина с другими фельдшпатоидами – канкринитом (5–20%) в сэрнеите, содалитом (30–50%) в науяите и кальсилитом (до 20%) в риччоррите. Главный [95] минерал парагенезиса – щелочной полевой шпат – микроклин-пертит, содержание которого может достигать 50–70%; для риччорритов здесь характерен либо гомогенный микроклин, либо существенно калиевый адуляровидный ортоклаз [68, 86, 100]. Присутствуют также клинопироксен (5–25%), амфибол (до 10%) или слюда [95].

Парагенезисы нефелина в щелочных базальтоидах (тефритах и нефелиновых трахибазальтах) отличаются от своих плутонических аналогов (тералитов и эссекситов) незначительно. Нефелин, как и полевой шпат, образует порфириновые вкрапленники в афанитовой или трахитовой основной массе [95].

В вулканических аналогах основных фельдшпатоидных сиенитов (основных габбролитах) нефелин (10–20%) является типоморфным минералом нефелиновых мелафонолитов, где он ассоциирует с щелочным полевым шпатом (до 60%), содалитом (5–15%), клинопироксеном (5–20%) и амфиболом (5–10); редко встречаются оливин и плагиоклаз. Нефелин входит в состав основной массы и образует порфириновые вкрапленники наряду с щелочным полевым шпатом (ортоклазом или санидином) и клинопироксеном [95].

Нефелинсодержащие щелочно-основные породы связаны преимущественно с вулкано-плутоническими комплексами, в которых пространственно и во времени совмещены комагматичные щелочно-базальтоидные и щелочно-габброидные ассоциации пород. На территории России они известны в ряде щелочных провинций: Карело-Кольской на Балтийском щите (массив Гремяха-Вырвонь), Кузнецкого Алатау (Кия-Шалтырский, Горячегорский массивы), Южн. Забайкалья (Белозерский массив), Западно-Алданской (Мурунский массив), Уральской (Нязепетровский, Нижне-Тагильский, Кушвинский массивы) [84]. Из зарубежных детально описаны массивы Европейского континента: Португалии, Чешско-Силезской рифтогенной структуры, Рейнской вулканической области (массив Кайзерштуль), а также Балтийского щита (Иивара в Финляндии, Фен в Норвегии, Альнё в Швеции) [97]. В Сев. Америке массивы нефелинсодержащих основных-щелочных пород находятся в пределах Гренвилльской складчатой области и на Канадском щите – в щелочных провинциях Халибуртон, Банксвофт, Блю-Маунтин, а также в ассоциации с ультраосновными-щелочными породами массива Каминак. В Южн. Америке они встречены на Бразильском щите в составе вулкано-плутонического комплекса Посус-ди-Кальдас (пров. Минас-Жерайс) (фонолиты и нефелиновые сиениты) [97]. В Азии – известны в Монголии, среди четвертичных вулканитов Японии, среди трапфов Декана в Индии (щелочные базальтоиды и трахиты). В Австралии описана кайнозойская серия нефелиновых базальтов, трахитов, фонолитов в Новом Южном Уэльсе. На океанических островах: Св. Елены, Азорских – в Атлантике и на Гавайских – в Тихом океане они находятся среди щелочных вулканитов основного и ультраосновного состава [97].

Классическим примером щелочно-основного магматизма является палеозойская провинция Кузнецкого Алатау в России [84], где развиты вулканические, субвулканические и интрузивные образования. Нефелинсодержащие породы всегда ассоциируют с субщелочным габбро. Примером массива, сложеного полнодифференцированной серией щелочно-основных пород, может служить Кия-Шалтырский, залегающий среди нижекембрийских известняков и плагиоклазовых порфиритов. Основную площадь массива занимают безнефелиновые субщелочные габбро ранней интрузивной фазы, в эндоконтакте которых находятся тела уртитов второй интрузивной фазы, ийолитов и основных плагиоклазовых уртитов, а также тералитов в зоне экзоконтакта. Формирование нефелина связывают с изменением габбро в результате Na-метасоматоза. Небольшие дайкообразные тела фойяитов третьей фазы, сложенные микроклин-пертитом, нефелином и эгирином, сформированные при внедрении нефелин-сиенитовой расплава, приурочены к зонам трещиноватости. Плагиоклазовые уртиты и тералиты благодаря высоким содержаниям нефелина (до 80–90%) представляют собой богатое глиноземное сырье.

Мощные тела полевошпатовых уртитов, тералитов и лейкократовых нефелинсодержащих тералитов развиты в центральной части Горячегорского массива Кузнецкого Алатау, залегающего среди нижедевонских порфиритов. В юго-западной части массива находится обособленное тело поздних фойяитов. Наиболее высокое содержание нефелина (до 60%) – в порфириовидных лейкократовых тералитах.

На Витимском нагорье Вост. Забайкалья серия щелочно-основных пород с нефелином наиболее полно представлена в Нижне-Бурульзайском массиве, залегающем среди верхнепротерозойских известняков, субщелочных габброидов и пироксенитов икатского комплекса. Массив сформировался в три интрузивные фазы: габбро-пироксениты (I) → якупирангит-уртиты (II) → фойяиты (III). В центральной части массива преобладают уртиты, содержащие до 80% нефелина, и ийолит-уртиты (до 40% нефелина). Они окружены ийолитами, якупирангитами и мельтейгитами, развитыми вдоль зоны эндоконтакта с габброидами и пироксенитами. В экзоконтактовой зоне габброиды подверглись нефелинизации с образованием тералитов. Поздние фойяиты слагают редкие мало-мощные жилы среди ийолитов и уртитов [84].

Нефелинсодержащие породы щелочно-габброидных серий известны также на Балтийском щите в массиве Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове. Это сложный расслоенный плутон, состоящий из трех комплексов пород: древних габбро-перидотитов нормального ряда и молодых щелочно-габброидных и щелочно-гранитоидных [67, 84, 100]. Наиболее распространены полевошпатовые уртиты (ювиты), содержащие нефелин, а также полевошпатовые ийолиты (малиньбиты) с меньшим содержанием нефелина. Нефелин является самым ранним минералом [67] и образует крупные (до 3 см) идиоморфные зерна с характерными включениями мелкоигольчатого эгирина по зонам роста, а также развит в виде кайм и входит в состав основной массы породы (мелкие округлые зерна размером 0,01–2,0 мм). Сосуществующий с нефелином пироксен всегда обогащен эгириновой молекулой.

Парагенезис нефелина с преобладающим щелочным полевым шпатом и щелочным пироксеном, амфиболом, биотитом, иногда с плагиоклазом характерен для щелочных пород средней основности (48–60% SiO₂). В данной ассоциации нефелин постоянно присутствует в нефелиновых фонолитах вулканического происхождения (20–40% нефелина) в виде порфириковых вкрапленников и мелких неправильных зерен основной массы. Нефелиновые фонолиты широко распространены как на континентах, так и на островах Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В России известны среди вулкано-плутонических компле-

ств Кольско-Карельской, а также Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской и Кузнецко-Минусинской щелочных провинций.

Обширные лавовые покровы фонолитов (до 9000 км²) развиты в щелочных провинциях Африки. В Юго-Зап. Африке (ЮАР) наиболее известен вулканоплутонический комплекс Пилансберг, в котором плутонические эгириновые и амфиболовые фойяиты, луювриты и сиениты, прорванные дайками тингуаитов и нефелинитов, перекрыты мощными покровами докембрийских (1290 ± 180 млн лет) нефелиновых фонолитов [95, 97, 101]. В системе Восточно-Африканских рифтов нефелиновые фонолиты участвуют в строении вулканов Сев. Танзании, Уганды, Кении и Эфиопии. Самые крупные (до 2400 км²) поля платофонолитов приурочены к бортам рифта Грегори [95]. Крупные (до 2000 км²) поля нефелиновых фонолитов находятся северо-западнее щелочного пояса Камерунского тектонического линейного элемента в провинциях плато Джос, Аир и нагорья Ахаггар в Сахаре. Встречаются они и на территории Сев. Америки. В Южн. Америке сосредоточены в восточной части Бразильской платформы в составе вулканоплутонических комплексов центрального типа, как, например, массив Посус-ди-Кальдас на Атлантическом побережье. В Европе приурочены к глубинным разломам Центрально-Европейской рифтовой системы – входят в состав щелочных базальтоидных серий Рейнского грабена (районы Кайзерштуль, Хеггау, Штайнгейм, Бренк, Эйфель, Вестервальд, Рён, Хильбург) и Центрального Французского массива. Известны на Британских островах в Сев.-Зап. Шотландии, среди третичных вулканических полей Гренландии, в Испании и Португалии [95].

В плутонических щелочных породах среднего состава нефелин в качестве породообразующего минерала распространен в нефелиновых сиенитах: фойяитах (25–40%), луювритах (20–30%), миаскитах (20–30%), мариуполитах (10–30%), псевдолейцитовых сиенитах (до 10%) [95]. Формы выделения нефелина в этих породах разнообразны. Он слагает ксеноморфные или таблитчатые кристаллы, встречается в виде пойкилитовых включений в крупных зернах полевого шпата, эгирина или арфведсонита. В порфириовидных разностях мариуполитов разбросаны крупные таблитчатые кристаллы нефелина среди альбитовой основной массы. В результате перекристаллизации при автометасоматозе в мариуполитах возникают крупнозернистые (очковые) агрегаты, шпильры и линзообразные слои нефелина. В псевдолейцитовых нефелиновых сиенитах нефелин образует кропегматитовые сростания с ортоклазом.

В России классическими примерами массивов нефелиновых сиенитов являются Хибинский и Ловозерский на Кольском п-ове. Крупнейший в мире Хибинский массив (1327 км²) с зонально-кольцевым внутренним строением залегает в зоне тектонического сочленения архейских гнейсов и протерозойских вулканогенно-осадочных пород серии Имандра–Варзуга. Основная площадь массива занята фойяитами (в центре) и хибинитами (по периферии), между которыми расположены породы так называемой “центральной дуги”: мельтейгит-уртиты, малиньит-люювриты, ювиты и рисчорриты [65–68, 84, 86, 102–113]. Соотношение нефелина и полевого шпата в разных породах варьирует, но в сумме составляет около 80–90%. Нефелин ассоциирует с калиево-натриевым полевым шпатом – ортоклаз- и микроклин-пертитом в нефелиновых сиенитах (хибинитах и фойяитах) или с существенно калиевым адуляровидным полевым шпатом в породах “центральной дуги” (рисчорритах, ювитах, малиньитах, полевошпатовых урритах). Ассоциирующие темноцветные минералы также различны: эгирин-салит и арфведсонит – в нефелиновых сиенитах, эгирин-диопсид, катофорит и рихтерит – в мельтейгит-урритах, слюда (биотит, лепидомелан, флогопит) – в фойяитах и рисчорритах. Предполагается, что щелочные амфиболы и пироксены (арфведсонит и эгирин) образуются в результате поздних автометасоматических и связанных с ними метасоматических процессов [68, 86].

С грубозернистыми породами “центральной дуги” пространственно и генетически связаны апатит-нефелиновые породы, являющиеся фосфорными и глиноземными рудами Хибинских апатитовых месторождений [65, 66, 109, 110]. Количественные соотношения апатита и нефелина в них изменчивы [109, 110]: в богатых “пятнистых” апатитовых рудах – до 74,6 мас.% апатита и 14,9% нефелина, в бедных “сетчатых” и “брекчиевых” рудах – 31,7–32,4% апатита и 37,3–51,8% нефелина [114]. Генезис апатит-нефелиновых месторождений неясен, и различные гипотезы (кристаллизационные, ликвационные, метасоматические) дискутируются. Существует гипотеза о кристаллизационно-гравитационном разделении нефелина и апатита в уртитовом расплаве [63, 115]. Предполагается также, что часть руды представляет собой эруптивную брекчию из обломков апатит-нефелиновых пород и вмещающих мелкозернистых уртитов, сцементированных массивными среднезернистыми урритами [110]. Используя типоморфные особенности нефелина из обломков и цемента, авторы работы [93] показали, что уррит цемента образовался позже уррита обломков и, по-видимому, из другой порции расплава.

Нефелин является также главным минералом пегматитов в хибинских ийолит-урритах и нефелиновых сиенитах. Размеры его зерен колеблются от нескольких до 30 см и более.

Ловозерский массив нефелиновых сиенитов (650 км²) – один из крупнейших массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов мира. Он представляет собой классический пример первично-расслоенных интрузий [84, 86, 115–118]. Залегает в дислоцированной толще фенитизированных архейских гнейсов. Предполагается, что массив сформирован в четыре последовательные интрузивные фазы: пойкилитовых и порфиридных нефелиновых сиенитов (I); первично-расслоенного (“дифференцированного”) комплекса фойяитов–луявритов–уртитов (II); слабо расслоенного комплекса эвдиалитовых луювритов с субфазой порфиридных луювритов (III); фельдшпатоидных пойкилитовых сиенитов – науяитов (с нефелином и содалитом) и безнефелиновых – тавитов (с содалитом) (IV). Основная площадь массива занята породами II интрузивной фазы. В “дифференцированном” комплексе выделяют три зоны: в верхней и нижней преобладают фойяиты, в средней – луювриты. Нефелин ассоциирует с калиево-натриевым полевым шпатом, эгирином или арфедсонитом. В силу агпаитового порядка кристаллизации нефелин образуется первым; он преобладает в урритах, примерно равен по содержанию микропертиту в фойяитах и играет подчиненную роль в луювритах, где преобладают эгирин и арфедсонит. Среди пород III интрузивной фазы резко преобладают эвдиалитовые и порфиридные луювриты, различающиеся количественными соотношениями нефелина, полевого шпата, эгирина и эвдиалита. Нефелин-содалитовые сиениты IV фазы (науяиты и тавиты) занимают ничтожную часть площади массива.

Агпаитовые нефелиновые сиениты и залегающие в них пегматиты характеризуются обилием второстепенных и аксессуарных редкометальных (Li, Be, TR, Ti, Nb, Zr) минералов, в формировании которых велика роль летучих компонентов (Cl, F, S).

За пределами России аналогом Ловозерского массива является Илимаусакский плутон агпаитовых нефелиновых сиенитов (136 км²), расположенный в пределах Гардарской провинции в Южн. Гренландии [84, 86, 119–122]. Интрузив верхнепротерозойского возраста, внедрен в докембрийские юлианехаабские граниты и перекрыт гардарскими песчаниками и лавами. Предполагается трехстадийное формирование плутона в последовательности: авгитовые сиениты (1), кислые породы (2) и расслоенные агпаитовые нефелиновые сиениты (3), занимающие основной объем интрузива. В прикровлевой его части последовательно сверху вниз формировались пуласкиты, фойяиты, содалитовые фойяиты

и науяиты; в нижней части камеры находятся какортokitы, кверху переходящие в луявриты. На самой поздней стадии внедрились арфведсонитовые луявриты, а также их средне- и крупнозернистые разновидности. Нефелин является главным породообразующим минералом во всех типах пород и сопутствующих им пегматитах. Расслоенность наиболее характерна для какортokitов с циклически повторяющимися черными (арфведсонитовыми), красными (эвдиалитовыми) и белыми (существенно полевошпатовыми) какортokitовыми слоями. Агпайтовые нефелиновые сиениты резко обогащены редкими элементами (Zr, Nb, TR, U, Be).

Ассоциация нефелина с полевым шпатом и биотитом характерна для миаскитовых нефелиновых сиенитов. Уникальная область их проявления – Вишневогорский и Ильменский массивы на Урале [84].

Вишневогорский массив (180 км²) сложен интрузиями миаскитов, залегающих согласно с толщей докембрийских метаморфических пород вишневогорской свиты в непосредственном контакте с биотитовыми гнейсами. Эндоконтактная зона массива сложена плагиомиаскитами и плагиосиенитами, в экзоконтактах развит мощный ореол фенитов и мигматитов. Вслед за внедрением интрузий миаскитов формировались жильные мелкозернистые миаскиты, миаскитовые аплиты, а также нефелин-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты. Состав полевых шпатов меняется от внешних зон массива к внутренним от существенно плагиоклазового (альбит, альбит-олигоклаз) к существенно калишпатовому с одновременным увеличением в парагенезисе роли нефелина. Максимальные содержания нефелина (20–30%) устанавливаются в миаскитах центральной зоны, где он ассоциирует с преобладающим (30–50%) калиевым полевым шпатом (микроклин, микроклин-пертит) и биотитом (5–15%) [84]. Породы массива интенсивно изменены наложенными процессами.

В пегматитах нефелин встречается в виде порфирировых выделений и сростаний с микроклином; размеры зерен достигают 1 м. Часто он полностью замещен канкринитом, голубым вишневитом, анальцимом, натролитом, иногда гидраргиллитом. В процессе гипергенеза на поверхности зерен нефелина образуются пленки галлуазита [123].

В щелочных магматических породах калиевого ряда нефелин встречается спорадически и распространен преимущественно в вулканических сериях. Обычно это сложные фенокристаллы, состоящие из макро- и микропертитовых сростков с кальсилитом, образовавшихся в результате распада твердого нефелинового раствора (см. раздел “Кальсилит”). В интрузивных породах минерал наиболее известен в нефелиновых сиенитах Сыннырского и Сакунского массивов в Прибайкалье. Нефелин этих пород обычно обогащен калием и находится в парагенезисе с калиевым полевым шпатом, чаще всего ортоклазом или санидином.

Нефелин встречается в виде включений в метеоритах, иногда в ассоциации с содалитом и мелилитом. Предполагается, что нефелин и содалит возникли при одновременной конденсации в ионизационно-контролируемом сублимационном процессе, при котором твердая фаза не находилась в температурном равновесии с газом [81].

Экспериментально обоснована возможность существования нефелина и других фельдшпатоидов в мантии Земли [81].

Типоморфизм. Наиболее устойчивый типоморфный признак нефелина щелочных пород различной основности и генезиса (плутонических, вулканических, метаморфических, метасоматических) – содержание в нем избыточного SiO₂ (Q) и Ca (анортитовая молекула, An). Нефелин из бесполевошпатовых парагенезисов щелочно-ультраосновных пород отличается минимальными содержаниями избыточного SiO₂ (от 0 до 4 мол.% Q) и Ca (0–0,8 мол.% An), а в поле-

вошпатовых парагенезисах – максимальными их содержаниями: до 9 мол.% An – в щелочно-основных породах и до 10 мол.% избыточного SiO_2 (Q) – в щелочных породах средней основности [23, 84]. Количество избыточного SiO_2 тесно связано с величиной отношения K/Na в нефелине [66]. Гамильтон и Мак-Кензи [73] экспериментально определили, что в системе $Ne-Ks-Q$ Na -нефелин способен содержать больше избыточного SiO_2 , чем калиевый. Однако в природных образцах эта зависимость выражена слабо [66].

Отношение K/Na благодаря их способности к диффузионному обмену в ходе кристаллизации и посткристаллизационного преобразования нефелина не может служить устойчивым типоморфным признаком условий его кристаллизации. Однако при изучении массивов, связанных с единым магматическим очагом, K/Na отношение используется достаточно успешно [106]. Наиболее изменчивы отношения K/Na в нефелине вулканогенных образований, где содержания K и Na могут достигать максимальных значений. Так, максимальные содержания Na ($Ne_{82,0}Ks_{18,8}Q_{5,2}$) обнаружены в нефелинах из фонолитов Дунидин, Новая Зеландия [85], и якупирангитов Могок, Бирма ($Ne_{83,3}Ks_{13,8}Q_{3,9}$), а также в тералитах бывш. СССР ($Ne_{88}Ks_{10}Q_2$) [84].

Высококалиевые нефелины найдены: в калиевых лавах Юго-Зап. Уганды ($Ne_{54,5}Ks_{45,0}Q_{1,5}$) [82], в нефелин-кальцитовых пертитовых сростках из выбросов калиевой лавы вулкана Альбано, Италия ($Ne_{53,99}Ks_{41,16}Q_{4,85}$) [45], и в оливиновом мельтейгит-порфире бывш. СССР [84]. Нефелины высококалиевых лав отличаются также максимальными (до 7,5% Fe_2O_3) содержаниями железа [82].

Типоморфны также состав и содержания редких (Li , Rb , Cs) и рассеянных (Be , Sr , Ga) микроэлементов в нефелине. Хотя их концентрация в минерале, за исключением галлия, невысока [23], изменение средних содержаний микроэлементов в ряду формаций от щелочно-ультраосновной к габброидно-щелочной, калиевой щелочно-базальтоидной и щелочно-гранитоидной носит закономерный характер [124]. Так, количество Li и Rb в этом направлении увеличивается, а Sr – падает, что, как предполагается в [23], отражает закономерности концентрации элементов-примесей в генерирующих их первичных магмах. Подобная закономерность в определенной степени подтверждается для нефелинов из пород Хибинского щелочного массива [68, 125]: повышенные содержания Rb найдены в нефелинах риччорритов (0,052 Rb_2O) и мельтейгит-уртитов (0,024 Rb_2O), а пониженные – в нефелинах нефелиновых сиенитов (0,015–0,016 Rb_2O). Установлены также вариации содержания Rb в нефелине различных субфаз хибинских мельтейгит-уртитов: оно возрастает от более ранних (0,008–0,016 Rb_2O) к более поздним (0,023–0,028 Rb_2O) субфазам [112]. Однако указанную тенденцию можно объяснить и изменением щелочности–основности среды минералообразования формирующихся пород [68, 86]. В этом случае K/Rb отношение может быть использовано в качестве индикатора изменения щелочности среды минералообразования. Анализ содержаний Rb и K/Rb отношений в нефелине в породах юго-восточного сектора Хибинского массива позволил выявить изменение характера щелочности последовательных метасоматических процессов: нефелинизация ийолит-уртитов с образованием блоковых уртитов при Na -метасоматозе фиксируется высоким отношением K/Rb в нефелине, тогда как формирование пойкилобластовых нефелиновых сиенитов при более позднем K , Si -метасоматозе приводит к пониженной величине K/Rb отношения в нефелине [126].

В распределении Be и Ga четкие закономерности пока не установлены, хотя содержание Ga в нефелине представляет практический интерес, поскольку при переработке нефелиновых концентратов он извлекается попутно с алюминием.

Для нефелиновых фонолитов провинции Гардар, Гренландия, Ларсен [127] определил, что по отношению к сосуществующему полевому шпату нефелин обогащен Rb, Zr, Nb, Cs и Pb, но обеднен Sr, Ba и TR, а Y, Mo, Sn, Hf, Th и U находятся примерно в одинаковых количествах.

Различная степень упорядочения щелочных катионов в структуре – важный типоморфный признак нефелина, отражающий температурные условия его формирования (см. “Структ. и морф. крист.”). В комплексе с геолого-петрологическими данными он позволяет воспроизвести картину становления конкретных массивов [23]. Решению этой задачи способствует изучение типоморфизма физических свойств нефелина (см. “Физ. св.”) [23, 60], особенностей морфологии и размеров его зерен и агрегатов, а также включений и пор [65, 66, 106, 107, 128, 129].

Срастания. Микроперитовые сростки нефелина с кальсилитом, возникшие в результате распада нефелиновых твердых растворов, наиболее широко распространены в вулканогенных образованиях щелочно-ультраосновного состава [45, 91, 130, 131]. Экспериментально показано, что скорость образования зародышей кальсилита в твердом растворе *Ne-Ks* увеличивается с падением температуры, гидростатического давления и при участии гидротермальных растворов [132]. В нефелиновых сиенитах и других полевошпатовых разностях щелочных пород микроперитовые сростки нефелина с кальсилитом нередко образуют включения внутри зерен полевого шпата [100, 133, 134].

Более распространены срастания и прорастания нефелина с полевыми шпатами, детально рассмотренные в отечественной литературе по щелочным массивам Кольского п-ова и Кузнецкого Алатау. Наблюдались графические срастания нефелина с К-полевым шпатом [65, 103–105] наряду с пойкилитовыми вростками нефелина в ортоклазе [68], а также дактилоскопические срастания нефелина с К, Na-ортоклазом (как возможный продукт распада натрийсодержащего лейцита [66]), пойкилобластовые, полосчатые, каплевидные включения К-полевого шпата в крупных кристаллах нефелина [67, 106], включения микроклина в нефелине [67]. Вермикулярные прорастания нефелина с К-полевым шпатом описаны для щелочных пород, промежуточных между ийолитом и нефелиновым сиенитом оз. Каминак, Канада [135].

Менее распространены срастания нефелина с плагиоклазом, образование которых обычно связывают с процессами K,Na-метасоматоза. Они наблюдались в массивах нефелиновых сиенитов: комплекса Марагудзи [136], в пров. Зап. Гата, Индия [137], в щелочном комплексе Колдуэлл, пров. Онтарио, Канада [138]. Нефелин-плагиоклазовые прорастания установлены в основной массе породы, содержащей К-полевого шпата. В Индии плагиоклаз замещен срастаниями микроклин-пертита (сохранившего реликты андезина) с нефелином, который расположен вдоль направлений спайности или плоскостей двойникования плагиоклаза. В Канаде при метасоматическом замещении ксенолитов полевошпатовых порфириров, захваченных нефелин-сиенитовой магмой, сформировались вермикулярные прорастания нефелина и олигоклаза, корродирующие крупные кристаллы андезина или окружающие их в виде коронитов (катион-обменная силикация плагиоклаза) [138].

Нефелиновые геотермометры. Зависимость равновесных химических составов нефелина и сосуществующих с ним минералов от температуры формирования позволяет использовать его в геологической термометрии. На основании данных экспериментальных исследований построены термодинамические диаграммы, позволившие определять температуры равновесий нефелина с полевыми шпатами [8, 81, 139, 140] и пироксеном [141–143].

Гамильтоном [73, 74] предложен геотермометр, основанный на определении соотношения щелочей и избыточного SiO₂ в твердом растворе нефелина в

системе $Ne-Ks-Q$. Он наиболее точен для определения температуры формирования вулканических пород. В изверженных породах из-за высокой скорости обмена щелочей с появлением $H_2O_{пар}$ в процессе остывания магмы результаты определения начальной температуры кристаллизации пород бывают неудовлетворительны.

Перчук и Рябчиков [139] использовали в качестве геотермометра парагенезисы нефелина с щелочным полевым шпатом и плагиоклазом в системе $Ne-Fsp-Pl$ в интервале $400-1000^\circ$. Однако температуры равновесий, полученные предложенным методом для оценки условий кристаллизации нефелиновых сиенитов, согласно [81], в ряде случаев оказались неприемлемыми. Основываясь на термодинамических расчетах, авторы работы [140] определили более высокие температуры равновесий нефелин–полевой шпат в кристаллизующемся расплаве. В то же время они сочли полученные в работе [139] температуры убедительными при допущении, что равновесная кристаллизация нефелина и полевого шпата продолжалась при падении температуры от $900-980$ до 650° [144].

Самсонова [23] предложила в качестве геотермометра использовать зависящую от температуры степень упорядочения щелочных катионов в нефелине, определяемую по величине отношения $I_{202} : I_{212}$. По-видимому, оптимальным представляется учет всех факторов, влияющих на обмен щелочей между нефелином, полевым шпатом и вмещающей средой в ходе их формирования [145].

Изм. Нефелин, образовавшийся в результате магматической кристаллизации или в стадию Na-метасоматоза, замещается более поздним комплексом минералов при K- или Ca-метасоматозе. В метасоматических мелилитовых породах Ковдорского массива он почти нацело замещается мелилитом, флогопитом, содалитом, канкринитом, спорадически гранатом [84, 96].

Под воздействием гидротермальных растворов нефелин изменяется в анальцит, натролит, томсонит, канкринит, содалит, парагонит, серицит, бёмит [146]. Упомянувшиеся ранее в литературе продукты изменения нефелина – гизекеит, гидронефелин, ренит – представляют собой смеси натролита (главный минерал) с анальцитом, томсонитом, альбитом, канкринитом, кальцитом, хлоритом, каолинитом [147]. Наиболее распространено замещение нефелина анальцитом [148], а из других цеолитов – томсонитом и натролитом [149], а также филлипситом и лейцитом, обычно выполняющими трещины и пустоты [148]. Лейцит образуется по нефелину непосредственно или через стадию анальцита [146].

Нефелин легко подвергается выветриванию. При этом он замещается монтмориллонитом, каолинитом, гиббситом или Al,Si-гелями. В нижних горизонтах коры выветривания, благодаря высоким pH растворов из-за возрастающих концентраций щелочей, замещается также цеолитами, не характерными для выветривания большинства пород [150, 151].

Экспериментальными исследованиями изменений нефелина в гидротермальных условиях [146] и при выветривании [152–156] установлена зависимость скорости процесса и состава формирующихся минералов от степени закрытости–открытости системы, стадии изменения, температуры и активности компонентов в растворах. Так, замещение нефелина анальцитом и натролитом протекает при высокой активности Na^+ , томсонитом – Ca^{2+} (в зависимости от отношения Ca^{2+}/Na^+), лейцитом – K^+ , а иллитом, каолинитом, бёмитом – при пониженных активностях K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , но разных pH растворов и длительности выщелачивания [146].

При высоких давлениях [157] нефелин преобразуется в ассоциацию жадеита с $NaAlO_2$, которые при давлении больше 180 кбар и температуре выше 1000° реагируют с образованием “hugoniot-фазы” нефелина $NaAlSiO_4$ со структурой кальций-ферритового типа – новой, наиболее плотно упакованной модифика-

ции NaAlSiO_4 ; предполагается вероятность ее существования в условиях мантии Земли.

Образование ударно-индуцированной фазы при трансформации нефелина под воздействием ударной волны наблюдалось в пределах мгновенного звукового давления от ~ 20 до 40 ГПа [158], что совпадает с областью давлений при получении ударно-индуцированного стишовита из кварца, а образование “hugoniot-фазы” нефелина высокого давления совпадает с таковым альбита [159]. Молярный объем “hugoniot-фазы” NaAlSiO_4 со структурой кальций-ферритового типа ($36,87 \text{ см}^3$) много меньше, а плотность ($3,853 \text{ г/см}^3$) много больше, чем Na-нефелина ($54,160 \text{ см}^3$ и $2,623 \text{ г/см}^3$ соответственно). Характер изменения объема предполагает наличие процесса сжатия аморфной фазы и, возможно, отражает свойства расплава выше шокового давления 60–80 ГПа.

Искусств. Методами твердофазного и гидротермального синтеза получены аналоги природных минералов подсистемы $\text{NaAlSiO}_4\text{--Na}_3\text{K}[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_6]$ и твердые растворы в системах $\text{NaAlSiO}_4\text{--KAlSiO}_4$ [29], $\text{NaAlSiO}_4\text{--CaAlO}_4$, нефелин–анортит (*Ne–An*), нефелин–альбит (*Ne–Ab*), использованные при изучении полей устойчивости фаз в этих системах [4]. Исходными продуктами синтеза служили гидроксиды или карбонаты, реже нитраты Na и K, кремнезем и глинозем, из смесей которых приготавливались “гели” или стекла требуемого состава. После высушивания и нагревания до 1000° гели проверялись на отсутствие кристалличности и гомогенность [160, 161]. Использовались также природные минералы (канкринит, нефелин, альбит, каолинит, галлуазит) и стекла [41].

Впервые синтез Na-нефелина осуществлен Вашингтоном и Райтом в 1910 г. [162], а затем Боуэном [49, 163] путем многократного спекания смеси Na_2CO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 (в нужной пропорции) в стекло с промежуточным дроблением сплава и его последующей кристаллизацией. При высокой температуре получен кубический α -карнегиит, а при низкой – нефелин (температура инверсии 1248°). В условиях медленного охлаждения до 690° кубический α -карнегиит преобразуется в низкотемпературную низкосимметричную фазу неустановленной структуры – низкий β -карнегиит [32, 164].

Нагреванием 1 моль каолинита с 4 моль NaOH при 600° получен чистый α -карнегиит, а при меньшем количестве NaOH (3 моль) – смесь α -карнегиита с α -кристобалитом [43]. Возможность формирования смешанных кристаллов кристобалит–карнегиит рассмотрена также авторами работы [40].

Из пудры стекла риолитового туфа (0,3 г), смешанной с NaOH (0,24 г), $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ (0,05 г) и минерализаторами (BeO, MgO, ZnO) и затем прогретой в интервале $500\text{--}800^\circ$ при атмосферном давлении, синтезирован карнегиит, параметр *a* которого увеличивался с ростом температуры [41].

Из смесей природного каолинита и галлуазита с Na_2CO_3 сухим способом, а также из соосаженных систем: Al, Si-гелей с Na_2CO_3 или NaNO_3 , из гиббсита или бёмита со стеклом $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ [165] синтезировали карнегиит и нефелин (высокий и низкий) и установили, что температура и скорость инверсии и структура полиморфов NaAlSiO_4 зависят от структуры и количественных соотношений фаз, послуживших исходным материалом синтеза. Подтверждена установленная ранее [49] точка инверсии высокий карнегиит \rightarrow высокий нефелин при 1250° .

Гексагональный Na-нефелин синтезирован [166] из смеси кристобалита, Al_2O_3 , NaHCO_3 (измельчение в ацетоне 3 ч, нагревание в аргоне 10 ч для удаления CO_2 и H_2O , неоднократное измельчение и нагревание при 800° 24 ч в автоклаве). Кристаллы Na-нефелина длиной 0,5 мм с гранями (1000), (0001), (10 $\bar{1}$ 1) получены из смеси Al_2O_3 и SiO_2 в растворе NaOH нагреванием в автоклаве в присутствии воды при 600° , за 6 ч. Относительно крупные (2–3 мм), но засоренные примесями пластинчатые кристаллы Na-нефелина ($n_o = 1,532$, $n_e = 1,528$) синтезированы [167] из смеси Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2CO_3 с минерализаторами.

Гексагональный Na-нефелин получен Шерером [4] как сухим способом, при нагревании гелей NaAlSiO_4 в интервале $900\text{--}1200^\circ$ за время от 6 до 34 сут, так и в гидротермальных условиях при 1100° за 6 ч. Na-нефелин с гексагональной структурой получен также из природного альбита ($Ab_{98}Or_2$) гидротермально за разные промежутки времени нагреванием в интервале $563\text{--}1000^\circ$ при давлении 1,5–2 бар [4, 10, 141], а также путем щелочного обмена в расплаве NaCl при 810° за 24 ч при использовании для опытов нефелина из пегматита Ларвика, Норвегия [9].

В условиях низкотемпературного синтеза чисто натриевых и низкокальциевых разностей нефелина образуются метастабильные фазы с иррациональными низкосимметричными суперструктурами. Так, действием раствора NaF и NaOH на искусственный канкринит при 500° , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 700$ бар за 70 ч авторы [38] получили фазу с утроенным параметром $c_c = 3c_n$ и псевдоромбической суперъячейкой ($P2_1$), названную тринефелином. Аналогичная фаза синтезирована [33] из геля NaAlSiO_4 при 600° , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ бар за 70 ч. Кристаллы нефелина, прогретые при 500° в течение 24 ч, преобразуются в гексагональный Na-нефелин [38].

В опытах по гидротермальному синтезу нефелина из гомогенного стекла состава $\text{Na}_{1-x}\text{K}_x\text{AlSiO}_4$ (приготовленного из смеси SiO_2 , Al_2O_3 , NaOH, KOH и прогретого в автоклаве при 415° , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 400$ кг/см² с последующим закаливанием) обнаружено, что если при высоких содержаниях K ($x = 0,6\text{--}0,8$) кристаллизовался нефелин гексагональной симметрии с параметрами, отвечающими природным разностям, то при низких его концентрациях ($x = 0,2\text{--}0,3$) образуются призматические кристаллы с псевдогексагональной суперструктурой и более низкой симметрией: $C6_3$, $a = 9,99$, $b = 17,3$, $c = 8,39$ Å; $n_o = 1,544$, $n_e = 1,539$, уд.в. = 2,65 [168, 169].

Искусственные фазы калийсодержащего нефелина, аналогичного природным образцам, получены в системе $Ne\text{--}Ks$ из стекол с разным количеством примеси KAlSiO_4 при $1050\text{--}1350^\circ$ в течение 3–34 сут [4, 30, 49, 168, 169]. Они представлены однофазной областью твердых растворов с параметрами ячейки, размеры которых зависят от содержания Ks в интервале до 62,5 мас. % ($x = 4,796$).

Твердые растворы нефелина, отвечающие природным, получены в системах: 1) $Ne\text{--}Ab$ [170, 171] с общей формулой $\text{Na}_{8-y}\text{Al}_{x-y}\text{Si}_{8+y}\text{O}_{32}$, гидротермально из стекла состава 35,5% NaAlSiO_4 и 62,5% SiO_2 , нагретого при 700° , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ бар за 11 сут; после закаливания в верхней части платиновой трубки находились кристаллы нефелина ($a = 9,917$, $c = 8,361$ Å, $V = 719,9$ Å³) (76 мас. %) совместно с 24 мас. % альбита, а в нижней ее части – кристаллы альбита и стекло; 2) $Ne\text{--}An$ [4, 163, 172] с общей формулой $\text{Na}_{8-2z}\text{Ca}_z\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ из смеси нефелина с 20 и 45 мас. % анортита при 1060° за 3 мес и при 1100° за 18 сут; параметры его ячейки не зависят от содержания Ca ($a = 9,963$, $b = 8,363$ Å, $V = 719,8$ Å³), но при полной раскристаллизации он распадается на две фазы – Ne и An ; 3) $Ne\text{--}Ca\text{Al}_2\text{O}_4$ [4, 173] с общей формулой $\text{Na}_{8-2z}\text{Ca}_z\text{Al}_{8+z}\text{Si}_{8-z}\text{O}_{32}$, представляющий собой однофазный нефелин; изготовлен из смеси $Ne + Ca\text{Al}_2\text{O}_4$ (от 0 до 60%) при $800\text{--}1100^\circ$ за разные промежутки времени (от 90 ч до 25 сут); параметры его ячейки растут с увеличением содержания CaAl_2O_4 ($a = 9,970\text{--}9,992$, $b = 8,362\text{--}8,436$ Å, $V = 719,6\text{--}729,5$ Å³). Данная система представляет интерес, так как крайним ее членом является новый минерал иосиокаит CaAl_2O_4 , обнаруженный в лунных породах [174], и ранее полученный искусственно с составом $\text{Ca}_{8-1/2}\text{Al}_{16-1}\text{Si}_8\text{O}_{32}$ [175].

Практ. знач. Нефелин и нефелинсодержащие породы – ценное перспективное сырье для получения глинозема. Теоретические основы его использования разработаны в СССР в 30-х годах при освоении “хвостов” флотации

апатит-нефелиновых руд Хибинских месторождений и нашли практическое применение в 50-х годах на алюминиевых комбинатах [176, 177]. Нефелиновые руды дешевле бокситовых. Кроме того, при извлечении алюминия попутно получают не менее ценные побочные продукты: сода и поташ, а также бёмитовый шлам, используемый для производства нефелинового цемента, силикатных строительных изделий, в стекольной и керамической промышленности. Производство может быть полностью безотходным. Наиболее крупные из разрабатываемых в России – Хибинское апатит-нефелиновое м-ние на Кольском п-ове, Кия-Шалтырское и Горячегорское м-ния уртитов в Сибири. Технология переработки позволяет извлекать из нефелиновых руд галлий, рубидий и цезий. Дополнительные возможности переработки и утилизации отходов нефелинового сырья с получением ряда новых материалов, в частности взрывчатых веществ, коагулянтов, дубителей, пигментов, строительных материалов, рассмотрены в работе [178] с учетом опыта использования хибинских апатит-нефелиновых руд.

Отл. В отличие от полевых шпатов в условиях выветривания легко корродируется с образованием углублений и пустот, вследствие чего поверхность зерен приобретает жилковато-ячеистую структуру.

Межплоскостные расстояния нефелина из Монте-Соммы, Везувий, Италия [3]*
CuK α -излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
111; 002	70	4,18	203	60	2,34	–	5	1,76
201	10	3,83	311	40	2,30	–	30	1,70
210	70	3,27	222; 213	10	2,12	–	40	1,62
112	30	3,17	312	40	2,08	–	30	1,60
202; 211	100	3,00	–	5	1,98	–	60	1,56
300	70	2,88	–	50	1,93	–	30	1,52
103	50	2,57	–	40	1,88	–	10	1,46
220	40	2,49	–	10	1,84	–		
310; 302; 221	30	2,39	–	40	1,79	–		

* $a_0 = 10,01$, $c_0 = 8,405$ Å.

Межплоскостные расстояния синтетического нефелина состава Ne_{62,5}K_{37,5} [32]*
CuK α -излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	3	5,030	300	35	2,905	222	1	2,1582
200	10	4,354	103	1	2,670	213	7	2,1350
111	10	4,319	212	20	2,593	004	15	2,1046
002	35	4,211	220	15	2,515	312	5	2,0920
201	60	3,870	310	10	2,415	320	2	1,9990
102	5	3,785	302	3	2,390	321	7	1,9450
210	40	3,294	203	30	2,359	114	5	1,9390
211	10	3,065	311	20	2,322	410	5	1,9060
202	100	3,027	400	5	2,1773	204	5	1,8950

* Синтезирован из стекла при 1300°. $a_0 = 10,060$, $c_0 = 8,417$ Å.

Межплоскостные расстояния карнегита (синтезированные образцы) [32]

CuK α -излучение, Ni-фильтрВысокотемпературный Ne₁₀₀ при 750°. a₀ = 7,325 ± 0,007 Å

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
111	100	4,229	222	10	2,114
200	2	3,662	400	5	1,831
220	60	2,590	331	10	1,680
311	3	2,209	420	1	1,638

Низкотемпературный Ne₁₀₀ при 25°

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
1	4,6131	60	2,5556	3	1,9532
100	4,1694	—	2,536	6	1,8834
7	3,7612	8	2,5041	1	1,8219
22	3,6115	7	2,3100	2	1,8047
6	3,0830	5	2,2607	1	1,6828
25	3,0338	20	2,1751	9	1,6536
10	2,9034	3	2,1547	3	1,6141
	2,564	8	2,0825	7	1,5513

Литература

1. Кононова В.А., Первов В.А., Коваленко В.И., Лапутина И.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 20–37.
2. Hogarth D.D., Posafi M., Buseck P.R., Smith J.V. // Europ. J. Miner. 2001. Vol. 13, N 1. P. 51–56.
3. Hahn Th., Bueger M.J. // Ztschr. Kristallogr. 1955. Bd. 106, H. 4/5. S. 308–338.
4. Donnay G., Schairer J.F., Donnay J.D.H. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 245. P. 93–109.
5. Simmons W.B., Peacor D.R., jr. // Ibid. 1972. Vol. 57, N 11/12. P. 1711–1719.
6. Dollase W.A. // Ztschr. Kristallogr. 1970. Bd. 132, H. 1/2. S. 27–44.
7. Foreman N., Peacor D. // Ibid. 1970. Bd. 132, H. 1/2. S. 45–70.
8. Barth T.F.W. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1963. Bd. 43, H. 1. S. 153–164.
9. Dollase W.A., Peacor D.R. // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 2. P. 129–134.
10. Dollase W.A., Thomas W.M. // Ibid. 1978. Vol. 66, N 3. P. 311–318.
11. Sahama Th.G.J. // J. Petrol. 1962. Vol. 3, N 1. P. 65–81.
12. Ferry J.M., Blencoe J.G. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 225–240.
13. Bannister M.A., Hay M.H. // Miner. Mag. 1931. Vol. 22, N 134. P. 569–608.
14. Bueger M.J. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 7/8. P. 600–614.
15. Buerger M.J., Klein G.E., Donnay G. // Ibid. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 805–818.
16. Buerger M.J., Klein G.E., Hamburger G. // Ibid. 1947. Vol. 32, N 3/4. P. 197.
17. Merlino S. // Feldspar and feldspatoides / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 435–470).
18. Gregorkiewitz M. // Bull. Miner. 1984. Vol. 107, N 3/4. P. 499–507.
19. Palmer D. // Silica: Physical behavior, geochemistry and material applications. 1994. 584 p. (Miner. Soc. Amer.; Vol. 29) (см. с. 92–122).
20. Sahama Th.G. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1965. N 218. P. 107–117, 119.
21. Brinkmann D., Ghose S., Laves F. // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 135, H. 3/4. S. 208–218.
22. Stebbins J.F., Murdoch J.B., Carmichael J.S.E., Pines A. // Phys. and Chem. Miner. 1986. Vol. 13, N 6. P. 371–381.
23. Самсонова Н.С. Минералы группы нефелина. М.: Наука, 1973. 144 с.
24. Sahama Th.G. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 165–166.
25. McConnel J.D.C. // Miner. Mag. 1962. Vol. 33, N 257. P. 114–124.
26. Parcer J.M., McConnell J.D.C. // Nature. 1971. Vol. 234, N 52. P. 178–179.
27. Parcer J.M. // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 136, H. 3/4. S. 255–272.
28. Rossi G., Oberty R., Smith D.C. // Europ. J. Miner. 1989. Vol. 1, N 1. P. 59–70.

29. Tuttle O.F., Smith J.V. // Amer. J. Sci. 1958. Vol. 256, N 8. P. 571–589.
30. Henderson C.M.B., Roux J. // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 61, N 3. P. 279–298.
31. Henderson C.M.B., Thompson A.B. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 9/10. P. 970–980.
32. Smith J.V., Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 4. P. 282–305.
33. Ghelis M., Gasperin M. // C.r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 275, N 15. P. 1583–1584.
34. Klaska K.H., Jarchow O. // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, H. 5. S. 452.
35. Kahlenberg V., Böhm H. // Amer. Miner. 1998. Vol. 83, N 5/6. P. 631–637.
36. Сандомирский П.А., Белов Н.В., Сизаловская Ю.И. // Геохимия. 1980. № 10. С. 1509–1527.
37. Klaska R., Klaska K.H., Jarchow O. // Ztschr. Kristallogr. 1979. Bd. 149, H. 1/2. S. 137.
38. Brown W.L., Cesborn F., Dupont G. // Ibid. 1972. Bd. 136, H. 5/6. S. 468–470.
39. Selcer P., Bartsch H.H., Klaska R. // Ibid. 1985. Bd. 170, H. 1/2. S. 175–176.
40. Barth T.F.W., Posnjak E. // Ibid. 1932. Bd. 81, H. 5/6. S. 376–385.
41. Ueda S., Sudo J. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 3/4. P. 324.
42. Cohen L.H., Klement W., jr. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 313. P. 487–492.
43. Borchert W., Keidel J. // Beitr. Miner. und Petrol. 1947. Bd. 1, H. 1. S. 12–14, 17.
44. Thompson J.G., Witters R.L., Wittacer A.K. et al. // J. Solid State Chem. 1993. Vol. 104, N 1. P. 59–73.
45. Aurisicchio C., Federico M. // Bull. Geol. Sci. Finl. 1985. N 57, pt 1/2. P. 129–137.
46. Sack R.O., Ghiorso M. // Contrib. Miner. and Petrol. 1998. Vol. 130, N 3. P. 256–274.
47. Hovis G.L., Roux J. // Europ. J. Miner. 1999. Vol. 11, N 5. P. 815–827.
48. Isao K., Chiyoko H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ., Geol. 1940. Vol. 85, N 9. P. 435–441.
49. Bowen N.L. // Amer. J. Sci. 1917. Vol. 43, N 2. P. 115–132.
50. Roth G., Böhm H. // Solid State Ionics. 1986. Vol. 18/19. P. 553–556.
51. Mauy R. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1968. Vol. 91, N 4. P. 267, 355.
52. Stebbins J.F., Farnan J., Williams E.H., Roux J. // Phys. and Chem. Miner. 1989. Vol. 16, N 8. P. 763–766.
53. Horai K., Simmons G. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 6, N 5. P. 359–368.
54. Соколов С.В., Лысаков В.С. // Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 118–120.
55. Плюснина И.И. // Метаморфические реакции низкотемпературного кремнезема в земной коре. М.: Изд-во МГУ, 1983. 226 с. (см. с. 169–171).
56. Szygan W. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1967. H. 2/3. S. 84–89.
57. Robie R.A., Hemingway B.S. // U.S. Geol. Surv. Bull. 1995. N 2131.
58. Holland T.J.B., Powell R. // J. Metamorph. Geol. 1998. Vol. 16, N 3. P. 309–343.
59. Вурдяняц Л.А. // Зап. Минерал. о-ва. 1941. Ч. 70, вып. 1. С. 16–22.
60. Мейснер Л.Б., Соколов С.В. // Минерал. журн. 1980. Т. 26, № 6. С. 39–45.
61. Shand S. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 8. P. 508–513.
62. Brown F.H. // Ibid. 1970. Vol. 55, N 9/10. P. 1670–1680.
63. Хапиев В.В., Козарко Л.Н. // Геохимия. 1987. № 5. С. 632–643.
64. Туголесов Л.Д., Туголесова О.Л. // Зап. ВМО. 1997. Ч. 126, вып. 1. С. 56–69.
65. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 233 с. (см. с. 84, 128).
66. Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. М.; Л.: Наука, 1970. 179 с. (см. с. 78).
67. Козырева Л.В., Филатова Р.А. // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. С. 89–111.
68. Коктылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. 586 с. (см. с. 49–61).
69. Икорский С.В., Мейснер Л.Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 67–73.
70. Дорфман М.Д., Икорский С.В., Лебедев В.С., Малов В.С. // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 1. С. 183–186.
71. Дорфман М.Д., Икорский С.В., Самойлович М.И., Лебедев В.С. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1973. Вып. 22. С. 70–80.
72. Икорский С.В. Органические вещества в минералах изверженных горных пород: (На примере Хибинского щелочного массива). Л.: Наука, 1967. 120 с.
73. Hamilton D.L., MacKenzie W.S. // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 1. P. 56–72.
74. Hamilton D.L. // J. Geol. 1961. Vol. 69, N 3. P. 321–329.
75. Beran A., Rossmann G.R. // Miner. and Petrol. 1989. Vol. 40, N 3. P. 235–240.
76. Balasson G., Beran A. // Ibid. 1995. Vol. 52, N 1/2. P. 75–83.
77. Bowen N.L., Tuttle O.F. // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 489–511.
78. Onuma K., Yoshikawa K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ., Geol. 1972. Vol. 67, N 12. P. 395–401.

79. *Onuma K., Iwai T., Yagi K.* // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 179–190.
80. *Bailey D.K., Scharier G.F.* // J. Petrol. 1966. Vol. 7, N 1. P. 114–170.
81. *Edgar A.D.* // Feldspar and feldspatoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 501–510).
82. *Sahama Th.G.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1954. Vol. 27, N 166. P. 21–28.
83. *Wilkinson J.F.G.* // J. Petrol. 1965. Vol. 6, N 3. P. 420–444.
84. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с. (см. с. 48, 53, 57, 72, 99, 117, 148, 281, 289).
85. *Tilley C.E.* // Amer. J. Sci. 1954. Vol. 252, N 1. P. 65–75.
86. *Боруцкий Б.Е.* Пороодообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с. (см. с. 188).
87. *Maccioni L., Murgia M.V.* // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1987. Vol. 42, fasc. 1. P. 83–94.
88. *Mitchell R.H.* // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1972. H. 9. S. 415–417.
89. *Mitchell R., Platt R.G.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 3. P. 255–264.
90. *Иванников В.В., Рухлов А.С.* // Зап. ВМО. 1998. Ч. 127, вып. 1. С. 3–15.
91. *Allan J.F., Carmichael J.S.E.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 3. P. 203–216.
92. *Edgar A.D.* // Canad. Miner. 1964. Vol. 8, pt 1. P. 575–585.
93. *Скиба В.И., Балаганская Е.Г., Бахчисарайцев А.Ю.* // Новое в минералах Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 89–99.
94. *Головин А.А.* // Геология и геофизика. 1965. № 12. С. 135–136.
95. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1985. Т. 1. 365 с.; 1983. Т. 2. 767 с.
96. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г.* и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с. (см. с. 169).
97. *Хэтч Р., Уэллс А., Уэллс М.* Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 511 с.
98. *Le Bas M.J.* // Miner. Mag. 1981. Vol. 44, N 334. P. 133–140.
99. *Yoder H S, Tilley C.E.* // J. Petrol. 1962. Vol. 3, N 3. P. 342–532.
100. *Полканов А.А., Елисеев Н.А.* и др. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.; Л.: Наука, 1967. 236 с.
101. *Shand G.G.* // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1928. Vol. 31.
102. *Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 132–138.
103. *Галахов А.В.* Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 169 с.
104. *Тихоненков И.П.* // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90, вып. 2. С. 252–255.
105. *Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.
106. *Сергеев А.В.* // Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. Вып. 4. С. 140–150.
107. *Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
108. *Галахов А.В.* // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 3. С. 657–660.
109. *Иванова Т.Н.* Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 282 с.
110. *Иванова Т.Н.* // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. С. 3–9.
111. *Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В.* и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.
112. *Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И.* Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970. 179 с. (см. с. 98).
113. *Солодовникова Л.Л.* // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 7–72.
114. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа. Л.: Недра, 1987. 188 с.
115. *Козарко Л.Н.* Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
116. *Герасимовский В.И., Волков В.П., Козарко Л.Н.* и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
117. *Буссен И.В., Сахаров А.С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
118. *Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.

19. Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 165 с.
20. Sørensen H. // *Lithos*. 1969. Vol. 2. P. 261–283.
21. Ferguson J. // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10, pt 3. P. 335–349.
22. The Ilimaussaq intrusion, South Greenland: A progress report on geology, mineralogy, geochemistry and economic geology / Ed. J.C. Bailey et al., 1981. 130 p. (*Rapp. Grønlands geol. unders: N 103*).
23. Бонштедт-Куплетская Э.М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 175 с. (см. с. 69).
24. Осокин Е.Д., Самсонова Н.С., Мушко О.А. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190, № 2. С. 437–439.
25. Козырева Л.В. // Щелочные породы Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1966. С. 83–92.
26. Серебрицкий А.И., Барабанов В.Ф., Сергеев А.В., Шанкина Ю.С. // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1986. Вып. 1. С. 3–11.
27. Larsen L.M. // *Lithos*. 1979. Vol. 12, N 4. P. 303–315.
28. Козырева Л.В. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 79–82.
29. Дудкин О.Б. // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. С. 29–37.
30. Sahama Th.G. // *Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A III*. 1953. N 36. P. 1–18.
31. Sahama Th.G. // *Norsk geol. tidsskr.* 1962. Bd. 42, H. 2: (The Feldspar Volume). S. 168–179.
32. Yund R.A., McCallister R.H., Savin S.M. // *J. Petrol.* 1972. Vol. 13. N 2. P. 255–272.
33. Sahama Th.G. // *J. Geol.* 1957. Vol. 65, N 5. P. 515–526.
34. Жидков А.Я. // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 2. С. 414–417.
35. Davidson A // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10, pt 2. P. 191–206.
36. Henderson C.M.B., Gibb F.G.F. // *Miner. Mag.* 1972. Vol. 38, N 298. P. 670–677.
37. Rao Y.G., Murthy J.S.N. // *Amer. Miner.* 1974. Vol. 59, N 7/8. P. 690–693.
38. Mitchell R.H., Platt R.G. // *Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, pt 3. P. 537–540.
39. Perchuck L.L., Ryabchikov I.D. // *J. Petrol.* 1968. Vol. 9, N 1. P. 123–167.
40. Powell M., Powell R. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 62, N 2. P. 193–204
41. Edgar A.D. // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 5/6. P. 573–585.
42. Перчук Л.Л., Колонова В.А. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 2. С. 421–423.
43. Gupta A.K., Green D.H., Taylor W.R. // *Amer. J. Sci.* 1987. Vol. 287, N 6. P. 560–565.
44. Powell M. // *Lithos*. 1978. Vol. 11, N 2. P. 99–120.
45. Зырянов В.Н., Перчук Л.Л., Подлесский К.К. // *Геохимия*. 1977. № 1. С. 56–62.
46. Wirshing U. // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1979. Bd. 134, H. 2. S. 193–207.
47. Edgar A.D. // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 978–989.
48. Heritsch H. // *Mitt. Naturwiss. Vereins Steiermark*. 1976. Bd. 106. S. 21–29.
49. Finch A.A. // *Miner. Mag.* 1991. Vol. 55, N 3 (380). P. 459–463.
50. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитгах горы Юк-сюр Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
51. Дорфман М.Д. // *Геохимия*. 1967. № 7. С. 786–795.
52. Гинзбург И.И., Яшина Р.С. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 74. С. 1–168.
53. Keller W.O. // *J. Sediment. Petrol.* 1963. Vol. 33, N 1. P. 199–200.
54. Гинзбург И.И., Беляцкий В.В., Матвеева Л.А. и др. // Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968. С. 18–65.
55. Соколова Е.И. // Кора выветривания. 1968. Вып. 10. С. 225–233.
56. Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С. // Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975. 167 с.
57. Liu, Lin Gun // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 37, N 3. P. 438–444.
58. Стымаков Т.В., Грушин Р.Ф. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 16. С. 134–137.
59. Sekine T., Ahrens Th.G. // *Phys. and Chem. Miner.* 1992. Vol. 18, N 16. P. 359–364.
60. Luth W.C., Ingamelis C.D. // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 255–258.
61. Hamilton D.L., Henderson C.M.B. // *Miner. Mag.* 1968. Vol. 36, N 6. P. 832–838.
62. Washington H.S., Wright F.E. // *Amer. J. Sci.* 1910. Vol. 29, N 1. P. 52.
63. Bowen N.L. // *Ibid.* 1912. Vol. 33, N 4. P. 551–573.
64. Roy D.M., Roy R. // *Ind. Miner.* 1969. Vol. 10, N 1. P. 16–22.
65. Kubo Y., Jamaguchi G., Kasahara K. // *Miner. J. Jap.* 1967. Vol. 5, N 3. P. 213–223.
66. Tomusaka T., Eüster H.P. // *Miner. J.* 1968. Vol. 5, N 4. P. 249–275.
67. Winkler H.G.F. // *Amer. Miner.* 1947. Vol. 32, N 3/4. P. 131–136.
68. Wyart J., Michel-Levy M.C. // *C.r. Acad. sci. D.* 1949. Vol. 229, N 2. P. 131–133.

169. Wyart J., Michel-Levi M.C. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1955. Vol. 78, N 10/12. P. 577–584.
170. Greig J.W., Barth T.F.W. // Amer. J. Sci. A. 1938. Vol. 35, N 1. P. 93–96.
171. McKenzie W.S. // Ibid. 1957. Vol. 255, N 7. P. 481–516.
172. Gummer W.K. // J. Geol. 1943. Vol. 51, N 8. P. 503–508.
173. Goldsmith J.R. // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 7/8. P. 471–493.
174. Vanniman D.T., Bish D.L. // Ibid. 1990. Vol. 75, N 5/6. P. 676–686.
175. Yoshioka T. // Bull. Chem. Soc. Jap. 1970. Vol. 43, N 7. P. 1981–1987.
176. Нефелиновое сырье / Под ред. Е.Д. Андреевой. М.: Наука, 1978. 490 с.
177. Данциг С.Я., Андреева Е.Д., Пивоваров В.В. и др. Нефелиновые породы – комплексное алюминиевое сырье. М.: Недра, 1988. 190 с.
178. Комплексная переработка хибинских апатит-нефелиновых руд / Под ред. А.П. Волковой. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 173 с.

Кальсилит Kalsilite



Назван по составу [1].

Синон. Калисилит, калсилит.

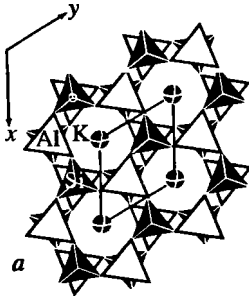
Характ. выдел. Кристаллы (1–3, редко 10 × (1–2) мм), неправильные изометричные зерна (от 100 до 2 мкм в диаметре).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$, $a_0 = 5,16$, $c_0 = 8,69$ Å; $c_0 : a_0 = 1,6841$; $V = 200,4$ Å³ [2]; $a_0 = 5,16$, $c_0 = 8,70$ Å; $c_0 : a_0 = 1,686$; $V = 200,6$ Å³ [3] или $D_6^6 - P6_3,22$, $a_0 = 5,18$, $c_0 = 8,69$ Å; $c_0 : a_0 = 1,6776$; $V = 201,9$ Å³ [4]. Объем ячейки искусственных кальсилитов при разных температурах 198,8–208,0 Å³ [5]. Для высокотемпературного кальсилита вулканического происхождения $D_6^6 - P6_3,22$, $a_0 = 5,17$, $c_0 = 8,67$ Å [6]; $Z = 2$.

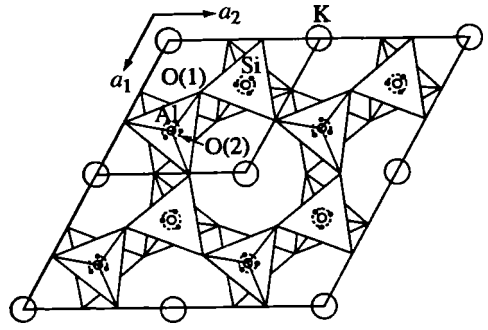
Структура впервые определена Баннистером и Хеем для кальсилита вулканического происхождения [6]. Уточнена Перротта и Смитом [2], доказавшими (на основании монокристалльной съемки), что: 1) пр. гр. кальсилита $P6_3$ создается в результате вращения тетраэдров решетки тридимита в плоскости (001); 2) атомы Si и Al, судя по различным расстояниям Т–О, соответственно 1,61 и 1,74 Å, в Т-позициях упорядочены; 3) атомы О, соединяющие Si,Al-тетраэдры, распределены статистически и смещены на 0,25 Å с идеальных позиций на тройной оси тридимитоподобной решетки; расстояния К–О равны 2,77, 2,99 и 3,20 Å; 4) угол Si–О–Al сокращен со 180 до 163° (фиг. 6). В отличие от нефелина все 6-членные кольца искаженной тетраэдрической сетки имеют в кальсилите сжатую до дитригональной форму с последовательностью тетраэдров UDUDUD. Вершины тетраэдров в последовательных слоях обращены попеременно в противоположные стороны [6а].

В искусственном кальсилите, полученном из нефелина путем щелочного обмена в расплаве KCl [7], обнаружены домены, в которых атомы О(1)-тетраэдров разупорядочены и смещены с позиций, свойственных симметрии $P6_3$, в зеркально-эквивалентные позиции, соответствующие симметрии $P6_3mc$. Таким образом, структура содержит решетки двух ориентаций: a и b , связанные друг с другом зеркальной плоскостью, проходящей через длинную диагональ элементарной ячейки и перпендикулярную оси a .

Прецизионное уточнение структуры (фиг. 7–9) выполнено Анду и Кавахара [8–10], предположившими, что аналогично полисинтетическому двойникованию в низком кварце доменная структура в изученном ими искусственном кальсилите возникает при смещении атомов кислорода в результате фазовых переходов от



Фиг. 6

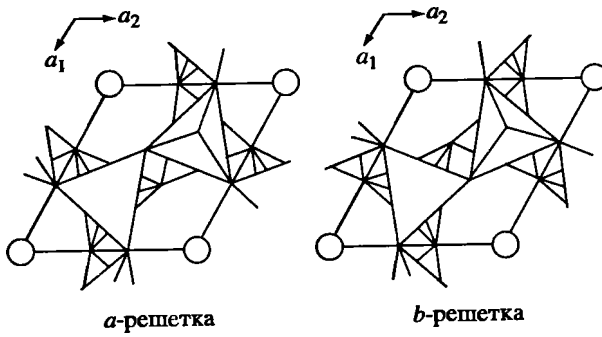


Фиг. 7

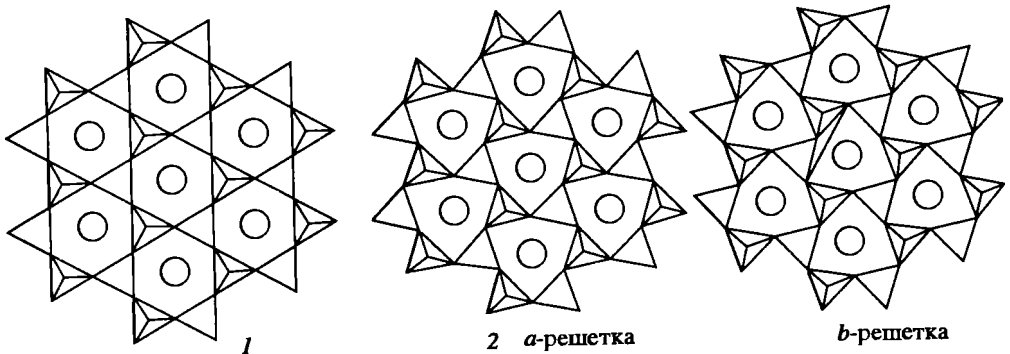
Фиг. 6. Кристаллическая структура кальсилита (по Пальмеру [6a])

a – усредненная $R\bar{3}2$ структура в проекции вдоль оси $[001]$ в координатах Перротта и Смита [2]; b – эффект смещения вершинного атома кислорода $O(2)$ с тройной оси; смещенный атом $O(2)$ может занять одну из трех позиций, обозначенных кружками, отстоящими от тройной оси на $0,25 \text{ \AA}$; угол связи $Al-O(2)-Si$ уменьшается от 180 до 163°

Фиг. 7. Кристаллическая структура искусственного кальсилита в проекции на (001) (по Анду и Кавахара [8])



Фиг. 8. Схематическое изображение соотношения позиций в доменной структуре низкого кальсилита, содержащей два типа решеток – a и b с зеркально-эквивалентной ориентацией (по Анду и Кавахара [8])



Фиг. 9. Схематическое изображение высокотемпературной $R\bar{3}m$ формы кальсилита (1) и низкотемпературной $R\bar{3}$ его формы (2), имеющей доменную структуру с зеркально-эквивалентной ориентацией решеток a и b (по Кавахара и др. [10])

структуры высокого кальсилита ($P6_3mc$) к структуре низкого кальсилита ($P6_3$) с точкой инверсии 875° . Анду с соавт. [10] нашли также, что при 950° существует неупорядоченный высокий кальсилит ($P6_3mnc$), так что соотношение полиморфных разновидностей кальсилита (в порядке падения температуры фазовых переходов) отвечает последовательности $P6_3mnc \rightarrow P6_3mc \rightarrow P6_3$.

Сандомирский и Урусов [3] на основании изучения полиморфных модификаций $KAlSiO_4$ методом высокотемпературной рентгенографии подтвердили, что до 840° стабильна фаза $P6_3$, $a = 5,16$, $c = 8,70 \text{ \AA}$, $V_{298} = 60,5 \text{ см}^3/\text{моль}$, с топологией тридимитового каркаса UDUDUD и упорядоченным расположением Al и Si по двум Т-позициям. Атомы К находятся в полостях каркаса с ближайшим окружением из девяти атомов кислорода: трех O(2), соединяющих верхний и нижний тетраэдрические слои в структуре, и шести базальных атомов кислорода в каждом из этих слоев. Смещение вершинных атомов кислорода O(2) из центра симметрии приводит к искажению угла Т–О–Т до 163° (см. фиг. 7). Кристаллы кальсилита могут образовывать полисинтетические микродвойники с симметрией $P6_3mc$. Эти авторы предполагают, что полиморфную модификацию перегретого выше 900° кальсилита возможно отождествить с метастабильным калиофилитом.

Дальнейшее уточнение структур природного и искусственного кальсилитов подтвердило наличие в них доменов суперструктур (слабые диффузные рефлекссы на рентгенограммах, исчезающие при нагревании до 600°). Характер суперструктур зависит от условий формирования минерала (температура, время и концентрация щелочных катионов) и не обнаруживает строгой иерархической последовательности.

Так, в кальсилите вулканогенного происхождения с усредненной структурой $P6_3$ найдены sdвойникованные домены с моноклинной суперструктурой $P2_1$: $a_{\text{супер}} \cong b_{\text{супер}} = 3a_{\text{суб}}$; $c_{\text{супер}} \cong c_{\text{суб}}$, $\alpha = 120^\circ$, $\beta = \gamma = 90^\circ$; ось $a_{\text{супер}}$ повернута на 30° вокруг оси $c_{\text{суб}}$ по отношению к оси $a_{\text{суб}}$ [11]. Отжиг показал, что преобразование $P2_1 \rightarrow P6_3$ структур протекает по типу сдвига в интервале $500\text{--}600^\circ$ и зависит от катионного состава минерала (присутствия Са, Na или вакансий □).

На примере искусственных образцов, полученных путем $K \rightarrow Na$ замещения нефелина (в расплаве KCl), показано, что при содержании $NaAlSiO_4 > 2,55 \text{ мол.}\%$ кальсилит аналогичен природным образцам с $P6_3$ симметрией, но содержит домены суперструктуры $P2_1$ с дополнительными двойниковыми границами, параллельными оси c .

Бедный Na и безнатриевый кальсилиты состоят из зеркально-сдвойникованных доменов с $P6_3$ и $P31c$ симметрией соответственно, сформированных в процессе преобразования нефелина в кальсилит: домены со структурой $P6_3$ – при 800° , а с $P31c$ структурой – при понижении температуры в процессе остывания кристаллов кальсилита [11].

Сложный и неоднородный фазовый состав обнаружен при изучении отдельных кристаллов кальсилита метаморфического происхождения [12]. Высокотемпературная модулированная фаза сочетает в себе две субфазы с гексагональной симметрией ($6A$, $P6_3mc$ и $1A$, $P6_3$), а низкотемпературная – гексагональную, высокотемпературную ($1A$, $P6_3mc$) и тригональную, низкотемпературную ($1A$, $P31c$) субфазы [13].

Эксперименты по отжигу и закаливанию метаморфического кальсилита показали, что преобразование $P31c \rightarrow P6_3$ протекает необратимо уже при 200° [14]. С повышением температуры количество субфазы $P6_3$ увеличивается и достигает 70% при 500° . Дальнейшее преобразование зависит только от степени измельчения минерала. Фазы $P6_3$ кальсилита метаморфического и вулканического происхождения, по данным монокристалльной съемки, идентичны.

Средние межатомные расстояния: для природного кальсилита из Заира, вулкан Ньирагонго [2] ($a_0 = 5,151 \pm 0,004$, $c_0 = 8,693 \pm 0,005$), для атомов O, на-

ходящихся на тройной оси: Si–O(1) = 1,623; Si–O(2) = 1,729; Al–O(1) = 1,729; Al–O(2) = 1,751; K–O(1) = 2,937; K–O(2) = 2,979; для атомов O, смещенных с тройной оси: Si–O(1) = 1,624; Si–O(2) = 1,570; Al–O(1) = 1,729; Al–O(2) = 1,787; K–O(1) = 2,929; K–O(2) = 2,767. Угол Si–O–Si = 163°. Для искусственного кальсилита [10] ($a_0 = 5,151$, $c_0 = 8,690$ Å): Si–O(1) = 1,65; Si–O(2) = 1,60; Al–O(1) = 1,69; Al–O(2) = 1,73; K–O(1) = 2,92–3,00; K–O(2) = 2,84. Углы: O(1)–Si–O(1) = 111,2–110,0; O(1)–Si–O(2) = 100,2–112,6; O(1)–Al–O(1) = 110,9–114,0; O(1)–Al–O(2) = 101,9–107,9°.

Гексагонально-пирамидальный или гексагонально-трапецеэдрический вид симметрии. Преобладают грани $10\bar{1}1$; грани $20\bar{2}3$ развиты слабо и не на всем кристалле. Наблюдались кристаллы в виде гексагональных призм (длиной до 1 мм) и их сдвойникованных сростков (длиной 2–3 мм) [15]. Природные кристаллы обычно имеют закругленные углы.

Формы, измеренные на кристаллах искусственного кальсилита [16]:

<i>hkl</i>	φ	ρ	<i>hkl</i>	φ	ρ
0001	–	0°	$10\bar{1}1$	60°	61°
$10\bar{1}0$	60°	90	$20\bar{2}3$	60	46

Физ. св. Сп. отсутствует, иногда слабая по $10\bar{1}0$ и 0001. Тв. 6, микротвердость 559–693 кГ/мм², в трещиноватых участках снижается до 475–327 кГ/мм² [17]. Уд. в. в пределах 2,59–2,63 (измер.) (вычисл. 2,57–2,65) [18, 19]; отмечена тенденция увеличения уд. в. в зависимости от содержания щелочей и железа [20]. Бесцветный, иногда серый, зеленоватый, розоватый [17]. Полупрозрачен или водяно-прозрачен. Бл. стеклянный.

На ИК-спектре кальсилита [21] присутствуют интенсивные полосы валентных и деформационных O–Si–O и Si–O–Si колебаний тетраэдров кремнекислородного каркаса с максимумами в области 1000 и 470 см⁻¹ и колебаний колец из SiO₄-тетраэдров с максимумом 700 см⁻¹. Характерного для нефелина плеча на полосе 470 см⁻¹ с максимумом 510–515 см⁻¹ в ИК-спектре кальсилита нет.

Энтальпия образования из элементов для KAlSiO₄ в стандартных условиях $\Delta H_f = -2124,7$ кДж/моль⁻¹ [22], $\Delta H_f = -2121,72$ кДж/моль⁻¹ [23]. Рассчитанные Холландом и Пауэллом [23] молярные термодинамические свойства: свободная энергия образования Гиббса $\Delta G = -2005,98$ кДж, энтальпия $\Delta H = -2121,72$ кДж (со стандартным отклонением $\sigma = 3,05$ кДж), энтропия $S = 134,00$ Дж · К⁻¹, объем $V = 6,040$ Дж · бар⁻¹, коэффициенты полинома теплопроводности $C_p = a + bT + cT^{-2} + dT^{-1/2}$, где $a = 0,2420$ кДж · К⁻¹, $b \cdot 10^{-6} = -0,4482$ кДж · К⁻², $c = 895,8$ кДж · К, $d = -1,9358$ кДж · К^{-1/2}, параметр термического расширения $\alpha = 5,76$ К⁻¹ и полный модуль сжатия при 298 К $k = 590$ кбар.

Электропроводимость кальсилита $\sigma = 2,0 \cdot 10^{-2}$ Ом⁻¹ · см⁻¹, на порядок меньше, чем для нефелина; уменьшается с нагреванием ($\sigma = 3,55 \cdot 10^{-8}$ Ом⁻¹ · см⁻¹ при 600°) [24]. Как и для нефелина, имеет ионную природу и зависит от особенностей структуры минерала, которая определяется фактором $R = \bar{\sigma} / r(M^+) + r(O^{2-})$ ($\bar{\sigma}$ – половина расстояния переносимого заряда от щелочного иона (M⁺) до кислорода решетки (O²⁻), r – радиус иона). $R_{ks} = 1,04$.

Микр. Бесцветен до желтоватого [18, 20, 25]. Удлинение (+). Одноосный (-). n_o от 1,535 [20] до 1,554 [26], n_e от 1,535 (Мурунский массив) до 1,550 (Заир); обнаруживают зависимость от содержания железа и в меньшей степени от содержания натрия [20]. $n_o - n_e = 0,004 - 0,006$. Дисперсия показателей преломления 0,018 [20].

Хим. Теор. состав: K_2O – 29,7; Al_2O_3 – 32,5; SiO_2 – 37,8. Содержания Na и Fe в кальсилитах различных пород колеблются в пределах: 0–2,78% Na_2O и 0–6,64% Fe_2O_3 . Железо изоморфно замещает Al тетраэдров. Спорадически присутствуют Mg, Ca, Ti, возможно, связанные с наличием примесей других минералов.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na_2O	0,00	2,78	2,07	0,54	0,08
K_2O	27,88	21,24	24,85	28,79	26,11
MgO	0,29	1,21	0,87	0,48	0,40
CaO	0,21	0,75	0,44	0,13	–
BaO	–	–	–	–	1,17
MnO	0,01	0,04	0,02	0,11	0,04
FeO	0,00	0,043	0,53	–	–
Fe_2O_3	1,26	4,73	5,07	2,998	5,56
Cr_2O_3	–	–	–	0,06	0,04
Al_2O_3	32,00	25,58	26,27	27,72	27,15
SiO_2	37,89	37,16	38,50	38,93	39,93
TiO_2	0,19	0,05	0,09	0,24	0,10
H_2O^+	0,00	1,02	1,04	–	–
H_2O^-	0,00	0,29	0,05	–	–
Сумма	100,33	99,99	99,80	99,99	100,58
Уд.в.	Не опр.	2,623	2,663	–	–
n_o	1,538	1,543	1,554	–	–
n_e	1,532	1,539	1,550	–	–
a_{11}	1,161	–	5,165	–	–
c_{11}	8,702	–	8,668	–	–
c_{11}/a_{11}	1,686	–	1,678	–	–
Al_2O_3/SiO_2 (ат. кол.)	1,02	0,81	0,81	0,83	0,79

1 – искусственный (получен Ригби и Ричардсоном в 1947 г.), очищенный от примесей, анал. Вик [5]; 2 – из катунгита лавовых потоков вулкана Катунга, Юго-Зап. Уганда [19], анал. не указан; 3 – из мафуритовых лав кратера вулкана Киамбого, Юго-Зап. Уганда [5], анал. не указан; 4 – из биотитового мафурита, Юго-Зап. Уганда, микрозонд. (ср. из 4 ан.), анал. Барнет и Кандлиф [27]; 5 – из субвулканического пироксенита. камафуритовые породы, шт. Минас-Жерайс, Бразилия, микрозонд. и хим. ан. [28].

	6	7	8	9
Na_2O	1,59	0,30	2,09	1,16–1,81
K_2O	27,11	28,33	25,65	27,35–26,67
MgO	–	0,00	0,63	–
CaO	0,22	0,03	0,20	0,46
BaO	0,21	–	–	–
MnO	0,05	0,01	–	–
FeO	–	Не опр.	0,26	–
Fe_2O_3	6,64	1,12	1,63	0,27–0,29
Cr_2O_3	–	0,05	–	–
Al_2O_3	24,23	31,01	30,81	32,62–33,10
SiO_2	40,48	38,48	38,47	38,46–38,30
TiO_2	–	0,05	0,00	–
H_2O^+	–	0,67	0,20	–
H_2O^-	–	–	–	–
Сумма	100,53	100,0	99,94	99,86–100,63
Уд.в.	–	Не опр.	2,625	–
n_o	–	1,539	1,543	–

	6	7	8	9
n_e	–	1,533	1,537	–
a_0	–	5,161	5,151	5,148
c_0	–	8,693	8,673	8,676
c_0/a_0	–	1,684	1,684	1,685
Al_2O_3/SiO_2 (ат. кол.)	0,70	0,97	0,91	0,95

6 – из флогопит-кальсилитового анкаратрита, Юго-Зап. Мексика (ср. из 3 микрозонд. ан.) [29]; 7 – из мелилит-нефелинитовой лавы вулкана Ньирагонго, анал. Оямпере [5]; 8 – из оливин-мелилитового венанцита, Сан-Венанцо, Центр. Италия, анал. Вик [18]; 9 – из меланократового кальсилитолита, Альбанские горы, Центр. Италия. микрозонд., аналитик не указан [25].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,75	Не обн.	0,02	Не обн.	–	Не обн.	Не обн.	0,04	1,07
K_2O	24,30	23,27	29,32	28,7	28,8	28,9	31,5	30,21	26,52
MgO	0,23	0,70	–	Не обн.	–	–	Нет	–	–
CaO	1,09	1,37	–	"	–	–	–	–	0,17
MnO	0,05	–	–	"	Не обн.	Не обн.	–	–	0,02
FeO	–	–	1,71	1,7	0,2	2,7	–	–	–
Fe_2O_3	0,21	1,10	–	–	–	–	–	0,08	0,97
Al_2O_3	31,60	33,65	30,68	31,5	32,5	30,7	31,01	32,07	32,16
SiO_2	40,60	38,61	37,20	37,6	38,3	38,0	39,75	37,87	38,05
TiO_2	Сл.	0,05	–	Не обн.	0,1	Не обн.	–	–	–
H_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	1,02	1,17	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	98,93	99,5	99,4	100,3	101,9	100,27	100,00
Уд.в.	–	2,65	–	–	–	–	–	–	–
n_a	1,538	1,535	1,537	–	–	–	–	–	1,539
n_e	1,532	1,531	1,534	–	–	–	–	–	1,535
a_0	5,161	5,157	5,153	–	–	–	–	–	5,164
c_0	8,702	8,706	8,708	–	–	–	–	–	8,690
c_0/a_0	1,686	1,688	1,690	–	–	–	–	–	1,683
Al_2O_3/SiO_2 (ат. кол.)	0,91	1,00	0,97	0,98	1,00	0,95	0,92	1,00	1,00

10 – из сынныритов, Сыннырский массив, Северо-Байкальская щелочная провинция (из растворимой части псевдолейцита), анал. Лебедева, Мойжес и Потапова (пересчитан на 100%) [30]; 11 – из кальсилит-полевошпатового пегматита, Мурунский массив, Алданская щелочная провинция, анал. Катаева (пересчитан на 100%) [17]; 12 – из пойкилитового ювита, м-ние Юкспор, Хибинь, микрозонд. (ср. из 6 ан.), анал. Цепин [31]; 13–15 – из кальсилитовых сиенитов, Маломурунский массив, микрозонд., анал. Смыслов [32]; 14 – из тингуаитов, 15 – из якутитов; 16 – из кальсилитовых сиенитов, вроски в ортоклазе, Улан-Гантинское проявление, Приольхонье, микрозонд., анал. Медведева [33]; 17 – из метаморфизованных в гранулитовой фации архейских гнейсов, Керала, Южн. Индия, микрозонд., анал. не указан [34]; 18 – из диопсид-аккерманитового ксенолита среди габбро, Броум-Маунтин, Канада, анал. Форстер [20. 35].

Диагн. исп. Дает желтое пятно при обработке шлифа HCl с последующим добавлением Со-нитрита натрия (реакция на К). При использовании микрорадиографического метода с ванадиевым излучением зерна кальсилита остаются белыми, а нефелина – серыми [36].

Повед. при нагр. П.п.п. при 800° менее 1%. При нагревании до 1300–1500° переходит в ромбическую модификацию $KAlSiO_4$. Измеренное в интервале 20–800° тепловое расширение кальсилита характеризуется зависимостью u_0 , c_0

и V от температуры и сильной анизотропией: объем ячейки и параметр a обладают положительным тепловым расширением, параметр c – отрицательным [3].

Наход. Пороодообразующий минерал магматических, метасоматических и метаморфических щелочных пород ультракалиевого ряда. Распространен менее нефелина. Впервые обнаружен в вулканитах Восточно-Африканского рифта в вулканическом поле Буньоругуру на плато Торо-Анколе (Юго-Зап. Уганда) в ультракалиевых ультраосновных породах (лейцит-оливинитах) мафуритовой серии, представленных лавами и перекрывающими их вулканокластами – лапиллями и туфами [1, 6], не содержащими полевого шпата и нефелина. Кальсилит и лейцит – единственные лейкократовые минералы мафурита. В мафуритовых лавах [1, 26] кальсилит (23,7%) находится в мелкозернистой основной массе в ассоциации с диопсидом (26,4%), перовскитом (6,2%), оливином (4,4%), биотитом (2,3%) и стеклом (41%); оливин и диопсид образуют также фенокристы в основной массе мафуритовой лавы с порфиритовой структурой, а в пегматоидных сростках присутствует лейцит. В лапиллях и туфах среди преобладающей стекловатой основной массы кальсилит слагает призматические кристаллы с пойкилитовыми вростками темноцветных минералов.

В 20 км южнее, в лавовом потоке вулканического поля Катунга, кальсилит (56,7%) обнаружен в афанитовой основной массе катунгита в ассоциации с оливином (16,6%), мелилитом (18,9%), образующим также порфиристые вкрапления в породе, и перовскитом (2%). Пустоты и прожилки выполнены поздним цеолитом (6,11%). В близкой ассоциации с оливином, мелилитом, перовскитом кальсилит найден в лавовых потоках угандита (мелилит-оливинита), содержащего также биотит и рудные минералы. В лапиллях встречен в виде призматических кристаллов среди желто-зеленого стекла и включений в листочках биотита. В отличие от мафурита угандит и катунгит не содержат пироксена, и лейкократовую часть, кроме кальсилита, составляет не лейцит, а мелилит [19, 37].

Предполагается, что ультракалиевые молодые вулканиты Восточно-Африканского рифта образовались под воздействием богатой калием магмы на биотит-перидотиты и биотит-пироксениты, сохранившиеся в лавах в виде ксенолитов [26]. Сравнение с полученными экспериментально данными привело исследователей [27] к заключению об образовании пород путем частичного плавления обогащенного калием мантийного источника, содержащего H_2O и CO_2 при 1250° и давлении 30 кбар. Минеральный состав и текстура пород указывают на равновесные соотношения минеральных фаз. Изученная экспериментально реакция замещения биотита с образованием оливин + кальсилит + жидкость + пар позволяет оценить P – T условия формирования вулканических блоков как 1150 – 1180° при P_{H_2O} ($= P_{обм}$) = 1–2 кбар.

В близких к угандийским камафуритовых породах кальсилит обнаружен в лавовых потоках вулканов Сан-Венанцо (Тосканская вулканическая область) и Копаелло (Римская вулканическая область) в пров. Умбрия (Центр. Италия) [18, 38]. В порфиритовых лавах вулкана Копаелло, содержащих фенокристы диоксида и спорадический флогопит, кальсилит присутствует в основной массе в ассоциации с мелилитом и флогопитом, а также с монтичеллитом, перовскитом, Fe-Ti оксидами и апатитом. В порфиритовых лавах Сан-Венанцо фенокристы представлены оливином и хромитом, а кальсилит в основной массе ассоциирует с лейцитом, мелилитом, флогопитом, клинопироксеном и подчиненным количеством апатита, титаномагнетита, перовскита и спорадическими поздними карбонатами; в некоторых образцах встречены пироксен и гранат.

Различия минеральных ассоциаций кальсилитсодержащих пород этих вулканов определяются неодинаковой историей их кристаллизации. Галло с соавт. [38] полагают, что магма этих вулканов была генерирована из метасоматизированной мантии, содержащей биотит и другие минеральные фазы, обогащенные неогосерпентны-

ми компонентами, и характеризовалась высоким отношением $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$. Мантийный источник расплава вулкана Сан-Венанцо испытал меньшее метасоматическое изменение, и потому лавы содержат меньше нескогерентных компонентов, больше Mg, Cr, Ni и имеют повышенное отношение MgO/FeO .

В рифтовой зоне вулканического пояса Юго-Зап. Мексики [29] кальсилит найден среди раннеплейстоценовых высококалиевых андезитов грабена Колима. Он находится в основной массе флогопит-кальсилитовых анкаратритов в ассоциации с нефелином, пироксеном, титаномагнетитом, флогопитом и коричнево-зеленым стеклом. От мафуритов Уганды эти породы отличаются отсутствием лейцита и перовскита, наличием нефелина с высоким содержанием калия и появлением фенокристов биотита в основной массе породы; захваченные ксенолиты представлены главным образом гранитами – ксенолиты пород ультраосновного состава здесь отсутствуют.

Кальсилит обнаружен в западной части шт. Минас-Жерайс (Бразилия) в ультракалиевых ультраосновных лавах и вулканокластах формации Мата-ди-Корда, нижнемелового (80 млн лет) возраста [28]. Он присутствует в виде неправильных зерен, часто с включениями перовскита и Fe-Ti оксидов, в межзерновом пространстве тонкозернистой основной массы и, как в мафуритах Уганды, ассоциирует с клинопироксеном, лейцитом, перовскитом, титаномагнетитом, флогопитом и стеклом. Кальсилитовые лавы с неравномерной текстурой содержат, кроме того, оливин и гранат.

В пределах Восточно-Африканского рифта, к западу от Уганды, в Заире, впервые установлен кальсилит в тесной ассоциации с нефелином – в мелилитовых лавовых потоках и жерловых фациях действующего вулкана Ньирагонго (с лавовым озером в кратере) вулканического поля Вирунга. Он находится в мелилитовых лавах (бергалитах) в виде сложных макро- и микропертитовых сростков с нефелином, неправильных включений в фенокристах нефелина и индивидуализированных зерен основной массы. Ассоциирует с мелилитом, лейцитом, клинопироксеном и подчиненным титаномагнетитом [5, 39–41]. Сахама [40] полагал, что фенокристы кальсилит-нефелинового состава формировались в лавовом потоке на ранних стадиях кристаллизации и при турбулентном движении магмы оседали на дно камеры, где потом последовательно возникали различные структуры распада твердого раствора нефелин-кальсилит. Кальсилит основной массы, по Сахама [41], образовался в лавовых потоках склонов или подножий вулкана при более низких температурах, по-видимому, в последние стадии кристаллизации расплава. Формирование сложных нефелин-кальсилитовых фенокристов в мелилитовых лавах (бергалитах) связывают [42] с особенностями процессов флюидного фракционирования (при участии H_2O и CO_2) в условиях меняющегося давления и повышенных температур, возникающих при последовательном поступлении новых порций магмы в длительно живущую магматическую колонку вулкана Ньирагонго [43].

В районе Чимино (Альбанские горы, Центр. Италия) в кальсилитолитах из вулканических выбросов пирокластов и туфов кальсилит также обнаружен в составе сложных микропертитовых сростков с нефелином в виде фенокристов и неправильных оплавленных зерен основной массы, где он ассоциирует с клинопироксеном, флогопитом, гранатом, лейцитом, апатитом, флюоритом и рудными минералами [25].

В других вулканических блоках формации Альбанских гор кальсилит наблюдался в виде грубозернистых агрегатов в тесной ассоциации с равным количеством мелилита и подчиненным флогопитом или в виде каплевидных зерен в ассоциации с мелилитом, флогопитом и форстеритом, а также с подчиненным количеством калиофиллита и шпинели. Различия в минеральном составе отдельных блоков вулканических выбросов свидетельствуют, по [25], о различ-

ных условиях их формирования, отразившихся на соотношениях кальсилитовой и нефелиновой фаз в микропертитовых сростках. Наблюдались три случая: 1) постепенное изменение содержания кальсилитовой фазы в микропертитах от 94,5 до 26,2%; 2) образование двух групп вариаций составов микропертита (93,3–90,1 и 30,1–24,8% кальсилита), соответствующих составам на сольвусе в системе нефелин–кальсилит; 3) постепенное изменение состава фаз, но при том, что часть их образует в области сольвуса группу с отношением нефелин/кальсилит, не отвечающим валовому анализу. Авторы [25] связывают это явление с неравновесными условиями распада твердых растворов и образованием доменов.

В интрузивных породах кальсилит установлен в Прибайкалье в Сыннырском [44], Тажеранском [45], Якшинском [46] и Улан-Гантинском [33] массивах, относящихся к группе средних плутонических пород щелочного ряда [47]. Это кольцевые дифференцированные интрузии Байкальской щелочной провинции, связанные с ультракалиевым щелочным магматизмом позднего девона и совмещенные в единой структурно-тектонической зоне древнего глубинного разлома.

В Сыннырском массиве кальсилит является породообразующим минералом (20–35%) кальсилит-ортоклазовых (псевдолейцитовых) сиенитов (сынныритов) и ассоциирует с ортоклазом (60–75%), эгирин-диопсидом (8–10%), биотитом (1–10%) и акцессорными сфеном, апатитом, магнетитом, нефелином, гранатом, ильменитом. Он наблюдается в виде образований неправильной или овальной формы (предположительно кристаллов лейцита), сложенных субмикроскопическими веерообразными, дактилоскопическими, графическими кальсилит-ортоклазовыми (псевдолейцитовыми) агрегатами, а также пойкилитовых вростков в К-полевым шпате или самостоятельных выделений в полнокристаллической основной массе породы [30, 44]. Иногда содержит вростки нефелина. В переходных к нефелиновым сиенитам разностях, состоящих преимущественно из К-полевого шпата и нефелина, напротив, образует включения в нефелине. Жидков [44] считает, что нефелиновая фаза в кальсилите псевдолейцитов и кальсилитовая в нефелине основной массы имеет одинаковую генетическую природу и образовалась вследствие распада твердых растворов. Однако Багдасаров и Лукьянова [15] наблюдали индивидуализированные зерна и агрегаты кальсилита, развитые в микропрожилках по двойниковым швам и ослабленным зонам крупных монокристаллов К-полевого шпата в пегматоидных разностях, а также по сети прожилков в виде линз и пятен среди отдельных участков породы и интерпретируют генезис кальсилита как метасоматический. Архангельская [48] установила в сынныритах и их жильных дериватах различные типы сростаний ортоклаза с фельдшпатоидами, предполагая различный их генезис (каллишпатизацию нефелина, эвтектическую кристаллизацию в интерстициях); однако для округлых субмикроскопических кальсилит-ортоклазовых агрегатов и их сферолитовых сростков все же предполагается возникновение в результате распада твердого раствора в первоначальном лейците, что доказывается также тем, что суммарный химический состав псевдолейцитов строго соответствует лейциту.

В аналогичных породах (сынныритах) Якшинского массива, образующих прослов. линзы и блоки протяженностью до 1,5–2,0 км при мощности до десятков м, а также макро- и микрообособления среди нефелиновых сиенитов, кальсилит в сростаниях с К-полевым шпатом ассоциирует с нефелином и биотитом [46].

В породах Тажеранского щелочного комплекса в Приольхонье (возраст 386–391 млн лет [49]) кальсилит найден в Улан-Гантинском проявлении фельдшпатоидных пород сложного генезиса [33]. В лейкократовых жилах и прожилках нефелин-кальсилитовых и кальсилит-ортоклазовых сиенитов, секущих фениты, нефелинизированные роговики, диабазы и скарны, он находится в ассоциации с пироксеном и Mg-биотитом и образует вростки в ортоклазе. Внедренные щелочного расплава в породы ангинской серии, содержащей доломитовые

мраморы, привело к формированию на контактах с ними фассаитовых скарнов, инъецированных кальсилитовыми сиенитами с последующей нефелинизацией и микроклинизацией пород [33].

В близкой геологической обстановке кальсилит установлен в Озерском и Тажеранском массивах щелочных сиенитов Приольхонья. В тажеранском щелочном комплексе [45] он ассоциирует с оливином, эгирин-авгитом, баркевикитом, керсутитом, нефелином, анортотлазом и канкринитом. В качестве акцессорного или второстепенного минерала образует пойкилитовые включения в кальците и магнезиальном кирштейните. Его формирование связано с поздними стадиями щелочного метасоматоза гранат-волластонит-мелилитовых скарнов, залегающих в провесах кровли или в виде крупных ксенолитов среди щелочных сиенитов.

Мурунская группа кальсилитсодержащих щелочных пород принадлежит к Алданской щелочной провинции мезозойского возраста (125–190 млн лет) в северо-западной части Алданского щита.

В Мурунском массиве кальсилит обнаружен в псевдолейцитах, нефелиновых сиенитах и пегматоидных разностях [17, 32, 50]. В мелко- и среднеочковых псевдолейцитах (70–80% псевдолейцита) находится в тонких сростаниях с ортоклазом (60% ортоклаза и 40% кальсилита); ассоциирует с эгирином и подчиненным лепидомеланом (15–20%), а также с гранатом (10–20%). В овоидах ортоклаза лейкократовых крупноочковых разностей (90% овоидов) кальсилита меньше (24%). В пегматоидных сиенитах среди крупных кристаллов К-полевого шпата он образует индивидуализированные вкрапленники неправильной формы (0,5–1 см), реже мелкие пойкилитовые вростки или монокристаллы, соединенные тонкими прожилками; содержит обильные (до 20%) включения сингенетических с ним темноцветных минералов, главным образом эгирина и подчиненных магнетита и гематита, характерных и для кальсилита лавовых потоков Уганды. Как полагают [17], этот кальсилит имеет метасоматическую природу. В отличие от Сыннырского в изученных ассоциациях кальсилита из Мурунского массива отсутствует нефелин [20].

В Маломурунском массиве щелочных пород, содержащих ксенолиты пироксенита, кальсилит находится в ассоциации с К-полевым шпатом, эгирином, слюдой и гранатом [31]. В наиболее распространенных лейкократовых кальсилитовых сиенитах среди темноцветных минералов преобладает либо пироксен, либо гранат с постепенными переходами между крайними разновидностями. Кальсилит образует микрографические и субмикрографические вростки в мегакристаллах К-полевого шпата (длиной до 20 см), развитых на овоиды, окруженные темноцветными минералами. Соотношение кальсилита и К-полевого шпата примерно 1 : 4. В дайковых безнефелиновых псевдолейцитовых тингуаитах образует дактилоскопические и субмикрографические сростки с К-полевым шпатом в составе овоидов псевдолейцита, заключенных в основной массе из мелких зерен К-полевого шпата и игольчатого пироксена. В меланократовых метасоматитах – якутитах, развитых вдоль контакта массива, замещает К-полевого шпат, изъеденные реликты которого сохраняются в массе мелкозернистого кальсилита. Ассоциирует с эгирином (реже с диопсидом) и спорадическими слюдой и гранатом. Все перечисленные разновидности пород – ультракалийевые и не содержат нефелина.

Кальсилит обнаружен также в щелочных породах в юго-западной части Сакунского массива (254–268 млн лет) [51, 52]. Служит породообразующим минералом лейкократовых сахаровидных разностей. Образует дактилоскопические и мирмекитоподобные структуры прорастания с молодым (возраст 175 млн лет) К-полевым шпатом (адуляром). Ассоциирует с тонкочешуйчатым биотитом, сфеном, шорломитом, реже с флюоритом, апатитом, магнети-

том. Кальсилитсодержащие породы слагают вытянутые обособления (0,5 × (2–3) м) среди нефелиновых сиенитов и гибридных шонкинитов. В переходных зонах встречены овоидальные (1–3 см), линзовидно-игольчатые, неправильные и межинтерстиционные выделения сростков кальсилита с К-полевым шпатом (10–70% массы породы) с внутренней структурой, подобной псевдолейцитовой, замещающие лейкократовые минералы сиенитов, в то время как темноцветные минералы замещены биотитом и шорломитом. Архангельская [51] связывает образование кальсилит-калишпатовых пород с воздействием на интрузивные породы позднемагматических пневматолитовых расплавов–растворов, относящихся к поздним стадиям становления массива. Другие авторы [52] обращают внимание на совместное нахождение кальсилит- и нефелин-полевошпатовых псевдолейцитов, рассматривая их как продукты магматической кристаллизации.

В щелочной провинции Кольского п-ова кальсилит установлен в существенно калиевых пойкилитовых нефелиновых сиенитах Хибинского массива. Найден на апатитовом месторождении Юкспор [31] в ювитах в ассоциации с адуляровидным калиевым полевым шпатом (ортоклазом), нефелином и редкими зернами эгирин-диопсида. Образуется три типа выделений: 1) мелкозернистые агрегаты в периферической зоне пойкилитовых идиоморфных включений нефелина в К-полевым шпате; 2) скопления мелких изометричных зерен совместно с такими же скоплениями нефелина в виде включений в кристаллах К-полевого шпата; 3) дактилоскопические сростания с К-полевым шпатом, содержащим подобные же сростания с нефелином. Затем он был установлен на апатитовом месторождении Кукисвумчорр [21] в виде мелких включений в нефелине в блоковой апатит-нефелиновой породе. Детальные исследования показали, что кальсилит-полевошпатовые симплектитовые, дактилоскопические и микрографические сростания, рассматриваемые как псевдолейциты [53], в Хибинском массиве характерны для всех пойкилитовых полевошпатовых разновидностей пород центральной дуги, от Валепакка на севере до Коашвы на юге (пироксеновых и слюдяных рихсчорритов, ювитов и т.п.) [53, 54]. Предполагается, что они возникли в результате фазового распада в лейците каких-то протопород и сохранились в качестве реликтов при последующей их метасоматической ортоклазизации и перекристаллизации в пойкилитовые нефелиновые сиениты [53]. Однако Агеевой [55] показано, что, скорее всего, кальсилит является промежуточной фазой при замещении нефелина ортоклазом в ходе преобразования хибинских массивных уртитов в рихсчорриты.

Кальсилит, возникший в результате регионального метаморфизма, обнаружен в Канаде и Индии. В районе Броум-Маунтин, Канада [20, 35], он найден в массиве щелочных габбро мелового возраста в метаморфизованных в санидиновую фацию ксенолитах осадочных пород (предположительно полевошпатсодержащих доломитов) в ассоциации с диопсидом и подчиненным количеством мелилита и магнетита. Гипотеза о метаморфическом генезисе кальсилитсодержащих пород подтверждена авторами экспериментально. По составу метаморфизованные ксенолиты, в которых нет ни нефелина, ни полевого шпата, близки к кальсилитсодержащим вулканитам Уганды. В Южн. Индии, в районе Пуналур, шт. Керала, кальсилит найден среди метаморфизованных в гранулитовой фации архейских гнейсов кондалитового пояса Кералы [34], содержащих К-полевым шпат. Установлены две текстурно обособленные, но находящиеся в равновесных отношениях ассоциации: 1) кальсилит, лейцит, перовскит, флогопит; 2) кальсилит, ибонит, шпинель, корунд. Образуется симплектитовые сростки с К-полевым шпатом, сформировавшиеся при фазовом распаде лейцита в результате ретроградного метаморфизма гнейсов. Ибонит при этом замещается корундом и перовскитом в богатых шпинелью доменах.

Типоморфизм. Различают две основные парагенетические минеральные ассоциации кальсилита: полевошпатовую и бесполевошпатовую [20]. Последняя характерна только для кальсилита вулканогенного происхождения, в которой место полевого шпата занимают лейцит и мелилит. Формационная принадлежность кальсилита определяет типоморфные особенности его химического состава, прежде всего Al/Si отношения и содержания Fe и Na.

Кальсилит высококалиевых щелочно-ультраосновных вулканитов, в которых нет ни полевого шпата, ни нефелина, отличается самой низкой величиной атомного отношения алюминия к кремнезему ($Al_2O_3/SiO_2 = 0,7-0,9$) и, как правило, высокими содержаниями железа (3,0–6,64% Fe_2O_3), изоморфного с алюминием (см. хим. ан. 2–6). В наиболее меланократовых разностях вулканитов с фенокристаллами пироксена (угандиты Африки; лавы Копаелло в Италии; лавы Бразилии) кальсилит содержит очень мало натрия (0,08–0,54% Na_2O) в отличие от более лейкократовых, содержащих породообразующий лейцит пегматоидных вулканитов (Уганда, Италия), и близких к ним по составу с индивидуализированными зернами нефелина К-анкаратритов (Мексика), содержание натрия в которых повышены до 1,0–2,78% Na_2O .

Кальсилит лейкократовых вулканитов в тесной ассоциации с нефелином в виде фенокристов (Ньирагонго, Африка; Альбанские горы, Италия) отличается от меланократовых вулканитов повышенной величиной отношения Al_2O_3/SiO_2 , меньшими содержаниями железа (0,27–2,24% Fe_2O_3) и весьма непостоянными содержаниями Na_2O в кальсилитовой фазе микропертитовых сростков с нефелином, что авторы [25] связывают с разной термальной историей формирования структур распада твердого раствора в системе нефелин–кальсилит в различных блоках вулканитов.

Кальсилит интрузивных щелочных пород, пегматоидных образований и даек, обычно ассоциирующий с К-полевым шпатом в составе псевдолейцитов, характеризуется максимальной величиной отношения алюминия к кремнезему ($Al_2O_3/SiO_2 = 1,0-1,1$) и содержит почти столько же железа (1,2–3,1% Fe_2O_3), как и лейкократовые разности вулканитов. Характерной особенностью кальсилита интрузивных пород является также полное или почти полное (< 0,5% Na_2O) отсутствие в нем натрия (щелочные массивы Прибайкалья, Вост. Сибири и Хибин). Точно так же практически не содержит натрия кальсилит, сформированный в результате калиевого метасоматоза гидротермально-измененных скарнов, и в фенитах контактовых зон щелочных интрузий, для которых характерна ассоциация кальсилита с эгирином. Отношение $Al_2O_3/SiO_2 = 0,81-0,95$ и количество железа (0,0–2,7% Fe_2O_3) в нем меняются в широких пределах, но обычно меньше, чем в кальсилите из интрузивных пород, и зависят от состава минеральных ассоциаций скарнов (Улан-Гантинское проявление, Приольхонье; Маломурунский массив, Якутия).

Кальсилит регионально-метаморфизованных пород содержит повышенные количества железа (0,97% Fe_2O_3) и натрия (1,07% Na_2O) в породах, метаморфизованных в санидиновой фации метаморфизма (Канада), где он ассоциирует, как и в вулканитах Уганды, с клинопироксеном и мелилитом, однако резко отличается высоким значением отношения атомных количеств $Al_2O_3/SiO_2 \approx 1$, свойственным кальсилитам интрузивных пород. В породах гранулитовой фации метаморфизма архейских гнейсов (Керала, Южн. Индия) кальсилит, образующий симплектитовые сростки с полевым шпатом, так же как в интрузивных породах, практически не содержит натрия (0,04% Na_2O) и имеет близкое значение отношения Al_2O_3/SiO_2 , но в нем почти полностью отсутствует железо (0,08% Fe_2O_3).

Срастания. Структуры распада твердых растворов нефелин–кальсилит представлены микропертитовыми сростками нефелина и кальсилита [25]. В микро-

пертитах одной группы кальсилит образует обширные обособления, иногда удлиненные идиоморфные кристаллы и зерна с гексагональным базальным сечением; нефелин находится в нем в виде редких секущих пластин. Другая группа микропертитов представлена правильными волокнисто-параллельными прорастаниями кристаллов нефелина и кальсилита. Наблюдались симплектитовые, дактилоскопические, тонко- и толстотаблитчатые сростания нефелина и кальсилита с полевым шпатом с длиной пластинок фельдшпатоидов от 100 мкм до нескольких мм [31]. Подобные сростания встречены ранее в вулканических породах Ньирагонго [56]. В породах щелочных массивов Прибайкалья и Алданского щита кальсилит образует тонкие дактилоскопические, субграфические, криптокристаллические сростания с К-полевым шпатом с четкими восьмиугольными или овоидными очертаниями, что позволяет интерпретировать их как псевдолейцит – продукт посткристаллизационного фазового распада лейцита, а также в виде пойкилитовых вростков в монокристаллах К-полевого шпата [20].

Искусств. Впервые синтезирован Ригби и Ричардсоном в 1947 г. [57] из расплава шихты K_2CO_3 с добавками Na_2CO_3 (0,5, 1, 1,5, 2 и 5% Na_2O) в интервале температур 650–1500°. При содержании 1,5% Na_2O и 1100 и 1200° образуется ассоциация кальсилита с ромбической фазой $KAlSiO_4$; при равных молекулярных количествах карбонатов К и Na – смесь высоконатриевого кальсилита с высококалиевым нефелином; в присутствии 2–5% Na_2O кальсилит образуется при любой температуре, превышающей 650°, тогда как более низкие содержания Na_2O приводят к формированию калиофилита. Авторы [57] приходят к заключению, что присутствие Na_2O – необходимое условие для образования, а также для устойчивости кальсилита при повышенных температурах. Так, кальсилит, образованный из расплава с примесью 5% Na_2O , устойчив при 1500°, а с примесью 1,5% Na_2O разлагается уже при 1300°.

Однако обнаруженная Смитом с соавт. [58–60] в системе нефелин–кальсилит новая Na-содержащая фаза – трикальсилит – делает, по их мнению, маловероятным высокое содержание натрия в кальсилитовой структуре.

Кальсилит, не содержащий натрия (Ne_0), был синтезирован гидротермальным путем из смеси $K_2Si_2O_5$ с $\beta-Al_2O_3$ при 800° и $P_{H_2O} = 500$ кг/см² в течение 3,3–4 ч, а кальсилит состава Ne_{10} – из ромбической формы $KAlSiO_4$ при 800°, $P_{H_2O} = 500$ кг/см² в течение 16 ч. Полученные препараты содержали небольшую примесь лейцита, образованного, вероятно, в результате потери К в процессе синтеза [59]. Манвелян с соавт. [61] при обработке альбита, олигоклаза и натролита раствором КОН с отношением тв : ж = 1 : 3 в автоклаве при 260° в течение 15 мин получили осадок из неправильных зерен кальсилита (1–3 мкм); при обработке нефелинового сиенита получены кальсилит и фаза, близкая к калиофилиту. Количество натрия в исходном материале влияет на образование либо калиофилита (2,3% Na_2O в микроклине), либо кальсилита (3,7% Na_2O в нефелиновом сиените). Увеличение содержания Na_2O способствует образованию кальсилита (олигоклаз, альбит, натролит).

Копп с соавт. [16] путем гидротермального преобразования мусковита в 1 N растворе КОН при 425° и 1200 бар в течение 14, 21 и 29 сут получили кристаллы кальсилита гексагональной формы ($n_o = 1,542$, $n_e = 1,538$). Авторы [16] пришли к заключению, что в этих условиях кальсилит может быть устойчив только в присутствии натрия, что согласуется с результатами, полученными Таттлом и Смитом [60], но противоречит опытам Ригби и Ричардсона [57], допуская, что кальсилит может содержать до 1,5% Na_2O .

Позднее Лебедев с соавт. [62] также получили кальсилит из мусковита в гидротермальных условиях, при $P_{H_2O} = 1$ кбар и 500° из растворов, обогащенных калием, с отношением $^{39}K/^{41}K = 13,6$. В условиях обычной кристаллизации новообразованного кальсилита обмен $^{39}K/^{41}K$ протекал очень быстро.

Реакцию распада твердого раствора нефелин–кальсилит в безводных условиях при постоянных температурах в интервале 400–700° изучали Янд с соавт. [63] и установили, что механизм реакции включает образование зародышей и рост кристаллов кальсилита за счет диффузионного обмена щелочных атомов. Рассмотрена зависимость скорости процесса от температуры, давления и концентрации компонентов в гидротермальных условиях, где скорость оказалась в 2 раза выше. Состав пересыщенной твердой фазы изменяется постепенно.

Доллас и Фриборн [7] получили кальсилит из нефелина путем щелочного обмена KCl в расплаве. Смеси нефелина и KCl, взятые в разных соотношениях, нагревались (в золотой капсуле) при 800° и разных временных промежутках – от 8 до 100 ч. Для измерения интенсивностей были использованы кристаллы, полученные из смеси с соотношением нефелина и KCl, равным 1 : 5, прогретой при 780° в течение 24 ч.

Анду с соавт. [9, 10] синтезировали кальсилит сухим и гидротермальным методами из смеси силикагеля (SiO₂), активированного алюминия (Al₂O₃) с избытком K₂CO₃ и примесью Na₂CO₃. В зависимости от избытка K₂CO₃ были получены не содержащие натрия пластинчатые, зерновидные или игольчатые кристаллы.

Практ. знач. Потенциальное бесхлорное калиевое сырье для производства калийных удобрений [20, 64].

Межплоскостные расстояния кальсилита из вулкана Ньярагонго [6] (1);
Мурунского массива [20] (2), Си-излучение, $D = 124$ мм; Хибинского массива [31] (3),
Fe K_α-излучение, $D = 51,3$ мм

1			2			3		
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	Оч. слаб.	4,35	002	27	4,373	002	Средн.	4,34
101	Сильн.	3,97	101	50	3,976	101	В. средн.	3,94
102	Сильн.	3,11	102; 012	100	3,117	102	Оч. сильн.	3,09
110	Оч. сильн.	2,590	110	71	2,581	110	Оч. сильн.	2,56
111	Средн.	2,470	111	7	2,479	–	–	–
103	Оч. слаб.	2,428	103	21	2,430	103	Средн.	2,43
112	Средн.	2,218	112	30	2,2203	112; 200	Слаб.	2,21
004	Средн.	2,163	004	27	2,1740	201	Средн.	2,16
202	Слаб.	1,984	202; 022	16	1,9868	202	Средн.	1,981
104	Оч. слаб.	1,955	104	5	1,9586	104	Слаб.	1,950
113	Слаб.	1,926	113	8	1,9772	–	–	–
203	Слаб.	1,770	203	10	1,7701	203	Слаб.	1,767
–	–	–	210; 120	3	1,6854	–	–	–
114; 211	Средн.	1,660	114	21	1,6621	114; 211	Средн.	1,657
105	Слаб.	1,620	105	117	1,6226	105	Средн.	1,618
212	Средн.	1,576	212; 122	30	1,5736	212	Средн.	1,566
204	Оч. слаб.	1,556	204	5	1,5593	–	Слаб.	1,520
300	Сильн.	1,490	300	27	1,4888	300	Сильн.	1,486
213	Слаб.	1,460	213	9	1,4589	213	Слаб.	1,455
006	Оч. слаб.	–	302	2	1,4098	–	–	–
106	Слаб.	1,375	205; 106	12	1,3734	205	Средн.	1,369
214	Слаб.	1,335	124; 303	5	1,3340	–	–	–

1			2			3		
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
220	Средн.	1,294	220	9	1,2885	220	Средн.	1,286
116	Слаб.	1,264	116	14	1,2646	116	Сильн.	1,261
311; 304	Слаб.	1,231	311; 304	7	1,2285	304; 311	Средн.	1,225
215	Слаб.	1,212	215; 206	12	1,2123	215	Средн.	1,209
312	Средн.	1,194	312	14	1,1915	312	Сильн.	1,189
313	Слаб.	1,141	313	4	1,1404	313	Средн.	1,138
431; 224	Оч. слаб.	1,111	401; 224	3	1,1094	401	Слаб.	1,108
402; 207; 008	Слаб.	1,085	207; 314	4	1,0833	402	Средн.	1,075
108	Оч. слаб.	1,055	108	4	1,0583	108	Средн.	1,056
295	Оч. слаб.	1,036	225; 403	5	1,0395	403	Слаб.	1,040
—	—	—	321	1	1,0186	321	Слаб.	1,017
315	Слаб.	1,011	315; 402	5	1,0107	315	Сильн.	1,010
—	—	—	—	—	—	217	Слаб.	1,003
322; 118	Оч. слаб.	1,000	118; 217; 404	2	0,9988	322	Слаб.	0,998
—	—	—	—	3	0,9797	208	Средн.	0,980
—	—	—	—	7	0,9653	410	Средн.	0,976

Литература

- Holmes A. // *Miner. Mag.* 1942. Vol. 26, N 177. P. 197–217.
- Perrotta A.J., Smith J.V. // *Ibid.* 1965. Vol. 35, N 272. P. 588–595.
- Сандомирский П.А., Урусов В.С. // *Геохимия*. 1988. № 1. С. 75–86.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. М.: Госгортехиздат, 1962. 532 с.
- Sahata Th.G., Neuvonen K.J., Nyönen K. // *Miner. Mag.* 1956. Vol. 31, N 234. P. 200–208.
- Bannister F.A., Hey M.H. // *Ibid.* 1942. Vol. 26, N 177. P. 218–224.
- Palmer D. // *Silica: Physical behavior, geochemistry and material applications*. 1994. 584 p. (*Miner. Soc. Amer.*; Vol. 29) (см. с. 92–122).
- Dollase W.A., Freeborn W.P. // *Amer. Miner.* 1977. Vol. 62, N 3/4. P. 336–340.
- Andou Y., Kawahara A. // *Miner. J. Jap.* 1982. Vol. 11, N 2. P. 72–77.
- Andou Y., Kawahara A. // *Ibid.* 1984. Vol. 12, N 4. P. 153–161.
- Kawahara A., Andou Y., Marumo F., Okuno M. // *Ibid.* 1987. Vol. 13, N 5. P. 260–270.
- Xu H., Veblen D.R. // *Amer. Miner.* 1996. Vol. 81, N 11/12. P. 1360–1370.
- Carpenter M.A., Cellai D. // *Ibid.* 1996. Vol. 81, N 5/6. P. 561–584.
- Cellai D., Bonazzi P., Carpenter M.A. // *Ibid.* 1997. Vol. 82, N 3/4. P. 276–279.
- Cellai D., Gesing Th.M., Wruck B., Carpenter M.A. // *Ibid.* 1999. Vol. 84, N 11/12. P. 1950–1954.
- Баддасаров Э.А., Лукьянова Т.А. // *Проблемы метасоматизма*. Л.: ВСЕГЕИ и науч.-техн. горн. о-во, 1969. С. 367–374.
- Корр О.С., Harris L.A., Clark G.W. // *Amer. Miner.* 1961. Vol. 46, N 5/6. P. 719–727.
- Самсонова Н.С., Донилов В.И. // *Зап. ВМО*. 1968. Ч. 97, вып. 3. С. 291–300.
- Bannister F.A., Sahata Th.G., Wiik H.B. // *Miner. Mag.* 1953. Vol. 30, N 220. P. 46–48.
- Neuvonen K.J. // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1956. Vol. 29, N 172. P. 1–7.
- Самсонова Н.С. Минералы группы нефелина. М.: Наука, 1973. 133 с. (см. с. 96–105).
- Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Власова Е.В. // *Новые данные о минералах*. М.: Наука, 1976. Вып. 25. С. 130–133.
- Robie R.A., Hemingway B.S. // *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1995. N 2131.
- Holland T.J.B., Powell R. // *J. Metamorph. Geol.*, 1998. Vol. 16, N 3. P. 309–343.
- Maury R. // *Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr.* 1968. Vol. 91, N 4. P. 355–356.

25. *Aurissicchio C., Federico M.* // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. Vol. 57, pt 1/2. P. 129–137.
26. *Sahama Th.G.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1954. N 166. P. 21–28.
27. *Edgar A.D.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 71, N 2. P. 171–175.
28. *Albuquerque S.P.V., Sgarbi P.B., Valenca J.G.* // Miner. Mag. 1993. Vol. 57, N 1. P. 165–171.
29. *Allan J.F., Carmichael I.S.E.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 3. P. 203–216.
30. *Жидков А.Я.* // Геология и геофизика. 1973. № 4. С. 121–126.
31. *Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 132–136.
32. *Смыслов С.А.* // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 33–38.
33. *Савельева В.Б., Ущановская З.Ф., Медведева Т.И.* и др. // Там же. 1994. Т. 35, № 6. С. 41–49.
34. *Sandiford M., Santosh M.* // Miner. and Petrol. 1991. Vol. 43, N 3. P. 225–236.
35. *Philpotts A.R., Pattison E.F., Fox J.S.* // Nature. 1967. Vol. 214, N 5095. P. 1322–1323.
36. *Sahama Th.G.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1961. N 196. P. 175–178.
37. *Holmes A.* // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, N 9/10. P. 772–792.
38. *Gallo F., Giannetti F., Venturelly G., Verino L.* // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1984. H. 5. S. 198–210.
39. *Sahama Th.G.* // Ann. Acad. Sci. Fenn. A. 1953. N 36. P. 1–18.
40. *Sahama Th.G.* // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 2. P. 146–172.
41. *Sahama Th.G.* // Norsk geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 168–179.
42. *Hertogen J., Vanlerberghe L., Namegabe M.R.* // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. Vol. 57, pt 1/2. P. 21–35.
43. *Tazieff H.* // Ibid. P. 11–19.
44. *Жидков А.Я.* // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 2. С. 414–417.
45. *Копев А.А., Самойлов В.С.* Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 123 с.
46. *Жидков А.Я., Смыслов С.А.* // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 694–697.
47. Магматические горные породы: Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
48. *Архангельская В.В.* // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164, № 3. С. 662–665.
49. *Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б.* // Там же. 1990. Т. 313, № 1. С. 171–174.
50. *Копев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А.* Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН; НИЦ ОИГГМ, 1996. 221 с. (см. с. 96–98).
51. *Архангельская В.В.* // Геология и геофизика. 1969. № 4. С. 56–64.
52. *Копылова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А.* и др. // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 188–205.
53. *Боруцкий Б.Е.* Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука. 1988. 215 с. (см. с. 90–95).
54. *Козырева Л.В., Коробейников А.Н., Меньшиков Ю.П.* // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 116–129.
55. *Лгеева О.А.* // Материалы междунар. конф. “Кристаллогенезис и минералогия”. СПб., 2001. С. 7–8.
56. *Sahama Th.G.* // J. Geol. 1957. Vol. 65, N 5. P. 515–526.
57. *Rigny G.R., Richardson H.M.* // Miner. Mag. 1947. Vol. 28, N 197. P. 75–89.
58. *Smith J.V., Sahama Th.G.* // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 3/4. P. 286–288.
59. *Smith J.V., Tuttle O.F.* // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 4. P. 282–305.
60. *Tuttle O.F., Smith J.V.* // Ibid. 1958. Vol. 256, N 8. P. 571–589.
61. *Манвелян М.Г., Наджарян А.К., Акопян З.А.* и др. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. Хим. науки. 1961. Т. 14, № 5. С. 417–420.
62. *Лебедев В.И., Котлов Н.В., Кириллов А.С., Каплунов Н.Д.* // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1978. № 12, вып. 2. С. 25–32.
63. *Yund R.A., McCallister R.H., Savin S.M.* // J. Petrol. 1972. Vol. 3, N 2. P. 355–369.
64. *Курепин В.А.* // Геология и геофизика. 1964. № 9. С. 3–9.

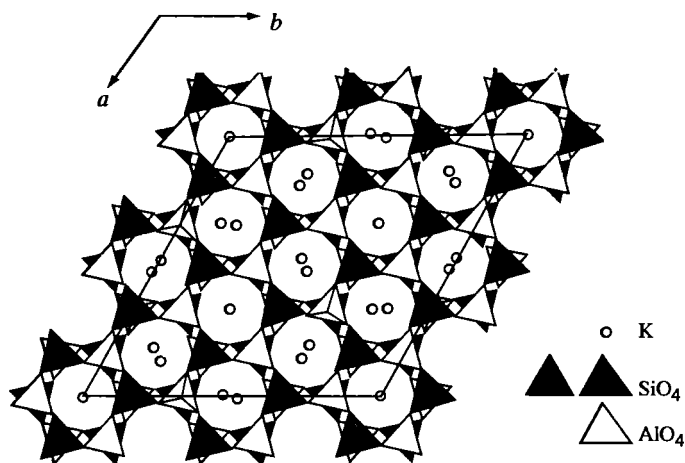
Мегакальсилит Megakalsilite K[AlSiO₄]

Полиморфная модификация кальсилита. Зарегистрирован МКНМиМН ММА в качестве нового минерального вида. Назван из-за увеличенного по сравнению с кальсилитом объема элементарной ячейки [1].

Характ. выдел. Неправильные изъеденные зерна (2 × 3 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$. $a_0 = 18,1111$, $c_0 = 8,4619$ Å; $c_0 : a_0 = 0,4672$; $V = 2403,7$ Å³; $Z = 24$ [1].

Структура мегакальсилита (фиг. 10), как и ряда природных минералов состава KAlSiO₄, представляет собой трехмерный каркас из 6-членных колец (Si,Al)O₄-тетраэдров, полости которого заполнены атомами К. В отличие от кальсилита структура мегакальсилита строго упорядочена и обладает иным типом топологии



Фиг. 10. Кристаллическая структура мегакальсилита в проекции на (001) (по Хомякову и др. [1])

Al-Si-каркаса, не отвечающей топологии ни высокого тридимита, ни кальсилита. Кольца тетраэдров имеют не тригональную, как у кальсилита, а гексагональную форму и обнаруживают два типа последовательности тетраэдров: UDUDUD, свойственную большинству минералов группы нефелина, и UUUDDD, отмеченную для синтетического полиморфа KAlSiO₄ – калиофилита-01 [2]. Отношения колец с последовательностью тетраэдров UDUDUD и UUUDDD в структуре мегакальсилита составляют 1 : 3. Подобное же сочетание колец, но в отношении 1 : 2 предполагалось возможным в структуре природного калиофилита [3]. Вместе с тем структура мегакальсилита топологически идентична искусственному алюмогерманиту K[AlGeO₄], изученному Сандомирским с соавт. [4].

Физ. св. Тв. 6. Уд. в. 2,55–2,67. Объемно-метрическим методом – 2,58 [2]; вычисл. 2,62 [1]. Бесцветный, прозрачный. Бл. стекланный. В ультрафиолетовых лучах тускло люминесцирует зеленоватым цветом [1].

Микр. Одноосный (-). $n_o = 1,538$, $n_e = 1,531$; $n_o - n_e = 0,007$.

Хим. Теор. состав: K₂O – 29,7; Al₂O₃ – 32,5; SiO₂ – 37,8. Минерал почти не содержит примесей посторонних элементов [1].

Анализ (микронзонд., ср. для 5 обр., анал. Нечелюстов): Na₂O – 0,02; K₂O – 29,73; FeO – 0,04; Al₂O₃ – 32,38; TiO₂ – 0,01; сумма – 100,14. Эмпирическая формула (при расчете на 4 атома O) K_{0,99}Al_{1,01}Si_{1,01}O₄.

Повед. при нагр. При прокаливании сохраняет прозрачность. Показатели преломления не изменяются (при высокой температуре стабильн).

Нахожд. Единичная находка на горе Коашва в Хибинском щелочном массиве, в пегматите ультракалиевого состава среди ийолит-уртитов, на их контакте с апатит-нефелиновыми рудами. Найдено одно зерно мегакальсилита (2 × 3 мм), корродированное с поверхности, в ассоциации с содалитом, канкринитом и натритом. Предполагается [1, 5, 6], что мегакальсилит является продуктом остаточной кристаллизации пегматитового расплава-раствора и связан с проявлениями в районе горы Коашва гиперкалиевой минерализации.

Отл. Отличается от кальсилита только на основании прецизионного рентгеновского анализа.

Межплоскостные расстояния мегакальсилита из Хибинского массива
FeK α -излучение, $D = 114,6$ мм [1]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
111	30	6,19	253	30	1,875	4.10.1	60	1,240
002	20	4,21	550	10	1,810	256	10	1,229
221	20	3,99	551	20	1,767	4.10.2	50	1,204
140	20	3,41	280	10	1,712	2.11.3	40	1,175
141	50	3,18	173	50	1,674	4.10.3	30	1,147
222	100	3,091	064	20	1,646	880	10	1,134
240	10	2,960	363	20	1,619	1.10.5	30	1,117
042	20	2,874	282	50	1,585	0.12.4	10	1,113
060	70	2,612	444	30	1,544	774	20	1,104
061	40	2,498	145	50	1,516	5.11.1	10	1,097
251	30	2,405	1.10.1	30	1,465	257	20	1,089
440	20	2,262	662	20	1,422	4.10.4	10	1,080
062	10	2,225	255	20	1,405	1.13.3	30	1,072
252	10	2,157	284	10	1,328	3.12.3	20	1,058
004	30	2,117	0.12.0	30	1,308	7.10.1	10	1,052
333	20	2,063	393	30	1,290	0.15.0	30	1,045
442	10	1,998	771	10	1,280	666; 228	50	1,031
063	30	1,917	0.12.2	10	1,250			

Литература

1. Khomyakov A.P., Nechelyustov G.N., Sokolova E. et al. *Canad. Miner.* 2002. Vol. 40, pt 3. P. 963–972.
2. Gregorkiewitz M., Schäfer H. // Abstracts 6th European Crystallographic Meeting. Barcelona, 1980. P. 155.
3. Palmer D.C. // *Rev. Miner. Miner. Soc. Amer.* 1994. Vol. 29. P. 83–122.
4. Сандомирский П.А., Мешалкин С.С., Рождественская И.В. и др. // Кристаллография. 1986. Т. 31, № 5. С. 522–527.
5. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
6. Khomyakov A.P. *Mineralogy of hyperagpaite alkaline rocks.* Oxford: Clarendon press, 1995. 224 p.

Калиофилит *Kaliophilite* K[AlSiO₄]

Полиморфная модификация кальсилита. Назван в 1886 г. Миришем (Mierisch) по составу: от латинского *kali*, *kalio* – калиевый и греческого *φίλος* (филос) – друг [1].

Синон. Факеллит, фацеллит, калинефелин.

Характ. выдел. Кристаллы, обычно мелкие. Крупные кристаллы (5 мм шириной, 17 мм длиной) [1] состоят, как установлено позднее [2], из агрегата мелких индивидов. Волокнистые, игольчатые, зернистые агрегаты, параллельные сростки; друзы, радиально-лучистые скопления.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$ или $D_6^6 - P6_322$. $a_0 = 27,011$, $c_0 = 8,557 \text{ \AA}$; $c_0 : a_0 = 0,316$; $V = 5406,56 \text{ \AA}^3$ (в 27 раз больше ячейки кальсилита); $Z = 54$ (Dana, 1997).

Госснер и Муссгнуг [3] для гексагональной ячейки с призматическими гранями $\{10\bar{1}0\}$ нашли: $a_0 = 27,01$, $c_0 = 8,59 \text{ \AA}$, $c_0 : a_0 = 0,318$; для меньшей ячейки с призматическими гранями $\{11\bar{2}0\}$ (исключая слабые отражения на рентгенограмме): $a = 15,59$, $c_0 = 8,59 \text{ \AA}$, $c_0 : a_0 = 0,5524$. Сопоставляя размеры гексагональных ячеек калиофилита и кальсилита, Баннистер и Хэй [2] предположили, что структура калиофилита представляет собой многократное повторение структуры кальсилита. Лёкеш и Бюргер [4] определили $a_0 = 26,94$, $c_0 = 8,55 \text{ \AA}$, $c_0 : a_0 = 0,317$ и рассматривали изученный материал как монокристалл с гексаг. с. $C6_32$ ($D_6^6 - P6_322$). Однако позднее Бюргер [5] предположил, что наблюдаемая гексагональная симметрия обусловлена микродвойникованием и должна быть понижена до ромбической.

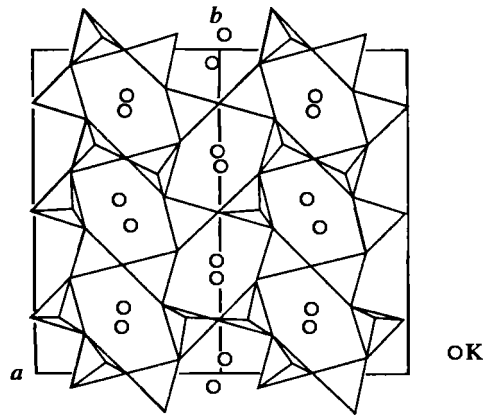
Смит и Таттл [6, 7], анализируя результаты изучения природных и искусственных образцов, заключили, что существуют два типа природного калиофилита с разной степенью структурной упорядоченности: нормальный калиофилит (образец Баннистера и Хей [2]) с четкими резкими рефлексами $k = 3n$, соответствующими гексагональной ячейке с параметрами $a_0 \approx 3\sqrt{3}a$ кальсилита и $c_0 \approx c$ кальсилита и возможной группой симметрии $P6_322$, и аномальный калиофилит, изученный Тилли и Генри [8], с диффузными или погашенными рефлексами $k = 3n$ и параметром $a \approx 3a$ кальсилита, который является частично разупорядоченным.

Синтетический калиофилит гексагональной симметрии, полученный Боуэном [9] из смеси $Ks_{90}Ne_{10}$ в гидротермальных условиях при $1000\text{--}1100^\circ$, $P_{H_2O} = 500 \text{ кг/см}^2$, по Смиуту и Таттлу [6, 7], представляет собой разупорядоченную аномальную форму природного калиофилита, так как при сохранении сильных рефлексов в нем отсутствует серия слабых рефлексов, характерных для суперструктуры нормального калиофилита.

На основании монокристалльной съемки и дифрактометрии калиофилита из районов Чимино, Аурикчио (Альбанские горы) и Монте-Соммы (Везувий) Барбиери с соавт. [10] установили, что параметры элементарной ячейки данных кристаллов должны быть удвоены до $a = 53,898\text{--}53,923$, $c = 17,099\text{--}17,088 \text{ \AA}$.

Используя метод электронной дифракции, Эбботт [11] заключил, что симметрия природного калиофилита $P6_322$, принятая в [4] на основании данных монокристалльной рентгенографии, вероятно, соответствует промежуточному состоянию между структурами $P6_3mtc$ (высокотемпературной, неупорядоченной) и $P6_3mc$ (низкотемпературной, упорядоченной) и близка к симметрии $P6_3mtc$.

Фиг. 11. Кристаллическая структура калиофилита-О1 в проекции на (001) (по Мерлино [14]). Модифицированный вариант структуры Грегоркевича и Шефера [13]



Челли с соавт. [12] методами высокотемпературной микродифрактометрии, монокристалльной рентгенографии и ТЕМ-электронной (просвечивающей) микроскопии выявили особенности микроструктуры и фазовых переходов в образцах природного калиофилита из Монте-Соммы. Установлены два полиморфа калиофилита: высокотемпературный с пр. гр. $R6_322$ и низкотемпературный – с пр. гр. $R6_3$. Переход между фазами осуществляется при $\sim 725^\circ$ путем трансформации смещения с сохранением гексагональной симметрии, обратим и сопровождается образованием зеркального двойникования и доменности. Выявленные под электронным микроскопом нарушения в наложении слоев суперструктуры калиофилита- 27\AA , судя по данным монокристалльной дифрактометрии, формировались в процессе роста кристаллов до возникновения зеркального двойникования. Выше 750° происходит эпитаксиальное необратимое фазовое превращение кристаллов в гексагональную фазу с меньшей элементарной ячейкой: $a = 8,9$, $c = 8,4 \text{\AA}$, $V = 1/9V_0$.

Природный калиофилит, по [6, 7], метастабилен при любых температурах и атмосферном давлении, но сохраняет устойчивость при повышенных давлениях. Это предположение подтверждается экспериментальными данными и условиями его нахождения в вулканических выбросах [12].

Полученные экспериментально (искусственные) полиморфы KAlSiO_4 имеют ромбическую симметрию. Смит и Таттл [6] обозначили эти фазы О1 и О2. Грегоркевич [13], а затем Мерлино [14] ввели для них термины: калиофилит-О1, высокий калиофилит-О1 и калиофилит-О2 (см. фиг. 1).

Калиофилит-О1 (фаза О₁ по Смиуту и Таттлу [6, 7]), сохраняет признаки псевдогексагональной природы: его порошковая диаграмма рассчитывается на гексагональную псевдоячейку с $a = 18,122$, $b = 8,562 \text{\AA}$, что соответствует параметрам $a = 9,06$, $b = 15,69$, $c = 8,562 \text{\AA}$ ромбической ячейки. Предполагается, что фаза формируется по кальсилиту [7] при высокой (выше 1000°) температуре в результате реконструктивной трансформации его решетки. Методами высокотемпературной рентгенографии для закаленного образца калиофилита-О1 Кук с соавт. [15], считая ячейку ромбической, получили для нее параметры: $a = 9,057$, $b = 15,642$, $c = 8,582 \text{\AA}$ (в иной установке, согласно [16]: $a = 15,642$, $b = 9,057$, $c = 8,582 \text{\AA}$).

Уточнение кристаллической структуры калиофилита-О1, предпринятое Грегоркевичем и Шефером [13], затруднено из-за установленных авторами псевдосимметрии и двойникования. Предполагается [13, 14], что полученная для него симметрия $Pn2_1m$ является усредненной симметрией полного кристалла, содержащего индивиды с моноклинной $P2_1$ симметрией (фиг. 11) [14]. Найденное неупорядоченное Al-Si-распределение – усредненный эффект (при среднем T-O-расстоянии $1,68 \text{\AA}$), обусловленный доменным строением образца, хотя в каждом отдельном домене алюминий и кремний строго упорядочены [14]. Большинство исследователей [6, 7, 11–13] калиофилит-О1 рассматривается как метастабильная высокотемпературная структурная модификация кальсилита. Од-

нако Ксю и Веблен [16] считают его стабильным высокотемпературным полиморфом.

Псевдоромбическая форма калиофилита *Icmt* получена Майнером с соавт. [18] путем ионообменного замещения $K \rightarrow Rb$ в ромбическом $RbAlSiO_4$ с симметрией *Icmt* ($a = 10,55$, $b = 18,15$, $c = 8,49$ Å) [14].

Симметрия и параметры ячейки известных природных и искусственных фаз калиофилита ($KAlSiO_4$) следующие:

Название	Сим-вол	NaAlSiO ₄ , мас.%	Симметрия	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>Z</i>	Ссылка
Калиофилит нормальный	H2	0–10	<i>P</i> ₆ 22	26,936	–	8,527	54	[2, 6, 9, 11, 12, 14]
Калиофилит аномальный	H	0–10	<i>P</i> ₆ 3/ <i>m</i>	27,01	–	8,56	–	[6, 7, 14]
Калиофилит синтетический	H1	0–10	<i>P</i> ₆ 322 или <i>P</i> ₆ 3	5,18	–	8,56	2	[6, 7, 14]
Калиофилит искусственный	O1	0–10	<i>Pn</i> 2 ₁ <i>m</i> или <i>P</i> 2 ₁	15,67	9,07	8,56	–	[13, 14]
То же	O1	0–10	<i>P</i> 222 ₁	15,673	9,013	8,574	12	
"	O1	0–10	Ромбич.	15,642	9,057	8,582	12	[11, 17]
"	O1	0–10	Ромбич.	15,600	18,110	8,562	24	
"	O1	0	Псевдогексаг.-ромбич.	18,122	–	8,562	–	[6]
"	O1	0	Псевдоромбич. или монокл.	15,69	9,06	8,56	–	[6]
Калиофилит искусственный <i>Icmt</i>	O1	~20	Псевдоромбич. или монокл.	10,55	18,15	8,49	–	[14, 18]
Калиофилит искусственный	O1	~20	Ромбич. <i>Pbm</i> 2, <i>Pb</i> 2 <i>m</i> , <i>Pbmm</i>	15,60	18,11	8,56	24	[14–17]
Калиофилит искусственный (Na _{0,2} K _{0,8})AlSiO ₄	O2	20	Ромбич.	10,47	8,89	8,55	–	[6, 11, 17]
Калиофилит природный, нагретый выше 750°	H2	–	Гексаг.	8,9	–	8,4	–	[12]

Топология кристаллической решетки калиофилита ($KAlSiO_4$) не отвечает тридимитовой топологии кальсилита. 6-членные кольца из $(Si,Al)O_4$ -тетраэдров, составляющие его трехмерный каркас, имеют исключительно овальную форму (с иной конфигурацией, чем в нефелине). Вместо обычной для кальсилита (и других природных минералов системы *Ne-Ks*) последовательности UDUDUD – закономерной смены тетраэдров, обращенных вершинами попеременно вверх (U) и вниз (D) в плоскости (001), в калиофилите-O1 присутствуют два типа колец с различной последовательностью тетраэдров: UUDDUD и UUDDDD в отношении 2 : 1 [14, 19]. Наложение слоев, состоящих из 6-членных колец такого типа, приводит к формированию дополнительных 8- и 10-членных колец, образующих каналы вдоль осей *a* и *b*, которые связывают между собой

обычные для кальсилита с тридимитовой топологией основные каналы, параллельные оси c [19]. Каналы содержат ионы калия с к.ч. = 8 – К(2), К(3), К(4), с к.ч. = 9 – К(5), К(6) и с к.ч. = 10 – К(1), если учитывать наибольшее расстояние связи К–О = 3,43 Å (см. фиг. 1, б в работе [19]).

Калиофилит *Icmt* типа, полученный в результате ионного обмена $K \rightarrow Rb$ в $RbAlSiO_4$ (Klaska, Jarchow, 1975, по: [14]), сохраняет черты топологии исходного $RbAlSiO_4$ с кольцами в тетраэдрическом слое с последовательностью тетраэдров UUUDDD. Это приводит к формированию параллельных каналов вдоль оси a [14].

Крупная элементарная ячейка калиофилита тесно связана с ячейкой кальсилита, являясь как бы многократным ее повторением. Однако при нагревании или охлаждении фазовые переходы между этими полиморфами идут с нарушением кремнекислородного каркаса и изменением его топологии, что выражается в уменьшении величины параметра c от 8,69 Å в кальсилите до 8,56 Å в калиофилите, а также в изменении особенностей микроструктуры, ионной проводимости и обменных свойств минералов [12, 19].

Аналогичная свойственной полиморфам $KAlSiO_4$ зависимость между изменением величины параметра c и топологией решетки наблюдалась для $KAlGeO_4$, по [12]: параметр c уменьшался от 8,76 до 8,60 Å при преобразовании $KAlGeO_4$ с кальсилитоподобной (тридимитоподобной) структурой (кольцо только с последовательностью тетраэдров UDUDUD) в $KAlGeO_4$ с иной, не тридимитовой топологией, содержащей два типа колец: UDUDUD и UUUDDD, возможной для природного калиофилита [12].

Кристаллическая структура природного калиофилита не уточнена.

Кристаллы несовершенные, иногда зональные, форма призматическая, игольчатая, нитевидная; удлинение по (0001); развиты грани пинакоида (0001) и призмы (10 $\bar{1}$ 0), редко (11 $\bar{2}$ 0); пирамидальные грани обычно отсутствуют [1].

Физ. св. Сп. или отдельность (предположительно также трещины растяжения) по (0001) и (10 $\bar{1}$ 0). Тв. 6. Уд. в. 2,598–2,606 [1, 5, 20, 21] (вычисл. 2,604) [6, 7]; по Дана (Дана, 1997): 2,65 (2,49–2,67). Кристаллы бесцветные, молочно-белые до голубовато-белых, в массе серовато-матовый; от просвечивающего до прозрачного. Бл. стеклянный до шелковистого. Пиро- и пьезоэлектрик. Однако пьезоэлектрический эффект, возможно, является псевдоэффектом, обязанным трещинам растяжения в кристалле [4]. Плавкость 3 $\frac{1}{2}$ (Дана, 1997).

Микр. Опт. (–). 2V в различных зернах варьирует от 0 до 57°, удлинение по (0001) (+). $n_o = 1,531$, $n_e = 1,527$; $n_o - n_e = 0,0043$ [21]. По Барбиери с соавт. [10], $n_o = 1,5296$ – $1,5362$, $n_e = 1,5258$; $n_o - n_e = 0,0097$ – $0,0055$. Дисперсия показателей преломления 0,016 [10]. Оптические аномалии наряду с рентгеновскими исследованиями свидетельствуют о поликристаллическом строении макроскопически единых монокристаллов [12].

Хим. Теор. состав: K_2O – 29,72; Al_2O_3 – 32,21; SiO_2 – 38,07. Определены (%): Na_2O – до 3,9, CaO – до 2,4, Rb_2O – до 0,08 [10].

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	2,17	0,77	1,68	3,89	2,88	3,77	0,77	1,04	–
K_2O	24,56	23,97	27,75	22,84	24,13	24,18	28,76	28,07	28,88
MgO	Сл.	Нет	Нет	0,15	–	–	–	0,00	–
CaO	1,87	2,39	1,09	0,33	0,47	–	0,05	0,00	–
FeO	Нет	Нет	Нет	–	–	0,29	0,07	0,21	–
Fe_2O_3	0,18	Сл.	Сл.	0,98	–	0,80	–	–	0,70
Al_2O_3	31,73	31,04	30,31	31,96	33,36	32,09	31,89	31,35	30,98

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,17	38,73	39,05	39,04	39,20	38,62	38,87	38,73	36,85
Rb ₂ O	0,04	0,08	0,04	–	–	He	–	–	–
						опр.			
H ₂ O ⁺	–	–	–	0,60	–	–	0,00	0,00	1,65
H ₂ O	1,23	2,98	1,88	–	–	Нет	0,00	0,00	2,73
Сумма	99,95	99,96	99,80	99,79	100,04	99,87	100,41	99,60	100,13
Уд. в.	–	–	–	2,61	2,606	–	–	–	–
n_o	1,5362	1,5338	1,5349	1,5316	1,5296	–	–	–	–
n_c	1,5312	1,5289	1,5294	1,5273	1,5258	–	–	–	–
a_0	53,923	53,859	53,934	–	27,00	–	–	–	–
c_0	17,063	17,088	17,075	–	8,51	–	–	–	–

1, 2 – Чимино. 3 – Аурикчио, Альбанские горы, Италия [10]; 4–8 – Монте-Сомма, Везувий, Италия: 4 – анал. Зальбом [1], 5 – анал. Хей [21], 6 – анал. Юринен [22], 7 – анал. Тимоти, микропроб. ан. [11], 8 – микропроб. ан. [12]; 9 – искусственный, дополнительно найден TiO₂ – 0,07 [23].

По Барбиери и др. [10], состав природного калиофилита находится в пределах $Ne_{19}Ks_{81} - Ne_0Ks_{100}$.

Диagni. исп. Желатинирует под воздействием кислоты.

Повед. при нагр. В интервале 1400–1500° природный калиофилит частично плавится с образованием мелких ромбических кристаллов [9], переходящих при охлаждении в кальсилит [6]. На кривой нагревания синтезу новой ромбической фазы отвечает эндотермический эффект при 1400° [10]. При нагревании до 895° параметры ячейки природного калиофилита увеличиваются [12] ($a \sim 8,56-8,72$, $c \sim 27,01-27,44$ Å, $V \sim 5406-5683$ Å³). На графике зависимости a , c и V от температуры излом кривой при 725° отвечает преобразованию типа смещения без изменения гексагональной симметрии высокотемпературной решетки $P6_322$; фазовое преобразование с переходом в subgroup $P6_3$ сопряжено с зеркальным двойникованием [12]. Выше 750° происходит необратимое эпитаксиальное фазовое преобразование кристаллов с уменьшением параметров гексагональной ячейки $a = 8,9$, $c = 8,4$ Å и уменьшением объема ячейки в 9 раз.

Искусственный полиморф $KAlSiO_4$ – калиофилит-01 при температурах выше 1450–1485° преобразуется в ромбическую фазу с большей элементарной ячейкой [15].

При низких температурах методами дифференциальной сканирующей калориметрии Ланге с соавт. (по: [19]) определили два эффекта деформации глина смещения в калиофилите-01: при ~422 и ~544°.

Капабланко и Карпентер (по: [19]) по излому кривой на графике зависимости c/a отношения от температуры установили только одну деформацию решетки при 540° для калиофилита, полученного прокаливанием метаморфического кальсилита. Отношение b/a сохраняется близким к $\sqrt{3}$, а элементарная ячейка остается гексагональной при всех температурах по обе стороны от точки преобразования.

Устойчивость калиофилита и соотношение с другими фазами системы до конца не выяснены. Таттл и Смит [7] считали калиофилит метастабильной фазой при любой температуре в условиях атмосферного давления. Эббот [11] полагал, что все природные и искусственные фазы калиофилита с гексагональной симметрией являются высокотемпературными устойчивыми поли-

морфами. Нахождение калиофилита в выбросах блоков метаморфизованных вулканических пород говорит об устойчивости природного калиофилита при повышенных давлениях [12, 24]. При этом, по [24], с понижением температуры высокотемпературная гексагональная фаза трансформируется в псевдогексагональную низкотемпературную (чем объясняется аномальная оптика изученных образцов).

Искусственный калиофилит-О1 рассматривается [10, 13–15] как высокотемпературная фаза кальсилита.

Нахожд. Редок. Известен только в Италии в щелочных пирокластах действующего вулкана Везувий и потухших вулканов Альбанских гор в пров. Лацио [8, 10].

Среди туфов и лапиллей Монте-Соммы (Везувий) известен в виде агрегатов мелких игольчатых кристаллов в пустотах в темном авгите и буром биотите [20, 21, 25]. Найден также в ассоциации с мелилитом, мейонитом, волластонитом, кальцитом.

В Альбанских горах обнаружен в выбросах блоков щелочных вулканитов в тесной ассоциации с латумитом, гранатом, пироксеном, гаюином, гумбольдитом [8]. Установлен также в метаморфизованных блоках вулканических туфов Аурикчио, Вилли Сенни, в шлаках гор Чимино и “черных пуццолановых землях” Корколе [10]. Во всех изученных разновидностях пирокластов этого района главным минералом в ассоциации с калиофилитом является мелилит; в вулканических шлаках и туфах, кроме того, обычна его ассоциация с пироксеном, реже встречаются биотит, гаюин, в единичных случаях флогопит, лейцит, кальцит, апатит. Кальсилит в этих породах обычно находится отдельно от калиофилита [24]. В “черных пуццолановых землях” ассоциация с пироксеном встречается редко, обычны гаюин, гранат, лейцит, магнетит [10]. Не встречается с нефелином.

Изм. При 1100° калиофилит полностью замещается лейцитом, образование которого начинается с 900° вследствие потери К при испарении [12].

Искусств. Калиофилит, полностью идентичный природному, экспериментально не получен. При синтезе кальсилита из расплава шихты каолинита в смеси с K_2CO_3 и добавкой менее 2% Na_2CO_3 при температуре выше 650° Боуэн [9] получил калиофилит, отличающийся от естественного отсутствием слабых отражений на рентгенограмме. Синтезирован также Эйтелем [26].

Тугутт [23] нагреванием 20 г каолинита, 155 г 13%-ного водного раствора КОН, насыщенного 13,4 г бутирата К (К-соль масляной кислоты), при $205\text{--}209^\circ$ получил сфероидальные частицы и гексагональные пластинки, идентифицированные по оптическим и рентгеновским данным (которые не приведены) как калиофилит. Виар [27], а также Виар и Мишель-Леви [28] при синтезе кальсилита и ортоклаза в автоклаве из пудры мусковита и КОН в присутствии воды при давлении 300 кг/см^2 и температуре 500° также получили гексагональные пластинки по (0001) предположительно калиофилита со следующими свойствами: одноосн. (-), $n_o = 1,544$, $n_e = 1,539$, $n_o - n_e = 0,005$.

Ригби и Ричардсон [29] из смеси каолинита с K_2CO_3 (при стехиометрических соотношениях К : Si : Al), нагреваемой в потоке насыщенного азотом водяного пара в печи в течение 60 ч до 900° , получили разновидность $KAlSiO_4$, аналогичную, по их заключению, природному калиофилиту.

Смит и Таттл [6, 7] обнаружили в смеси состава Ne_{20} , нагретой в гидротермальных условиях при $1000\text{--}1100^\circ$ и давлении водяного пара 500 кг/см^2 , фазу, не идентичную, но близкую к естественному калиофилиту, в котором, как и в фазе, полученной Боуэном [9] при 1075° , отсутствовали слабые реф-

лексы естественного калиофилита, и предположили, что искусственный образец представляет собой разупорядоченную форму природного калиофилита.

Манвелян с соавт. [30] путем обработки нефелинового сиенита раствором КОН в автоклаве при 260° получили в осадке кальсилит и фазу, близкую к калиофилиту. Подобная же фаза получена из микроклина (2,3% Na_2O). Установлено, что калиофилит образуется при меньших, по сравнению с кальсилитом, содержаниях Na_2O в твердой фазе.

Сандомирский и Урусов [31] получили метастабильную фазу, отвечающую калиофилиту, из перегретых в интервале $840\text{--}870 \pm 20^\circ$ искусственных кристаллов кальсилита. Изучая фазовые переходы и тепловое расширение фаз методом высокотемпературной рентгенографии, они установили, что переход кальсилита в калиофилит сопровождается увеличением объема (на 0,4%), коэффициента расширяемости (α_1^V) и изменением симметрии от $R\bar{6}_3$ до $R\bar{6}_3mc$. При этом вследствие резкого увеличения тепловых колебаний Al- и Si-тетраэдров происходит разупорядочение их ориентации относительно оси третьего порядка, и они становятся зеркально-симметричными. Предложенная структурная модель может, по мнению этих авторов, объяснить возникновение природных и искусственных калиофилитов с разной степенью доменной упорядоченности, которые Смит и Таттл [6] назвали "обыкновенными" и "необыкновенными". При быстрой закалке выше 900° , при которой формируется метастабильный калиофилит, должна происходить фиксация двух возможных ориентаций тетраэдров и, как следствие, образование ориентационно-разупорядоченной структуры. Многократное увеличение параметров аномального и нормального калиофилитов, характерное, по Брэггу и Кларингбуллу [32], для полисинтетического двойникования, можно объяснить возникновением доменов с упорядоченной ориентацией тетраэдров при незавершенных переходах метастабильного калиофилита в стабильный кальсилит [31].

Межплоскостные расстояния калиофилита из Аурикчио.
Альбанские горы (Италия) [10]
 CuK_α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
511	4	7,56	881	3	3,30	806	2	2,552
402	2	6,88	12.22	5	3,29	11.83; 816;		
830	3	5,20	405	5	3,27	16.13	2	2,529
660	7	4,50	335	3	3,19	646	5	2,510
004	10	4,29	664	100	3,10	15,60	3	2,495
2.14	4	4,15	12.42	30	3,04	16,04	2	2,394
851	7	3,99	12.60	4	2,950	12.11.1	1	2,319
662	5	3,96	15.02	1	2,922	527; 20.01	2	2,315
813	6	3,94	206	6	2,823	866; 18.41	4	2,283
842	6	3,92	13.60; 555; 755; 506	2	2,774	13.45; 12.84	3	2,278
334; 932; 733	4	3,85						
514; 950	5	3,81	14,23	3	2,714	12.12.0	3	2,248
10.22	6	3,78	336	3	2,709	20.20	8	2,217
10.40	14	3,74	426	3	2,701	16.44	6	2,191
880	8	3,36	884	1	2,642	18.60	4	2,158
12.31	3	3,33	18.00	30	2,601	008	10	2,141

Межплоскостные расстояния калиофилита из Чимино, Альбанские горы (Италия) [1]

CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
511	8	7,54	10.42	1	3,43	15.60	5	2,490
422	3	6,14	880	6	3,35	16.04	4	2,400
622	3	5,17	12.31	3	3,33	10.26	2	2,362
660	10	4,49	12.22	5	3,29	527; 20.01	2	2,309
004	17	4,27	405	5	3,28	866; 18.41	4	2,283
204	7	4,20	664	100	3,10			
633	5	4,08	12.42	32	3,03	13.45;	1	2,267
662	8	3,97	12.60	4	2,943	12.84		
842	10	3,92	206;	8	2,820	12.12.0	3	2,243
12.00; 504	7	3,89	755; 506;			16.44;	6	2,193
334; 932; 733	6	3,84	14.23	5	2,717	17.70		
514; 950	10	3,80	18.00; 11.83;	32	2,602	13.84	2	2,181
			816					
10.22	10	3,76				14,06	4	2,164
10.40	11	3,74	16.13	4	2,524	008	10	2,141
862	6	3,50	646	5	2,510			

Межплоскостные расстояния калиофилита из Монте-Соммы, Везувий (Италия) [10]

CuK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
422	3	6,14	10.22	12	3,76	426	5	2,706
622	4	5,17	10.40	9	3,74	18.00	29	2,597
413	2	4,97	11.30; 12.11	3	3,63	646	3	2,508
901	1	4,94	862	8	3,50	15,60	4	2,490
642	4	4,54	12.30	2	3,39	16.04	3	2,394
660	7	4,49	880	4	3,37	866	2	2,287
004	16	4,27	12.22	7	3,28	12.12.0	2	2,250
931	4	4,16	664	100	3,10	20.20	3	2,222
214; 760	3	4,14	12.42	7	3,03	16.44	8	2,191
662	8	3,97	12.60	4	2,943	14.06	6	2,161
842	11	3,92	206	9	2,820	008	5	2,136
12.00; 504	5	3,87	13.60; 555	1	2,777			

Межплоскостные расстояния синтетического (гексагонального) калиофилита [6]

CuK α -излучение ($a = 5,180$, $c = 8,559$ Å)

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	10	4,448	110	30	2,589	212	3	1,5749
002	15	4,283	200	3	2,243	204	2	1,5477
101	100	3,098	004	12	2,139	006	3	1,4257
102	100	3,098	004	12	2,139	006	3	1,4257

Межплоскостные расстояния искусственного (ромбического) калиофилита-01 [6]

CuK α -излучение (внутр. стандарт Si) ($a = 9,06, b = 15,69, c = 8,56 \text{ \AA}$)

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
101	1	6,2195	230	20	3,4257	242; 312	3	2,4378
021; 111	7	5,7910	141	7	3,3167	133; 203	2	2,4138
—	2	5,505	231	4	3,1777	260; 400	2	2,2675
200; 130	7	4,5337	132; 202	100	3,1114	332; 062	7	2,2334
002	15	4,2868	240; 310	3	2,969	004	10	2,1406
201; 131	2	4,0042	051	2	2,950	421; 351	3	2,1091
040; 220	1	3,9267	241; 311	30	2,8015	430	5	2,0777
211	10	3,8826	023; 113	15	2,6789	243; 313	3	2,0586
221; 041	25	3,5659	320; 060	35	2,6209			

Межплоскостные расстояния искусственного (ромбического) калиофилита-02 [6]

CuK α -излучение ($a = 8,892, b = 10,468, c = 8,547 \text{ \AA}$)

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
111	20	5,3074	131	15	3,0374	042	4	2,2317
120	8	4,5120	310	8	2,8520	322	10	2,2058
200	6	4,4471	311	6	2,7047	241	4	2,1806
002	20	4,2755	040	55	2,6169	133	8	2,1410
211	45	3,3910	320	50	2,5790	044	20	2,1367
122	100	3,1014	141	4	2,4069			
202	50	3,0821	240	6	2,2556			

Литература

1. Mügge O. // Ztschr. Kristallogr. 1926–1927. Bd. 65, H. 4. S. 380.
2. Bannister F.A., Hay M.H. // Miner. Mag. 1942. Vol. 26, N 177. P. 218–224.
3. Gossner B., Mussgnug F. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 73, H. 2. S. 187.
4. Lukesh J.S., Buerger M.J. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 3. P. 226–227.
5. Buerger M.J. // Ibid. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 600–614.
6. Smith J.V., Tuttle O.F. // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 4. P. 282–305.
7. Tuttle O.F., Smith J.V. // Ibid. 1958. Vol. 256, N 8. P. 571–589.
8. Tilley G.E., Henty M.A. // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 1. P. 39–45.
9. Bowen N.L. // Amer. J. Sci. Ser. A. 1917. Vol. 43. P. 115–132.
10. Barbieri M., Federico M., Tolomeo L. // Period. miner. 1970. Vol. 39, N 2. P. 323–341.
11. Abbot R.N., jr. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 5/6. P. 449–457.
12. Cellai D., Carpenter M.A., Heaney P.J. // Europ. J. Miner. 1992. Vol. 4. P. 1209–1220.
13. Gregorkiewitz M., Schäfer H. // VI Europ. Crystallogr. Meet. Abstracts. Barcelona, 1980. P. 155.
14. Merlino S. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 435–470).
15. Cook L., Roth R.S., Parcer M.S., Negal J. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1180–1190.
16. Xu H., Veblen D.R. // Ibid. 1996. Vol. 81, N 11/12. P. 1360–1370.
17. Сандомирский П.А., Белов Н.В., Сигаловская Ю.И. // Геохимия. 1980. № 10. С. 1509–1527.
18. Minor D.B., Roth R.S., Bower W.S., Daniel M.C. // Mater. Res. Bull. 1978. Vol. 13. P. 575–581.
19. Palmer D.C. // Rev. Miner. 1994. Vol. 29. P. 83–122.
20. Mierisch B. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1887. Bd. 8. S. 156.
21. Bannister F.A., Hay M.H. // Miner. Mag. 1931. Vol. 22, N 134. P. 569–608.
22. Sahama Th.G. // Norsk geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, N 2. S. 168–179.
23. Thugutt St I. // Arch. Miner. 1937. Vol. 13, N 1. P. 109–113.
24. Aurisicchio C., Federico M. // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. Vol. 57, pt 1/2. P. 129–137.
25. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. 2nd ed. 1935. 283 p.
26. Eitel W. // Neues Jb. Miner. 1922–1923. Bd. 2. S. 45.
27. Wyart J. // C.r. Acad. sci. D. 1947. Vol. 225, N 11. P. 944–946.
28. Wyart J., Michel-Levi M.C. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1955. Vol. 78, N 10/12. P. 577–584.

29. Righy R., Richardson H.M. // Miner. Mag. 1947. Vol. 28, N 197. P. 75.
 30. Манвелян М.Г., Наджарян А.К., Акопян З.А. и др. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1961. Т. 14, № 5. С. 41.
 31. Сандомирский П.А., Урусов В.С. // Геохимия. 1988. № 1. С. 75–86.
 32. Брэгг У.Л., Клаарингбулл Ф. Кристаллические структуры минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.

Панунцит Panunzite
 (тетракальсылит)
 $K_3Na[AlSiO_4]_4$

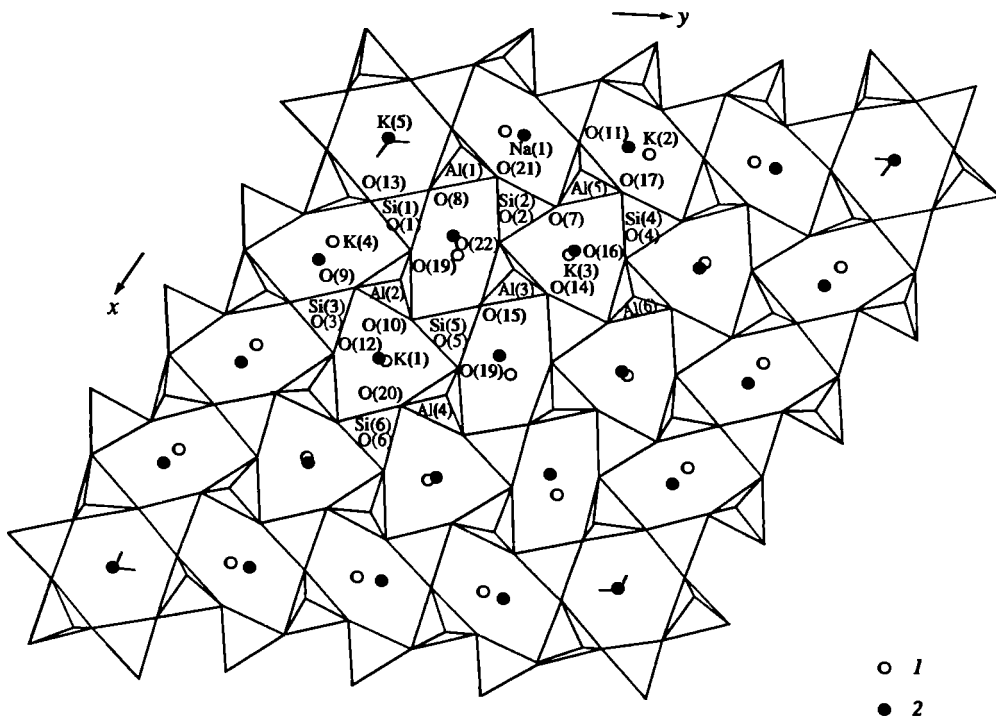
Назван в 1988 г. Бенедетти и др. [1] в честь химика А. Панунци, профессора университета в Неаполе. Природный тетракальсылит.

Синон. Тетракальсылит. Название подчеркивает, что параметр a элементарной ячейки в 4 раза больше, чем у кальсылита.

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^2 - P6_3$. $a_0 = 20,513$, $c_0 = 8,553$ Å; $a_0 : c_0 = 2,398$; $V = 3116,7$ Å³ (Dana, 1997); $Z = 8$ (для приведенной формулы). Параметры решетки $a = 20,513$, $c = 8,553$ Å впервые определены Бенедетти с соавт. [1] и подтверждены позднее Франко и Женнаро [2].

Структура панунцита определена Мерлино с соавт. [3] в пр. гр. $P6_3$ с упорядоченным распределением Al и Si. Найдены по шести независимых позиций Si, Al и щелочных катионов. Основа тридимитоподобной решетки панунцита (фиг. 12) – 6-членные кольца трех различных конфигураций из чередующихся SiO_4 - и AlO_2 -тетраэдров, обращенных вершинами в противоположные стороны вдоль оси [001]. Топология решетки сходна с нефелиновой: шесть овальных ко-



Фиг. 12. Кристаллическая структура панунцита (тетракальсылита) в проекции вдоль [001] (по Мерлино и др. [3])

1 – щелочные катионы, расположенные вблизи $z = 1/4$; 2 – $z = 3/4$

лец находятся вокруг гексагонального кольца, а тетраэдрические слои несколько отклонены от зеркально-симметричных соотношений, что отвечает свойственной нефелину ясно различимой псевдосимметрии $R\bar{6}_3/m$. Кроме того, в структуре панунцита присутствуют кальсилитовые дитригональные кольца [3–5]. Всего ячейка панунцита содержит два гексагональных, 12 дитригональных и 18 искаженных (овальных) гексагональных колец [4, 6].

Панунцит отличается от нефелина по степени упорядочения катионов. Если в нефелине при низких температурах K и Na строго упорядочены (K занимает исключительно крупные гексагональные, а Na – меньшие по размеру овальные кольца), то в панунците щелочные катионы упорядочены только в трех из шести позиций: позиция Na(1) (овальные кольца) содержит 100% Na, K(3) (дитригональные кольца) и K(5) (овальные кольца) – по 100% K. Остальные позиции: K(1) в дитригональных и K(2) и K(4) в овальных кольцах, кроме K, содержат 12, 22 и 17% Na соответственно [5]. По Боннакорси с соавт. [6], доля позиций, занятых только K, – 0,44, K и Na совместно – 0,37 и только одним Na – 0,19.

Межатомные расстояния (Å) [2]:

Si(1)–O(1)	1,64	Si(2)–O(2)	1,62	Si(3)–O(3)	1,64
Si(1)–O(8)	1,59	Si(2)–O(7)	1,62	Si(3)–O(9)	1,60
Si(1)–O(13)	1,66	Si(2)–O(21)	1,61	Si(3)–O(11)	1,60
Si(1)–O(18)	1,65	Si(2)–O(22)	1,64	Si(3)–O(12)	1,60
Среднее	1,64	Среднее	1,62	Среднее	1,61
Si(4)–O(4)	1,64	Si(5)–O(5)	1,60	Si(6)–O(6)	1,66
Si(4)–O(14)	1,59	Si(5)–O(10)	1,59	Si(6)–O(20)	1,63
Si(4)–O(16)	1,58	Si(5)–O(15)	1,61	Si(6)–O(20 ^{III})	1,63
Si(4)–O(17)	1,60	Si(5)–O(19)	1,64	Si(6)–O(20 ^{IV})	1,63
Среднее	1,61	Среднее	1,61	Среднее	1,64
Al(1)–O(1 ^V)	1,71	Al(2)–O(2 ^{VII})	1,69	Al(3)–O(3 ^V)	1,70
Al(1)–O(8)	1,76	Al(2)–O(9)	1,76	Al(3)–O(14)	1,78
Al(1)–O(13 ^{VI})	1,72	Al(2)–O(10)	1,76	Al(3)–O(15)	1,72
Al(1)–O(21)	1,73	Al(2)–O(18)	1,76	Al(3)–O(22)	1,76
Среднее	1,73	Среднее	1,74	Среднее	1,74
Al(4)–O(4 ^{VII})	1,70	Al(5)–O(5 ^V)	1,73	Al(6)–O(6 ^V)	1,71
Al(4)–O(12 ^{IV})	1,75	Al(5)–O(7)	1,76	Al(6)–O(16)	1,74
Al(4)–O(19)	1,80	Al(6)–O(11)	1,75	Al(6)–O(16)	1,74
Al(4)–O(20)	1,76	Al(5)–O(17)	1,70	Al(6)–O(16)	1,74
Среднее	1,75	Среднее	1,74	Среднее	1,73
Na(1)–O(1 ^V)	2,61	K(1)–O(3)	2,74	K(2)–O(4)	2,79
Na(1)–O(5 ^V)	2,54	K(1)–O(6)	2,94	K(2)–O(5 ^{II})	3,10
Na(1)–O(9 ^{VI})	2,48	K(1)–O(7 ^X)	2,87	K(2)–O(11)	2,79
Na(1)–O(18 ^{VI})	2,66	K(1)–O(10)	2,87	K(2)–O(15 ^{XI})	2,73
Na(1)–O(21)	2,65	K(1)–O(12)	3,07	K(2)–O(17)	2,95
Na(1)–O(22 ^V)	2,56	K(1)–O(14 ^X)	3,13	K(2)–O(17 ^{XII})	2,78
Среднее	2,58	K(1)–O(16 ^X)	2,93	K(2)–O(19 ^{II})	2,67
		K(1)–O(20)	2,90	K(2)–O(19 ^{XI})	3,07
		Среднее	2,93	Среднее	2,86

K(3)–O(2)	3,24	K(4)–O(2 ^l)	2,70	K(5)–O(1 ^V)	2,91
K(3)–O(4)	2,96	K(4)–O(3)	2,83	K(5)–O(1 ^{VI})	2,91
K(3)–O(7)	2,90	K(4)–O(8 ^X)	2,72	K(6)–O(1 ^{VIII})	2,91
K(3)–O(10 ^{XI})	3,00	K(4)–O(9)	3,10	K(5)–O(8)	3,04
K(3)–O(12 ^{XI})	2,93	K(4)–O(13)	2,72	K(5)–O(8 ^{VI})	3,04
K(3)–O(14)	2,80	K(4)–O(18)	3,03	K(5)–O(8 ^{XIV})	3,04
K(3)–O(16)	2,95	K(4)–O(21 ^{XI})	3,02	K(5)–O(13 ^V)	3,02
K(3)–O(20 ^{XI})	2,88	K(4)–O(22 ^{XI})	3,10	K(5)–O(13 ^{VIII})	3,02
Среднее	2,96	Среднее	2,90	Среднее	2,99

Физ. св. Сп. несовершенная по (10 $\bar{1}0$) и (0001). Тв. 5,5. Уд. в. 2,59 (вычисл. 2,62). Бесцветен. Черта белая. Бл. стеклянный, прозрачен [1].

Микр. Одноосный (–). $n_o = 1,540$, $n_e = 1,535$; $n_o - n_e = 0,005$ [1, 2].

Хим. Теор. состав: Na₂O – 6,07; K₂O – 21,58; Al₂O₃ – 33,27; SiO₂ – 39,15.

Анализ [2]: Na₂O – 5,74; K₂O – 21,52; Rb₂O – 0,07; MgO – 0,11; CaO – 0,43; BaO – 0,12; SrO – 0,01; FeO – 0,15; Fe₂O₃ – 0,35; Al₂O₃ – 31,90; SiO₂ – 39,60; сумма – 100,12. Формула: (K_{0,70}Na_{0,30})(AlSiO₄) (при расчете на 4 атома O). Согласно [4], идеальная формула (K_{0,82}Na_{0,18})[AlSiO₄]. Нами принята усредненная формула: K₃Na[SiAlO₄]₄.

Повед. при нагр. При температуре ниже 800° тетракальсилит распадается на нефелин и кальсилит. По-видимому, с этим процессом связано и образование сложных микропертитовых прорастаний, наблюдаемых в основной массе щелочных вулкаников Монте-Соммы, Везувий. Это заключение основано на термодинамических расчетах и экспериментальных данных, полученных при изучении устойчивости фельдшпатоидных твердых растворов [3, 7–10]. При температуре выше 1000° тетракальсилит преобразуется в высококалийевый нефелин [9]. Тетракальсилит – метастабильная высокотемпературная фаза, сохраняющаяся только в условиях быстрого закалывания.

Нахожд. Обнаружен в щелочных вулканиках Монте-Соммы, Везувий (Италия) [1], среди выбросов метаморфизованных вулканических блоков, относящихся к наиболее поздним отложениям вулканокластов Везувия [1, 6]. Выполняет пустоты в пироксенсодержащих блоках, сложенных тонкозернистыми сростаниями авгита и биотита с примесью редких зерен нефелина, где совместно с микропертитовыми нефелин-кальсилитовыми сростками образует микропертитовые сростки с нефелином.

Искусств. Аналогичная природному панунциту тетракальсилитовая искусственная фаза была ранее обнаружена при изучении системы NaAlSiO₄–KAlSiO₄ Смитом и Таттлом [7] при нагревании стекла состава $Ne_{30}Ks_{70}$ (или Ne_{20}) при 1520° в течение 6 ч; обозначена ими как H4 и затем перименована в тетракальсилит в соответствии с учетверенной величиной параметра a_0 его решетки. Тетракальсилит состава $Ks_{72}Ne_{28}$ получен Ховисом и др. [11] из природного и искусственного нефелина путем ионного K → Na обмена.

Сахама [9] получил гомогенный тетракальсилит нагреванием распавшихся на пертитовые нефелин-кальсилитовые сростки фенокристов из лавы Кабфуму в вулканическом поле вулкана Ньярагонго до 860° с последующей быстрой закалкой в воде. В интервале 860–995° тетракальсилит стабилен. При последующем нагревании до 995–1000° он преобразуется в ультракалийевый нефелин. Данные исследования показывают, что при охлаждении расплава до 1000° кристаллизовавшиеся первоначально фенокристы ультракалийевого нефелина замещались тетракальсилитом, который ниже 860° распадался на две фазы – ка-

лиевого нефелина и натриевого кальсилита, образующие микропертитовые сростки. Предложенная схема подтверждается экспериментально и термодинамическими расчетами [7, 10]. На диаграмме устойчивости системы $Ne-Ks$ состав тетракальсилита отвечает узкому интервалу в пределах разрыва смесимости между нефелином и кальсилитом и является промежуточным между ультракалиевым нефелином и калиофилом-О1. Предполагается, что при кристаллизации щелочной магмы тетракальсилит может образоваться при высоких температурах как метастабильная неупорядоченная фаза. Сохраняется при низких температурах только в условиях быстрой закалки.

Межплоскостные расстояния панунцита из Монте-Соммы, Везувий [1]*
CuK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
400	5	4,435	422	4	2,640	434	10	1,725
002	25	4,277	440	40	2,558	922	10	1,617
401	70	3,929	531; 701	10	2,424	662	18	1,591
411	15	3,520	403	20	2,380	850	12	1,560
420	5	3,360	711	20	2,268	851	20	1,530
312	10	3,225	800	8	2,218	10.31	5	1,484
402	100	3,071	702	20	2,177	554	5	1,478
430	30	2,914	900	10	1,969	734	15	1,458
412	10	2,866	722	10	1,927	10.32	15	1,420
520	8	2,836	920	12	1,751			

* $P6_3$. $a = 20,513$, $c = 8,553$ Å.

Межплоскостные расстояния искусственного тетракальсилита [7]*

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
400	5	4,4361	322	5	2,9469	531	10	2,4273
002	25	4,2715	430	30	2,9130	403	20	2,3933
401	60	3,9316	412	10	2,8661	621	3	2,3589
410	5	3,8667	520	7	2,8379	711	20	2,2664
411	15	3,5229	422	3	2,6329	800	5	2,2128
420	5	3,3485	440	30	2,5583	702	10	2,1776
312	5	3,2249	700	7	2,5307	004	15	2,1379
402	100	3,0716	313	1	2,452	—	3	1,967

* Гекс. с. $a = 20,463$, $c = 8,534$ Å.

Литература

1. *Benedetti E., Gennaro M., Franco E.* // *Rend. Accad. Naz. Lincei. Ser. III.* 1977. Vol. 62. P. 835–838.
2. *Franco E., Gennaro M.* // *Amer. Miner.* 1988. Vol. 73, N 3/4. P. 420.
3. *Merlino S., Franco E., Mattia C.A.* et al. // *Neues. Jb. Miner. Monatsh.* 1985. S. 322–328.
4. *Merlino S.* // *Feldspars and feldspatoides* / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 436–470).
5. *Palmer O.C.* // *Rev. Miner.* 1994. Vol. 29. P. 83–122.
6. *Bonnaccorsi F., Merlino S., Paseo M.* // *Neues. Jb. Miner. Monatsh.* 1988. H. 12. S. 559–567.
7. *Smith J.V., Tuttle O.F.* // *Amer. J. Sci.* 1957. Vol. 255, N 4. P. 282–305.
8. *Tuttle O.F., Smith J.V.* // *Ibid.* 1958. Vol. 256, N 8. P. 571–589.
9. *Sahama Th.G.* // *J. Geol.* 1957. Vol. 65, N 5. P. 515–526.
10. *Sack R.O., Chioroso M.S.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1998. Vol. 130, N 2. P. 256–274.
11. *Hovis G.L., Spearing D.R., Stebbins J.F.* et al. // *Amer. Miner.* 1992. Vol. 77, N 7. P. 19–29.

Трикальсилит Trikalsilite

$K_2Na[AlSiO_4]_3$

Назван в 1957 г. Сахама и Смитом [1] за сходство по составу с кальсилитом, утроению эмпирической формулы в соответствии с K/Na отношением и величине параметра a элементарной ячейки, в 3 раза превышающей параметр a кальсилита [1].

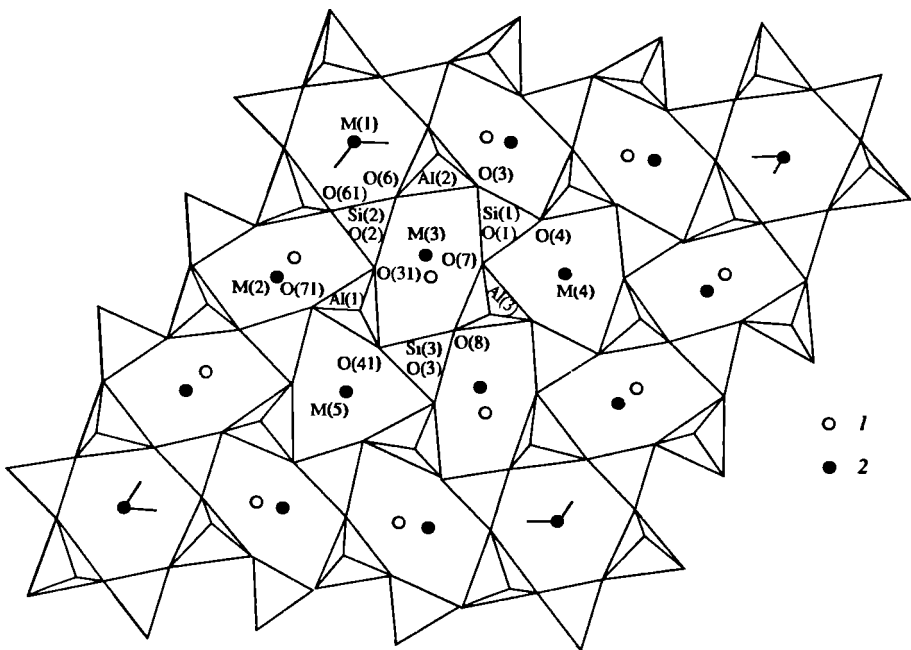
Характ. выдел. Кристаллы (0,6 × 0,2 × 0,2 мм) и сростки с нефелином и/или кальсилитом.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$. $a_0 = 15,4$, $c_0 = 8,6$ Å; $a_0 : c_0 = 1,791$ [1]; после уточнения [2] $a_0 = 15,348$, $c_0 = 8,538$ Å; $a_0 : c_0 = 1,798$. По Дана (Dana, 1997): $a_0 = 15,339$, $c_0 = 8,501$ Å; $a_0 : c_0 = 1,804$; $V = 1732,1$ Å³ [3]; $Z = 6$ (для формулы $(K_2Na)[AlSiO_4]_3$).

Микродвойникование по плоскости (100) приводит к видимой псевдосимметрии $P6_322$ [3].

По Бонакорси с соавт. [3], осуществившими полный структурный анализ, имеет сходство со структурой нефелина и тетракальсилита. Характерно присутствие в тридимитоподобном каркасе трех типов 6-членных колец из чередующихся SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров: гексагональных, овальных и дитригональных в соотношении 1 : 6 : 2. Последовательные тетраэдрические слои, как и в нефелине и тетракальсилите, слегка отклонены от зеркально-симметричных соотношений благодаря Si-Al-упорядочению и незначительному упорядочению катионов (фиг. 13).

Распределение щелочных катионов дифференцировано. Крупные гексагональные полости заполнены целиком K (позиции M(1), M(4) и M(5)), а меньшие овальные – совместно K и Na в примерных соотношениях: M(2) – 70% Na и 30% K, M(3) – 30% Na и 70% K, что хорошо согласуется со средни-



Фиг. 13. Кристаллическая структура трикальсилита в проекции вдоль [001] (по Бонакорси и др. [3])

1 – щелочные катионы, расположенные вблизи $z = 1/4$; 2 – $z = 3/4$

ми значениями М–О-расстояний; более высокий температурный фактор для позиции М(4) может свидетельствовать о незначительном содержании в ней Na [3].

Межатомные расстояния (в Å):

Si(1)–O(1)	1,58	Si(2)–O(2)	1,64	Si(3)–O(3)	1,64
Si(1)–O(4)	1,62	Si(2)–O(51)	1,58	Si(3)–O(41)	1,61
Si(1)–O(5)	1,55	Si(2)–O(6)	1,66	Si(3)–O(71 ^a)	1,62
Si(1)–O(7)	1,62	Si(2)–O(61)	1,64	Si(3)–O(8)	1,59
Среднее	1,59	Среднее	1,63	Среднее	1,61
Al(1)–O(1 ^b)	1,73	Al(2)–O(2 ^c)	1,70	Al(3)–O(3 ^c)	1,64
Al(1)–O(41)	1,72	Al(2)–O(5)	1,76	Al(3)–O(4 ^f)	1,78
Al(1)–O(51)	1,76	Al(2)–O(6)	1,75	Al(3)–O(7)	1,78
Al(1)–O(71)	1,69	Al(2)–O(61 ^d)	1,66	Al(3)–O(8)	1,72
Среднее	1,73	Среднее	1,72	Среднее	1,73
M(1)–O(2 ^b)	2,96	M(2)–O(2 ^b)	2,64	M(3)–O(1 ^b)	2,84
M(1)–O(2 ^c)	2,96	M(2)–O(3 ^b)	2,72	M(3)–O(3 ^c)	3,06
M(1)–O(2 ^f)	2,96	M(2)–O(5 ^b)	2,79	M(3)–O(5 ^b)	2,91
M(1)–O(6)	3,17	M(2)–O(51 ^b)	2,81	M(2)–O(51)	2,43
M(1)–O(6 ^d)	3,17	M(2)–O(7 ^b)	2,48	M(3)–O(6)	2,62
M(1)–O(6 ^h)	3,17	M(2)–O(71)	2,87	M(3)–O(61 ^c)	2,87
M(1)–O(61)	2,91	M(2)–O(8 ⁱ)	2,96	M(3)–O(7)	3,09
M(1)–O(61 ^d)	2,91	M(2)–O(8 ^b)	3,08	M(3)–O(71 ^c)	2,78
M(1)–O(61 ^h)	2,91	Среднее	2,79	Среднее	2,89
Среднее	3,01				
M(4)–O(3 ^c)	3,02	M(5)–O(1 ^b)	3,15		
M(4)–O(3 ^c)	3,02	M(5)–O(1 ^c)	3,15		
M(4)–O(3 ^j)	3,02	M(5)–O(1 ^m)	3,15		
M(4)–O(4)	3,02	M(5)–O(4 ^b)	2,70		
M(4)–O(4 ^f)	3,02	M(5)–O(4 ^c)	2,70		
M(4)–O(4 ^k)	3,02	M(5)–O(4 ^m)	2,70		
M(4)–O(41 ^c)	2,94	M(5)–O(41)	3,00		
M(4)–O(41 ^e)	2,94	M(5)–O(41 ^a)	3,00		
M(4)–O(41 ^j)	2,94	M(5)–O(41 ^j)	3,00		
Среднее	2,99	Среднее	2,95		

Физ. Излом раковистый. Хрупок. Тв. 6. Уд. в. 2,636. Бесцветный, полупрозрачный. Бл. стеклянный.

Хим. Теор. состав: K_2O – 20,56; Na_2O – 6,79; Al_2O_3 – 33,36; SiO_2 – 39,29. Из-за ничтожного количества материала химический анализ минерала выполнить невозможно. Исходя из состава элементарной ячейки $Na_6K_{12}Al_{18}Si_{18}O_{72}$, по данным структурного анализа, достоверной можно считать химическую формулу $K_{0,67}Na_{0,33}AlSiO_4$ [3].

Нахожд. Единственная находка трикальсилита в природе – в потоке порфировой лавы Кабфуму между вулканами Микано и Ньирагонго в вулканическом поле Вирунга [1, 2], где он был установлен в закономерных сростках с нефелином.

Искусств. Получен [2] путем гомогенезации нефелин-кальсилитовых фено-кристаллов при 1000–1020° с последующей закалкой в воде.

Межплоскостные расстояния трикальсилита из лав Кабфуму, Заир [2]
Cu-излучение, внутр. стандарт Si

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
300	10	4,4324	410	20	2,9019	332; 430	15	2,1917
002	35	4,2689	500	25	2,6596	422	15	2,1654
301	30	3,9318	330	45	2,5579	004	15	2,1343
310	15	3,6888	421	35	2,4099	521	7	2,065
311	25	3,3845	303	20	2,3944	304	10	1,9243
302	100	3,0763	511	15	2,2998	305; 542	10	1,5932
320	95	3,0501	600	5	2,2163	703; 533	15	1,5801

Литература

1. *Sahama Th.G., Smith J.V.* // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 3/4. P. 286.
2. *Sahama Th.G.* // J. Geol. 1957. Vol. 65, N 5. P. 515–526.
3. *Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M.* // Neues. Jb. Miner. Monatsh. 1988. H. 12. S. 559–567.

Малинкоит Malinkoite
Na[BSiO₄]

Назван в честь русского минералога С.В. Малинко – специалиста в области минералогии бора [1].

Характ. выдел. Розетковидный сросток (3 мм в поперечнике) клиновидных кристаллов (0,3–0,5 мм); плотные мелкозернистые сферолиты диаметром до 3 мм.

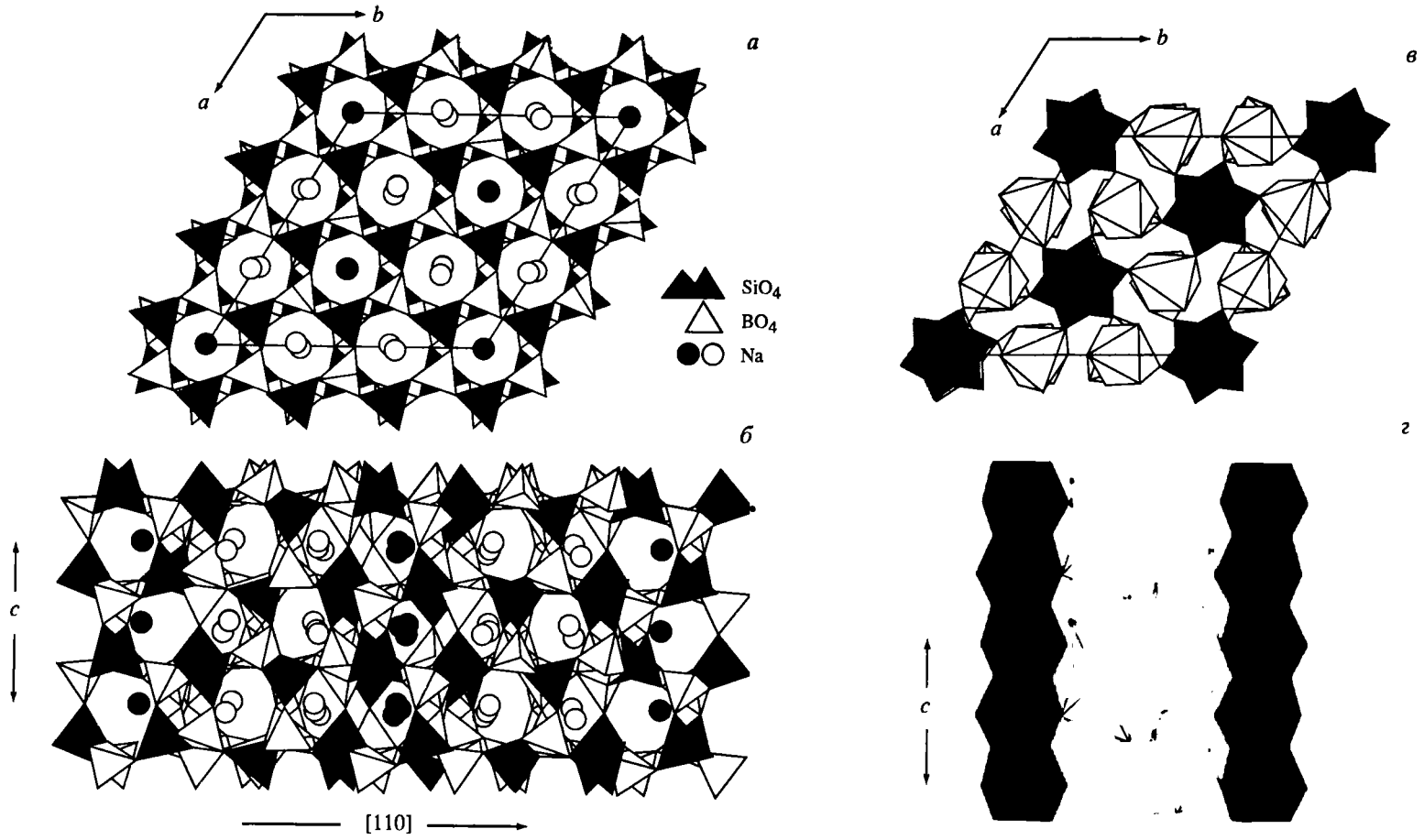
Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$. $a_0 = 13,8964$, $c_0 = 7,7001$ Å; $a_0 : c_0 = 1,8047$; $V = 1287,8$ Å³; $Z = 18$ [1, 2].

Первоначально для исследованного кристалла из Ловозерского массива (“боросиликата натрия”) предлагалась та же пр. гр. и меньшая по размеру элементарная ячейка: $a = 8,035$, $c = 7,703$ Å [3] и предполагалось, что он близок к минералам аналогичного состава, описанным Чао с соавт. в 1990 г. [4] из Сент-Илера (Канада) с пр. гр. $P6/m$, $P6$ или $P\bar{6}$ и близкими параметрами: $a_0 = 8,036$, $c_0 = 7,709$ Å (“УК-53А”) либо $P2_1n$ с моноклинной ячейкой: $a_0 = 8,001$, $b_0 = 7,643$, $c_0 = 13,885$ Å, $\beta = 89,80^\circ$ (“УК-53”), сходной с ячейкой бериллонита (NaBePO₄). Поскольку параметры малинкоита отличаются от параметров минералов из Сент-Илера, вопрос об их идентичности остается открытым.

Структура малинкоита [2] представляет собой трехмерный тетраэдрический каркас из 6-членных колец, в которых закономерно чередуются тетраэдры [SiO₄] с тетраэдрами [BO₄]. Порядок сочленения колец приводит к формированию вытянутых вдоль оси *c* крупных каналов, выполненных катионами Na (фиг. 14).

Кремний, так же как и бор, занимает в структуре минерала три самостоятельные независимые тетраэдрические позиции, и замещений Si на В или В на Si в них не установлено. Тетраэдры [SiO₄] и [BO₄] правильные, слабо искаженные.

Топология структуры малинкоита близка к бериллонитовой. Тетраэдрическая тридимитоподобная сетка содержит два типа 6-членных колец, различающихся последовательностью ориентировки тетраэдров: UDUDUD и UUDUDD в



Фиг. 14. Кристаллическая структура малинкоита (по Соколовой с соавт. [2])
 а – проекция на (001); б – проекция на плоскость c – [110]; в, г – колонки из 9-координированных антипризм Na (темное) и двойных октаэдров Na (светлое): в – проекция на (001), г – вдоль оси c

отношении 1 : 2. Отличие структуры малинкоита от структуры бериллонита в том, что в малинкоите в пределах одного тетраэдрического слоя в кольцах типа UDUDUD однотипные тетраэдры (т.е. SiO_4 или BO_4) направлены вершинами в разные стороны – вверх (U) и вниз (D), тогда как в бериллоните в пределах одного слоя они ориентированы одинаково – либо только вверх, либо только вниз; с этим связано различие в симметрии минералов: малинкоит – гексагональный, бериллонит – моноклинный. В малинкоите полости внутри колец типа UDUDUD более просторные, чем в кольцах типа UUDUDD. При наложении колец разного типа, слагающих тетраэдрические сетки, соединенные друг с другом через вершинные атомы кислорода в связях Si–O–B, образуются параллельные оси с каналы также двух типов.

Натрий в структуре занимает пять независимых позиций: две – Na(2) и Na(5) являются октаэдрическими, три остальные – Na(1), Na(3) и Na(4) имеют координацию 9 (“строенные” антипризмы). Каналы большего сечения (из колец UDUDUD) содержат 9-координированный Na (шесть полиэдров на ячейку), каналы меньшего сечения (из колец UUDUDD) – 6-координированный Na (12 октаэдров на ячейку). 9-координированные “строенные” Na-антипризмы, соединяясь общими гранями, образуют стержневые колонки, вытянутые вдоль оси [001]. Сдвоенные через общую грань Na-октаэдры разобщены и входят в тетраэдрический $[\text{SiO}_4]\text{--}[\text{BO}_4]$ -каркас парами (см. фиг. 14).

Средние межатомные расстояния (Å), углы и их вариации (в скобках): Si(1)–O = 1,625 (1,622–1,630), Si(2)–O = 1,622 (1,611–1,629), Si(3)–O = 1,622 (1,614–1,633); B(1)–O = 1,476 (1,462–1,496), B(2)–O = 1,476 (1,468–1,490), B(3)–O = 1,473 (1,453–1,502); Na(1)–O = 2,626 (2,561–2,660), Na(2)–O = 2,444 (2,308–2,618), Na(3)–O = 2,630 (2,546–2,678), Na(4)–O = 2,643 (2,573–2,675), Na(5)–O = 2,400 (2,257–2,680); O–Si–O = 109,5 (105,8–112,5), O–B–O = 109,4 (106,4–112,1), Si–O–B = 128,0–139,6° [2].

Кристаллы клиновидной формы (0,08 × 0,15 × 0,15 мм) с четкими гранями гексагональной призмы ($h00$).

Физ. св. Сп. средняя по ($h00$) и (001). Тв. 7. Уд. в. 2,90, уточненный 2,85 (вычисл. 2,93). Хрупок. Изл. ступенчатый или занозистый. Цв. белый, с кремнорозовым оттенком, бледно-розовый, зелено-голубой. В тонких сколах прозрачен или матово-прозрачен (из-за обильных газовых включений). Бл. стеклянный или перламутровый до шелковистого [1].

В ИК-спектре присутствуют полосы поглощения 1140, 980, 880, 805, 647, 598, 542, 517, 487, 475 см^{-1} .

Микр. Одноосный (–). $c = Ne$, $n_o = 1,591$, $n_e = 1,582$; $n_o - n_e = 0,009$.

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 24,62$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 27,65$; $\text{SiO}_2 - 47,73$. Анализ: $\text{Na}_2\text{O} - 24,36$; $\text{Ba}_2\text{O}_3 - 26,88$; $\text{SiO}_2 - 47,83$; сумма – 99,07 (микропробный ан., анал. Нечелюстов) [1]. При O = 4 рассчитывается на формулу $\text{Na}_{1,00}\text{B}_{0,98}\text{Si}_{1,01}\text{O}_4$.

Диагн. исп. В кислотах (HCl, HNO_3 , H_2SO_4) при комнатной температуре в отличие от нефелина не разлагается.

Повед. при нагр. При 500° сплавляется в голубоватое прозрачное стекло. Оптические свойства сохраняются до температуры плавления.

Нахожд. Минерал был установлен одновременно в Сент-Илере, Канада [4], и в Ловозерском щелочном массиве, Кольский п-ов [3].

В Ловозерском щелочном массиве единичные выделения минерала обнаружены в горах Карнасурт и Аллуйв [1, 2]. Детально изучен малинкоит горы Карнасурт, обнаруженный в ультраагпаитовом, существенно уссингитовом пегматите, содержащем микроклин (замещаемый уссингитом), эвдиалит, мурманит, лоренценит (замещаемый виноградитом) и цементирующий их сферолитовый эгириин [5]. Пегматит залегает в фойяитах дифференцированного комплекса вблизи контакта с содалитовыми сиенитами. Малинкоит найден в ядре

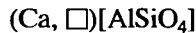
пегматита, в зоне почти мономинерального уссингита с вкраплениями стенструпина, чкаловита, нордита, шизолита, герасимовскита и нептунита и многочисленными кавернами, образованными в результате выщелачивания водорастворимых натросилита, натрита, олимпита и натрофосфата. В одной из каверн малинкоит обнаружен в виде розетковидного сростка клиновидных кристаллов.

В районе горы Аллуйв малинкоит найден в отвалах подземной выработки в альбитизированной пегматоидной породе с включениями кавернозного “натроопала” и тонкоигольчатого лейфита. Плотные сферолиты малинкоита нарастают на стенки полости в “натроопале”.

Литература

1. Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Соколова Е.В., Хоторн А.К. // Зап. ВМО. 2000. № 6. С. 35–41.
2. Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Khomyakov A.P. // Canad. Miner. 2001. Vol. 29, pt 1. P. 159–169.
3. Соколова Е.В., Хомяков А.П. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 39, № 4. С. 879–883.
4. Chao G.Y., Conlon R.P., Velthuisen J. // Miner. Rec. 1990. Vol. 21. P. 363–368.
5. Семенов Е.И. // Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.

Иосиокаит Yoshiokaite



Найден в образцах лунного грунта в 1990 г. Ваниманом и Бишем [1] и назван ими по имени Т. Иосиока (1935–1983), впервые синтезировавшего в 1970 г. метастабильную фазу подобного состава [2, 3].

Характ. выдел. Фрагменты одиночных ударных кристаллов неправильной формы, 40–250 мкм длиной; мелкие (от 1–2 до 5 мкм) зерна и агрегаты [1].

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^1 - P\bar{3}$. $a_0 = 9,939$, $c_0 = 8,245$ Å; $c_0 : a_0 = 0,830$; $V = 705,4$ Å³; $Z = 8$. Псевдогексагональный вследствие микродвойникования: $D_{3d}^4 - P\bar{3}c1$ [1].

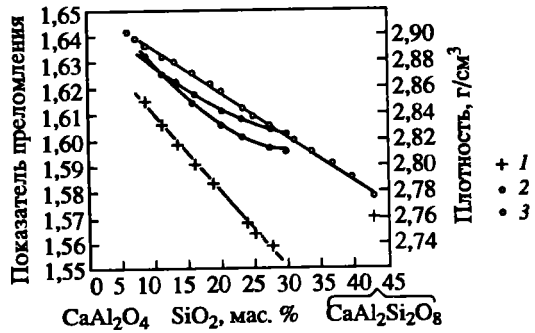
Элементарная ячейка и структура иосиокаита подобны таковым нефелина, однако искажение исходного тридимитового каркаса в иосиокаите значительно сильнее и имеет противоположные направления разворота в последовательных тетраэдрических слоях (Dapa, 1997). В иосиокаите Са выполняет только меньшие полости в искаженном каркасе высокого тридимита, занятые в нефелине натрием; большие полости, заполняемые в нефелине калием, остаются вакантными.

Морфология кристаллов иосиокаита не установлена. Мелкие (от 1–2 до 5–15 мкм) кристаллы в оторочках раскристаллизованного стекла собраны в агрегаты. Крупные кристаллы трещиноваты. Ударные полосы ориентированы в них по (201) и (100) [1].

Физ. св. Сп. по (100) плохая. Уд. в. 2,74–2,84, уменьшается с увеличением содержания SiO₂ в минерале (фиг. 15). Бесцветный. Бл. стеклянный.

Микр. Одноосный (+). Благодаря напряжению аномально двuosный; 2V меньше 5°. Показатели преломления в искусственных образцах, по Иосиока [2], колеблются от 1,635 до 1,595, в среднем 1,61. Уменьшаются по мере увеличения содержания SiO₂ (см. фиг. 15). Двупреломление ~0,020 и меньше. Погасание в природных образцах пятнистое, волнистое, полосчатое, что объясняется, вероятно, частичным ударным плавлением минерала. Заключение основано на колебаниях в соотношениях Ca/(Al + Si) в отдельных ударных полосах при сохранении структуры иосиокаита [1].

Фиг. 15. Плотность (1) и показатели преломления (2) искусственных иосиокаитов и стекла (3) в системе $\text{CaAl}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (по Иосиока [2, 3])



Хим. Составы образцов лунного иосиокаита находятся в пределах системы $\text{CaO--Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2$ [1] и могут быть описаны формулой $\text{Ca}_{8-x/2}\square_{x/2}[\text{Al}_{16-x}\text{Si}_x\text{O}_{32}]$ (при $Z = 1$). Искусственная нефелиноподобная фаза такого состава получена ранее Иосиока [3] в серии твердых растворов $\text{CaAl}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит). Данная фаза формируется только при $x = 2,0\text{--}5,3$. При $x < 2$ образуется кальситоподобная структура, а при $x > 5,3$ – неизвестная Ω -фаза. Значения x в формуле лунного иосиокаита колеблются от 3,1 до 5,4 [1]. Однако авторы этой работы полагают, что указанные границы существования иосиокаита нельзя считать окончательно установленными из-за малого количества исследованных образцов.

Образование твердых растворов иосиокаита предусматривает сопряженный обмен $\text{CaAl}_2 \leftrightarrow \square\text{Si}_2$. Характерны широкие вариации отношений Si/Al и потенциально высокое число вакансий при высоких отношениях $\text{Si}/(\text{Ca} + \text{Al})$. Однако минимально возможное содержание кремнезема в иосиокаите составляет 16% SiO_2 , ему отвечает максимально высокое отношение $\text{Ca}/(\text{Al} + \text{Si}) = 3 : 8$. Переход к конечному члену системы CaAl_2O_4 с отношением $\text{Ca} : \text{Al} = 1 : 2$ ведет к разрыву смешимости фаз, отмеченному по резкому скачку в величинах параметров a и c [1].

Содержание микропримесей в иосиокаите не превышает 3%: 0,09–0,98% MgO , 0,00–0,41% FeO , 0,02–0,14% TiO_2 ; спорадически присутствуют натрий (0,02–0,04% Na_2O) и калий (0,11% K_2O). Характерно, что вмещающее кристаллы иосиокаита раскристаллизованное стекло имеет почти идентичный состав и рассматривается как расплав, возникший вследствие удара.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,09
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
MgO	0,98	0,27	0,09	0,30	0,22	0,40
CaO	25,5	27,7	26,5	28,3	27,8	27,8
FeO	0,18	0,07	0,00	0,08	0,05	0,41
Al_2O_3	45,9	50,0	52,2	51,4	53,3	56,3
SiO_2	28,0	22,6	21,6	20,6	18,4	15,8
TiO_2	0,07	0,02	0,8	0,14	0,14	0,17
Сумма	100,7	100,6	100,6	100,8	99,9	100,9

Коэффициенты формулы при $O = 32$

Si	5,38	4,42	4,22	4,05	3,64	3,17
Ti	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
Al	10,42	11,51	11,98	11,88	12,46	13,11
\square	2,69	2,21	2,11	2,03	1,82	1,56
Fe	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,07
Mg	0,28	0,08	0,03	0,09	0,06	0,12

Ca	5,27	5,80	5,54	5,94	5,92	5,87
Na	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	24,08	24,04	23,90	24,02	23,93	23,91

Примечание. Микронзонд "Самеса-Самебах" [1]. Размеры анализируемых зерен: 45×30 , 115×50 , 95×70 , 70×35 , 235×95 и 50×25 мкм.

Находж. Обнаружен в составе реголитовой брекчии, отобранной астронавтами "Аполлон-14" на участке гористой поверхности Луны на глубине 30 см. Предполагается древний ($4 \cdot 10^9$ лет) возраст брекчии, совпадающий со временем основного периода метеоритной бомбардировки поверхности Луны. Ваниман и Биш [1] полагают, что лунный иосиокаит сформировался в особых условиях: в результате испарения Si из расплава, возникшего вследствие плавления при ударе почти чистого анортозита, распространенного на изученном участке поверхности Луны. На это указывают совпадение тренда изменения состава иосиокаита с линией анортит–кремнезем на тройной диаграмме CaO–Al₂O₃–SiO₂ и резко пониженное по отношению к Al₂O₃ содержание SiO₂ в минерале при сохранении в нем Na. В случае фракционного испарения из ударного расплава породы иного, чем анортит, состава Na, способный легко удаляться из него в последовательности K₂O > Na₂O > SiO₂ > Fe, должен был отсутствовать [1].

Установлен также в виде метастабильной фазы, возникшей при девитрификации остеклованных зерен лунного грунта, подвергшихся удару, доставленных аппаратами "Аполлон-16" и "Аполлон-17", а также "Луна-24" (Dana, 1997).

Искусств. Искусственная фаза с составом и структурой, отвечающими лунному иосиокаиту, получена Иосиока [2, 3] при раскристаллизации стекла в системе CaO–Al₂O₃–SiO₂ при 950–1200°. Фаза метастабильна и разрушится при продолжительном отжиге.

Межплоскостные расстояния иосиокаита из лунного грунта (1, 2) [1] и искусственной фазы, идентичной иосиокаиту (3) [2]

hkl	1*		2*		3	
	l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)
100	50	8,54	100	8,57	31	8,68
110	26	4,94	10	4,97	36	5,00
200	9	4,29	7	4,30	2	4,31
002	12	4,105	36	4,123	22	4,11
102	15	3,709	79	3,718	9	3,71
210	14	3,251	9	3,254	28	3,280
112	13	3,168	10	3,176	11	3,175
121; 211	24	3,019	13	3,026	55	3,041
022	100	2,972	91	2,979	100	2,980
300	20	2,862	78	2,871	39	2,886
212	–	–	4	2,554	5	2,560
113; 310	–	–	16	2,405	8	2,402
311	54	2,297	11	2,295	35	2,306
400	–	–	8	2,153	4	2,165
213	4	2,093	4	2,101	15	2,101
132	–	–	20	2,069	26	2,074

hkl	1*		2*		3	
	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
004	20	2,061	41	2,062	12	2,055
014	4	2,000	13	2,005	11	2,000
402	—	—	15	1,909	3	1,916
204	8	1,857	32	1,860	18	1,856
411	8	1,830	3	1,830	11	1,841
322	—	—	6	1,777	10	1,788
500	—	—	6	1,721	3	1,731
142	—	—	28	1,710	41	1,716
052	3	1,584	6	1,588	13	1,595
314	—	—	5	1,561	6	1,561
413; 510	—	—	—	—	15	1,555

* Дифрактометр Сименса. Твердофазовый детектор Кевекс. Съёмка: 1 – на пластинковой ленте; 2 – в легком машинном масле.

Литература

1. *Vaniman D.T., Bish D.L.* // Amer. Miner. 1990. Vol. 75, N 5/6. P. 676–686.
2. *Yoshioka T.* // Bull. Chem. Soc. Jap. 1970. Vol. 43. P. 1981–1987.
3. *Yoshioka T.* // J. Miner. Soc. Jap. 1970. Vol. 9, N 1. P. 10–31.

СТРУКТУРА ТИПА ВИРГИЛИТА

Виргилит Virgillite Li[AlSi₂O₆]

Назван в честь американского минералога Виргилия Э. Барнса (Virgil E. Barnes) [1]. Название относится к конечному члену состава (LiAlSi₂O₆) и существенно литиевым промежуточным членам твердого раствора между сподуменом и β-кварцем.

Характ. выдел. Идиоморфные кристаллы (до 50 мкм в поперечнике); розетковидные нарастания волокнистых кристаллов на других минералах.

Структ. и морф. крист. Гекс. с. $D_6^4 - P6_222$. $a_0 = 5,132$, $c_0 = 5,454$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,063$; $V = 124,41$ Å³ [1]. Для синтетического [2]: $a_0 = 5,119$, $c_0 = 5,440$ Å; $V = 123,5$ Å³.

Кристаллическая структура [1] представляет собой алюмокремнекислородный каркас типа β-кварца, в полостях которого расположены атомы Li. В структуре наблюдается полностью неупорядоченное распределение Si и Al в тетраэдрических позициях. Атомы Li также находятся в четверной координации, при этом Li-тетраэдр имеет общие ребра с (Si, Al)O₄-тетраэдрами. Позиция атомов Li заполнена статистически на 1/3.

Виргилит – единственный обнаруженный в природе представитель серии твердых растворов между β -кварцем и сподуменом $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Содержание Li-компонента в нем достигает 60%. Интересно, что сподумен, несмотря на структурное сходство с пироксенами, изоморфных смесей с ними не образует (Бокий, 1997).

Кристаллы обычно в виде гексагональных дипирамид, осложненных гексагональными призмами; изредка овальные, частично корродированные.

Физ. св. [1]. Микротвердость 681 кГс/мм² (максимально 722). Уд. в. 2,46 (вычисл.). Бесцветный. Прозрачный. По [2]: стандартная энтропия $S^0 = 168,4$ Дж/моль · К, энтальпия $H_f^0 = -2879600$ Дж/моль (для синтетического).

Микр. [1]. Одноосный (-). Средний показатель преломления ~1,520; двуупре-ломление 0,005–0,006.

Хим. Теор. состав для $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$: $\text{Li}_2\text{O} - 8,04$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 27,41$; $\text{SiO}_2 - 64,55$. Химическая формула для исследованного образца: $\text{Li}_{0,61}[(\text{Si}_{2,37}\text{Al}_{0,60}\text{Fe}_{0,02}\text{P}_{0,01})\text{O}_6]$.

Химические составы идиоморфных кристаллов колеблются в очень узких пределах, за исключением FeO. Составы волокнистых наростов идентичны составам кристаллов как в одном, так и в разных образцах; лишь содержание FeO имеет более заметные колебания.

Анализы (микросонд.):

		1		2
Li_2O	4,93*	–	5,02*	–
FeO	0,64	0,59 – 0,68	1,50	1,40 – 1,65
Al_2O_3	16,57	16,40 – 16,75	16,14	15,99 – 16,39
SiO_2	77,29	77,06 – 77,52	76,63	76,33 – 76,88
TiO_2	Сл.	Сл.	–	–
P_2O_5	0,57	0,54 – 0,60	0,58	0,53–0,62
Сумма	100,00		99,85	

* По разности.

2* Лазерный спектральный анализ.

Примечание. В обоих анализах: Na, K, Mg, Mn, Ca, F – сл., Cl – нет

Эмпирические формулы в расчете на 6 атомов кислорода:

1 – $\text{Li}_{0,61}\text{Si}_{2,37}\text{Al}_{0,60}\text{Fe}_{0,02}\text{P}_{0,01}\text{O}_6$;

2 – $\text{Li}_{0,62}\text{Si}_{2,37}\text{Al}_{0,54}\text{Fe}_{0,04}\text{P}_{0,01}\text{O}_6$.

Наход. Обнаружен близ Макусани (Перу) [1] в обломках прозрачного светло-зеленого стекла гранитного (пегматитового) состава (так называемое “стекло Макусани”), в андалузитсодержащем покрове вулканического пепла. В стекле отмечаются также включения кристаллов кварца, К-голевого шпата, биотита, шпинели, андалузита и силлиманита. Приурочен главным образом к параллельным полосам в стекле, напоминающим структуры течения, что позволяет предполагать кристаллизацию виргилита в расплаве стекла как первичной фазы.

Искусств. Синтезирован [2] при плавлении смеси чистых природных сподумена и кварца при температуре 810–910° и давлении 2000–4500 бар. Получен [3] также при изохимическом превращении тетрагонального β -сподумена со структурой типа китита в гексагональную фазу со структурой

твердого раствора β -кварца при температуре 900–1510° и давлении 10–26,5 кбар.

Межплоскостные расстояния виргилита из Макусани, Перу [1]
Cu-излучение, Ni-фильтр. Камера Гандольфи, $D = 114,59$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
100	13	4,442	202	2	1,723	213; 310	2	1,2336
101	100	3,441	211	9	1,605	114; 311	6	1,2031
110	6	2,567	113; 300	2	1,482	312	2	1,1231
102; 111	2	2,328	212; 301	6	1,429	105; 214	2	1,0584
200	6	2,224	203	9	1,408	321	2	1,0024
201	4	2,059	302	4	1,3018	315; 324	2	0,8168
112	25	1,870	220	3	1,2833	414	2	0,7903

Литература

1. French B.M., Jezek P.A., Appleman D.E. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 5/6. P. 461–465.
2. London D. // Ibid. 1984. Vol. 69, N 11/12. P. 995–1004.
3. Munoz J.L. // Miner. Soc. Amer. Spec. Pap. 1969. N 2. P. 203.

СТРУКТУРА ТИПА ТРИМЕРИТА

Тримерит Trimerite



Назван от греч. трицероџ – три части, в связи с образованием тройников [1].

Характ. выдел. Кристаллы размером до 16×2 мм и их сростки.

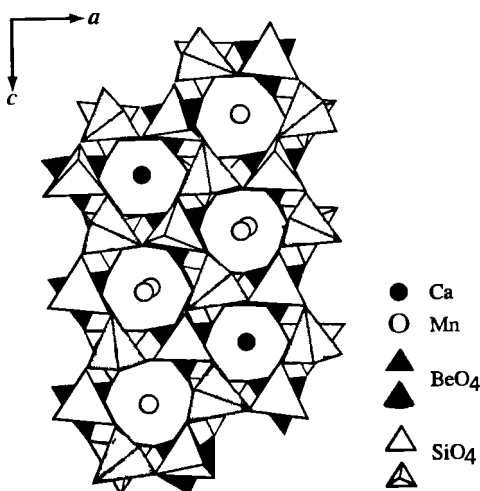
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $P2_1/n - C_{2h}^5$. $a_0 = 8,09$, $b_0 = 7,61$, $c_0 = 14,06$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,063 : 1 : 1,847$; $\beta = 90^\circ 00'$; $V = 865,60$ Å³; $Z = 4$ – получены при расшифровке структуры [2]. Гониометрические измерения [3] показали: $a = 2 \times 8,055$, $b = 7,60$, $c = 2 \times 13,925$; $a : b : c = 2,120 : 1 : 3,664$; $\beta = 120^\circ 09'$, $Z = 16$ [3]. По рентгеновским данным [4]: $a_0 = 2 \times 8,07$, $b_0 = 7,62$, $c_0 = 2 \times 13,96$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,120 : 1 : 3,664$; $\beta = 90^\circ 09'$; $Z = 16$, но сверхструктура (удвоение по a и c) не подтвердилась [2].

Псевдогексагональный. C_{6h}^2 или C_{6h}^1 . $a_{\text{гекс}} = a_{\text{мон}} = 8,09$ Å; $c_{\text{гекс}} = b_{\text{мон}} = 7,61$ Å; $c/a = 0,940$ [3]; при $a_{\text{гекс}} = 2 \times 8,055$ и $b_{\text{гекс}} = 7,60$ $c/a = 0,471$ [4].

Нагревание тримерита от 25 до 800° не приводит к существенному расширению кристаллической решетки и изменению сингонии [5].

Трехмерный каркас состоит из упорядоченно расположенных SiO₄- и BeO₄-тетраэдров, образующих слои, параллельные плоскости ac (фиг. 16) [2]. В слоях чередующиеся SiO₄- и BeO₄-тетраэдры образуют псевдогексагональные кольца двух типов в зависимости от ориентации тетраэдров. В центре колец находятся атомы Ca и Mn – в узких каналах вдоль оси b . Координационный полиэдр Ca – 7-вершинник, Mn – искаженный октаэдр. Структура близка к бериллону [2, 5] и эспериту [4].

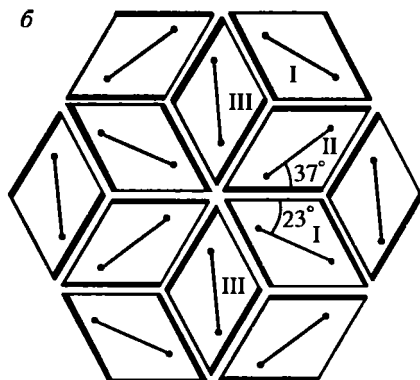
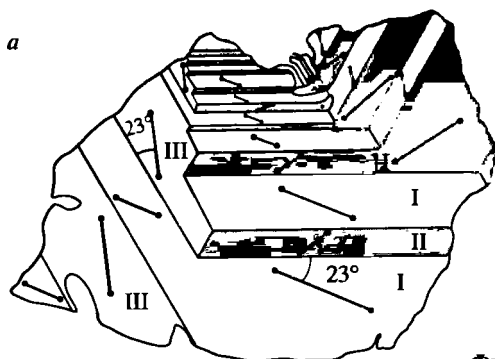
Межатомные расстояния (Å) находятся в пределах: Si–O = 1,623–1,643 (ср. 1,632); Be–O = 1,619–1,650 (ср. 1,632); Ca–O = 2,449–2,876; Mn–O = 2,133–2,513.



Фиг. 16. Структура тримерита в проекции на плоскость ac (по Класка [2])

Фиг. 17. Схематическое изображение тройника тримерита (по Аминову [3])

a – проекция на (0001) гекс. = (010) мон.; b – оптическая ориентировка отдельных моноклинных слагающих



Фиг. 17

Углы: $O-Si-O = 109,4, 109,5, 109,5$; $O-Be-O = 109,3, 109,4, 109,4$; $Be-O-Si = 115,4-131,3$ (ср. $122,7$)° [2].

Монокл.-призм. кл. $C_{2h} - 2_m(L_2PC)$. Морфологически большинство кристаллов имеет псевдогексагональный облик, который обусловлен полисинтетическим двойникованием – образованием тройников с относительным поворотом отдельных моноклинных индивидуумов на 120° и плоскостями двойникования (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$ (фиг. 17) [3]. Гониометрическое измерение таких кристаллов-тройников показало наличие следующих граней [3]: $c(0001)$, $m(10\bar{1}0)$, $n(11\bar{2}0)$, $s(10\bar{1}2)$, $p(10\bar{1}1)$, $z(30\bar{3}2)$, $q(11\bar{2}2)$, $x(21\bar{3}2)$, $y(41\bar{5}2)$, $(31\bar{4}2)$, $(21\bar{3}1)$, $(54\bar{9}2)$, $(54\bar{9}4)$, $(32\bar{5}2)$. Целый ряд других граней и углы между ними см. в [1].

Одиночные моноклинные кристаллы очень редки и плохого качества. Данные их измерения и выведенные (при $a = 2,083$, $c = 2,113$, $\beta = 120^\circ 09'$) формы см. в работе [3].

Ниже приведены вычисленные сферические координаты для тех же форм в структурной установке ($a = 1,063$, $c = 1,847 \text{ \AA}$, $\beta = 90^\circ 00'$):

	φ	ρ		φ	ρ
001	—	0°00'	113	46°45'	40°12'
010	0°00'	90 00	111	46 45	68 29
100	90 00	90 00	312	70 25	70 04
210	62 03	90 00	412	75 10	41 17
101	90 00	60 04	514	78 00	48 31
201	90 00	73 55	524	66 58	65 01
012	0 00	42 44			

Взаимный переход индексов граней гексаг. с. \leftrightarrow монокл. с [3]:

h гексаг. = $h/2$ монокл. (или $l/2$ монокл.)

i гексаг. = $l/2$ монокл. (или $h/2$ монокл.)

l гексаг. = k монокл.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. ясная по (001). Изл. раковистый. Хрупкий. Уд. в. 3,474. Тв. 6–7. Цв. бледно-желтоватый, розовый. Мелкие кристаллы часто бесцветны. Бл. стеклянный. Малопрозрачен до прозрачного [1, 6]. На ИК-спектре (подобно эспериту) основные линии находятся в пределах 1000–600 см^{-1} [7].

Микр. В шлифах бесцветен и прозрачен. Флинк (по данным Брёггера) [1] приводит следующие оптические данные. Двуосный (–). N_p почти \perp (001). Пл. опт. осей почти \perp (100) и образует угол около 20° с ребром (001) : (110). $n_p = 1,715$, $n_m = 1,720$, $n_g = 1,725$; $n_g - n_p = 0,010$; $2V = 83^\circ 29'$. Дисперсия опт. осей незначительна. Показатели преломления в Li- и Tl-свете [1]:

	n_p	n_m	n_g
Li	1,7119	1,7179	1,7220
Tl	1,7196	1,7254	1,7290

Хим. Теор. состав: CaO – 12,37; BeO – 16,56; MnO – 31,30; SiO₂ – 39,77.

Анализ (из м-ния Лонгбан, Швеция) [1]: BeO – 17,08; MgO – 0,61; CaO – 12,44; MnO – 26,86; FeO – 3,87; SiO₂ – 39,77; сумма – 100,63; анал. Флинк.

Диагн. исп. [1]. П.п. тр. плавится с трудом, образуя черный шлак. Дает реакцию на Mn. Очень слабо разлагается разб. HCl, но легко разрушается горячей конц. HCl с выделением студневидного кремнезема.

Нахожд. Редок. Встречен только в Швеции (Вермланд): на руднике Пайсберг [1] – в сростках с кальцитом, включенных в тонкозернистой породе, состоящей из магнетита, пироксена, граната и других минералов, и на марганцевом м-нии Лонгбан – в кальците среди тонкозернистого гематита [3].

По-видимому [8], относится к поздним гидротермальным стадиям контактового метасоматоза.

Межплоскостные расстояния тримерита из м-ния Пайсберг (Швеция)*

FeK α -излучение, Mn-фильтр, $D = 114,6$ мм

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	$d(\text{Å})$	l	$d(\text{Å})$
014	8	5,15	0.0.12	30	2,332	8	1,528
$11\bar{5}$; 115	12	4,34		35	2,229	6	1,499
$20\bar{6}$; 206	16	4,04		14	2,171	8	1,484
020; 021	6	3,81		10	2,145	14	1,473
$12\bar{2}$; 021	40	3,56		25	2,053	30	1,420

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
11 $\bar{7}$; 117	6	3,45	16	2,022	18	1,349	
018	14	3,17	16	1,989	6	1,311	
026; 21 $\bar{8}$	2	2,953	18	1,897	2	1,143	
007	109	2,764	12	1,829	12ш	1,117	
1.0. $\bar{10}$;			25	1,784	2	1,087	
1.1.10;	16	2,644	8	1,717	10ш	1,077	
2.0. $\bar{10}$			6ш	1,576	2ш	1,049	
028	2	2,573	14	1,542			
032	2	2,497					

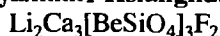
* ASTM 17-477. См. также [9].

Литература

1. Flink G. // Ztschr. Kristallogr. 1891. Bd. 18. S. 361–376.
2. Klaska K.H., Jarchow O. // Naturwissenschaften. 1974. Bd. 61, H. 1. S. 30; Ztschr. Kristallogr. 1977 Bd. 145. S. 46–65.
3. Aminoff G. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1926. Bd. 48, h. 1, N 364. S. 19–43.
4. Moore P.B., Rible P.H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 9/10. P. 1170–1178.
5. Henderson C.M.B., Taylor D. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 348. P. 431–436.
6. Bögger W.C. // Ztschr. Kristallogr. 1891. Bd. 18. S. 377–385.
7. Поваренных А.С. // Геол. журн. АН УССР. 1972. Т. 32, вып. 5. С. 23–32.
8. Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 328 с. (см. с. 56).
9. Welin E. // Ark. miner. och geol. 1969. Bd. 4, N 30, h. 4. S. 540.

СТРУКТУРА ТИПА СЯНХУАЛИНИТА

Сянхуалинит Hsianghualinite



Ранее, поскольку структура его была неизвестна, на основании данных ИК-спектроскопии, относился к силикатам с одиночными кремнекислородными тетраэдрами и был описан в т. III, вып. 1 (с. 522) с формулой $\text{Li}_2\text{Ca}_3\text{Be}_3[\text{SiO}_4]_3\text{F}_2$.

В настоящее время доказано, что Be в качестве заместителя Al входит в кремнекислородный каркас.

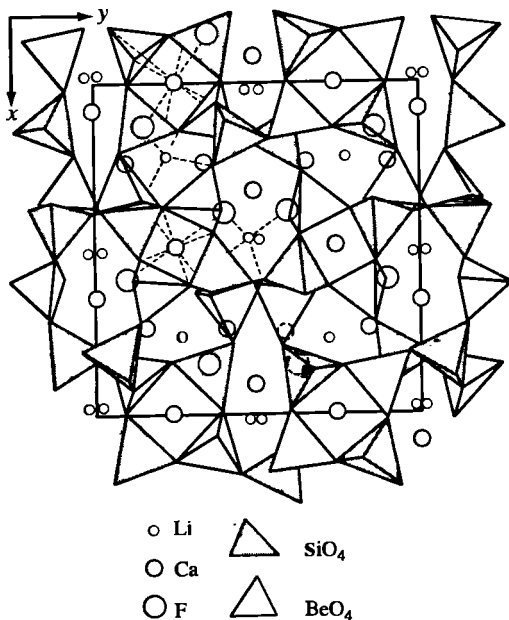
Структ. и морф. крист. Куб. с. $T^5-I2,3$ [1] или $I4,3$ [2]. $a_0 = 12,864 \text{ \AA}$; $V = 2128,767 \text{ \AA}^3$; $Z = 8$.

Основа структуры – смешанный каркас из тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{BeO}_4]$, сходный с алюмосиликатным каркасом анальцима [1,2]. Be- и Si-тетраэдры чередуются строго упорядоченно (фиг. 18), образуя четверные кольца из двух Si- и двух Be-тетраэдров. Параллельно координатным плоскостям можно выделить слои, в которых каждое кольцо соединяется с четырьмя соседними через одиночные тетраэдры с образованием 12-членных петель. Угол Si–O–Be в кольцах равен $121,7^\circ$, а с мостиковыми тетраэдрами – до 140° . Слои отстоят друг от друга на $1/4$ ячейки и накладываются со сдвигом так, что четверные кольца одного слоя центрируют 12-членные петли соседних слоев. Атомы Ca(1) и Ca(2) независимы, расположены в полиэдрах (скрученных кубах) из шести атомов O и двух – F. Атомы Li координированы тремя O и одним F.

Фиг. 18. Структура сянухалинита в проекции на (001) (по Расцветаевой и др. [1])

Средние межатомные расстояния (Å): в Si-тетраэдрах Si-O = 1,62, O-O = 2,64; в Be-тетраэдрах Be-O = 1,63, O-O = 2,67; в Li-тетраэдрах Li-O, F = 1,98, O, F-O = 3,12 и 3,21; в Ca-8-вершинниках Ca-O, F = 2,477. Углы: O-Si-O = 109; O-Be-O = 109; O, F-Li-O = 109°.

Данные о морфологии кристаллов, физических и оптических свойствах, химическом составе, межплоскостных расстояниях и условиях нахождения – см. т. III, вып. 1, с. 522–524.



Литература

- Расцветаева Р.К., Рехлова О.Ю., Андрианов В.И., Малиновский Ю.А. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 624.
 2 Merlino S. // Feldspars and Feldspathoids /Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 435).

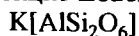
СТРУКТУРА ТИПА ЛЕЙЦИТА

ГРУППА ЛЕЙЦИТА

	Синг.	a_0	c_0	b_0	Уд.в.
Лейцит K[AlSi ₂ O ₆]	Тетр.	13,1	13,8	–	2,48
Аммонийлейцит NH ₄ [AlSi ₂ O ₆]	Тетр.	13,2	13,7	–	2,29
Поллуцит Cs[AlSi ₂ O ₆]	Куб.	13,7	–	–	2,81
Лисицынит K[BSi ₂ O ₆]	Ромб.	9,9	4,70	10,4	2,74

Минералы группы изоструктурны: имеют сходные Si-Al-каркасы, близкие к таковому в структуре анальцима; различаются основными катионами – K⁺, (NH₄)⁺, Cs⁺. Возможна замена (неизоморфная) катионов на H₂O и Na: в поллуците в природных условиях, в лейците и аммонийлейците – экспериментально. Аналогичный по структуре, но содержащий Na и H₂O анальцим, часто рассматриваемый как член данной группы, описывается в т. V, вып. 3, посвященном цеолитам.

Лейцит Leucite



Название от греч. λευκοῦς (лейкос) – бледный, светлый (Вернер, 1791).

Синон. “Белый гранат” – в старых работах; амфиген (Гаюи, 1801); лейколит (Дюфренуа, 1860); куболейцит – для высокого лейцита [1].

Характ. выдел. Чаще всего кристаллы от микроскопических до 5–6 см в диаметре, иногда округлые, оплавленные, дискообразные; вкрапленники разных размеров в породе; агрегаты зерен, вытянутые цепочками или собранные группами вдоль трещин; землистые массы; дендритовые или скелетные формы; радиально-лучистые или концентрические образования. Нередка концентрическая зональность роста кристаллов.

Структ. и морф. крист. Тетр. с. $C_{4h}^6 - I4_1/a$ (псевдокубический) – низкотемпературный α -лейцит [2–7].

a_0	c_0	Местонахождение	№ ан.	Ссылка
13,06	13,8	Кольский п-ов (Хибины)	1	[8]
13,11	13,90	Югославия	4	[9]
13,062	13,752	Конго (Ньярагонго)	5	[10]
13,09	13,75	Италия (Роккомонфина, Казерта)	–	[7]
13,055	13,0749	Германия (Эссен)	–	[11]
13,04	13,85	–	–	[12]

$V = 2335\text{--}2389 \text{ \AA}^3$ [9, 10, 13, 14]; $Z = 16$.

Куб. с. $O_h^{10} - Ia3d$ – высокотемпературный синтетический β -лейцит. $a_0 = 13,40\text{--}13,68$ [4, 5, 12, 15–19]; $V = 2422$ [10], 2368 \AA^3 [20]; $Z = 16$.

Тетр. с. $D_{4h}^{20} - I4_1/acd$ – промежуточная высокотемпературная фаза синтетического лейцита [10, 21–26].

Синтетические соединения (измер. при 25°):

a_0	c_0	Соединение	Ссылка
13,08	13,78	KAlSi ₂ O ₆	[21]
13,29	13,75	KAlSi ₂ O ₆	[18]
13,074	13,738	KAlSi ₂ O ₆	[10]
13,1238	13,7511	KAlSi ₂ O ₆	[20]
13,205	13,970	KFeSi ₂ O ₆	[10]
13,29	13,75	RbAlSi ₂ O ₆	[21]
13,269	13,718	TlAlSi ₂ O ₆	[27]

V синтетического кубического лейцита с $a_0 = 13,43 \text{ \AA}$ равен 2422, тетрагонального полиморфа этого же лейцита – 2305 \AA^3 . С падением температуры до инверсионной точки V ячейки уменьшается на ~5% [10].

Структура тетрагонального α -лейцита [7] сходна с таковой β -лейцита, а также анальцита и поллуцита [2–5, 15, 17, 28–33]. В (Si, Al)–O-каркасе все тетраэдры связаны общими вершинами и образуют 4- и 6-членные кольца (фиг. 19), перпендикулярные оси c и (111) соответственно. Атом К расположен в каналах, параллельных (111), в больших пустотах решетки; меньшие пустоты не заполнены. К координирован 12 атомами О, 6 из которых – на более близких к нему

ем полости, занятой атомом К, или его положение в канале решетки, что вызвано поворотом Si-тетраэдров или дефектностью подрешетки атомов К [15, 24, 39–43]. При понижении температуры и переходе от кубической сингонии к тетрагональной на микроструктурном уровне возникают две различные, пересекающиеся друг с другом системы двойников: пластинчатых, параллельных (101) кубической фазы, и неправильных (irregular), с искривленными плоскостями, не имеющими постоянной ориентации. Первые связаны с понижением точечной группы $m\bar{3}m \rightarrow 4/m\bar{3}m$, вторые – с дальнейшей заменой $4/m\bar{3}m \rightarrow 4/m$. Этот механизм отвечает инверсии лейцита с пр.гр. $Ia\bar{3}d$ к $I4_1/a$ через промежуточную фазу $I4_1/acd$ [11, 23, 26, 41].

Межатомные расстояния (Å) и углы для тетрагонального лейцита [7]: $T-O_{cp}$ в тетраэдрах $T(1) = 1,643$; $T(2)$ и $T(3) = 1,656$; $O-O = 2,617 - 2,748$; угол $O-T-O = 105,7-112,6^\circ$. В К-полиэдре $K-O_{cp} = 3,014$ и $3,659$. Для кубического лейцита [15] в тетраэдрах $T-O = 1,611$ и $1,627$; угол $T-O-T = 145,4^\circ$; в полиэдре $K-O = 3,35$ и $3,54$.

Пьезоэффект не обнаружен [44]. Отмечается большая плотность атомного размещения $P_A = 0,4989$ для лейцита с объемом элементарной ячейки $2339,175 \text{ \AA}^3$ и $Z = 16$ [14]. Эффективный заряд атомов Si = 1,28 [45].

Кристаллы кубические, изометричные, в поперечнике дающие 4-, 6- и 8-угольные формы [46]. При высокой температуре кристаллизуется в виде тетрагонтриоктаэдров, редко кубо- и ромбододекаэдров [10]. Обычно образует простые и полисинтетические двойники по (110) разного типа в зависимости от двойникового угла [7, 9, 11, 47–53]; редко – секториальные тройники [54].

Формы: (001), (010), (100), (110), (011), (111), (112), (121), (211), (210) (Гольдшмидт, 1918) [10, 55–58]. Характерны параморфозы, состоящие из многочисленных мелких индивидов тетрагональной симметрии.

Главные формы (Гольдшмидт, 1918):

	φ	ρ
<i>c</i> 001	0°00'	0°00'
<i>b</i> 010	0 00	90 00
<i>d</i> 011	0 00	45 00
<i>m</i> 110	45 00	90 00
<i>q</i> 112	45 00	35 16
<i>n</i> 121	26 34	65 54

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. умеренная, несовершенная по (110). Изл. раковистый. Тв. 5,5 – 6 (вычисл. 5,91 [59], по формуле Хрущова 6,2 [60]). Микротвердость 572–734 кГ/мм² (ср. из 15 измерений 707) при нагрузке 100 г [60]. Уд.в. 2,46 – 2,50 (вычисл. 2,516), синтетического тетрагонального – 2,50, кубического – 2,39 [10] Цв. бесцветный, белый, молочный, серый, зеленоватый, нефритово-зеленый, желтоватый, красноватый до ярко-красного. Искусственный Фельцит желтый [49]. Бл. стеклянный, матовый, в изломе жирный. Просвечивает, когда водяно-прозрачный, измененный – мутный, фарфоровидный. Не флюоресцирует. Обнаруживает слабое зеленоватое свечение в катодных лучах [61]. ИК-спектр простой, с широкими полосами абсорбции при 1110 плечо–1023–970 плечо; 760 плечо, 740 плечо–721–700 плечо; 637; 606; 540; 515 и 460 плечо–435–410 плечо см⁻¹, напоминающий спектры ортоклаза и анальцима, но с максимумами, слегка сдвинутыми в длинноволновую сторону, что, по-видимому, является следствием большего Al/Si отношения [20, 62]. В опытах по разложению лейцита на электродиализной установке в дистиллированной воде с $pH=5,8$ при температуре 42° в раствор переходили как щелочные ионы, так и Si^{4+}

и Al^{3+} , причем первые мигрировали к катоду, вторые – как к катоду, так и к аноду, в зависимости от образовавшихся комплексов [63, 64]. Установлен ионный обмен между лейцитом и анальцимом. При этом крупные полости лейцита, занятые атомами К, заполняются молекулами H_2O , а Na занимает пустующие в лейците более мелкие полости. Реакция идет в обе стороны [65–67, 67а, 68–72]. При температуре 300° и давлении 85 кг/см^2 обменная емкость лейцита $0,31 \text{ мг-экв/г}$ [72, 73]. Теплота образования лейцита – $\Delta H = 703,2 \text{ ккал/моль}$; изобарный потенциал образования (химическое сродство) – ΔZ_{298} от $669,6$ до $602,4 \text{ ккал/моль}$ при температуре $300\text{--}900 \text{ К}$; энтропия $\Delta S_{298} = 112,0 \text{ э.е.}$ [74, 75]. При температуре $400\text{--}1800 \text{ К}$ измеренная теплоемкость $H_T - H_{298}$ от $4,73$ до $84,130 \text{ кал/моль}$; энтропия $S_T - S_{298}$ от $12,40$ до $96,32 \text{ кал/(град} \cdot \text{моль)}$ [76]. Теплопроводность $2,74 \text{ мкал/(см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{С)}$ [77]. Показатель основности $\Delta Z_T^{H_2O}$ при 298 К $0,278$, при 600 К $1,320$, при 1200 К $2,798 \text{ ккал}$ [78]. Показатель кислотности–щелочности реакции полной ионизации $\Delta Z_{298}''$ $0,776 \text{ ккал}$ [79]. Коэффициент термического расширения природного лейцита при нагревании от 25 до 920° равен $8,562$ до образования кубической структуры и $0,877$ на конечной стадии (ср. $4,789$) [16].

Пределы устойчивости лейцита рассмотрены в системах $KAlSi_2O_6\text{--}NaAlSi_2O_6\text{--}H_2O$ [80–83]; $KAlSi_2O_6\text{--}RbAlSi_2O_6\text{--}CsAlSi_2O_6$ [15, 20, 84–86] и др. [10, 70, 87–102].

Микр. В прох. св. бесцветный, характерна изометрическая форма кристаллов, иногда видны 8-угольные очертания. Зональность заметна из-за расположения мельчайших включений авгита, пироксена, оливина, шпинели, магнетита, апатита [9]. Обычны включения газовых пузырьков или сферолитов стекла, расположенных радиально. Гомогенизация включений расплава не была достигнута при нагревании до 1600° [103–105]. Наблюдалось изменение цвета включений при нагревании до 350° , при $1050\text{--}1080^\circ$ из них обособлялась газовая фаза; гомогенизация происходила при $1650\text{--}1670^\circ$ [54]. Характерны сложные полисинтетические двойники [106]. Одноосный, иногда (особенно в крупных образцах) имеет очень небольшой угол оптических осей (+). $n = 1,504\text{--}1,511$; $n_e - n_o$ – не больше $0,001$. Дисперсия умеренная. Искусственный лейцит одноосный (–); $n_o = 1,509\text{--}1,511$, $n_e = 1,508$ [99, 107]. У искусственного Fe-лейцита цвета интерференции светлосерые, $n = 1,619$, двупреломление выше, чем у Al-разности. Изотропный лейцит может состоять из субмикроскопических тетрагональных доменов [108, 109].

Хим. Теор. состав: $K_2O - 21,58$; $Al_2O_3 - 23,36$; $SiO_2 - 55,06$. Колебания оксидов основных элементов (%): $K_2O - 18\text{--}23$; $Al_2O_3 - 19\text{--}24$; $SiO_2 - 54\text{--}57$; постоянно входящих в состав минерала: $Na_2O - 0,1\text{--}2,0$; $Fe_2O_3 - 0,1\text{--}4,2$. Малые количества: $CaO - 0\text{--}2,0$; $MgO - 0\text{--}0,2$; $BaO - 0\text{--}3,1$; $SrO - 0\text{--}0,9$; $MnO - 0\text{--}0,2$; $TiO_2 - 0\text{--}1,4$; $P_2O_5 - 0\text{--}0,1$; $CO_2 - 0\text{--}0,25$; $H_2O - 0\text{--}0,75$, а также сл. Li, Cs, Rb, Br, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Sc, V, Cr, As, Y, La, Ce, Nd, Zr, Nb [110–119]. Ag (радиогенный) удаляется из минерала при температуре 550° за $1\text{--}2$ сут [120, 120а]. Диффузия Ag при температуре $763\text{--}823 \text{ К}$ имеет коэффициент $D_0 = 3,3 \cdot 10^{-2}$, энергия активации $184,8 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$ [121].

Состав довольно постоянный, отклонения от идеальной формулы незначительные. Иногда отмечается некоторый избыток Si, имеющий тенденцию увеличиваться к краям фенокристов [80, 106, 113, 117, 122–125]. Отношение Si : Al близко к $2 : 1$. Замещение К на Na в природных лейцитах ограничено $1\text{--}2\%$ [10, 88, 100, 118, 126–128]. Однако экспериментально показано, что при температуре 760° и давлении 1 атм может быть получен твердый раствор, содержащий до 40% молекулы $NaAlSi_2O_6$. С понижением температуры растворимость уменьшается [80]. Мелкие (до $0,05 \text{ мм}$) кристаллиты бесцветного кубического минерала, изученного с помощью рентгеноспектрального микроанализатора, наряду с К- содержат и чисто Na-лейцит, где Na занимает позиции К [129]. Искус-

ственно, кроме Na-, получены Rb-, Cs-, Tl- и NH₄-лейциты с заменой K. Fe (предполагается, что не только Fe³⁺, но и Fe²⁺) замещает Al [18, 49, 130, 131]. Есть указание на то, что экспериментально Al может быть замещен и некоторыми другими двухвалентными элементами (Be, Mg, Ga, Cr и др.) [84, 132, 133], Si – Ge [134].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,42	0,70	0,14	He обн.	0,16	0,05	0,12	0,52	0,30
K ₂ O	20,15	20,19	20,34	20,63	20,37	18,87	21,12	20,48	20,7
CaO	0,02	0,03	0,27	0,16	0,15	He обн.	0,01	0,40	~0,02
FeO	–	0,76	3,39	–	–	0,45	0,40	–	–
Fe ₂ O ₃	1,59	–	–	3,05	–	–	–	1,00	0,39
Al ₂ O ₃	22,48	22,26	20,09	21,59	22,42	23,45	23,42	23,10	23,1
TiO ₂	–	He обн.	0,08	–	–	0,20	–	0,24	–
SiO ₂	54,74	56,04	54,30	53,88	54,63	56,51	54,47	54,54	55,3
• Сумма	99,40	99,98*	(98,95) ^{2*}	99,42 ^{3*}	97,73	(99,78) ^{4*}	99,54	100,28	99,8
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	0,17	–	0,44	0,6	0,04	0,95	0,01	–	–
K ₂ O	20,3	21,1	21,02	18,07	22,0	19,87	21,5	20,2	18,9
CaO	~0,02	–	–	0,3	~0,02	0,09	0,01	–	–
FeO	–	–	0,26	–	–	0,14	–	–	–
Fe ₂ O ₃	3,7	2,1	–	0,5	0,90	0,53	1,0	0,1	32,3
Al ₂ O ₃	18,9	20,3	21,94	23,9	23,4	23,34	22,4	23,0	–
SiO ₂	56,3	56,2	54,88	55,3	54,6	54,80	54,7	56,6	48,4
Сумма	99,4	99,7	98,73 ^{5*}	99,3	100,9	100,29 ^{6*}	99,7 ^{7*}	(99,9)	99,6

* Cr, Mn, Mg – не обн.

^{2*} В том числе MgO – 0,30, BaO – 0,04; Sr и P – не обн.

^{3*} В том числе MgO – 0,11.

^{4*} В том числе MnO – 0,03, MgO – 0,05, BaO – 0,17; Sr и Cr – не обн.

^{5*} В том числе TiO₂ – 0,19.

^{6*} В том числе MgO – 0,04, TiO₂ – 0,19, H₂O⁺ – 0,34, Mn, CO₂ и H₂O[–] – не обн.

^{7*} В том числе BaO < 0,02.

1–9 – микрозонд.: 1 – Кольский п-ов, Хибинский массив, из пойкилитовых нефелиновых сиенитов [8], 2 – Центр. Камчатка, из К-базальтоида [135], 3 – Зап. Алдан, р. Молбо, из включений в пироксене, в оригинале сумма – 98,96 [131], 4 – Мурунский массив, включения в пироксене из шонкинита [136], 5 – Монголия, из анальцим-лейцитового базанита [137], 6 – юго-восток бывш. Югославии, Ежево Брдо, из лейцитита, в оригинале сумма – 99,69 [9], 7 – Лаахерское оз., Германия, из базанита [125], 8 – Франция, Центральный Французский массив [138], 9 – Италия, вулкан Вико, из лейцитовых тефритов [130]; 10–14, 18 – микрозонд.; 15–17 – весовые анализы, 10, 11 – США, шт. Вайоминг, Лейцит-Хиллс: 10 – из орендита [130], 11 – из вайомингита [22]; 12, 13 – Вост. Африка: 12 – район вулкана Вирунга, из К-гавайита [139], 13 – район оз. Рудольф, из базанита [123]; 14 – Уганда, из угандита [130]; 15 – Конго, анал. Вийк [10]; 16 – Австралия, вершина "пирамиды Machells", из цедрицита [122]; 17, 18 – синтетические соединения [22]: 17 – 86% KAlSi₂O₆ + 14% KAlSi₃O₈, в оригинале сумма – 99,3; 18 – KFeSi₂O₆.

Анализы имеются также в [8, 106, 113, 117, 135, 136, 140–148] и др.

Диагн. исп. Разлагается HCl с выделением SiO₂. П. п.тр. не плавится. К легко выщелачивается уксусной кислотой и водой, насыщенной CO₂.

Повед. при нагрев. При нагревании тетрагональный α-лейцит переходит в кубическую β-форму. Температура инверсии указывается различная в зависимо-

сти от способа ее определения, а также от состава лейцита от 560 до 684–714° [3, 10, 11, 15, 16, 20, 23, 24, 50, 76, 87, 149–158 и др.]. ДТА-кривые нагревания показывают, что явление инверсии состоит из двух отдельных термодинамических процессов, начинается при 602° (603 [87], 605 [15]), максимально проявляется при 631, далее следует изгиб при 648 и заканчивается процесс при 656° (660–665 [23, 24, 50]). Методом ДСК и др. [21–23] на кривой нагревания также обнаруживаются два пика, разделенных 20°, близкими к температуре инверсии, соответствующими двум фазовым переходам. Промежуточная высокотемпературная тетрагональная фаза стабильна в пределах 918–938 К (645–665°) [24]. Кривая нагревания искусственного $KFeSi_2O_6$ имеет единственный четкий пик при температуре 550° [10], 570° [39]. Кривые остывания указывают на обратимость (но не изотермальность) инверсии [11, 23, 154, 156] при 603° [87]. Подтверждается существование двух фаз вблизи температуры инверсии [158]. Нагревание сопровождается увеличением элементарной ячейки с максимумом при 605–615° [13]: при этом параметр a увеличивается, c – уменьшается [3, 10, 16, 18, 39, 43, 50, 87, 107, 159], структура приближается к кубической. Снижается двупреломление [25, 152], полностью исчезает при 714°. При температуре инверсии исчезают двойники, появляющиеся в процессе остывания [15]. Плавится лейцит конгруэнтно при 1686° [87].

Наход. Высокотемпературный породообразующий минерал богатых К и чаще всего бедных Si не- и палеовулканических эффузивных пород: основных лав, базальтов и базальтоидов, жильных пород типа тингуаитов, лейцитовых базанитов, лейцититов, лейцитифиров, лейцитовых тефритов. К-вулканы невелики по объему, но встречаются во многих частях мира. Лейцит образует вкрапленники и входит в состав основной массы пород. В разновидности тефрита "везувите" с Везувия лейцит составляет 40%, известен лейцитовый тефрит, содержащий 60% лейцита [160], в лейцитовых породах бывш. Югославии – до 70% лейцита [161], италит из окрестностей Рима является почти чисто лейцитовой породой [162]. Лейцитовые породы характеризуются ассоциацией лейцита с авгитом, плагиоклазом, оливином, санидином, флогопитом, иногда апатитом, примесью рудных минералов [163, 164]. Лейцит, по-видимому, наиболее высокотемпературный минерал из каркасных алюмосиликатов. Температура его кристаллизации >1400° [54, 165, 166]; при понижении температуры он распадается на К-полевой шпат и нефелин (кальсилит), образуя псевдолейцит. Сохраняется устойчивость при достаточно высоком давлении.

Наиболее известные месторождения богатых лейцитом пород находятся в США: вулканическое поле Лейцит-Хиллс (шт. Вайоминг), включающее обогащенные К лавы и пробки [146, 167]. По Кармикаэл [122] лейцит был закален выше температуры инверсии, Хендерсон [111], Кюннер и др. [116] предполагают позднюю кристаллизацию минерала, по Соболеву и др. [104] лейцит кристаллизовался между 1250 и 1150°. По составу лейцит отличается избыточным Si, обогащен Fe и беден Al [130, 146, 168–170]. Похожий лейцит из лейцитовых и анальцимовых эффузивов отмечен в шт. Монтана в виде крупных идиоморфных кристаллов, часто распавшихся до псевдолейцита [171, 172]. Лейцит повсеместен в вулканических полях Уганды и примыкающей территории Конго (Вост. Африка): в К-лавах (лейцитовых базанитах, базальтах, тефритах, анкаретритах), богатых К основных эффузивных породах – угандитах и катунгитах, а также в лейцитизированных гранитных ксенолитах, заключенных в угандитовых бомбах [130, 173–177]. Большие скопления лейцита в лейцитовых бомбах конуса вулкана Нырагонго (Конго) в участках лавы, обогащенных К [178, 179]. Лейцит из Торо-Анколе (Уганда) отличается пониженным содержанием Si [130]. В породах современного вулканизма района оз. Рудольф в базанит-тефритовой серии лейцит развит в виде землистых масс с избыточным Si [123]. Описаны ла-

вы с лейцитом в вулканическом районе Вирунга (к северу от оз. Киву, Центр. Африка), где в лейцитифире находится как свежий лейцит, так и псевдолейцит [126, 139].

Большие скопления лейцита содержатся в вулканических породах лавовой свиты вулкана Вико, Романская вулканическая пров. [167], и в вулканическом комплексе Вулзини (Италия) – в лейцититах, лейцитовых тефритах, лейцитовых фонолитах, трахитах. Сопровождается салитом, флогопитом, магнетитом. Часто – матовые трещиноватые кристаллы, представляющие псевдоморфозы из смеси анальцима и/или глинистых минералов, реже свежие, частично ограниченные, по составу с избыточным Si и бедные Fe [106, 117, 130, 180, 181]. Лейцит из вулканических пород вулкана Сабатини, наоборот, обогащен Fe [182]. Широко распространены лейцитсодержащие лавы на о-ве Вулкано (Эолийский архипелаг, Италия) [53, 183]. Известны лейциты из лав Альбан-Хиллс [114], из венанцита Сан-Венанцо [184], из вулкана Везувий [47, 141, 185], из лейцитовой вулканической породы Флегрейских полей [186, 187], из песчаников озер Альбано и Неми [188].

Богаты лейцитом эффузивные и гиабиссальные породы Зап. Кимберли (Австралия), встречающиеся в виде пробок и мелких интрузий [189–193]. Отмечено [177], что они вполне насыщены Si и лейцит в них неожиданен. Состав его нестехиометричен: Si и щелочи содержатся в избытке при дефиците Al и Fe (в то же время в нем встречены включения Al-шпинелей [144]). Он сильно изменен, псевдоморфозы представлены мутным Si-материалом [122]. Лейцит содержится в лейцитовых базальтах в Новом Южном Уэльсе [194], а также в лавовых оливиновых лейцититах в шт. Виктория [113, 195]. На юго-востоке бывш. Югославии распространены лейцитовые вулканы, слагающие дайки и некки, приуроченные к тектонически ослабленным зонам разломов. Это лавобрекчии, туфы лейцитовых фонолитов, лейцититов, лейцитовых трахитов, лейцитовых тефритов, трахибазальты [9, 110, 161, 196, 197]. По химическому составу отмечен лейцит, обогащенный FeO (0,88–0,98%) и BaO (0,95–3,12), SrO (0,35–0,87) [9]. В Германии в вулканических породах Фогельсберга (Гессен) третичного периода в щелочном базальте лейцит – как породообразующий, так и акцессорный минерал [198]. В лейцит-флогопитовых базанитах и тефритах из поздних четвертичных лав района Лаахерского оз. – концентрические скопления свежих кристаллов и микролитов с апатитом и пироксеном [125]. В вулканических породах Джумиллы (юго-восток Испании) лейцит обогащен Fe [199]. В провинции Героне (северо-запад Испании) среди третичных и четвертичных базальтов в одном и том же лакколите обнаружены дайки лейцитовых и анальцимовых базанитов [200].

Достаточно изучены лейцитовые породы Закавказья: горизонт щелочных лейцитсодержащих вулканических пород Зап. Гурии (Грузия), Памбахского хр. (Армения), щелочных лав Талашского хр. (Азербайджан) и весьма схожих с ними лейцитовых лав окрестностей г. Трапезунда (Вост. Турция) [201–203]. Лейцитовые породы Закавказья входят в состав щелочного эффузивного комплекса, позднее интродуцированного сиенитом. В Гурии лейцит наблюдался в лавах и туфобрекчиях среди верхнеэоценового комплекса авгитовых порфиритов и комптонитов как в основной массе породы, так и в виде крупных вкрапленников [204, 205]. В Армении лейцитсодержащие породы распространены в эффузивах и интрузивах щелочного комплекса – эпилейцитовых порфирах, лейцитифирах, жильных тефритах и базанитах. Часто лейцит замещен псевдо- и эпилейцитом [206–208]. Щелочные лавы Азербайджана сходны с аналогичными породами Грузии и Армении [209, 210]. Проявления K-щелочных вулканических пород с лейцитом известны на юге Гиссарского хр. (Таджикистан) [211] и на Тянь-Шане, в Таласском и Киргизском хр. (Кыргызстан) [9, 212]. Диагностирован в щелочных ба-

зальтоидах вулканов плейстоценового возраста в Джидинском районе (Забайкалье). Основная масса базальтоидов представлена салитом, плагиоклазом, нефелином, полевым шпатом, рудными минералами и вулканическим стеклом; вкрапленники – оливином и лейцитом, частично измененным. Примечательно, что при низком K/Na отношении в породе наличие лейцита необычно и объясняется, по-видимому, неоднородностью магмы в отдельных участках, неравномерным распределением K и летучих (Cl) [213]. В щелочных породах, близких по составу к джидинским, лейцит отмечен в вулканических породах Хангайского нагорья (Монголия) [137, 214].

Обнаружен в поздних плейстоценовых породах из потухшего вулкана Гауссберг (Gaussberg) на побережье Вост. Антарктиды, где он составляет до 30% породы и ассоциирует с оливином и диопсидом [215]; в вулканических породах островов Ява [167, 216, 217], Калимантан [218] и Тристан-да-Кунья [219, 220]. Отмечены находки его в лавах и субвулканических телах Зап. и Центр. Камчатки [46, 135, 143], в анальцимовых фонолитах Канады (пров. Альберта) [221], в оливиновых лейцититах северо-востока Китая [222], в трахиандезите о-ва Ульреды (Ulreung), Корея [145] и др.

Другой тип месторождений лейцита – интрузивные породы К-щелочных массивов, где он встречен в парагенезисе с ранними темноцветными минералами. Предполагается возникновение этих пород за счет аккумуляции и преобразования лейцита [136]. Примером могут служить месторождения Алданского щита и Северо-Байкальской щелочной провинции. В Ламамском, Мурунском, Сыннырском и других массивах встречен как породообразующий минерал и как кристаллит, включенный в самые ранние минералы (пироксен, оливин, апатит) в слюдяных перидотитах, шонкинитах, фергуситах [136, 223–227]. Лейцит – главный минерал ультракалиевых щелочных оливин-лейцитовых пород лампроитов на р. Молбо (Зап. Алдан). Содержит до 3,5% FeO, замещается К-полевым шпатом и карбонатом, а также псевдолейцитом в виде идеальных додекаэдров. Кристаллы лейцита законсервированы в диопсиде, флогопите, апатите и в расплавленных включениях [131, 147, 228–230]. Обнаружен в интрузивных породах Тежсарского массива (Армения) в щелочных базальтах на р. Б. Анюй (Магаданская обл.) К-лейцит совместно присутствует с Na-лейцитом. Наличие граната (гроссуляра) в ассоциации с лейцитом указывает на кристаллизацию лейцита при высоком давлении [129]. Необычный парагенезис лейцита с Na-полевым шпатом наблюдался в Центральном Французском массиве (Франция): в базальтовых породах перидотитовые нодулы > 10 см в диаметре ограничены тонкими (1–2 мм) белыми жилками лейцита с богатым Na полевым шпатом ($Lc:Fsp \approx 3:1$). Здесь же присутствуют Ti-содержащий клинопироксен, апатит и гематит в виде дендритовых вrostков в лейците [231]. В Центральном Французском массиве встречаются также лейцитовые базаниты и другие лейцитосодержащие породы [138, 232–236]. Описан в плутонических породах комплекса Батберг (Вост. Гренландия) [237–239]. Обнаружен в пойкилитовых нефелиновых сиенитах в керне скважины апатитового м-ния Партомчорр (Хибинский массив) в ассоциации с чисто калиевым кальсилитом [8]. Тела фергусит-порфиоров в Вост. Памире (Таджикистан) представляют собой трубки взрыва и отходящие от них дайки. Вкрапленники лейцита в них ассоциируют с моноклинным пироксеном, биотитом и апатитом [54, 103]. В необычной ассоциации со шпинелью, корундом, сфеном, перовскитом и др. встречен в метаморфизованных гранулитовых гнейсовых фациях района Пуналур (Южн. Индия) [240].

Вторичный лейцит по первичному магматическому анальциму или обогащенному Na лейциту может образовываться вследствие реакции ионного обмена, идущей в двух противоположных направлениях [8, 241].

Изм. В результате легкой выщелачиваемости К из лейцита и растворимости минерал легко изменяется. Чаще всего замещается так называемым “псевдолейцитом”, представляющим смесь ортоклаза и нефелина или кальсилита, иногда с примесью щелочного пироксена, оливина, содалита, канкринита, меланита и др. (впервые описан Гуссаком [242] как “лейцитовые псевдокристаллы” из фонолитов Бразилии и Вильямсом [243] – как сходный материал из шт. Арканзас). Часто образует большие скопления. Встречается в виде землестых масс или псевдоморфоз, наследуя свойственную лейциту огранку, или имеет округлые очертания; иногда внутри образованной сохраняется свежий лейцит [126].

Псевдолейцит широко распространен в эффузивных породах: псевдолейцититы Сыннырского щелочного массива более чем на 86% состоят из псевдолейцита [136, 233]; в фергусите из шт. Монтана (США) он местами составляет около 65% породы. Описан в лейцитовых породах Кавказа и Закавказья [203, 208], на Алдане, в Якутии [103, 136, 147, 224, 244, 245], в фергусите Таласского Алатау (Тянь-Шань, Кыргызстан) [9, 212], в Зап. Забайкалье, в Приморье [213], в щелочных интрузиях Казахстана [246], а также в бывш. Чехословакии [247], в массиве Тингуа (Бразилия) [248], в нефелиновых сиенитах изверженного комплекса Марагудзи [111], тер. Юкон (Канада) [249–251], в эффузивах гор Бэрпо (шт. Монтана) [171, 172, 252], в тингуаитах Сев. Китая [253]; в бороланите Шотландии [254], в Индии [255], в плутонических породах Гренландии [239] и др. Состав псевдолейцита из тингуаита гор Бэрпо: санидин – 65–67%, нефелин – 29–31%, прочие (акмит, перовскит, лампрофиллит) – 1–3% [252].

Замещение псевдолейцитом происходит, по-видимому, в магматическую стадию в результате реакции между ранее выделившимися кристаллами лейцита и расплавом, богатым Na [111, 126, 208, 256, 257], что показано и экспериментально [258]. Котектическая кристаллизация нефелина и полевого шпата дает прорастания, чей массовый состав сходен с таковым псевдолейцита [259]. Распад лейцита или К-анальцима с образованием санидина и кальсилита может быть вызван падением температуры и повышением давления водяного пара [239, 260, 261]. По другим данным, псевдолейцит – результат распада твердого раствора первичного лейцита или К-анальцима в твердом состоянии в течение длительного времени [80, 171, 262, 263]. Есть мнение, что псевдолейцит – результат субсолидусного распада лейцита в результате притока флюидной фазы [250].

Вторичный по отношению к псевдолейциту “эпилейцит” состоит в основном из ортоклаза с примесью альбита, серицита или мусковита, кварца и др. [135, 208, 212, 244, 246, 257, 264].

В постмагматический период при гидратации лейцит замещается анальцимом [110, 135, 171, 209, 221, 265–269]; иногда с примесью глинистых минералов [106, 270], что может быть связано также с пневматолитом, метасоматизмом [70, 185, 264] или резким остыванием породы и восстановительной средой [148]. По лейциту могут развиваться санидин, серицит, карбонаты, цеолиты, канкринит, содалит, нозеан, скаполит, пирофиллит, диаспор, галлуазит, имаголит и др. [46, 67, 119, 131, 203, 246, 271, 272]. При обработке хлоридом Na и морской водой при температуре 150° лейцит на 80% перешел в анальцит [268]; в слабокислотной среде замещается каолинитом [273], а при 300° получен продукт, сходный с серицитом [274]. При ~1000° и давлении до 150 кбар лейцит распадался на кальсилит + кианит + (санидин, вадеит или голландит) [275].

Искусств. Легко синтезируется: получен сплавлением KHCO_3 , Al_2O_3 и SiO_2 [87], спеканием β -сподумена $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ с K_2SO_4 при температуре 1000–1100° [18, 107, 276]. Кристаллизуется в системе NaAlSiO_4 – KAlSiO_4 – SiO_2 – H_2O при температуре 700° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1020$ кгс/см² [73, 128, 142, 241, 258]. Поле его кристаллизации сокращается при повышении давления водяного пара и полностью исчезает при

$P_{H_2O} = 8,4$ кбар [80, 277, 278]. Лейцит получен при нагревании до 200° анальцима с конц. раствором KCl [65–67, 67a] и при реакции нефелина с K-растворами [279]. Кристаллизуется также в системах $NaAlSiO_4$ – $KAlSiO_4$ – $Ca_{0,5}AlSiO_4$ – SiO_2 – H_2O [280] и др. [90, 281–284].

Структура лейцита очень толерантна к ионным замещениям как тетраэдрических, так и внекаркасных ионов, поэтому получено большое количество синтетических фаз сходной структуры с аналогичными свойствами и поведением при нагревании: Na-, Rb-, Cs- и NH_4 -лейциты с заменой K [13, 16, 20, 33, 39, 84]; синтезированы Fe^{3+} - и $RbFe^{3+}$ -лейциты, где Fe^{3+} полностью замещает Al [10, 49, 285], получены V-лейцитовая фаза [286] и Ti-лейцит [27, 67, 67a].

Практич. знач. Лейцитовые породы представляют сырье для получения глинозема, калия и кремнезема. В связи со способностью легко отдавать K имеет значение как удобрение, на что указывает высокое плодородие почв, образующихся за счет лейцитовых пород. Используется для получения поликристаллической керамики с высоким термическим расширением [287]. В смеси с нефелином, кварцем и каолином при обработке до 1100° образуется “фарфор” для изготовления зубных протезов [288]. Используется как геологический термометр в методе ^{230}Th - ^{238}U - и ^{40}Ar - ^{39}Ar -датирования [289, 290]. Очень редкий прозрачный “ярко-огненный” лейцит может быть оценен как драгоценный камень [108].

Отл. В шлифах от бесцветных минералов отличается изометричной формой зерен, наличием нескольких систем двойниковых полос, низким двупреломлением и флюоресценцией; при прокаливании остается неизменным, тогда как анальцим, теряя воду, становится непрозрачным; лейцит от содалита (светло-голубого под микроскопом) отличается цветом [198, 219] (Дир и др., 1966).

Межплоскостные расстояния лейцита из Альбан-Хиллс, Италия [10, 291]

Cт-излучение, $D = 114,59$, V-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
101	6	9,480	404	9	2,366	644	5	1,605
200	2	6,596	305	4	2,329	820	6	1,585
112	7	5,541	440	4	2,308	653	4	1,571
211	11	5,394	503	1	2,270	626	5	1,533
202	6	4,748	325	1	2,192	527	5	1,526
103	3	4,335	206	4	2,162	428	6	1,481
222	4	3,784	532	7	2,127	824	4	1,439
213	6	3,604	620	4	2,065	547	2	1,414
321	5	3,518	541	3	2,012	761	5	1,409
004	12	3,438	622	1	1,980	637	5	1,382
400	14	3,266	107	3	1,943	736	6	1,373
114	1	3,217	444	3	1,919	1.1.10	4	1,360
303	1	3,159	534	3	1,877	763	4	1,354
411	5	3,090	217	3	1,862	844	2	1,343
204	4	3,043	336	3	1,837	727	3	1,324
420	10	2,918	712	3	1,785	941	3	1,320
323	10	2,842	327	6	1,726	3.1.10	7	1,305
332	8	2,808	723	3	1,671	1.0.11	7	1,294
422	1	2,685	732	8	1,663	657	4	1,274
314	6	2,641	714	6	1,629			
413	3	2,602						
215	4	2,487						

Рентгенограммы есть также в [107, 260 и др.].

Межплоскостные расстояния синтетического α -лейцита [10]C γ -излучение, $D = 114,59$, V-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
101	6	9,535	215	4	2,483	820	6	1,584
112	7	5,509	404	8	2,368	437	4	1,570
211	11	5,386	440	4	2,313	822	2	1,555
202	6	4,755	206	4	2,159	626	5	1,534
103	3	4,349	532	6	2,132	428	6	1,481
222	4	3,778	620	4	2,064	716	4	1,438
213	6	3,604	541	3	2,020	329	5	1,408
312	5	3,525	107	3	1,942	637	5	1,382
004	12	3,442	444	3	1,918	736	6	1,373
400	13	3,272	406	3	1,874	1.1.10	4	1,359
411	5	3,095	543	3	1,865	707	4	1,353
204	4	3,049	604	3	1,840	2.0.10	2	1,344
420	10	2,922	640	2	1,814	727	3	1,324
323	10	2,843	307	3	1,790	628	3	1,320
332	8	2,810	721	3	1,783	3.1.10	7	1,304
105	?	2,689	327	6	1,728	1.0.11	7	1,294
314	6	2,645	723	8	1,667	657	4	1,274
413	3	2,606	714	5	1,627			

Рентгенограммы есть также в [18] (синт. лейцит при 20. 500 и 640°), в [107 и др.].

Межплоскостные расстояния синтетического Fe-лейцита [10]C γ -излучение, $D = 114,59$, V-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
101	5	9,623	600	6	2,199	437	2	1,592
112	7	5,625	532	5	2,156	626	4	1,555
211	11	5,420	226	5	2,084	219	6	1,500
202	6	4,788	541	5	2,039	716	4	1,457
222	4	3,835	613	4	1,969	547	3	1,435
213	5	3,646	631	4	1,945	664	3	1,419
004	12	3,487	406	1	1,904	448	4	1,399
400	13	3,303	217	4	1,889	736	4	1,391
411	5	3,118	336	4	1,866	1.1.10	4	1,382
204	4	3,088	640	3	1,833	763	4	1,369
420	10	2,950	633	4	1,814	844	3	1,360
323	9	2,878	712	4	1,804	853	3	1,340
332	8	2,837	703	5	1,750	941	3	1,335
314	6	2,679	723	5	1,691	3.1.10	3	1,324
413	4	2,638	732	6	1,683	826	3	1,320
215	6	2,521	446	5	1,649	772	5	1,309
404	10	2,398	318	2	1,613	657	3	1,289
440	6	2,335	820	3	1,600	718	4	1,276

Имеется рентгенограмма для синтетического Tl-лейцита [27].

Литература

1. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1966. 547 с.
2. Wyart J. // C.r. Acad. sci. 1937. Vol. 205. P. 1077.
3. Wyart J. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1938. Vol. 61, N 4/6. P. 228.
4. Wyart J. // Ibid. 1940. Vol. 63. P. 5–17.
5. Wyart J. // C. r. Acad. sci. 1941. Vol. 212. P. 356.
6. Naray-Szabo Stv. // Ztschr. Kristallogr. 1942. Bd. 104, H. 1. S. 39.
7. Mazzi F., Galli E., Gottardi G. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 1/2. P. 108–115.
8. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с. (см. с. 95–100).
9. Свешникова Е.В., Терзич М., Лапутина И.П. // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 165–192.
10. Faust G.T. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1963. Bd. 43, H. 1. S. 165–195.
11. Palmer D.C., Putnis A., Salje E.K.H. // Phys. and Chem. Miner. 1988. Vol. 16, N 3. P. 298–303.
12. Gottardi G. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1975. Vol. 31, fasc. 2. P. 585–598.
13. Фурсенко Б.А. Сравнительная экспериментальная кристаллохимия твердых превращений в силикатных минералах. Новосибирск: ИГТ СО РАН, 1955. 91 с.
14. Фекличев В.Г. // Новые данные о минералах СССР. 1979. Вып. 28. С. 145–158.
15. Peacor D.R. // Ztschr. Kristallogr. 1968. Bd. 127, H. 1/4. S. 213–224.
16. Taylor D., Henderson C.M.R. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/10. P. 1476–1489.
17. Galli E., Gottardi G., Mazzi F. // Miner. et petrogr. acta. 1978. Vol. 22. P. 185–193.
18. Косоруков А.А., Надел Л.Г. // Кристаллография. 1986. Т. 31, вып. 2. С. 252–257.
19. Dove M.T., Cool T., Palmer D.C. et al. // Amer. Miner. 1993. Vol. 78, N 5/6. P. 486–492.
20. Martin R.F., Lagache M. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 3. P. 275–281.
21. Grögel T., Boysen H., Frey F. // Coll. Abstr. XIII Intern. Congr. Crystallogr. 1984. P. 256–257.
22. Lange R.A., Carmichael I.S.E., Stebbins J.F. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 7/8. P. 937–945.
23. Palmer D.C., Salje E.K.H., Schmahl W.W. // Phys. and Chem. Miner. 1989. Vol. 16, N 7. P. 714–719.
24. Palmer D.C., Salje E.K.H. // Ibid. 1990. Vol. 17, N 5. P. 444–452.
25. Palmer D.C., Bismayer U., Salje E.K.H. // Ibid. 1990. N 3. P. 259–265.
26. Heaney P.J., Veblen D.R. // Amer. Miner. 1990. Vol. 75, N 5/6. P. 464–476.
27. Kyono A., Kimata M., Shinizu M. // Miner. Mag. 1999. Vol. 63, N 1. P. 75–83.
28. Taylor W.H. // Ztschr. Kristallogr. 1961. Bd. 115, H. 3/4. S. 314–315.
29. Onorato E. // Period. miner. 1938. Vol. 9. P. 85.
30. Beger R.M. // Ztschr. Kristallogr. 1969. Bd. 29, H. 1/4. S. 280–302.
31. Höllner E., Koch E. // Miner. et petrogr. acta. 1979. Vol. 23. P. 303–311.
32. Merlini S. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 435).
33. Brown I.W.M., Cardile C.M., MacKenzie K.J.D. et al. // Phys. and Chem. Miner. 1987. Vol. 15, N 1. P. 78–83.
34. Murdoch J.B., Stebbins J.F., Carmichael I.S.E., Pines A. // Ibid. 1988. Vol. 15, N 4. P. 370–382.
35. Phillips B.L., Kirkpatrick R.J., Putnis A. // Ibid. 1989. Vol. 16, N 6. P. 591–598.
36. Phillips B.L., Kirkpatrick R.J. // Amer. Miner. 1994. Vol. 79, N 11/12. P. 1025–1031.
37. Hatch D.M., Ghose S., Stokes H.T. // Phys. and Chem. Miner. 1990. Vol. 17, N 3. P. 220–227.
38. Kohn S.C., Henderson C.M.B., Dupree R. // Amer. Miner. 1995. Vol. 80, N 7/8. P. 705–714.
- 38a. Kohn S.C., Michael C., Henderson B., Dupree R. // Ibid. 1997. Vol. 82, N 11/12. P. 1133–1140.
39. Hirao K., Soga N., Kunugi M. // J. Phys. Chem. 1976. Vol. 80, N 14. P. 1612–1616.
40. Taylor D. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 344. P. 319–326.
41. Rüscher C., Papendick M., Boysen H. et al. // Ztschr. Kristallogr. 1987. Bd. 178, H. 1/4. S. 195–196.
42. Boysen H. // Ibid. 1988. Bd. 182, H. 1/4. S. 43.
43. Palmer D.C., Dove M.T., Ilbersson R.M., Powell B.M. // Amer. Miner. 1997. Vol. 82, N 1/2. P. 16–29.
44. Микульская Е.К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99–108.
45. Урусов В.С. // Геохимия. 1970. № 2. С. 248–252.
46. Гузиев И.С. // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. Вып. 24. С. 126–147.
47. Rosenbusch H. // Neues Jb. Miner. Geol. Abh. 1885. Bd. 2. S. 59–65.
48. Mügge O. // Zentr.-Bl. Miner. 1908. N 2. S. 34–38.
49. Faust G.T. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 12, pt. 1. P. 735.
50. Sadanaga R., Ozawa T. // Miner. J. Jap. 1968. Vol. 5, N 5. P. 321–333.
51. Korekawa M. // Acta crystallogr. 1960. Vol. 13. P. 1082.

52. *Korekawa M.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1969. Bd. 129, H. 5/6. S. 343–350.
53. *Keller J.* // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1980. Vol. 36, fasc. 1. P. 369–414.
54. *Базарова Т.Ю., Дмитриев Э.А.* // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 1. С. 185–188.
55. *Baumhauer H.A.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1877. Bd. 1. S. 257–273.
56. *Klein C.* // *Nachr. Kngl. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl.* 1884.
57. *Klein C., von* // *Reichsdruckerei. B.*, 1897. S. 1–65.
58. *Strunz H.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1936. Bd. 95. S. 1–8.
59. *Поваренных А.С.* // *Минерал сб. Львов геол. о-ва.* 1960. № 14. С. 141–156.
60. *Поваренных А.С., Лебедева А.Д.* // *Конституция и свойства минералов.* Киев: Наук. думка, 1971. Вып. 5. С. 39–46.
61. *Митрофанов С.И.* Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962. 580 с. (см. с. 553).
62. *Keller W.D., Spotts J.H., Biggs D.L.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250, N 6. P. 463.
63. *Krüger G.* // *Chem. Erde.* 1939. Bd. 12, H. 2. S. 236–264.
64. *Корренс К.В.* Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964. С. 389–407.
65. *Barrer R.M.* // *J. Chem. Soc.* 1950. N 9. P. 2342.
66. *Barrer R.M., Hinds L.* // *Ibid.* 1953. N 6. P. 1879–1890.
67. *Barrer P., Хиндс Л., Уайт Е.* // *Физическая химия силикатов.* М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 189–214.
- 67а. *Barrer R.M., Hinds L., White E.A.* // *J. Chem. Soc.* 1953. P. 1466–1475.
68. *Barrer R.M.* // *Chem. Soc. Proc. London.* 1958. N 4. P. 99–112.
69. *Carroll D.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 70, N 6. P. 749.
70. *Debron G.* // *C.r. Acad. sci. D.* 1962. Vol. 255, N 14. P. 1629–1631.
71. *Челищев Н.Ф.* // *Экспериментальные исследования процессов минералообразования.* М.: Наука, 1970. С. 9.
72. *Челищев Н.Ф.* // *Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии.* М.: ИМГРЭ, 1973. С. 96–98.
73. *Debron G.* // *Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr.* 1965. Vol. 88, N 1. P. 69–96.
74. *Летников Ф.А.* // *Изобарные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геохимии.* М.: Недра, 1965. С. 68.
75. *Robie R.A., Waldhaun D.R.* // *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1968. N 1259. P. 24.
76. *Pankratz L.B.* // *U.S. Bur. Mines. Rep. Invest.* 1968. N 7073. P. 1–2.
77. *Horai K., Simmons G.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 6, N 5. P. 359–368.
78. *Маракушев А.А.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1979. № 1. С. 30–46.
79. *Маракушев А.А.* // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1973. № 5. С. 3–25.
80. *Fudali R.F.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 74, N 9. P. 1101–1126.
81. *Roux J., MacKenzie W.S.* // *Bull. miner.* 1978. Vol. 101, N 5/6. P. 478–481.
82. *Edgar A.D.* // *Neues Jb. Miner. Monatsch.* 1978. H. 5. S. 210–222.
83. *Edgar A.D.* // *Ibid.* 1980. H. 3. S. 138–139.
84. *Bayer G.* // *Naturwissenschaften.* 1973. Bd. 60. S. 102–103.
85. *Lagache M.* // *C.r. Acad. sci. D.* 1974. Vol. 278. P. 1995–1998.
86. *Lagache M.* // *Ibid.* 1974. Vol. 278. P. 2497–2500.
87. *Bowen N.L., Schairer J.F.* // *Amer. J. Sci.* 1929. Vol. 18. P. 301–312.
88. *Bowen N.L.* // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1947. N 140. P. 67.
89. *Schairer J.F.* // *Amer. Miner.* 1937. Vol. 22. P. 213.
90. *Goranson R.W.* // *Amer. J. Sci. A.* 1938. Vol. 35. P. 71–91.
91. *Tuttle O.F., Smith J.V.* // *Ibid.* 1958. Vol. 256. P. 571–589.
92. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* *Петрология изверженных и метаморфических пород.* М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с. (см. с. 101–102, 110–111).
93. *Luth W.* // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1967. Vol. 50, N 4. P. 174–176.
94. *Gupta A.* // *Amer. Miner.* 1972. Vol. 57, N 7/8. P. 1242–1259.
95. *Gupta A.K., Lidiak E.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 41, N 3. P. 231–239.
96. *Gupta A.K., Wenkateswaran G.P., Lidiak E.G., Edgar A.D.* // *J. Geol.* 1973. Vol. 81, N 2. P. 209–218.
97. *Gupta A.K., Edgar A.D.* // *Canad. Miner.* 1974. Vol. 12, pt 5. P. 354–356.
98. *Gupta A.K., Edgar A.D.* // *Miner. Mag.* 1975. Vol. 40, N 312. P. 377–384.
99. *Батанова А.М., Иибулатов Р.А., Салова Т.П.* // *Современные методики петрологических исследований.* М.: Наука, 1976. С. 162–167.
100. *Рух Ж., Маккензи У.С.* // *Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 1978. 4–10 сент.* М.: Наука, 1981. Т. 1. С. 74.
101. *Visser W., Gross A.F.K.* // *Amer. J. Sci.* 1979. Vol. 79, N 1. P. 70–91.

102. Дымкин А.М., Бобылев И.Б., Анфилогова Г.И., Анфилогов В.Н. // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 5. С. 1201–1204.
103. Чепуров А.И., Базарова Т.Ю., Лаврентьева Ю.Г., Покачалова О.С. // Там же. 1974. Т. 218, № 5. С. 1185–1188.
104. Sobolev V.S., Bazarova T.J., Yagi K. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 4. P. 301.
105. Mitchell R.H. // Miner. Mag. 1991. Vol. 55, N 2(379). P. 197–202.
106. Cundari A. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 53, N 2. P. 129–144.
107. Плющев В.Е. // Зап. ВМО. 1953. Ч. 82, вып. 1. С. 32–41.
108. Gubelin E.J. // Gems and Gemology. 1959. Vol. 9, N 11. P. 333–335.
109. Wyragato E. // Period miner. 1963. Vol. 32, N 2/3. P. 503–512.
110. Ristic P. // Arh. technol. Tuzla. 1963. Bd. 3.
111. Henderson C.M.B. // Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 272. P. 596–603.
112. Герасимовский В.И., Лактионова Н.В. // Геохимия. 1971. № 9. С. 1080–1098.
113. Cundari A. // J. Geol. Soc. Austral. 1973. Vol. 20. P. 465–492.
114. Thompson R.N. // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 60, N 1. P. 90–108.
115. Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А. Геохимия Li, Rb, Cs. М.: Недра, 1980. 233 с. (см. с. 25).
116. Kuehner S.M., Edgar A.D., Arima M. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 7/8. P. 663–677.
117. Holm P.M. // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 340. P. 379–386.
118. Edgar A.D. // NATO ASI Ser. 1984. Vol. 137. P. 501–513.
119. Giannetti B., Masi U. // Lithos. 1989. Vol. 22, N 4. P. 317–324.
120. Эвернден И.Ф., Куртис Дж.Х., Кистлер Р.В., Обрадovich И. // Новости зарубеж. геологии. 1963. Вып. 33. С. 127–152.
- 120а. Evernden I.F., Curtis G.H., Kistler R.W., Obradovich I. // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258, N 8. P. 582–604.
121. Frei R. // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 76, N 4. P. 440.
122. Carmichael I.S.E. // Ibid. 1967. Vol. 15, N 1. P. 24–66.
123. Brown F.H., Carmichael I.S.E. // Lithos. 1969. Vol. 2, N 3. P. 243–244.
124. MacKenzie W.S., Richardson D.M., Wood B. // Bull. Soc. fr. miner et cristallogr. 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 257–260.
125. Duda A., Schminke H.-U. // Neues Jb. Miner. Abh. 1978. Bd. 132, H. 1. S. 1–33.
126. Bowen N.L., Ellestad R.B. // Amer. Miner. 1937. Vol. 22, N 5. P. 409–415.
127. Schairer J.B., Bowen N.L. // Amer. J. Sci. 1947. Vol. 245. P. 193–204.
128. Schairer J.B., Bowen N.L. // Ibid. 1955. Vol. 253. P. 681.
129. Базарова Т.Ю. // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 113–134.
130. Barton M. // Neues Jb. Miner. Abh. 1979. Bd. 137, H. 2. S. 113–134.
131. Панина Л.И., Конев А.А. // Геохимия. 1995. № 3. С. 366–376.
132. Klaska R. // Naturwissenschaften. 1978. Bd. 65, H. 11. S. 592–593.
133. Torres-Martinez L.M., West A.R. // Ztschr. anorg. und allgem. Chem. 1989. Bd. 576. S. 223–230.
134. Nabbe M.-M., Penninghaus H., Vambauer H.U. // Bull. miner. 1984. Vol. 107, N 3/4. P. 495–497.
135. Флеров Г.Б., Колосков А.В., Москалева С.В. // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 1. С. 87–89.
136. Шарыгин В.В., Прошенкин И.Е., Панина Л.И., Базарова Т.Ю. // Геология и геофизика. 1992. № 5. С. 76–79.
137. Салтыковский А.Я., Гениафт Ю.С., Каминский Ф.В., Сандомирская С.М. // Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: Наука, 1980. С. 69–98.
138. Magonhiei M.-C., Velde D. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 316. P. 817–826.
139. Pouclet A., Menot R.P., Piboule M. // Bull. miner. 1983. Vol. 106, N 5. P. 607–622.
140. Tschermak G. // Sitzungsber. Wien. Akad. 1903. Bd. 112, N 1. S. 1.
141. Чираинский П.Н. Средний химический состав главнейших минералов изверженных метаморфических и осадочных пород. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1953. 91 с.
142. Taylor D., MacKenzie W.S. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 4. P. 321.
143. Вольный О.Н., Ананьев В.А. // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 955–958.
144. Jaques A.L., Foley S.F. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 11/12. P. 1143–1150.
145. Kim Y.K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ., Geol. 1986. Vol. 81, N 5. P. 165–180.
146. Gunter W.D., Hoinkes G., Ogden P., Pajuri G.E. // J. Geophys. Res. B. 1990. Vol. 95, N 10. P. 15911–15928.
147. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. // Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: СО РАН, 1996. 222 с. (см. с. 97).
148. Giampaolo C., Godano R.F., Di Sabatino B., Barrese E. // Europ. J. Miner. 1997. Vol. 9, N 6. P. 1277–1291.
149. Klein C., von // Neues Jb. Geol. und Paläontol. 1884. Bd. 2. S. 49–50.

150. Klein C. // Nach. Ges. Wiss. Gottingen. 1884. N 11. S. 421–472.
151. Klein C. // Neues Jb. Geol. und Palaontol. 1885. Bd. 2. S. 334–336.
152. Rinne F., Kolb R. // Ibid. 1910. Bd. 2. S. 138–158.
153. Grossmann R. // Thermogoniometrische Untersuchungen on Augit, Hornblende, Borazit und Leuzit. Leipzig, 1917. S. 1–56.
154. Chevenard P., Portevin A. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1943. Vol. 66, N 1/6. P. 131–152.
155. Berkelhamer L.H. // U.S. Bur. Miner. Rep. Invest. 1944. N 3763. P. 18.
156. Kirsch H. // Geologie. 1956. Bd. 8, N 1. S. 42–49.
157. McLaughlin R.J.W. Mineral. Soc. Gr. Britain. 1957. Vol. 12. 456 p. (см. с. 375–376).
158. Henderson C.M.B. // Progr. Exp. Petr. NERC5. Ser. D. 1981. N 18. P. 50–54.
159. Henderson C.M.B., Brown W.L. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 491).
160. Fouque F., Michel-Levy A.F. // Synthese des Mineraux et des Roches. / Ed.G. Masson P., 1882. P. 423.
161. Ristic P. // II Kongr. geol. Jugoslavije, 8–14 sept., 1957. Sarajevo, 1957. S. 343.
162. Washington H.S. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1920. Vol. 50, N 1. P. 33.
163. Розенбуш Г. Описательная петрография. Л. и др.: Горгеонефтеиздат, 1934. 720 с.
164. Костюк В.П. Геология и геофизика. 1973. № 3. С. 24–33.
165. Наумов В.Б., Поляков А.И. // Геохимия. 1971. № 4. С. 379–386.
166. Костюк В.П., Базарова Т.Ю. // IV регион. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования: Тез. докл. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1973. С. 321.
167. Cundari A. // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 4. P. 432–434.
168. Cross W. // Amer. J. Sci. 1897. Vol. 4. P. 115–141.
169. Velde D. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 566–573.
170. Barton M., Hamilton D.L. // Contrib. Miner. and Petrol. 1978. Vol. 66, N 1. P. 41–49.
171. Larsen E.S., Buie B.F. // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 11. P. 837–849.
172. Larsen E.S., Hurlbut C.S., jr., Burgess C.H., Buie B.F. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1941. Vol. 52. P. 1733–1868.
173. Holmes A., Harwood H.F. // Quart. J. Geol. Soc. London. 1932. Vol. 88. P. 370–442.
174. Holmes A. // Amer. J. Sci. A. 1945. Vol. 243. P. 313.
175. Holmes A. // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, N 9. P. 772–792.
176. Combe A.D., Holmes A. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1945. Vol. 61. P. 359.
177. Sahama Th.G. // Amer. J. Sci. 1952. Pt 2. P. 457–470.
178. Sahama Th.G., Meyer A. // Progr. Rep. Inst. Parcs Nat. Congo Belge. Mission Vulcanol. 1958. Fasc. 2.
179. Sahama Th.G. // J. Petrol. 1960. Vol. 1. P. 146.
180. Washington H.S. // Carnegie Inst. Wash. Publ. 1906. N 57. P. 192–194.
181. Landi P. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1987. Vol. 42, fasc. 1. P. 123–140.
182. Azzaro E., Di Sabatino B., Negretti G. // Ibid. 1976. Vol. 32, fasc. 2. P. 629–636.
183. Baldanza B. // Ibid. 1960. Vol. 16. P. 381.
184. Bannister F.A., Sahama Th.G., Wiik H.B. // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 220. P. 46.
185. Rittmann A. // Ztschr. Vulkanol. 1933. Bd. 15. S. 43.
186. Zambonini F., Carobbi G. // Atti Accad. sci. fis. mat. Napoli. Mem. Ser. 2a. 1930. Vol. 18, N 3. P. 1.
187. Muller G. // Naturwissenschaften. 1960. Bd. 47, H. 11. S. 253.
188. Dragone F. // Period. miner. 1957. Vol. 26, N 2/3. P. 387.
189. Wade A., Prider R.T. // Quart. J. Geol. Soc. London, 1940. Vol. 96. P. 39.
190. Prider R.T. // Miner. Mag. 1939. Vol. 25, N 166. P. 373–387.
191. Prider R.T., Cole W.F. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 5. P. 373–384.
192. Prider R.T. // J. Geol. Soc. Austral. 1960. Vol. 6. P. 71–118.
193. Prider R.T. // Miner. Mag. 1965. Vol. 34, N 268. P. 403–405.
194. Judd J.W. // Ibid. 1887. Vol. 7.
195. Bii ch W.D. // J. Geol. Soc. Austral. 1976. Vol. 23, pt 4. P. 435–437.
196. Avramovic V. // Geol. Beograd Vesn. Ser. A. Geol. 1960. T. 18. S. 305–329.
197. Павлович С., Рустух П. // Глас. Срп. акад. наука и умет. Од-ное природ.-нат. наука. 1960. Кн. 18. С. 29–40.
198. Mörtel H. // Neues Jb. Miner. Abh. 1971. Bd. 115, H. 1. S. 54–97.
199. Borley G.D. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 279. P. 364–379.
200. Townon J. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1969. Vol. 92, N 4. P. 376–382.
201. Lacroix A. // Bull. Soc. geol. France. 1891. Vol. 19. P. 734–740.
202. Котляр В.Н. // Зап. ВМО. 1938. Ч. 67, вып. 2. С. 290–306.
203. Петров В.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 2. С. 27–34.

204. Белянкин Д.С., Маслов К.С., Петров В.П. // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1939. Вып. 14. С. 37–65.
205. Казахивили Т.Г., Роква М.Л. // Зап. Минерал. о-ва. 1945. Ч. 74, вып. 4. С. 317.
206. Котляр В.Н. // Сов. геология. 1939. № 4/5. С. 137–139.
207. Котляр В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 2. С. 97–126.
208. Котляр В.Н. // Зап. ВМО. 1957. Ч. 86, вып. 6. С. 682–690.
209. Белянкин Д.С., Самойлова Н.В., Петров В.П. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1951. Вып. 3. С. 3–9.
210. Азизбеков Ш.А., Исмаил-Заде А.Д., Нижерадзе Н.Ш. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 4. С. 88–95.
211. Баратов Р.Б., Мушкин И.В. // Докл. АН ТаджССР. 1972. Т. 15, № 11. С. 39–40.
212. Сөеиникова Е.В., Лапутина И.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 10.
213. Махоткин И.Л., Кононова В.А. // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 977–982.
214. Кележинкасас В.В., Девяткин Е.В., Дашдаева Э. // Геология и геофизика. 1975. № 4. С. 3–14.
215. Sheraton J.W., Cundari A. // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 71, N 4. P. 417–427.
216. Bemmelen R.W., van // Proc. knkl. nederl. Acad. wetensch. 1947. Vol. 50. P. 653.
217. Calanchi N., Luccini F., Rossi P.L. // Miner et petrogr. acta. 1983. Vol. 27. P. 15–34.
218. Wagner C. // Bull. miner. 1986. Vol. 109, N 5. P. 589–598.
219. Le Maitre R.W., Gass I. // Nature. 1963. Vol. 198, N 4882. P. 799–780.
220. Baker P.E., Gass I., Harris P.G., Le Maitre R.W. // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1964. Vol. 256. P. 439–576.
221. Ferguson L.J., Edgar A.D. // Canad. J. Earth Sci. 1978. Vol. 15, N 1. P. 69–77.
222. Zhang Ming, O'Reilly Y. // XXX Intern. Geol. Congr., Beijing, 4–14 Aug., 1996: Abstracts, Beijing, 1996. Vol. 3. P. 545.
223. Дудкин О.Б., Зак С.И., Горстка В.Н. // Зап. ВМО. 1967. Ч. 96, вып. 5. С. 567–576.
224. Чепуров А.И. // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 2. С. 437–440.
225. Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 247 с.
226. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. К-щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.
227. Вавилов М.А., Базарова Т.Ю., Подгорных Н.М. и др. // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 40–46.
228. Билибин Ю.А. // Докл. АН СССР. 1940. Т. 28, № 1. С. 79.
229. Арсеньев А.А., Нечаева Е.А. // Там же. 1955. Т. 104, № 6. С. 910–911.
230. Панина Л.И. // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 54–60.
231. MacKenzie W., Rahman S. // Contrib. Miner. and Petrol. 1968. Vol. 19, N 4. P. 339–342.
232. Lacroix A. Mineralogie de la France et de ses colonies. P.: Librairie Bandin et Cie, 1896. Vol. 2. 804 p.
233. Jeremine E., Geze B., Christophe-Michel-Levy M. // C.r. Acad. sci. D. 1958. Vol. 246, N 5. P. 798–800.
234. Voussse R. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1961. Vol. 84, N 2. P. 141.
235. Tournon J., Velde D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 4. P. 291–295.
236. Magonthier M.-C. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1975. Vol. 98, N 4. P. 245–253.
237. Bøggild O.B. // Medd. Grønland. 1953. Bd. 149, N 3. S. 1–442.
238. Brooks C.K., Rønsho J.G., Nielsen T.F.D. // Medd. Dans. geol. foren. 1975. Bd. 24, N 1/2. S. 93–98.
239. Gittins J., Fawcett J.J., Brooks C.K., Rucklidge J.C. // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 2. P. 119–126.
240. Sandiford M., Santosh M. // Miner. and Petrol. 1991. Vol. 43, N 3. P. 225–236.
241. Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 219 с.
242. Hussak E. // Neues Jb. Miner. Geol. und Paläontol. 1890. Bd. 1. S. 166–169.
243. Williams J.F. // Annu. Rep. Geol. Surv. Arkansas. 1890. Vol. 2. P. 268.
244. Билибин Ю.А. // Зап. Минерал. о-ва. 1939. Ч. 68, вып. 1. С. 34–44.
245. Билибин Ю.А. // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 73–83.
246. Нурлыбаев А.Н. // Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 114–120.
247. Pivec E., Ulrych J. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1982. H. 5. S. 227–236.
248. Derby O.A. // J. Geol. Soc. 1891. Vol. 47. P. 251–265.
249. Knight C.W. // Amer. J. Sci. 1906. Vol. 21. P. 286–293.

250. *Tempelman-Kluit D.J.* // *Canad. J. Earth Sci.* 1969. Vol. 6, N 1. P. 55–62.
 251. *Watkinson D.H.* // *Canad. Miner.* 1973. Vol. 12. P. 129–134.
 252. *Zies E.G., Chayes F.* // *J. Petrol.* 1960. Vol. 1, N 1. P. 86.
 253. *Yagi K.* // *Jap. J. Geol. and Geogr.* 1954. Vol. 24. P. 93.
 254. *Shand S.J.* // *Trans. Geol. Soc. Edinburgh.* 1910. Vol. 9. P. 376.
 255. *Sukheswala R.N., Sethna S.F.* // *Amer. Miner.* 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1904–1910.
 256. *Bowen N.L.* The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press, 1928 (см. с. 253–257).
 257. *Заварицкий А.Н.* // *Тр. Петрогр. ин-та АН СССР.* 1936. № 7/8. С. 47.
 258. *Schairer J.F.* // *J. Geol.* 1950. Vol. 58. P. 512.
 259. *Davidson A.* // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10, N 2. P. 191–206.
 260. *Seki Y., Kennedy G.C.* // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 9/10. P. 1267–1280.
 261. *Roux J., Mac Kenzie W.S.* // *Natur. Environ. Res. Council. Ser. D.* 1978. N 11. P. 57–59.
 262. *Fudali R.E.* // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1957. Vol. 38. P. 391.
 263. *Di Sabatino B., Giampaolo C.* // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1975. Vol. 31, fasc. 2. P. 457–465.
 264. *Wyart J., Sabatier G.* // *Norsk. geol. tidsskr.* 1962. Bd. 42, N 2. S. 317–329.
 265. *Fornaseri M., Penta A.* // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1959. Vol. 15. P. 354.
 266. *Sersale R.* // *Period. miner.* 1962. Vol. 31, N 2/3. P. 337–359.
 267. *Sersale R.* // *Ibid.* 1962. Vol. 31, N 2/3. P. 360–368.
 268. *Gupta A.K., Fyfe W.S.* // *Canad. Miner.* 1975. Vol. 13, pt 4. P. 361–363.
 269. *Putnis A., Putnis C., Giampaolo C.* // *Europ. J. Miner.* 1994. Vol. 6, N 5. P. 627–632.
 270. *Cundari A., Graziani G.* // *Period. miner.* 1964. Vol. 33. P. 35–53.
 271. *Azzaro E., Barrese E., Di Sabatino B., Giampaolo C.* // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1976. Vol. 32, fasc. 2. P. 647–659.
 272. *Quantin P., Lorenzoni P.* // *Miner. et petrogr. acta.* 1992. Vol. 35-A. P. 289–296.
 273. *Norton F.H.* // *Amer. Miner.* 1941. Vol. 26, N 1/2. P. 1.
 274. *Norton F.H.* // *Ibid.* 1939. Vol. 24, N 1/2. P. 1.
 275. *Liu Lin-gun* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1987. Vol. 95, N 1. P. 1–3.
 276. *Соболев М.Н., Лотов В.В., Асосков П.И.* // *Редкие металлы.* 1932. № 3. С. 47–51; № 4/5. С. 41–45; № 6. С. 33–37.
 277. *Hamilton D.L., MacKenzie W.S.* // *Miner. Mag.* 1965. Vol. 34, N 268. P. 214–231.
 278. *Scarfe C.M., Luth W.C., Tuttle O.F.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 5/6. P. 726–735.
 279. *Wirsching U.* // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1979. Bd. 134, H. 2. S. 193–207.
 280. *Sack R.O., Giorso M.S.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 256–274.
 281. *Lindsley D.H.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1797.
 282. *Perchuk L.L., Ryabchikov I.D.* // *J. Petrol.* 1968. Vol. 9. P. 123–167.
 283. *Sood M.K., Platt R.G., Edgar A.D.* // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10, pt 3. P. 380–394.
 284. *Zeng R., MacKenzie W.S.* // *Bull. miner.* 1984. Vol. 107, N 3/4. P. 571–577.
 285. *Холина Н.А., Бьчков А.М., Храмов Д.А., Урусов В.С.* // *Материалы XII Совещ. по рентгенографии минерал. сырья. Сочи, март, 1992. М., 1992. С. 79.*
 286. *Штюрмер Ю.К., Бубнова Р.С., Полякова И.Г. и др.* // *Закономерности эволюции земной коры: Междунар. конф.: Тез. докл. СПб., 1996. Т. 2. С. 319.*
 287. *Ota T., Takahashi M., Yamai I., Suzuki H.* // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1993. Vol. 76, N 9. P. 2379–2381.
 288. *Burghilea V., Mondoc C.S., Tudorache E.* // *Mater. Constr.* 1995. Vol. 25, N 1. P. 15–19.
 289. *Villa I.M.* // *Europ. J. Miner.* 1992. Vol. 4. P. 369–383.
 290. *Voltaggio M., Andretta D., Taddencci A.* // *Ibid.* 1994. Vol. 6, N 2. P. 209–216.
 291. *Hori H., Nagashima K., Yamada M. et al.* // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71, N 7/8. P. 1022–1027.

Аммонioletит Ammonioleucite



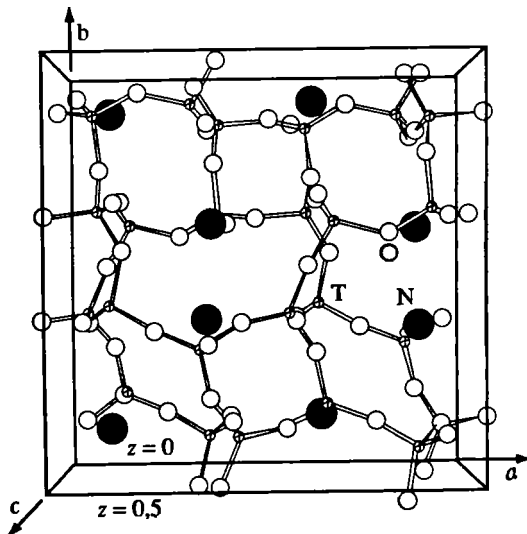
Назван по химическому составу и сходству с лейцитом (Хори и др., 1986 [1]).

Синон. Искусственные соединения: NH_4 -анальцит [2], NH_4 -лейцит [3].

Характ. выдел. Налеты на анальците, агрегаты очень мелких монокристаллов.

Структ. и морф. крист. Тетр. с. $C_{4h}^6 - I_4/a$. $a_0 = 13,214$, $c_0 = 13,713$ Å; $V = 2394,4$ Å³ [1]; $a_0 = 13,2106$, $c_0 = 13,7210$ Å [4]; $Z = 16$. Синтетический аммонioletит тетр. с $a_0 = 13,1$, $c_0 = 13,6$ Å [3]. Структура расшифрована на образ-

Фиг. 21. Структура аммиолейцита (по Ямада и др. [4]). Половина элементарной ячейки вдоль оси c ($0 < z < 0,5$)



цах из Татаразавы (Фудзиока, преф. Гунма, Япония) [4]. Основа структуры (фиг. 21) – трехмерный каркас из $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров, соединенных в 4-, 6- и 8-членные кольца. Ионы NH_4 , расположенные в пустотах каркаса, окружены девятью атомами кислорода, шесть из которых находятся на более близких расстояниях. Поскольку ионы NH_4 крупнее, чем K , полости в аммиолейците имеют больший объем, чем в лейците, за счет изогнутости 8-членных колец.

Средние межатомные расстояния (Å): $(\text{Si}, \text{Al})-\text{O} = 1,61-1,63$; $\text{N}-\text{O} = 3,17$ и $3,55$. Углы: $\text{O}-(\text{Si}, \text{Al})-\text{O} = 101-116^\circ$.

Кристаллы sdвойникованы, оси индивидов двойника параллельны кристаллографическим осям a (или b) (подобный двойник известен у лейцита [5, 6]).

Физ. св. Уд. в. 2,29 (вычисл. 2,24). Цв. белый. Бл. смоляной до стекляннoго. Просвечивает.

ИК-спектр проявляет характерную абсорбцию иона NH_4^+ при 3250, 3055 и 2850 cm^{-1} для $\text{N}-\text{H}$ -связи и при 1435 cm^{-1} для $\text{H}-\text{N}-\text{H}$ -связи, что соответствует пикам абсорбции NH_4 в баддингтоните. В остальном спектр поглощения аммиолейцита сходен с таковым лейцита.

Микр. Одноосный (+). $n = 1,518$. У синтетического аммиолейцита $n = 1,524$ [3]. Двупреломление очень низкое (почти изотропный).

Хим. Теор. состав: $(\text{NH}_4)_2\text{O} - 11,41$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 26,38$; $\text{SiO}_2 - 62,21$. Химический анализ аммиолейцита из Японии [1], приведенный к 100%, после вычета небольшого количества вероятных примесей анализима и доломита: $(\text{NH}_4)_2\text{O} - 8,70$; $\text{K}_2\text{O} - 4,43$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 22,43$; $\text{SiO}_2 - 62,67$, $\text{H}_2\text{O} - 1,77$, что соответствует химической формуле $[(\text{NH}_4)_{0,68}\text{K}_{0,19}]\text{Al}_{0,89}\text{Si}_{2,12}\text{O}_6$.

Рентгеноспектральным микроанализом обнаружены только Si , Al , K , N и сл. Na . Метод ионной масс-спектрологии подтвердил наличие в составе минерала азота.

Найден также Ti -содержащий аммиолейцит с $\sim 6\%$ Ti_2O [7].

Повед. при нагр. На кривой нагревания фиксируется экзотермический пик при 485° . Потеря веса происходит между 415 и 550° , что относится к распаду и окислению NH_4 -иона до $\text{NH}_3 + 1/2 \text{H}_2\text{O}$. Образец, нагретый до 1000° , аморфен.

Наход. Найден в зеленом доломитизированном кристаллическом сланце метаморфического пояса Санбагава в карьере Татаразавы (Фудзиока, преф. Гунма, Япония) в виде белых налетов на кристаллах анализима. Прожилки и пустоты в гидротермально-измененном сланце содержат, кроме анализима и аммиолейцита, многочисленные кристаллы доломита. Сопутствующие минералы: кальцит, кварц, сидерит, хромсодержащие разновидности алюмогидрокальцита и давсонита, пирит, халькопирит и др. В окружающем карьере установлены многочисленные термальные минеральные источники, в том числе горячие, содержащие ион аммония.

Искусств. Получен замещением иона Na^+ и K^+ на $(\text{NH}_4)^+$ при изучении ионо-обменных свойств лейцитита, анальцима и шабазита [2, 3, 8]. Полное замещение происходит при обработке анальцима парообразным хлоридом аммония при температуре $\sim 340^\circ$ в течение 16 ч. Полученный продукт содержит $(\text{NH}_4)_2\text{O} - 11,1$ и $\text{H}_2\text{O} - 1,5\%$, сл. Na и Cl; $n = 1,52$. Шабазит, нагретый при температуре 260° в течение 22 ч и обработанный NH_4Cl , имеет $n = 1,48$.

Межплоскостные расстояния аммонийлейцитита из Японии [1]
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> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
101	3	9,5	512	3	2,422	554	1	1,641
200	2	6,59	404	7	2,379	820	2	1,604
112	50	5,53	440; 305	2	2,333	653; 318; 606	1	1,588
211	100	5,43	433	1	2,288	437	1	1,574
202	5	4,75	116	1	2,218	743; 626	2	1,544
213	1	3,61	325	1	2,197	338; 752	1	1,501
321	7	3,54	532	5	2,153	219	1	1,476
004	40	3,43	620	2	2,088	912; 761	1	1,427
400	80	3,30	541	1	2,042	736	1	1,382
303	2	3,17	622	1	1,999	419	1	1,376
411	3	3,12	444	2	1,932	1.1.10	1	1,357
204	3	3,04	543; 406	2	1,880	853; 806	1	1,337
420	20	2,955	336	1	1,843	860; 439	1	1,323
323	20	2,859	640	1	1,834	772	1	1,310
332	10	2,839	426; 552	2	1,807	943; 666	1	1,288
422	1	2,714	703	1	1,745	952	1	1,262
314	7	2,653	327	2	1,729	619	1	1,248
413	2	2,624	0,08; 516	1	1,715	2.1.11; 10.3.3; 738	1	1,220
215	3	2,489	732	5	1,684	837	1	1,214

Литература

1. Hori H., Nagashima K., Yamada M. et al. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 7/8. P. 1022–1027.
2. Barrer R.M. // J. Chem. Soc. 1950. N 9. P. 2342–2350.
3. Barrer R.M., Baynham J.W., McCallum N. // Ibid. 1953. N 12. P. 4035–4041.
4. Yamada M., Miyawaki R., Nakai I. et al. // Miner. J. Jap. 1998. Vol. 20, N 3. P. 105–112.
5. Mazzi F., Galli E., Gottardi G. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 1/2. P. 108–115.
6. Korekawa M. // Ztschr. Kristallogr. 1969. Bd. 129, H. 5/6. S. 343–350.
7. Nishida N., Kimata M., Kyono A. et al. // Annu. Rep. Inst. Geol. Sci. Univ. Tsukuba. 1997. Vol. 23. P. 35–41.
8. Clarke F.W., Steiger G. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1900. Vol. 9, N 50. P. 117–124.

Поллуцит Pullucite Cs[AlSi₂O₆]

Первоначальное название поллукс (πολλυχ) дано за внешнее сходство с одновременно найденным и описанным кастором (петалитом) (Брейтгаупт, 1846 [1]). В греческой мифологии Кастор и Поллукс – неразлучные братья-близнецы, дети Леды и Зевса.

Относится к редким фельдшпатоидам [1–5]. Крайний член почти непрерывной серии поллуцит–анальцим с заменой Cs^+ на H_2O и размещением Na^+ в боль-

ших пустотах структуры поллуцита. В направлении к аналциму усиливается цеолитный характер членов ряда и уменьшается отношение $H_2O : Na$.

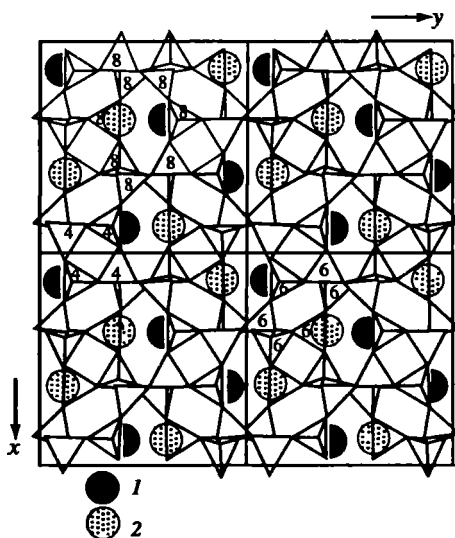
В зависимости от содержания воды и Na в минералах серии предложено условно различать [6, 7]: поллуцит Pol_{100-95} , натриевый поллуцит Pol_{95-50} , цезиевый аналцим Pol_{50-5} , аналцим Pol_{5-0} . Допускается возможность разрыва между Na-поллуцитом и Cs-аналцимом [8, 9], о чем свидетельствует и отмеченный в [10] одновременный рост этих минералов. Природные поллуциты, как правило, относятся к Na-разностям (Pol_{80-50}), хотя обнаружены и крайние Cs-члены ряда [11–13]. Поллуцит и Na-поллуцит изотропны и проявляют кубическую дифракционную картину, в Cs-аналциме отмечалось секториальное двупреломление [6, 14]. Общее свойство минералов ряда – диссиметризация (понижение симметрии ниже кубической) [15].

Синон. Поллукс – pollux [1, 16], поллуцит [17].

Характ. выдел. Гнезда, линзообразные тела или скопления неправильной формы; изометричные, субидиоморфные, ксеноморфные выделения от долей мм до 2,5 м; массивные плотнокристаллические и фарфоровидные массы; прожилки мощностью до 2 см; заполнения миароловых пустот и промежутков между кристаллами; раковично-мозаичные структуры; хорошо ограненные кристаллы размером до 20 см, друзы в пустотах; псевдоморфозы; компонент предполагаемых структур распада других минералов [18]. В структурах распада гомогенного поллуцита на Na- и Cs-обогащенные компоненты, фаза Cs-члена в виде микроскопической сетки [12, 13, 19].

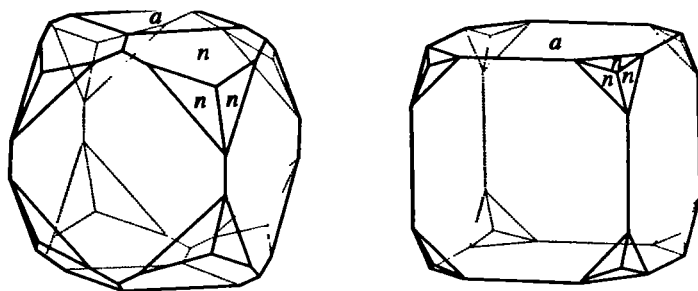
Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^{10} - Ia3d$. $a_0 = 13,64-13,77 \text{ \AA}$; $V = 2537,72-2610,97 \text{ \AA}^3$; $Z = 16$ [4, 5, 8, 11, 20–28]. У синтетического поллуцита при комнатной температуре $a_0 = 13,69$, при $900^\circ - 13,72$ [12, 29–32], $13,674 \text{ \AA}$ [33]. У синтетического Fe-аналога – $13,66$ [34, 35], $13,65$ [36], $13,79 \text{ \AA}$ [37]. Отмечается незначительное (в пределах одного монокристалла) понижение симметрии до тетрагональной и ниже [15]. Рентгенограммы синтетического и природного поллуцита идентичны [30, 33]. a_0 зависит от отношения Cs/Na и Al/Si [38]. Уравнение регрессии: $a_0 = 12,68-0,076Si$ (в форм. ед.) [18].

Основа структуры – сходный с аналцимовым и лейцитовым алюмокремниевый каркас, состоящий из 4-, 6- и 8-членных тетраэдрических колец, перпендикулярных 4-й, 3-й и 2-й осям соответственно [1, 15, 22, 24, 39, 40]. Каждый атом O – общий для двух тетраэдров. Si и Al распределены в решетке неупорядоченно, степень неупорядоченности увеличивается от аналцима к поллуциту [41], 16 больших пустот, каждая из которых образована двумя 6- и тремя 8-членными кольцами, заняты ионами Cs (или молекулами H_2O) с к.ч. 12. Эти крупные полости соединяются в каналы вдоль пересекающихся тройных осей. Каналы связаны между собой большими отверстиями – “окнами”, образованными 8-членными кольцами, закрытыми или открытыми в зависимости от наличия или отсутствия в них ионов Na (фиг. 22). Таким образом, молекулы H_2O и ионы Na, входящие в состав поллуцита, занимают те же позиции, что и в аналциме. Ионы Na оказываются между молекулами H_2O и образуют отдельные группировки – кластеры $H_2O-Na-H_2O$ (или более длинные цепочки), распределенные в структуре беспорядочно. Предполагается, что кластеры имеют на концах молекулы воды, следствием чего является почти постоянное преобладание в поллуците H_2O над Na. Отношение H_2O/Na меняется от 2 в простейших кластерах до 1 в цепочках аналцима. Очень малые размеры кластеров в поллуците подтверждаются отсутствием неравномерности в распределении Na при рентгеноспектральном микроанализе [42]. Таким образом, в структуре природного поллуцита статистически распределены фрагменты структуры аналцима [15, 24, 43]. При упорядоченном распределении в них Na-вакансий симметрия понижается



Фиг. 22. Структура поллцита в проекции на (001) (по Бегеру [24])

1, 2 – Cs(H₂O) на высоте 1/8 и 3/8 *c* соответственно; цифры – (Si, Al)OH-тетраэдры на высоте 4/8, 6/8 и 8/8 *c*



Фиг. 23. Кристаллы поллцита из Гринвуда (США) (по Ричмонду и Гонье [44])

до тетрагональной (и еще более низкой). Это не связано с перераспределением Si–Al. Фазовый переход тетрагональной модификации в кубическую обратим и происходит при температуре $\sim 50^\circ$ [15, 38].

Межатомные расстояния (Å) [24]: в (Si, Al)-тетраэдре (Si, Al)–O = 1,630–1,655; в Cs-полиэдре Cs–O = 3,394 и 3,561; в Na-октаэдре Na–O = 2,498, Na–H₂O = 2,420. Углы: O–(Si,Al)–O = 104,6–111,8; O–Cs–O = 44,2–151,5; O–Na–O = 63,2–174,5; O–Na–H₂O = 92,8 и 87,3; H₂O–Na–H₂O = 180°. Соответствующие величины см. также в [15].

Кристаллы кубического, реже додекаэдрического облика [44, 44a] (фиг. 23), иногда с комбинацией трапецоэдрических и кубических граней. Грани часто шероховатые [17]. Отмечены формы *a* (100), *d* (110), *e* (210), *n* (211) [44, 45].

Углы (измер., ср.) [44]:

	φ	ρ
<i>a</i> (100)	90°02'	90°00'
<i>n</i> (112)	44 57	35 12

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. отсутствует или едва заметна в трех направлениях по (100). Изл. раковистый, неровный. Очень хрупок. Тв. от 5,5 [23, 25] до 6–6,5 [46]; у синтетического Fe-аналога ~4–5 [34]. Микротвердость ($\kappa\Gamma/\text{мм}^2$) у прозрачного 630 (6,5 по Моосу), 675 и 780 [47], у фарфоровидного 565 (5 по Моосу) [48], 794 [26]; 658–794 (6,15 по Моосу) [49]; 548–794 (на четырех образцах при нагревании в течение 100 ч) [50]. Уд. в. 2,63–3,0, вычисл. 2,95 [34], зависит от состава, увеличивается с увеличением Cs. Уравнение регрессии $d = 2,282 + 0,938 \text{ Cs}$ [18]. У синтетического Fe-аналога 3,5 [34]. Цв. белый, молочно-белый, бесцветный, розовый, фиолетово-розоватый, зеленоватый, серый, дымчато-серый. При выветривании кремовый, светло-желтый, буроватый. Синтетический Fe-аналог розовый до красно-коричневого. Бл. стеклянный, тускло-матовый, жирный. Прозрачный, “льдистый”, полупрозрачный, иногда замутнен газовой-жидкими включениями [51], иногда трещиноват. Отмечена зональность.

Термодинамические константы: для поллуцита состава $\text{Cs}_{0,65}\text{Rb}_{0,078}\text{Na}_{0,185}\text{AlSi}_2 \times \text{O}_{5,868}(\text{OH})_{0,187} \cdot 0,19\text{H}_2\text{O}$ [52, 53]: $-\Delta Z = 697,86$ ккал/моль; $S = 49,53$ кал/моль · град; $\Delta C = 54,48$ кал/моль · град. Скорость термического расширения поллуцита с $a_0 = 13,709 \text{ \AA}$ при температуре 190° очень небольшая – 4,789 [53a].

Электр. и магн. св. Немагнитен. Синтетический Fe-аналог слегка магнитен [34]. В ультрафиолетовых лучах не светится. В катодных лучах иногда обнаруживает слабое белое свечение. После обработки H_2SO_4 , Na_2SO_4 или ZnSO_4 люминесцирует желто-зеленым или сине-зеленым светом средней яркости [46, 54]. Диэлектрическая константа (вычисл.) $K = 6,4 + 0,1$ [8]. На ИК-спектрах проявляются два типа полос для воды: 3600 и 3640 см^{-1} , аналогичные таковым в анализе (лишь слегка смещены в высокочастотную область), полоса 3680 см^{-1} свойственна только воде поллуцита (фиг. 24) [43], по-видимому, менее прочно связанной со структурой [8]. В ИК-спектрах разных морфологических типов (прозрачный, замутненный, фарфоровидный) положение и интенсивность полос поглощения постепенно меняются в области связи O–H (3000–3800 см^{-1}) и параллельно в области валентных колебаний каркаса Al–Si–O (500–1200 см^{-1}) (фиг. 25), что связано, по-видимому, со снижением симметрии структуры [42].

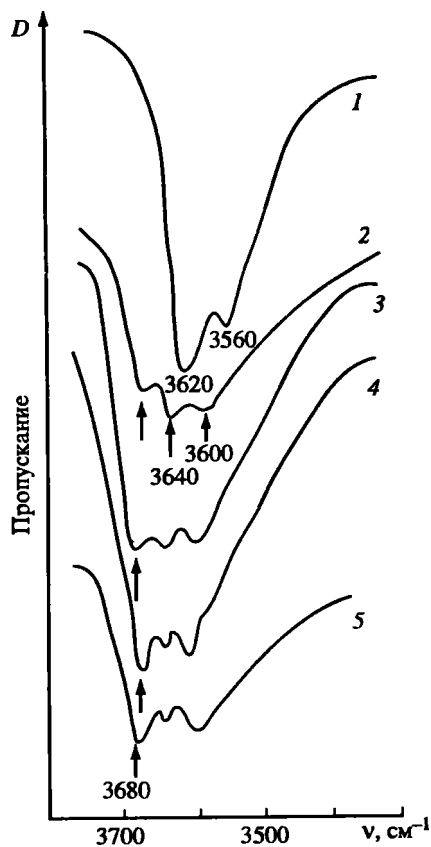
Пьезоэлектрический эффект не установлен [55].

Микр. Под микроскопом обнаружение затруднено из-за близости n поллуцита и канадского бальзама [51]. В прох. св. сильно трещиноват, пронизан многочисленными прожилками или цепочками кварца, мусковита, сподумена, примесями микровключений альбита, апатита, турмалина и др., иногда однороден. Рельеф низкий. Видна кубическая отдельность. Изотропен, иногда слабо анизотропен [10, 15, 19, 25, 46, 51, 56–60]. n меняется в пределах поллуцит-анальцимовой серии, а также в зависимости от уд.в. и морфологического состояния: увеличивается с увеличением Cs и уд. в. и уменьшается с увеличением Na и H_2O [6, 18, 27, 44, 56] (однако при дегидратации поллуцита n понизился с 1,523 до 1,513 (м-ние Хеброн, США) и с 1,520 до 1,506 (о-в Эльба) [5], хотя дегидратация зависит и от степени измельчения образца [56].

n поллуцита, измеренные в монохроматическом свете:

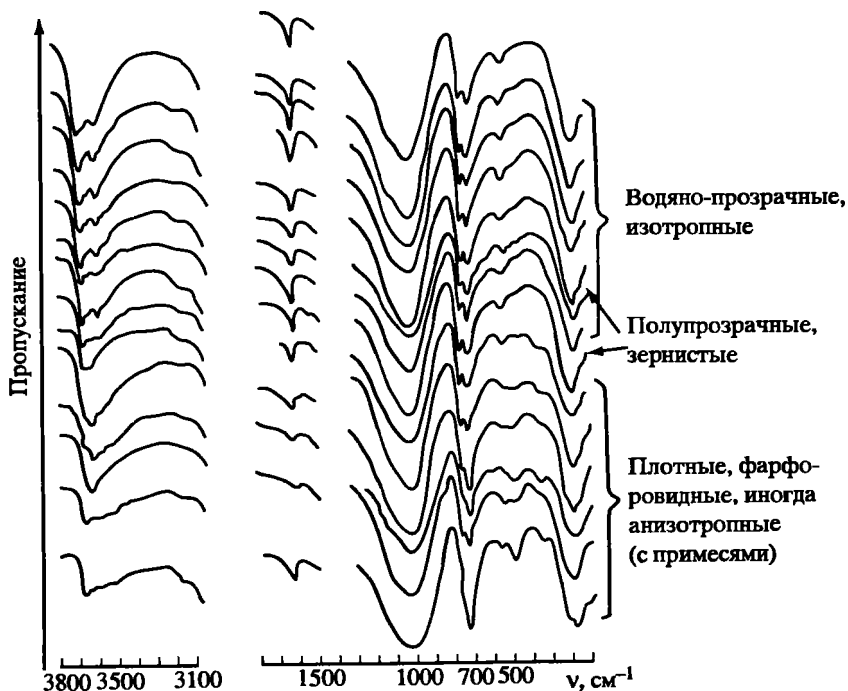
	n_{Na}	1,510			Дер. Пуклице (бывш. Чехословакия)	[61]	
n_{Li}	1,5215	n_{Na}	1,5247	n_{Tl}	1,5273	Хеброн (США)	[62]
n_{Li}	1,5190	n_{Na}	1,5218	n_{Tl}	1,5256	Варутреск (Швеция)	[63]
n_r	1,515	n_y	1,517	n_{bl}	1,527	О-в Эльба	[62]
		n_{Na}	1,523–1,525			Европейская часть России	[46]
			(на 30 обр.)				

n закономерно понижается от 1,527 до 1,507 от прозрачных поллуцитов к фарфоровидным, что соответствует повышению содержания воды [42, 44].



Фиг. 24. ИК-спектр поглощения анальцима (обр. 1) и поллцитита в зависимости от уменьшения (от обр. 2 к обр. 5) Na и H₂O (по Франк-Каменецкой и др. [43])

Фиг. 25. ИК-спектры поглощения поллцитита разных морфологических типов (по Фельдману и Плесковой [42])



n (вычисл. для безводного и безнатриевого поллуцита) равно 1,532 [56]. n синтетического поллуцита – 1,512–1,523 [12, 29–31], 1,514 [33, 64]; синтетического Fe-аналога – 1,572–1,576 [34, 35], 1,609 [36]. Двупреломление, когда оно отмечено, не превышает 0,002.

Хим. Теор. состав: Cs₂O – 45,15; Al₂O₃ – 16,34; SiO₂ – 38,51. Содержания оксидов основных компонентов в природном поллуците колеблются в пределах (%): SiO₂ – 38–57; Al₂O₃ – 15,5–20; Cs₂O – до 43; K₂O – 0–2,5; Rb₂O – 0–2,8; Li₂O – сл.–1,20; Fe₂O₃ – 0–0,8; Na₂O – от 0 увеличивается с увеличением H₂O. Отмечено присутствие малых количеств Ca, Mg, Mn, P, Te, Tl, F, сл. Be, Sn, Ga, Ge, Ti, Cu, Mo, Sr (последний, видимо, радиогенный) [27, 44а, 56–59, 65–69, 69а]. Содержание ⁴⁰Ar в породах разного возраста – (1,931 – 461,6) · 10⁻⁵ см³/г [70].

Cs в узких пределах замещается на K, Rb. В синтетическом Fe-аналоге поллуцита Fe³⁺ полностью замещает Al (Fe₂O₃ ~ 34%) [34–36]. При исследовании рентгеноспектральным микроанализатором гомогенного поллуцита в структурах роста обнаружена фаза, близкая к крайнему Cs-члену (ан. 2–8) [12, 13, 19].

Развернутая формула по Бегеру [24]: Cs_{16-x}Na_yAl_{16-x+y}Si_{32+x-y}O₉₆ · x H₂O при 2y > z > y; по Франк-Каменецкой [15]: Cs_xNa_yAl_{1-z}Si_{2+z}O₆(OH)_t · (H₂O)_{1-x-t} при 1 - x - y + t = z.

Отношение Si/Al > 2 [6, 15, 19, 44, 56, 69]; по данным Черны [6] оно ~ 2,33 и не зависит от содержания Na и Cs, т.е. типично для всей серии поллуцит-анальцит. По другим данным [19] это отношение меняется от 2 до 2,9, причем с увеличением Cs + Rb + K оно приближается к 2. Содержание Cs + H₂O близко к 16, но чаще > 16 за счет H₂O [6, 24, 56]. H₂O / Na в среднем 1,3–1,6, по Франк-Каменецкой [43] 0,9–2,2. Из сопоставления водных вибрационных спектров кристаллов поллуцита и водяного пара следует, что молекулы воды в поллуците слабо связаны с силикатной основой и ведут себя почти как свободные [8]. Наряду с нейтральными молекулами H₂O допускается присутствие групп (OH)- [15, 43].

Связь между Cs(Na) и n позволяет вывести регрессионное уравнение: Cs_{ат.дол.} = 20,06n – 29,82 (±0,05 ат.дол.) [38].

Анализы (расположены по уменьшению Cs₂O):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	1,64	0,13	0,10	0,09	0,01	0,10	0,02	0,76	2,1
K ₂ O	–	0,02	0,01	He обн.	0,01	0,04	He обн.	0,04	<0,1
Rb ₂ O	–	He обн.	0,43	0,83	1,35	0,37	2,03	0,33	–
Cs ₂ O	42,62	42,34	41,46	41,37	41,23	41,08	40,34	38,00	34,7
CaO	–	He обн.	0,09	0,01	0,01	He обн.	0,01	0,06	–
Fe ₂ O ₃	–	"	0,01	He обн.	He обн.	0,02	0,02	0,01	–
Al ₂ O ₃	16,08	16,36	16,32	16,26	16,02	16,17	16,19	16,06	16,2
SiO ₂	39,08	39,47	40,70	40,00	40,39	41,05	39,82	43,84	46,3
P ₂ O ₅	–	0,16	0,01	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	–
Сумма*	99,42	98,48	(99,13)	(98,56)	(99,02)	(98,83)	(98,43)	(99,10)	99,3
Уд.в.	–	–	–	–	–	–	–	–	2,92
n	1,520	–	–	–	–	–	–	–	1,521
a_0	13,6654	–	–	–	–	–	–	–	13,686

1–9 – микронзондовые анализы: 1 – однородный, ср. из 10 определений [11], Криворожье, Украина; 2 – Карибид, Намибия; 3, 4 – включения в сподумене, северо-запад Онтарио, Канада; 5, 7 – Кольский п-ов; 6 – включения в адуляре, Гринвуд, шт. Мэри, США; 8 – о-в Мадагаскар; 2–8 – по [13]; в оригинале ан. 3–8 суммы соответственно 99,12; 98,57; 99,01; 98,82; 98,42; 99,09; 9 – Утё, Швеция, анал. Чармен [28].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li ₂ O	0,006	0,05	0,05	–	Сл.	0,04	–	0,009	0,21
Na ₂ O	1,15	1,74	1,68	1,59	1,52	1,76	2,05	1,65	1,44

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
K ₂ O	0,22	0,06	0,48	0,38	–	0,33	–	0,01	1,32
Rb ₂ O	0,144	1,0	–	–	–	0,64	0,53	0,73	1,36
Cs ₂ O	36,98	36,2	36,10	35,83	35,63	33,13	33,03	32,43	32,42
MgO	0,08	–	–	–	–	–	0,28	He обн.	–
CaO	0,61	–	0,22	0,13	0,45	–	0,90	"	–
MnO	He обн.	–	–	–	–	–	0,05	0,03	–
Fe ₂ O ₃	0,19	–	–	–	0,20	0,06	0,15	0,01	–
Al ₂ O ₃	17,15	14,09	16,30	16,32	16,60	16,29	16,75	17,60	17,88
SiO ₂	42,53	44,7	43,51	44,28	43,90	44,89	43,76	45,60	43,31
TiO ₂	He обн.	–	–	–	–	–	–	0,003	–
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	0,28	–	0,41	–
H ₂ O ⁺	1,35	1,44	1,50	–	1,49	2,87	–	1,91	2,50
				1,62			2,46		
				(п.п.п.)					
H ₂ O ⁻	0,03	–	–	–	–	–	–	He обн.	–
Сумма*	100,42	99,28	99,84	100,15	99,79	100,29	99,96	100,39	(100,44)
Уд.в.	2,95	2,88	–	2,97	3,00(ср.)	–	2,916	2,832	2,92
n	1,522	1,520	–	1,522	1,523–	–	1,518	1,5223	1,524
				1,525					
a ₀	13,70	13,66	–	13,65	13,68	–	13,62	13,688	13,73

10–18 – весовые анализы: 10 – из млароловых пустот, Памир [26]; 11 – Берник-Лейк, пров. Манитоба, Канада [42, 71, 72]; 12 – Хеброн, США [24, 73]; 13 – массивный, Гринвуд, США, анал. Гонье [44]; 14 – Европейская часть России, анал. Кульчицкая [46]; 15 – Вост. Саян, анал. Пурусова [42]; 16 – Вост. Казахстана, анал. Павлова [74]; 17 – водяно-прозрачный, Луоломеки, Финляндия, анал. Внк (Wiik) [10]; 18 – периферическая часть выделения, Саигилен, Тува, анал. Любимова, Капитонова; в оригинале сумма 99,74 [51].

	19	20	21	22	23	24	25	26
Li ₂ O	0,08	0,03	–	0,80	0,018	0,20	0,25	–
Na ₂ O	1,36	1,94	2,28	1,09	2,23	1,27	1,87	2,8
K ₂ O	–	0,22	0,19	0,74	0,43	–	0,51	–
Rb ₂ O	–	0,20	–	0,81	1,38	0,85	1,60	1,32*
Cs ₂ O	32,37	32,34	32,31	31,35	31,20	30,80	30,77	30,2
MgO	0,41	–	–	0,43	–	0,18	He обн.	–
CaO	0,29	–	0,72	1,46	0,05	0,45	"	–
MnO	–	–	–	0,06	–	–	"	–
Fe ₂ O ₃	0,08	0,08	0,77	0,32	0,05	0,08	0,01	–
Al ₂ O ₃	17,14	16,32	16,38	19,69	16,00	17,27	16,71	17,2
SiO ₂	47,65	45,02	45,25	40,71	45,82	46,92	46,28	45,7
TiO ₂	0,04	–	–	–	Сл.	He обн.	He обн.	–
P ₂ O ₅	–	0,22	–	–	–	–	0,25	–
H ₂ O ⁺	–	3,10	2,66	–	2,30	1,53	1,80	2,66
	1,06 (п.п.п.)	–	–	2,21	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	–	–	–	–	–	0,02	He обн.	–
Сумма	100,48	99,47	100,56	99,67	99,48	99,57	100,08 ^{3*}	99,86
Уд.п.	3,00(ср.)	–	2,896	2,881	2,849	2,94	2,917	2,865
n	1,524(ср.)	–	–	1,522	–	1,524	1,522	1,5173
a ₀	13,68	–	13,66	13,68	–	–	–	–

* В ан. 2–8 MgO – не обн. ^{2*} Rb₂O + K₂O (рассчитано на Rb₂O). ^{3*} В том числе F – 0,03; Cl – не обн.

19 – Европейская часть России, анал. Морачевский [46]; 20 – Алтай, анал. Пурусова [42]; 21 – о-в Эльба [20]; 22 – Вост. Сибирь, анал. Павлова [74]; 23 – Южи. Гана, Зап. Африка, анал. Ильина, Прокофьева [60]; 24 – Саян, анал. Капитонова [58]; 25 – Варутреск, Швеция, анал. Бергрэн [62]; 26 – Карибид, Гамбия, анал. Ван-дер-Вельт [56].

Анализ синтетического поллуцита [33, 64]: Cs_2O – 43,60; Al_2O_3 – 16,90; SiO_2 – 39,63%; синтетического Fe-аналога [34]: Cs – 34; Fe – 12; Si – 18; H_2O – 1,5%.

Диаги. исп. В HCl растворяется при нагревании с выделением порошковатого кремнезема. П.п.тр. тонкие осколки сплавляются в белую эмаль, окрашивая пламя в красновато-желтый цвет. При прокаливании становится непрозрачным, растрескивается. Раствор поллуцита с хлористой платиной дает обильный осадок двойной соли Cs и Pt [44а, 57]. При реакции с K-Vi-йодидом образуется ярко-красный осадок (простейший полевой тест на Cs) [75].

Поисковым признаком на поллуцит может служить повышенное содержание Cs в лепидолите: Cs : Rb в нем ~ 1 : 1, обычно 1 : 10 [76, 77].

Повед. при нагр. До 200° потеря веса практически отсутствует. Удаление воды начинается при $200\text{--}260^\circ$, достигает максимума при $300\text{--}640^\circ$. Слабый эндотермический эффект при $600\text{--}650^\circ$ совпадает с максимальной скоростью потери массы, после чего скорость уменьшается, а потеря продолжается до 1400° [5, 29, 43, 60]. Степень дегидратации зависит от размера зерна: минерал, измельченный до $<0,07$ мм, теряет больше воды и при более низких температурах, чем более грубый [56]. Регидратация поллуцита, в отличие от цеолитов, достигается с трудом, при температуре 500° и давлении 300 атм [4, 5, 42]. Порошкограммы свежего и дегидратированного поллуцита идентичны [4, 5], у последнего появляется слабое двупреломление [42]. До 650° сжатие структуры вследствие дегидратации преобладает над тепловым расширением (a_0 уменьшается), выше этой температуры преобладает тепловое расширение (a_0 увеличивается). На кривой зависимости a_0 от температуры отмечены две экстремальные точки, свидетельствующие о наличии по крайней мере двух типов воды, по-разному связанных со структурой: “анальцимовая” (H_2O^A), расположенная внутри кластеров, связана со структурой более прочно, чем “поллуцитовая” ($\text{H}_2\text{O}^П$), находящаяся на границе кластеров и удаляемая при температуре $200\text{--}600^\circ$. По мере уменьшения Na в минерале $\text{H}_2\text{O}^П$ все более преобладает над H_2O^A [15, 43]. Температура плавления синтетического поллуцита $>1700^\circ$ [30, 31].

При обработке поллуцита водой с CO_2 при температуре 300° в течение 320 ч изменения минерала не отмечены [78].

Нахожд. Встречается редко, лишь в отдельных случаях породообразующий, где составляет 10–15% объема породы [18]. Обнаружен исключительно в гранитных пегматитах с богатой и разнообразной редкометальной минерализацией (Cs, Rb, Li, Ta, Be). Чаше всего развит в отчетливо зональных пегматитовых телах, в их центральных частях при высокой концентрации Cs и избытке SiO_2 в исходных расплавах-растворах [7, 46, 58, 69, 79–83 и др.]. Образуется на средних или поздних стадиях пегматитового процесса при субсолидусной температуре $400\text{--}200^\circ$ в щелочной гидротермальной среде в интервале $\text{pH} = 7,7\text{--}11,3$ [10, 13, 53, 84] (до начала развития альбитизации) или метасоматическим путем, в первую очередь за счет пертита [63, 85, 86]. В отдельных случаях нарастает на стенках пустот растворения в пегматитах. Начиная с момента альбитизации подвергается различным изменениям [42]. Вмещающие пегматит породы – граниты, кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты. Встречается в двух или трех генерациях, часто трудноразделимых [12, 87].

В полизональных литиевых пегматитовых жилах микроклин-альбитового гипа поллуцит встречен в Европейской части России [46] в ассоциации с полихромным турмалином, Cs-бериллом (воробьевитом), кварцем, монтебразитом. Приурочен к центральным частям пегматитовых жил. В Саянах [58, 59] поллуцитсодержащие пегматитовые жилы, связанные с гранитной интрузией, залегают в амфиболитах. Сложены микроклином, кварцем, альбитом, турмалином; аксессуарные минералы – сподумен, берилл, гранат, апатит, касситерит, колумбит, танталит, циркон, ильменит, магнетит и др. Развиты процессы альбитиза-

ции. Поллуцит приурочен к участкам сильно катаклазированного кварца в ядрах пегматитов. На востоке Казахстана (Калбинский хр.) на Красно-Кордонском и Унгурсайском м-ниях [48, 57] жилы залегают в порфиридных биотитовых гранитах. Поллуцит приурочен к осевым частям раздувов жил; встречается с Cs-содержащим бледно-фиолетовым лепидолитом, рубеллитом, полихромным турмалином (эльбаитом), амблигонитом, сподуменом или петалитом, белым щелочным бериллом и микролитом, колумбитом-танталитом. Представлен несколькими морфологическими разновидностями: плотный, массивный или розоватый, полупрозрачный и прозрачный, кристаллический. В Юго-Вост. Туве (нагорье Сангилен) – поллуцит двух генераций в зональных пегматитовых жилах, залегающих среди метаморфизованных пород комплекса известняков, сланцев и кварцитов. Жилы сложены микроклином, альбитом, кварцем, мусковитом, полихромным турмалином, Li-минералами [51]. Отмечен в поллуцитоносных рудных столбах редкометальных гранитных пегматитов как один из самых поздних минералов по времени выделения [88].

Большие скопления поллуцита известны в одном из крупнейших его м-ний Берник-Лейк, а также Доннер-Лейк, Маскуа-Лейк и др. в провинциях Канады, Манитоба [14, 19, 71, 72, 89, 90], Квебек [75], Монтгари и др. Приурочен к центральным частям редкометальных дифференцированных пегматитов, залегающих в базальтах или амфиболитах и содержащих сподумен, лепидолит, эльбаит, анальцит и другие типичные минералы. Описан поллуцит из схожих месторождений США: в шт. Мэн – Румфорд [91, 92], Хеброн [73, 93, 94]. Зональные пегматиты среди хлоритовых сланцев содержат поллуцит в ассоциации с Cs-бериллом, лепидолитом, цветным турмалином, сподуменом, колумбитом, касситеритом. В полевошпатовом карьере Гринвуд [44] поллуцит и кварц образовались по петалиту, сохранив структуру последнего. В сподуменовых пегматитах Леоминстер (шт. Массачусетс) – поллуцит в подобной ассоциации; сподумен замещает полевошпата и кварц, в свою очередь изменяясь до поллуцита [23, 44]. В миароловых пустотах Li-гранитных пегматитов Сан-Пьеро-ин-Кампо (о-в Эльба) впервые встреченный поллуцит ассоциирует с петалитом, турмалином, лепидолитом [17, 45]. Он обособился в конце формирования пегматитовых жил и разрушался на поздних стадиях процесса. В Вост. Афганистане [47] пегматитовые жилы с поллуцитом залегают в кварц-мусковит-биотитовых сланцах с гранатом и ставролитом, в известковистых сланцах, габбро-норитах и габбро-диоритах. Поллуцит развит в виде сплошных зернистых выделений, крупных (до 20 см) кристаллов и стекловатых разностей в типичной ассоциации минералов. В периферической части крупных пустот-погребов с хорошо образованными кристаллами горного хрусталя, клевеландита и кунцита происходит растворение и переотложение зернистого непрозрачного белого поллуцита. Он генерируется, переходит в бесцветные стекловатые разности, при этом очищается. Температура образования, по данным гомогенизации первичных газовой-жидкой включений, варьирует от 405 до 100°.

Поллуцитсодержащие пегматиты Финляндии (Луоламеки, Хаапалуома, Оризелкё и др.) [10, 95] залегают в кварцевых диоритах или сланцах. Внутренние части пегматитов, содержащие поллуцит, сложены кварцем, клевеландитом, петалитом, сподуменом. Поллуцит в основном первичный, пронизан включениями апатита и мусковита, в краевых частях замещен смесью глинистых минералов, иногда адуляром. В Li-пегматитах Варутреска (Швеция) [62, 63] поллуцит в виде серо-белых масс (весом до сотен кг) и прозрачных кристаллов, проросших ярко-красным турмалином, рассечен прожилками альбита, микроклина, мусковита, сподумена. В пегматитах о-ва Утё [28], секущих железистую формацию Стокгольмского архипелага, поллуцит ассоциирует с рубеллитом, индиголитом, адуляром, содержит включения апатита, слюды, глинистых и карбонатных минералов.

Известны гранитные редкометалльные пегматиты Африки, содержащие поллуцит: в Южн. Гане [60] среди амфиболитов и амфиболовых сланцев, где поллуцит образует изометричные выделения (20–40 см) в кварце или прожилки (мощностью до 2 см) в сподумене-II; в районе Карибид (Намибия) [56, 65, 66] поллуцит в больших количествах в характерном для него парагенезисе Li-минералов; в Зимбабве (Бикита) ([81], по: [27]). Изучен поллуцит из Японии [25]. Отмечен в Китае (Коктогай) [48], бывш. Чехословакии [61].

Несколько отличный тип поллуцитсодержащих пегматитов встречен в Средней Азии и Сибири [69а, 96–100]. Это плохо дифференцированные микроклин-сподумен-альбитовые комплексы, обогащенные биотитом, шерлом и бериллом, со слабо проявленной зональностью. Вмещающие их породы – кварц-сланцевые сланцы. Поллуцит развит как в приконтактных, так и в осевых участках, в крупноблоковых зонах, состоящих из кварца и клевеландита, в ассоциации с топазом, лепидолитом, микроклином и рубеллитом. На Памире [26] кварц-микроклин-олигоклазовая жила с поллуцитом залегает в гранат-биотитовых мигматизированных гнейсах ультраметаморфической толщи. Поллуцит приурочен к средним и верхним горизонтам жилы, в кварц-альбитовом комплексе с лепидолитом и эльбаитом. Прозрачные его кристаллы, не содержащие микровключений, найдены также в миароловых пустотах. В незональных пегматитах в ассоциации со сподуменом, розовым турмалином поллуцит отмечен в Криворожье (Украина) [11].

Изм. В результате процесса альбитизации происходит замутнение прозрачного поллуцита, развитие в нем мельчайших включений альбита и слюды. При интенсивной альбитизации он становится сливным, серовато-белым и малопрозрачным. В нем увеличивается содержание Na и H_2O , симметрия снижается, проявляется дупреломление – начинается процесс анальцитизации [57, 70]. Последовательность метасоматического замещения поллуцита: образование прожилков альбита, петалита, микроклина + слюды, лепидолита + кварца-сподумена-адуляра-анальцита-глинистых минералов [11, 19, 44а, 95]. Поллуцит из Варутреска (Швеция) замещается минералами группы каолинита – белым мягким минералом ($SiO_2 : Al_2O_3 : H_2O \sim 2 : 1 : 2$) и плотной желто-коричневой массой ($\sim 4 : 1 : 2$). Контакты поллуцита с каолинитом отчетливые [62, 101]. Глинистые псевдоморфозы по поллуциту из Манитобы (Канада) состоят из иллита, каолинита, кварца и смектита [19, 27, 90], по поллуциту из Средней Азии – из медкошечуйчатого лепидолита [69а]. Глинистые минералы в Сангилене (Тува) образуют тонкий (до 1 мм) налет на зернах поллуцита [51]; в Вост. Казахстане монтмориллонит и галлуазит, развиваясь по трещинам, замещают до 50% массы поллуцита [102]. При выветривании из него быстро (даже в отвалах) выщелачивается значительное количество Cs [44а].

Искусств. Безводный поллуцит получен гидротермальным синтезом из алюмокремниевых цезиевых гелей при температуре до 1000° , давлении 1–1,5 кбар [29–32]. Синтез также осуществлен спеканием природного β -сподумена ($LiAlSi_2O_6$) с Cs_2SO_4 в разных соотношениях при температуре 950 и 1000° [33, 64].

Непрерывный ряд твердых растворов $CsAlSi_2O_6-NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$ получен гидротермальным путем в стехиометрической системе $(Cs, Na)[AlSi_2O_6] \cdot nH_2O$ в отсутствие избытка SiO_2 с использованием 1M хлоридных растворов при температуре $300-450^\circ$, давлении 1,5 кбар. При 600° получен твердый раствор от Pol_{100} до Pol_{38} [103, 104]. Твердый раствор поллуцит-лейцит ($CsAlSi_2O_6-KAlSi_2O_6$) получен при температуре 600° , давлении 1 кбар из гелей $xAlSi_2O_6$, где $x = K, Rb, Cs$ [105–107]. Растворимость лейцита в поллуците при 400° 25 мол.%, при 800° – 50 мол.% [108]. В температурном интервале $160-450^\circ$ получен также непрерывный ряд $CsAlSi_2O_6-RbAlSi_2O_6$ [30].

При гидротермальном изучении системы $\text{CsOH-Si-H}_2\text{O}$ в железных тиглях при температуре 412 и 427° и давлении 1700 бар в качестве одной из фаз обнаружен Fe-аналог поллуцита, по структуре и свойствам схожий с природным [34, 35]. Полученные из гелевых смесей Si-соли, нитратов Al и Fe^{3+} и растворов Cs(OH) кристаллы имеют переменный состав – от *Pol* до *Fe-Pol* [36].

В синтетическом Fe-поллуците выявлено (мессбауэровская спектроскопия) наличие Fe^{2+} в тетраэдрической координации – от 4 до 13% общего Fe [37].

Изучены ионообменные свойства поллуцита при температуре 250 и 350°, давлении насыщенного пара и при температуре 500° и давлении 1000 кг/см² [109]. Поллуцит обладает ограниченной обменной емкостью по отношению к Na. Она увеличивается с повышением активности воды (разбавлением растворов) и понижением температуры: в 0,1M растворе при 500° обменная емкость 10–15 мол.%, при 350 – 17 мол.%, при 250 – 20 мол.%; в 1M растворе при 500° поллуцит разлагается с образованием нефелина и альбита. Отмечено, что поллуцит не может быть образован из анальцима или лейцитита путем ионного обмена из-за разницы радиусов ионов Cs и Na, K [29, 110].

Практ. знач. Поллуцит (наряду с Cs-лепидолитом) – главный источник промышленного получения Cs, используемого в различных фотоэлектрических устройствах: фотоэлементах, фотоэлектрических умножителях, спектрометрах, вакуумных трубках, в приборах для телевидения, в современной электронике, оптике, радиохимии и др. [111, 112]. Применяется также при производстве керамики, химических и металлургических процессах. Cs-радиоизотопы используются в термоэлектрических силовых установках в качестве топлива в ракетных двигателях [13, 75]. Пары Cs – в генераторах и газовых лазерах.

Отл. От кварца и топаза отличается более жирным блеском (в изломе); от кварца – изотропностью под микроскопом, от альбита и амблигонита – отсутствием спайности, от цеолитов – низким содержанием воды, трудной ее де- и регидратацией. Отличительная особенность поллуцита – почти постоянное присутствие в нем мелких прожилков серого, розового, фиолетового цветов, чаще параллельных друг другу, реже пересекающихся, образующих сетку [10, 26, 46, 57, 60, 62, 63, 94, 113, 114].

Межплоскостные расстояния поллуцита из Финляндии [10]*
Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
211	2	5,56	640	2	1,899	1011	1	1,3558
220	1	4,82	552	12	1,863	765	5	1,3054
321	36	3,65	732	15	1,738	855	1	1,2814
400	100	3,417	800	5	1,710	864	1	1,2708
420	1	3,053	741	2	1,685	1033	1	1,2601
332	45	2,911	644	1	1,660	1051	4	1,2197
422	1	2,792	822	1	1,614	880	1	1,2094
431	3	2,681	831	1	1,592	1053	4	1,1822
521	4	2,503	752	3	1,550	875	1	1,1647
440	25	2,418	840	5	1,530	884	1	1,1408
532	12	2,221	921	2	1,4758	1055	3	1,1173
620	1	2,165	930	1	1,4435	1073	1	1,0891
631	4	2,018	932	5	1,4120			
444	3	1,976	844	1	1,3981			

* Оригинал хим. ан. 17. Рентгенограммы поллуцита есть также в [5, 22, 25, 69а, 110].

Межплоскостные расстояния синтетического CsAlSi₂O₆ [33]
Fe-излучение, Мп-фильтр, D ~ 57,3 мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
112	3	5,51	248	1	1,489
123	7	3,64	761; 129; 655	3	1,471
400	10	3,415	367; 932	7	1,408
024	1	3,050	448	2	1,394
332	8	2,906	1.3.10; 952	7	1,302
044	7	2,406	855; 178; 774	1	1,279
116; 532	6	2,210	3.3.10; 961	2	1,258
136	4	2,010	1.2.11; 10.5.1	4	1,216
444	2	1,966	2.3.11; 10.5.3	5	1,179
633; 127; 552	6	1,841	1.1.12	2ш	1,132
156; 732	7	1,733	10.5.5	5ш	1,115
008	4	1,707	3.6.11; 976	1ш	1,061
028	1	1,653	0.1.13	1ш	1,047
138; 743	2	1,586	1.2.13	1ш	1,034
257	1	1,547	2.3.13; 11.6.5	1ш	1,013
048	4	1,525			

Рентгенограммы высокотемпературного синтетического поллуцита есть также в [32, 110].

Межплоскостные расстояния синтетического Fe-аналога поллуцита [34]
Cu-излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
211	Средн.	5,55	431	Средн.	2,674	720	Сильн.	1,860
220	Оч. слаб.	4,827	521	Средн.	2,493	651	Сильн.	1,786
321	Сильн.	3,648	440	Сильн.	2,414	800	Слаб.	1,711
400	Оч. сильн.	3,414	532	Ср. сильн.	2,217	653	Оч. оч. слаб.	1,635
420	Оч. слаб.	3,057	631	Средн.	2,014			
332	Сильн.	2,910	444	Средн.	1,970			

Литература

1. Breithaupt A. // Poggendofs Ann. Phys. and Chem. 1846. Vol. 69, N 3. P. 429–442.
2. Edgar A.D. // Feldspars and feldspathoids // Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel. 1984. 541 p. (см. с. 501).
3. Merlino S. // Ibid (см. с. 435).
4. Strunz H. // Ztschr. Kristallogr. 1936. Bd. 95, H. 1/2. S. 1–8.
5. Fleischer M.A., Ksanda C.J. // Amer. Miner. 1940. Vol. 25, N 10. P. 666–672.
6. Černý P. // Canad. Miner. 1974. Vol. 12, pt 5. P. 334–341.
7. Černý P., Meintzev R.E., Anderson A.J. // Ibid. 1985. Vol. 23, pt 3. P. 381–421.
8. Newnham R.E. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 9/10. P. 1515–1518.
9. Челищев Н.Ф. Ионообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 203 с.
10. Neuvonen K.J., Vesasalo A. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1960. N 188. P. 133–148.
11. Фришман Н.И., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. и др. // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 6. С. 808–810.
12. Teertstra D.K., Černý P., Chapman R. // Geol. Assoc. Canad. Miner. Progr. with Abstr. 1989. Vol. 14. P. A97.
13. Teertstra D.K., Černý P. // Europ. J. Miner. 1995. Vol. 7, N 5. P. 1137–1148.

14. Černý P. // *Canad. Miner.* 1972. Vol. 11, pt 3. P. 714–726.
15. Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Баннова И.И. и др. // *Кристаллография.* 1995. Т. 40, № 4. С. 698.
16. Pisani M.F. // *C.r. Acad. sci. D.* 1864. Vol. 58, N 16. P. 714–716.
17. Ферсман А.Е. // *Материалы к минералогии острова Эльба.* М., 1909. С. 96–107.
18. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1996. 270 с.
19. Teertstra D.K., Černý P., Chapman R. // *Canad. Miner.* 1992. Vol. 30, N 3. P. 687–697.
20. Goßner B., Reindl E. // *Zbl. Miner. A.* 1932. N 10. S. 330–336.
21. Veitman H. // *Amer. Miner.* 1937. Vol. 22, N 5. P. 342.
22. Naray-Szabo St., von // *Ztschr. Kristallogr.* 1938. Bd. 99, H. 4. S. 277–282.
23. Shaub B.M., Schenck B.J. // *Amer. Miner.* 1954. Vol. 39, N 7/8. P. 661–664.
24. Beger R.M. // *Ztschr. Kristallogr.* 1969. Bd. 129, H. 1/4. S. 280–302.
25. Sakurai K., Kato A., Kuwano N., Nagashima K. // *Bull. Chem. Soc. Jap.* 1972. Vol. 45, N 3. P. 812–813.
26. Дурнев В.Ф., Мелентьев Г.Б., Соколов В.А. и др. // *Докл. АН СССР.* 1973. Т. 213, № 1. С. 180–183.
27. Černý P., Simpson F.M. // *Canad. Miner.* 1978. Vol. 16, pt 3. P. 325–333.
28. Smeds S.-A., Černý P. // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1989. Bd. 111, h. 4. S. 361–372.
29. Barrer R.M., McCallum N. // *Nature.* 1951. Vol. 167, N 4261. P. 1071.
30. Barrer R.M., McCallum N. // *J. Chem. Soc.* 1953. P. 4029–4035.
31. Barrer R.M., Baynham J.W., McCallum N. // *Ibid.* P. 4035–4041.
32. Косоруков А.А., Недел Л.Г. // *Кристаллография.* 1986. Т. 31, вып. 2. С. 252–257.
33. Плющев В.Е. // *Зап. ВМО.* 1959. Ч. 88, вып. 2. С. 152–156.
34. Корр О.С., Harris L.A., Clark G.W., Yakel H.L. // *Amer. Miner.* 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 100–109.
35. Корр О.С., Clark G.W. // *Ibid.* 1966. Vol. 51, N 7. P. 1243–1245.
36. Kute S., Koizumi M. // *Ibid.* 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 587–592.
37. Холина Н.А., Бычков А.М., Храмов Д.А., Урусов В.С. // *Материалы XII совещ. по рентгенографии минерал. сырья, Сочи, март, 1992.* М., 1992. С. 79.
38. Гитович Е.А., Гордиенко В.В., Франк-Каменецкая О.В., Каминская Т.Н. // *Там же.* С. 32.
39. Taylor W.H. // *Ztschr. Kristallogr.* 1938. Bd. 99, H. 4. S. 283–290.
40. Galli E., Gottardi G., Mazzi F. // *Miner. et petrogr. acta.* 1978. Vol. 22. P. 185–193.
41. Teertstra D.K., Sherriff B.L., Xu Zhi, Černý P. // *Canad. Miner.* 1994. Vol. 32, pt 1. P. 69–80.
42. Фельдман Л.Г., Плескова М.А. // *Новые данные о минералах.* 1978. Вып. 26. С. 146–160.
43. Франк-Каменецкая О.В., Гордиенко В.В., Каминская Т.Н. и др. // *Зап. ВМО.* 1997. Ч. 126, вып. 2. С. 62–71.
44. Richmond W.E., Gonyer F.A. // *Amer. Miner.* 1938. Vol. 23, N 11. P. 783.
- 44а. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов / Под ред. К.А. Власова. М.: Наука, 1964. Т. 2. 829 с.
45. Olandi P., Scortecchi P.B. // *Miner. Rec.* 1985. Vol. 16. P. 353–363.
46. Соседко А.Ф. *Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов.* М.: Госгеолтехиздат, 1961. 153 с.
47. Россовский Л.Н. // *Докл. АН СССР.* 1977. Т. 236, № 1. С. 216–219.
48. Аргамиков И.Г., Зюзь С.Д., Мелентьев Г.Б. и др. // *Там же.* 1975. Т. 220, № 2. С. 443–446.
49. Лебедева С.И. *Определение микротвердости минералов.* М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с.
50. Лебедева С.И. *Микротвердость минералов.* М.: Недра, 1977. 117 с.
51. Капустин Ю.Л. // *Новые данные о минералах.* 1989. Вып. 36. С. 150–155.
52. Bennington K.O., Beyer R.P., Johnson G.K. // *U.S. Bur. Mines. Rep. Invest.* 1983. N 8779. P. 1–18.
53. Пономарева Н.И., Жукова И.А. // *Зап. ВМО.* 1992. Ч. 121, вып. 2. С. 26–33.
- 53а. Taylor D., Henderson C.M. // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1476.
54. Комовский Г.Ф., Ложникова О.Н. // *Завод. лаб.* 1947. Т. 13, № 1. С. 48.
55. Микуньская Е.К. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1970. № 2. С. 99–108.
56. Nel H.J. // *Amer. Miner.* 1944. Vol. 29, N 11/12. P. 443–452.
57. Гиззбург А.И. // *Докл. АН СССР.* 1946. Т. 52, № 4. С. 337–339.
58. Мелентьев Г.Б. // *Там же.* 1961. Т. 141, № 4. С. 950–953.
59. Мелентьев Г.Б. // *Тр. ИМГРЭ.* 1962. Вып. 8. С. 156–165.
60. Агомор Л.К., Гордиенко В.В., Лазаренков В.Г. // *Минерал. журн.* 1986. Т. 8, № 5. С. 85–91.
61. Miskovsky J. // *Acta Mus. Moraviae Brno.* 1955. Vol. 40. P. 89–92.
62. Quensel P. // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1938. Bd. 60, N 4. S. 612.
63. Quensel P. // *Ark. miner. och geol.* 1957. Bd. 2, N 2. S. 9–125.
64. Плющев В.Е. // *Докл. АН СССР.* 1959. Т. 124, № 3. С. 642.

65. Ahrens L.H. // Amer. Miner. 1945. Vol. 30, N 9/10. P. 616–622.
66. Ahrens L.H. // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1945. Vol. 48. P. 207–231.
67. Ahrens L.H. // Amer. Miner. 1947. Vol. 32, N 1/2. P. 44–51.
68. Ahrens L.H. // J. Geol. 1948. Vol. 56, N 6. P. 578–590.
69. Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
- 69а. Окулов К.Н., Виннер Л.И. // Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М.: ИМГРЭ, 1973. С. 107–109.
70. Гинзбург А.И., Пантелеев А.И., Плескова М.А. // Геохимия. 1975. № 12. С. 1794–1799.
71. Nickel E.H. // Canada Dep. Mines and Techn. Surv. Min. Sci. Div. Test Rep. 1960. N 60. P. 14.
72. Wright C.M. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1963. Vol. 74, N 7. P. 919–946.
73. Wells H.L. // Amer. J. Sci. 1891. Vol. 41. P. 213–220.
74. Фекличев В.Г. // Минерал. сб. Львов. 1975. № 29, вып. 4. С. 28–32.
75. Mulligan R. // Canad. Geol. Surv. Pap. 1961. N 61-4. P. 1–4.
76. Гинзбург А.И. // Докл. АН СССР. 1954. Т. 98, № 2. С. 233–235.
77. Гордиенко В.В. // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108, вып. 2. С. 165–181.
78. Norton F.H. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 1. P. 1.
79. Власов К.А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 5. С. 54.
80. Власов К.А. // Там же. 1956. № 1. С. 65–89.
81. Cooper D.G. The Geologia of some deposits in S. Africa. Johannesburg, 1964.
82. Россовский Л.Н., Чмырев В.М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 79–90.
83. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с.
84. Henderson C.M.B., Martin J. // II Intern. Symp. Hydrothermal Reactions: Penn. State Univ. Program with Abstr. 1985. P. 24.
85. Дыжков Ю.М. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1953. Вып. 5. С. 132–145.
86. Ginzbourg A.I. // XXI Intern. Geol. Congr.: Reports. Copenhagen, 1960. Pt 17. P. 111–121.
87. Drysdale D.J. // Pap. Dep. Earth Sci. Univ. Queensl. 1992. Vol. 12, № 4. P. 317–324.
88. Садовский Ю.А., Уколов М.М., Степаненко Н.И. и др. // Проблемы образования рудных стгоблов. М.: Наука, 1972. С. 339–346.
89. Mandarino J.A., Harris D.C. // Canad. Miner. 1965. Vol. 8, pt 3. P. 377–381.
90. Černý P. // Ibid. 1978. Vol. 16, pt 1. P. 89–95.
91. Foote H.W. // Amer. J. Sci. Ser. 1. N 1/6. P. 457–459.
92. Foote H.W. // Ztschr. Kristallogr. 1897. Bd. 27, H. 1. S. 60.
93. Fairbanks E.E. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 1. P. 21–25.
94. Fraser H.J. // Ibid. 1930. Vol. 15, N 8. P. 349–364.
95. Teertstra D.K., Lahti S.J., Alviola R., Černý P. // Bull. Geol. Surv. Finl. 1993. N 368. P. 1–39.
96. Мелеищев Г.Б. // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 1. С. 180–183.
97. Филиппова Ю.И. // Там же. 1970. Т. 192, № 5. С. 1123–1126.
98. Филиппова Ю.И. Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1971. Вып. 4. 82 с.
99. Филиппова Ю.И. // Элементы-примеси в минералах как индикаторы геохимической специализации гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ, 1980. С. 49–56.
100. Окулов Е.И. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1990. Вып. 43. С. 71–73.
101. Quensel P. // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1945. Bd. 67, N 443, h. 4. S. 549–554.
102. Плескова М.А., Велихова Н.А. // Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС. 1976. С. 74–76.
103. Lagache M. // Europ. J. Miner. 1995. Vol. 7, N 2. P. 319–323.
104. Sebastian A., Lagache M. // Miner. Mag. 1990. Vol. 54, N 376. P. 447–454.
105. Martin R.F., Lagache M. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 3. P. 275–281.
106. Lagache M. // C.r. Acad. sci. D. 1974. Vol. 278, N 16. P. 1995–1998.
107. Lagache M. // Ibid. 1974. Vol. 278, N 20. P. 2497–2500.
108. Suito K., Lacam A.J., Toshimichi I. // Ibid. 1974. Vol. 278, N 19. P. 2397–2400.
109. Челищев Н.Ф. Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М.: ИМГРЭ, 1973. 139 с. (см. с. 96–98).
110. Barret R.M. // J. Chem. Soc. 1950. N 9. P. 2342–2350.
111. Козан Б.И. // Редкие элементы: (Сырье и экономика). 1968. № 1. С. 151–165.
112. Свойства элементов: Справочник / Под ред. М.Е. Дрица. М.: Металлургия, 1997. Кн. 1. 432 с.
113. Гинзбург А.И., Кононов О.В. // Докл. АН СССР. 1953. Т. 91, № 5. С. 1203–1206.
114. Гинзбург А.И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 19.

Лисицынит Lisitsynite K[BSi₂O₆]

Назван в память об известном специалисте в области геологии и минералогии месторождений бора Аполлоне Ефимовиче Лисицыне (1928–1999) [1].

Характ. выдел. Сростки неправильных корродированных зерен; полуограниченные таблитчатые кристаллы размером 0,2–0,5 мм в поперечнике [1].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_2^4 - P2_12_12_1$. $a_0 = 9,9630$, $b_0 = 10,4348$, $c_0 = 4,7044$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,954 : 1 : 0,451$; $Z = 4$ [1].

Кристаллическая структура [2] каркасная (фиг. 2б) с лейцитовой топологией. В основе структуры лежат 4-, 6-, 8-членные кольца из [SiO₄]- и [BO₄]-тетраэдров. Катионы К находятся в каналах, проходящих вдоль [001]. Распределение Si и В упорядоченное – имеются две тетраэдрические позиции Si и одна позиция бора. 4-членные кольца состоят из двух [SiO₄]- и двух [BO₄]-тетраэдров, связанные в зигзагообразные цепочки вдоль [001]. 6- и 8-членные кольца в плоскости (100) образуют непрерывную сеть – слой из (4Si + 2B)- и (5Si + 3B)-колец, а в плоскости (010) – слой из (5Si + B)- и (6Si + 2B)-колец. Соединение этих сеток-слоев с цепочками приводит к возникновению трехмерного каркаса. Плотность каркаса – 24,5.

Катионы К занимают позиции внутри каналов через неправильные, 7-членные кольца, проходящие вдоль оси с. Катионы К координированы 10 атомами кислорода каркаса. Отмечается полное отсутствие групп H₂O или OH.

Средние межатомные расстояния (Å): Si–O = 1,616 и 1,622; B–O = 1,471; K–O = 2,949.

На полуограниченных кристаллах таблитчатого габитуса хорошо различаются грани пинакоида {010} и ромбической призмы {110}.

Физ. св. Сп. хорошая по (010). Изл. ступенчатый. Хрупкий. Тв. 6. Уд. в. 2,74 (вычисл. 2,75). Бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачный [1].

Микр. Двуосный (–). $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$, $n_g = 1,564$, $n_m = 1,563$, $n_p = 1,561$; $n_g - n_p = 0,003$; $2V = 51^\circ$; $r > v$ [1].

Хим. Тсор. состав: K₂O – 23,33; B₂O₃ – 17,23; SiO₂ – 59,44.

Анализ (микронзонд., на 5 зернах); анал. Г.Н. Нечелюстов [1]:

	В среднем	Колебания
Na ₂ O	0,00	0,00–0,00
K ₂ O	23,50	23,32–23,64
B ₂ O ₃	17,17	16,82–17,45
SiO ₂	58,94	58,39–60,44
Сумма	99,61	

Эмпирическая формула в расчете на O = 6: K_{1,01}B_{1,00}Si_{1,99}O_{6,00}.

Диагн. исп. При комнатной температуре в кислотах HNO₃, HCl, H₂SO₄ не разлагается [1].

Повед. при нагр. Нагретый до 500° сохраняет прозрачность и показатели преломления исходного вещества [1].

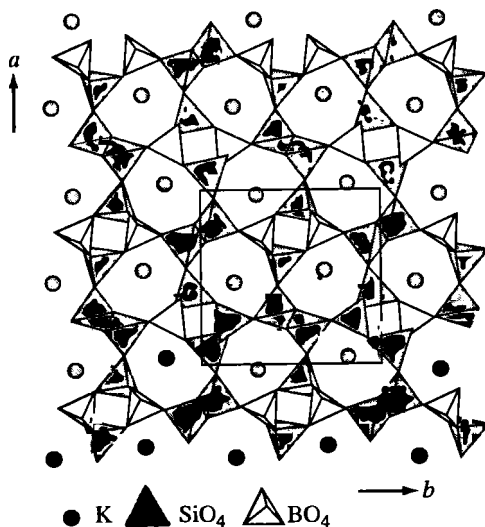
Нахожд. Встречен [1] в крупном пегматитовом теле ультраагпаитового типа на контакте ийолит-уртитов с апатит-нефелиновыми рудами на м-нии Коаньва в Хибинском щелочном массиве, Кольский п-ов. Приурочен к центральной зоне пегматитового тела, сложенной агрегатом микроклина, пектолита, чкаловита, ломоносавита, термонатрита, эгирина и щелочного амфибола. Образование лисицынита связано с заключительной стадией формирования ультраагпаитовых пегматитов из остаточных силикатно-солевых жидкостей, обогащенных щелочными, летучими и редкими элементами [1].

Фиг. 26. Кристаллическая структура лисицынита в проекции на (001) (по Соколовой и др. [2])

Искусств. Соединение KBSi_2O_6 впервые было получено в 1979 г. при исследовании системы $\text{K}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ и названо боролейцитом [3]. Оно кристаллизовалось из расплава в виде дендритов, сферолитов и кубических микрорекристаллов размером менее 1 мкм в температурном интервале 923–1373 К и по данным рентгеновской дифрактометрии отнесено к кубической сингонии с параметром $a_0 = 12,615 \text{ \AA}$. Эти данные хорошо согласуются с таковыми для высокотемпературной модификации лейцита. Позже, в 1981 г., были синтезированы монокристаллы боролейцита в форме тетрагонтриоктаэдра {211} размером до 2 мм [4] из смеси боролейцитового порошка состава 24,6% K_2O , 17,55% B_2O_3 и 57,8% SiO_2 , полученного при температуре 1170 К, и 5–10 мас.% KHF_2 , нагретой до 1300 К, затем охлажденной до 1100 К и промытой горячей дистиллированной водой. Изучение кристаллической структуры этих монокристаллов [5] показало, что они относятся к кубической сингонии, пространственной группе $I43d$ с параметром $a_0 = 12,618 \text{ \AA}$.

По сравнению с лисицынитом синтетический боролейцит, очевидно, является полиморфной модификацией с меньшей степенью Si/B упорядоченности и соответственно с более высокой симметрией [1].

Отл. Внешне очень сходен с пектолитом, но отличается по химизму, оптике и остальным характеристикам.



Межплоскостные расстояния лисицынита из Хибин [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение. Камера Гандольфи, $D = 114,6 \text{ мм}$

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	$d(\text{Å})$
110	2	7,12	320	3	2,800	222	1	1,962
020	3	5,24	301; 131	4	2,704	132	1	1,910
200	3	4,980	311	3	2,625	312	1	1,886
120	3	4,634	140	3	2,520	431	1	1,858
101	1	4,230	231; 410	2	2,425	232; 511	1	1,810
111	5	3,944	002	1	2,350	142	2	1,720
220	1	3,586	012; 102	4	2,293	441; 332	1	1,681
021	8	3,495	420; 141; 401	3ш	2,249–2,203	061	1	1,631
121; 130	10	3,282	411; 331	1	2,142	450	1	1,601
310	4	3,149	212; 241	3	2,081	611; 152	<1	1,543
221	2	2,861	421; 430	1	2,023	630; 252	1	1,492

Литература

1. Ломяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Соколова Е.В., Хоторм Ф.К. // Зап. ВМО. 2000. Ч. 29, вып. 6. С. 35–41.
2. Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Khomyakov A.P. // Canad. Miner. 2001. Vol. 39, pt 1. P. 159–169.
3. Voldan J. // Silikaty. 1979. Vol. 23, N 2. P. 133–143.
4. Figusch V. // Ibid. 1981. Vol. 25, N 1. P. 73–74.
5. Miklos D., Smrcok L., Durovic S. et al. // Acta crystallogr. C. 1992. Vol. 48, N 10. P. 1831–1832.

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

СТРУКТУРА ТИПА СОДАЛИТА

В природе известны три группы минералов, имеющих в основе структуры одинаковый по конфигурации трехмерный циклически-разветвленный каркас из тетраэдров TO_4 ($T = Si, Al, Be$) с правильным чередованием атомов T [1–13]. Каркас содержит 4- и 6-членные кольца, параллельные $\{100\}$ и $\{111\}$ соответственно. Восемь колец первого и второго типов объединены в кубооктаэдрические ячейки, имеющие форму 14-гранника типа $14 = 466^8$ – так называемой β -клетки (Бокий, 1997), соседние ячейки объединены за счет общих 6-членных колец. В этих крупных полостях, расположенных в вершинах и центре элементарной ячейки, размещаются ионы, компенсирующие заряд каркаса: катионы $Na, K, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, Fe^{2+}$, анионы Cl, S^{2-} и многоатомные анионы SO_4^{2-} , молекулы H_2O , органические группы $[N(CH_3)_4]^+$. Эти частицы группируются в кластеры, размер которых обуславливает позиционные изменения атомов кислорода в каркасе, проявляющиеся в поворотах индивидуальных TO_4 относительно некоторой идеальной ориентации. Состав и размер кластеров определяет своеобразие структуры каждого конкретного минерала. Так, в нозеане, гаюине и лазурите, содержащих тетраэдрические анионы SO_4^{2-} , упорядочение разных по размеру кластеров вызывает модуляцию (модуляцию смещения) атомов кислорода каркаса, в результате чего на рентгенограммах появляются сверхструктурные рефлексы [6–10]. Несоразмерные модуляции установлены в кубических оптически изотропных образцах этих минералов, соразмерные – в редко встречающихся оптически анизотропных образцах лазурита [10] и гаюина [11]. Соотношение атомов T -каркаса различно: в содалите и его сульфатных аналогах – нозеане, гаюине и лазурите – $Si : Al = 1 : 1$; в тугтупите два атома Al замещены на два атома Be . В минералах группы гельвина в позициях Al размещается Be , т.е. они являются бериллосиликатами, ИК-спектры поглощения гельвина и даналита аналогичны таковым островного бериллосиликата – фенаксита [15]. В минералах группы бичулита $Al : Si = 2 : 1$, т.е., по существу, эти минералы являются алюминатами, а не силикатами (Бокий, 1997). Каркас типа содалита имеют многие искусственные соединения, не содержащие кремния: алюминаты, бораты, таллит-германаты и др. [6].

Заселенность полостей каркаса в структуре типа содалита кластерами

Минерал	Формула	Заселенность, %	Ссылка
<i>Группа содалита</i>			
Содалит	$Na_8[Al_6Si_6O_{24}]Cl_2$	100 $[Na_4Cl]^{3+}$	[5]
Тугтупит (бериллосодалит)	$Na_8[Al_2Be_2Si_6O_{24}]Cl_2$	100 $[Na_4Cl]^{3+}$	[6]
Нозеан	$Na_8[Al_6Si_6O_{24}](SO_4) \cdot nH_2O$	50 $[Na_4SO_4]^{2+}$ 50 $[Na_4H_2O]^{4+}$	[6]

Гаюин	$\text{Na}_{4,5}\text{Ca}_2\text{K}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,5}(\text{OH})_{0,5}$	75 $[\text{Na}_3\text{CaSO}_4]^{3+}$ 25 $[\text{K}_2\text{CaOH}]^{3+}$	[6]
Лазурит	$\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,4}\text{S}_{0,6}$	71 $[\text{Na}_3\text{CaSO}_4]^{3+}$ 29 $[\text{Na}_3\text{CaS}]^{3+}$	[6]
<i>Аналог содалита</i>			
Царегородцевит	$[\text{N}(\text{CH}_3)_4][\text{Si}_2(\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{0,5}\text{O}_6)_2]$	100 $[\text{N}(\text{CH}_3)_4]^+$	[12]
<i>Группа гельвина</i>			
Гельвин	$\text{Mn}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$	100 $[\text{Mn}_4\text{S}]^{6+}$	[6]
Даналит	$\text{Fe}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$	100 $[\text{Fe}_4\text{S}]^{6+}$	[6]
Гентгельвин	$\text{Zn}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$	100 $[\text{Zn}_4\text{S}]^{6+}$	[6]
<i>Группа бичулита</i>			
Бичулит	$\text{Ca}_8[\text{Al}_8\text{Si}_4\text{O}_{24}](\text{OH})_8$	100 $[\text{Ca}_4 \cdot 4\text{OH}]^{4+}$	[13]
Камаисилит	$\text{Ca}_8[\text{Al}_8\text{Si}_4\text{O}_{24}](\text{OH})_8$	100 $[\text{Ca}_4 \cdot 4\text{OH}]^{4+}$	[14]

Литература

1. Jaeger E., Westenbrin H.G.K., Van Melle F.A. // Proc. Acad. Amsterdam. 1927. Vol. 30. P. 885–904.
2. Pauling L. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74. S. 213–225.
3. Lons J., Schulz H. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 3. P. 434–436.
4. Taylor D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16. P. 172–177; Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 282. P. 761–769; 1972. Vol. 38, N 297. P. 593–604; Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 51. P. 39–47.
5. Hassan I., Grundy H.D. // Acta crystallogr. B. 1984. Vol. 40, pt 1. P. 6–13.
6. Hassan I., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1989. Vol. 74, N 3/4. P. 394–410.
7. Hassan I., Buseck P.R. // Canad. Miner. 1989. Vol. 27, pt 1. P. 173–180.
8. Hassan I., Grundy H.D. // Ibid. 1986. Vol 27, pt 1. P. 165–172.
9. Hassan I., Peterson R.C., Grundy H.D. // Acta crystallogr. C. 1985. Vol. 41, pt 7. P. 827–832.
10. Сапожников А.Н. // Зап. ВМО. 1990. Ч. 116, вып. 1. С. 110–116.
11. Xu H., Vehlen D.R. // Amer. Miner. 1995. Vol. 80, N 1/2. P. 87–93.
12. Соколова Е.В., Рыбаков В.Б., Паутов Л.А. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 117, № 4. С. 884–887.
13. Sahl K. // Ztschr. Kristallogr. 1980. Bd. 152. S. 13–21.
14. Uchida E., Iiyama J.J. // Proc. Jap. Acad. Tokyo. 1981. Vol. 57, N 7. P. 239–243.
15. Плюснина И.И. // Геохимия. 1963. № 2. С. 158–173.

ГРУППА СОДАЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд.в.
Содалит $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{Cl}_2$	Куб.	8,87–8,91	–	–	2,27–2,33
Тугтупит (бериллосодалит) $\text{Na}_8[\text{Al}_2\text{Be}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}]\text{Cl}_2$	Тетраг.	8,640	–	8,873	2,30
Нозеан $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Куб.	9,084	–	–	2,30–2,40
Гаюин $\text{Na}_{4,5}\text{Ca}_2\text{K}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,5}(\text{OH})_{0,5}$	Куб.	9,08–9,13	–	–	2,44–2,50
Лазурит $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,4}\text{S}_{0,6}$	Куб.*	9,074–9,08	–	–	2,46–2,50

Аналог содалита

Царегородцевит $[\text{N}(\text{CH}_3)_4][\text{Si}_2\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{0,5}\text{O}_6]_2$	Ромб.	8,984	8,937	8,927	2,04
---	-------	-------	-------	-------	------

* Параметры других структурных разновидностей см. в ст. "Лазурит".

Гидросодалит идентичен нозеану [1], а приведенный химический анализ гидросодалита [2, 3] соответствует промежуточной разности между нефелином

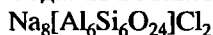
и гидронефелином [4]. Отнесенный к этой группе амелетит – ameleite [5] оказался смесью нефелина, содалита, анальцима, филлипсита [6]. Сколопсит – scolopsite [7] и иттнерит – ittnerite [8] по Кларку (Clark, 1993) – в разной степени цеолитизированный гаюин, а по Штрунцу (1967) – нозеан. Широко представлено изоморфное замещение, и природные минералы всегда содержат некоторое количество изоморфных примесей. Наиболее постоянный состав с незначительно проявленными замещениями характерен только для содалита, состав его близок теоретическому. В минералах нозеан-гаюиновой серии установлено присутствие изоморфной примеси калия в существенных количествах (8,47% K_2O). Отмечается линейная зависимость между содержанием K_2O и величиной элементарной ячейки [9]. В лазурите, в отличие от близкого по свойствам и составу гаюина, наряду с сульфатной серой присутствует сульфидная сера.

Распространены в нефелиновых сиенитах и их пегматитах, фонолитах и близких к ним щелочных породах, кроме лазурита, а иногда и содалита, встречающихся в контактово-метаморфизованных известняках, а также царегородцевита, найденного в жилах альпийского типа в мусковит-хлоритовых сланцах.

Литература

1. Герасимовский В.И., Букин В.И., Кузнецова С.Я., Поляков А.И. // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 4. С. 893–896.
2. Герасимовский В.И., Волков В.П., Козарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 400 с. (см. с. 114).
3. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с. (см. с. 100–107).
4. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
5. Marshall P. // Miner. Mag. 1929. Vol. 22, N 174. P. 78.
6. Coombs D.S., Wilkinson T.F.G. // Ibid. 1967. Vol. 36, N 279. P. 438–443.
7. Kobell F., von // Kön-Baier Akad. Wiss. München. Get. Anz. 1849. Bd. 28. S. 638.
8. Gmelin J.F. // J. Chem. Phys. 1822. Vol. 36. P. 85.
9. Taylor D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 2. P. 172–188.

Содалит Sodalite



Назван Томсоном в 1810 г. по составу как богатый натрием (sodium) камень (от греч. λιτοζ – литос) (Thomson, 1811).

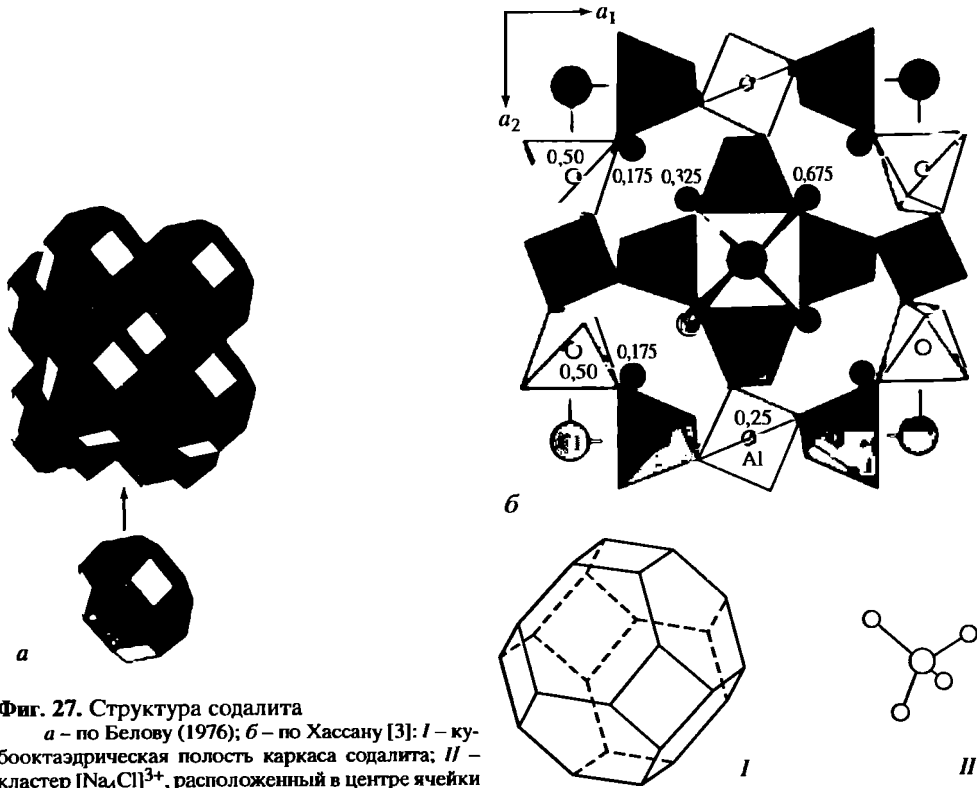
Синон. Главколит – glaucolite (Clark, 1993).

Разнов. Гакманит – hackmanite (Börgstrom, 1901), молибдосодалит – molybdosodalite (Zambonini, 1910), аломит – alomite (Spenser, 1910).

Характ. выдел. Обычно зернистые или сплошные выделения. Кристаллы редки, размер от 1–2 мм, иногда до нескольких см и более.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^4 - P\bar{4}3n$. $a_0 = 8,87$ [1], 8,879 [2], 8,882 Å [3]; $Z = 1$.

Впервые структура расшифрована Полингом в 1930 г., впоследствии неоднократно проводилось ее уточнение [4–13]. Основу структуры составляет трехмерный каркас 1 : 1 с полностью упорядоченным расположением атомов Si, Al и O, характеризующийся кубооктаэдрической ячейкой из 6- и 4-членных колец (фиг. 27). Согласно [14], возможно частичное замещение алюминия трехвалентным железом. В его полостях размещаются ионы Na^+ и Cl. Каждый ион Na, находящийся в полости 6-членного кольца, расположен в центре тригональной пирамиды, вершины которой занимают три атома кислорода и ион Cl^- . Анионы Cl^- окружены по тетраэдру четырьмя катионами Na^+ , образуя кластеры $[Na_4Cl]^{3+}$,



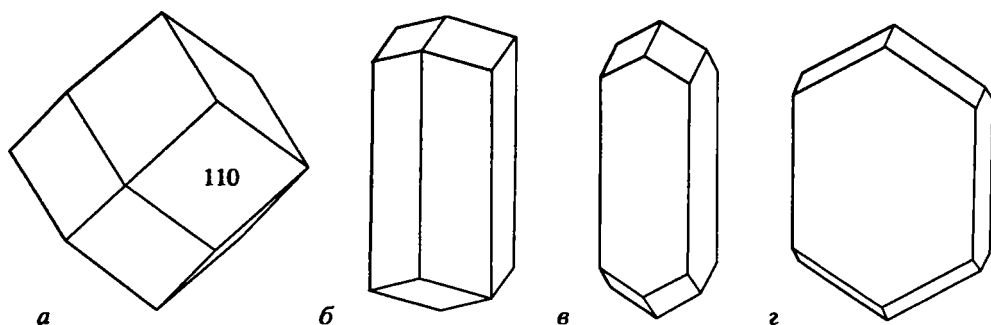
Фиг. 27. Структура содалита
a – по Белову (1976); *б* – по Хассану [3]; *I* – кубооктаэдрическая полость каркаса содалита; *II* – кластер $[Na_4Cl]^{3+}$, расположенный в центре ячейки

которые расположены в вершинах и центре элементарной кубической ячейки. Гексагональные кольца благодаря связям Na–Cl несколько искажены: Na^+ смещен из средней плоскости на $1,11 \text{ \AA}$ в сторону Cl⁻; шесть атомов O находятся на неодинаковом расстоянии от Na^+ – $2,353$ и $3,087 \text{ \AA}$. Угол Si–O–Al = $138,2^\circ$ [3].

Методом ЭПР в структуре выявлено присутствие стабильных неорганических радикалов SO_4^- , O_2^- , S_2^- , а также иона кислорода O⁻. Изучение мостикового иона O⁻ (Al–O–Al) показало в некоторых образцах частичное неупорядоченное распределение Al по двум структурным позициям Si. SO_4^- размещаются в положении Cl, а молекулярные ионы O_2^- находятся в неэквивалентных структурных позициях, обладающих одинаковой симметрией, но различной величиной кристаллического поля. Радикал-ион SO_4^- обладает наименьшей устойчивостью, полностью разрушается при $\sim 350^\circ$, при этом исчезает синяя окраска содалита. Радикалы S_2^- и O_2^- – стабильные до 700° [15].

Кристаллы преимущественно ромбического додекаэдрического облика, иногда несколько удлинённые по оси симметрии третьего порядка (фиг. 28). Кроме преобладающих граней (110), развиваются (100) и (211), очень редки (111), а также (411). На гранях (110) треугольные фигуры травления. Обычны двойники по (111), образующие псевдогексагональные кристаллы, вытянутые вдоль [111] [16, 17]. Характерно микродвойникование с элементами симметрии с плоскостью (111) и осью [211] [18].

Содержит включения диопсида (Мало-Быстринское м-ние) [19], ильменита или гематита, а также вулканического стекла (содалит Везувия). Первичные газовые, газовой-жидкие, кристаллогазовые и вторичные углеводородные включения уста-



Фиг. 28. Кристаллы содалита, гора Аллуайв, Ловозерский массив (по Пекову [17])

a – идеализированный ромбододекаэдр; *б–г* – искаженные ромбододекаэдрические кристаллы: *б* – удлинённый по оси третьего порядка, *в* – по оси четвертого порядка, *г* – удлинённый по оси четвертого порядка и уплощенный по оси второго порядка

новлены в содалитах из массивов Хибинского [20], Ловозерского [21], Ильменского [22], Вишневогорского и Октябрьского [23] и в гакманите из Сент-Илер [24].

Физ. св. Сп. по (110) довольно отчетливая. Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. 5,5–6. Микротвердость 734 кГ/мм² при нагрузке 100 г [25]. Уд. в. 2,12–2,36 (вычисл. 2,3). Цв. белый, серый, иногда от бесцветного до интенсивно-синего, желтый, розовый до ярко-фиолетового, ярко-малиновый (см. гакманит), зеленый (см. молибдосодалит). Розовая окраска обусловлена наличием в структуре F-центров: Cl + V_{Cl} (V–Cl). Причиной синей окраски образца из Октябрьского (Мариупольского) массива является дырочный центр SO₄, устойчивый до 440° [26], а голубого цвета содалита из Банкрофта (Канада), согласно изучению электронно-спинового резонанса, служит присутствие коллоидных частиц Na, которым отвечают изотропная резонансная линия при значении ζ-фактора 2,02/12 и полоса поглощения 580 нм [27]. По данным ЭПР, ЯМР, оптической спектроскопии, измерений ионного термотока и электропроводности, окраска темно-голубого содалита из Итабуна (шт. Бахиа, Бразилия) обусловлена двумя центрами интерстициальных атомов O⁻, один из которых локализуется вблизи Al, другой – Si, а также центром с величиной сверхтонкой структуры, равной 32 Гс на спектре ЭПР, представляющим собой не спаренный электрон в вакансии Cl [28].

Оптический спектр поглощения окрашенных искусственных содалитов обнаруживает одну полосу в видимом участке спектра, который при комнатной температуре имеет приблизительно гауссову форму при λ_{max} = 520 нм [29]. Бл. на плоскости спайности стеклянный, в изломе жирный. Прозрачен до просвечивающего. Черта белая. В ультрафиолетовых лучах обнаруживает ярко-оранжевую, розовую, красноватую, оранжево-красную флюоресценцию [30], которая связана с присутствием в его структуре молекулярных ионов S₂⁻ [31]. По [32], люминесценция природного содалита относится к безактиваторному свечению чистых веществ. Ответственным за люминесценцию является Na, находящийся в асимметричном окружении деформированного кристалла. В рентгеновских лучах светится красным цветом.

Центры свечения – S₂⁻, O₂⁻ → Cl⁻, SO₄²⁻. Центр S₂⁻ люминесцирует в желто-красной части (частота колебаний ядер 520–560 см⁻¹), а O₂⁻ – в сине-зеленой части спектра фотолюминесценции (с частотой 800–1200 см⁻¹) [33]. Галоидный дефектный центр [Cl–V–Na], включающий катионную вакансию, установлен в рентгенолюминесцентных спектрах природного (λ_{max} = 375 нм) [34] и искусственного (λ_{max} = 370 нм) [35] содалитов.

Содалитам свойственна термолюминесценция, которая характеризуется для образцов из различных месторождений определенным набором пиков термовысвечивания: из микроклин-нефелиновых пегматитов Ильменских гор пики фиксируются при 170, 360 и 460°, из Октябрьского (Мариупольского) – 210, 360 и 450°, а из нефелиновых сиенитов Барсукайского массива – 270° [33].

Относительная величина интенсивности света второй гармоники в содалите $I_w^2/I_{\text{SiO}_2}^{2w} = I_H^{2w} = 0,8$ [36]. Изучены пьезоэлектрические свойства содалита из Ловозерского массива и Шванидзорского м-ния, установлена корреляция между пьезоэлектрической и упругой анизотропией [37].

Основные полосы в ИК-спектре содалита из Банкрофта (оригинал хим. ан. 9): 1020, 981, 737, 713, 669, 467, 438, 411, 295 см⁻¹. Группа полос в области 750–650 см⁻¹ зависит прежде всего от связи Al–O и слабее от Si–Al. Четыре полосы в диапазоне 500–300 см⁻¹ связаны с колебаниями O–Si–O с небольшим вкладом Na–O. На полосу 295 см⁻¹ (колебания алюмосиликатного каркаса) влияют связи O–O, Na–O и O–Al–O. Расчет ИК-спектра на основании структурных данных и эмпирических силовых постоянных дал 18 колебательных частот, включая полосу 370 см⁻¹, активную в КР: 992, 989, 985, 719, 705, 703, 469, 449, 420, 381, 318, 259, 234, 215, 175, 120, 73 см⁻¹ [38]. В спектре КР чистого природного содалита фиксируются шесть полос: 167, 265, 296, 465 (симметричные валентные колебания алюмосиликатного каркаса), 985, 1060 см⁻¹ [39].

Микр. В шлифах бесцветный. Изотропен. $n = 1,4868$ – $1,488$. По Замбонини для Li $n = 1,4806$; для Na – $1,4837$; для Tl – $1,4868$ (обр. с Везувия).

Хим. Теор. состав: Na₂O – 25,60; Al₂O₃ – 31,60; SiO₂ – 37,14; Cl – 7,31.

Состав в общем отвечает формуле, колебания главных компонентов (мас.%): SiO₂ – 37,88–36,5; Al₂O₃ – 32,2–30,43, Na₂O – 25,95–21,74, содержание K₂O может достигать 4,13, а Fe₂O₃ – 3,52%. Иногда содержит до 2% CaO. Некоторыми анализами отмечается ничтожное содержание CO₂, SO₃, MgO, B₂O₃, P₂O₅. Содержание Cl в общем постоянно – 6,1–7,3%.

Содержание сульфидной серы в образцах из Ловозерского массива (%): в пойкилитовых сиенитах 0,381 (Чинглусуай), в пегматитах 0,527 (гора Карнасурт) и 0,699 (гора Аллуайв) [40]. Вода или отсутствует, или в некоторых анализах отмечается до 2–3% H₂O, но цифры требуют проверки, так как в анализах содалита, учитывая летучесть NaCl, допустимо лишь прямое определение воды; кроме того, ввиду очень распространенной цеолитизации минерала частично вода может принадлежать вторичным продуктам.

Отмечаются также незначительные количества или сл. Mn, Ga, Be, Zr, Ti, Cr, Cu, Ni, W, Sr, Li, P, Ba, Rb, Cs.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	22,9	20,88	22,3	24,94	21,74	24,54	24,31	21,76	25,43
K ₂ O	1,05	1,40	4,13	0,66	0,22	0,26	0,36	0,12	0,02
MgO	0,38	0,14	0,12	0,07	2,85	0,016	0,26	0,17	He опр.
CaO	0,20	4,79	0,19	0,15	2,05	0,14	–	0,17	0,01
MnO	0,01	0,00	0,04	0,00	сл.	He обн.	–	–	0,02
FeO	–	0,00	–	0,09	–	"	–	0,09	He опр.
Fe ₂ O ₃	2,42*	2,10	2,68	0,00	0,32	"	–	0,48	0,02
Al ₂ O ₃	27,76	22,67	28,9	31,44	31,59	31,08	32,01	31,92	31,36
TiO ₂	0,02	–	–	0,00	сл.	0,086	–	сл.	0,02
SiO ₂	39,56	35,84	36,6	37,11	37,75	36,70	37,88	37,12	37,38
Cl	5,99	6,42	6,57	6,55	6,05	7,50	4,58	6,11	7,13
S	–	–	–	0,04	0,00	He обн.	0,02	–	–
SO ₃	0,08	2,35	0,82	–	0,00	"	–	–	0,06
CO ₂	–	–	–	0,11	–	–	–	0,54	–

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H ₂ O ⁺	1,19 ^{2*}	2,01	—	0,75	0,45	0,85	1,47	2,095	—
H ₂ O ⁻	—	0,85	—	—	—	—	0,4	0,36	—
Сумма	101,56	99,11	102,44	101,91	103,02	101,60	101,29	100,94	100,41
-O=Cl ₂	1,35	1,44	1,48	1,49	1,36	1,65	1,00	1,37	1,59
Сумма	100,21	97,67	100,96	100,42	100,66	99,95	100,29	99,57	99,82
a ₀	8,883	—	—	—	—	8,867	—	—	—
Уд.в.	2,28	—	—	—	2,31	2,30	—	—	—
n	1,484	—	—	—	—	—	—	1,483	—

1 – бесцветный из фонолитов, гора Сусва, Кения [41]; 2 – из агапитовых фиолитов, массив Кангаль [14]; 3 – фенокристалл из агапитовых комбеит-лампрофиллитовых нефелинитов, Олдино-Ленгаи, Танзания (микрзонд.), в сумму входит P₂O₅ – 0,13 [42]; 4–6 – Хибинский массив: 4 – фиолетово-синий из пегматита в гнейсовидных рихчорритах, гора Эвселочорр, в сумму входят Rb₂O – 0,0029, Cs₂O – 0,00032, анал. Бабкина [43], 5 – фиолетово-синий из прожилков в апатит-нефелиновых породах, гора Расвумчорр, анал. Казакова [43], 6 – розовый из пегматита "линии скрещения", гора Кукисвумчорр, анал. Басалаева (данные Шлюковой), в сумму входят BaO – 0,41, Zn – 0,025; 7 – голубой из пегматита, Октябрьский (Мариупольский) массив, Украина, анал. не указан; дополнительно установлены BaO – 0,017, Rb – 0,0066 [44]; 8 – из нефелинсодержащих пород Сыннырского массива (анал. не указан) [45]; 9 – голубой из нефелин-сиенитового пегматита, Байкрофт, Онтарио (Канада) (микрзонд.) [38].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	25,34	20,62	24,77	24,73	24,16	25,95	25,27	24,12	22,65
K ₂ O	0,10	Нет	—	0,12	0,05	Сл.	0,84	0,25	—
MgO	Не опр.	1,00	—	Нет	—	—	0,23	—	0,45
CaO	0,07	0,07	Сл.	—	—	0,11	1,56	—	1,07
MnO	0,00	—	—	0,06	—	—	0,01	—	—
FcO	—	Нет	—	—	0,39	—	Не обн.	0,43	—
Fe ₂ O ₃	0,14*	—	Сл.	0,07	—	—	"	1,08	—
Al ₂ O ₃	30,84	33,34	31,30	32,01	31,42	31,96	29,07	31,11	32,42
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—
SiO ₂	37,07	37,62	38,06	36,70	37,95	36,74	37,62	37,11	36,78
Cl	7,30	6,42	7,18	7,00	7,33	7,11	4,03	6,92	5,47
S	Не опр.	—	—	Сл.	—	—	0,03 ^{3*}	0,77	0,33
SO ₃	"	0,08	—	"	0,09	0,11	—	—	—
CO ₂	"	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	"	0,38	1,10	0,36	Не опр.	—	1,72	—	1,68
H ₂ O ⁻	"	—	Нет	Нет	"	—	—	—	0,97
Сумма	100,86	101,41	100,17	101,39	—	102,15	99,85	102,03	101,82
-O=Cl ₂	1,62	1,51	1,43	1,58	1,65	1,61	—	1,95	1,40
Сумма	99,24	99,90	98,74	99,81	99,82	100,54	—	100,08	100,42
a ₀	—	—	8,87	—	—	—	—	—	—
Уд.в.	—	—	2,27	2,286	—	2,301	—	—	—
n	—	1,486	1,486	1,485– 1,487	—	—	—	1,487	—

* Железо общее.

^{2*} Потеря в весе при прокаливании при 800°.

^{3*} S общая.

10 – из хибинитоподобных нефелиновых сиенитов, массив Томтор (микрзонд.) [46]; 11 – светло-голубой из содалитовых сиенитов, массив Рокшифо-Сабакский, Таджикистан, анал. Шахалиева (данные В.Д. Дусматова); 12 – бесцветный, Везувий [47]; 13 – голубой из нефелиновых пегматитов, Магнет-Коуп, Арканзас, США, анал. Фейхи, в сумму входит CaCO₃ – 0,29 [48]; 14 – Сент-Илер (микрзонд.) [49]; 15 – голубой из лазуритовых копей, Слюдянка, анал. Бекштрем, в сумму входит п.п.п. – 0,17 [50]; 16 – из крупного кристалла, Мало-Быстринское лазуритовое м-ие, в сумму входят F – 0,88, P₂O₅ – 0,22, Li₂O – 0,017, Rb₂O – 0,0004, Cs₂O – 0,0004, анал. не указан [19]; CaO и MgO в некоторой степени обусловлены присутствием включений диопсида; 17, 18 – гагманиты, анал. Кульчицкая: 17 – из пегматита, гора Юспор, Хибинский массив [51], 18 – из пегматита, гора Карнасурт, Ловозерский массив [52].

См. также хим. анализы в работах [43, 51–57].

Диагн. исп. Легко разлагается растворами кислот, даже очень слабыми, с выделением белого студенистого кремнезема [29]. При кипячении в воде выщелачивается NaCl (по Розе). При обработке водой при комнатной температуре в раствор переходит Na^+ , S^{2-} и Cl^- [51]. Легко разлагается растворами Mg_2SO_4 . П.п.т.р. вспучивается и довольно легко сплавляется в бесцветное стекло. Величина рН через 1 мин после образования суспензии содалита из микроклиновых жил массива Зардалек 8,1 [58].

Повед. при нагр. На термограммах голубого содалита из м-ния Банкрофт (ан. 9) зарегистрированы температура плавления около 1079° и двухступенчатая потеря в весе при 1150° около 4,5 мас.% и 7,0 мас.% при 1284° , обусловленная удалением NaCl [59]. По другим данным [29], температура плавления 1200° , сплавляется в белое непрозрачное стекло. Голубые содалиты при нагревании до $300\text{--}400^\circ$ обесцвечиваются. Темно-синий содалит из Дитроу и голубой из Лангезундфьорда обесцвечиваются при низких температурах [60]. Достаточно интенсивная окраска исчезает при слабом нагреве (ниже красного каления) через несколько минут [50]. Кривая нагревания гакманита из Ловозерского массива не обнаруживает каких-либо пиков. При нагревании $700\text{--}800^\circ$ он зеленеет, а при $950\text{--}1150^\circ$ синее, окраска сохраняется после охлаждения [60].

Нахожд. Характерный минерал агпайтовых и ультраагпайтовых пород натриевого ряда. Образуется в условиях обогащения летучими (Cl , отчасти SO_3) и резкого пересыщения щелочами относительно содержания SO_2 и Al_2O_3 , являясь индикатором натриевой щелочности [53].

Различаются первичный содалит (магматический) и вторичный (постмагматический), образующийся путем замещения нефелина и полевого шпата, иногда эгирина. Возможность такого генезиса подтверждается экспериментальными данными по изучению системы $\text{NaAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--NaCl}$ [61] и равновесия содалита в системах содалит–нефелин и содалит–полевой шпат, моделирующих условия минералообразования при $t = 400\text{--}600^\circ$, $P = 1 \cdot 10^8$ Па и при $t = 800\text{--}1100^\circ$, $P = 6 \cdot 10^5$ Па [62]. Температура образования содалитсодержащих парагенезисов лежит в интервале $500\text{--}900^\circ$ при давлении 3 кбар [63].

Типичный минерал нефелинсодержащих интрузивных и эффузивных пород. Реже встречается в метасоматически-переработанных известняках в зоне их контакта с интрузиями нефелиновых сиенитов. Отмечается в метеоритах.

Широко распространен в массивах нефелиновых сиенитов и особенно в их пегматитах. В большинстве пород является вторичным минералом, замещающим нефелин, часто совместно с канкринитом.

На Кольском п-ове (Россия) присутствует в Ловозерском, Хибинском, Салмагорском, Горноозерском, Африкандском и других щелочных массивах [43, 52, 53, 64–67]. В Ловозерском массиве первичный содалит входит в состав пород дифференцированного комплекса и эвдиалитовых луявритов, а гакманит – пойкилитовых сиенитов и тавитов, в последних содержание его достигает 80–85% [52, 66]. Первичный представлен ромбододекаэдрическими кристаллами, а вторичный развит по нефелину, местами в тесной ассоциации с сульфат-канкринитом [66]. В пегматитовых жилах часто образует крупные бесформенные выделения совместно то с микроклином, эгирином, уссингитом и др., то с альбитом и натролитом; иногда является главным породообразующим минералом [68, 69]. В Хибинском массиве – постоянный акцессорный минерал нефелиновых сиенитов, мельтейгит-уртитов, апатит-нефелиновых пород и ричесорритов, его содержание не превышает 1,5–2%. Развивается путем замещения нефелина с краев и вдоль трещин, полные псевдоморфозы образует редко. Более значительные скопления (до 20%) наблюдаются в пегматитовых жилах, особенно в породах Центральной дуги. Чаще всего он представлен здесь гакманитом и по изотопному составу соответствует сере

сульфидов (м-ние Расвумчорр: $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22,33$; $\delta^{34}\text{S} = -0,4\%$) [43, 70]. Ромбододекаэдрические кристаллы (размером до $4 \times 4 \times 6$ мм) зеленовато-желтого содалита обнаружены в тесной ассоциации с кристаллами фенаксита в пустотах крупнокристаллических агрегатов фенаксита в рисчорритах [71]. Относительно крупные выделения розового до малинового (не выцветающих на свету) и голубого содалита содержатся в сапфириносных пегматитах в пределах гор Кукисвумчорр–Эвелогчорр [20, 72]. Кроме того, установлены многочисленные мономинеральные прожилки голубого, фиолетового содалита в рисчорритах (хим. ан. 4), мельтейгит-уртитах, апатит-нефелиновых породах (хим. ан. 5) [47] и роговиках [20, 53]. Содалит входит в состав твердых полиминеральных включений, установленных в апатите и нефелине из апатитовых месторождений [73].

Акцессорный содалит содержится в многочисленных породах различного состава в массивах Лесная Варака, Салмогорском, Африканда, Озерная Варака, Горноозерском (Кольский п-ов и Сев. Карелия) в нефелиновых пироксенитах, оливиновых мельтейгит-порфирах, уртитах, малиньитах, щелочных пегматитах и др. Преимущественно встречается вторичный содалит, развитый по нефелину. Гакманит установлен в небольших количествах в ассоциации с содалитом в щелочных пегматитах Африканды [67].

В Ильменских гсрах (Урал) содалит совместно с канкринитом, апатитом, кальцитом встречается в пегматоидных миаскитах и в нефелин-полевошпатовых выделениях [74]. В массиве Вишневые горы (Урал) входит в состав слабо дифференцированных пегматитов (развит вместе с канкринитом по нефелину). Образует существенно содалитовые прожилки в миаскитах [55].

Постмагматическая содалитизация пород отмечается в Сыннырском массиве (Сев. Прибайкалье) [75]. Содалитовые сиениты встречаются в приконтактовых частях и в нарушенных зонах массива, кроме того, установлены прожилки синеватого содалита (хим. ан. 8) [45].

Вторичный содалит содержится в хибинито- и рисчорритоподобных сиенитах (хим. ан. 10), локально в трахитоидных нефелиновых сиенитах в массиве Томтор (Сев. Якутия). Здесь известны нефелин-содалитовые твейтозиты, в которых калиевый полевой шпат и особенно альбиты замещаются нефелином и содалитом [46, 76].

В Заангарском щелочном массиве входит в состав фойяитов, замещая нефелин. Редко тонкие прожилки ярко-голубого содалита секут фойяиты [77].

В Зап. Прибайкалье в массиве Бурпала среди пуласкитов встречаются небольшие тела содалитовых сиенитов (содержание содалита 30–35%) [78]. Содалит также входит в состав пегматитов, локализованных в пуласкитах, совместно с ортоклазом, титанитом, цирконом, апатитом, ильменитом [79]. Вторичный содалит, развитый по нефелину, отмечается в нефелиновых сиенитах в массивах Бомбуйский и Енхорский [78].

В Мурунском массиве (Вост. Забайкалье) минерал содержится в ассоциации с калиевым вишневитом в лейцитовых сиенит-порфирах [80].

Вторичный содалит совместно с канкринитом входит в состав биотитовых нефелиновых сиенитов Ботогольского массива (Вост. Саян) [23, 81].

В пределах Кузнецкого Алатау является характерным минералом нефелиновых пород. Обычно нежно-голубой или голубовато-синий содалит разлит по нефелину, выполняет интерстиции между его зернами и тончайшие трещинки в породах. Гакманит наблюдается в миаскитах горы Пестрая [58].

Встречается во многих массивах Тувы. Магматический содалит содержится в жильных нефелин-содалитовых фойяитах Барунманханского массива [82]. Известен в пегматитах массивов Коргеретаба и Дугда в ассоциации с эгирином, арфведсонитом, астрофиллитом и др. [83].

Содалитовые прожилки в ювитах встречаются в массиве Баянкол [84]. Нефелин-содалитовые сиениты отмечены в небольших массивах на Чукотке (Нулейском, Иргунейском и др.) [82].

За рубежом в Мариупольском (Октябрьском) массиве (Украина) распространен вторичный голубой содалит в нефелиновых сиенитах, мариуполитах и пегматитах. Содержание в породах не превышает 5%, локально достигает 15–20, редко 50%. Мелкозернистый содалит вместе с канкринитом образует оторочки вокруг нефелина (хим. ан. 7), иногда выполняет промежутки между нефелином и микроклином [44, 85].

В Армении встречается в вулcano-плутоническом комплексе Памбак в псевдоморфозах по лейциту вместе с мусковитом, парагонитом, натролитом, альбитом и канкринитом и в маломощных нефелин-сиенитовых пегматитах массива Тежсар, известны содалитовые сиениты в окрестностях Шванидзор. Отмечен в щелочных породах Мегринского массива [86–89].

В Казахстане входит в состав (от 0,5 до 10–20% объема пород) нефелиновых пород большинства щелочных массивов. Встречается первичный (магматический) и вторичный, развитый по нефелину. Гакманит отмечен в нефелиновых сиенитах и пегматитах Есильского массива [57, 90].

Распространен во многих щелочных массивах Средней Азии в пределах Таджикистана, Узбекистана, Кыргызстана: Тутекдевонсуйском, Рокшифо-Сабахском, Дарапиозском, Турпинском, Тагобы-Сабахском, Шахи-Сафетском, Зардалекском, Зеравшанском, Сандыкском, Ходжаачканском, Чон-Ашуйском и др. (всего более 20) [91–100]. В большинстве массивов содалит является вторичным минералом, развитым по нефелину, часто совместно с канкринитом. Первичный содалит входит в состав пегматоидных жил, кристаллизуясь из остаточных растворов. В некоторых пегматитах отмечен вторичный содалит в ассоциации с канкринитом [58–94]. Известны крупные обособления лазуритоподобного содалита (до 30–40 см) в пегматитах, встречаются мономинеральные жилы содалита мощностью до 0,5 м, протяженностью до 5–6 м (устное сообщение В.Д. Дусматова). Во многих интрузиях содалит постоянно ассоциирует с пироксеном, цирконом, пиритом, флюоритом [58]. Гакманит входит в состав фойяитов Гавасайского рудного поля в сев.-вост. части Кураминского хр. [101].

Распространен в массиве Илимаусак (Гренландия), особенно в породах и пегматитах комплекса науяитов, а также в фойяитах и луявритах. Содержание в науяитах достигает 70%. Часто наблюдаются почти мономинеральные обособления (пегматоидные шпиры, жилы) с нефелином и чкаловитом [102–104]. Акцессорный содалит входит в состав пуласкитов и фойяитов (до 23%) интрузии Кангердлуагссуак (Вост. Гренландия). Нередко слагает жилы, в которых встречаются крупные кристаллы голубого содалита [105].

Содалитовые сиениты развиты в Дуповских горах и в Чешском Среднегорье [104], а также в сиенитовой интрузии Элк (Польша) [106, 107]. Входит в состав нодулей полевошпатовых сиенитов в вулканической формации Питигиано (Центр. Италия) [108].

Первичный и вторичный содалит в тесной ассоциации с канкринитом содержится в нефелиновых сиенитах (до 8,3%) и пегматитах, а также слагает прожилки в массиве Дитроу (Румыния) [109–111].

В щелочном комплексе Мончикью (Южн. Португалия) присутствует в тингуаитах, фонолитах и фойяитах в ассоциации с ферроэденитом, нефелином, анальцимом, полевым шпатом, ловенитом, розенбушитом [112].

На Африканском континенте распространен в массивах щелочной провинции Чилва, Малави, Чикола, Чаоне, Монголе, Чиндуеи, Джунгуни. Является породообразующим (до 80–90%), а также акцессорным минералом. Отмечаются пойкилитовые прорастания в полевоом шпате [113, 114]. В Намибии известен содалит-

сиенитовый массив на мысе Кросс [82]. Фенокристаллы содалита (хим. ан. 3) присутствуют в агапитовых комбеит-лампрофиллитовых нефелинитах в Олдоиньо-Ленгаи (Танзания) [42].

В комплексе Пилансберг (Трансвааль) описан пойкилитовый содалитовый сиенит [115]. Содалит присутствует в тингуаите в комплексе Мессум, Юго-Зап. Африка [116]. Крупные (до 20 см) агрегаты небесно-голубого содалита и желтого канкринита находятся в прослое кальцит-альбит-канкринит-содалитовой породы среди анортозитов в Анголе [117].

Содалитовый фойяит известен в фельдшпатоидном массиве архипелага Лос (Гвинея) [118].

В Сев. Америке известен во многих месторождениях. В США содержится в фельдшпатоидных породах комплекса Ред-Хилл (шт. Нью-Гэмпшир) приблизительно в пропорциональном количестве с нефелином [119]; присутствует в тингуаитах и сиенитах в Магнет-Коув (шт. Арканзас) [48, 120]; в ассоциации с цирконом и канкринитом встречается в нефелиновых сиенитах массивов Литчфилд (шт. Мэн) [121] и Бимервилль (шт. Нью-Джерси) [122]; вместе с санидином и канкринитом присутствует в нефелин-сиенитовых пегматитах в горах Бэрло (шт. Монтана) [123].

В Канаде слагает содалитовые сиениты интрузии Сент-Илер (Квебек) [124]. В ксенолите содалитовых пойкилитовых сиенитов среди фонолитов присутствуют хорошо образованные прозрачные кристаллы (до нескольких см в диаметре) от бесцветных до розовых и бледно-фиолетовых в ассоциации с уссингитом, тугтупитом, виллиомитом, чкаловитом, луешитом [125]. Акцессорный содалит содержится в агапитовых нефелиновых сиенитах плутонического комплекса Мак-Герригли на п-ове Гаспе (Квебек) [126, 127]. В массиве Банкрофт (Онтарио) встречаются содалит (хим. ан. 9) и гакманит [128]. Отмечаются в нефелиновых сиенитах щелочного комплекса Айс-Ривер (Британская Колумбия). Содалитовые сиениты и науйиты присутствуют в комплексе Сил-Лейк на п-ове Лабрадор (Квебек) [129].

В Южн. Америке содержится в жилах, ассоциирующих с нефелиновыми сиенитами в Сьерро-Сапо, Боливийские Анды [130].

В Азии встречается в нефелиновых сиенитах Фукусицан (Корея) вместе с канкринитом, меланитом, флюоритом [54]. Содалит присутствует в пегматитах нефелиновых сиенитов в районе Могок (Бирма) [54]. Гакманит известен близ Киссу (Корея), ассоциирует с нефелином [54]. Голубой содалит вместе с гакманитом содержится в нефелиновых сиенитах Кишенгарха (Раджпутан, Индия) [54]. В феррогастингсит-биотит-содалитовом нефелиновом сиените, относящемся к щелочной серии Кунавара (Андхра-Прадеш, Индия), наблюдались червеобразные прорастания альбита с содалитом в зернах как альбита, так и содалита [131, 132].

В разнообразных щелочных эффузивных породах является порообразующим минералом. Известен в фонолитах Трапрейн-Лоу, Шотландия [133]. Во Франции содержится вместе с гаюином в трахитоидных андезитах Оверни [54]; щелочной содалитовый сиенит описан в Вост. Веле (Верхняя Луара) [134]; присутствует с нозеаном в миаскитовых фонолитах, а черный содалит с анальцимом – в агапитовых разностях массива Канталь и гаюиновых габбро (марсугитах) Мон-Дор [14]. В Италии встречается в полнокристаллических выбросах в вулканической области Лациум в пределах Альбанских гор и Сабатино [135, 136]; содалитовые трахиты обнажаются вблизи Неаполя; содержится в пустотах крупных вулканических бомб в Монте-Сомма (Везувий) [51].

В Германии известен в трахитах и санидинитах, а также в вулканических бомбах в районе Лаахерского оз. [54].

В Крушных горах (Чехия) описаны содалит-нефелиновые трахиты, содалитовые трахибазальты, содалит-нефелиновые тефриты и содалитовые нефелиниты [137].

В Африке: в фонолитах вулкана Сусва (Кения) присутствуют микрофенокристаллы содалита (до 0,4 мм в диаметре) и их агрегаты (хим. ан. 1); часто его зерна окаймлены пироксеном или энigmatитом [41]; фенокристаллы содалита совместно с волластонитом и комбеитом содержатся в нефелинитах вулкана Олдоиньо-Ленгаи, Танзания (хим. ан. 3) [42, 138]. Входит в состав фонолитов Мозамбика, а также фонолитов Ахагар, Центр. Сахара [56].

В нефелиновых меланофонолитах о-ва Тринидад (Карибское море) отмечаются многочисленные вкрапленники содалита в основной массе породы, состоящей из щелочного полевого шпата, нефелина и эгирина. В тефритах и нефелиновых трахибазитах входит в состав как главный минерал наряду с нефелином и анальцитом [82].

В ультращелочных фонолитах на о-ве Уа-Пу (Маркизские острова, Тихий океан) присутствует в матрице породы совместно с эгирином-авгитом, санидином, нефелином, анальцитом [139].

Известны содалитовые трахиты вулкана Уоррумбанджи в центральной части Нового Южного Уэльса (Австралия) [140].

Хорошо образованные кристаллы содалита (до 7×7 см) встречаются в кальцитовых жилах в ассоциации с апатитом и микроклин-пертитом в Мало-Быстринском м-нии лазурита (Прибайкалье, Россия) [19]. Содалит установлен в зерне самородного золота в рудах Ковдорского массива (Кольский п-ов, Россия) [141]. В метеорите Allende содалит и нефелин обнаружены в агрегатах, окружающих включения мелилита и оливина [142, 143]. Отмечен в метеорите Lance [144].

Изм. Легко изменяется при гидротермальных процессах и замещается различными цеолитами – главным образом натролитом, а также томсонитом, анальцитом, часто переходит в так называемые шпреуштейновые образования, состоящие из мельчайших выделений цеолитов, гидратов глинозема, слюды и др. (особенно в щелочных пегматитах), иногда замещается уссингитом; на Везувии отмечалось замещение микросоммитом (удлиненные призмы ориентируются по граням ромбического додекаэдра).

Искусств. Содалит синтезируется более 100 лет, начиная с 1887 г., когда Лемберг получил его после 78-часового воздействия на каолин раствором 20%-ного NaOH, насыщенного NaCl, при температуре 200°. В 1890 г. И. Фридель синтезировал его путем нагревания мусковита с едким натром и избыточным количеством NaCl при температуре примерно 500°. Кристаллики содалита получены Мюгге (1894) при продолжительном воздействии расплавленной поваренной соли на порошок нефелина [145]. Синтезирован при нагревании смеси $3\text{Na}_2\text{CO}_3 + 3\text{Al}_2\text{O}_3 + 6\text{SiO}_2 + 2\text{NaCl}$ в азоте при 900° ($a_0 = 8,89 \text{ \AA}$) [146]. Сферолиты (диаметром до 200 мкм) содалита образуются в гидротермальных условиях из Na-Al силикатных гелей в присутствии избытка хлорида натрия (100%-ный выход) в интервале 150–450° ($n = 1,488$; $a_0 = 8,87 \text{ \AA}$) [147].

Прозрачные кристаллы содалита додекаэдрического облика (до 1,2 см) получены на затравку в растворах NaCl + NaOH при температуре 450–475°, давлении ~1000 атм из исходной шихты Al_2O_3 , SiO_2 , NaCl, NaOH. Количество NaCl и NaOH в 2 раза превышало рассчитываемое из стехиометрической формулы [148].

Оптически совершенные кристаллы гидросодалита выращены на ориентированную затравку по (110), (100), (111) в гидротермальных условиях с использованием искусственного содалита и 30%-ного раствора NaOH при температуре 230–250° [29]. Кристаллы гидросодалита выращивались в растворах NaOH в стандартной гидротермальной аппаратуре (продолжительность опытов

10–30 сут). Выращенные монокристаллы имели форму ромбодекаэдра размером до 30 мм [149].

Гидротермальным путем синтезирован при воздействии $\text{Na}_2\text{SiO}_3\text{Al}(\text{OH})_3$ с NaCl в температурном диапазоне 80–240° [150].

Осуществлен синтез содалита в автоклаве из шихты и силикатно-солевых расплавов–рассолов, состав которых определен исходя из состава природных включений расплавов–рассолов в миаскитовых пегматитах при температуре 666–750° и $P = 1600$ бар (время опытов 234 ч) [22].

Получен при гидротермальной обработке тонкорастертого бесцветного зольного стекла из отвалов ТЭЦ-22 Московской обл. водным раствором NaOH (1 N) с добавлением соли NaCl при кипячении в течении 10 ч на песчаной бане [151].

Образуется в накипи паровых котлов [152, 153]. Искусственно природные и особенно синтезированные содалиты легко могут замещать катионы и анионы: Na на Li, Al, K, Rb, Cs, Ca; Si на Al, Be, Ga, Ge; Cl на OH, B, Br, W, Mo, S, NO_3 [11, 154–162].

Отл. От других сходных фельдшпатоидов – нозеана, гаюина, канкринита, вишневиты, нефелина, а также уссингита и анальцима отличается обычно флюоресценцией в ультрафиолетовом свете, дополнительно диагностируется по положительной реакции на Cl. В шлифах характерны низкий показатель и изотропность: от сходных лейцита и анальцима отличается отсутствием сложных двойников. Отличие от нозеана и гаюина в шлифах надежно лишь по микрохимической реакции на Cl: на открытый шлиф наносят каплю азотной кислоты и медленно выпаривают – в случае содалита образуются кристаллы NaCl , гаюина – гипс, нозеана – добавляют CaCl_2 и получают кристаллики гипса + NaCl [163].

Практ. знач. Природные содалиты используются как облицовочный материал; плотные агрегаты васильково-синего, голубого, розового цветов пригодны для изготовления предметов камнерезного искусства. Прозрачные голубые и розовые содалиты относятся к драгоценным камням III порядка [164]. Находки драгоценного содалита известны в США (шт. Мэн), Юго-Зап. Африке, Бразилии, Бирме, Индии, Канаде, Боливии и др. [165–167].

Широко применяются искусственные содалиты для оптических целей [29], в устройствах (скиатронах) для записи и отображения информации [168], для ультразвуковых преобразователей [149]. Применяются при синтезе для увеличения прочности силикатного гидротермального твердения [169]; в качестве матрицы для фиксации радионуклидов (в основном иода) [63].

Межплоскостные расстояния содалита из пегматита, округ Ловен, Лангензундфьорд, Норвегия [4]
CuK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	34	6,280	222	18	2,562	332	5	1,893
200	6	4,436	321	21	2,373	422	3	1,812
210	1	3,974	400	2	2,222	510; 431	3	1,741
211	100	3,629	411; 330	34	2,092	521	2	1,621
310	10	2,808	420	4	1,984	440	16	1,569

Разнов. Гакманит – hакmanite – назван Боргстрёмом в 1901 г. в честь финского петрографа В.А. Гакмана (1866–1941). Отличается от содалита наличием обратимого фотохромизма (тенебресценцией): в свежем изломе ярко-малиновый, розовый, на свету быстро обесцвечивается. Окраска восстанавливается после длительного нахождения в темноте, а также под действием ультрафиолетового

и рентгеновского облучения. Фотохромизм связан именно с сульфидной серой, в какой бы она форме ни находилась в кристаллической решетке – S^{2-} , S^- , S_2^{2-} и гантельного иона S_2^{2-} [26]. Спектр поглощения гакманита характеризуется полосами 400 нм (центр S_2^-) и 530 нм (F-центр – электрон, захваченный вакансией Cl). При освещении или нагревании происходит разрушение F-центра (электрон захватывается центром S_2^-), что приводит к обесцвечиванию [33].

Спектр ЭПР состоит из двух линий (ρ -фактор 2,016 и 2,006) с 13 узкими линиями сверхтонкой структуры и обусловлен электронным центром (электронной ловушкой), находящимся в окружении четырех атомов натрия [170].

По свойствам и парагенезису неотличим от нормального содалита (см. содалит).

Молибдосодалит – molibdosodalite – назван Ф. Замбонини в 1910 г., найден Г. Фредом в 1878 г. Куб. с. – кристаллы с преобладающим развитием ромбического додекаэдра, образованы формами (110), (100), (211). Дв. прорастания по (111), как у содалита. Уд. в. 2,387. Цв. светло-зеленый, желтоватый. Показатель преломления несколько выше, чем у содалита: при $\lambda = 653 \text{ нм}$ $n = 1,4876$, Na-свете – 1,4905; при $\lambda = 564 \text{ нм}$ $n = 1,4937$ и при $\lambda = 507 \text{ нм}$ $n = 1,5002$.

Химич. состав $Na_2O - 23,37$; $Al_2O_3 - 33,71$; $SiO_2 - 38,74$; $Cl - 2,57$; $MoO_3 - 2,51$; сумма – 100,90; формула неясна. Рентгеноструктурно не изучен, и роль молибдена неясна.

При действии H_2SO_4 , HCl или уксусной кислоты синее или красное и образует синий раствор.

Наблюдался лишь в метаморфизованных известковых блоках выбросов Везувия (Италия) в ассоциации с гумитом, везувияном, гроссуляром, нефелином и санидином [171].

Аломит – alomite – торговое название (марка) голубого содалита из Банкрофта (Онтарио, Канада), его называют также “голубой принц” [172].

Литература

1. Pauling L. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74. S. 213–225.
2. Dempsey M.I., Taylor D. // Phys. and Chem. Miner. 1981. Vol. 6, N 3. P. 197.
3. Hassan I., Grundy H.D. // Acta crystallogr. B. 1984. Vol. 40. P. 6–13.
4. Taylor D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 2. P. 172–188.
5. Barth T.F.W. // Ztschr. Kristallogr. 1932. Bd. 83. S. 405–414.
6. Löns J., Schulz H. // Acta crystallogr. B. 1967. Vol. 23. P. 434–436.
7. Taylor D. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 282. P. 761–764.
8. Taylor D. // Ibid. 1972. Vol. 38, N 297. P. 593–604.
9. Taylor D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 51. P. 39–47.
10. Taylor D., Henderson C.M.B. // Phys. and Chem. Miner. 1978. Vol. 2, N 4. P. 325–336.
11. Beagley B., Henderson C.M.B., Taylor D. // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 341. P. 459–464.
12. Depmeier W. // Acta crystallogr. B. 1984. Vol. 40. P. 185–191.
13. Depmeier W. // Ztschr. Kristallogr. 1992. Bd. 199. S. 75–89.
14. Brousse R., Varet J., Bizouard H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 22, N 3. P. 169–184.
15. Бершов Л.В., Мартиросян В.О., Платонов А.Н., Тарихин А.Н. // Изв. АН СССР. Неорганич. материалы. 1969. Т. 5, № 10. С. 1780–1784.
16. Brögger W.C. // Ztschr. Kristallogr. 1890. Bd. 16. S. 177–178.
17. Пеков И.В. // Ловозерский массив: История исследования, пегматиты, минералы / Творч. объединение “Земля”. Ассоц. “Экост”. М., 2001. 464 с. (см. с. 337–339).
18. Тамазян Р.А., Малиновский Ю.А., Ильинец А.М. // Кристаллография. 1988. Т. 33, № 3. С. 25.
19. Воробьев Е.И., Матонин В.Н. // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1977. С. 73–85.

20. Шлякова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с. (см. с. 57).
21. Щеглова Г.Н., Козарко Л.Н., Романчев Б.П., Кригман Л.Д. // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наук. думка, 1988. С. 73–79.
22. Симонов В.А. Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. 169 с. (см. с. 116).
23. Базарова Т.Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М.: Наука, 1969. 111 с. (см. с. 78).
24. Nepp V., Vank H. // *Zschr. Dt. gemmol. Ges.* 1991. Bd. 40, N 2/3. S. 93.
25. Поваренных А.С., Лебедева С.И. Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1970. Вып. 4. 135 с.
26. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 264 с.
27. Annersten H., Hassib A. // *Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, N 1. P. 39–46.
28. Pizani P.S., Terrile M.C., Farach H.A., Poole C.P. // *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70, N 11/12. P. 1186–1192.
29. Мельников О.К., Лобачев А.Н., Гречушников Б.Н. и др. // Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М.: Наука, 1977. С. 5–18.
30. *Бошпитедт Э.М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 4. С. 188–193.
31. Гарацян А.Н., Платонов А.Н., Бершов Л.В., Беличенко В.П. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1970. Вып. 4. С. 63–65.
32. Ашикина Л.И., Добровольская Т.С., Карякина Л.И. // *Геохимия.* 1967. № 2. С. 256–259.
33. Тарацян А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 296 с.
34. Рогожин А.А., Горобец Б.С., Рябенко С.В. // *Минерал. журн.* 1982. Т. 4, № 2. С. 45–52.
35. Денкс В.П., Луцик Н.Е., Луцик Ч.Б., Соовик Х.А. // *Физика твердого тела.* 1976. Т. 18. С. 2151.
36. Мейстер Л.Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 78–92.
37. Пархоменко Э.И., Тоюян Т.В. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, № 3. С. 36–46.
38. Ballorano P., Maras A., Burrigato E. // *Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur.* 1991. Vol. 2, N 4. P. 361–369.
39. Решетник П.Б., Третьякова Л.И., Вохменцев А.Я. // *Минерал. журн.* 1986. Т. 8, № 5. С. 49–60.
40. Кузнецова С.Я. // *Геохимия.* 1976. № 1. С. 36–46; Кузнецова С.Я., Загряжская Г.Д. // Там же. 1976. № 12. С. 1886–1890.
41. Nash W.P., Carmichael I.S.E., Johnson R.W. // *J. Petrol.* 1969. Vol. 10, N 3. P. 409–439.
42. Dawson J.V., Hill P.G. // *Miner. Mag.* 1998. Vol. 62, N 2. P. 176–196.
43. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива / Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 2. 585 с.
44. Донецкой А.П. Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. Киев: Наук. думка, 1982. 149 с.
45. Костюк В.Г. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 247 с.
46. Кравченко С.М., Лапина М.И., Лопуткина И.П. и др. // *Петрология.* 1994. Т. 2, № 2. С. 224–240.
47. Zambonini F. *Mineralogic Vesuviana.* Napoli, 1935. 463 p.
48. Miser H.D., Glass J.J. // *Amer. Miner.* 1941. Vol. 26, N 7. P. 437.
49. Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh R.W., Nichols M.C. // *Handbook of mineralogy.* Tucson (Ariz.). 1995. Vol. 2, pt 2. P. 738.
50. Brögger W., Backstrom H. // *Zschr. Kristallogr.* 1891. Bd. 18. S. 215–223.
51. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
52. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
53. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с. (см. с. 100–107).
54. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 4. 482 с. (см. с. 320–334).
55. Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 313 с. (см. с. 36).

56. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 168 с.
57. Нурлыбаев А.Н. Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 203 с. (см. с. 102).
58. Ильинский Г.А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л.: Изд-во ЛГУ. 1970. 166 с. (см. с. 102).
59. Antao S.M., Hassan I. // *Canad. Miner.* 2002. Vol. 50, pt 1. P. 163–172.
60. Воробьева О.А. // Академику Дмитрию Степановичу Белянкину. М.: Изд-во АН СССР. 1946. С. 122–129.
61. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. // Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. Ч. 1. С. 105–111.
62. Зырянов В.Н. // *Минерал. журн.* 1980. Т. 2, № 5. С. 25–33; Фазовое соответствие в системе полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 219 с.
63. Котельников А.Р., Жорняк Л.В., Котельникова З.А. // *Геохимия.* 1996. № 11. С. 1082–1087.
64. Герасимовский В.И., Волков В.П., Козарко Л.Н. и др. *Геохимия Ловозерского щелочного массива.* М.: Наука, 1966. 400 с.
65. Герасимовский В.И. // *Минералы Хибинских и Ловозерских тундр.* М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 253–257.
66. Буссен И.В., Сахаров А.С. *Петрология Ловозерского щелочного массива.* Л.: Наука, 1972. 294 с. (см. с. 159).
67. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. // *Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии.* М.: Недра, 1965. 772 с. (см. с. 489).
68. Герасимовский В.И. // *Тр. ИГН АН СССР. Сер. минерал.-геохим.* 1939. № 5, вып. 18. С. 1–45.
69. Семенов Е.И. *Минералогия Ловозерского щелочного массива.* М.: Наука, 1972. 307 с.
70. Шлякова З.В., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Виноградов В.И. // *Изотопы серы и вопросы рудообразования.* М.: Наука, 1967. С. 106–108.
71. Соколова М.Н., Сучкова Е.М., Власова Е.В. и др. // *Докл. РАН.* 1993. Т. 329. № 2. С. 212–215.
72. Меньшиков Ю.П. // *Докл. АН СССР.* 1978. Т. 243, № 5. С. 1247–1249.
73. Козарко Л.Н. // *Смирновский сборник-99 / Фонд им. В.И. Смирнова.* М., 1999. С. 36–62.
74. Баженов А.Г., Вализер Н.И., Поляков В.О. // *Урал. минерал. сб.* 1994. № 3. С. 74–79.
75. Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. *Петрология калиевых щелочных пород (на примере Сыннырского массива Бурятской АССР).* М.: Наука, 1971. 219 с.
76. Эрлих Э.Н. // *Зап. ВМО.* 1964. Ч. 93, вып. 6. С. 682–693.
77. Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. *Заангарский щелочной массив, его породы и минералы.* М.: Наука, 1976. 80 с. (см. с. 32).
78. Андреев Г.В., Шаракининов А.О., Литвиновский Б.А. *Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья.* М.: Наука, 1969. 185 с. (см. с. 86).
79. Семенов Е.И., Еськова Е.М., Капустин Ю.Л., Хомяков А.П. *Минералогия щелочных массивов и их месторождений.* М.: Наука, 1974. 248 с. (см. с. 42).
80. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. *Минералогия Мурунского щелочного массива.* Новосибирск: СО РАН; НИЦ ОИГГМ, 1996. 222 с. (см. с. 99).
81. Лобзова Р.В. *Графит и щелочные породы района Ботогольского массива.* М.: Наука, 1975. 122 с. (см. с. 29).
82. *Магматические горные породы: Щелочные породы / Под ред. В.А. Кононовой.* М.: Наука, 1984. Т. 2. 415 с.
83. Капустин Ю.Л. // *Новые данные о минералах.* М.: Наука, 1978. С. 55–59.
84. Кононова В.А. // *Тр. ИГЕМ АН СССР.* 1961. Вып. 76. С. 41–43.
85. Тихоненкова Р.П., Осокин Е.Д., Ганзеев А.А. и др. *Редкометальные метасоматиты щелочных массивов.* М.: Наука, 1967. 196 с.
86. Меликсетян Б.М. // *Изв. АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук.* 1960. Т. 13, № 2. С. 9–30.
87. Меликсетян Б.М. // *Зап. Арм. ВМО.* 1963. Вып. 2. С. 57–80.
88. Меликсетян Б.М. *Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР.* Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1971. 308 с.
89. Меликсетян Б.М. // *Материалы XI съезда ММА.* Новосибирск, 1978. Т. 1. С. 34–35.

90. *Нурлыбаев А.Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 295 с.
91. *Соболевский В.И.* Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. С. 199–214.
92. *Сморчков И.Е.* // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1939. Вып. 14. С. 127–166.
93. *Перчук Л.Л., Омеляненко Б.И., Шинкарев Н.Ф.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 13–23.
94. *Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф.* // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Т. 2. С. 216–221.
95. *Дусматов В.Д., Салихов Д.Н.* // Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1964. Т. 8. С. 118–131.
96. *Додонова Т.А., Захаров А.Д., Захаров И.Л.* // Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968. С. 72–86.
97. *Захаров А.Д.* // Там же. С. 132–147.
98. *Баратов Р.Б., Дусматов В.Д., Мельниченко А.К.* // Докл. АН ТаджССР. 1969. Т. 12, № 12. С. 41–42.
99. *Отрощенко В.Д., Дусматов В.Д., Хорват В.А.* и др. // Зап. ВМО. 1971. Ч. 100, вып. 6. С. 680–690.
100. *Абдусоломов Ф.Н., Дусматов В.Д.* // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 8. С. 40–42.
101. *Джечураев Д.Д.* // Зап. Кирг. отд-ния ВМО. 1972. Вып. 8. С. 90–94.
102. *Sørensen H.* // Medd. Grønland. 1962. Bd. 167, N 1. S. 1–251.
103. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 165 с. (см. с. 122).
104. *Сёренсен Х.* // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 9–61.
105. *Kemre D.R.C., Deer W.A., Wage L.R.* // Medd. Grønland. 1970. Bd. 190, N 3. S. 1–49.
106. *Dziedzic A.* // Bull. Inst. geol. 1984. N 387: Geol. Pol. P. 39–47.
107. *Geology of the Elk syenite massif (Northeastern Poland)* / Ed. W. Ryka, Warsava, 1994. 125 p.
108. *Renzulli A., Upton B.G.J., Boyce A., Ellam R.M.* // Europ. J. Miner. 1998. Vol. 10, N 2. P. 333–354.
109. *Streckeisen A.* // Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Norden, 1960. Pt 13. P. 228–238.
110. *Streckeisen A., Hunziker J.C.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1974. Bd. 54, H. 1. S. 59–77.
111. *Jeremine E., Streckeisen A.* // Ibid. 1974. Bd. 54, H. 1. S. 79–80.
112. *Rock N.M.S.* // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 2. P. 17–214.
113. *Woolley A.R., Platt R.G.* // Miner. Mag. 1986. Vol. 50, N 358, pt 14. P. 597–610.
114. *Woolley A.R., Platt R.G.* // Ibid. 1988. Vol. 52, N 367, pt 4. P. 425–433.
115. *Partridge F.C.* // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1938. Vol. 41. P. 173.
116. *Mathios M.* // Ibid. 1959. Vol. 59. P. 23.
117. *Simpson E.S.W., Otto J.D.T.* // Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Norden, 1960. Pt 13. P. 216–227. То же на рус. яз.: Тр. XXI Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Вып. 2. С. 80–96.
118. *Лазаренко В.Г., Игнатов А.В., Логинова Т.И.* // Зап. ВМО. 1973. Ч. 102, вып. 1. С. 43–53.
119. *Wellman T.R.* // J. Geol. 1971. Vol. 79, N 5. P. 621–627.
120. *Smith A.E.* // Rocks and Miner. 1989. N 4. P. 300–307 (по реф. 1989. 12 В, 474).
121. *Barkei D.S.* // J. Petrol. 1965. Vol. 6, N 1. P. 1–27.
122. *Wilkinson A.S.* // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 5/6. P. 284–287.
123. *Pecora W.T.* // Ibid. 1942. Vol. 27, N 6. P. 397–424.
124. *Chao G.Y., Harris D.C., Hounslow A.W.* et al. // Canad. Miner. 1967. Vol. 9, pt 1. P. 109–123.
125. *Horvath L., Gault R.A.* // Miner. Rec. 1990. Vol. 20, N 4. P. 343.
126. *Wallace G.M.* // Canad. Geol. Surv. Pap. 1986. N 86-1A. P. 507–514.
127. *Wallace G.M., Whalen J.B., Martin R.F.* // Canad. Miner. 1990. Vol. 28, pt 2. P. 251–266.
128. *Gittins J.* // J. Geol. 1961. Vol. 69, N 3. P. 291–308.
129. *Currie K.L.* // Canad. Geol. Surv. Pap. 1971. N 1, pt A. P. 109–110.
130. *Fernandez J., Menzel M.* // An. Soc. cient. argent. 1978. Vol. 206, N 1/2; 1980. Vol. 295, N 1/6. P. 37–43 (по реф. 1982. 2В, 274).
131. *Subbarao K.V.* // Canad. Miner. 1969. Vol. 9, pt 5. P. 721–723.
132. *Subbarao K.V.* // J. Petrol. 1971. Vol. 12, pt 3. P. 621–641.
133. *MacGregor A.G.* // Geol. Mag. 1922. Vol. 59. P. 514.
134. *Deville J.* // Miner. et fossiles. 1982. Vol. 8, N 87. P. 13–18.
135. *Burrigato F., Maras A., Rossi A.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1982. H. 10. S. 433–445.

136. *Stevenson L., Hoffman E.L., Donnay G.* // *Canad. Miner.* 1974. Vol. 12, pt 4. P. 285.
137. *Shrbeny O.* // *Věstn. Ustrěd. ústavu. geol.* 1980. Sv. 55, N 1. S. 1–10 (по реф. 1980. 13В, 442).
138. *Peterson T.D.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1989. Vol. 101, N 4. P. 458–478.
139. *Brousse R., Maury R.C.* // *Bull. Miner.* 1978. Vol. 101, N 1. P. 3–10.
140. *Duggan M.* // *Amer. Miner.* 1990. Vol. 75, N 5/6. P. 694–701.
141. *Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Краснова Н.И., Рудашевский В.Н.* // *Зап. ВМО.* 1995. Ч. 124, вып. 5. С. 1–15.
142. *Grossman L.* // *Annu. Rev. Earth.* 1980. Vol. 8. P. 559–609.
143. *Hashimoto A., Grossman L.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1987. Vol. 51, N 6, pt 2. P. 1685–1704.
144. *Edgar A.D.* // *Feldspars and feldspathoides* / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 501–532).
145. *Чирвинский П.Н.* Искусственное получение минералов в XIX столетии: Избр. тр. М.: Наука, 1995. 510 с.
146. *Prener J.S., Ward R.* // *J. Amer. Chem. Soc.* 1950. Vol. 72. P. 2780.
147. *Bairer R., White E.* // *J. Chem. Soc.* 1952. P. 1561. То же на рус. яз.: *Баррер Р., Уайт Е.* // *Физическая химия силикатов.* М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 175.
148. *Bye K.L., White E.A.* // *J. Cryst. Growth.* 1970. Vol. 6, N 4. P. 355–356.
149. *Лобачев А.Н., Беляев Л.М., Сильвестрова И.М.* // *Кристаллография.* 1974. Т. 19, вып. 1. С. 126–129.
150. *Perhklan E., Althaus E.* // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1986. H. 6. S. 283–286.
151. *Спицын А.Н., Фекличев В.Г.* // *Зап. ВМО.* 1995. Ч. 124, № 3. С. 86–95.
152. *Alcock T.C., Clark L.M., Thurston E.F.* // *J. Soc. Chem. Industry.* 1944. Vol. 63. P. 292.
153. *Clark L.M.* // *Miner. Mag.* 1948. Vol. 28, N 202. P. 359.
154. *Эпельбаум М.Б., Горбатый Ю.Е., Гусынин В.Ф., Иванов И.Н.* // *Очерки физико-химической петрологии.* М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 269–280. (Приведены ПЭЯ, ИК-спектры и данные термических исследований искусственных, содержащих Cl^- , Br^- , I^- , NO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , S^{2-} Na-содалитов).
155. *Depmeier W.* // *J. Appl. Crystallogr.* 1979. Vol. 12, N 6. P. 623–626 (по реф. 1979. 5В, 28).
156. *Depmeier W.* // *Ber. Dt. Miner. Ges.* 1991. N 1. S. 61 (по реф. 1991. 4В, 200).
157. *Löns J., Buhl J.-Chr., Hoffmann W.* // *Ber. Dt. Miner. Ges.* 1991. N 1. S. 170 (по реф. 1991. 4В, 201).
158. *Felsche J., Luger S., Buhl Ch.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1987. Bd. 178, H. 1/4. S. 65–66 (по реф. 1988. 5В, 279).
159. *Mundus C., Müller-Warmuth W., Buhl I.-Cr.* // *Europ. J. Miner.* 1996. Vol. 8. P. 231–239.
160. *Hassan I.* // *Miner. Mag.* 1996. Vol. 60, N 4. P. 617–622.
161. *Демьянец Л.Н.* // *Кристаллография.* 1997. Т. 42, № 6. С. 1130–1132.
162. *Белоконова Е.Л., Демьянец Л.Н., Уварова Т.Г., Белов Н.В.* // *Там же.* 1982. Т. 27, № 5. С. 995–996.
163. *Borchert W., Keidel J.* // *Heidelberg. Beitr. Miner. und Petrol.* 1947. Bd. 1. S. 2.
164. *Петров В.П.* // *Драгоценные и цветные камни как полезные ископаемые.* М.: Наука, 1973. С. 19.
165. *Bank H.* // *Ztschr. Dt. gemmol. Ges.* 1974. Bd. 23, N 4. S. 279–280 (по реф. 1975. 5В, 144).
166. *Синкенес Дж.* // *Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней.* М.: Мир, 1998. 423 с. (см. с. 585).
167. *Koivula J.J., Kammerling R.C.* // *Gems and Gemmology.* 1989. Vol. 25. P. 110–118.
168. *Денкс В.П., Дудельзак А.Э., Мельников О.К.* и др. // *Кристаллография.* 1980. Т. 25, № 3. С. 630–634.
169. *Никонова Н.С., Митюшин В.В.* // *Всерос. совещ. "Наука и технология силикатных материалов в современных условиях рыночной экономики"*, Москва. 6–9 июня, 1995: Тез. докл. М., 1995. С. 56–57.
170. *Hodson W.C., Briner J.S., Williams E.F.* // *J. Chem. Phys.* 1967. Vol. 47. P. 3719–3723. То же на рус. яз.: *Ходжсон У., Бринер Дж., Уильямс Е.* // *Физика минералов.* М.: Мир, 1971. С. 37–41.
171. *Zambonini F.* // *Mineralogia Vesuviana. Napoli,* 1910. P. 214–216.
172. *Spencer L.J.* // *Miner. Mag.* 1910. Vol. 15, N 72. P. 416.

Тугтупит Tugtupite

(бериллосодалит)



Назван по месту находки в Тугтупагтакорфиа в массиве Илимаусак (Южн. Гренландия) [1]. Первоначально описан в 1960 г. одновременно Е.И. Семеновым как бериллосодалит из Ловозерского массива [2] и Соренсенем [3] как бериллиевый содалит из массива Илимаусак. Новое название одобрено КМНиНМ ММА в 1965 г. [4].

Синон. Бериллосодалит [2], бериллиевый содалит [3], тагтапит [5].

Характ. выдел. Кристаллы (от $1 \times 1 \times 1$ до $3 \times 2 \times 2$ мм) и их агрегаты (до нескольких см), зернистые массы, скрытокристаллические выделения округлой и неправильной формы, отдельные зерна до 1 см [2, 3, 6, 7].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. (псевдокуб.). Пр.гр. $S_4^2 - I\bar{4}$. $Z = 1$, первоначально $Z = 2$ [8, 9].

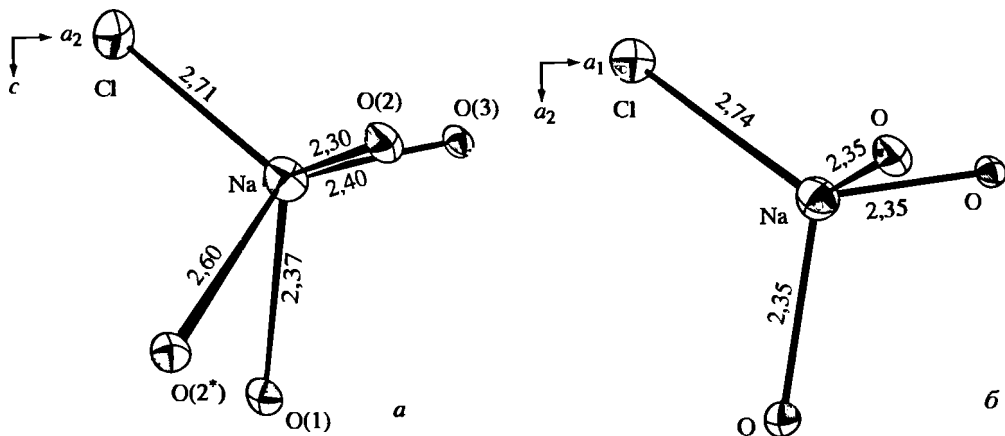
	a_0	c_0	$a_0 : c_0$	V	Местонахождение	Ссылка
					Илимаусак	
Бело-розовый	8,538	8,817	1 : 1,0272	658	Тугтупагтакорфиа	[8]
Красный	8,637	8,870	1 : 1,0269	662	Кванефельд	[4]
Белый	8,643	8,867	1 : 1,0259	662	Тазек	[4]
Красный	8,640	8,873	1 : 1,0266	662,4	Нарссаг Коммуке	[9]
Малиновый	8,46	8,86	1 : 0,9548	634,1	Эвслогчорр, Хибинский массив	[10]

Гомеоструктурен с содалитом. Основу структуры [9] составляет трехмерный тетраэдрический каркас, в котором в отличие от структуры содалита два атома Al заменяются Be в тех же позициях. Упорядоченное распределение Al, Be и Si обуславливает понижение кубической симметрии, характерной для содалита, до тетрагональной. BeO_4 - и AlO_4 -тетраэдры правильные: длина связей (Å) $\text{BeO-O} = 1,631$, $\text{Al-O} = 1,748$; углы $\text{O-Be-O} = \text{O-Al-O} = 109,5^\circ$. SiO_4 -, $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ - и $(\text{Si}, \text{Be})\text{O}_4$ -тетраэдры несколько искажены: длина связей Si-O в них различна и равна соответственно 1,644 и 1,647; 1,609; 1,581; углы $\text{Si-O-Si} = 140,8$, $\text{Si-O-Be} = 143,6$ и $\text{Si-O-Al} = 135,9^\circ$ [9]. Упорядоченное распределение атомов Si, Al, Be и Na подтверждено методом ЯМР [11].

В пустотах каркаса размещаются группы $[\text{Na}_4\text{Cl}]^{3+}$. Атомы Na находятся в окружении одного атома Cl и четырех атомов O в противоположность содалиту, где Na окружен тремя атомами O (фиг. 29) [9].

При нагревании тугтупита в интервале $20-905^\circ$ происходит изменение параметров, объема элементарной ячейки [12] и длин связей [9]:

	20°	905°	Ссылка
a	8,6397	8,7686	[12]
c	8,8658	8,9758	[12]
V	661,78	690,14	[12]
Na-O(1)	2,355	2,355	[9]
Na-O(2)	2,355	2,355	[9]
Na-O(3)	2,355	2,355	[9]
Na-Cl	2,705	3,088	[9]
Si-O(1)-Si	141,4	146,6	[9]
Si-O(2)-Be	143,8	149,1	[9]
Si-O(3)-Al	135,4	139,4	[9]



Фиг. 29. Координация атомов Na в структуре тугтупита (а) и содалита (б) (по Хассану и Грунди [9])

Тетр.-скаленоэдр. кл. $D_{2d} - \bar{4}2m (L_4 2L_2 2P)$. $a : c = 1 : 1,0269$ [4].
Форма [4]:

		φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i>	001	—	0°00'	<i>e</i>	011	0°00'
<i>a</i>	100	90°00'	90 00	<i>d</i>	101	90 00
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>p</i>	111	45 00
<i>m</i>	110	45 00	90 00	<i>r</i>	211	63 26

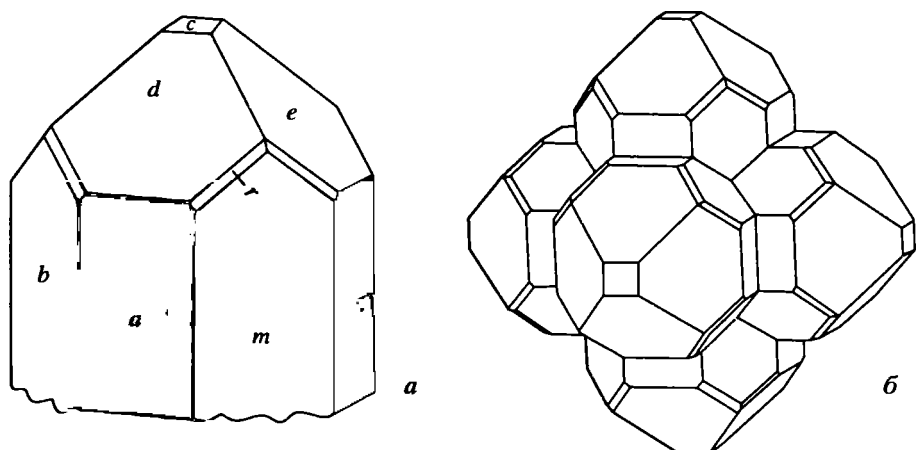
	Измер.	Вычисл.
<i>ab</i> (100) : (010)	90° 0'00"	—
<i>ac</i> (100) : (001)	90 0 00	—
<i>ce</i> (001) : (011)	45 45 38	—
<i>cd</i> (001) : (101)	45 45 38	—
<i>cr</i> (001) : (211)	68 28 00	66°28'02"
<i>mr</i> (110) : (211)	29 36 00	29 34 12
<i>di</i> (101) : (211)	30 00 40	29 59 34

Кристаллы короткопризматические. Грани *a*, *r* и *p* — матовые, *c*, *m*, *d*, *r* — блестящие (фиг. 30,а).

В образцах из массива Илимаусак под микроскопом наблюдаются псевдокубические тройники прорастания с плоскостью двойникования (101) [4] (см. фиг. 30,б) и чрезвычайно редкие в природе псевдотригональные тройники срastания, состоящие из симметричных двойников с плоскостями срastания (101) и (011) [13].

В тугтупите из массива Илимаусак обнаружены мелкие первичные и вторичные газовой-жидкие включения [14]. Первичные гомогенизируются при 400–460° (жидкая фаза в них содержит 21% солей с вероятным преобладанием NaCl, газовая — H₂S, HCl, HF). Вторичные гомогенизируются при 350–100°.

Физ. св. Сп. ясная по (110) и (101) [2, 4]. Изл. раковистый. Тв. около 4 [2], 5,5 [15]. Микротвердость средняя 717 кГ/мм² при нагрузке 100 г [5]. Уд. в. образца из Ловозера 2,28 [2], из Хибин 2,30 [10], из Илимаусака 2,30–2,35 (вычисл. 2,34 [9], 2,36 [8]). Цв. голубой, зеленоватый, розовый у тугтупита из Ловозерского [2], малиновый — из Хибинского [10], от белого до карминно-красного — из Илимаусакско-



Фиг. 30. Идеализированный кристалл тугтупита (а) и тройник кристаллов тугтупита по (101) (б), рисунок под микроскопом (по Соренсену и др. [4])

го массивов [4], бледно-розовый до розовато-красного – из Сент-Илер [16]. Розовая и малиновая окраска обусловлена F-центрами, которые разрушаются после нагревания до 250° и восстанавливаются под воздействием ультрафиолетового и рентгеновского излучения. Оптический спектр поглощения малинового тугтупита характеризуется двумя полосами (нм): 510 (в видимой области) и 330 (в близкой ультрафиолетовой). Тугтупит обладает фотохроматизмом (тенебресценцией) – светлеет в темноте и розовеет при дневном свете (из массива Илимаусак), связанным с присутствием в кристаллической решетке сульфидной серы гангательно-го иона S_2^{2-} [15]. Образец из массива Сент-Илер при дневном свете постепенно осветляется от красновато-розового до бледно-розового. После экспозиции в ультрафиолетовых лучах окраска восстанавливается с усилением интенсивности [16]. В ультрафиолетовых лучах обнаруживает ярко-розовое [2], желто-оранжевое [4] и густо-красное [16] свечение. В спектре люминесценции в оранжево-красной области фиксируется широкая полоса с $I_{\max} = 690$ нм, колебательная частота 568 нм. Люминесценция связана с молекулярным ионом S_2^- , изоморфно замещающим Cl [15]. Бл. стеклянный. Полупрозрачен [2]. Сильный пьезоэлектрик [8]. Диэлектрическая проницаемость $\epsilon = 5,2$ [5].

ИК-спектры белого и красного тугтупитов из массива Илимаусак характеризуются полосами поглощения (см^{-1}): 2920 и 2850 (очень слабые), 1065, 1045 (четкая острая), 979 (сильная), 940 (плечо), 780 и 752 (умер. плечо), 723 (острая), 651 и 613 (умерен. плечо), 498 (плечо), 468 (сильно широкая) [17].

Микр. Одноосный (+). $n_e = 1,499-1,502$, $n_o = 1,495-1,496$; $n_e - n_o = 0,066$. Иногда обнаруживает двусосьность, $2V$ до 10° [1, 4, 7, 8, 10]. У илимаусакских образцов отмечается сложное двойникование [8].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 26,50$; $\text{BeO} - 5,34$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 10,88$; $\text{SiO}_2 - 51,39$; $\text{Cl} - 7,58$; $-\text{O} = \text{Cl}_2 = 1,69$.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	23,26	25,52	25,22	SiO_2	50,45	51,58	51,86
K_2O	0,40	0,12	0,09	H_2O	3,01	0,03	–
CaO	0,50	–	–	S_2^{2*}	–	0,33	–
BeO	5,30	5,40	5,36	Cl	6,04	7,27	7,07

	1	2	3		1	2	3
MgO	–	0,20	–	–O = Cl ₂	1,40	1,80	1,58
Al ₂ O ₃	12,56	11,15	10,31	Сумма	100,16	99,81	98,33
Ga ₂ O ₃	0,043	0,035*	–				

* Определен в лаборатории ИМГРЭ. 2* S²⁻.

1 – гора Малый Пункаруайв, Ловозерский массив, анал. Быкова [2]; 2 – Тугтупагтакорфия, Илимаусакский массив, анал. Моуритцен [1]; 3 – гора Эвеслогчорр, Хибинский массив (микрозонд., BeO определен методом традиционной химии) [10].

В ловозерском образце спектральным анализом дополнительно установлено присутствие Fe, Cu, Mg (анал. Лизунов) [2]. На частично замещается K и Mg; Al – Ga; Cl – S.

Диагн. исп. П.п. тр. легко плавится [2]. Температура плавления 1000°.

Повед. при нагр. На термограммах тугтупита из массива Илимаусак (хим. ан. 2) фиксируются: температура плавления ~1029° и потеря в весе при –1007° около 1,8 и 8,2 мас.% в интервале 1018–1448°, связанная с удалением NaCl [18]. По другим данным [4], плавится при 1040°, а потеря в весе начинается около 890° и продолжается до –1020°.

Находж. Редкий. Низкотемпературный, пневматолито-гидротермальный. В Ловозерском массиве (Кольский п-ов, Россия) встречен в пегматитах и гидротермальных образованиях в пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитах в ассоциации с чкаловитом, уссингитом, анальцимом и шабазитом в пределах гор Пункаруайв, Непха, Сенгисчорр, Карнасурт. Обычно образует оторочки вокруг кристаллов чкаловита, иногда самостоятельные выделения в уссингите [2] в виде отдельных зерен (до 1 см).

Найден в двух пегматитовых жилах (“Шкатулка” и “Сиреневая”) на горе Аллуайв [6]. В первой наблюдается в виде ярких малиновых кайм (до 3–5 мм) вокруг обособлений чкаловита и округлых гнезд (до 2–3 см) среди уссингита, а в мелких его пустотках встречаются плохо оформленные кристаллики и шишкообразные выделения (25 × 12 мм), иногда покрытые коркой гмелинита. Во второй обнаружены прозрачные зерна необычного желтовато-зеленого и бирюзового цвета в ассоциации с эвдиалитом, терскитом, борнеманитом и другими редкими минералами [6].

В Хибинском массиве обнаружен на горе Эвеслогчорр в виде отдельных зерен (до 1 см) в гидротермальном мурманит-полевошпатовом прожилке, секущем лявоchorриты, и в натролит-полевошпатовой жиле в этих же породах. Тугтупит ассоциирует с мурманитом, беловитом-(Ce) и сафлоритом среди полевого шпата в краевой зоне [7, 10, 19].

Широко распространен в Илимаусакском массиве в пегматитах и гидротермальных жилах науяитов в районе Тугтупагтакорфия, на о-ве Кекертаусак, на свверном берегу зал. Кангердлуарсук, в горах Кванефельд, Нахалак, плато Тазек [4, 20]. Обычно наблюдается в виде мелкозернистых (до нескольких см) выделений, часто развивается вокруг чкаловита, локально наблюдаются мелкие кристаллы на стенках пустот в массивном уртите. Ассоциирует с альбитом, желтым содалитом, уссингитом, анальцимом, натролитом, чкаловитом, иногда с соренсенитом, литиевой слюдой, монацитом.

Встречен в массиве Сент-Илер (Квебек, Канада) [16] в ксенолите содалитовых сиенитов вместе с содалитом, эгирином, терскитом, сидоренковитом, стенструпином, канкринитом, серандитом, натролитом и вуоннемитом.

Изм. По краям зерен замещается эпидидимитом и тончайшей смесью точнесс не определенных алюмосиликатов кальция и калия [10].

Практ. знач. Карминно-красный тугтупит используется как полудрагоценный камень [13].

Отл. От содалита – по межплоскостным расстояниям, ИК-спектру, хим. составу и по характеру флуоресценции.

Межплоскостные расстояния тугтупита из Тугтупагтакорфия, Илимаусакский массив*
CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
101	80	6,13	310	5	2,710	323	20	1,848
110	20	6,05	222	60	2,497	224	5	1,783
002	40	4,40	213	40	2,331	422	20	1,760
200	5	4,20	312	40	2,310	314	5	1,711
112	60	3,57	321	40	2,296	413	20	1,696
211	100	3,52	114	40	2,071	431	40	1,683
202	5	3,07	303	40	2,050	215	5	1,602
220	5	3,03	330; 411	60	2,023	521; 512	5	1,596
103	20	2,777	402	20	1,929			
301	20	2,719	420	5	1,919			

* ASTM 19-1182. $a_0 = 8,583$, $c_0 = 8,817$.

Литература

1. *Sørensen H.* // *Medd. Grønland.* 1962. Bd. 167, N 1. S. 1–251; Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Norden, 1963. Pt 27. P. 157–159.
2. *Семенов Е.И., Быкова А.В.* // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133, № 5. С. 1191; *Бонитедт-Куплетская Э.М.* // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90, вып. 4. С. 347; *Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
3. *Sørensen H.* // Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Norden, 1960. Pt 17. P. 31–35.
4. *Sørensen H., Dano M., Petersen O.V.* // *Medd. Grønland.* 1971. Bd. 181, N 13. S. 1–37.
5. Бсриллиевые минералы перспективных типов месторождений / Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: М-во геологии СССР, 1973. С. 72, 92, 94.
6. *Пеков И.В.* // Ловозерский массив: История исследования, пегматиты, минералы / Творч. объединение “Земля”, Ассоц. “Экост”. М., 2001. 464 с. (см. с. 170–176. 354).
7. Минералогия Хибинского массива / Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 2. 586 с. (см. с. 350).
8. *Dano M.* // *Acta crystallogr.* 1966. Vol. 20. P. 812–816.
9. *Hassan I., Grundy H.D.* // *Canad. Miner.* 1991. Vol. 29, pt 2. P. 385–390.
10. *Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н.* // Зап. ВМО. 1999. Ч. 128, вып. 1. С. 3–14.
11. *Xu Z., Sheriff B.I.* // *Canad. Miner.* 1994. Vol. 32, pt 4. P. 935–943.
12. *Henderson C.M.B., Taylor D.* // *Miner. Mag.* 1977. Vol. 41, N 317. P. 130–131.
13. *Petersen O.V.* // *Ibid.* 1978. Vol. 42, N 322. P. 251–254.
14. *Sobolev V.S., Bazarova T.Y., Shugurova N.A.* et al. // *Medd. Grønland.* 1970. Bd. 181, N 11. S. 2–33.
15. *Платонов А.Н., Тарашчан А.Н., Беличенко В.П., Поваренных А.С.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1971. Вып. 5. С. 61–72; *Povarennykh A.S., Platonov A.N., Tarashchan A.N., Belichenko V.P.* // *Medd. Grønland.* 1971. Bd. 181, N 14. S. 5–12; *Платонов А.Н.* // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 263 с. (см. с. 214).
16. *Povrath L., Gault R.A.* // *Miner. Rec.* 1990. Vol. 21, N 4. P. 343.
17. *Henderson C.M.B., Taylor D.* // *Spectrochim. acta. A.* 1977. Vol. 33. P. 283; *Поваренных А.С., Педфедов Е.И.* // Геол. журн. АН УССР. 1971. Т. 31, вып. 5. С. 13–27.
18. *Antao S.M., Hassan I.* // *Canad. Miner.* 2002. Vol. 40, pt 1. P. 163–172.
19. *Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П.* // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 5. С. 513–519.
20. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 165 с.

Нозеан Nosean
 $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Назван Клапротом в 1815 г. в честь немецкого минералога В. Нозе (1753–1835) – нозианом, по Глоккеры (1839) – нозеан.

Сиои. Нозеанит – noseanite, нозелит – noselite, нозиан – nosian, нозин – nosin, нозит – nosite, шпинеллан – spinellan, spinellanne, натрон гаюин – natron hauyne (Hey, 1955; Clark, 1993), гидросодалит – hydrosodalite [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, сливные массы, мелкие кристаллы размером от 0,1 до 5 мм.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^4 - P\bar{4}3n$, $a_0 = 9,084 \text{ \AA}$; $V = 749,6 \text{ \AA}^3$ [2]; $T_d^1 - P\bar{4}3m$, $a_0 = 9,072\text{--}9,114 \text{ \AA}$. Установлена линейная зависимость между содержанием K_2O и величиной элементарной ячейки [3]. $Z = 1$.

Эти данные соответствуют субъячейке, аналогичной таковой содалита, в отличие от которого нозеан имеет несоразмерно модулированную позиционно-неупорядоченную структуру. Неупорядоченность связана, с одной стороны, с наличием (с соотношением 1 : 1) различных по размерам и зарядам кластеров $[\text{Na}_2\text{SO}_4]^{2+}$ и $[\text{Na}_4\text{H}_2\text{O}]^{4+}$, статистически распределенных по двум позициям: в больших пустотах – $[\text{Na}_4\text{SO}_4]^{2+}$, в малых – $[\text{Na}_4\text{H}_2\text{O}]^{4+}$, а с другой – со статистическим размещением атомов кислорода в SiAl-каркасе по двум 24-кратным позициям. Разворот тетраэдров вокруг высокозаряженных кластеров $[\text{Na}_4\text{H}_2\text{O}]^{4+}$ вызывает смещение (модуляцию) атомных координат кислорода из идеальных положений в ТО-тетраэдрах в направлениях $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 412 \rangle$, $\langle 3\bar{3}1 \rangle$, и размер модуляции достигает $\sim 50 \text{ \AA}$, что обуславливает появление сверхструктурных рефлексов (сателлитов) на дифракционной картине [4, 5].

Реальные кристаллы содержат два типа доменов (в соответствии с упомянутыми выше типами неупорядоченности), каждый из которых имеет упорядоченную структуру и пониженную симметрию $P23$ относительно пр. гр.

Нозеан – высокотемпературный минерал. Предполагают, что полностью неупорядоченное распределение кластеров (усредненная структура $P\bar{4}3n$) при охлаждении постепенно переходит в упорядоченное, сопровождающееся позиционными модуляциями атомов O каркаса. Оба типа доменов становятся упорядоченными ($P23$) и могут группироваться в разных участках кристалла без нарушения Si-Al-каркаса.

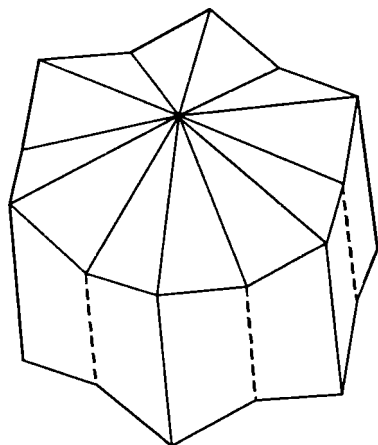
Межатомные расстояния (Å) и валентные углы усредненной структуры: Si–O = 1,61; Al–O = 1,72; Na–O = 2,35–3,54; S–O = 1,54; углы O–T–O = 109,3; O–S–O (в SO_4) = 109,9; Si–O–Al = 147,5° [2].

Кристаллы додекаэдрического облика.

Формы: $d(110)$, $n(100)$, $t(102)$, $o(111)$, $i(112)$, (113) , (331) . Преобладает (110) . Кристаллы часто удлинены вдоль одной из тройных осей и уплощены по (110) . Двойники по (111) , всегда двойные прорастания (фиг. 31).

Содержит включения газов, жидкости, стекла, а также пирротина, магнетита или ильменита, иногда эти включения ориентированы. Отмечались закономерные сростания с канкринитом, в которых тройная ось направлена по вертикальной оси канкринита (Ионсен, Браунс, 1890).

Физ. св. Сп. по (110) отчетливая, у ловозерских образцов отсутствует [1]. Изл. неровный, плоскораковистый. Хрупкий. Тв. $\sim 5,5$. Уд.в. 2,25–2,39 (увеличивается с повышением содержания Ca) [3], 2,21 (вычисл.) [2]. Цв. серый, дымчато-серый, белый, бесцветный, буроватый, голубоватый и иногда от включений почти черный. Просвечивает. Бл. стеклянный. Черта белая. Часто зональный (с более темным ядром). В ультрафиолетовом свете флюоресценция не типична. Полосы поглощения в ИК-спектре (см^{-1}): 1137, 1000, 725, 698, 656, 610, 450, 420 [6].



Фиг. 31. Двойник нозеана из района Лаахерского оз. (по Рату, 1864)

Полосы поглощения в ИК-спектре нозеана из нозеановых сиенитов (Ловозерский массив) (см^{-1}): 3615, 350 сл., 3310 сл. (валентные колебания H_2O), 1675 сл., 1625 сл. (деформационные колебания H_2O), 1170 плечо, 1137 (валентные колебания SO_4), 998 сильн. (Si-O – валентные колебания), 729, 702, 660 (смешанные колебания каркаса), 640 плечо, 621 (деформационные колебания SO_4), 550 сл., 452 сильн., 430 плечо (деформационные колебания каркаса) (данные Н.В. Чуканова).

Микр. В шлифах бесцветный. Изотропный, иногда аномально анизотропный с очень слабым двупреломлением. N в Na -свете от 1,4615 до 1,4895, повышение связано с увеличением содержания Ca [3].

Хим. Теор. состав для $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$: Na_2O – 24,10; Al_2O_3 – 29,74; SiO_2 – 35,06; SO_4 – 9,34; H_2O – 1,75.

Натрий частично замещается K и Ca . Содержание последнего достигает $\text{CaO} = 5,75\%$ (хим. ан. 9) (промежуточный член в ряду нозеан–гаюин), Fe^{3+} замещает Al , частично Si [7], Cl иногда замещает S и SO_4 . Содержание серы в образцах из Ловозерского массива достигает 0,377% [8], H_2O от 0,40 до 4,74% [1].

Спектральным анализом в нозеане из района Лаахерского оз. обнаружены Ti , Ga , Cu , Mo , Sr . Из пород этого района описан карбонат-нозеан (мас.%): Na_2O – 20,40; K_2O – 2,12; CaO – 1,39; Al_2O_3 – 28,19; Fe_2O_3 – 1,06; SiO_2 – 35,60; SO_3 – 7,94; Cl – 1,09; CO_2 – 1,00; H_2O – 1,27 (определена при 120°); сумма за вычетом – $\text{O} = \text{Cl}_2 - 0,25 = 99,81$ [9].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	20,67	18,57	21,43	16,62	21,31	22,40	23,15	21,51	19,12
K_2O	2,29	2,43	1,33	1,97	2,57	1,63	0,42	0,57	0,43
MgO	0,32	0,93	0,16	0,92	0,40	–	–	–	–
CaO	1,70	4,31	1,52	3,60	1,60	0,54	0,53	0,95	5,73
MnO	0,04	0,15	Сл.	0,01	He	–	–	–	–
					обн.				
Fe_2O_3	0,91*	2,60*	0,54*	2,74*	0,95	0,38	1,40	0,15	0,65
Al_2O_3	27,09	24,77	28,66	25,99	27,60	26,59	28,74	27,15	28,88
SiO_2	36,07	35,75	36,16	35,44	33,01	37,83	35,07	37,19	32,08
TiO_2	0,09	0,26	0,04	–	0,10	–	–	–	–
P_2O_5	0,06	0,09	–	–	–	–	–	–	–
H_2O	1,53 ^{2*}	3,33 ^{2*}	2,18 ^{2*}	2,04 ^{2*}	3,85	0,87	3,49 ^{3*}	4,74 ^{3*}	3,59
SO_3	8,80	6,36	7,00	8,77	8,25	8,68	6,54	6,78	8,84
S	–	–	–	–	–	–	0,42	0,36	0,10
Cl	0,68	0,71	0,61	0,59	0,22	1,66	0,49	0,61	0,84
Сумма	100,25	100,26	99,63	99,86	98,86	100,58	100,32	100,30	100,26
– $\text{O} = \text{Cl}, \text{S}$	0,14	0,15	0,13	0,35	0,05	0,38	0,32	0,32	0,24
Сумма	100,11	100,11	99,50	99,51	98,81	100,20	100,00	99,98	100,02

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Уд.в.	2,32	2,32	2,27	—	2,39	2,266	—	—	—
n	1,470	1,470	1,464	—	1,490	—	1,485	1,487	1,494
a	9,090	9,086	9,075	—	9,092	—	9,067	0,065	9,063

* Fe общее. 2* Потеря в весе при нагревании до 800°. 3* H₂O⁺; в том числе H₂O⁻ — 0,07 и 0,29; пересчитано на 100% после вычитания нерастворимого остатка 5,23, 3,50 и 17,34% соответственно.

1—3 — из Германии: 1 — из порфиrowого зельбергита, вблизи Риден, 2 — из зельбергита, вблизи Шеллкопф, 3 — из нозеанового фойяита в туфах, вблизи Карлих; 4 — из миаскитовых фонолитов, массив Канталь (Франция); 5 — из нозеанового фонолита в Южн. Коль-де-Маза, Марокко; 1—5 — [3]; 6 — из лейцитовою породы, Таймырский п-ов [10]; 7—9 — анал. Кузнецова, определение S — Волков, Cl — Тузова, H₂O — Иванов; 7, 8 — из Ловозерского массива (7 — из нозеанового сиенита, гора Аллуайв, 8 — из пойкилитовых нозеановых сиенитов, р. Муруай), 9 — из нозеановых сиенитов с о-ва Бланш, архипелаг Лос (Гвинея) [1].

Диаги. исп. Легко и полностью разлагается HCl с выделением геля SiO₂, иногда при этом выделяется H₂S, а также CO₂.

Повед. при нагр. Температура плавления (Дельтер, 1912) 1140°. При нагревании некоторые зерна становятся голубыми; окрашиваются в синий цвет при нагревании в струе H₂S. Потеря в весе ловозерских образцов, фиксируемая в интервале 250—500°, обусловлена удалением воды [1]. Кривая дегидратации нозеана из Марокко (хим. ан. 5), полученная при нагревании с интервалом 100° в течение 1 ч от 200 до 1000°, имеет "цеолитный" характер. Рентгенограмма после дегидратации до 1200° идентична таковой непрокаленного образца, лишь незначительно уменьшается размер элементарной ячейки — с 9,092 до 9,085 Å [3].

Нахожд. Малораспространенный, но типичный породообразующий минерал эффузивных и жильных щелочных пород. Редко встречается в интрузивных, главным образом в миаскитовых нефелиновых сиенитах. Обычно сопровождается другими фельдшпатоидами — гаюином, содалитом, лейцитом, нефелином, наблюдается также совместно с санидином и ортоклазом.

На основании термодинамических расчетов минеральных равновесий с участием нозеана выделены факторы, влияющие на его образование [11]: 1) резкая недонасыщенность магматического расплава кремнеземом; 2) высокое содержание щелочей и кальция, обуславливающее повышенную растворимость сульфатной серы в расплаве; 3) высокие температуры (порядка 800—1000°) и узкий температурный интервал кристаллизации, что способствует сохранению в минералообразующей среде серы в сульфатной форме; 4) низкое давление на твердые фазы, поскольку с увеличением давления нозеан разлагается с образованием сульфидов [11].

Характерен для вулканических пород в окрестностях Лаахерского оз., Эйфель (Германия) (хим. ан. 1, 3, 4) (Rath, 1864; [12]). Вкрапленники нозеана совместно с аноктоклазом, микрокристаллическими содалитом, керсутитом, титанитом, меланитом, магнетитом содержатся в миаскитовых фонолитах массива Канталь, пров. Овернь, Франция (хим. ан. 4) [13].

Нозеановые фонолиты встречаются в Уолф-Роке (п-ов Корнуолл, Англия) на островах Кейп-Верде (Дир и др., 1966), в Южн. Коль-де-Маза (Марокко) (хим. ан. 5) [3]. Наблюдается вместе с аноктоклазом, амфиболом, биотитом в лейцитовых породах (таймыритах) на п-ове Таймыр (хим. ан. 6) [10].

Присутствует в щелочных лавах Канарских о-вов и Островов Зеленого мыса, в Альбанских горах (Италия).

На Турьем п-ове (Мурманская обл., Россия) входит в состав жильных щелочных пород – нозеанитов и нефелинитов – как один из главных породообразующих минералов в виде мелких вкрапленников, не превышающих 1–2 мм [14], а в мелилитовых нефелинитах – до 8 мм [15].

В интрузивных породах широко распространен в двух массивах: на архипелаге Лос (Гвинея) и Ловозерском (Мурманская обл., Россия) [1, 16].

В первом входит в состав 15 разновидностей миаскитовых нефелиновых сиенитов, слагающих 80% площади массива [17]. Наблюдается обычно в виде пойкилитовых вростков в ортоклазе, иногда выполняет интерстиции между нефелином и ортоклазом совместно с баркевикитом, гастингситом, акцессорными – флюоритом, апатитом, титанитом (хим. ан. 9) [16, 17].

В Ловозерском массиве является типоморфным минералом пород первой интрузивной фазы: нефелин-нозеановых и пойкилитовых нефелин-нозеановых сиенитов (до 50% нозеана, иногда более) (первоначально описан как гидросодалит). Выходы этих пород прослеживаются на горах Маннепахк, Лепхе-Нельм, Пункаруайв, Аллуайв, в долинах рек Мотчисуай и Уэлькуайв [18]. Предполагается, что он кристаллизовался непосредственно из магматического расплава одним из первых. Это согласуется с изотопным составом серы в нем ($\delta^{34}\text{S} = -2,0$ до $0,4\%$), близким метеоритному уровню, что указывает на ее ювенильный, высокотемпературный (порядка 1000°) источник. Сульфатная сера заметно обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = +4,9\%$) [8]. Коэффициент фракционирования изотопов серы между ее окисленной и восстановленной формами в нозеане и в сопутствующем ему пирротине составляет 1,0063, что свидетельствует о начале их кристаллизации при 970° [11]. Однако допускается, что образование нозеана происходило в стадию автотермических изменений под воздействием натриевых растворов на нефелии и полевой шпат [20], а также предполагается, что высокое содержание в нем воды указывает на низкую температуру минералообразования [21].

В незначительном количестве изредка содержится в глубинных породах фойяитового (Монреаль, Канада) и тералитового типов.

В провинции Шаньси (Сев. Китай) нозеан совместно с полевым шпатом, меланитом, содалитом и рудным минералом присутствует в эгирин-авгитовых сиенитах [22].

Изм. Легко изменяется, замещаясь анальцимом, цеолитами в смеси с серицитом и др. В шлифах характерны побурение по краям зерен и их коррозия. В породах из района Лаахерского оз. наблюдаются оплавленность зерен и переплавление в стекло.

Искусств. Получен И.А. Морозевичем (1897) в виде ромбических додекаэдров, корродированных и сплавленных зернышек из смеси каолина с содой ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и Na_2CO_3 в присутствии сульфата натрия (1 : 1) при температуре около 600° [23].

Образуется из смеси стекла NaAlSiO_4 и Na_2SO_4 в отношении 6 : 1 при продолжительном выдерживании при 800° [24].

Синтезирован при гидротермальной обработке геля состава $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$, минерал образовывался при избытке щелочи. Получен при обработке анальцима насыщенным раствором Na_2SO_4 при температуре около 360° [25].

Осуществлен синтез карбонат-нозеана $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{CO}_3$ [26].

Экспериментальное изучение в гидротермальных условиях устойчивости нозеана в зависимости от концентрации Na_2SO_4 и температуры при давлении 2 кбар показало, что он устойчив при концентрации $\text{Na}_2\text{SO}_4 \geq 2$ мас. % (600°) ≥ 1 мас. % (700°) и ≥ 5 мас. % (800°) [27].

Межплоскостные расстояния нозеана из Марокко [31]*

CuK_α -излучение. Дифрактометр

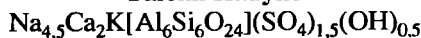
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	10	9,127	300; 221	1	3,033	331	5	2,096
110	36	6,464	310	24	2,876	332	4	1,938
111	2	5,262	222	49	2,625	510; 431	10	1,783
200	6	4,552	320	3	2,522	521	2	1,660
210	3	4,068	321	10	2,431	440	11	1,607
211	100	3,718	400	10	2,273			
220	1	3,243	411; 330	25	2,143			

* Оригинал хим. ан. 5.

Литература

1. Герасимовский В.И., Букин В.И., Кузнецова С.Я., Поляков А.И. // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 14. С. 893–896.
2. Hassan I., Grundy H.D. // *Cand. Miner.* 1989. Vol. 27, pt 2. P. 165–172.
3. Taylor D. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1967. Vol. 16, N 2. P. 172–188.
4. Hassan I., Buseck P.R. // *Amer. Miner.* 1989. Vol. 74, N 3/4. P. 394–410.
5. Schulz H. // *Ztschr. Kristallogr.* 1970. Bd. 131. S. 114–138.
6. Пен Вениш // Инфракрасные спектры минералов. Пекин, 1982. 419 с. На рус. и кит. яз.
7. Vrousse R., Varet J., Bizouard H. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 22, N 3. P. 169–184.
8. Кузнецова С.Я., Загрязская Г.Д. // *Геохимия.* 1976. № 12. С. 1886–1888.
9. Schuster E. // *Neues Jb. Miner.* 1920. Beil.-Bd. 43. S. 295–318.
10. Хрущев К. // Зап. СПб. Акад. наук. 1894. Т. 35.
11. Романчев Б.П., Кузнецова С.Я. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1982. № 1. С. 134–137.
12. Brauns R., Uheig J. // *Neues Jb. Miner.* 1913. Bd. 35. S. 119–220.
13. Varet J. // *Bull. Volcanol.* 1969. Vol. 33, fasc. 2. P. 621–659.
14. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. // Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 489 с.
15. Иваников В.В., Рухлов А.С. // Зап. ВМО. 1998. Ч. 127, вып. 1. С. 3–16.
16. Герасимовский В.И., Кузнецова С.Я., Карпушина В.А., Несмеянова Л.И. // *Геохимия.* 1970. № 8. С. 925–934.
17. Лазаренков В.Г., Игнатов А.В., Логинова Т.И. // Зап. ВМО. 1973. Ч. 102, вып. 1. С. 43–53.
18. Герасимовский В.И. // Производительные силы Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 67–76.
19. Герасимовский В.И., Поляков А.И., Воронина Л.П. // Докл. АН СССР. 1960. Т. 131, № 2. С. 402–405.
20. Герасимовский В.И., Волков В.П., Козарко Л.Н. и др. *Геохимия Ловозерского щелочного массива.* М.: Наука, 1966. 393 с.
21. Боруцкий Б.Е. *Породообразующие минералы высокощелочных комплексов.* М.: Наука, 1988. 214 с.
22. Nystrom E.T. // *Bull. Geol. Inst. Uppsala.* 1927–1930. Vol. 22. P. 94.
23. Чирвинский П.Н. *Искусственное получение минералов в XIX столетии: Избр. тр.* М.: Наука, 1995. 510 с. (см. с. 73).
24. Vaih T. // *Ztschr. Kristallogr.* 1932. Bd. 83. S. 405–415.
25. Bajer R.M. // *Proc. Intern. Symp. Reactivity of Solid.* Gothenburg, 1954. Pt 1. P. 376.
26. Gesing T.M., Vuhl J.-Ch. // *Europ. J. Miner.* 1998. Vol. 10, N 1. P. 71–77.
27. Котельников А.Р., Ковальский А.М., Гурбанов А.А., Тихомирова В.И. // XIV Рос. совещ. по эксперим. минералогии: Тез. докл., Черноголовка, 2–4 окт. 2001. М., 2001. С. 106.

Гаюин Хаїуне



Назван Бруун-Ниргаардом в 1807 г. в честь французского кристаллографа и минералога Р.Ж. Гаюи (1743–1822).

Синон. Гаюинит – hauynite (Dana, 1868); латиалит – latialite (Gismondi, 1803); берцелин – berzeline (Necker, 1831); лазиалит – lazialite (Dana, 1892); наполит – napolite (Brooke, 1823); сапфирин – sapphirine (Nose, 1809); мариалит – marialite (Rylo, 1850); деодатит – deodatite (Zapfe, 1817); айюин – ajuin (Weyberg, 1929; Clark, 1993).

Разнов. Гидрогаюин – hydrohauyne [1], гаюин_{ss} – hauyne_{ss} [1a].

Характ. выдел. Обычно оплавленные и округлые зерна, реже кристаллы до 3 см.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^4 - P\bar{4}3n$. $a_0 = 8,904 - 8,918 \text{ \AA}$; $Z = 1$ [2–7].

С увеличением содержания K_2O параметр ячейки увеличивается [4].

Основу структуры составляет Si,Al-каркас (1 : 1) содалитового типа, в полостях которого, подобно нозеану, расположены кластеры двух типов (отличие – в процентном содержании): 75% $[\text{Na}_3\text{CaSO}_4]^{3+}$ и 25% $[\text{K}_2\text{Ca}(\text{OH})]^{3+}$. Обладает доменной структурой, так же как и нозеан; в пределах каждого домена оба кластера расположены упорядоченно ($P23$), суммарная картина соответствует некой усредненной структуре ($P43n$). Модуляции позиции атомов O в каркасе незначительны и носят случайный характер [6].

На снимках микродифракции и высокоразрешающего электронного микроскопа оптически анизотропного гаюина фиксируются четкие суперструктуры с периодом $6d_{110 \text{ куб}}$ вдоль одного из направлений [110] идеальной кубической субъячейки. Параметры ячейки суперструктуры этого образца метрически орторомбические $d_{\text{супер}} = 2d_{110 \text{ куб}}$, $b_{\text{супер}} = 6d_{110 \text{ куб}}$, $c_{\text{супер}} = c_{\text{куб}}$, но наиболее вероятны моноклинные Pn [7a].

Гаюин и нозеан образуют ограниченные твердые растворы [8]. Структура образца с повышенным содержанием калия [7] в целом соответствует описанной выше, небольшие отличия касаются степени упорядочения отдельных катионов (K, Ca и Na) и связанных с этим модуляций атомов кислорода. Предполагается, что при содержании калия более одного атома на ячейку модуляция не реализуется [7].

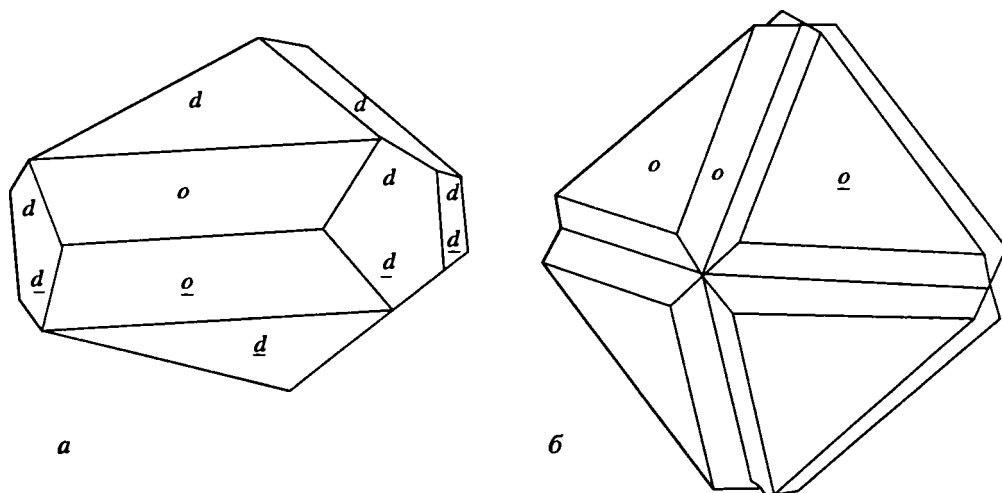
При уточнении структуры при 293 и 153 К [5] низкокалиевого образца позиционная разупорядоченность атомов O в каркасе не обнаружена, сателлитные рефлексы отсутствуют в отличие от структур нозеана и лазурита, где позиционные модуляции атомов O в одной из позиций вызывают появление сателлитовых отражений.

Средние межатомные расстояния (Å): Si–O = 1,620 [3], 1,606 [7], 1,597 (293 К) и 1,599 (153 К); Al–O = 1,712 [3], 1,731 [7], 1,742 (293 К) и 1,741 (153 К) [5]; средние значения валентных углов Al–O–Si = 139,3 [3], 149,9° [7].

Кристаллы додекаэдрические или псевдооктаэдрические. На кристаллах преобладает $d(110)$, реже наблюдаются $a(100)$ и мелкие (111), (211), (311), (210), (331). Кристаллы обычно мелкие с округлыми гранями, часто вытянуты по тройной оси. Двойники обычно по (111) простые, прорастания и полисинтетические (фиг. 32, а, б).

Содержит однофазовые (стекловатые до 0,5–1 мкм) и двухфазовые (стекло + газ, до 10–15 мкм) включения, расположенные в центральной части фенокристаллов [9], а также многочисленные включения газов и жидкости, часто закономерно ориентированные.

Физ. св. Сп. по (110) отчетливая. Изл. от плоскораковистого до неровного. Тв. 5,5–6. Уд.в. 2,4–2,5. Цв. очень различный, часто неоднородный, обычно го-



Фиг. 32. Двойник гаюина из Альбан-Хиллс, Италия
 а – по Гесенбергу (1869); б – по Рату (1866)

лубой, синий, бесцветный, белый, серый, желтый, зеленовато-синий, бледно-зеленый, спаржево-зеленый, иногда темно-синий до почти черного; интенсивность окраски увеличивается при повышении содержания S [10]. Часто окраска по зонам. Бл. стеклянный, иногда жирный. По данным оптических спектров поглощения [11], широкая полоса с максимумом 600 нм определяет голубую или синюю окраску и связана прямой зависимостью с концентрацией центров SO_3^- .

Прозрачный или лишь просвечивает. Черта белая, голубоватая. В ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 3650 \text{ \AA}$) в большинстве образцов из провинции Лациум (Италия) наблюдается фиолетово-розовая флюоресценция, от сильной до слабой [12]. Образцы из района Лаахерского оз. флюоресцируют голубым, из базальтовых лав Нидермендиг – ярко-оранжевым (по Либишу). ИК-спектр поглощения гаюина из района Эйфель, Германия (данные Чуканова) (см^{-1}): 3400 сл., 3260 плечо, 1139, 1004, 726, 700, 650, 612, 447, 425 плечо.

Рамановский спектр гаюина из района Лаахерского оз. характеризуется тремя пиками: 984,4, 539,4 и 436,9 см^{-1} , предполагается, что первый и третий связаны с колебаниями сульфатной группы SO_4^{2-} [1а].

Микр. В шлифах бесцветный или голубой. $N = 1,4915 - 1,508$ [4, 10], часто колеблется в пределах одного зерна, с увеличением содержания Са возрастает [4]. Для ярко-синего кристалла с Везувия: для Li-света – 1,4975, для Na-света – 1,5003, для Ti-света – 1,5025 [13]. Иногда анизотропный [7а].

Хим. Состав гаюина промежуточный между составом нозеана $\text{Na}_x\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ и гипотетического конечного члена $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$, но с дополнительными группами SO_4^{2-} по сравнению с полным пределом из двух групп на элементарную ячейку. Электростатический баланс достигается замещением $2\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$. Наблюдаются колебания в содержании Al_2O_3 и SiO_2 и небольшое замещение Al на Fe^{3+} . Существенно колеблется содержание Na_2O и CaO. Содержание K_2O меняется от сотых долей процента до 8,47%; SO_3 – от 8,71 до 14,10%. Сульфат-ион частично замещается хлором. Все природные образцы имеют весьма непостоянный состав (даже для одного месторождения).

Анализы:									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	13,15	18,14	16,03	16,07	16,08	18,60	19,85	14,87	12,83
K ₂ O	5,19	1,15	1,43	0,56	0,91	0,40	0,09	8,47	3,84
MgO	0,13	—	—	0,15	0,18	—	0,27	He обн.	0,09
CaO	9,23	7,38	9,51	8,00	8,54	7,20	4,88	4,44	7,53
FeO	—	0,14	0,17	—	—	—	—	He обн.	Нет
Fe ₂ O ₃	0,28*	—	—	0,36*	0,35*	0,27	0,19*	—	0,20
Al ₂ O ₃	28,82	27,69	26,91	26,16	27,59	27,30	27,57	27,65	27,70
SiO ₂	29,87	33,63	32,88	34,42	33,74	34,00	34,06	33,16	32,52
SO ₃	12,03	11,51	13,11	12,19	12,28	11,50	9,84	10,04	10,95
S	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,22	—	—	0,64	0,49	0,54	1,26	0,38	—
H ₂ O ⁺	0,40 ^{2*}	—	—	0,51	—	—	1,65 ^{2*}	—	4,18
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,57
Сумма	99,39	99,64	100,04	99,96	100,2	99,81	99,70	99,13	100,4
-O = Cl, S	0,09	—	—	0,14	0,10	0,12	0,27	0,10	—
Сумма	99,30	99,64	100,04	99,82	100,11	99,69	99,03	99,43	2,44
Уд.в.	2,48	—	—	2,43	2,40	—	2,40	—	1,500
n	1,504	—	—	1,500	1,496	1,500	1,494	—	9,16
a ₀	9,121	—	—	9,071	9,082	9,08	9,047	—	—
Расчет Si + Al = 12									
Na	4,7	5,01	4,40	5,7	5,6	6,30	6,9	5,232	4,56
K	1,2	0,21	0,26	0,1	0,02	0,05	—	1,961	0,68
Mg	—	—	—	—	0,01	—	0,1	—	0,02
Ca	1,9	1,13	1,44	1,6	1,7	1,39	0,9	0,863	1,48
Si	5,6	4,79	4,65	6,3	6,1	6,13	6,3	5,914	5,98
Al	6,4	4,65	4,49	5,6	5,9	5,80	5,8	6,017	6,00
Fe	—	0,02	0,02	0,1	—	0,09	—	—	0,02
SO ₄	1,7	—	—	1,7	1,7	1,55	1,3	—	1,52
Cl	0,1	—	—	0,2	0,2	0,16	0,4	0,117	—
S	—	1,23	1,39	—	—	—	—	1,367	—
H ₂ O	0,3	—	—	0,3	—	—	1,0	—	2,56

* Общее. 2* Потеря при нагревании до 800°.

1 — из вулканических выбросов Ариссия, Альбанские горы, Италия [4]; 2, 3 — из кристаллических кластов вулканической формации Питиглиано, район Вульсино (Италия) (микросонд.); 2 — из гаюиновых сиенитов, 3 — из гаюинсодержащих полевошпатовых сиенитов [14]; 4, 5 — из Германии: 4 — из гаюин-полевошпатовой лапилли Черенберг (в сумму входит CO₂ — 0,90), 5 — из гаюинового базальта Нидермендиг (в сумму входит TiO₂ — 0,05) [4]; 6 — из вулканических пород района Арукас, о-в Гран-Канария, Канарские острова (микросонд.) [10]; 7 — из гаюинсодержащего мрамора м-ния Сары-Санг (Афганистан) (в сумму входит TiO₂ — 0,04) [4]; 8 — из псевдолейцитовых агрегатов в порфирированных нефелиновых псевдолейцитовых сиенитах (микросонд.), Южно-Сакунский массив. Ссв. Прибайкалье (в сумму входят SrO — 0,03, BaO — 0,13) [15]; 9 — гидрогаюин из пегматита массива Ческинды, Алайский хр., Кыргызстан, анал. Киселева [1].

Спектральным анализом установлены Ba, Be, Mn, Pb, Sr, Mo, Cu (образец из района Лаахерского оз.); нейтронно-активационным — в шести образцах из вулканических пород этого района (ppm): Sc — 0,072–0,017; Cr — 0,5–1,93; Zn — 4,8–14,1; Rb — 6,16–12,5; Sr — 4,72–7,75; Ba — 11,6–49,6; La — 14,6–19,9; Ce — 18,9–28,8; Nd — 3,77–8,17; Sm — 0,37–0,62; Eu — 0,23–0,35; Tb — 0,026–0,066; Ho — 0,05; Tm — 0,15; Yb — 0,049–0,11; Lu — 0,005–0,01; Hf — 0,02–0,29; Ta — 0,05–0,14; Th — 0,71–0,78; U — 0,13 [16]; атомно-абсорбционным — в образцах из Лациум (Италия) (ppm): Sr — 390–4230 [12].

Диагн. исп. Легко разлагается HCl с выделением студенистого SiO₂, иногда при этом выделяется H₂S.

Повед. при нагр. Температура плавления 1450° по Брёну, 1210–1225° по Дёльтеру. При нагревании обычно обесцвечивается.

Нахожд. Обычно встречается в фонолитах и родственных им недосыщенных кремнеземом лавах, в выбросах вулканов, реже в plutонических породах и мраморах.

В вулканических полях Зап. Италии входит в состав лейцитовых фонолитов совместно с санидином или анортоклазом, нефелином, эгирин-авгитом, апатитом, титаномагнетитом [12, 17]. Кристаллы белого гаюина найдены в обломках вулканической брекчии в “пеперино” в ассоциации с геденбергитом, клинопироксеном, лейцитом, латиумитом, калиофилилом, гранатом (гроссуляр-андрадитом), мелилитом в Альбанских горах (Италия) [18], отмечается в выбросах Везувия, в ридените Монте-Велтуре близ Неаполя [19].

Содержится в вулканических породах (нефелинитах, тефритах, фонолитах) и лапиллях в районе Лаахерского оз. и других местах Германии: Нидермендиге (Рейнланд-Пфальц) (хим. ан. 5), в Черенберге (хим. ан. 4) [16, 20, 21].

В фонолитах в Вост. Эйфеле (район Лаахерского оз.) описаны две генерации гаюина: 1 представлена крупными бесцветными до молочно-белых фенокристаллами, 2 – голубыми микрофенокристаллами и микролитами основной массы. Крупные фенокристаллы, как правило, однородны по составу и немного отличаются от голубого гаюина лишь по K₂O, FeO и Al₂O₃. Иногда голубой гаюин развивается по периферии крупных кристаллов бесцветного, реже – плагиоклаза [9].

Анизотропный гаюин, сосуществующий с изотропным, установлен в фонолитах в мезозойском щелочном вулканическом и субвулканическом комплексе Нианг-нианг в пров. Цзянсу (Китай) [7а].

Известны гаюины в Богемском массиве (Чехия) [17]. Входит в состав лухитов в Лухове (Чехия) [19]. Присутствует (4%) в мажёрите (фоидсодержащем габбро) в Марёже, Мон-Дор (Франция) (Лакруа, 1917). Отмечается в вулканических породах (хим. ан. б) в районе Арукас на о-ве Гран-Канария [10].

Гаюиновые фонолиты встречаются в подвижной зоне “линии Камеруна” в Африке [17]. В Джебель-Тургеждид в Марокко описан гаюиновый анкаратрит [19]. Гаюиновые тефриты известны в Айюцзорском, Арташском и Азат-Вединском вулканических полях Армении [17]. Санидин-гаюиновые фонолиты установлены на банке Горриндж в центральной части Атлантического океана [22].

Фенокристы содержатся в основной стекловатой массе таититов на о-ве Таити (Тихий океан) (Лакруа, 1917). Присутствует (21%) в основной мелилитовой массе и окаите в Холмах Ока (шт. Квебек, Канада), входит в состав нефелин-гаюинового альнёита вместе с мелилитом, флогопитом и апатитом в районе Виннет (шт. Монтана, США) [19].

В вулканической формации Пилиглиано (Италия) встречаются класты гаюиновых сиенитов (хим. ан. 2 и 3) [14].

В нефелиновых псевдолейцитовых сиенитах Южно-Сакунского массива (Алданский щит, Россия) входит в состав псевдолейцитовых агрегатов (около 10%) вместе с калиевым полевым шпатом и нефелином. Отмечается замещение гаюина и нефелина симплектитовым агрегатом нефелина и калиевого полевого шпата [15].

Встречается в гаюин-полевошпатовых обособлениях в нефелиновых сиенитах в Зардалекском массиве (Кыргызстан) [23].

Известен в мраморах на м-ниях Сары-Санг (Афганистан) [4] и Эдвардс (шт. Нью-Йорк, США). В последнем наблюдается в виде крупных (до 2 м) зернистых

обособлений в рудной зоне в ассоциации с кальцитом, актинолитом, диопсидом, пиритом и цирконом. Предполагается, что образовался в процессе метаморфизма при температуре около 500° [24].

Изм. Очень легко изменяется, при этом буреет и переходит главным образом в анальцит, а также в натролит с небольшим количеством кальцита, в другие цеолиты и каолиноподобные продукты. Натролит образует псевдоморфозы по гаюину.

Искусств. Кристаллы гаюина, преимущественно ромбические додекаэдры, а также кубические, получены Морозевичем (1892) при сплавлении смеси, отвечающей составу гаюина, кремнекислого железа, кремнекислого кальция и калия, сернистого кальция и перекиси марганца. Сплав 8 сут находился при температуре темно-красного каления [25].

Практ. знач. Прекрасные, прозрачные, синие обломки кристаллов из вулканической породы м-ния Эйфель (Германия) используются ювелирами как ограночный материал [26].

Отл. От сходных содалита и лазурита отличается положительной реакцией на SO_3 и отрицательной – на Cl и S ; от нозеана трудноотличим: имеет лишь несколько больше показатель преломления и уд. в., а также параметр элементарной ячейки.

Разнов. [1]. *Гидрогаюин* – hydrohaüyne – гаюин с повышенным содержанием $\text{H}_2\text{O}^{+110}$ – 4,18% (хи.м. ан. 9); $a_0 = 9,16 \text{ \AA}$. Цвет бледно-зеленый, иногда почти белый. Уд. в. 2,440. Хрупкий. Сп. по ромбододекаэдру средняя до совершенной. $n = 1,493 - 1,501$.

По данным термовесового и ИК-спектрографического анализов, в нем присутствуют три типа воды: $\text{H}_2\text{O}^{+110}$, $(\text{H}_3\text{O})^+$ и $(\text{OH})^-$. Химическая формула $\text{Na}_{2,28}\text{K}_{0,34}(\text{H}_3\text{O})_{0,54}\text{Ca}_{0,74}\text{Mg}_{0,01}\text{Al}_{3,00}\text{Si}_{2,99}\text{Fe}_{0,01}\text{O}_{12} \cdot (\text{SO}_4)_{0,76}(\text{OH})_{24}$.

Найден в пегматоидных обособлениях в нефелиновых сиенитах массива Чекинды (Кыргызстан) в ассоциации с микроклином в виде кристаллов, небольших друз и сплошных зернистых масс, расположенных в интерстициях полевого шпата. Предполагается, что его образование происходило из позднемагматических отщеплений и гидротермальных растворов, обогащенных сульфат-ионом [23, 27].

Гаюин_{ss} – haüyne_{ss} – название дано минералу гаюин-лазуритовой серии, обнаруженному в ксенолитах мантийных шпинелевых дунитов на о-ве Ла Палма (Канарские острова) [1a]. Зерна, скелетные кристаллы размером до 0,05 мм. Пр. гр. $P43n$. $a_0 = 9,12 \text{ \AA}$. Цв. бледно-голубой. На рамановском спектре фиксируются пики, близкие к пикам как гаюина, так и лазурита (см^{-1}): 1086,3_{лаз} (связан с колебаниями S^{2-}), 984,4_r (SO_4^{2-}), 577,5_{лаз}, 539,4_r, 441,5_r (SO_4^{2-}). Анализ 10 зерен (микрозонд.) выявил заметные колебания состава (собственно гаюин имеет также весьма непостоянный состав даже в пределах одного месторождения) (мас. %): Na_2O – 14,21–17,63; K_2O – 0,35–14,16; CaO – 9,72–10,42; MgO – 0,08–0,67; $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 0,14–0,35; SiO_2 – 32,28–33,22; Al_2O_3 – 25,08–26,08; SO_3 – 13,28–14,26; Cl – 0,05–0,18. Элементы-примеси (ppm): Ti – 10,7 и 18,9; V – 24,6 и 26,3; Cr – 0,71 и 0,93; Rb – 1,19 и 0,48; Sr – 13,40 и 17,50; Y – 0,42; Zr – 0,02 и 0,06; Nb – 0,15 и 0,21; Cs – 0,03; Ba – 27,7 и 11,9; La – 9,5 и 8,2; Ce – 11,9 и 10,0; Nd – 2,90 и 2,10; Sm – 0,33 и 0,31; Eu – 0,14 и 0,20; Gd – 0,15; Dy – 0,09 и 0,08; Yb – 0,02 и 0,03 (в двух анализах).

Соотношение $\text{K}/(\text{K} + \text{Ca} + \text{Na})$ в нем ниже, чем в гаюинах из других месторождений, а отношение Ca/Na выше, чем в лазуритах.

Присутствует в пустотках в тончайших ($< 0,1 \text{ мм}$) прожилках фонолитового стекла; выполняет интерстиции в стекловатых обособлениях вместе с Cr -диопсидом, оливином, паргаситовой роговой обманкой, хромитом, иногда с FeS -

глобулями, наблюдается в виде вторичных включений в оливиновых порфиорокластах и мелких (0,05 мм) скелетных кристаллах, окаймленных стеклом. Предполагается, что гаюин_{ss} образовался в окислительных условиях из расплава сосуществующего с ним фонолитового стекла при быстром падении давления во время подъема ксенолитов к поверхности.

Межплоскостные расстояния гаюина из Нидермендиг (Германия) [4]*
CuK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
100	15	6,473	310	14	2,873	332	5	1,936
200	3	4,545	222	27	2,623	510; 431	9	1,781
210	2	4,059	321	7	2,428	521	2	1,658
211	100	3,720	400	4	2,271	440	4	1,605
220	1	3,211	411; 330	14	2,141			

* Оригинал хим. ан. 5.

Межплоскостные расстояния гидрогаюина из массива Чекинды (Кыргызстан) [1]*
Fe $\alpha\alpha\beta$ -излучение, *D* = 57,29

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	5	6,4	410	1	2,246	631	5	1,344
200	8	4,2	330	10	2,168	700	9	1,308
211	10	3,79	500; 430	1	1,828	550; 543	6	1,290
220	1	3,32	510; 431	9	1,792	721	10	1,238
300; 221	1	3,09	521	2	1,673	553	1	1,197
310	8	2,926	440	8	1,619	732	2	1,158
311	1	2,798	530	6	1,565	652	2	1,138
222	10	2,654	600; 442	6	1,523	742	2	1,121
320	2	2,547	532	6	1,483	662	3	1,051
321	3	2,463	620	3	1,448			
400	3	2,300	630	10	1,374			

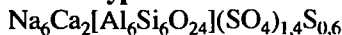
* Оригинал хим. ан. 9.

Литература

1. Ильинский Г.А. // Зап. ВМО. 1962. Ч. 91, вып. 1. С. 109–112.
- 1а. Wulff-Pedersen E., Neumann E.-R., Burke E.A.J. et al. // Amer. Miner. 2000. Vol. 85, N 10. P. 1397–1405.
2. Jaeger F., Westenbrink H.G.K., Van Melle F.A. // Proc. Acad. Amsterdam. 1927. Vol. 30. P. 249; Machatschky F. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1934 N 5. S. 135.
3. Löhn J., Schulz H. // Neues Jb. Miner. Abh. 1968. Bd. 109, H. 3. S. 201–210.
4. Taylor D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 2. P. 172–188.
5. Hassan I., Grundy H.D., Douglas H. // Canad. Miner. 1991. Vol. 29, pt 1. P. 123–130.
6. Hassan I., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1989. Vol. 74, N 3/4. P. 394.
7. Евсюнин В.Г., Сапожников А.Н., Расцветиева Р.К., Кашаев А.А. // Кристаллография. 1996. Т. 41, № 4. С. 659–662.
- 7а. Xu H., Veblen D.R. // Amer. Miner. 1995. Vol. 80, N 1/2. P. 87–93.
8. Hassan I., Buseck P.R. // Canad. Miner. 1989. Vol. 27, pt 1. P. 173–180.
9. Шарыгин В.В. // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 6. С. 97–108.
10. Arevalo P.E. // Bol. geol. y miner. 1972. Vol. 83, N 2. P. 75–81.
11. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 265 с. (см. с. 230).
12. Vurragato F., Maras A., Rossi A. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1982. H. 10. S. 433–445.
13. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935. 463 p.
14. Renzulli A., Upton B.G.J., Boyce A., Ellam R.M. // Europ. J. Miner. 1998. Vol. 10, N 2. P. 333–354.
15. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 188–205.

16. *Wörner G., Beusen J.-M., Duchateau N. et al.* // *Gontrib. Miner. and Petrol.* 1983. Vol. 84, N 2/3. P. 152–173.
17. Магматические горные породы: Щелочные породы / Под ред В.А. Кононовой. М.: Наука, 1984. Т. 2. 413 с.
18. *Tilley C.E., Henry N.F.M.* // *Miner. Mag.* 1953. Vol. 30, N 220, P. 39–45.
19. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 2. 482 с. (см. с. 320–334).
20. *Duda A., Schmincke H.-U.* // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1978. Bd. 132, H. 1. S. 1–33.
21. *Wörner G., Schmincke H.-U.* // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 4. P. 805–833.
22. *Матвеенков В.В., Альмухамедов А.И.* // *Петрология.* 1996. Т. 4, № 1. С. 45–56.
23. *Ильинский Г.А.* Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 165 с. (см. с. 103).
24. *Lessing P., Groult C.M.* // *Amer. Miner.* 1971. Vol. 56, N 5/6. P. 1096–1100.
25. *Чирвинский П.Н.* Искусственное получение минералов в XIX столетии: Избр. тр. М.: Наука, 1995. 510 с.
26. *Синкенес Дж.* Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней. М.: Мир, 1998. 414 с.
27. *Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф.* Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 272 с. (см. с. 216).

Лазурит Lazurite



Название происходит от арабского “азул” или персидского “лазвард” – синее небо.

Известен с древних времен, упоминается более чем 4000 лет назад; впервые подробно описан Бозтис де Боотом в 1636 г. как “lapide-lazulli” – камень лазурный [1] (название относится не к минералу, а к лазуритсодержащей породе). Как самостоятельный минерал описан Фишером в 1869 г. [2].

Синон. Лазуревый (лазоревый) камень – lasurstein (нем.), pierr d’azuz (фр.); лапис-лазурь (ляпис-лазурь) – lapis-lazuli (lazule) (англ.), lapis-lazzuli (итал.); сапфир (сапфейрос) – sapphire и кианос (кюанос) – cyaneus (др. греч.); чешбет – chesbet (египетск.); хризосапфир – chrysosapphire [3]; ляджвард – lajward (инд.) [4]; арминакун (армянский камень) – armenakun (армян.) (armenium stone – лат.) [5], ультрамарин – ultramarine (лат.) (искусств.).

Разнов. Структурные: триклинная, моноклинная, ромбическая [6–8]. Ювелирные: нили – nili – густо-синий; асмани – asmani – индиго, небесно-синий; себций (суфеи) – sebsi (suvsj) – зелено-синий [3].

Характ. выдел. Сплошные тонко- или мелкозернистые агрегаты; кристаллы встречаются редко, обычно размер не превышает 1–1,5 см, иногда до 4–5 см в поперечнике.

Структ. и морф. крист. Известны четыре структурные модификации лазурита:

a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V	Z	Местонахождение	Ссылка
Куб. с. $T_d^4 - P\bar{4}3n^*$									
9,105	–	–	–	–	–	754,8	1	Сары-Санг (Афганистан)	[9]
9,054	–	–	–	–	–	742,2	1	Баффинова Земля (Канада)	[9]
9,074	–	–	–	–	–	747,1	1	Мало-Быстринское м-ние (Россия)	[10]
Ромб. с. $D_{2h}^{10} - Pnaa$									
9,053	12,837	38,445	–	–	–	4468	6	М-ние Ляджвардар (Таджикистан)	[11]

a_0	b_0	c_0	α	β	γ	V	Z	Местонахождение	Ссылка
Монокл. с. $C_h^2 - P2_1$									
6,36	51,40	51,40	90	90	90	–	–	Мало-Быстринское м-ние (Россия)	[6]
Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$									
9,067	12,896	25,708	89,98	90,08	90,22	3006	4	Там же	[11]

* В [2, 12] отнесен к пр. гр. $P\bar{4}3m$.

Соотношение между параметрами кубической ячейки с другими модификациями:

$$a_{\text{ромб}} = a_{\text{куб}}, \quad b_{\text{ромб}} = a_{\text{куб}} \sqrt{2}, \quad c_{\text{ромб}} = a_{\text{куб}} 3 \sqrt{2} \quad [8],$$

$$a_{\text{монокл}} = 4a_{\text{куб}}, \quad b_{\text{монокл}} = c_{\text{монокл}} = 4a_{\text{куб}} \sqrt{2} \quad [6, 10],$$

$$a_{\text{трикл}} = a_{\text{куб}}, \quad b_{\text{трикл}} = \sqrt{2} a_{\text{куб}}, \quad c_{\text{трикл}} = \sqrt{2} a_{\text{куб}} \quad [11].$$

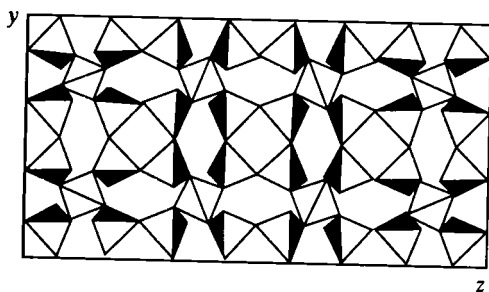
Выделенные структурные разновидности близки по химическому составу, неразличимы макроскопически и по парагенетическим ассоциациям, но отличаются оптическими свойствами, размерами и симметрией элементарной ячейки, модуляциями кристаллических структур. Кубический лазурит характеризуется трехмерной несоразмерной модулированной структурой, в которой период модуляции некретен периоду субъячейки [11a]; ромбический, триклинный и моноклинный – соразмерно модулированными структурами [7, 8, 11], что обуславливает появление на дифракционных картинах дополнительных сверхструктурных рефлексов вокруг рефлексов кубической ячейки. Установлены два типа сверхструктур по отношению к осям кубической субъячейки: близких к четырехкратным и шестикратным [7].

Структура расшифрована в 1929 г. Егером [2] на образце искусственного ультрамарина. Впоследствии неоднократно проводилось ее уточнение и детализация [8–13].

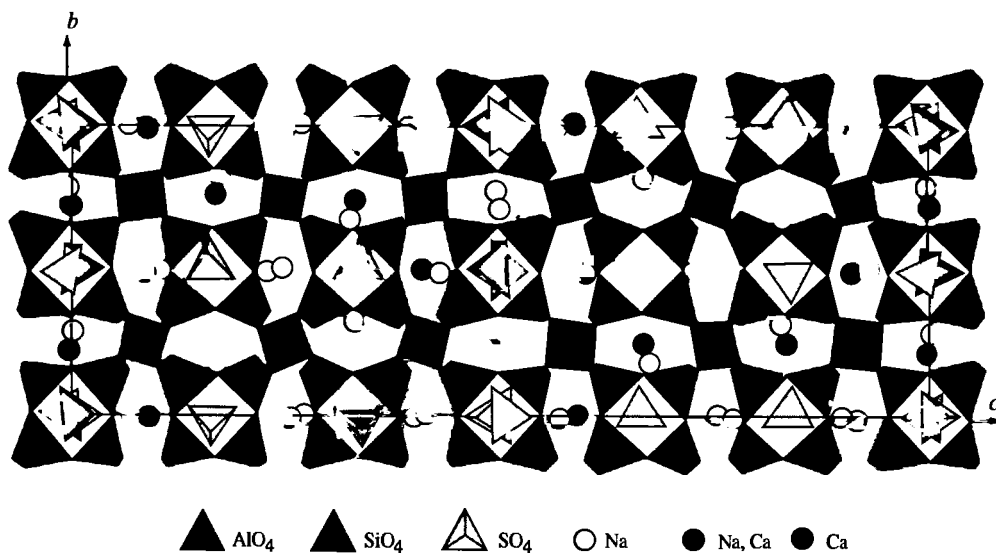
Основа идеализированной структуры – каркас содалитового типа, в пустотах которого размещаются S^{2-} и SO_4^{2-} в тетраэдрическом окружении Na и Ca, образуя кластеры $[Na_2CaS]^{3+}$ и $[Na_3CaSO_4]^{3+}$. Допускается, что часть серы замещает кислород в каркасе [9] (фиг. 33).

В реальной структуре в каркасе тепловые параметры Si и Al имеют большие значения по сравнению с таковыми в содалите. Это вызывает смещение их в каркасе. Атомы кислорода статистически разупорядочены по двум положениям 24(i), что определяет наличие в каркасе двух фрагментов с левым и правым вращением. Na и Ca расположены по трем положениям. Предполагается, что часть серы может входить в полость в виде кластеров [10]. Кристаллохимическая формула $Na_6Ca_2[Al_6Si_6O_{24}](SO_4)_{1,4}S_{0,6}$ [9].

Каркас ромбической модификации (образец из м-ния Ляджвардар) характеризуется полным упорядочением тетраэдров Si и Al. Ячейка вдоль оси z разделяется на две части, отличающиеся попарным разворотом тетраэдров. В каждой из частей диортогруппы одной ориентации различаются углом разворота, что приводит к утроению периода c. Указанные развороты являются следствием закономерного смещения атомов Al и Si вдоль осей x и y из средних положе-



Фиг. 33. Идеализированный мотив каркаса структуры лазурита (по Кашаеву и др. [13])



Фиг. 34. Структура ромбического лазурита в интервале $x = 0,1-0,6$ в проекции на (100) (по Евсюнину и др. [8])

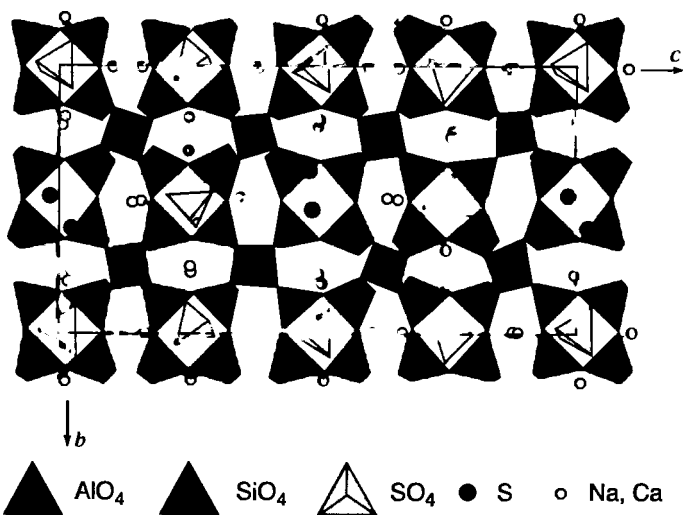
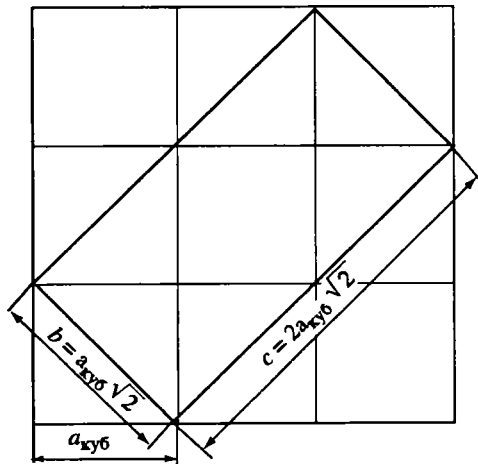
ний кубической ячейки. Модуляция тетраэдрического каркаса определяет закономерное изменение формы кубооктаэдров – полостей, образованных кислородом каркаса, обуславливая смещение внекаркасных атомов Ca и Na (фиг. 34).

В координацию всех крупных катионов входят кислородные вершины S-тетраэдров и атомы сульфидной серы. Последние образуют группу $[S_2^{2-}]$ и уголковую группу $[S_3^{2-}]$. Кристаллохимическая формула ($Z = 6$) $(Na_{6,51}Ca_{1,33}K_{0,06})[Si_{6,17}Al_{5,83}O_{24}][SO_4]_{1,3}S_{0,29}(S_2)_{0,11}Cl_{0,1}$ хорошо согласуется с химическим анализом [8].

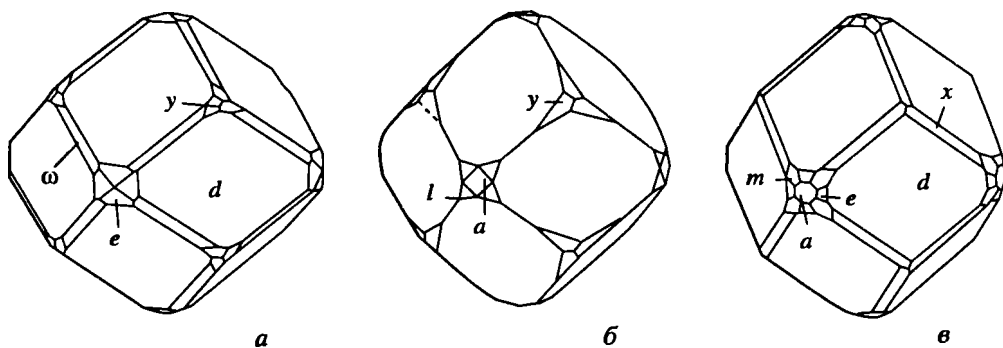
Каркас триклинной модификации отличается от кубической изменением идеального мотива путем совместного вращения тетраэдров вокруг осей кубической ячейки (фиг. 35) [13]. Каркас разбит вдоль оси z на две равные части, тетраэдры в которых отличаются друг от друга типом разворота (фиг. 36) [11]. Развороты образуются вследствие попарного вращения тетраэдров (синхронно-диортогруппами) в противоположные стороны вокруг осей z и y для первой и второй частей соответственно. Смещение тетраэдров из средних содалитовых положений происходит по периодическому закону, характер отклонения определяется направлением кристаллографических осей. По сравнению с каркасом содалита тетраэдры волнообразно смещены из частных положений. Вдоль направлений $[010]$ и $[001]$ в структуре отмечается периодическое сжатие и расши-

Фиг. 35. Ориентация осей элементарной ячейки кубического содалита и триклинного лазурита в плоскости *bc* (по Кашаеву и др. [13])

$a_{\text{куб}}$ – параметр содалита; b, c – параметры лазурита



Фиг. 36. Проекция структуры триклинного лазурита на плоскость (100) (по Евсюнину и др. [11])



Фиг. 37. Кристаллы лазурита

a – из Ляджвардаринского месторождения, *б, в* – из ксенолитов карбонатных пород в вулканогенных породах Италии (по Янсон и др. [14])

рение фрагментов содалитового каркаса, а вдоль [100] образуются гофрированные ленты. Группы SO_4 занимают шесть полостей из восьми, каждый тетраэдр SO_4 развернут примерно на 90° вокруг одной из двух диагоналей грани кубической субъячейки, совпадающих по направлению с осями x и z триклинного лазурита, а центральные катионы S(1) и S(6) смещаются из центров полостей (см. фиг. 36). В двух полостях расположены S_2^- или молекулы H_2S . Ионы S(7)–S(10) не входят в координацию атомов Na.

Катионы Na и Ca занимают различные положения. В ячейке выделяют два кластера $[\text{Na}_3\text{CaSO}_4]^{3+}$ с центрами в S(3) и S(6) и четыре $[\text{Na}_{5,5}\text{Ca}_{0,5}\text{SO}_4]^{4,5+}$ с центрами в S(1), S(2), S(4) и S(5). Кристаллохимическая формула $(\text{Na}_7\text{Ca})[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1,5}(\text{H}_2\text{S}_2)_{0,30}$. Основными факторами, определяющими фазовые превращения лазурита, являются активность двуокиси серы в газовой фазе и температура [13а].

Межплоскостные расстояния структурных модификаций близки между собой по положению и интенсивности основных рефлексов, но отличаются индивидуальными наборами дополнительных рефлексов, которые исчезают после прокаливания [7, 10].

Кристаллы редки, обычно ромбододекаэдрического облика с подчиненным развигисом граней куба, тетрагексаэдра, пентагонтриоктаэдра и тетрагонтриоктаэдра, присутствующих в виде вершинно-реберных притуплений [14]. Грани имеют неровные матовые поверхности с многочисленными вициналями, характерно наличие слоев роста, наблюдается явление расщепления кристаллов. Отмечаются зональные метакристаллы с пойкилитовой структурой и футляровидные кристаллы, нередко образующие графические срастания с другими минералами.

Формы: $a(100)$ (в оригинале c [14]), $d(110)$, $e(021)$, $y(234)$, $x(123)$, $m(113)$, $w(134)$, $l(130)$ (фиг. 37).

Физ. св. Сп. по (110) несовершенная, у триклинного по (110) и (001) [15]. Изл. неровный. Тв. 5–5,5. Уд. в. 2,38–2,48. Бл. стеклянный до жирного. Цв. ярко-синий, темно-синий, голубой, зеленоватый, зеленовато-желтый, белый, редко розоватый, фиолетово-розовый и малиновый. Часто неоднородный в пределах одного зерна. Просвечивает, изредка прозрачный.

Окраска лазурита [16, 17] связывается с наличием парамагнитных центров S_3^- , S_2^- , SO_3^- и SSO^- , причем синяя (полоса поглощения 600 нм) – с радикалом S_3^- , зеленая (400–600 нм) – $\text{S}_2^- + \text{S}_3^-$, желтая (400 нм) – S_2^- . Голубая связывается с ионом S_2^- , неустойчивым в свободном состоянии и образующим полисульфид – ион S_4^{2-} . Повышение интенсивности синей окраски при прокаливании объясняется переходом сульфатной серы в сульфидную. По данным ЭПР [18], окраска и ее интенсивность определяются ион-радикалами SO_4^- и S_3^- , а устойчивость окраски обусловлена присутствием парамагнитных центров, имеющих дырочную природу.

В ультрафиолетовых лучах зеленый лазурит из Прибайкалья имеет яркое оранжевое свечение, характерное для молекулярного радикала S_2^- [19], а афганский – темно-голубое при 365,0 нм и очень слабое при 253,7 нм [17]. В катодных лучах свечение темно-голубое.

Максимумы полос поглощения в ИК-спектре лазурита (см^{-1}): 1110, **996**, 713, 694, 640, 605, 433 [20] (здесь и далее полужирным шрифтом выделены интенсивные полосы). ИК-спектр образца из м-ния Ляджвардар характеризуется полосами (см^{-1}): 3540, 3390 слаб., 1620 слаб., **1140**, **1122**, **1002**, 728, 701, 655, 640 плечо, 615, 541 слаб., 465 плечо, **449**, 410 плечо (данные Н.В. Чуканова).

На основании изучения КР-спектров разноокрашенных лазуритов (синего, голубого, зеленого и розового) установлены частоты всех трех внутримолекулярных локальных колебаний S_3^- и подтверждена уголкового структура этой молекулы (симметрии C_{2v}), валентный угол 104° ; центр розовой окраски – четырехугольный радикал S_4^- (симметрия D_{3h}) в форме плоской звезды.

Частоты (см^{-1}) и отнесение полос (в скобках) в спектре КР лазурита: $259(V_2(A_2) S_3^-)$, $329(V_1(A_1) S_4^-)$, $345(V_4(E) S_4^-)$, $442(V_2(E) SO_4^{2-})$, 460 (решеточная мода), $544(V_1(A_1) S_4^-)$, 615 и $645(V_4 SO_4^{2-})$, 660 , $680(V(E) S_4^-)$, 802 , $985 + 1(V_1(A_1) SO_4^{2-})$, 1088 , 1120 , $1145(V SO_4^{2-})$, 1150 , 1314 , 1345 , 1350 , 1632 , 1640 , 1667 , 1690 , $1715 + 5$, 1885 , 1970 , 2175 , 2425 , $2710 + 10$, 3250 [19].

Методом нейтронно-активационной радиографии установлено, что лазурит из Мало-Быстринского месторождения проявляется через $0,5\text{--}1$ сут [21].

Микр. В шлифах кубический лазурит изотропен, иногда слабо анизотропен в пределах одного зерна. $n = 1,498\text{--}1,512$ [6, 10, 22]. Три структурные модификации анизотропные [6, 10]. Триклинный лазурит из Прибайкалья резко плеохроирует от синего до бледно-голубого или бесцветного: $N_g > N_m > N_p$. В скрещенных николях для интенсивно окрашенных образцов характерны аномальные интерференционные цвета, обычно фиолетово-красные и зеленые. Наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Двуосный (+), $2V = 60^\circ$, погасание прямое. Показатели преломления в белом и натриевом свете соответственно: $n_g = 1,514$ и $1,513$, $n_m = 1,510$ и $1,509$, $n_p = 1,503$ и $1,506$, $n_g - n_p = 0,011$ и $0,007$. Оптический знак для белого света не соответствует показателям преломления, причина не выяснена [6, 15]. По оптическим свойствам триклинный лазурит можно принять за ромбический [22]. Однако отчетливая дисперсия осей индикатрисы указывает на более низкую симметрию [6, 15]. Моноклинный – оптически отрицателен, не плеохроирует, $n_g = 1,512\text{--}1,514$, $n_p = 1,511\text{--}1,513$, $n_g - n_p < 0,002$ [6, 10]. Ромбический лазурит в шлифах неравномерно окрашен от бесцветного до бледно-голубого и синего, отмечается блоковое строение зерен, $n_g = 1,502$, $n_m = n_p = 1,500$ [7].

Хим. По химическому составу все структурные модификации близки между собой. Соотношение $Si : Al = 1 : 1$, среди катионов преобладают Na и Ca , а анионной части – сульфатная и сульфидная сера, в значительно меньших количествах – Cl , OH , CO_3^{2-} , очень редко F .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7*	8	9
Na_2O	17,18	18,32	16,47	18,10	18,44	15,75	16,99	19,5	16,35
K_2O	Нет	0,31	0,26	0,33	0,02	1,02	0,28	0,11	0,22
MgO	0,26	0,23	0,10	–	–	2,47	0,00	0,17	0,09
CaO	9,24	5,88	7,85	6,55	6,45	7,97	8,25	5,00	8,05
Al_2O_3	26,98	26,99	27,20	26,89	27,39	26,27	27,68	27,1	27,51
Fe_2O_3	0,04	0,05	–	–	–	0,27	0,05*	0,00	Не опр.
SiO_2	31,17	31,96	32,24	33,36	32,10	31,34	33,00	33,5	33,46
CO_2	1,03	1,49	0,96	–	–	–	–	–	0,20
SO_3	13,08	10,30	11,98	13,16 ^{2*}	17,97 ^{2*}	8,71	14,06 ^{2*}	11,43	10,67
S	0,10	1,77	1,42	–	–	1,84	–	1,03	0,41
Cl	0,20	0,28	0,19	0,30	0,48	0,78	0,42	0,15	0,30

	1	2	3	4	5	6	7*	8	9
H ₂ O ⁺				—	He опр.	3,87 ^{3*}	—	—	2,07
H ₂ O ⁻	1,56	2,92	1,80	—			—	—	0,36
Сумма	100,87	100,77	100,69	98,69	100,85	100,29	100,73	97,99 ^{4*}	99,72
-O = S, Cl ₂	0,10	1,21	0,76	0,06	0,10	0,67	0,09	0,54	0,27
Сумма	100,77	99,56	99,93	98,63	100,75	99,62	100,64	97,45 ^{4*}	99,45

Формулы рассчитаны на 12 атомов (Si + Al)

Na	6,34	6,68	5,96	6,47	6,664	5,9	6,024	6,933	5,774
K	—	0,07	0,06	0,08	0,019	0,3	0,065	0,026	0,051
Mg	0,07	0,07	0,03	—	0,7	0,000	0,063	0,024	—
Ca	1,89	1,19	1,57	1,29	1,288	1,6	1,616	0,982	1,571
Fe	—	—	—	—	—	—	0,008	—	0,00
Σ	8,30	8,01	7,62	7,84	7,971	8,5	7,71	8,00	7,42
Si	5,94	6,01	6,01	6,16	5,983	6,0	6,034	6,143	6,094
Al	6,06	5,99	5,99	5,84	6,017	5,9	5,966	5,857	5,906
Fe	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Σ	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
SO ₄ ²⁻	1,86	1,46	1,68	1,83	1,3	1,573	1,459	—	—
Cl ⁻	0,07	0,09	0,06	0,10	1,152	0,3	0,130	0,047	0,093
CO ₃	0,26	0,38	0,25	—	—	—	—	—	—
Σ	2,19	1,93	1,99	1,93	1,6	1,62	1,69	—	—
S ²⁻	0,03	0,62	0,49	—	2,234	0,7	1,924	0,354	0,140
H ₂ O	1,98	3,66	2,24	—	2,5	—	—	—	—
Уд.в.	—	2,43	2,48	2,44	—	2,46	—	—	—
n _g	—	1,514	1,513	1,502	1,501	1,501	—	—	1,501
n _m	—	1,510	1,512	1,500	—	—	—	—	—
n _p	—	1,503	1,511	1,500	—	—	—	—	—
Синг.	Куб.	Трикл.	Монокл.	Ромб.	Куб.	Куб.	Куб.	Куб.	Куб.
a ₀	—	9,09	36,66	9,053	9,07	9,074	9,075	—	—
b ₀	—	12,85	51,4	12,837	—	—	—	—	—
c ₀	—	25,70	51,4	38,445	—	—	—	—	—

* Пересчитано как FeO. ^{2*} Вся сера как SO₃. ^{3*} Потеря в весе при нагревании до 800°. ^{4*} В оригинале 98,05; 97,51.

1–3 – Южн. Прибайкалье: 1 – из Слюдянского м-ния (в сумму входит SrO – 0,03), анал. Книпович, Стукалова, Клер, Ильницкий [22]; 2, 3 – из Мало-Быстринского м-ния: 2 – триклинный [6], 3 – моноклинный (в сумму входят TiO₂ – 0,01; SrO – 0,17, BaO – 0,02; F – 0,02); 4 – ромбический из м-ния Ляджвардар, Юго-Зап. Памир, микрозонд. [7, 8]; 5 – с горы Ермосхин-Сардаг, Вост. Саян, микрозонд., ср. из 21 анализа [23]; 6 – из Сары-Санг, Афганистан (описан как гаюин) [24]; 7 – из Итальянских гор (шт. Колорадо, США) [25]; 8, 9 – из Баффиновой Земли: 8 – из Главного проявления (микрозонд.), 9 – из Северного; в сумму входят TiO₂ – 0,03; Cr₂O₃ < 0,002 [26].

Кроме того, хим. ан. см. в работах [2, 6, 22, 26].

Спектральным анализом в лазурите из Карпат [27] обнаружены следующие элементы-примеси (%): Ba – 0,6; Sr – 0,2; Zr – 0,006; Mo – 0,0006; Be – 0,0003, Ga и Cu – 0,0001; Pb, Li, Y, La, Nb, Ni, Co – сл.

Диагн. исп. В запаянной трубке при нагревании выделяет влагу; п.п.тр. вспучиваясь легко сплавляется в белое стекло. Растворяется в HCl и HNO₃ с выделением H₂S.

Повед. при нагр. Образцы лазурита из Баффиновой Земли при нагревании до 1000° постепенно теряют в весе 2% (H₂O) в интервале 250–910°. При 910°

ощущается сильный сернистый запах [26]. При нагревании триклинная модификация необратимо переходит в кубическую. Превращение происходит в интервале 500–600°, а при более высоких температурах (700–900°) превращение происходит мгновенно. На кривых ДТА не наблюдается каких-либо резких термоэффектов [6, 15]. При нагревании до 500° приобретает стойкую, более яркую окраску и разноокрашенные разности окрашиваются в синие тона [28].

При прокаливании кубического лазурита из Прибайкалья (800°, 25 ч) катионный состав не меняется, а вода, хлор, углекислота и сульфидная сера частично улетучиваются, содержание сульфатной серы увеличивается, количество общей серы уменьшается, при этом образец обесцвечивается. Цвет восстанавливается путем отжига (700°, 24 ч) при давлении насыщенного пара серы. По структурным особенностям отожженный при 700° кубический лазурит из Прибайкалья (S-содалит) ближе всего к Cl-содалиту, однако он сохраняет реликты исходного лазурита и занимает промежуточное положение между содалитом с единой Na-позицией и SO₄-лазуритом (и гаюином), в которых атомы Na статистически распределены по трем позициям. Кристаллохимическая формула Na_{6,5}Ca_{1,4}[Si₆Al₈O₂₄]S_{1,65}; Z = 1; уд. в. 2,29 (вычисл.) [28a].

В интервале 1100–1200° лазурит переходит в нефелин [29]. Межплоскостные расстояния прокаленного образца по положению структурных линий близки таковым для лазурита из месторождений Южн. Памира [29].

Наход. Редкий. Обычно входит в состав контактово-метасоматических образований, возникших в результате диффузионного взаимодействия химически неравновесных пород (алюмосиликатных и магнезиально-карбонатных) при участии высокотемпературных послемагматических растворов [6, 30, 31]. Необходимыми условиями кристаллизации лазурита являются высокие концентрации щелочей и сероводорода. По [32], лазуритовые породы формируются при 545–600°.

В России лазурит в качестве порообразующего минерала встречается в месторождениях Южн. Прибайкалья: Слюдянском, Мало-Быстринском, Тулгуйском, Талинском и Похабинском [1, 6, 22], а также в Вост. Саяне, на южном склоне горы Ермоскин-Сарьдаг [23]. В прибайкальских месторождениях образует реакционные каймы по альбандам и трещинам десилифицированных гранитных пегматитов и сопровождается диопсидом, флогопитом, скаполитом (голубым главколитом) с примесями апатита, кальцита, пирита и др. Развита по полевому шпату, встречается также в виде гнезд и прожилков в мраморах в ассоциации с форстеритом и шпинелью, реже с флогопитом, диопсидом, апатитом и пиритом [6, 30, 33]. Установлены три структурные модификации лазурита: самая распространенная кубическая является ранней и высокотемпературной, очень редкие триклинная и моноклинная развиваются на фронте замещения и частичной перекристаллизации пород, содержащих кубический лазурит [11].

В Мало-Быстринском м-нии в зонах перекристаллизации встречаются кристаллы от 1 до 10 мм, изредка до 5 см в поперечнике, характерны метакристаллы, имеющие зональное строение [14].

Изотопный состав серы лазурита из этого месторождения δ³⁴S(‰): сульфидной +23,7 и +24,0, сульфатной +48,9 и +50,6 [31, 34].

В Саяне проявления прозрачного, интенсивно синего лазурита с фиолетовым оттенком густо насыщают кристаллы амфибола (эденита или паргасит-эденита) в виде резко удлиненных стебельчатых или шнуровидных выделений (от 1–2 до 5–6 мкм в поперечнике) или эллипсоидных и субизометричных включений (от 1–3 до 20–30 мкм), по очертанию напоминающих додекаэдры со сглаженными гранями [23].

За рубежом крупнейшее в мире м-ние Сары-Санг, известное с древних времен, находится в Южн. Памире в пров. Бадахшан (Афганистан). Тела лазуритовой породы, представленные мелкими разобщенными гнездами и линзами, рас-

положены в зонах диопсидовых скарнов, залегающих в доломитовых мраморах и кальцифирах. Лазурит однороден по окраске – густо-синей, иногда светло-синей и голубой, нередко с зеленым оттенком. Ассоциирует с диопсидом, скаполитом (мариолитом), пиритом [35, 36, 36а].

В Таджикистане известно крупное м-ние Ляджвардаринское (или Шахдаринское, или Памирское), расположенное в пласте доломитовых мраморов мощностью около 80 м. Лазуриновые породы образуют каймы вокруг гранит-пегматитов или аплитовых тел (или вокруг отдельных блоков этих пород), в зоне контакта их с доломитовыми мраморами, а также развиты, вдоль трещин в гранит-пегматитах и аплитах. Наряду с лазуритом в состав пород входят флогопит, диопсид, кальцит, форстерит, апатит, пирит, иногда плагиоклаз и скаполит [31]. Обнаружены зональные метакристаллы, нередко образующие графические сростания с диопсидом и кальцитом. В пустотах встречаются хорошо образованные кристаллы (см. фиг. 37, в) [14].

В Зардалекском щелочном массиве (Кыргызстан) мелкие (до 1 мм) изометричные зерна индигово-синего лазурита, рассеянные вместе с пиритом в перекристаллизованной карбонатной породе, встречены в зоне южного контакта с известняками [37].

Найден в Карпатах на западных склонах хр. Бредецель Раховского массива в районе Деловицкого мраморного карьера (Украина). Желваки и гнезда ярко-синего лазурита включены в контактово-измененную карбонатную породу. В сплошном лазурите отмечается редкая, неравномерная, мелкая вкрапленность пирита. Тесно ассоциирует с кальцитом, иногда образует с ним взаимопрастающие агрегаты [27].

В Италии отмечается в ксенолитах карбонатных пород среди излившихся масс Везувия и Альбанских гор к югу от Рима [38, 39].

Несколько месторождений лазурита известно в высокогорной восточной части Анд в Чили в пров. Кокимбо, Аконкагуа и Сантьяго. Лазурит с вкрапленностью пирита слагает породы в метаморфизованных известняках на контакте их с гранитами. Самое крупное месторождение лазурита – Карен – расположено в верховьях рек Каскадеро и Виас, недалеко от границы с Аргентиной [40].

В США лазуриносные породы встречаются в Итальянских горах (шт. Колорадо) в зоне контакта кварцевых диоритов и кварцевых монзонитов с карбонатными породами [25]. Входит в состав полосчатых пород совместно с диопсидом, флогопитом, кальцитом и рассеянным пиритом, переходящими в гнейсовидный мрамор в округе Сан-Бернадино (шт. Калифорния) [40]. В этом же штате известно месторождение высококачественного лазурита в окрестностях Лос-Анджелеса, в горах Сан-Габриэль (рудник Бигорн), которое представляет собой серию лазуриносных пегматитовых прожилков. На контакте с перемежающимися с ними пиритосными дайками образуются массивные скопления (карманы) драгоценного лазурита, по качеству сходного с афганским [40а].

Включения аутигенного лазурита в виде мелких зерен (6–8 мкм) найдены вместе с хлоритом и тальком в соляном пласте формации Грин Ривер (шт. Вайоминг) [41].

Мельчайшие зерна лазурита совместно с пиритом и флюоритом обнаружены в образцах зерна галит-ангидритовой породы в районе Неплен (округ Кемберленд, Канада) [40].

Два месторождения лазуриносных пород – Главное и Северное, залегающие в докембрийских мраморах, известны в архипелаге Баффина Земля (Канада). На Главном минерал ассоциирует с диопсидом, кальцитом, нефелином и флогопитом, на Северном – с кальцитом, диопсидом, плагиоклазом и скаполитом. Обычно выполняет интерстиции в диопсиде, иногда наблюдаются скелетные кристаллы, окаймленные олигоклазом. Нередко образует дактилоскопиче-

ские сростания с олигоклазом. Включения лазурита в кальците окружены содалитом. Отмечается замещение его содалитами. Предполагается, что образование лазуритовых пород происходило в процессе регионального метаморфизма докембрийских эвапоритов [26, 42, 43].

Ляпис-лазурь встречается в толще архейских метаморфизованных пород, мраморов, диопсид-эпидотовых породах, в авгитовых и энстатитовых гнейсах, прорванных гранитами, пегматитами и аплитами в Даттау Вэлли (Верхняя Бирма) [44].

В Индии встречается в шт. Кашмир и Мадхья-Прадеш [4]. Проявления лазуритсодержащих пород известны в ЮАР (в районе г. Апингтона) [45], Анголе (Лобиту-Бау), Китае (Тибет), Франции (Шесси, близ г. Лиона), в Германии (окрестности Лаахерского оз.), Иране [46, 47].

Изм. Замещается анальцимом и цеолитами.

Искусств. Впервые синтезирован Гмелиным в 1828 г. [2]. Искусственные ультрамарины изготавливаются разными фабричными способами. Натрий может замещаться К, Pb, Cs, Ag, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Mn, NH₄, этилом, метилом и др., сера – селеном, хлором, SO₄. Замещение серебром и литием приводит к уменьшению размеров решетки, а К, Pb, Sr, NH₄ – к увеличению.

Искусная имитация лазурита, полученная Жильсоном во Франции, представляет собой мелкозернистую массу, похожую на лазурит. Способ получения неизвестен. Тв. 4,5, уд. в. 2,33, вещество рентгеноаморфно [48, 49].

Проведено изучение электропроводимости синтетического ультрамарина при постоянном и переменном токе при давлении от 3 до 60 кбар и температуре 500°. Величина электропроводимости варьирует от образца к образцу, при увеличении давления проводимость слабо повышается. Проводимость под давлением от 3 кбар $-5,40$ и $-5,50 \log d_{600}$ (Ом⁻¹ · см⁻¹), $E = 0,77$ эВ; до 62 кбар $-6,65$ и $-6,60 \log d_{600}$ (Ом⁻¹ · см⁻¹), $E = 0,82$ эВ. Под давлением переходит в зависимости от отношения Al : Si в нефелин либо в жадеит [50].

Экспериментальное изучение условий устойчивости кубического лазурита с неразмержено-модулированной структурой показало, что структура устойчива при $T < \sim 600^\circ$ в интервале $10^{-2} > f_{O_2} > \sim 10^{-5}$ бар. При низких летучестях SO₂ лазурит превращается в сульфидный содалит или (при 550°) приобретает новую несоизмерную модуляцию структуры. При высоких летучестях SO₂ лазурит превращается в сложные смеси оксидных и сульфатных фаз. Условием сохранения синей окраски лазурита являются высокие или умеренные летучести серы, умеренные f_{CO_2} и достаточные f_{H_2} . Устойчивые короткопериодные (4–6 элементарных ячеек), вероятно, возникают в лазуритах, химический состав которых смещен в сторону сульфатного минала, что также согласуется с данными по природным образцам [13а].

Практ. знач. С древних времен используется для получения необычно стойкой синей (лазорево́й) краски. Является ценным ювелирно-поделочным камнем первого порядка, лучшие образцы сопоставимы с драгоценными камнями четвертого порядка [51]. Употребляется для изготовления бус, кабошонов, вставок, ваз, письменных приборов, шкатулок и пр., в нарезанном на пластинки виде служит ценным материалом для мозаичных работ и облицовки крупных изделий и т.д. (колонны Исаакиевского собора, залы в Мраморном дворце в Санкт-Петербурге и в Большом дворце в г. Пушкине, столешницы и вазы в Эрмитаже и других музеях и дворцах) [1]. Минерал добавляли в состав некоторых древних лекарств (Пыляев, 1896) и в конфеты “Алкермесь” [52].

Отл. От сходного по цвету содалита отличается реакцией на хлор и выделением H₂S при растворении в кислоте, от главколита – меньшим светопреломле-

нием и отсутствием или очень низким двупреломлением; по положению характеристических полос отражения в ИК-спектре в среднем диапазоне (см^{-1}): 1160–1150, 1040, 467–470 и диффузного отражения в видимом диапазоне (нм), 410, 600–640 (полужирным шрифтом выделены интенсивные полосы) [53].

Межплоскостные расстояния кубического лазурита из Прибайкалья [6]

Fe-излучение. ДРОН-1

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	40	6,42	21/5.11/5.1	10	3,35	4.4/5.4/5	2	2,185
11/5.3. 1/5	2	5,73	310	40	2,87	330, 411	50	2,140
200	17	4,54	3.11/5.1/5	10	2,81	41/5.1.4/5	7	2,068
14/5.1.4/5	15	4,10	222	80	2,622	41/5.11/5.1	3	2,026
2.4/5.4/5	10	3,96	21/5.21/5.2	10	2,448	332	6	1,936
211	100	3,71	321	26	2,426	510	25	1,781
2.11/5.11/5	14	3,45	400	20	2,270			
			3.24/5.1/5	5	2,211			

Согласно [6], дробные значения индексов у сверхструктурных отражений указывают на смещение этих рефлексов примерно на 1/5 часть основного периода вдоль той или иной оси обратной решетки. Это сделано для сравнения рентгенограммы лазурита с таковыми других минералов содалитовой группы.

Межплоскостные расстояния ромбического лазурита из Ляджвардаринского м-ния [7]*

Cu-излучение, Ni-фильтр. ДРОН-3

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
011	5	12,2	1.1.10	8	3,415	22.12	25	2,425
020; 006	30	6,43	208	2	3,297	400	20	2,268
114	3	5,89	040; 0.0.12	2	3,201	20.15; 250	5	2,235
0,17	2	5,050	209; 230	8	3,111	158	5	2,197
123	5	4,853	143	3	2,947	159; 13.15	40	2,137
200	15	4,538	046	40	2,871	15.10	8	2,079
019; 126	15	4,057	20.11	5	2,771	13.16	5	2,043
205	5	3,910	20.12; 240	80	2,619	14.16	3	1,958
206; 220	10	3,175	051	2	2,564	260; 20.18	8	1,934
207	10	3,494	20,13	10	2,478			

* Оригинал хим. ан. 4.

Межплоскостные расстояния моноклинного лазурита из Прибайкалья [6]*

Fe-излучение. ДРОН-1

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
008	7	6,43	8.10.0	2	3,40	4.20.4	4	2,426
800	3	4,53	8.12.0	2	3,12	16.0.0	4	2,270
441	2	3,95	0.16.0	7	2,872	4.20.11	0,5	2,186
807	1	3,88	12.4.5	2	2,835	4.20.12	8	2,140
808; 4.4.12	10	3,71	8.0.15	1	2,738	4.20.13	0,5	2,097
809	2	3,56	8.0.16	9	2,622	4.12.21	0,5	2,070
4.4.13	2	3,49	4.20.4	4	2,516			

* Оригинал хим. ан. 3.

Межплоскостные расстояния триклинного лазурита из Прибайкалья [6]
Fe-излучение. ДРОН-1

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
010	3	12,8	040	0,5	3,21	060	5	2,143
011	2	11,6	230	1	3,12	2.2.10	0,5	2,110
100	3	9,07	300	0,5	3,03	160	2	2,084
110	1	7,46	044	5	2,876	157	2	2,054
004	5	6,43	137	1	2,670	430	1	2,007
114	0,5	4,86	240	7	2,622	350	0,5	1,962
200	3	4,54	236	1	2,515	260	1	1,939
115	1	4,23	152	3	2,429	059	2	1,910
132	10	3,72	400	4	2,273	159	3	1,870
205	1	3,42	410	2	2,231	068	5	1,783

Литература

1. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни России. Пг., Изд-во АН, 1920. Т. 1. 349 с. (см. с. 167).
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. Т. 4. 482 с. (см. с. 320–334).
3. Ферсман А.Е. // Очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 267–279.
4. Bull. Geol. Surv. India. Ser. A. 1961. N 18. P. 73.
5. Сейранян В.Б. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, № 3. С. 47–52.
6. Иванов В.Г., Сапожников А.Н. Лазуриды СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 171 с.
7. Сапожников А.Н., Иванов В.Г., Левицкий В.И., Пискунова Л.Ф. // Зап. ВМО. 1993. Ч. 102, вып. 1. С. 109–115; Сапожников А.Н. // Кристаллография. 1992. Т. 37, № 4. С. 889–893.
8. Евсюнин В.Г., Расцветаева Р.К., Сапожников А.Н., Каишев А.А. // Кристаллография. 1998. Т. 43, № 6. С. 1057–1060.
9. Hassan I., Peterson R.C., Grundy H.D. // Acta crystallogr. C. 1985. Vol. 41, N 7. P. 827–832.
10. Сапожников А.Н. // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119, вып. 1. С. 110–116.
11. Евсюнин В.Г., Сапожников А.Н., Каишев А.А., Расцветаева Р.К. // Кристаллография. 1997. Т. 42, № 6. С. 1014–1021; Сапожников А.Н., Иванов В.Г. // IX съезд Минерал. о-ва при РАН: Тез. докл. СПб., 1999. С. 318; Иванов В.Г., Сапожников К.Н., Таусон В.Л. // Междунар. симпоз. посвящ. 100-летию акад. Д.С. Коржинского: Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 1999. С. 84.
- 11а. Сапожников А.Н., Таусон В.Л., Матвеева Л.Н. // Зап. ВМО. 2001. Ч. 130, вып. 2. С. 121–125; Расцветаева Р.К., Болотина Н.Б., Сапожников А.Н. и др. // Кристаллография. 2002. Т. 47, № 3. С. 449–452.
12. Vaih T.F. // Ztschr. Kristallogr. 1932. Bd. 83. S. 405–414.
13. Каишев А.А., Сапожников А.Н., Соколова Г.В. и др. // Методы дифракционных исследований кристаллических материалов. Новосибирск: Наука, 1954. С. 34–39.
- 13а. Таусон В.Л., Акимов В.В., Сапожников А.Н., Кузнецов К.Е. // Геохимия. 1998. № 8. С. 803–820.
14. Янсон С.Ю., Анастасенко Г.Ф., Нестеров А.Р. // IX съезд Минерал. о-ва при РАН: Тез. докл. СПб., 1999. С. 270–272.
15. Сапожников А.Н., Иванов В.Г., Каишев А.А. // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 48–54.
16. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 263 с. (см. с. 222).
17. Платонов А.Н., Таран Н.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.
18. Самойлович М.И., Новожилов А.И., Радянский В.М. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 95.
19. Решетняк Н.Б., Третьякова Л.И., Вохменцев А.Я. // Минерал. журн. 1986, Т. 8, № 5. С. 49–60.

20. Ильченко Е.А., Поваренных А.С., Беличенко В.П. // Кристаллохимия и спектроскопия. Киев: Наук. думка, 1984. С. 125–138.
21. Попова В.И. // Нейтронно-активационная радиография минералов. Миасс: Урал. отд-ние РАН, 1995. С. 93–95.
22. Воскобойникова Н.В. // Зап. Минерал. о-ва, 1938. Ч. 67, вып. 4. С. 601–622.
23. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Резницкий Л.З. // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 4. С. 509–513.
24. Taylor D.D. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 2. P. 172–188.
25. Hogarth D.D., Griffing W.L. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, pt 1. P. 59–70.
26. Hogarth D.D., Griffing W.L. // Lithos. 1978. Vol. 11, N 1. P. 37–60.
27. Бернасовский В.Я., Кузнецов Н.Н. // Минерал. сб. Львов. 1970. № 24, вып. 4. С. 429–431.
28. Иванов В.Г., Самойлов В.С., Сапожников А.Н. и др. // Материалы XI съезда ММА. Л.: Наука, 1980. С. 97–104.
- 28а. Расцветаева Р.К., Сапожников А.Н., Таусон В.Л., Каиаев А.А. // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 6. С. 773–776.
29. Сапожников А.Н., Медведев А.Я., Иванов В.Г. и др. // Зап. ВМО. 1994. Ч. 123, вып. 2. С. 82–88.
30. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья // Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр. 1947. Вып. 29, № 10. С. 1–163.
31. Виноградов В.И., Лицарев М.А. // Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972. С. 267–282.
32. Воробьев Е.И., Митонин В.Н. // Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 114–117.
33. Воробьев Е.И., Митонин В.Н. // Железо-магнезиальный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1980. С. 149–157.
34. Чухров Ф.В., Виноградов В.И., Ермилова Л.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968, № 11. С. 3–11.
35. Ефимов И.А., Суддеркин Л.И. // Вестн. АН КазССР. 1967. № 8. С. 64–66.
36. Pierre V. // Lapis. 1979. Vol. 4, N 11. P. 9–14.
- 36а. Юргенсон Г.А., Сухирев Б.П. // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113, вып. 4. С. 497–505.
37. Ильинский Г.А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 166 с. (см. с. 104).
38. Hogarth D.D., Griffing W.L. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 1. P. 89–90.
39. Hogarth D.D., Griffing W.L. // Lithos. 1976. Vol. 9, N 11. P. 39–54.
40. Лицарев М.А. // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973. С. 62–80.
- 40а. Speerstra S. // Lapidary J. 1979. August. P. 1208.
41. Bradley W.H. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 5/6. P. 778–781.
42. Hogarth D.D. // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 10. P. 1210–1227.
43. Grice J.D., Gault R.A. // Rocks and Miner. 1983. Vol. 58, N 1. P. 13–19.
44. Ostwald J. // J. Gemmol. 1963. Vol. 9, N 3. P. 84–101.
45. The mineral resources of the Union of South Africa. Pretoria, 1959. P. 86.
46. Штрюбель Г., Циммер З.Х. // Минералогический словарь. М.: Недра, 1987. С. 235.
47. Декоративные разновидности камня СССР / Под ред. Е.Я. Киевленко. М.: Недра, 1989. С. 122–132.
48. Балицкий В.С., Лисицын Е.Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М.: Недра, 1981. 158 с. (см. с. 144).
49. Ситкенес Дж. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней. М.: Мир, 1998. 585 с. (см. с. 359).
50. Bredlev R.S., Clark J.P., Munro D.C., Singh D. // Geochim. et cosmochim. acta. 1972. Vol. 36, N 4. P. 471–480.
51. Киеваленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.
52. Пиколаев С.М. Камни, мифы, легенды, суеверия. Новосибирск: Наука. 1995. 349 с. (см. с. 188).
53. Третьякова Л.И., Вохменцев А.Я., Остроумова М.Н. // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116, вып. 4. С. 486–487.

Аналог содалита
Царегородцевит Tsargorodtsevit
 $[N(CH_3)_4][Si_2(Al_{0.5}Si_{0.5})O_6]_2$

Назван в память об уральском коллекционере минералов Сергее Васильевиче Царегородцеве (1953–1986) [1].

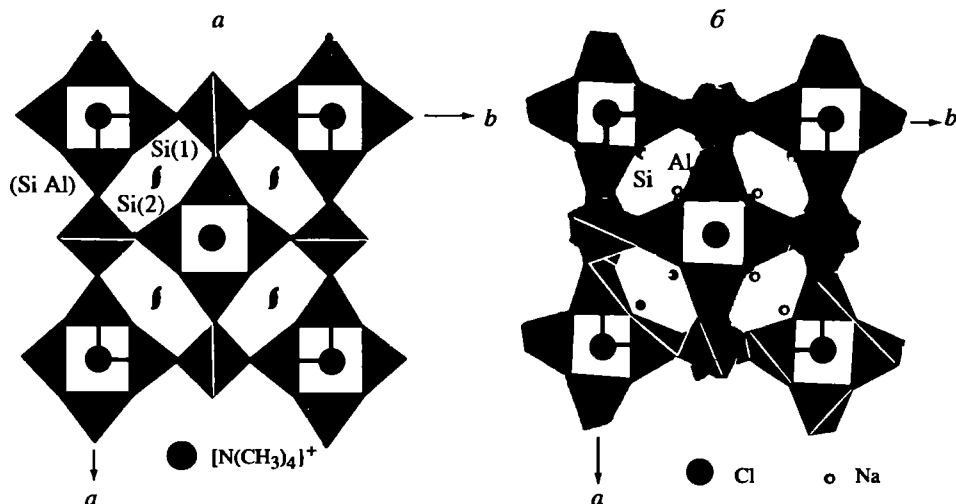
Синон. Алюмосиликат тетраметиламмония – aluminosilicate of ammoniumtetramethyl [2]; серцарит – certsarite [3].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_2^8-I222 . $a_0 = 8,984$, $b_0 = 8,937$, $c_0 = 8,927$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,0052 : 1 : 0,9988$, $V = 716,8$ Å³; $Z = 2$ [1–3].

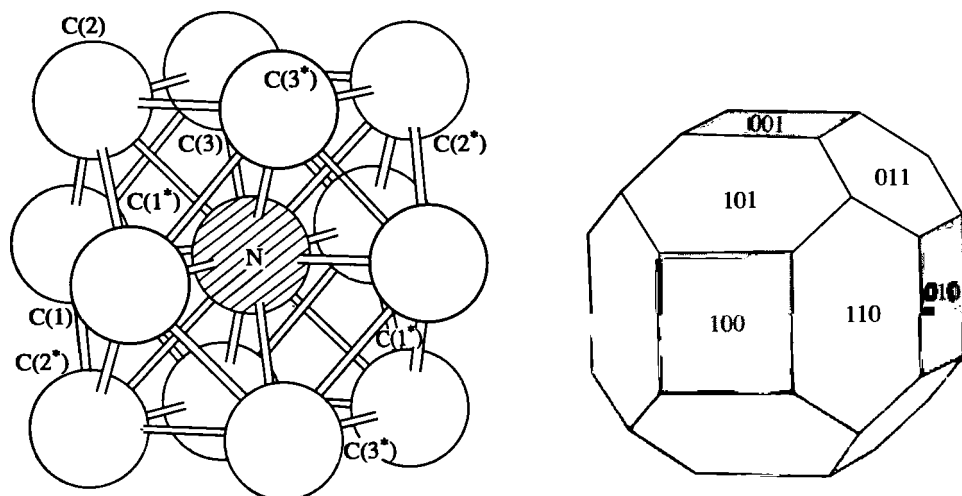
Основу структуры составляет трехмерный алюмокремнекислородный каркас $[Si_2(Si_{0.5}Al_{0.5})O_6]^{0.5-}$ из правильных тетраэдров: двух кремниевых Si(1) и Si(2) и одного кремнеалюминиевого с соотношением Si : Al = 5 : 1 (фиг. 38). В отличие от структуры содалита вместо группы $[Na_4Cl]^{3+}$ в кубооктаэдрических полостях каркаса размещаются чрезвычайно крупные тетраэдрические группы $[N(CH_3)_4]^+$, присутствие которых подтверждено также рамановской и ИК-спектроскопией [1]. Атомы N находятся в позиции 2a с координатами (000) в вершине элементарной ячейки. Атомы С занимают восьмикратные позиции вокруг атомов N и заполняют их статистически на 1/3, осуществляя реализацию одного из шести возможных положений тетраэдров вокруг центрального атома N (фиг. 39). Группы $[N(CH_3)_4]^+$ связаны с атомами O каркаса водородными связями. Термоаналитическим изучением установлено, что при нагревании происходит повышение симметрии каркаса, обусловленное разрушением групп $[N(CH_3)_4]^+$, при сохранении его топологии [3, 4].

Изменения в структуре царегородцевита при нагревании [4]:

	Сингония	a_0	b_0	c_0	V	Пр. гр.	Состав Si–Al–O-каркаса
Царегородцевит	Ромб.	8,984	8,937	8,927	716,8	$I222$	$[Si_2(Si_{0.5}Al_{0.5})O_6]_2^{0.5-}$
Фаза I. $T_{отж} = 870^\circ$	Тетр.	8,908	–	8,925	708,2	$I422$	$[Si_2(Si_{0.5}Al_{0.5})O_6]_2^{0.5-}$
Фаза II. $T_{отж} = 970^\circ$	Куб.	8,817	–	–	685,5	$I432$	$[(Si_{0.833}Al_{0.167})O_2]_2^{0.17-}$



Фиг. 38. Проекция ab структуры царегородцевита (а) и содалита (б) (по Соколовой и др. [2])



Фиг. 39. Кластер $[N(CH_3)_4]^+$ в структуре царегородцевита (по Соколовой и др. [2]). Звездочкой отмечены атомы С, размноженные элементами симметрии

Фиг. 40. Кристалл царегородцевита (по Паутову и др. [1])

Межатомные расстояния (Å) и углы (град.) [4]:

	Царегородцевит	Фаза I	Фаза II
В Si-тетраэдрах			
Si(1)–O(1)	1,595 × 2	1,591 × 2	
Si(1)–O(3)	1,603 × 2		
Si(2)–O(2)	1,593 × 2	1,589 × 2	
Si(2)–O(3)	1,593 × 2		
В (Si, Al)-тетраэдрах			
(Si _{0,5} Al _{0,5})–O(1)	1,633 × 2		
(Si _{0,5} Al _{0,5})–O(2)	1,627 × 2	1,626 × 4	1,577 × 4
Углы			
Si(1)–O(1)–(Si, Al)	159,3		
Si(2)–O(2)–(Si, Al)	159,9		158,5
Si(1)–O(3)–Si(2)	195,7		
Si–O(1)–Si			160,3
(Si, Al)–O–(Si, Al)			162,5
В группах N(CH ₃) ₄			
N–C(1)	1,54		
N–C(2)	1,55		
N–C(3)	1,51		
C–C(ср.)	2,49		

Кристаллы псевдокубического облика (фиг. 40) [1] с гранями $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$, $k(110)$, $w(011)$, $d(101)$. Грани a , c и b – матовые.

Формы:

	Измеренные		Вычисленные	
	φ	ρ	φ	ρ
c001	—	00°00'	—	00°00'
b010	00°00'	90 00	00°00'	90 00
a100	90 00	90 00	90 00	90 00
k110	45 10	89 57	45 08	90 00
w010	00 06	44 58	00 00	45 02
d101	89 42	44 55	90 00	45 10

Физ. св. [1]. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Тв. около 6, микротвердость 835 кГ/мм². Уд. в. 2,04 (вычисл. 2,01). Бесцветный. Иногда слегка желтоватый, мутные кристаллы – белые. Бл. стеклянный. Не люминесцирует. Полосы поглощения в ИК-спектре (см⁻¹): 1480, 1420, 1090, 950, 770, 720, 468, 455, 440. От ИК-спектра минералов группы содалита отличается наличием полос 1480 и 1420 см⁻¹, связанных с деформационными колебаниями CH₃. КР-спектр характеризуется присутствием полос, обусловленных колебаниями связей C–N и группировок CH₃.

Частоты и интенсивности полос в рамановском спектре:

$V, \text{см}^{-1}$	I	$V, \text{см}^{-1}$	I	$V, \text{см}^{-1}$	I
371	3	962	7	2823	2
441*	5	1172	2928	7	
460	2	1293	0,2	2960	5
740*	0,5	1422	2	2984	11
767	11	1451	8	3038	14

* Колебания алюмокислородного каркаса; остальные соответствуют колебаниям ионов N(CH₃)₄. Анал. Быков, Клюев.

Микр. [1]. В шлифах наблюдается секториальное строение. Двусный (–). $n_g = 1,531$, $n_p = 1,529$; $n_g - n_p = 0,002$.

Хим. [1]. Теор. состав: Si – 32,39; Al – 6,22; H – 2,78; N – 3,23; C – 11,08; O – 44,28. Анализ (микронзонд., ср. из 3 ан.): Si – 31,03; Al – 6,45 (измерены на “Самебах”, анал. Игнатенко); N – 3,2; O – 45,6 (УХА-5А, анал. Королюк). Идеальная формула [N(CH₃)₄][Si₂(Si_{0,5}Al_{0,5})O₆]₂ (CH₃ – расчетная).

В газообразных продуктах прокаливания в токе очищенного гелия количество выделяющегося NH₃ ориентировочно равно 1,3–1,6 мас.% [4]. Кроме того, обнаружены углекислый газ и, предположительно, азот [1].

Диагн. исп. [1]. Частично разлагается при продолжительном кипячении в H₃PO₄; другие кислоты (H₂SO₄, HNO₃ и HF) не действуют. При нагревании в открытой трубке чернеет, при этом ощущается резкий запах аммиака (влажная лакмусовая бумага окрашивается в синий цвет, дает положительную реакцию с реактивом Неслера) и уротропина, такой же запах чувствуется при растирании минерала.

Повед. при нагр. На термограмме фиксируются эффекты: экзотермические при 630, 700, 790 и 930° и один эндотермический при 660°. Потеря в весе наблюдается с 660 до 950°.

Нахожд. [1]. Найден в жилах альпийского типа, выполненных рыхлой хлоритовой массой, в мусковит-хлоритовых сланцах в пределах тектонической зоны на хр. Мань-Хамбо, в верховьях р. Щугор, на Приполярном Урале (Ханты-Мансийский округ, Россия). Встречается либо в виде отдельных кристаллов свободного роста, либо нарастающих на сланцы, иногда образуя щетки. Ассоциирует с хлоритом, анатазом, альбитом, кварцем, монацитом, филлипситом и рутилом.

Искусств. Получен синтетический содалит, содержащий в центрах полостей ионы тетраметиламмония (ТМА). Ввиду большого размера иона ТМА каждая полость вмещает только один катион, и чтобы электронейтральность при этом сохранилась, каркас должен содержать больше кремния. Ячейка имеет следующий состав: $[(\text{CH}_3)_4\text{N}]_2[(\text{AlO}_2)_2(\text{SiO}_2)_{10}]$ [5].

Отл. От минералов группы содалита – присутствием $[\text{N}(\text{CH}_3)_4]$ и физическими свойствами [1].

Межплоскостные расстояния царегородцевита из Маиш-Хамбо, Приполярный Урал [1]
Cu-излучение. ДРОН-2 (графитовый монохроматор)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	60	6,33	040	10	2,230	424	4	1,493
200	12ш	4,50	411	7	2,111	060	2	1,490
020	82	4,46	024	>1	1,993	116	2	1,449
211	100	3,66	233	5	1,906	154	1	1,378
202	12	3,16	242	1	1,824	622	3	1,353
310	9	2,838	431	8ш	1,756	262	3	1,349
130	10	2,832	512	1	1,640	631	1ш	1,320
031	9	2,827	251	2	1,633	444	3	1,292
222	15	2,586	152	1	1,631	710	2	1,270
312	1	2,399	044	2	1,580	550	1	1,264
231	>1	2,393	344	2	1,536	633	4	1,217
400	3	2,246	334	2	1,533	246	1	1,193

Литература

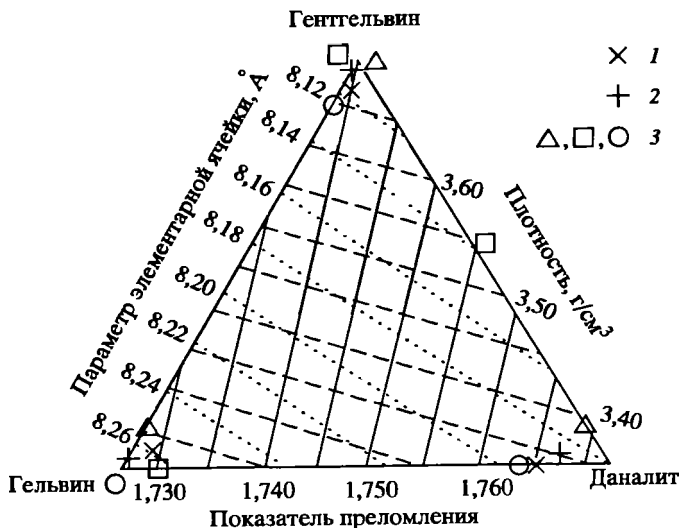
1. Паутов Л.А., Карпенко В.Ю., Соколова Е.В., Игнатенко К.И. // Зап. ВМО. 1993. Ч. 122, вып. 1. С. 128–135; Паутов Л.А., Карпенко В.Ю. // Мир камня. 1993. № 2. С. 12–13.
2. Соколова Е.В., Рыбаков В.Б., Паутов Л.А. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 884–887.
3. Соколова Е.В., Рыбаков В.Б., Паутов Л.А. // Материалы XII совещ. по рентгенографии минерал. сырья, Сочи, март, 1992. М., 1992. С. 76.
4. Соколова Е.В., Рыбаков В.Б., Паутов Л.А., Пушаровский Д.Ю. // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 309; Sokolova E.V. // XVI General Meeting. IMA. Abstracts. Pisa, 1994. P. 387; Pushcharovsky D.Y. // Ibid. P. 341.
5. Брек Д. // Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир, 1976. С. 51.

ГРУППА ГЕЛЬВИНА

	<i>a</i> ₀	<i>V</i>	Уд.в. (изм.)	Уд.в. (выч.)	<i>n</i>
Гельвин $\text{Mn}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$	8,2913	570,0	–	3,23	1,735
" искусств.	8,290	569,7	3,25	–	1,727
Даналит $\text{Fe}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$	8,2182	555,1	3,33	3,41	1,754
" искусств.	8,202	551,7	3,38	–	1,756
Гентгельвин $\text{Zn}_8[\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{S}_2$	8,109	533,2	3,66	3,72	1,743
" искусств.	8,120	535,3	3,712	–	1,741

Минералы этой группы образуют изоморфный ряд.

Приведены свойства природных минералов, близких к теоретическому составу [1], и чистых конечных членов этой группы, искусственно полученных гидротермальным способом [2]. В природных условиях распространены непрерывные твердые растворы между крайними членами, что связано с широким изоморфизмом между Mn, Fe²⁺ и Zn, имеющими близкие ионные радиусы



Фиг. 41. Диаграмма Гласса и др. [3] с нанесенными на нее составами крайних членов группы гельвина

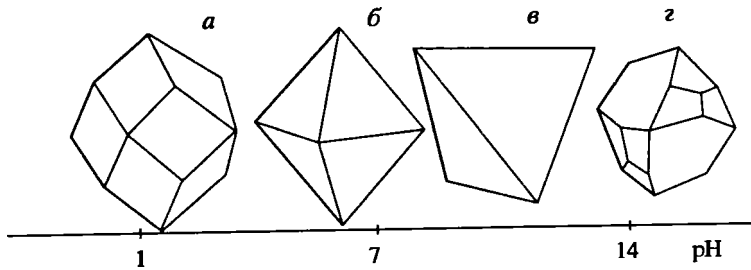
1 – по [5]; 2 – по [4]; 3 – по [2], для трех искусственных образцов (плотность, показатель преломления и параметр элементарной ячейки соответственно)

[3–9]. На первом месте замещающих друг друга элементов в формуле ставят преобладающий элемент, и в зависимости от того, какой из них превалирует, они относятся либо к гельвину, либо к даналиту, либо к гентгельвину. Чистые конечные члены в природе не обнаружены [5]. Наблюдается взаимная связь между изменением химического состава и показателями преломления, удельным весом и параметрами элементарной ячейки. Предложена тройная диаграмма, на которой нанесены составы крайних членов гельвина, даналита, гентгельвина и изолинии удельного веса, показателей преломления и параметров элементарной ячейки, что позволяет использовать ее для определения качественного состава промежуточных членов этой группы [2–5] (фиг. 41). Регрессионный анализ химического состава и физических свойств минералов группы гельвина также выявил функциональные зависимости физических свойств от содержания Mn, Fe и Zn. Это позволяет по результатам химического анализа определять показатели преломления, удельный вес и параметры элементарной ячейки, а также по физическим свойствам – химический состав [10]. Химический состав минералов этой группы часто приводят в миналах (Г, Д, ГНГ).

Куб. с. $T_d^4 - P\bar{4}3n$; $Z = 2$.

Структура типа содалита [11, 12]. Расшифрована структура гельвина, даналита и гентгельвина, близких по составу к конечным членам изоморфного ряда [1]. Основу ее составляет полностью упорядоченный (1 : 1) бериллиево-кремниевый содалитоподобный каркас, в котором позиции Al заняты Be. В пустотах каркаса расположены кластеры $[MnS]^{6+}$ в гельвине, $[Fe^{2+}S]^{6+}$ в даналите и $[ZnS]^{6+}$ в гентгельвине. Координационный полиэдр катионов – тригональная пирамида, в вершине которой находится атом S, а в основании – три атома кислорода каркаса.

Межатомные расстояния независимо от природы катиона (Mn, Fe^{2+} , Zn) колеблются в узких пределах (Å): Si–O = 1,627–1,631; Be–O = 1,632–1,637; Mn–S = 2,407–2,454, Fe^{2+} –S = 2,402–2,413; Zn–S = 2,342–2,362. Близость межатомных расстояний в структуре минералов этой группы свидетельствует о возмож-



Фиг. 43. Зависимость между формой кристаллов группы гельвина и pH растворов (по Фурсенко и Кляхину [18])

а – тетрагонриттетраэдр; *б* – положительный и отрицательный тетраэдры; *в* – тетраэдр, *г* – тетраэдр и тригонриттетраэдр

ем состава не наблюдается [14]. Отмечается обратно пропорциональная зависимость между a_0 и содержанием серы [15].

По существу минералы этой группы являются бериллосиликатами.

ИК-спектры поглощения минералов группы гельвина аналогичны островным бериллосиликатам [5, 16].

Наиболее распространенная форма кристаллов – тетраэдр или комбинация положительного и отрицательного тетраэдров (фиг. 42), а наиболее часто встречающиеся формы: (111), ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), (112), (011) и (122) [17]. Установлена закономерная связь формы спонтанно образующихся кристаллов минералов группы гельвина с pH условиями синтеза. В кислых условиях кристаллы имеют форму тетрагонриттетраэдров, а в нейтральных – комбинации положительного и отрицательного тетраэдров, в щелочных – тетраэдра в комбинации с тригонриттетраэдром (фиг. 43) [18]. Кристаллы часто зональны и варьируют в составе по зонам [4]. Экспериментально установлено, что зональность минералов группы гельвина обусловлена изменением кислотности–щелочности минералообразующих растворов [19].

Размеры кристаллов от долей мм до десятков см [5]. Так, на м-нии Икскёберг (Швеция) встречаются кристаллы размером по тетраэдру до 10 см и болес. Содержание в них Mn, Fe, Zn почти равное [20].

Сп. плохая, чаще наблюдается отдельность по (111) и ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) [5].

Колебания содержаний главных компонентов в химическом составе минералов группы гельвина (%): BeO – 10,15–14,7; MnO – 1,22–52, 50; FeO – 2,21–44,27; ZnO – 0–54,46; S – 4,50–6,30; SiO₂ – 27,35–34,68 [13, 21].

Из изоморфных примесей очень часто присутствуют Cd и Ge, причем первый замещает Zn, а второй – кремний. Возможно изоморфное замещение Be на Al; Si на Ti; Fe и Mn на Mg [22].

Из числа элементов-примесей постоянно встречаются Sn(0,001–0,5%), Pb(0,001–0,01%), Cu(0,001%) [23]. Иногда отмечаются Sc, In, Mo, Co, Ga, Bi, W и TR (0,3–0,5%) в гентгельвинах и Zr (0,14%) – в даналитах [22]. Элементы-примеси могут быть типоморфными для определения генетических типов гельвиновой минерализации, так, примесь TR характерна для пегматитов, Pb и Cu – для гидротермальных сульфидных месторождений [22, 23].

Гельвиновый ряд минералов – типоморфная серия широкого диапазона выделения, реагирующая на изменение содержания серы и кислорода в процессе минералообразования.

Анализ экспериментальных данных и природных парагенезисов минералов группы гельвина показывает, что состав и устойчивость их обусловлены не соотношением Mn, Fe и Zn, которое отражается на составе парагенезиса,

а окислительно-восстановительными и кислотнo-основными условиями минералообразования и f_{S_2} [2]. Гельвин образуется в нейтральных условиях при умеренных значениях f_{O_2} и максимальных f_{S_2} ; даналит, имеющий крайне узкое поле стабильности, – в кислых условиях при минимальных значениях f_{O_2} и умеренных f_{S_2} ; гентгельвин – в высокоосновных условиях при максимальных значениях f_{O_2} и минимальных f_{S_2} . Для образования этих минералов необходимы также высокие температуры и низкая активность глинозема.

Минералы этой группы встречаются в разных генетических типах – от магматических до гидротермальных. Наиболее характерны пегматитовые, скарновые, грейзеновые, щелочно-метасоматические и гидротермальные [5].

Промышленные концентрации образуются в результате развития пневматолит-гидротермальных или гидротермальных процессов [5].

В условиях гипергенеза развиваются охрисые продукты – серые, белые, розоватые землистые массы, зачастую содержащие белые игольчатые кристаллики бертрандита, бромеллита, слюдистые и волокнистые каолиноподобные частички [23].

Несмотря на сходство условий образования и близость физических свойств, каждый из конечных членов группы имеет свои характерные свойства [3–5].

Для диагностики минералов этой группы рекомендуется использовать следующие частоты интенсивных устойчивых полос поглощения в их ИК-спектрах (cm^{-1}): для гельвина 745, 708, 415, для даналита 747, 711, 411; для гентгельвина 750, 717, 410 (данные Н.В. Чуканова).

Минералы группы гельвина похожи на гранат, везувиан, бесцветные разности – на кварц. Поэтому их часто не замечают. Главными отличительными свойствами являются тетраэдрические кристаллы, треугольные очертания в шлифах и иммерсионных препаратах. Они легко разлагаются в кипящих кислотах H_2SO_4 и HCl с выделением студенистого осадка и сероводорода. П.п.тр. минералы вспучиваются, плавятся и образуют желто-бурое непрозрачное стекло. Гельвин с бурой дают реакцию на Mn , а гентгельвин – на угле налет ZnO [5]. Определяются также методами цветных пленочных реакций: гельвин и даналит быстро диагностируются по пленочной реакции Грюнера [24], которая состоит в растворении в разб. H_2SO_4 минерала с добавлением As_2O_3 , затем кипячении в течение 1–2 мин и получении после высушивания на поверхности исследуемого образца желтой блестящей пленки состава As_2S_3 или при применении металлической сурьмы – красной пленки Sb_2S_3 [25]. Для гентгельвина эта реакция получается плохо или вообще не получается. Это происходит вследствие трудного растворения гентгельвина в H_2SO_4 [25], хотя в HCl он медленно разлагается с выделением H_2S и образует желатинообразный осадок SiO_2 белого цвета [26].

Литература

1. Hassan I., Gundy H.D. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 1/2. P. 186–192.
2. Фурсенко Д.А. Условия синтеза минералов группы гельвина. Новосибирск: Наука, 1989. 77 с.
3. Glass J.I., Jahns R.H., Stevens R.E. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 5/6. P. 163–191.
4. Dunn P.J. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 314. P. 627–636.
5. Зубков Л.Б., Галицкий Л.С., Металиди С.В. Минералы гельвиновой группы и их месторождения. Киев: Наук. думка, 1976. 216 с.
6. Johnsen O., Bohse H. // Rapp. Grønlands geol. unders. 1981. Bd. 103. S. 25–29.
7. Lauen A.O. // Norsk geol. tidsskr. 1988. Bd. 68. S. 119–124.
8. Houtstam D., Wingren N. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1991. Bd. 113, h. 2/3. S. 183–184.
9. Perez J.-B., Dusausoy Y., Babkine J. // Amer. Miner. 1990. Vol. 75, N 7/8. P. 909–914.

10. Грещишиников А.В. // Зап. ВМО. 2000. Ч. 129, вып. 3. С. 63–66.
11. Barth T.F.W // Norsk geol. tidsskr. 1926. Bd. 9. S. 40–42.
12. Pauling L. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74. S. 213–225.
13. Бейс А.А. Геохимия бериллия: Типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 330 с.
14. Ofjedal I., Saebø P. // Chr. Norsk geol. tidsskr. 1963. Bd. 43, h. 3. S. 405–409.
15. Котович В.И., Васильев В.А. // Науч. тр. вузов ЛитССР. География и геология. 1966. № 4. С. 181–188.
16. Плюшина И.И. // Геохимия. 1963. № 2. С. 158–173.
17. Brögger W.C. // Ztschr. Kristallogr. 1890. Bd. 16. S. 173–176.
18. Фурсенко Д.А., Кляхин В.А. // X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Киев: Наук. думка, 1981. С. 119–126.
19. Фурсенко Д.А. // Физико-химические исследования минералообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1982. С. 104–107.
20. Ramdohr P., Ramdohr H. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1954. Bd. 76, h. 3, N 478. S. 381–390.
21. Калёнов А.Д. // Зап. ВМО. 1959. Ч. 88, вып. 4. С. 481–485.
22. Зубков Л.Б. Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра. 1976. 199 с. (см. с. 122).
23. Зубков Л.Б. Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС. 1973. 377 с. (см. с. 269).
24. Grüner J.W. // Econ. Geol. 1944. Vol. 39, N 7. P. 444–447.
25. Зубков Л.Б., Каленов А.Д., Молева В.А. // Бюл. науч.-техн. информ. 1965. № 2. С. 6–8.
26. Васильев В.А. // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90, вып. 5. С. 571–578.

Гельвин Helvine



Обнаружен в середине XVIII в. и первоначально был принят за гранат. Описан как бериллиевый минерал Вернером в 1816 г. Название – от греч. ηλιος (солнце) из-за желтой окраски и блеска. В России впервые установлен в Ильменских горах П.В. Еремеевым (Кокшаров, 1870) [1].

Синон. Тетраэдрический гранат – tetrahedral garnet, helvite (Clark, 1993).

Характ. выдел. Кристаллы и их агрегаты, зернистые массы, идиоморфные зерна, гнездообразные сплошные выделения. Размер кристаллов от долей мм до первых десятков см.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^- - P\bar{4}3n$. $Z = 2$ [2, 3]. $a_0 = 8,21\text{--}8,293 \text{ \AA}$, колеблется в зависимости от состава [4, 5]; у искусственного конечного члена $a_0 = 8,290 \text{ \AA}$ [6].

Структура аналогична таковой содалита, но более плотная [2, 7]. Плотность каркаса – 21,2 (Бокий, 1997). Описание структуры см. во введении к “Группе гельвина”.

Межатомные расстояния (Å) [3] образца, близкого к теоретическому составу (хим. ан. 2): Si–O = 1,627(5)–1,629(4); Be–O = 1,633(4)–1,634(5); Mn–S = 2,407–2,454(1); Mn–O = 2,034(4)–2,069(3); S–O = 3,774(4)–3,830(4); углы: O–Si–O = 107,9(2) и 108,1(2); Si–O–Be = 128,0(2) и 126,1(2); S–Mn–O = 115,5(1) и 115,7(1); O–Mn–O = 102,8(1) и 102,6(2)°.

Гексатетраэдрический кл. $T_d (3L_4^2 4L_3 6P)$.

Главные формы: тетраэдр (111), ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), часты двойники по (111), ромбододекаэдр (110), тригонритетраэдр (112) (см. фиг. 42).

Содержит включения молибденита, вольфрамита, пирита, слюды (Северо-Коунрадское м-ние) [8], ортита, кварца, аргентита [9], эгирина (Илимаусакский массив) [10]. Первичные флюидные включения (средний размер 5 нм) обнаружены в гельвине (хим. ан. 3) из Французских Пиренеев [11].

Физ. св. Сп. по (111) плохая. Изл. неровный до раковистого. Хрупкий. Тв. 6–6,5. Микротвердость 564–934 кГ/мм² (нагрузка 100 г) [12]; 744–934 кГ/мм² (на-

грузка 50–100 г). Среднее значение 844 кГ/мм² [13], искусств. чистого 850 кГ/мм² [6]. Уд. в. 3,20–3,45, 3,25 – у чистого искусств. [6]. Цв. обычно желтый или коричневатый, различных оттенков; медово-желтый, серо-желтый, красновато-коричневый, красный, лимонно-желтый, зеленоватый, янтарный. В тонких сколах светло-желтый, коричневый, бесцветный, розовый, иногда пятнистой или зональной окраски. Природа окраски гельвина, по данным А.Н. Платонова [14], связана с присутствием тетраэдрического комплекса Mn_4^{2+} . Полосы поглощения Mn_4^{2+} в оптическом спектре буровато-желтого гельвина (см⁻¹): 15600, 21000, 22500, 23800, 26600. Черта бесцветная. Бл. смоляной, стеклянный, переходящий в жирный, восковидного облика. Полупрозрачный, прозрачный в тонких сколах, темноокрашенные и восковидные – непрозрачны [4]. Электромагнитен. Отличается повышенной магнитной восприимчивостью $\chi = n \cdot 10^{-6}$ ед. CGSE. Обладает пирозлектрическими свойствами. Люминесцирует в катодных лучах малиновым светом [15]. Образцы, близкие к теоретическому составу, из сиенитовых пегматитов в южной части района Осло, Норвегия [5], и кварц-родохрозитовых жильных пород Лудвиелль и Виелль Ор, Французские Пиренеи (хим. ан. 3) [11], флюоресцируют в ультрафиолетовых лучах густокрасным светом. ИК-спектр гельвина из месторождения Люпикко (Карелия) характеризуется полосами поглощения (см⁻¹): 985 плечо, 949 (валентные колебания Si–O), 924, 912, 771, 745, 708, 535, 465 плечо, 415 слаб. (данные Н.В. Чуканова). Флотируется олеатом Na. Оптиум флотации лежит при значении рН = 7,5–9,5 [16].

Микр. $n = 1,728$ – $1,749$, у искусств. – $1,727$ [6]. В прох. св. прозрачен, бесцветен или со слабым световым оттенком, соответствующим основному цвету минерала в массе кристаллов.

Хим. Теор. состав: BeO – 13,52; MnO – 51,12; SiO₂ – 32,46; S – 5,78 (–O = S = 2,88). Колебания в содержании главных компонентов: BeO – 8,9–15,5; MnO – 18,52–52,50; SiO₂ – 25,5–33,6; S – 4,6–9,6 [3–5, 11, 17]. Очень часто, помимо FeO, в минерале содержится до 18% Fe₂O₃ [18]. Кроме того, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, P [17, 19], Pb(0,001–0,01), Cu (0,001), TR(0,3–0,5) [4], Sc(0,005–0,015), Sn(0,002–0,007), Ge(0,0005–0,007), Y(0,01–0,05), Yb(0,0002–0,005), P(0,1–0,5), B(0,01–0,03) [20]. Спектрально установлены: Cu – 0,000n, Sr – 0,0n, Sc – 0,0n, Cr – 0,00n [20]. Возможны изоморфные замещения в составе гельвина: Be замещается Al; Si – Ti; Fe и Mn – Mg [4, 12].

Анализы (в порядке уменьшения содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6
BeO	13,52*	13,51*	13,03*	12,79	13,48	13,52
MnO	52,48	52,50	50,17	48,33	47,56	46,00
FeO	0,18	0,21	0,16	0,70	2,34	3,35
ZnO	0,55	0,38	0,15	2,57	1,38	2,25
SiO ₂	31,06	31,29	32,86	32,25	32,36	32,22
Al ₂ O ₃	0,30	0,33	0,02	0,01	0,12	–
S	5,51	5,65	5,70	5,74	5,80	5,66
Сумма	103,60	104,04	102,29 ^{3*}	102,39	103,04	103,00
–S = O	2,75	2,82	2,85	2,87	2,90	2,83
Сумма	100,85	101,22 ^{2*}	99,44	99,52	100,14	100,17
Уд.в.	3,20	3,23 (выч.)	–	3,25	–	3,15
n	1,736	1,735	–	1,733	1,733	1,733
a_0	–	8,293	8,24	8,282	–	–

	7	8	9	10	11	12
BeO	13,50	13,46	13,43*	13,40	13,20	13,33
MnO	44,80	44,70	44,65	43,70	42,90	42,01
FeO	3,53	2,95	5,52	3,60	3,15	4,75
ZnO	3,73	4,08	3,11	3,80	4,82	3,52
SiO ₂	32,20	32,30	30,49	32,26	31,86	31,91
Al ₂ O ₃	0,68	—	0,19	0,30	0,60	—
S	5,93	5,70	5,46	5,75	5,64	5,40
Сумма	104,574*	103,19	102,995*	102,896*	102,697*	100,977*
–S = O	2,96	2,85	2,73	2,88	2,89	2,70
Сумма	101,60	100,34	100,26	100,01	99,87	98,27
Уд.в.	—	3,27	—	3,244	3,06	3,60
n	1,737	1,733	1,736	1,732	1,732	1,740
a ₀	—	—	—	—	—	—
	13	14	15	16	17	18
BeO	13,446*	13,38	13,346*	13,28	14,20	13,366*
MnO	41,33	38,50	37,66	36,34	29,90	28,79
FeO	4,28	10,42	7,49	12,06	10,12	16,78
ZnO	3,41	1,76	8,51	2,28	5,20	7,29
SiO ₂	30,35	33,20	30,83	31,82	31,74	29,63
Al ₂ O ₃	1,54	0,30	0,20	1,02	2,40	0,20
S	5,18	5,18	5,69	5,62	6,30	5,62
Сумма	102,208*	103,999*	103,7410*	102,5911*	102,0012*	101,9513*
–S = O	2,59	2,59	2,84	2,81	3,15	2,81
Сумма	99,61	101,32	100,90	99,78	98,85	99,14
Уд.в.	—	—	3,31	3,31	—	3,30
n	1,732	—	1,744	1,737	1,738	1,741
a ₀	—	—	—	—	8,27	—

* BeO вычислен.

2* В том числе CaO – 0,17.

3* В том числе WO₃ – 0,19, MgO – 0,01.

4* В том числе CaO – 0,18, TiO₂ – 0,02.

5* В том числе CaO – 0,14.

6* BeO вычислен, в том числе MgO – 0,08.

7* В том числе MgO – 0,06, TiO₂ – 0,06 (ан. 11); TiO₂ – 0,05 (ан. 12).

8* В том числе CaO – 2,17.

9* В том числе CaO – 0,81, Fe₂O₃ – 0,23, TiO – 0,02, F – 0,19 (F₂O – 0,08).

10* В том числе CaO – 0,05.

11* В том числе MgO – 0,07, TiO₂ – 0,10.

12* В том числе CaO – 2,14.

13* В том числе CaO – 0,13, MgO – 0,15.

1–4 – микрозондовые анализы: 1, 2 – из родонит-родохрозитовых жил из района Бьютт. шт. Монтана (США) [7]; 1 – из Майн Мулто, 2 – из Майн Лексингтон (оригинал, использованный для расшифровки структуры) [3]; 3 – из кварц-родохрозитовой жильной породы, Виелль Ор (Французские Пиренеи) [11]; 4 – из пегматита в какортокитах, массив Илимаусак [10]; 5, 6 – из Восточно-Коунрадского м-ния (Казахстан), анал. Молева [8]; 5 – из прожилка позднего полосчатого кварца, 6 – из жильбертит-флюоритовых агрегатов; 7 – из вольфрамит-сульфидно-кварцевых жил, анал. не указан [21, 22]; 8 – из гельвин-родохрозитовых прожилков Восточно-Коунрадского м-ния (Казахстан), анал. Молева [8]; 9 – желтый гельвин из ядра зонального кристалла, наружная зона которого сложена даналитом, Айрон-Майн, шт. Нью-Гэмпшир (США) [17]; 10, 11 – из Восточно-Коунрадского м-ния (Казахстан), анал. Молева: 10 – из скоплений десмина, 11 – из друзовой полости в жильном кварце вольфрамовой формации [8]; 12 – из щелочных пегматитов лепидомелан-эгиринового состава, массив Коргеретаба (Тува), анал. Разина [23]; 13 – из Лонгбан, Швеция (микрозонд.) [17]; 14 – из кварц-полевошпатовых жил с молибденитом и вольфрамитом, анал. Филонова [20]; 15 – из Ловен, Лангезунд, Норвегия (микрозонд.) [17]; 16 – из кварц-вольфрамитовых жил. Караоба (Центр. Казахстан), анал. Молева [24]; 17 – из грейзенов района Центр. Азии, анал. не указан [21]; 18 – Модум, Норвегия (микрозонд.) [17].

Сводку анализов гельвина из России и зарубежных м-ний см. [4, 5, 17, 21].

Диагн. исп. Растворяется после двойной обработки разб. (1:32) HCl на водяной бане [25]. При воздействии кипящей HCl выделяется H₂S. Протравливается плавиковой кислотой за 10–15 мин с выявлением агрегата треугольных зерен, зональности роста и механических нарушений [26]. Растертый в порошок минерал покрывается разб. H₂SO₄, добавляется щепотка As₂S₃ и раствор кипятится 1–2 мин, затем кислоту сливают, порошок промывают водой и высушивают. Порошок окрашивается в канареечно-желтый цвет с сильным алмазным блеском (соединение As₂O₃ [27]), если добавить металлическую сурьму, то порошок гельвина окрасится в буровато-красный цвет [4,28]. П.п.тр. вспучивается и сплавляется (плавкость 3) в желтовато-бурое непрозрачное стекло в восстановительном пламени. С бурой (перл) дает реакцию на Mn. Образует серную печень.

Повед. при нагр. На кривой ДТА в области 200–600° наблюдается плохо выраженный экзоэффект [29] при 200–500°, при этом вес не меняется. В интервале 750–1050° происходит окисление Fe²⁺ и Mn²⁺, что выражается двумя экзотермическими пиками и увеличением веса на 4,4%. В интервале 1050–1200° фиксируются два эндотермических эффекта, первый сопровождается потерей веса в 3,3%, а второй – в 2%, что связано с выделением серы из структуры. Этот процесс происходит в два этапа в зависимости от силы связи серы с Fe и Mn, которая различна ([20], см. хим. ан. 14). По данным [26] наблюдается широкий эндотермический эффект в интервале 500–700°, который связывается с выделением SO₃, а раздвоенный эндотермический эффект в области 900–1100° объясняется разрушением кристаллической структуры минерала [26].

Методами термографического, рентгенофазового анализа и мёсбауэровской спектроскопии изучен процесс термического разложения гельвина (хим. ан. 14) [30]. На начальной стадии процесса при 740° происходит окисление S²⁻ до S⁴⁺, в интервале 870–1240° – окисление до S⁶⁺ и удаление ее в составе газа SO₃. Окисление Fe²⁺ фиксируется в интервале 870–1105°. Ионы Fe²⁺ и частично Fe³⁺ при 1040° изменяют координационную позицию, переходя из четверного окружения в шестерное. Другая часть входит в состав новообразованных фаз со структурами шпинели (франколит, яacobсит) и других фаз (гаусманит, фенакит и стеклообразная масса). При 1105° все ионы Fe³⁺ связываются в яacobсит и франкилит. При температуре >1150° происходят реакции шпинелевых фаз с кремнеземом, образующимся по мере выпадания шпинелевых фаз и дегазации серы при 1040–1150°. При температуре больше 1170° в кристаллическом состоянии присутствует только фенакит [30].

Нахожд. Довольно распространен. В основном представляет минералогический интерес, тем не менее иногда образует промышленные скопления в альбититах, альбитовых гранитах и альбитизированных грейзенах, а на некоторых золото-серебряных месторождениях может извлекаться как попутный компонент при обогащении основных руд. Образуется в широком диапазоне температур. Экспериментальное изучение условий кристаллизации гельвина в гидротермальных растворах при температуре от 300 до 600° и давлении 1000 бар показало, что он образуется при максимальных значениях f_{S_2} , умеренных f_{O_2}

и разнообразных кислотно-основных условиях (наиболее благоприятны близнеитральные) [6]. Встречается в магматических породах (нордмаркитах, сиенитах, агпаитовых сиенитах, гранитах); в пегматитах (щелочных и гранитных), контактово-метаморфических и контактово-метасоматических месторождениях, имеющих вид штокверков или тектонических зон; скарнах флюорит-магнетитовых, связанных с гранитной магмой, и гранат-везувиановых, связанных с гранодиоритовой магмой; в обычных грейзенах и грейзенах, наложенных на известняки; в гидротермальных средне- и низкотемпературных месторождениях: молибденит-

вольфрамитовых кварцевых жилах, сульфидно(Cu, Pb, Zn, Fe)-кварцевых и кварц-карбонатных жилах, в метаморфических породах (гондитах).

Является рудным минералом альбититов, альбитовых гранитов и альбитизированных грейзенов в массиве Сукури (Бразилия) [31].

В виде акцессорной вкрапленности встречается в магматических породах щелочного состава [32]. Тетраэдры гельвина были обнаружены в пустотках в нордмаркитах [33]. В гранитных пегматитах – в ассоциации в амазонитом, топазом, спессартином, монацитом, фенакитом, микролитом (Урал; район Амелия, шт. Виргиния, США) [34], с флюоритом, лепидолитом, тантало-ниобатами в м-ниях Ракпорт, Глочестер, шт. Массачусетс, США [17]; кристаллы цинкового гельвина размером до нескольких см установлены совместно с топазом, метамиктным алланитом-(Ce), бериллом, флюоритом, ксенотимом, сфалеритом и редко с бититом в микроклин-кварц-биотитовом пегматите в известняковом карьере Стора Вика, в районе Нюнесхамн, Швеция [35], в пегматитах на контакте с везувиансодержащими породами в ассоциации с флюоритом, альбитом, гранатом (Сьерра-де-Кордова, Аргентина) [36]. Найден в гранитном пегматите на м-нии Каса Вентура, вблизи Салисбери (Южн. Родезия, ЮАР), в ассоциации с микроклин-пертитом, петалитом, сподуменом, мусковитом и спессартином [37]; установлен в двух гранитных пегматитах в пределах Копривщица (Болгария): в одном из них в клевеландитовой и мусковитовой зонах вместе с тантало-колумбитом, самарскитом, иттроганталитом, урано-микролитом, циртолитом и бериллом, в другом – в кварц-альбит-микроклиновой зоне [38]. Зональные, частично замещенные кристаллы гельвина размером до 2 см установлены в богатых литием и скандием пегматитах в ассоциации с полихромным турмалином, спессартином, петалитом и поллуцитом в интрузии Монте-Капанно на о-ве Эльба [39]. В редкометальных пегматитах связан с альбитизацией и часто приурочен к прожилкам сахаровидного альбита, в этом случае содержит спектральные количества Ta – 0,01% и Sn – 0,1% [40]. Единичные или sdвойникованные кристаллы гельвина размером 2,5 см в ассоциации с кварцем, полевым шпатом и более редким топазом известны в миароловых пегматитах в батолите Сотус, шт. Айдахо, США [41]. В Ильменских горах (Урал) встречается в пегматитах сиенитов и нефелиновых сиенитов в ассоциации с микроклином, корундом, альбитом, цирконом, в зальбандах корундовых жил найдены его обособления массой до 3 кг [42], а в амазонитовых пегматитах – обычный акцессорный минерал [43]. В нефелиновых сиенитах встречается совместно с нефелином, полевыми шпатами, эгирином, цирконом в районе оз. Сиготеро, Лангезундфьорд, Южн. Норвегия [34]. В лепидомелан-эгириновых пегматитах – в ассоциации с катаплетитом, астрофиллитом и флюоритом, массив Коргеретаба, Тува (см. хим. ан. 12) [23]. Найден совместно с натролитом, сфалеритом, войлокоподобным эгирином в микроклиновых пегматитах в какорткитах в массиве Илимаусак, Гренландия (хим. ан. 4) [10].

Распространен в сиенитовых пегматитах в лаврикитах в южной части района Осло, в ассоциации с натролитом, анальцимом, микроклином, акмитом, бериллиевыми минералами (кьявеннитом, эпидидимитом и др.), флюоритом, сульфидами. Содержание гельвиновой составляющей в образцах варьирует от 65 до 98,5% [5]. В пегматитах гельвин очень часто образуется за счет берилла и выделяется позже него, а также отлагается в гидротермальную стадию развития пегматита [4, 15].

В контактово-метаморфических железорудных месторождениях ассоциирует с бериллиевым гроссуляром, кварцем, магнетитом, флюоритом, биотитом, хлоритом, диопсидом, шпинелью, Айрон-Маунтин, шт. Нью-Мексико, США [32], в аналогичных условиях хорошие кристаллы известны в Норвегии – Гортколен, близ Осло [44], в Аргентине (Сьерра-де-Кордова) [36]. Установлен в кон-

це XIX в. в железорудном м-нии Люпикко в Питкьяранте (северное побережье Ладожского оз., Россия). Присутствует в грейзенах по доломитам, магнезиальных скарнах и флюорит-сланцевых метасоматитах. Отдельные кристаллы гельвина достигают 3 см, по составу близок к конечному члену ряда. Ассоциирует с флюоритом, кальцитом, бромеллитом, касситеритом, сфалеритом, галенитом, клинохлором [45, 46]. В контактово-метасоматических месторождениях и скарнах встречается в ассоциации с сульфидами (сфалерит типичен) совместно с родохрозитом и родонитом, Бьютт, шт. Монтана, Сильвертон, шт. Колорадо, США [47], с кальцитом, тремолитом, гроссуляром, Виктория Маунтин, шт. Нью-Мексико, США [48]. Необычные изумрудно-зеленого и яблочно-зеленого цвета изометричные зерна гельвина (размером от 0,5 до 10 мм) обнаружены в родонитовом проявлении в биотитовых роговиках в зоне экзоконтакта с субщелочными лейкогранитами Иныльчесского массива (Юго-Вост. Тянь-Шань). Наблюдается в участках, сложенных ярко-розовым родонитом [49]. В марганцевых рудных телах метасоматических месторождений ассоциирует с даннеморитом, родонитом, пироксмангитом, спессартином и флюоритом, рудник Яагисава, преф. Нагано, Япония [50]. Найден в марганцевом м-нии Оита (Oita) в Румынии (Вост. Карпаты) совместно с родонитом, родохрозитом и спессартином [51]. В пироксеновых скарнах (по доломиту) гельвин ассоциирует с гранатом, актинолитом, хлоритом, кварцем, кальцитом, Вост. Пиренеи, Коста-Банн [52]. В бериллийсодержащих скарнах (развитых в доломитах и известняках) наблюдается в ассоциации с магнетитом, флюоритом, оливином, гастингситом, сфалеритом, а также встречается в фестончато-плосчатых полосчатых рудах в тесной ассоциации с флюоритом и шеелитом, образуясь позже касситерит-шеелит-хризоберилловой ассоциации, выделяется совместно с пиритом и сфалеритом, но ранее основной массы сульфидов [53]. Кроме того, в бериллийсодержащих скарнах ассоциирует с флюоритом, везувияном, магнетитом, альбитом, эпидотом, клиноцоизитом, кальцитом [54], с геденбергитом, гранатом, везувияном, флюоритом, касситеритом, Средняя Азия [55]. Вообще гельвин образуется в скарнах только тогда, когда имеют место поздние пневматолито-гидротермальные процессы, которые приводят к выщелачиванию Be , рассеянного в ранее отложившихся породообразующих минералах [15]. В кварц-мусковитовых грейзенах встречается вместе с топазом, бериллом, вольфрамитом, флюоритом, молибденитом, арсенопиритом, козалитом, галенитом, шеелитом и висмутином. В кварц-топазовых прожилках ассоциирует с бериллом и козалитом, причем берилл и кварц кристаллизуются почти одновременно, но гельвин – позже берилла [21]. В кальцит-мусковит-кварцевых грейзенах ассоциирует с висмутином, бериллом, шеелитом [21]. В грейзенах, образовавшихся по известнякам, ассоциирует с флюоритом, фенакитом, ортоклазом, бериллом, выделяется после двух последних, развиваясь по бериллу (корродирует головки кристаллов шеелитового берилла) [56]. В гранитах прослеживаются гельвин-кварцевые, гельвин-гематит-кварцевые и гельвин-гематитовые грейзены, в которых минерал образует псевдоморфозы по бериллу [57]. Известен в месторождениях грейзенового типа, генетически связанных с порфиридовидными биотитовыми гранитами, в кварцевых жилах в ассоциации с висмутином, топазом, бериллом, вольфрамитом, в основном в тех телах, где вольфрамовая минерализация сопровождается молибденовой (хим. ан. 14) [20]. Встречается в биотит-кварцевых роговиках в зоне экзоконтакта гранит-порфиров в штокверках и секущих прожилках в ассоциации с кварцем, флюоритом, пиритом, сфалеритом, молибденитом, айкинитом, ильменорутилом, выделяясь позже берилла, но раньше айкинита [58]. Наблюдается в кварц-полевошпатовых жилах в ассоциации с дымчатым кварцем, олигоклазом (хим. ан. 15) [24], ортоклазом, бериллом, флюоритом [22], в кварц-вольфрамитовых жилах в ассоциации с сидеритом, пиритом, родохрози-

том, козалитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, по отношению к которым он идиоморфен [24], с топазом, пирротинном, самородным висмутом, арсенипиритом и другими сульфидами [22]; обнаружен в гидротермальных жилах с полиметаллическим оруденением в ассоциации с сульфидами, халцедоном, хлоантитом и другими арсенидами никеля и кобальта [59], в кварц-карбонатных жилах – с кальцитом и амethystом, Кургашикан, Средняя Азия [59]. Иногда приурочен к оталькованным тектоническим зонам дробления в карбонатных породах на контакте с сиенитами, в рудной брекчии, сцементированной тальком [60]. В гидротермальных жилах кварц-адуляр-родонит-родохрозитового состава, находящихся на контакте фельзитов и липаритов с игнимбритами, ассоциирует, помимо выше перечисленных минералов, со сфалеритом, галенитом и минералами золота и серебра [61], подобная ассоциация известна также в упоминавшихся м-ниях Бьютт и Сильверстон, США [47]; в прожилках позднего полосчатого кварца Вост. Коунрада, где гельвин на отдельных участках нацело слагает их, находится в ассоциации с мусковитом, кварцем, микроклином, альбитом, пиритом, вольфрамитом, гранатом; в ассоциации с жильбертитом и флюоритом в кварце молибденовой формации с родохрозитом в альбититах, микроклинитах и среди скоплений стильбита. Встречается в друзовых полостях жильного кварца, среди агрегатов жильбертита, а также среди альбититов в ассоциации с железной слюдкой, Вольфрамовые сопки, Коунрадское м-ние [8]. В гондитах – в додекаэдрах совместно с кварцем в Каджлидонгри, Мадхья-Прадеш, Индия [62]. Одиночные или сгруппированные в цепочки округлые зерна (от 1 до 8–10 мм) гельвина присутствуют в мусковитовых прожилках оловорудного месторождения на Дальнем Востоке [63].

Установлен в некоторых золото-серебряных [9] и серебряных месторождениях [64] в России. В золото-серебряных встречается в метасоматических зонах кварц-родонит-родохрозитового состава в виде тонких прожилков (толщиной до 1 мм) и линзовидных обособлений, обрамленных агрегатами аксинита и родохрозита [9]. На одном из серебряных месторождений Северо-Востока присутствует в виде мелкой вкрапленности, гнезд (до 2 см) и микропрожилков в родохрозит-родонит-кварцевых жилах, в друзовых полостях которых обнаружены его кристаллы (до 0,3 мм) [64].

Входит в состав гидротермальных кварц-родохрозит-родонитовых жил вместе с пиритом, пирротинном, сфалеритом, даннеморитом и неотоцит-гизингеритом, скущих железо-марганцевые руды на м-нии Хвалетице (Чехия), здесь же обнаружен в марганцево-силикатных роговиках в сопровождении даннеморита, марказита, гематита, родохрозита, барита, гётита, кронстедтита, апатита, вивинита [65].

Изм. В щелочных пегматитах гельвин на гидротермальном этапе неустойчив и замещается лейкофаном, а позже – эпидидимитом [23]. В грейзенах по периферии кристаллов замещается бромеллитом, серицитом, кальцитом и кварцем [21]. В грейзенах гельвин-кварц-гематитового состава замещается гематитом и берtrandитом, гематитом и кварцем [58]. В гидротермальных условиях замещается сидеритом и частично серицитом и флюоритом [24], хлоритом [22], кварцем, мусковитом, карбонатами [8]. В условиях гипергенеза, особенно при наличии кислых вод ($\text{pH} = 6,3\text{--}6,5$), по гельвину развиваются охры, по составу отличающиеся от первичного пониженным содержанием FeO (вынос до 80–85%) и SiO_2 (вынос до 50%), окислением Fe и Mn и появлением H_2O (до 10%) [66]. При гипергенном изменении гельвина образуется также берtrandит совместно с окристыми гидроксидами Fe.

Искусств. Получается гидротермальным путем из смеси оксидов сульфидов или элементов в стехиометрических соотношениях в интервале 300–600°. Температура и давление заметного влияния на форму растущих кристаллов не оказывают. Наибольшее влияние связано с химизмом среды (pH). Образуется

в нейтральных условиях при умеренных значениях f_{O_2} и максимальных f_{S_2} [6]. Может быть получен из исходной шихты: смесь оксидов и сульфидов металлов или смесь оксидов и элементарной серы в стехиометрических соотношениях при 450°, реже при 600–700° и $P = 1500\text{--}3000$ атм в чистой воде и в водных растворах при $pH \leq 7$, а также особенно хорошо (со 100%-ным выходом) из 8%-ных водных растворов NH_4Cl [67].

Отл. Очень похож на гранат, от которого отличается характерным тетраэдрическим обликом, меньшей твердостью и меньшим уд.в., отсутствием (большей частью) оптических аномалий, реакцией на серу (серная печень) и растворением кипящей HCl с выделением H_2S . Может быть спутан с шеелитом, от которого отличается значительно меньшим n , худшей спайностью, меньшим уд.в. Когда в пегматитах окрашен в темно-бурый до черного цвета, может быть спутан с касситеритом, от которого отличается уд.в., изотропностью [68].

Практ. знач. Руда на Be .

Межплоскостные расстояния гельвина из Бьютт, шт. Монтана, США* [17]

$SiK\alpha$ -излучение. Камера Гандольфи, $D = 114.59$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	5	5,965	332	5	1,770	444	3	1,193
200	30	4,156	422	65	1,692	550	5	1,172
210	40	3,742	510	40	1,627	721	50	1,126
211	100	3,382	520	4	1,539	730	5	1,085
220	20	2,935	521	50	1,510	651	50	1,052
310	65	2,618	440	50	1,466	554	40	1,021
311	1	2,502	530	50	1,422	820	8	1,005
222	10	2,400	442	50	1,382	821	8	0,9960
320	8	2,299	611	50	1,350	653	8	0,9911
321	70	2,215	620	5	1,312	660	8	0,9754
400	10	2,072	541	50	1,279	Кроме того еще		
330	80	1,955	622	3	1,251	20 линий до		
420	40	1,854	542	3	1,236	0,7767		
421	8	1,809	631	3	1,219			

* Оригинал ан. 1; см. также рентгенограммы гельвина в [4, 57].

Литература

1. Кокиширов Н. // *Материалы для минералогии России*. 1870. Ч. 5. С. 19.
2. Pauling L. // *Ztschr. Kristallogr.* 1930. Bd. 74. S. 213–215.
3. Hassan I., Grundy H.D. // *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70, N 1/2. P. 186–190.
4. Зубков Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В. *Минералы гельвиновой группы и их месторождения*. Киев: Наук. думка, 1976. 215 с.
5. Larsen A.O. // *Norsk geol. tidsskr.* 1988. Bd. 68. S. 119–124.
6. Фурсенко Д.А. *Условия синтеза минералов группы гельвина*. Новосибирск: Наука, 1989. 78 с.
7. Varth T.F.W. // *Norsk geol. tidsskr.* 1926. Bd. 9. S. 40–42.
8. Чухров Ф.В. *Минералогия и зональность Восточного Коунрада*. М.: Наука, 1960. 239 с.
9. Повикова М.И. // *Прикладные и экологические аспекты минералогии: Тез. докл. Годич. ссс. ВМО, Звенигород, 19–21 марта, 1990. М., 1991. Кн. 2. С. 145–146.*
10. Johnsen O., Bohse H. // *Rapp. Crønlands geol. unders.* 1981. Bd. 103. S. 25–29.
11. Ragi A. // *Canad. Miner.* 1994. Vol. 32, pt 1. P. 111–120.
12. Зубков Л.Б. *Минералогия гидротермальных месторождений бериллия*. М.: Недра, 1976. 199 с. (см. с. 47).

13. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 123 с. (см. с. 104).
14. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 262 с. (см. с. 134–135).
15. Зубков Л.Б. Бериллиевые минералы перспективных типов и месторождений. М.: ВИМС, 1973. 377 с. (см. с. 269).
16. Кузькин С.Ф., Филимонов Н.В., Петрова З.Д. // Цв. металлы. 1970. № 7. С. 80.
17. Dunn P.J. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 314. P. 627–636.
18. Ramdohr P., Ramdohr H. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1954. Bd. 76, h. 3, N 478. S. 381–390.
19. Котович В.И., Васильев В.А. // Науч. тр. вузов ЛитССР. География и геология. 1966. № 4. С. 181–188.
20. Виноградова Л.Г. // Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. Вып. 2. С. 48–56.
21. Калёнов А.Д. // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 3. С. 154–161.
22. Калёнов А.Д. // Геология руд. месторождений. 1962. № 3. С. 73–79.
23. Капустин Ю.Л. // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 66–90.
24. Ермилова Л.П. // Минералы молибден-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964. С. 90.
25. Симорокова Т.Н. // Завод. лаб. 1967. Т. 33, № 3. С. 270.
26. Сергеев В.Н. // Зап. ВМО. 1969. Ч. 98, вып. 6. С. 746–748.
27. Grüner J.W. // Econ. Geol. 1944. Vol. 39. P. 444–477.
28. Калёнов А.Д., Золотова Л.В., Цыбульская М.С. // Бюл. научн.-техн. информ. 1961. № 6(34). С. 95–96.
29. Моржедова З.Н., Зубков Л.Б., Яковлева С.В. // Науч. тр. ГИРЕДМЕТ. 1970. Т. 35. С. 70.
30. Гончиров Г.Н., Виноградова Л.Г., Шаров А.С. // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109, вып. 6. С. 603–610.
31. Bilal E., Fontelles M. // C.r. Acad. sci. D. 1988. Vol. 307, N 3. P. 273–276.
32. Glass J.J., Jahns R.H., Stevens R.E. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 5/6. P. 163–191.
33. Neumann H. // Norsk geol. tidssrk. 1950. Bd. 28, h. 2/4. S. 234.
34. Соседко А.Ф. // Природа. 1950. № 3. С. 52–53.
35. Holtstam D., Wingren N. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1991. Bd. 133, h. 2/3. S. 183–184.
36. Fischer W. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1926. S. 33–42.
37. Knorring O., von // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 244. P. 87–89.
38. Иванов И.М. // Спис. Бълг. геол. д-во. 1969. Т. 30, кн. 1. С. 67–70.
39. Pezzotta F. // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1994. Vol. 5, N 4. P. 355–362.
40. Квицев В.Г., Терентьева М.В. // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1964. Вып. 19. С. 331–344.
41. Menzies M.A., Boggs R.C. // Miner. Rec. 1993. Vol. 24, N 3. P. 185–202.
42. Китаев А.Г. // Минерал. сырье. 1928. Вып. 1. С. 77.
43. Попова В.И., Попов В.А., Поляков В.О., Щербакон Е.П. Пегматиты Ильменских гор Миасс, 1996. 48 с.
44. Goldschmidt V.M. // Vidensk. skr. 1911. N 1. 483 S. (см. с. 394).
45. Stigzelius H. // Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. 1987. N 1. P. 5–13.
46. Пеков И.В. // Мир камня. 1994. № 4. С. 3–12.
47. Hewett D F // Amer. Miner. 1937. Vol. 22, N 5/6. P. 806.
48. Holser W.T. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 1/2. P. 599–611.
49. Паутов Л.А., Хворов П.В., Игнатенко К.И. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1990. Вып. 43. С. 59–61.
50. Yoshinaga M. // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D. 1959. Vol. 9, N 1. P. 47–53.
51. Munteanu M. // Rom. J. Miner. 1993. Vol. 76, pt 1. P. 127–128.
52. Гитар Ж., Лаффит П. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. 658 с. (см. с. 418).
53. Попова М.И. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975. 247 с. (см. с. 54).
54. Гетманская Т.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Пантелеен А.И. // Геология руд. месторождений. 1970. Т. 12, № 4. С. 16.
55. Рахмедов У., Арсланова П. // Узб. геол. журн. 1970. № 5. С. 16–20.
56. Яковлев П.Д., Ай Юнь-Фу // Геология руд. месторождений. 1964. Т. 6, № 5. С. 57–71.
57. Павлова И.Г., Бекназаров К.Б., Сальдоу Е.П. // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95, вып. 6. С. 674–689.
58. Дмитриева А.Н. // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 118–119.
59. Бадалов С.Т., Приходько П.Л. // Зап. ВМО. 1956. Ч. 85, вып. 4. С. 571–573

60. Бадалов С.Т. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1956. Вып. 10. С. 59–67.
 61. Савва Н.Е., Раевская И.С. // Колыма. 1974. № 6. С. 44.
 62. Lahiri D. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 300. P. 974–975.
 63. Гогоров И.Н., Благодарова Н.С., Лаговская Е.А. Новые и редкие минералы Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 128 с. (см. с. 99).
 64. Гречишников А.В. // Зап. ВМО. 2000. Ч. 129, вып. 3. С. 63–66.
 65. Sech F., Povondra P. // Acta Univ. carol. geol. 1969. N 1. P. 1–11.
 66. Григорьев Н.А., Баженов А.П. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 118. С. 132–135.
 67. Мельников О.К., Литвин Б.М., Федосова С.П. // Гидротермальный синтез кристаллов. М.: Наука, 1968. С. 167–174.
 68. Sech F., Novak F. // Acta Univ. carol. geol. 1961. N 2. P. 87–92.

Даналит Danalite



Впервые найден в гранитах Рапорт, шт. Массачусетс, США, Куком в 1866 г. и назван в честь известного минералога Дж.Д. Дана (James Dwight Dana) (1813–1895) [1]. В России впервые установлен И.Ф. Григорьевым в 1938 г. на месторождении Ималка, Забайкалье [2].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы (от мм до нескольких см) и их сростания, зернистые и стекловатые массы [3, 4].

Структ. и морф. крист. Куб. с. Пр. гр. $T_d - P\bar{4}3n$, $a_0 = 8,2317$ и $8,2182 \text{ \AA}$, $V = 555,1$ и $557,9 \text{ \AA}^3$ [5], у искусственного чистого члена $a_0 = 8,202 \text{ \AA}$ [6]; $P\bar{4}3m$, $a_0 = 8,17 \text{ \AA}$ [7]; $a_0 = 8,239 \text{ \AA}$ (см. хим. ан. 8) [8]; $Z = 2$. Размеры параметров ячейки взаимосвязаны с изменением содержаний FeO, MnO и ZnO. См. введение к “Группе гельвина”.

Структура аналогична содалиту, в которой позицию Na занимает Fe^{2+} , Al – Be, Cl – сера [5, 9]. Плотность каркаса – 22,6 (Бокий, 1997). По данным мёссбауэровской спектроскопии, Fe^{2+} располагается упорядоченно в структуре [10].

Гексатетраэдрический кл. $T'd(3L_4^2 4L_3 6P)$.

Главные формы: положительный (111) и отрицательный ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) – тетраэдры, которые часто образуют сростания; изредка встречаются (110) – ромбододекаэдр и (112) – тригонритетраэдр. Кристаллы даналита, полученные гидротермальным синтезом в HCl и HF, имеют габитус тетрагонритетраэдров, в NH_4F – тетраэдров (см. фиг. 43) [6, 11]. Краевые части кристаллов иногда переполнены включениями амфибола [8] или содержат обильную тонкую вкрапленность (пыль) гематита [12]. Встречаются включения кварца, альбита, циркона и эвксенита [13].

Физ. св. Сп. по (111) плохая (скорее отдельность). Изл. неровный до раковистого. Хрупкий. Тв. 5,5–6,0 [14]. Микротвердость 467–616 кГ/мм² (ср. 564), нагрузка 50 г [15]. На приборе ПМТ-3 – 872 кГ/мм² [8], 818 кГ/мм² [7]. Уд. в. 3,29 [8], 3,47 [7], 3,27–3,52 [14]. Цв. вишнево-красный, гранатно-красный, темно-коричневый, желтовато-бурый, желтый, серый. В тонких сколах розовый, коричневый. Черта бесцветная. Бл. смоляной в изломе, стеклянный на гранях, переходящий в жирный. В мелких осколках притягивается магнитной иглой. Не люминесцирует. Полосы поглощения в ИК-спектре даналита (FeO – 38,17, MnO – 4,40, ZnO – 9,37%) из м-ния Люпикко (Карелия) (см⁻¹): 985 плечо, 949 (основная полоса валентных колебаний тетраэдров SiO₄), 774, 747, 711, 538, 465 плечо, 411 слаб. (данные Н.В. Чуканова).

Флотуруется олеатом Na. Оптимум флотации – при значении pH = 5–7 [16].

Поля устойчивости при разном парциальном давлении H_2S и O_2 лежат между фенакитом и кварцем (или фаялитом). При низком парциальном давлении H_2S даналит окисляется в смесь магнетита, фенакита и кварца (или фаялита). При высоком парциальном давлении H_2S он сульфидируется в смесь пирротина, фенакита и кварца. Твердый раствор даналита стабилен в узких пределах парциального давления H_2S , которое исчезает с возрастанием парциального давления S_2 или O_2 (или SO_2). Поле устойчивости даналита весьма узкое и сосредоточено около границ полей пирротина–магнетита [17].

Микр. $n = 1,737-1,754$ [8]; $1,746-1,771$ [14]; $1,755$ [7]. В прох. св. прозрачен, бесцветен или со слабым световым оттенком, соответствующим основному цвету минерала в кристалле.

Хим. Теор. состав: $BeO - 13,43$; $FeO - 51,44$; $SiO_2 - 32,25$; $S - 5,74$. Колебания в содержании главных компонентов: $BeO - 8,0-16,13$; $ZnO - 0,0-20,0$; $MnO - 3,1-18,9$; $FeO - 11,8-40,0$; $SiO_2 - 32,7-34,7$; $S - 4,0-6,1$ [14]. Очень часто, помимо FeO , в составе минерала может содержаться 26% Fe_2O_3 [4] или до 29% Fe_2O_3 , что объясняется примесью гематита [12]. Крайние члены даналита не известны [14]. В качестве элементов-примесей встречаются (%): $Zr -$ до $0,14$; $Cu - 0,01$; $Al - 0,005$; $Ca - 0,003$ [14, 18]. Иногда наблюдаются зональные кристаллы, в ядре которых развит гельвин (ярко-желтый), а наружные зоны принадлежат красному даналиту, Айрон-Майн, Бартлетт, Нью-Гэмпшир [19]. В касситерит-флюорит-вольфрамитовых скарнах о-ва Тасмания в даналитах наблюдаются колебания содержания ZnO от ядра к наружным зонам [20]. Сводку анализов даналита из зарубежных месторождений см. в [21].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
BeO	12,91*	13,16*	12,93*	13,42	13,08	14,48	12,88	11,87	12,14
MnO	4,79	4,88	4,90	7,06	8,06	14,55	14,85	18,96	8,15
FeO	43,62	44,25	43,49	38,40	31,78	31,36	26,58	25,60	22,38
ZnO	1,10	1,36	1,19	6,80	10,47	3,91	8,24	5,72	19,99
SiO ₂	31,85	31,62	31,97	31,87	31,19	32,83	30,87	33,20	31,92
S	5,57	5,70	5,44	5,58	5,54	5,62	5,60	5,43	5,31
Сумма	99,84	100,9	99,92	103,1	100,1	102,7	99,48	102,3	103,0
-S = O	2,78	2,85	2,72	2,79	2,77	2,80	2,80	2,71	2,66
Сумма	97,06	98,12	97,20	100,3	97,35	99,95	97,68	99,67	100,3
Уд. в.	-	-	-	3,41	3,31	3,33	3,33	3,29	3,43
n	-	-	-	1,760	1,759	1,753	1,749	1,737-	1,745
								1,754	

* Рассчитано, исходя из приведенной выше формулы.

1-3 (микрозонд.) – кристалл из касситерит-флюорит-известкового скарна (гора Линдсей, о-в Тасмания): 1 – ядро, 2 – средняя, 3 – наружная зоны; кроме того, определены незначительные количества NaO и $CaO < 0,12\%$ и $< 0,10\%$ соответственно; K_2O , SnO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и др. [20]; 4 – из кварц-плагноклаз-актинолитовых прожилков, анал. Молева [22]; 5 – магнетит-диопсидовые скарны, спектрально установлено Sp , анал. Быкова [23]; 6 – гранитные пегматиты, Ималка, Вост. Забайкалье, анал. Ченцов [24]; 7 – пироксен-плагноклазовые скарноиды, анал. Быкова, в сумму входит $Fe_2O_3 - 0,46$, спектрально установлены Hf , Mg , Cd , Y , Yb [23]; 8 – гранат-пироксеновые скарны, Средняя Азия, анал. Мухова, в сумму входят: $CaO - 0,40$; $MgO - 0,14$; $Al_2O_3 - 1,06$ [8]; 9 – из окварцованных участков мелкозернистого кварц-альбитового сростания кварц-полевошпатовой жилы, Кольский п-ов, анал. Кульчицкая, в сумму входят $CaO - 0,50$; $MgO - 0,10$; $Al_2O_3 - 1,44$; $ZrO_2 - 0,14$; $TiO_2 - 0,07$; $H_2O - 0,17$; п.п.п. – $0,69$ [13, 25].

Диагн. исп. Легко растворим в разб. (1 : 4) HCl [26] с выделением H₂S. Дает реакцию на серу и цветные реакции по методу Грюнера [27] (см. введение к “Группе гельвина”).

Повед. при нагр. Даналит из кварцевых жил дает экзотермический эффект в области 200–350°, а затем резкий экзотермический подъем при 750–800°. Первый экзотермический эффект связан с окислением Fe и Mn на поверхности минерала, второй – с явлениями твердофазового спекания образца. После обжига до 1000° в продуктах спекания обнаружены Mn₂O₃ и минералы со структурой шпинели с $a_0 = 8,44 \text{ \AA}$ [12].

Нахожд. Довольно распространен. Обладает широким диапазоном выделения, начиная от гранитов, гранитных пегматитов до низкотемпературных гидротермальных жил; часто встречается в скарнах или породах, связанных со скарнами, а также в контактово-метаморфических образованиях. Выделяется, как правило, позже других минералов группы гельвина. Обнаружен в гранитах Хонкамьяки, Финляндия, в тяжелой фракции [28]. Дайки даналитсодержащих щелочных гранитов встречаются в комплексе Даба Шабели, Сомали. Округлые красновато-коричневые кристаллы размером до 30 мм ассоциируют с биотитом, Fe-эденитом, окаймленным Fe-актинолитом, магнетитом и ильменитом ($a_0 = 8,2127 \text{ \AA}$) [29]. В гранитных пегматитах образуется в пневматолитовую стадию развития в ассоциации с альбитом, касситеритом, пиритом, мусковитом, гранатом (Ималка, Забайкалье [2, 24]), с флюоритом, лепидолитом, тантало-ниобатами, спессартином, биотитом, сахаровидным альбитом, кварцем [30]. Акцессорный даналит в ассоциации с турмалином, касситеритом, данбурином, гейландитом, мусковитом и стильбитом найден в полости миаралового пегматита в Бело Горизонте N 1 в округе Сан-Диего, Калифорния (США) [31]. В кварц-полевошпатовых жилах – с кварцем, титанитом, ортитом, торитом, цирконом, эвксенитом, редкоземельным эпидотом (хим. ан. 9, $a_0 = 8,198 \text{ \AA}$) [13, 25]. В пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнах с наложенным гидротермальным шеелитовым и тульфидным оруденением встречается в ассоциации с амфиболом, кальцитом, сфалеритом, пирротинном, шеелитом (Средняя Азия [8], Михара Майн, Хиросима, Япония [17, 32]), с гранатом, геденбергитом (Иксшёберг, Швеция) [4]. В скарнах в магнетит-хлорит-флюоритовой породе – в ассоциации с кварцем, серицитом, карбонатами, самородным висмутом (FeO – 32,29; MnO – 13,55; ZnO – 2,55; уд. в. 3,31; $n = 1,753$; $a_0 = 8,196 \text{ \AA}$) в Нидлпойнт-Маунт, Британская Колумбия [33].

В касситерит-флюорит-вольфрамитовых скарнах в Сев.-Зап. Тасмании (Австралия) в известковых скарнах ассоциирует с аннитом, флюоритом, пирротинном, ильменитом, турмалином (гора Линдсей); с биотитом, пирротинном, пиритом, турмалином (Пайн-Хилл); с кварцем, Fe-биотитом, флюоритом, касситеритом, турмалином, ильменорутилом, пиритом, висмутитом (Клевеленд); в магнезиальных – с биотитом, пирротинном, сфалеритом, турмалином, флюоритом (Сен-Дизер) [20, 34].

В тактатах – в ассоциации с магнетитом, хлоритом, флюоритом, диопсидом, бериллийсодержащим гроссуляром, идокразом, розовым эпидотом, тиллеитом, тюрингитом, Айрон-Маунтин, графства Сьерра и Сокорро, юго-запад шт. Нью-Мексико, США [19]. В комплексных месторождениях с наложенными метасоматическими процессами типа пироксен-плагноклазовых скарноидов (хим. ан. 7) – в ассоциации с диопсид-геденбергитом, олигоклаз-андезином, касситеритом, шеелитом, гранатом, флюоритом, арсенопиритом [23]. В магнетит-диопсидовых скарнах полосы магнетит-диопсидового состава чередуются с полосами даналит-касситерит-флюоритового состава, даналит в них ассоциирует с хризобериллом, везувианом, гастингситом [23, 35]. Встречается в метасоматических турмалин-флюоритовых образованиях, развитых по гранат-пироксен-везувиан-

магнетитовым скарнам и плагиоклаз-пироксеновым скарноидам [35]. В метасоматически-измененных гранитах, в жилообразных телах в них, состоящих из кварц-магнетит-сульфидных метасоматитов, находится в ассоциации с альбитизированным микроклином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, родонитом, биотитом, сидеритом [7], с флюоритом, везувианом, магнетитом, пироксеном (Железная гора, Казахстан) [36]. В метасоматитах по гранитам даналит встречается в кварцевых прожилках в ассоциации с калиевым полевым шпатом, в метасоматитах по диабазам – с альбитом и ферримусковитом [12]. Известен в сидерофиллит-флюоритовых метасоматитах. По доломитам и магнезиальным скарнам – в ассоциации с хризобериллом, ганитом, халькопиритом, лёллингитом и самородным висмутом на м-нии Люпикко (Питкьярнта, Сев.-Вост. Приладожье). Наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов (ромбододекаэдров) размером до 3 см и зерен [37]. В грейзенах – с гематитом, кварцем, флюоритом, берtrandитом. В кварцевых жилах, связанных со скарнами в зеленокаменных породах, ассоциирует с арсенопиритом, хлоритом, а также встречается в кварц-касситеритовых жилах Редрут, Корнуолл, Англия [19, 38]. Развита в кварц-плагиоклаз-актинолитовых прожилках, залегающих в амфиболовых порфиритах касситерит-сульфидной формации Сибири в ассоциации с биотитом, мусковитом, хлоритом, карбонатами, пиритом, халькопиритом, сфалеритом (хим. ан. 4) [22]. Развивается по бериллу совместно с кварцем и слюдой.

Изм. В гидротермальных условиях по даналиту образуются псевдоморфозы, состоящие из фенакита, гематита, гётита, иногда берtrandита [30] или фенакита, марганцевого сидерита, хлорита, сфалерита, пирита [39]. В условиях гипергенеза превращается в охристые гидроксиды.

Искусств. Синтезируется из смеси оксидов Be, Si, сульфидов Fe только в растворах галоидных кислот и фтористого аммония, совместно при этом образуются фаялит, а во фтористых растворах, кроме того, фторсиликаты Fe и Be. Даналит кристаллизуется на заправку при 500° и коэффициенте заполнения автоклава 0,5 [6, 11].

Отл. Похож на гранат, от которого отличается характерным тетраэдрическим обликом, наличием отдельности по (111), реакцией на серу.

Практ. знач. Руда на Be.

Межплоскостные расстояния даналита из м-нии Нидлпойнт-Маунт, Британская Колумбия (Канада)* [33]

FeK α -излучение, Mn-фильтр, $D = 57,3$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	10	4,09	124	10	1,790	0,36; 245	5	1,224
012	40	3,68	224	30	1,678	136	4	1,208
112	100	3,35	015; 134	20	1,607	444	5	1,185
022	10	2,897	025; 234	10	1,524	017; 055	10	1,162
013	30	2,591	125	20	1,498	027; 146	5	1,128
222	20	2,368	044	40	1,451	127; 255	50	1,118
023	10	2,274	035; 334	30	1,410	037	20	1,079
123	50	2,193	006; 244	30	1,368	056; 346	10	1,051
–	10	2,129	116; 235	30	1,333	237; 156	50	1,043
004	10	2,052	026	5	1,297	118; 147	60	1,012
033; 114	70	1,932	145	40	1,268	028; 446	30	0,9966
024	20	1,833	226	5	1,237	128; 247	20	0,9887

* ASTM 11-491. $a_0 = 8,196$ Å; FeO – 32,29, MnO – 13,55, ZnO – 2,55.

Литература

1. *Cooke J.P., jr.* // *Miner. J. Sci. Ser. 2.* 1886. Vol. 42. P. 73–79.
2. *Григорьев И.Ф.* // Докл. АН СССР. 1944. Т. 44, № 3. С. 123–125.
3. *Зубков Л.Б.* // Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. С. 269.
4. *Ramdohr P., Ramdohr H.* // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1954. Bd. 76, h. 3, N 478. S. 381–390.
5. *Hassan I., Grundy H.D.* // *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70, N 1/2. P. 186–192.
6. *Фурсенко Д.А.* Условия синтеза минералов группы гельвина. Новосибирск: Наука, 1989. 77 с.
7. *Егоров И.Н.* // Сов. геология. 1967. № 7. С. 133–138.
8. *Лиценмайер Н.В.* // Зап. ВМО. 1960. Ч. 89, вып. 4. С. 466–468.
9. *Pauling L.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1930. Bd. 74. S. 213–215.
10. *Maeda Yonezo, Takashima Yoshimasa, Ishido Kiyotake* // *Bull. Chem. Soc. Jap.* 1985. Vol. 58, N 3. P. 1047–1048 (по реф. 1985. 11В, 162).
11. *Фурсенко Д.А., Кляхин В.А.* // X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1978. С. 119–126.
12. *Зубков Л.Б., Металиди С.В.* // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 6. С. 1390–1392.
13. *Белолипецкий А.П., Денисов А.П., Кульчицкая Е.А.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1965. Вып. 4. С. 190–194.
14. *Зубков Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В.* Минералы гельвиновой группы и их месторождения. Киев: Наук. думка, 1976. 216 с.
15. *Аксенова Е.К.* Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. 337 с. (см. с. 84).
16. *Кузькин С.Ф., Филимонов Н.В., Петрова З.Д.* // Цв. металлы. 1970. № 7. С. 80.
17. *Burt D.M.* // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 3/4. P. 355–360.
18. *Зубков Л.Б.* Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. 199 с. (см. с. 122).
19. *Glass J.J., Jahns R.H., Stevens R.E.* // *Amer. Miner.* 1944. Vol. 29, N 5/6. P. 163–191.
20. *Kwak T.A.P., Jackson P.G.* // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1986. H. 10. S. 452–462.
21. *Dunn P.J.* // *Miner. Mag.* 1976. Vol. 40, N 314. P. 627–636.
22. *Доломанова Е.И., Молева В.А.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 215–217.
23. *Маришуква Н.К., Павловский А.Б.* // Там же. 1969. Вып. 19. С. 189–191.
24. *Ченцов И.Г.* // Тр. ИГН АН СССР. Сер. минерал., геохим. 1941. Вып. 51, № 11. С. 21–45.
25. *Волкова М.И., Померанцева Н.Г.* // Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. С. 477.
26. *Саморокова Т.Н.* // Завод. лаб. 1967. Т. 33, № 3. С. 270–274.
27. *Grüner J.W.* // *Econ. Geol.* 1944. Vol. 39, N 7. P. 444–447.
28. *Marmo V., Hoffren V., Hytönen K. et al.* // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1966. N 221. P. 1–34 (см. с. 18).
29. *Nimis P., Molin G.* // *Abstr. XVI Gen. Mett. of Intern. Miner. Assoc. Pisa, 1994.* P. 302.
30. *Орлов Ю.Л., Гинзбург А.И., Пиневиц Н.Г.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. 11. С. 103–113.
31. Гранитные пегматиты: Миароловые пегматиты / Под ред. Б.М. Шмакина, В.М. Макагона. Новосибирск: Сиб. изд. фирма РАН, 1999. Т. 3. 448 с. (см. с. 361).
32. *Aoki Y., Hida N.* // *Mining Geol. Jap.* 1974. Vol. 24. P. 201–211.
33. *Thompson R.M.* // *Canad. Miner.* 1957. Vol. 6, pt 1. P. 68–71.
34. *Kwak T.A.P.* // *Econ. Geol.* 1978. Vol. 78, N 7. P. 1440–1485.
35. *Павловский А.Б., Маришуква Н.К.* Геология месторождений твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 1971. Вып. 5. 105 с. (см. с. 62).
36. *Беус А.А.* Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1969. 330 с. (см. с. 39).
37. *Пеков И.В.* // Мир камня. 1994. № 4. С. 3–12.
38. *Kingsbury A.W.G.* // *Miner. Mag.* 1961. Vol. 32, N 255. P. 921–923.
39. *Palache C.* // *Amer. J. Sci. Ser. 4.* 1907. Vol. 24. P. 252–255.

Гентгельвин Genthelvite



Обнаружен в 1872 г. Фредериком Гентом в Уэст-Шайенн-Каньон, в округе Эль-Пасо, Колорадо, США, и им же описан в 1892 г. как богатая цинком разновидность даналита [1]. Вновь изучен и описан в 1944 г. как самостоятельный минеральный вид Глассом и др. [2] и назван в честь первооткрывателя. В России гентгельвин впервые установлен в 1957 г. Е.М. Еськовой [3].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы (до 1 см в ребре), зернистые массы. Характерны зональные кристаллы, насчитывающие до 6, иногда до 13 зон.

Структ. и морф. крист. Куб. с. Пр. гр. $T_d^4 - P\bar{4}3n$, $a_0 = 8,1091 \text{ \AA}$, $V = 533,2 \text{ \AA}^3$ (хим. ан. 1) [4]. $a_0 = 8,120 \text{ \AA}$ у образца, содержащего 98% молекулы гентгельвина [4а]; $a_0 = 8,120 \text{ \AA}$ – у искусств. чистого члена [5]; $T_d^1 - P\bar{4}3m$, $a_0 = 8,1123 \text{ \AA}$ – краевая зона кристалла, более богатая цинком (хим. ан. 6), чем ядро, у которого $a_0 = 8,1664 \text{ \AA}$ (хим. ан. 15) [6]; у кристалла с обратным распределением цинка: $a_0 = 8,169 \text{ \AA}$ – краевая зона (хим. ан. 17), $a_0 = 8,1389 \text{ \AA}$ – ядро (хим. ан. 11) [7], т.е. соотношение между содержанием ZnO и величиной a_0 – обратно пропорционально.

Структура аналогична структуре содалита, где место Na занимает Zn, Al – Be, Cl – сера. См. введение к “Группе гельвина”.

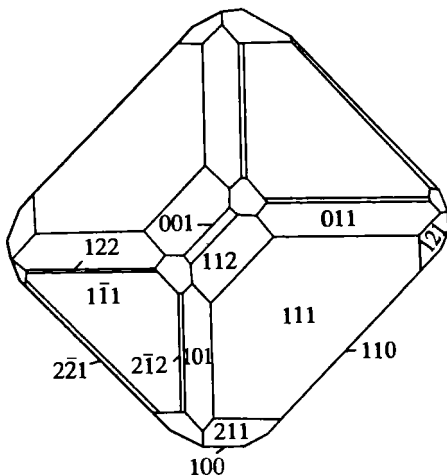
Гексатетраэдрический кл. $T'd (3L_4^2 4L_3 6P)$. Главные формы: (111) и ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) – положительный и отрицательный тетраэдр, причем грани положительного тетраэдра могут быть матовыми, а отрицательного – блестящими, реже встречаются (100) – куб, (110) – ромбододекаэдр, (112) – тетрагонритетраэдр и (122) – тригонритетраэдр (фиг. 44) [8]. Иногда грань ромбодокаэдра больше других и составляет прямой угол с большей тетраэдрической гранью, благодаря чему кристаллы гентгельвина становятся похожими на куб [1]. Часты полисинтетические двойники.

Кристаллы содержат твердые (циркон, кварц), газовой-жидкие и многофазные включения размером от тысячных до десятых долей мм. Форма включений разнообразная. Первичные включения расположены по зонам роста и имеют форму отрицательных тетраэдров [9, 10].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (111) плохая, излом неровный до раковистого, хрупкий. Тв. 6. Микротвердость: 764–897 кГ/мм² (ср. 789) [11] при нагрузке 100–150 г, у искусств. 950 кГ/мм² [5]. См. также [12]. Уд. в. 3,55 [3]; очень чистый – 3,66 и 3,70 [13]. У чистого искусственного 3,712 [5]. Цв. голубовато-зеленый, изумрудно-зеленый, бесцветный, светло-зеленый, розоватый, красный, рыже-коричневый, бежевый, иногда сиреневый. Большинство темноокрашено и просвечивает только в тонких сколах. Если $\text{Mn} > \text{Fe}$ – светло-желтый, при $\text{Fe} > \text{Mn}$ – темно-красный [13]. Бл. стеклянный, иногда до смолистого [14]. Магнитная восприимчивость: $\chi = 20\text{--}50 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSE. Бесцветные образцы с высоким содержанием ZnO люминесцируют ярко-зеленым цветом. В катодных и ультрафиолетовых лучах фосфоресцирует после облучения бледно-зеленым [4а, 14], желто-оранжевым – если есть примесь MnO [14].

ИК-спектр характеризуется полосами поглощения (см⁻¹): 980, 950, 924, 913, 775, 748, 713, 533, 520 плечо, 423 [15].

Термодинамические характеристики искусственно полученного в гидротермальных условиях гентгельвина: стандартная теплоемкость при 298,15 К $C_p^{0,298,15} = 316,0 \pm 16,0$ Дж/моль · К, причем $S_{110}^0 = 48,4$ Дж/моль · К; функции $C_p^0(T)$ и $H_f^0 - H_{298,15}^0$ в интервале 298,15–1000 К: $C_p^0 = 486,02 + 82,61 T \cdot 10^{-3} -$



Фиг. 44. Кристалл гентгельвина из пегматита Эль-Пасо, Колорадо, США (по Скотту [8])

108,54 $T^{-2} \cdot 10^5$ Дж/моль \cdot К (макс. ошибка $\pm 2,1\%$), $H_T^0 - H_{298,15}^0 = 486,02 T + 41,305 T^2 \cdot 10^{-3} + 108,54 T \cdot 10^5 - 184983,10$ Дж/моль [16]. Флотируется олеатом Na. Оптимум флотации лежит в интервале значений pH = 6,5–8,5 [17].

Микр. $n = 1,734-1,756$ [17]. По [12] у белого 1,740–1,741, у желтого, медово-желтого и розового 1,742.

Хим. Теор. состав: BeO – 12,58; ZnO – 54,54; SiO₂ – 30,19; S – 5,37. Колебания в содержании оксидов: ZnO – 54,43–25,75;

FeO – 0,00–13,71; MnO – 0,10–10,21 [10, 13, 14, 18, 19]. Содержание ZnO в зональных кристаллах в одних случаях возрастает от ядра к краям [6, 20–22] в других – наоборот [7]. Изучение распределения Zn, Fe и Mn в зональном кристалле из кварцевой жилы показало, что изменение колебаний этих элементов от зоны к зоне роста незначительно [11]. Установлены элементы-примеси Na, K, Tl, Rb, Cd, In, Ge, Gd, Th, Tb, Se [14, 23].

Анализы (в порядке уменьшения содержания ZnO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
BeO	12,58*	12,39*	12,22*	12,68	11,60	13,37	12,69*	13,10	12,62
MnO	0,95	0,73	0,64	2,50	0,76	0,58	1,53	2,89	2,45
FeO	0,00	0,10	0,20	0,68	0,92	3,65	6,14	5,57	5,40
ZnO	54,43	54,10	52,09	51,23	50,30	48,91	47,06	44,73	43,82
SiO ₂	29,66	32,34	32,10	30,30	34,50	29,50	29,78	30,80	32,30
S	5,61	5,49	5,38	5,50	4,60	5,69	5,65	5,60	5,22
Сумма	103,3	105,1	102,4	103,09	102,84	102,56	103,11	102,69	102,8
–O = S	2,80	2,75	2,69	2,75	2,04	2,84	2,82	2,79	2,6
Сумма	100,51	102,44	99,94	100,34	100,80	99,72	100,29	99,90	100,2
Уд. в.	3,66	–	–	3,60	3,66	3,68	3,66	3,64	3,6
n	1,745	–	–	1,729–	1,74	1,742	1,744–	–	–
	–	–	–	1,739	–	–	1,746	–	–

1 – бесцветные прозрачные кристаллы из массива Сент-Илер, Канада, в сумму входит CaO – 0,08 (микронд.) [13], оригинал структурного исследования [4]; 2 – из люварита SM6, щелочного центра Мотцфельдт, массив Игалико, Юго-Зап. Гренландия, в сумму входят Al₂O₃ – 0,03; K₂O – 0,01 (микронд.) [19]; 3 – из кварц-сфалерит-галенит-бертрандитовой жилы в комплексе Тагаужи, горы Аир, Нигер (микронд.) [10]; 4 – из друзовой полости флюорит-хрусталеносного пегматита, массив Кент, Казахстан, в сумму входит Al₂O₃ – 0,20, содержит Sc₂O₃ – 0,005, анал. Молева [23]; 5 – из грейзенов, Украина, в сумму входят Na₂O – 0,10; K₂O – 0,40; Rb₂O – 0,012; SnO₂ – 0,015; Cd – 0,02; Ge – 0,0017; Tl – 0,02; In – 0,002; Ga – 0,0011; Th – 0,01, анал. не указан [14]; 6 – внешняя зона зонального кристалла (ядро ан. 15) из альбит-амазонитового пегматита, вост. часть Балтийского щита, в сумму входят Al₂O₃ – 0,50; MgO – 0,36, в оригинале сумма – 99,87, анал. Салтыкова [6, 24]; 7 – голотип из Уэсг-Шайенн-Каньон, шт. Колорадо, США, в сумму входит CaO – 0,05 (микронд.) [13], $a_0 = 8,131 \text{ \AA}$ [2]; 8 – из лепидолит-эгириновых пегматитов, массив Коргерредаба, Тува, Россия, анал. Быкова [25]; 9 – из кварцевых прожилков в метасоматически-измененных гранитах, в сумму входит Al₂O₃ – 1,00, анал. Молева [26].

	10	11	12	13	14	15	16	17
BeO	11,88	14,2*	12,39	12,51	12,00	12,75	11,71	14,2*
MnO	0,20	2,5	1,72	7,56	10,21	1,21	5,21	9,5
FeO	6,69	7,5	11,73	5,13	6,04	21,50	13,71	10,3
ZnO	42,98	42,7	40,56	40,11	40,00	33,65	33,54	32,6
SiO ₂	32,30	31,00	30,70	32,20	27,35	25,50	32,08	31,0
S	5,60	5,2	5,50	5,44	5,74	5,08	5,49	5,3
Сумма	100,86	103,1	102,78	102,41	101,33	102,43	103,36	102,9
-O = S	2,80	2,6	2,75	2,74	2,87	2,54	2,74	2,7
Сумма	98,06	100,5	100,03	99,67	98,46	99,89	100,62	100,2
Уд. в.	3,64	–	3,62	3,59	3,55	3,55	3,557	–
n	1,745	–	1,745	1,742	1,742	1,752	1,742	–

* BeO расчетный.

10 – из пегматита кварц-альбит-амазонитового состава в эгириновых щелочных гранитах, анал. Штраус, в сумму входят TiO₂ – 0,09; MgO – 0,84; CaO – 0,03 [27]; 11 – зональный кристалл, ядерная часть зеленоватая и непрозрачная, горы Кейрнгорм, Шотландия (микрозонд.) [7]; 12 – из пегматита плато Джос-Букури, Сев. Нигерия, анал. О. фон Кнорринг, в сумму входит Al₂O₃ – 0,18, в оригинале сумма – 100,04 [28]; 13 – из кварц-магнетит-сульфидных метасоматитов, Улканский массив, анал. не указан, в сумму входит Al₂O₃ – 0,46 [12]; 14 – из пегматитов линии скрещения, Ловозерский массив, Кольский п-ов, анал. Казакова [3]; 15 – ядро зонального кристалла из альбит-амазонитового пегматита из вост. части Балтийского щита, анал. Бакланова, в сумму входят TR₂O₃ – 0,50; Al₂O₃ – 1,02; CaO – 0,50; MgO – 0,32; TiO₂ – 0,40 [6, 24]; 16 – из пегматита в щелочных гранитах, Зап. Кейвы, Кольский п-ов, анал. Васильев, в сумму входят CaO + SrO – 0,28; Fe₂O₃ – 0,78; Na₂O + K₂O – 0,12; H₂O – 0,12; Y₂O₃ + Yb₂O₃ + Ce₂O₃ – 0,32 [29]; 17 – зональный кристалл, тот же, что и в ан. 11, – одна из наружных зон, коричневая и просвечивающая, горы Кейрнгорм, Шотландия (микрозонд.) [7].

Кроме того, хим. анализы см. в [10, 13, 14, 19].

Диагн. исп. Растворимость гентгельвина в дистиллированной воде $2,33 \cdot 10^{-6}$ моль/л [30]. Под воздействием HCl гентгельвин очень медленно (при длительном кипячении) разлагается с выделением H₂S и образованием желатиноподобного осадка SiO₂ белого цвета. Для быстрой диагностики методом Грюнера [31] не подходит, так как цветных пленок не дает. См. введение к “Группе гельвина”.

Находж. Малораспространенный минерал, иногда образует промышленные скопления. Большинство гентгельвинов кристаллизуется в пневматолито-гидротермальных и гидротермальных условиях при повышенной активности летучих и пониженном содержании глинозема.

Экспериментально установлено, что его кристаллизация происходит в высокоосновных условиях при максимальных значениях f_{O_2} и минимальных f_{S_2} [5].

В магматических породах редок. Известен в адамеллитах, в которых находится вместе с берtrandитом в миароловых пустотах в горах Кейрнгорм (Шотландия) (хим. ан. 11 и 17) [32]. Входит в состав луювритов, выполняя интерстиции (размер выделений до 0,2 мм в сечении), и в виде мельчайшей вкрапленности (несколько мкм), иногда в сростании с виллемитом в щелочном центре Мотцфельдт в массиве Игалико (Юго-Зап. Гренландия) [19]. Здесь найден образец, близкий к конечному

члену (хим. ан. 2), а в общем в образцах содержания ZnO , MnO и Al_2O_3 варьируют от 35,02 до 54,10; от 0,73 до 5,61 и от 0,03 до 9,68% соответственно. Исходя из расчета валентностей, предполагается, что Al занимает в структуре позицию Zn [19]. Встречается в кварцевой матрице в ассоциации с флюоритом, акмитом, цирконом в гранитах Род-Айсленд (США) [13]. Мелкие кристаллы (тетраэдры до 0,3 мм) гентгельвина в тесном сростании с цинксодержащим сенаитом и кальциокатаплетитом совместно с редкоземельным натрофторпироксолом, монацитом, ильменитом, цирконом и лёллингитом выделены из протоочки альбит-микроклиновых гранитов массива Халдзан Бурэгтэг (Монгольский Алтай) [33]. В пегматитовой жиле в этих же гранитах в пустотках выщелачивания в кварцевом ядре обнаружены водяно-прозрачные кристаллы (тетраэдры до 2 мм в ребре), нарастающие на кристаллы эльпидита в ассоциации с гематитом и флюоритом. По составу близок к конечному члену. В этом же массиве найден в микроклин-кварцевом комплексе осевой зоны в пегматите "Татьяна", залегающем в нордмаркитах. Представлен несколькими крупными кристаллами (тетраэдрами от 1–2 до 11 см в ребре), некоторые из них оторочены коронитами волокнисто-шестоватого бавенита с нарастающими на них кристаллами пирита [34]. Установлен в миароловых пустотах в флюорит-хрусталеносных пегматитах в гранитном массиве Кент (Казахстан) (хим. ан. 4). Кристаллы размером до 0,1–0,5 см нарастают совместно с гематитом и сфалеритом на кристаллы кварца, флюорита и берtrandита, наблюдаются также в виде твердофазовых включений в кварце. Здесь же иногда встречаются слюдисто-гентгельвиновые агрегаты, развитые по микроклин [23].

Известен в миароловых редкометалльно-редкоземельных графических пегматитах микроклин-пертит-кварцевого состава в ассоциации с цирконом, топазом, фенакитом, биотитом, сидеритом в пределах Кукстоув-Маунтин и Сент-Питерс-Дом в гранитном массиве Пайкс-Пик в округе Эль-Пасо (шт. Колорадо, США). Здесь в пегматитах найден один из самых крупных его кристаллов размером 4 × 5,5 см, весом 72 г [8, 35]. Вблизи Сент-Питерс-Дом в Уэст-Шайенн-Каньон найден впервые Гентом [1] в ассоциации с кварцем и астрофиллитом (хим. ан. 7) [2, 13].

В колумбитоносных гранитах в комплексе Джос-Букури (Нигерия) обнаружен в альбитовых прожилках и амазонитовых пегматитах. В последних наблюдается в виде скоплений неправильной формы вместе с колумбитом, цирконом, касситеритом, оранжитом (хим. ан. 12), а в прожилках – в виде округлых неправильной формы желваков размером до 10, иногда до 20 см в поперечнике, окаймленных протолитионит-циннвальдитовой оболочкой [28].

Описан из редкоземельных пегматитов в щелочных гранитах в вост. части Балтийского щита (хим. ан. 6, 15), где наблюдается в ассоциации с виллемитом, флюоритом, циртолитом, колумбитом, танталитом, амазонитом [6, 24]. В пегматите, генетически связанном со щелочными гранитами, встречается вместе с бериллом, кварцем, микроклином, альбитом, биотитом, гранатом, повеллитом, гадолитом в Зап. Кейвах на Кольском п-ове (Россия) (хим. ан. 16) [29].

В кольцевом щелочном комплексе Тагуажи, в горах Аир (Нигер), совместно с виллемитом и галенитом входит в состав кварц-сфалерит-галенитовых и кварц-гематитовых жил в сиенитах (хим. ан. 3), в брекчиях в биотитовых гранитах ассоциирует с гематитом и берtrandитом. В этих образованиях установлен промежуточный твердый раствор между гентгельвином и гельвином. По данным гомогенизации первичных включений в жидкую фазу, температура кристаллизации гентгельвина с низким содержанием марганца выше 375° при давлении выше 220 бар, а обогащенного им – 288° [10].

Установлен в полевошпатовых прожилках, секущих авгит-порфириды в нефелиновых сиенитах на горе Флора (Ловозерский массив) (хим. ан. 14). Тесно ассоциирует с ортоклазом, манганильменитом и цирконом [3].

Обнаружен в лепидомелан-эгириновых пегматитах в альбитизированных участках совместно с цирконом, бетафитом, розенбушитом, торитом в массиве Коргеретадаба (Тува, Россия) (хим. ан. 8) [25]. Найден в эвдидимитсодержащей альбитовой жиле на плато Тазек в сев. части массива Илимаусак, где наблюдается в пустотах в виде белых или желтоватых зерен вместе с тонкозернистым альбитом. Помимо них, в жиле присутствуют волосоподобный эгирин, идиоморфный нептунит и агрегаты тонкозернистого катаплетита [36].

Хорошо образованные кристаллы от 1 до 10 мм, иногда до 5 см по ребру, а также отдельные зерна и их скопления встречаются в пегматитах в массиве Сент-Илер (Канада) (хим. ан. 1). Ассоциирует с вюртцитом, анальцимом, астрофиллитом, акмитом, серандитом, полилитоинитом [13, 37].

Бледно-зеленые обособления гентгельвина и прозрачные, почти бесцветные его кристаллы размером до 10 мм, по составу близкие к теоретическому (ГНГ 98 Г 1,9 Д 0,1), вместе с катаплетитом, астрофиллитом, пиррофанитом, монацитом, флюоритом, мусковитом входят в состав нефелин-сиенитового пегматита в Лангендалене, район Осло, Норвегия [4а, 37а].

Является главным рудным минералом в некоторых щелочных метасоматитах [12, 14, 22].

Распространен в высокотемпературных метасоматических образованиях в пределах крупной тектонической Суцано-Пержанской зоны в краевой части Украинского щита [14, 22, 38, 39].

Гентгельвинсодержащие метасоматиты приурочены к зонам микроклинизации, которые развиты как по древним гранитам, так и по гнейсам и кристаллическим сланцам. Гентгельвин присутствует в альбит-калиево-полевошпатовых, кварц-полевошпатовых, слюдисто-кварц-полевошпатовых, микроклиновых и альбитовых метасоматитах, кварц-слюдистых грейзенах (хим. ан. 5) и кварц-гентгельвиновых жилах (хим. ан. 9) [26, 40–42].

В щелочных метасоматитах ассоциирует с биотитом, мусковитом, циртолитом, фенакитом, виллемитом, касситеритом, колумбитом, магнетитом, флюоритом, а в грейзеновых образованиях – с сидерофиллитом, бастнезитом, цирконом, торитом, вольфрамитом, галенитом, сфалеритом, виллемитом, хлоритом [14, 42].

Образует мелкую вкрапленность в виде тетраэдрических кристаллов и идиоморфных зерен размером от 0,01 до 1, чаще 0,1–0,5 мм и сплошные зернистые агрегаты. Нередко встречаются зональные кристаллы размером до 1,5 × 1 см [14, 21, 42].

В образцах из щелочных метасоматитов гомогенизация газовой-жидкой фазы включений в жидкую фазу происходит при 320–340°, а из грейзенов – в два интервала при 300–345 и 400–430° [9]. В зональных кристаллах из кварцевых жил в прозрачных зонах первичные газовой-жидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу при 250–300°, а вторичные – при 160–200°. В составе газовой фазы обнаружено повышенное содержание углекислоты, отмечено также присутствие аргона и гелия [21].

Входит в состав кварц-магнетит-сульфидных метасоматитов в пределах Улканского массива (Дальний Восток, Россия). Ассоциирует со сфалеритом, резе с пиритом, халькопиритом, галенитом, а также с родонитом, биотитом и сидеритом [12, 43].

Известен гентгельвин, образовавшийся в зоне окисления в одном из касситерит-полиметаллических месторождений в Китае [44].

Изм. В лепидомелан-эгириновых пегматитах замещается лейкофаном и предположительно эпидидимитом [25], в луювритах – серицитом и цеолитами [19]. В метасоматитах корродируется флюоритом и замещается фенакитом [40]. При гидротермальной переработке гентгельвина из друзовых полостей в пегматите растворению подверглись внутренние зоны. Внешние же, как правило, со-

хранялись, и возникал полый каркас (Кент, Центр. Казахстан [23]). Интенсивно разрушается в зоне выветривания под действием природных вод, содержащих сильные окислители [45].

Искусств. Синтезируется в растворах как щелочей, так и галоидных кислот и галоидов щелочных металлов. Наиболее интенсивно синтез протекает в щелочах, возрастая по мере усиления щелочных свойств среды. Параллельно с гентгельвином происходит образование виллемита и цинксодержащего силиката щелочного металла. В растворах галогенидов щелочных металлов и галоидных кислот синтез протекает менее интенсивно, при этом в растворах галогенидов щелочных металлов образуется виллемит [5, 46]. Легко кристаллизуется из чистой воды (исходная шихта – смесь оксидов и сульфидов (M^2S) или оксидов и элементарных S, Se, Te в стехиометрических соотношениях при $t = 450^\circ$ (реже $600\text{--}700^\circ$) и давлении $1500\text{--}3000$ атм, а также в 1%-ном растворе NaOH. В водных растворах с $pH < 7$ гентгельвин не образуется [47].

Практ. знач. Комплексная руда на Zn и Be.

Отл. От сходных гранатов отличается характерными тетраэдрическими формами кристаллов или их треугольными срезами, меньшей твердостью, хрупкостью (см. гельвин и даналит).

Межплоскостные расстояния гентгельвина из Сент-Илер, Квебек, Канада* [13]

CuK_{α} -излучение. Камера Гандольфи. $D = 114,59$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	5	5,700	440	50	1,435
200	30	4,060	530	50	1,393
210	40	3,626	442	50	1,354
211	100	3,320	611	50	1,318
220	20	2,876	620	5	1,285
310	65	2,567	541	50	1,253
311	1	2,424	622	3	1,222
222	10	2,344	542	3	1,212
320	8	2,251	631	3	1,200
321	70	2,168	444	3	1,175
400	10	2,032	550	5	1,150
330	80	1,916	721	50	1,103
420	40	1,815	730	5	1,070
421	8	1,770	651	50	1,030
332	5	1,732	554	40	0,9986
422	65	1,657	820	8	0,9840
510	40	1,592	821	8	0,9760
520	4	1,507	653	8	0,9680
521	50	1,483	660	8	0,9550

* Оригинал хим. ан. 1. Кроме того, еще 20 линий до 0,7785.

Литература

1. Genth E.A. // Amer. J. Sci. 1892. Vol. 44, N 263. P. 385.
2. Glass J.J., Jahns R.H., Stevens R.E. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 5/6. P. 163–191.
3. Еськова Е.М. // Докл. АН СССР. 1957. Т: 116, № 3. С. 481–483.
4. Hassan I., Grundy H.D. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 1/2. P. 186–192.
- 4a. Larsen A.O. // Norsk geol. tidsskr. 1988. Bd. 68. S. 119–124.
5. Фурсенко Д.А. Условия синтеза минералов группы гельвина. Новосибирск: Наука, 1989. 78 с.

6. Луниц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1972. 176 с. (см. с. 131).
7. Clark A.M., Fejer E.E. // *Miner. Mag.* 1976. Vol. 40, N 314. P. 637–639.
8. Scott G.R. // *Amer. Miner.* 1957. Vol. 42, N 5/6. P. 1426–1429.
9. Вынар О.Н., Пивовар И.Г., Разумеева Н.Н. // *Минерал. сб.* Львов. 1971. № 25, вып. 1. С. 59–63.
10. Perez J.-B., Dusausoy Y., Babkine J. // *Amer. Miner.* 1990. Vol. 75, N 7/8. P. 909–914.
11. Аксенова Е.К. Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. 377 с. (см. с. 84).
12. Егоров И.Н. // *Сов. геология.* 1967. № 7. С. 133–138.
13. Dunn P.J. // *Miner. Mag.* 1976. Vol. 40, N 314. P. 627–636 (приведены 25 хим. ан. рентген.).
14. Зубков Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В. Минералы геливиновой группы и их месторождения. Киев: Наук. думка, 1976. 215 с.
15. Поваренных А.С., Нефедов Е.И. // *Геол. журн. АН УССР.* 1971. Т. 31, № 5. С. 13.
16. Мельчакова Л.Б., Киселева И.А., Огородова Л.П., Фурсенко Д.А. // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1991. № 3. С. 73–75.
17. Зубков Л.Б. Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. 377 с. (см. с. 269).
18. Зубков Л.Б. Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. 199 с. (см. с. 47, 122).
19. Finch A.A. // *Miner. Mag.* 1990. Vol. 54, N 3 (376). P. 407–412.
20. Naarala I., Ojanpera P. // *Bull. Geol. Surv. Finl.* 1972. N 259. P. 1–22.
21. Ремешило Б.Г., Вынар О.Н., Дручок Л.П. и др. // *Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита.* Киев: Наук. думка, 1977. С. 125–127.
22. Зубков Л.Б., Металиди С.В. // *Докл. АН СССР.* 1972. Т. 203, № 6. С. 1390–1392.
23. Чистякова М.Б., Молева В.А. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1966. Вып. 17. С. 240–245.
24. Калина А.П. // *Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов.* М.: Наука, 1965. С. 268–304.
25. Капустин Ю.Л. // *Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород.* М.: Наука, 1973. С. 66–90 (см. с. 72).
26. Зубков Л.Б., Калёнов А.Д., Молева В.А. // *Бюл. иауч.-техн. информ.* 1965. № 2(55). С. 6–8.
27. Луниц А.Я., Сальдау Э.П. // *Зап. ВМО.* 1963. Ч. 92, вып. 1. С. 81–84.
28. Knorring O., Dyson P., von // *Amer. Miner.* 1959. Vol. 44, N 11/12. P. 1294–1297.
29. Васильев В.А. // *Зап. ВМО.* 1961. Ч. 90, вып. 5. С. 571–578.
30. Мицкевич Б.Ф., Сущик Ю.Я., Ермоленко В.М. и др. Бериллий в зоне гипергенеза. Киев: Наук. думка, 1977. 168 с. (см. с. 100).
31. Gröner J.W. // *Econ. Geol.* 1944. Vol. 39, N 7. P. 444–447.
32. Morgan W.C. // *Miner. Mag.* 1967. Vol. 36, N 277. P. 60–63.
33. Карташов П.М., Тронева Н.В., Мохов А.В. и др. // *Докл. РАН.* 1993. Т. 332, № 6. С. 755–758.
34. Карташов П.М., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. // *Зап. ВМО.* 1993. Ч. 122, вып. 3. С. 65–79.
35. Glass J.J., Adams J.W. // *Amer. Miner.* 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 858–860.
36. Bollingberg H., Petersen O. // *Medd. Grønland.* 1967. Bd. 181, N 4. S. 1–9.
37. Horvath L., Gaul R.A. // *Miner. Rec.* 1990. Vol. 21, N 4. P. 311.
- 37а. Oftedal J., Sæviø P. // *Norsk geol. tidsskr.* 1963. Bd. 43, h. 3. S. 405–409.
38. Гурвич С.И., Брусицына Н.В., Дусяцкий В.А., Лунько В.Ф. // *Разведка и охрана недр.* 1962. № 8. С. 1–3.
39. Гурвич С.И., Зубков Л.Б., Галецкий Л.С. // *Сов. геология.* 1965. № 2. С. 29–44.
40. Гуров Е.П., Марченко Е.Я. // *Геология руд. месторождений.* 1970. Т. 12, № 2. С. 107–110.
41. Галецкий Л.С. // *Минерал. сб.* Львов. 1966. № 20, вып. 1. С. 46–52.
42. Галецкий Л.С. // *Геология руд. месторождений.* 1971. № 3. С. 21–30.
43. Пеков И.В. // *Мир камня.* 1994. № 4. С. 3–12.
44. Чжан Бао-гуй // *Sci. Geol. Sinica.* 1966. Vol. 2. P. 280–286 (по реф. 1967. № 6. В 245).
45. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 295 с.
46. Фурсенко Д.А., Кляхин В.А. // *X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии.* Киев: Наук. думка, 1981. С. 119–126.
47. Мельников О.К., Литвин Б.М., Федосова С.П. // *Гидротермальный синтез кристаллов.* М.: Наука, 1968. С. 167–174.

ГРУППА БИЧУЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Бичулит $\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{SiO}_6](\text{OH})_2$	Куб.	8,825	–	–	2,813
Камаисилит $\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{SiO}_6](\text{OH})_2$	Тетраг.	8,850	–	8,770	–

При одинаковом количественном составе и условиях образования в качестве продуктов гидротермального изменения везувиана различаются по структуре. Камаисилит имеет более низкую симметрию решетки по сравнению с кубическим бичулитом и несколько увеличенные размеры параметра a .

Бичулит Bicculite
 $\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{SiO}_6](\text{OH})_2$

Назван по месту находки [1].

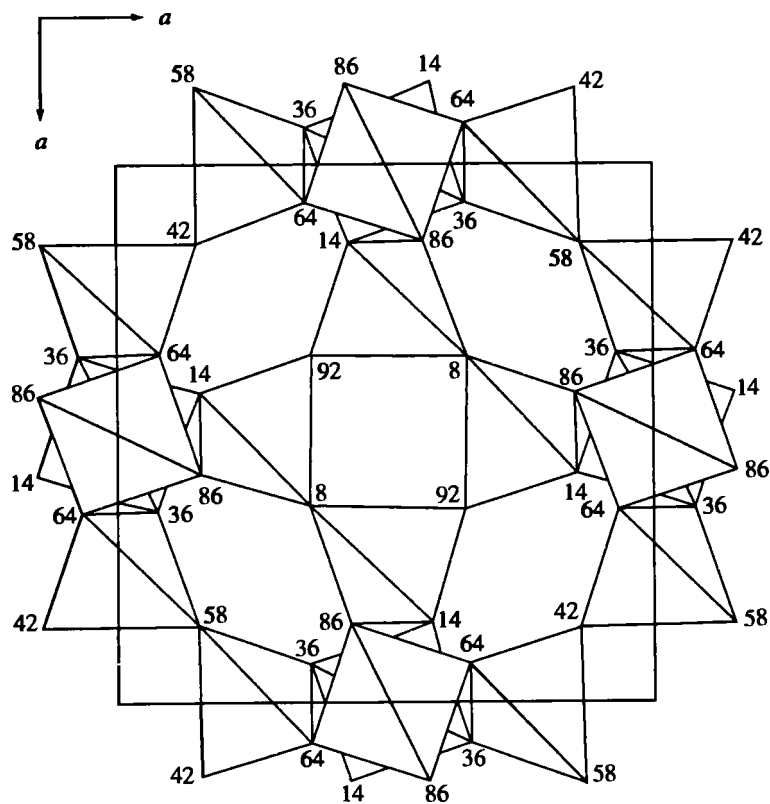
Характ. выдел. Мелкозернистые корочки, порошковатые скопления.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $\bar{4}3m$, $a_0 = 8,825 \text{ \AA}$. Искусств.: $V = 687,39 \text{ \AA}^3$, $Z = 4$ [2]. $a_0 = 8,829$ (Фука), $a_0 = 8,82$ (Корнуолл), $a_0 = 8,837 \text{ \AA}$ (искусств.) [1]. Различия в значениях a_0 по данным [1] и [2] объясняются [2] повышенными против формулы содержаниями кремнезема в структуре минерала из Фука и его искусственного аналога [1].

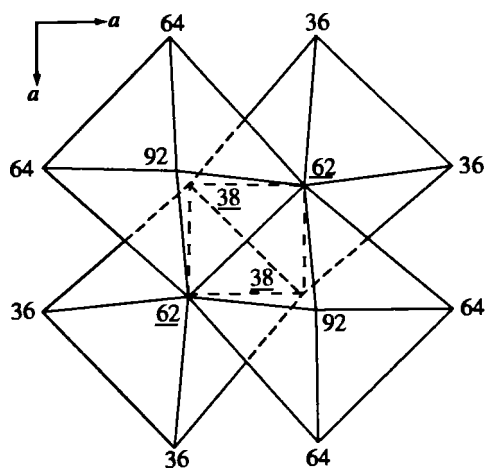
Атомы Al и Si занимают тетраэдрические позиции и распределены в них статистически, что отвечает структуре типа содалита [3]. Тетраэдры соединены вершинами с образованием трехмерного каркаса (фиг. 45), в пустотах которого расположены атомы Ca в искаженном октаэдрическом окружении из трех атомов O каркаса и трех – из групп OH (фиг. 46). Треугольник из атомов O принадлежит разным тетраэдрам решетки, а из групп OH – одной из поверхностей пустого тетраэдра $(\text{OH})_4$. В центре каждой полости решетки находятся четыре таких октаэдра с общими OH–OH-вершинами, и каждая грань пустого $(\text{OH})_4$ -тетраэдра является общей только с одним октаэдром. Уточнение значений межатомных расстояний (с использованием системы определения структуры S4NTEXR3) позволило Саалу [4] объяснить необычную конфигурацию OH-групп в искаженных октаэдрах вокруг атомов Ca, занимающих пустоты решетки. Октаэдры внутри каждой группы имеют по одной грани из атомов O(2), образующих пустые тетраэдры вокруг центра (см. фиг. 45) и вокруг точек начальных координат решетки (вершин кубической элементарной ячейки) (фиг. 47). Каждая грань пустого тетраэдра является общей с одним из четырех октаэдров группы. Октаэдры разных групп не имеют общих элементов (см. фиг. 46).

Наличие пустого тетраэдра из атомов O(2) в центре каждой группы октаэдров – особенность структуры бичулита (среди минералов группы содалита). Тетраэдр расположен на объемной диагонали кубической ячейки. Каждый атом O(2) связан с атомом H(O(2)–H = 0,87 \AA), расположенным на той же диагонали и, в свою очередь, образующим H-тетраэдр, ориентированный параллельно O(2)-тетраэдру (см. фиг. 47).

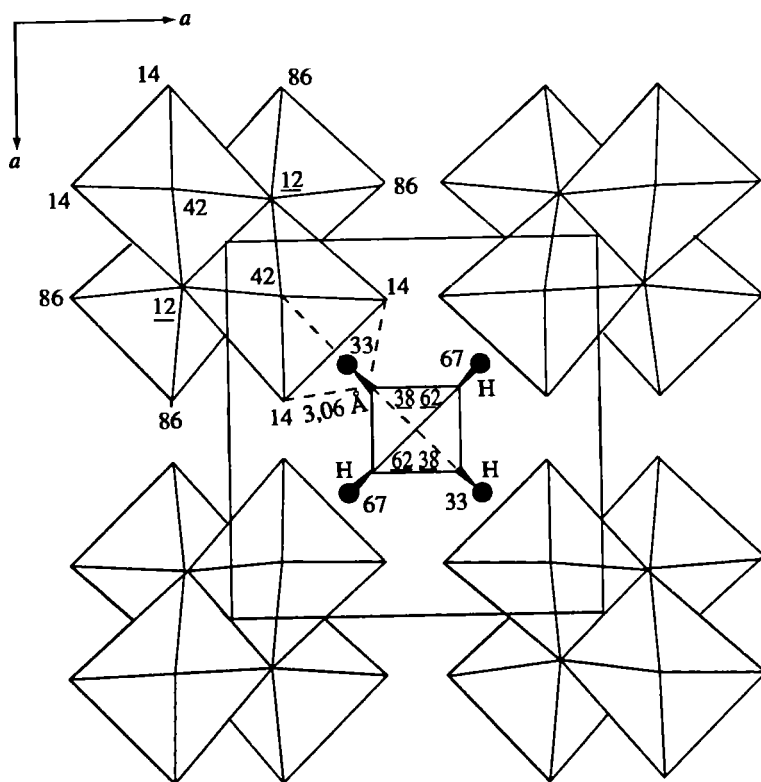
Межатомные расстояния (\AA): в тетраэдрах $(\text{Al}_{0,67}\text{Si}_{0,33})\text{O}_4$: (Al, Si)–O(1) = 1,716; O(1)–O(1) = 2,784 и 2,839; в октаэдрах CaO_6 : Ca–O(2) = 2,311, Ca–O(1) = 2,459, O(2)–O(2) = 2,883, O(1)–O(1) = 3,511, O(1)–O(2) = 3,532 и 4,754; в $(\text{OH})_4$ -тетраэдре: O(2)–O(2) = 2,883, O(2)–H = 0,87. Углы: O(1)–(Al, Si)–O(1) = 108,4 и 111,9; O(1)–Ca–O(1) = 91,1; O(2)–Ca–O(2) = 71,1, O(1)–Ca–O(2) = 95,5 и 170,6°.



Фиг. 45. Тетраэдрическая решетка бичулита $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ в проекции на (001) . Цифры – высота атомов O в $z/100$ (по Саалу и Чатерджи [3])



Фиг. 46. Проекция на (001) группы из четырех связанных октаэдров, окружающих атомы Са. Цифры – высота атомов O в $z/100$ (ОН-группы подчеркнуты) (по Саалу и Чатерджи [3])



Фиг. 47. Проекция на (001) тетраэдра из четырех атомов O(2) с H атомами вокруг центра кубической ячейки и октаэдрические группы вокруг точек начальных координат решетки. Цифры – высота атомов O в $z/100$, высота O(2) атомов подчеркнута; показано короткое расстояние O(2)–O(1) = 3,06 Å (по Саалу [6])

Термодинамические константы бичулита [2]:

$$H_f^0_{298} = (-) 4364,511 \text{ кДж/моль};$$

$$S_f^0_{298} = 216,0 \text{ Дж/град} \cdot \text{моль};$$

$$S_f^0_{298} = -893,315 \text{ Дж/град} \cdot \text{моль};$$

$$G_f^0_{298} = (-)4098,169 \text{ кДж/моль};$$

$$K = \log f_{\text{H}_2\text{O}} = 9,02 - 5750/T + 0,0699(P - 1)/T_0 (P, \text{ бар}, T, \text{ К}).$$

Величина энтропии при отношении Al : Si = 2 : 1 в трех тетраэдрических позициях бичулита $S_f^0_{298} = 15,819 \text{ Дж/К}$. Диаграмма устойчивости фаз бичулита, геленита, воды и водяного пара в системе $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7\text{-H}_2\text{O}$ изображена на фиг. 1 в [2], а диаграмма состава кристаллических фаз в системе $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (фиг. 2 в [2]) указывает на близость составов бичулита, геленита и стретлингита $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Микр. Бесцветный, изотропный. $n = 1,625$ из Корнуолла (искусств. $n = 1,628$) [1].

Хим. Теор. состав: CaO – 38,40; Al_2O_3 – 34,90; SiO_2 – 20,55; H_2O^+ – 6,15.

Анализы бичулита из Японии [1]:

	1	2	3		1	2	3
K ₂ O	0,18	0,11	0,15	Al ₂ O ₃	21,79	23,59	26,37
Na ₂ O	0,25	0,14	0,38	TiO ₂	0,09	0,92	0,35
MgO	2,72	2,00	2,05	SiO ₂	28,51	23,77	25,81
CaO	35,26	36,89	38,28	P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01
MnO	0,03	0,02	0,01	H ₂ O ⁺	8,03	4,79	2,73
FeO	0,25	0,20	0,19	H ₂ O ⁻	0,43	0,40	0,93
Fe ₂ O ₃	2,66	6,72	2,57	Сумма	100,22	99,57	99,83

1 – в смеси с везувианом; 2 – с примесью геленита, везувиана, гидрогроссуляра; 3 – неизменный геленит.

Повед при нагр. При нагревании размеры элементарной ячейки увеличиваются (для образца из скарнов Фука, Япония): при 20° $a = 8,829$; при 300° $a = 8,842$; при 500° $a = 8,851$ Å. При $t = 643 \pm 5^\circ$, $P_{H_2O} = 1$ кбар разлагается в геленит + H₂O; реакция протекает при низких P_{CO_2} .

Нахожд. [1]. Найден в Фука, близ г. Бичу (преф. Окаяма, Япония), в везувиановых скарнах, образованных по известнякам. Ассоциирует с везувианом, иногда с гидрогроссуляром, геленитом, кальцитом. Образовался по гелениту в процессе гидротермального изменения скарнов. В Корнуолле, граф. Антрим, Сев. Ирландия, находится среди блоков верхнемеловых известняков с кремнистыми нодулями, измененных процессами контактового метаморфизма с образованием ларнита, волластонита, шпинели, скоутита, спуррита, мервинита, сфена. В результате гидратации и вторичных изменений сформировались гидрогроссуляр, томсонит, ксонотлит, тахаранит, тоберморит, гидролит, портландит, кальцит, аллофан. Ассоциирует с гидрогроссуляром и мелилитом в составе желтовато-коричневых корочек на волластонитовых породах.

Межплоскостные расстояния бичулита из Японии [4]*

CuK_α-излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
305; 334	15	4,51	321	35	2,354	422	15	1,801
211	90	3,60	400	20	2,205	510; 431	10	1,732
220	10	3,12	411	40	2,079	440	50	1,559
310	100	2,786	420	1	1,984	530; 433	25	1,514
222	30	2,547	332	10	1,890			

* Рентгенограмму искусственного аналога бичулита см. в [2]

Литература

1. Henmi Ch., Kusachi J., Henmi K. // Miner. J. 1973. Vol. 7, N 3. P. 243.
2. Gupta K., Chatterjee N.D. // Amer. Miner. 1979. Vol. 63, N 1/2. P. 58.
3. Sahl K., Chatterjee N.D. // Ztschr. Kristallogr. 1977. Bd. 146, H. 1/2. S. 35.
4. Sahl K. // Ibid. 1980. Bd. 152, H. 1/2. S. 13.

Камаисилит Kamaisilite

Назван по месту находки в шахте Камаиси, Япония (Ушида, Ийяма, 1981) [1].

Характ. выдел. Мелкие зерна (около 0,1 мм) и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $a_0 = 8,850$, $c_0 = 8,770$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,9910$; $Z = 4$. Диморфен с бичулитом.

Физ. св. Сп. отсутствует. Уд. в. 2,83. Бесцветен, прозрачен.

Микр. Бесцветный. Одноосный, почти изотропен. $n = 1,629$ [1].

Хим. Теор. состав: CaO – 38,48; Al₂O₃ – 35,05; SiO₂ – 20,61, H₂O – 5,84. Анализ (микросонд., ср. из 4 определений): MgO – 0,02; CaO – 37,42; FeO – 0,21; Al₂O₃ – 34,15; SiO₂ – 20,03; H₂O – 6,1; сумма – 97,93. Вода определена из отдельной навески: H₂O⁺ = 6,1, H₂O⁻ = 0,2. Эмпирическая формула (на основе 8 атомов O): (Ca_{1,9}Fe_{0,01})Al_{2,00}Si_{0,98}(OH)_{2,02}.

Нахожд. Найден на руднике Камаиси, преф. Ивате, о-в Хонсю, Япония, в везувиановых скарпах, залегающих в мраморах в форме дайки мощностью 10 см. Наряду с везувианом и титансодержащим “гидрогранатом” относится к главным минералам измененных скарнов, содержащих также перовскит, кальцит, магнетит и халькопирит. Выполняет интерстиции между зернами везувиана и представляет, по-видимому, продукт его изменения.

Межплоскостные расстояния камаисилита из Японии [1]CuK_α-излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
200	6	4,426	400	15	2,213	224	3	1,795
002	2	4,389	004	6	2,193	510; 501	5	1,735
211; 112	100	3,607	330; 411	30	2,085	143	6	1,730
220; 202	15	3,118	303	20	2,076	134	6	1,725
310; 301	85	2,799	332	15	2,070	105	2	1,721
103	40	2,777	420; 402; 204	2	1,977	521; 152; 125	3	1,615
222	40	2,547	332	3	1,883	440	20	1,564
321	20	2,361	323	4	1,870	404	35	1,557
213	20	2,351	422	6	1,804	530; 503	15	1,514

Литература

1. Uchida E., Iiyama J.J. // Proc. Jap. Acad. Tokyo. 1981. Vol. 57, N 7. P. 239.

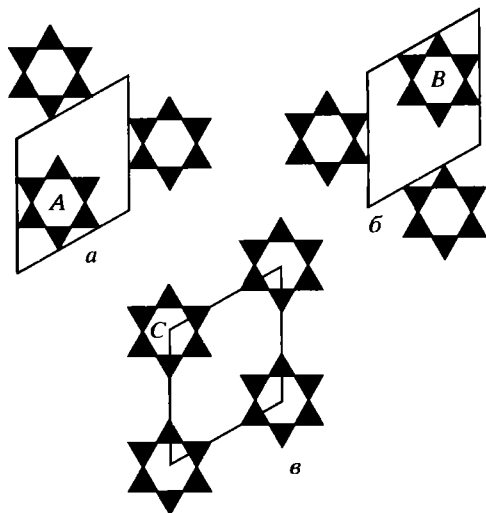
СТРУКТУРА ТИПА КАНКРИНИТА**ГРУППА КАНКРИНИТА**

	Сингония	Пр. гр.	a_0	c_0	Z	Последовательность упаковки
Канкринит $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$R\bar{6}_3$	12,590	5,117	1	AB(2)*
Канкрисилит $(\text{Na}, \square)_8[\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}](\text{CO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$R\bar{6}_3mc$	12,575	5,105	1	AB(2)

	Сингония	Пр. гр.	a_0	c_0	Z	Последовательность упаковки
Гидроксиканкринит $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$P6_3$	12,740	5,182	1	AB(2)
Вишневит $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$P6_3$	12,97	5,30	1	AB(2)
Давин $\text{Na}_4\text{K}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] \times$ $\times (\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_3)_{2-3}$	Гекс.	$P6_3$ $P6_3/m$	12,705	5,368	1	AB(2)
Микросоммит $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_{7-8} [(\text{Al}, \text{Si})_{12}\text{O}_{24}] \times$ $\times (\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_3)_{2-3}$	Гекс.	$P6_322$	22,08	5,33	3	AB(2)
Квадридавин $(\text{Na}, \text{K})_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{Cl}_4$	Гекс.	$P6_3/m$	25,771	5,371	4	AB(2)
Питильяноит $\text{Na}_6\text{K}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$P6_3$	22,121	5,221	3	AB(2)
Быстрит $(\text{Na}, \text{K})_7\text{Ca}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] \times$ $\times (\text{S}_3^{2-})_{1.5} \cdot \text{H}_2\text{O}$	Триг.	$P31c$	12,859	10,698	2	ABAC(4), ACBC ^{2*}
Лиоттит $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_8 [(\text{Al}, \text{Si})_{12}\text{O}_{24}] \times$ $\times (\text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{Cl}, \text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$P\bar{6}$	12,870	16,096	3	ABABAC(6), ACBCBC ^{2*}
Афганит $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_8 \times [(\text{Al}, \text{Si})_{12}\text{O}_{24}] \times$ $\times (\text{SO}_4, \text{Cl}, \text{CO}_3)_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Гекс. (Триг.)	$P6_3mc$ ($P31c$)	12,761 (12,80)	21,416 (21,41)	4	ABABACAC(8), ACACBCBC ^{2*}
Францинит $(\text{Na}, \text{K})_6\text{Ca}_2 [(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}) \times$ $\times (\text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Триг.	$P321$	12,884	26,582	5	ABCABCABC(10) ACBABCABC ^{2*}
Тункит $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_8 [\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] \times$ $\times (\text{SO}_4)_2\text{Cl} \cdot \text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$P6_222$	12,843	32,239	6	?
Джузеппеттит $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{7-8} \times$ $\times [(\text{Al}, \text{Si})_{12}\text{O}_{24}] \cdot (\text{SO}_4, \text{Cl})_{1-2}$	Гекс.	$P6_3/mmc$ $P6_3mc$ $P\bar{6}2c$	12,850	42,22	8	ABABABACBABA- BABC(16), ACBCBCBCABCBC- CBCB ^{2*}
Сакрофанит $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_9 \times [(\text{Al}, \text{Si})_{12}\text{O}_{24}]$ $\times (\text{OH}, \text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{Cl})_{3-4} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Гекс.	$P6_3/mmc$ $P6_3mc$ $P\bar{6}2c$	12,865	72,240	14	ABCABCABACA- CABCABCABACA- BABC(28)

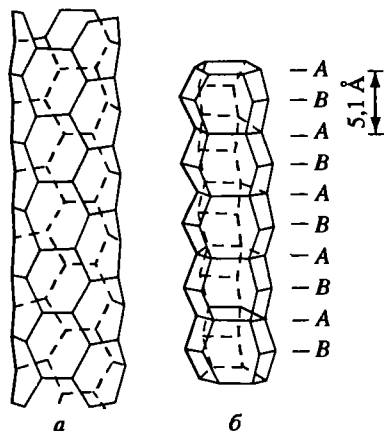
* В скобках – число слоев.

^{2*} В обозначении Р.К. Расцветаевой [1].



Фиг. 48

Фиг. 48. Дискретные 6-членные кольца (а–в) в структурах канкринитоподобных соединений на разных уровнях (А, В, С соответственно) (по Расцветаевой и др. [1])



Фиг. 49

Фиг. 49. Два типа каналов в структуре канкринита (по Расцветаевой и др. [1])

а – широкий, вокруг координатной оси; б – состоящий из канкринитовых пустот вокруг оси третьего порядка

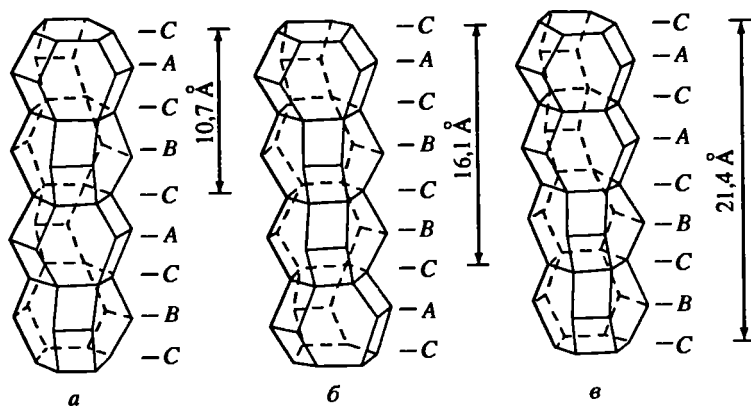
Группа канкринита объединяет алюмосиликаты с добавочными анионами (уд. в. 2,33–2,56). Общая формула $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{6-9}[(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{24}](\text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{Cl}, \text{OH})_{1-4} \cdot 1-5\text{H}_2\text{O}$.

Структура их представлена [1–3] каркасом из SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров, объединенных в 6-членные кольца. Для всех минералов группы, за исключением канкрисилита, характерна упорядоченность Si и Al, отношение Si : Al ~ 1, меняется в небольших пределах. 6-членные кольца тетраэдров одного уровня по оси z не связаны между собой и сдвинуты относительно колец соседних уровней на 1/3 по осям x и y (фиг. 48). Плоскости, в которых находятся кольца, отстают друг от друга на 2,64 Å (длина ребра тетраэдра). Последовательность чередования колец (А, В, С – кольца разных уровней) обуславливает их упаковку и образование большого числа различных структур.

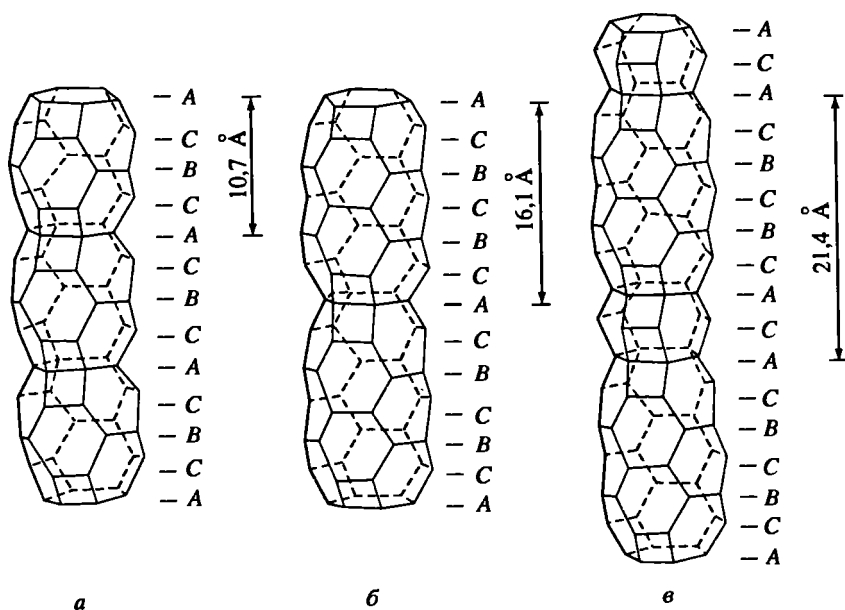
Структура канкринита характеризуется двухслойной АВ-упаковкой 6-членных колец. Каркасы структуры ряда минералов группы аналогичны канкринитовому, у остальных различаются способом и последовательностью упаковки колец: в быстрите 4-членная, в лиоттите – 6-членная, в афганите – 8-членная (с повторением обеих пар символов) и более сложные во францините (10-членная), джузеппеттите (16-членная) и сакрофаните (28-членная); для тункита данных нет. Предполагается [1, 3–6] возможность существования множества канкринитоподобных соединений с иными комбинациями букв, а также с числом последовательностей 14, 18, 20, 22, 26 и более 28.

С помощью высокоразрешающей электронной микроскопии установлена [7] неизвестная фаза ($a_0 = 12,86$, $c_0 = 87,31$ Å), для которой выведена 33-слойная упаковка [3].

Для структуры канкринита [2] характерно наличие в каркасе канкринитовых полостей (гексагональные кубооктаэдры) и каналов двух типов. Широкий канал вокруг координатной оси “облицован” 6-членными кольцами, канал вокруг оси третьего порядка, составленный из канкринитовых полостей, – как 6-



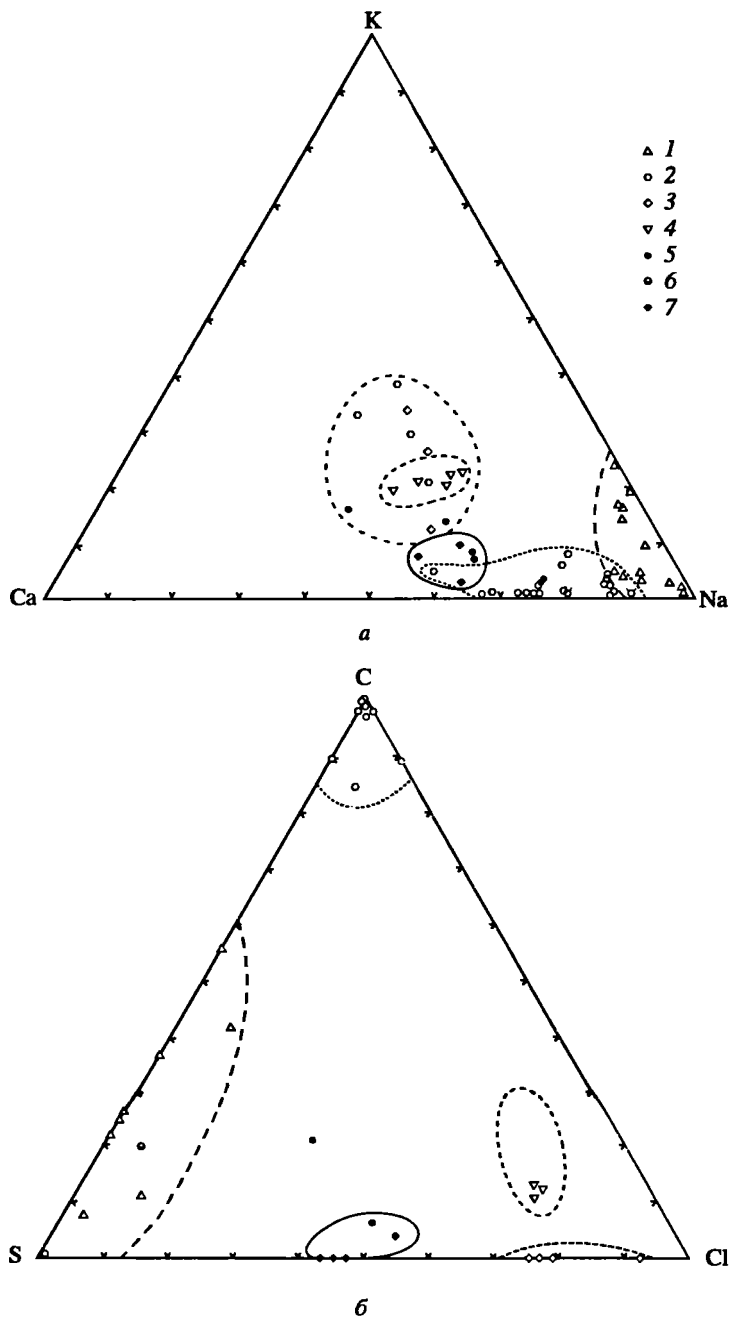
Фиг. 50. Типы колонок вокруг координатных осей шестого или третьего порядка (000) в структуре быстрига (лосода) (а), лиоттита (б), афганита (в) (по Расцветаевой и др. [1])



Фиг. 51. Типы колонок вокруг осей третьего порядка $[2/3 1/3 0]$ в структурах быстрига (лосода) (а), лиоттита (б), афганита (в) (по Расцветаевой и др. [1])

так и 4-членными кольцами (фиг. 49). Такие каналы характерны и для других минералов группы, но расположены они вокруг координатных осей 6(3) и различаются поворотом звеньев (канкринитовых полостей) друг относительно друга на 60° . В быстритовых колонках повернуто каждое второе звено, в лиоттитовых – второе и третье, афганитовые характеризуются попарным разворотом канкринитовых полостей (фиг. 50).

Колонки третьего типа (в каркасах быстрига, лиоттита, афганита и францинита) различаются конфигурацией и объемом составляющих их полостей (фиг. 51). В каркасах этих минералов нет сквозных каналов, характерных для канкринита. Они перекрываются периодически шестерными кольцами, что



Фиг. 52. Na–Ca–K (а) и S–Cl–C (б) диаграммы для минералов группы канкринита (по Хогарту [13])
 1 – вишневит и сульфатный канкринит; 2 – канкринит; 3 – микросоммит; 4 – давин; 5 – лиоттит;
 6 – францинит; 7 – афганит

приводит к образованию колонок из полостей, отличающихся от канкринитовой. Канкринитовая полость, минимальная по размерам, ограничена пятью 6-членными и шестью 4-членными кольцами. Более крупный многогранник в быстристе составлен из 11 6-членных и шести 4-членных колец. Полости, аналогичные быстристовым, были установлены впервые [8] (еще до открытия быст-

рита) в искусственном алюмосиликате Na-лосоде $\text{Na}_{12}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{12}] \cdot q \text{H}_2\text{O}$ и часто называются лосодовыми. Лиоттитовая полость ограничена 17 6-членными и шестью 4-членными кольцами.

Формы и размеры полостей влияют на сорбционные свойства минералов группы, поскольку в каналах ажурного Al–Si-каркаса расположены щелочные и щелочноземельные катионы, молекулы H_2O и анионные группировки. Сложное размещение анионов внутри полостей определяется положением внекаркасных катионов, в частности атомов Ca в основании канкринитовых полостей. В результате рассмотрения кристаллохимии минералов группы канкринита, содержащих Cl и SO_4 (давина, лиоттита, афганита, францинита, джузеппетита), на основе анализа структурных данных, изучения состава (микронзондовые анализы) и ИК-спектров предложены модели структур этих минералов [9]. В них выделены пять типов полостей: канкринитовые, содалитовые, лосодовые (быстри-товые), лиоттитовые и самые крупные – джузеппетитовые (в структуре джузеппетита); установлена важная роль SO_4 -групп в структуре.

Сверхструктура, выявленная в ряде минералов группы (канкринит, вишневит, афганит, францинит), трактуется как следствие упорядочения внутриканальных катионов, анионов и вакансий и может рассматриваться как модуляция структуры [2, 3, 6, 10–12].

Минералы группы различаются по содержанию внекаркасных катионов, анионов (фиг. 52) и H_2O [13], находящихся в полостях и каналах структуры. Колонки канкринитовых полостей в структуре канкринита, вишневита, питильяноита, францинита содержат цепь $\dots\text{Na}-\text{H}_2\text{O}-\text{Na}\dots$ тогда как в давине, микросоммите, квадридаvine, лиоттите, афганите – цепь $\dots\text{Ca}-\text{Cl}-\text{Ca}\dots$. Характерно изоморфное замещение $\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{SO}_4$, ярко проявленное в минералах изоморфного ряда канкринит–вишневит [11, 14].

По характеру заселения каналов в структуре выделяют канкринитовую подгруппу – канкринит, вишневит, питильяноит (с Na и H_2O) и давиновую – давин, микросоммит, квадридавин (с Ca и Cl) (Deer et al., 1963; [9, 15]). Предполагалось выделять [16, 17] группу канкринита–вишневита с общей формулой $\text{A}_{6-x}\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_{1-2} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и группу афганита, включающую давин, микросоммит, быстри-тит, лиоттит, афганит, францинит, с общей формулой $\text{A}_{7-x}\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В кристаллохимическом отношении группа афганита рассматривается [16, 17] как промежуточная между фельдшпатоидами содалитовой и канкринитовой групп.

Канкринит широко распространен в щелочных породах и пегматитах. Более редкие афганит, быстри-тит, и тункит развиты на лазуритовых месторождениях. Вишневит, а также единичные находки канкрисилита и гидроксиканкринита относятся к щелочным пегматитам. Остальные минералы группы очень редкие, найдены в выбросах вулканов, главным образом Везувия, а также в других областях Италии.

Канкринит легко синтезируется в гидротермальных условиях.

Литература

1. Расцветяева Р.К., Победимская Е.А., Терентьева Л.Е., Сапожников А.И. // Кристаллография. 1993. Т. 38, № 2. С. 94–103.
2. Jarchow O. // Ztschr. Kristallogr. 1965. Bd. 122, H. 5/6. S. 407–422.
3. Merlino S. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 457).
4. Ballirano P., Maras A., Bonaccorsi E., Merlino S. // V Intern. Conf. of the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites: Program and Abstracts. Italy, 1997. P. 13.
5. Rinaldi R. // J. microsc. et spectrosc. electron. 1982. Vol. 7, N 3. P. 76a–77a.
6. Rinaldi R., Wenk H.R. // Acta crystallogr. A. 1979. Vol. 35, pt 5. P. 825–828.
7. Ballirano P., Maras A., Buseck P.R., Wang S. // Abstr. XVI Gen. Meet. of Intern. Miner. Assoc. Pisa, 1994. P. 27.

8. Siebel W., Meier W.M. // *Helv. chem. acta*. 1974. Vol. 57, fasc. 6, N 169. P. 1533–1548.
9. Balliviano P., Maras A., Buseck P.R. // *Amer. Miner.* 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.
10. Foit F.F., Peacor D.R., Heinrich E.W. // *Canad. Miner.* 1973. Vol. 11, pt 5. P. 940–951.
11. Hassan I., Grundy H.D. // *Ibid.* 1984. Vol. 22, pt 2. P. 333–340.
12. Hassan I., Buseck P.R. // *Ibid.* 1992. Vol. 30, pt 1. P. 49–60.
13. Hogarth D.D. // *Ibid.* 1979. Vol. 17, pt 1. P. 47–52.
14. Бонитедт-Куплетская Э.М., Арест-Якубович Р.Е. // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56. № 5. С. 507–510.
15. Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M. // *Plinius*. 1993. N 10. P. 76–77.
16. Иванов В.Г., Самойлов В.С., Сапожников А.Н., Кацаев А.А. // Тез. докл. XI съезда ММА. Новосибирск, 1978. Т. 2. С. 119.
17. Иванов В.Г., Самойлов В.С., Сапожников А.Н. и др. // Материалы XI съезда ММА: Самоцветы. Новосибирск: Л.: Наука, 1980. С. 97–104.

Канкринит Cancrinite

$\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Назван Кеммерером в 1828 г. по имени графа Егора Францевича Канкрин, министра финансов того времени, много сделавшего для развития горной промышленности и минералогии в России. Название первоначально было дано голубому минералу из Ильменских гор, содержащему серу (по-видимому, вишневиту). Г. Розе (1839), считая, что Кеммерер ошибочно принял за новый минерал голубой содалит, перенес это название на близкий ильменский минерал, содержащий CO_2 , и за этим карбонатсодержащим минералом название сохранилось.

Синон. Кальциоканкринит – calcioancrinite (син. лайм-канкринит – lime-cancrinite и кальк-канкринит – kalk-cancrinite) с Везувия, описанный Замбонини в 1910 г., идентичен, по-видимому, мейониту или карбонат-мейониту (Clark, 1993).

Разнов. Сульфатный канкринит. Параканкринит – parancrinite, рассматриваемый как разновидность канкринита (Clark, 1993), – искусственное соединение, полученное Мишель-Леви в 1948 г.

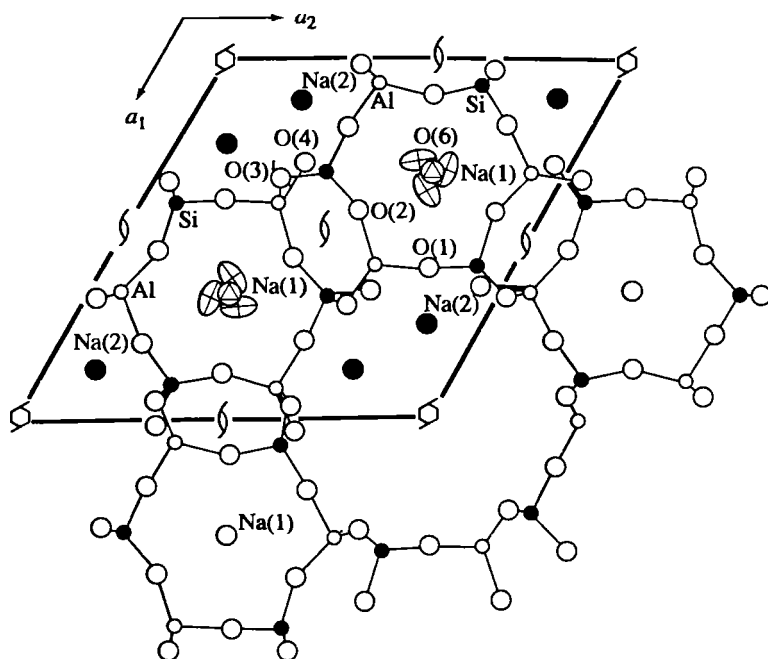
Характ. выдел. Мелкозернистые массы, реже крупнокристаллический, иногда блоки (до нескольких м в поперечнике), кристаллы (до нескольких см в поперечнике).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_6^6-P6_3$, $a_0 = 12,75$, $c_0 = 5,14$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,4031$ [1]; $a_0 = 12,590$, $c_0 = 5,117$ Å; $V = 702,4$ Å³; $Z = 1$ [2]. Пределы колебаний параметров элементарной ячейки: $a_0 = 12,590$ – $12,75$, $c_0 = 5,117$ – $5,193$ Å.

Установлено [3] нелинейное увеличение параметров элементарной ячейки при нагревании до 1200° (образец из Банкрофта, Онтарио). a_0 и c_0 образца из Тувы при нагревании до 1000° не изменяются [4].

Для серии синтезированных образцов определены [5] интервалы изменения параметров элементарной ячейки ($a_0 = 12,47$ – $12,71$, $c_0 = 5,07$ – $5,20$ Å), близкие к природным.

Основные черты кристаллической структуры установлены в 1930 г. Полингом. Расшифровка структуры выполнена на кристалле состава $\text{Na}_{6,3}\text{Ca}_{0,91}\text{Fe}_{0,06}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3)_{1,47} \cdot 2,47\text{H}_2\text{O}$ из Литчфилда (США) [1] и богатом карбонатом образце $\text{Na}_6\text{Ca}_{1,5}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3)_{1,6} \cdot 1,75\text{H}_2\text{O}$ из Банкрофт, Онтарио [2]. Структура представляет собой гексагональную упаковку в последовательности АВ АВ... шестерных колец AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров, связанных друг с другом вершинами (фиг. 53). Два слоя шестерных колец расположены на разных уровнях и связаны в плоскости xy в непрерывные сетки – канкринитовые пакеты. Последние налагаются друг на друга вдоль оси z , образуя трехмерный тетраэдрический каркас. В каркасе имеются два типа каналов – сквозные широкие каналы вдоль оси b_3 , ооконтуренные 12-членными кольцами, и более узкие каналы вдоль тройной оси, состоящие из канкринитовых полостей.



Фиг. 53. Структура канкринита в проекции вдоль [001] (по Хассану и Бусеку [11]). Показаны элементы симметрии и эллипсоиды тепловых колебаний атомов Na(1) и O(6)

В каналах находятся внекаркасные катионы Na, K, Ca и анионы CO_3 , OH, H_2O (SO_4 , Cl); в канкринитовых полостях – атомы Na и молекулы H_2O .

В обогащенном карбонатной компонентой канкрините из Банкрофта, Онтарио [2], треугольные группировки CO_3 ($\text{C}-\text{O} = 1,268$ и $1,302 \text{ \AA}$), расположенные в больших пустотах каркаса, удерживаются в структуре слабыми водородными связями. Приведен детальный анализ баланса валентностей в структуре.

Средние межатомные расстояния в тетраэдрах [1] (Å): Al–O = 1,753; Si–O = 1,617; Al–Si = 3,083–3,273; Na(1)–O(1) = 2,898; Na(1)–O(2) = 2,457; Na(1)– H_2O = 2,58; Na(2)–O = 2,40–2,927. Углы (ср.): O–Al–O = 104,5–115,3; O–Si–O = 106,1–112,6; Al–O–Si = 134,2–151,7°.

Многочисленные исследования посвящены уточнению структуры на образцах синтетического канкринита.

Увеличением короткой связи Na– H_2O в цепи $\text{H}_2\text{O}-\text{Na}-\text{H}_2\text{O}$ и изменением длин связей Na–O(1) и Na–O(2) в гексагональном кольце объясняется [3] возрастание a_0 и c_0 при нагревании.

Методом протонного магнитного резонанса установлено [6] вхождение иона гидроксония H_3O^+ в канкринит состава $\text{Na}_{7,5}\text{Ca}_{0,5}(\text{AlSiO}_4)_6\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Расчеты по спектрам ПМР позволяют считать, что ионам H_3O^+ принадлежит 10% протонов общего их числа. Молекулам H_2O отводится место вблизи тройных осей в узких каналах, где они чередуются с катионами Na^+ ; ионам H_3O^+ – на тройной оси либо в узком, либо в широком канале. Методом нейтронографии определены и уточнены положения всех атомов (за исключением атомов H) в канкрините состава $\text{Na}_{7,6}\text{Ca}_{0,4}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{CO}_3 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ [7]. Как установлено [8], наибольшей деформации под действием электрического поля подвержен ион CO_3 . В синтетическом Ge-канкрините $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Ge}_6\text{O}_{24}]\text{Ge}(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ при типично канкринитовом каркасе (с учетом замены Si на Ge и вхождения в структуру вместо груп-

пы $[\text{CO}_3]^{2-}$ группировок $[\text{Ge}(\text{OH})_6]^{2-}$ сохраняются крупные каналы вдоль осей b_3 , заполненные колонками из $\text{Ge}(\text{OH})_6$ -октаэдров; $a_0 = 12,75$, $c_0 = 5,14 \text{ \AA}$ [9].

Сверхструктура, выявленная во многих образцах из разных месторождений, связывается с упорядочением внутриканальных катионов, анионов и вакансий. На различных образцах было зафиксировано [10] увеличение исходного параметра c_0 в 5, 8, 11, 16 и 21 раз. Возникновение сверхструктуры в карбонат-канкрините объясняется [2] непостоянным содержанием CO_3^{2-} -групп с последующим приспособлением катионов в каналах и вакансий в позиции Na(2). Детальными исследованиями карбонат-канкринита с применением высокоразрешающей электронной микроскопии установлено [11] положение в сверхъячейке ($c'_0 = 8c_0$) вакансий CO_3 -групп и ассоциирующего атома Ca. В данном случае возникновение сверхструктуры объясняется упорядочением $[\text{CaCO}_3]$ -кластеров, их вакансий, а также упорядочением катионов Na, Ca и вакансий Ca в позиции Na(2).

Изучена зависимость интенсивности сверхструктурных рефлексов от температуры [12]: интенсивность всех максимумов с увеличением температуры уменьшается в интервале 120–300°; около 350° рефлексy исчезают (образцы из Литчфилда и Йорк-ривер). По данным [10], при нагревании в течение нескольких часов при 300–450° сверхструктурные отражения становятся размытыми и затем исчезают.

Гексаг.-пирамид. кл. $a : c = 1 : 0,4087$ (по Замбонини).

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ		φ	ρ
0001	—	0°00'	$2\bar{1}\bar{3}0$	40°53'	90°00'
$10\bar{1}0$	60°00'	90 00	$10\bar{1}1$	60 00	25 16
$11\bar{2}0$	30 00	90 00			

Средние данные измерений:

$$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0 = 64^\circ 44'$$

$$10\bar{1}0 : 11\bar{2}0 = 30^\circ 00'$$

$$10\bar{1}1 : 0001 = 25 16$$

$$10\bar{1}0 : 2\bar{1}\bar{3}0 = 19 17$$

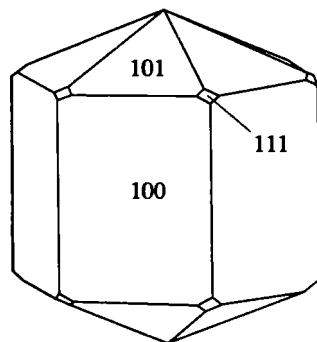
Кристаллы призматические, вытянутые по (0001), иногда двухконечные (фиг. 54) [13], редко пластинчатые двойники.

Физ. св. Сп. по $(10\bar{1}0)$ совершенная, по $(11\bar{2}0)$ несовершенная. Изл. неправильный. Тв. 5–6. Уд. в. 2,40–2,45 (см. хим. анализы). Цв. желтый, медово-желтый, светло-голубой до зеленовато-голубого, серый, светло-розовый, красноватый, светло-фиолетовый, желтовато-белый, белый, реже бесцветный. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, в изломе жирный. Просвечивает. Черта белая.

ИК-спектр характеризуется в области частот колебаний (Al, Si)–O-каркаса полосами поглощения [4]: 428, 466, 500, 582, 625, 680, 774, 940, 1130 см^{-1} . Четкие полосы 856 и 1400–1485 см^{-1} соответствуют иону CO_3^{2-} . Две пары полос поглощения 1647, 3543 и 1633, 3593 см^{-1} свидетельствуют о том, что молекулярная вода находится в двух различных позициях. В спектре канкринита, прогретого до 700°, исчезают полосы поглощения при 1647 и 3543 см^{-1} , после 900° исчезает вторая пара полос H_2O , видимо, связанная более прочно. Слабые полосы с максимумами 3613 и 3634 см^{-1} , появляющиеся в спектре после нагревания образца до 700°, предположительно относятся к OH-группам. См. также [6, 14, 15].

В результате исследования спектров комбинационного рассеяния света в минералах ряда канкринит–вишневит [16] установлена частота всех

Фиг. 54. Кристалл канкринита, гора Аллуайв (Ловозерский массив) (по Пекову [13])



КР-активных колебаний добавочных анионов CO_3^{2-} и SO_4^{2-} в структуре, получены также спектры ИК-отражения и ИК-пропускания канкринита в области антисимметричного валентного колебания иона CO_3^{2-} . Изучены [17] ИК-спектры и спектры поглощения синтетического канкринита в ближней инфракрасной области.

Не флуоресцирует.

Пьезоэлектрический эффект (образцы вшневогорского и тувинского канкринитов) объясняется [18] нецентросимметричностью структуры в связи с упорядоченным распределением Al и Si. Изучена [19] кинетика процесса исчезновения пьезоэффекта в синтетическом канкрините. На основе анализа экспериментальных данных предлагается новое объяснение природы пьезоэффекта – наличием дипольных моментов у молекул H_2O и ионов CO_3^{2-} , расположенных в каналах и пустотах структуры.

Определены [20] упругие, диэлектрические и пьезоэлектрические постоянные монокристаллов синтетического карбонат-канкринита. Обнаружена зависимость упругости и пьезоэлектрической активности от дефектности и состава монокристаллов. Большая величина коэффициента Пуассона свидетельствует о слабой устойчивости кристалла как механической системы; большое значение пьезомодуля позволяет отнести карбонат-канкринит к сильным линейным пьезоэлектрикам.

Наблюдалась [21] термолюминесценция образца из Приазовья в интервале температур 130–400°: на кривой термовысвечивания темно-желтого канкринита проявляются максимумы при 230 и 320°, светло-желтого – при 320°, розовато-желтого – при 280° (наиболее интенсивный). Установлено, что на окраску розовато-желтого канкринита влияет Mn, находящийся в минерале в виде ионов Mn^{2+} (поглощение 370 и 400–470 нм) и Mn^{3+} (поглощение при 550–560 нм).

При нагревании желтая окраска исчезает при 300–400°, у розовато-желтого канкринита при нагревании до 300° исчезает основная желтая окраска, розовый оттенок сохраняется до 400° и выше. При воздействии рентгеновских лучей обесцвеченные образцы окрашиваются в зависимости от времени облучения в голубовато-серый, голубой и синий цвета различной интенсивности. При облучении рентгеновскими и γ -лучами [22] белые, серые и розовые кристаллы приобретают синюю окраску.

В оптическом спектре установлен [22–24] дырочный центр CO_3^{2-} (полоса ~280 нм), обуславливающий желтую окраску; в некоторых розовых образцах из щелочных пород Ильменских гор и Приазовья – электронный центр CO_3^{3-} . Изучение центров окраски методами ЭПР и оптической спектроскопии позволило идентифицировать центр радиационной синей окраски S_2O_3^- и сделать определенные выводы о расположении ионов Na^+ и Ca^{2+} в структуре канкринита [25]. Исследованы разрешенные и запрещенные переходы в сверхтонкой структуре спектра ЭПР Mn^{2+} в канкрините [26].

Изучение растворимости природного и искусственного канкринитов [27] в водных растворах NaOH концентрацией 3–21 мас.% в интервале температур

200–400° показало, что при постоянной T растворимость возрастает с увеличением концентрации NaOH. Давление влияет на растворимость при $T > 300^\circ$. Рассчитаны константы равновесия реакции растворения канкринита, вычислены свободные энергии его образования при 200, 250 и 300°. Растворение канкринита, содержащего ионы Ca, происходит инконгруэнтно: Na-составляющая переходит в раствор. Ca-составляющая образует алюмосиликат типа пектолита. Бескальциевый канкринит растворяется конгруэнтно. Значение энтальпии растворения канкринита для растворов NaOH разных концентраций равны (3,8 + 0,6 ккал/моль).

Относительная величина интенсивности света 2-й гармоники $I_w^2/I_{\text{SiO}_2}^{2w} = I^{2n} H = 0,12$ [28].

Микр. Бесцветный. Удлинение (-). Одноосный (-). $n_o = 1,528-1,516$, $n_e = 1,491-1,503$; $n_o - n_e = 0,023-0,028$ (см. хим. анализы); $n_o = 1,509-1,516$, $n_e = 1,491-1,503$; $n_o - n_e = 0,005-0,016$ (сульфатный канкринит).

Прослеживается четкая обратная зависимость величин n_o и n_e от содержания SO_4 .

Хим. Образует с вишневитом изоморфный ряд, представляющий серию твердых растворов с изоморфным замещением $\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{SO}_4$ [29–32]. Идеальный состав конечных членов ряда канкринит–вишневит $\text{Na}_6\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Члены ряда с повышенным содержанием CO_3 отличаются и более высоким содержанием Ca на форм. ед.

Предлагалось подразделять минералы изоморфного ряда по величине отношения $\text{SO}_3/(\text{SO}_3 + \text{CO}_2)$ на канкринит (до 10%), сульфат-канкринит (10–70) и вишневит (> 70%) [33]. Дир с соавт. (Deer et al., 1963) приняли номенклатуру по содержанию канкринитового конечного члена: канкринит (100–80%), сульфатный канкринит (80–50), карбонатный вишневит (50–20) и вишневит (20–0% канкринитовой составляющей).

Результаты исследования канкринит-вишневитовых твердых растворов см. в [32], сравнительного изучения канкринита и вишневита – в [4].

Магнезиальный канкринит – magnesian cancrinite (фараонит – pharaonite), как показали, специальные электронно-микроскопические исследования, содержит менее 0,1% MgO. Установленное первоначально высокое содержание MgO (9,9%) в нем связано с вторичными магнезиальными минералами (шпинель, септохлорит и др.), образовавшимися по канкриниту в виде тонкозернистой смеси в процессе магнезиального метасоматоза; названия “магнезиальный канкринит” и “фараонит” должны быть дискредитированы [34].

Состав непостоянный, отвечает общей формуле $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_{6-8}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \times (\text{CO}_4, \text{SO}_4, \text{Cl})_{1,5-2} \cdot 1-5\text{H}_2\text{O}$.

Анализы (5, 6, 8, 9, 11 – микрозонд.):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	16,30	18,69	15,41	16,02	20,47	16,37	19,21	19,21
K ₂ O	0,86	0,64	0,50	0,14	0,12	1,03	0,06	0,18
MgO	0,27	0,00	0,39	< 0,01	–	Сл.	0,00	0,28
CaO	8,78	4,80	8,64	10,10	3,51	9,77	4,51	4,23
MnO	–	–	Сл.	–	Сл.	–	0,00	0,04
FeO	–	0,00	–	–	–	–	0,08	0,10
Fe ₂ O ₃	0,08	–	–	< 0,01	0,26	0,51	–	–
Al ₂ O ₃	29,51	29,11	29,82	28,75	27,54	29,24	29,63	28,91
SiO ₂	32,39	33,98	33,64	34,16	37,07	35,00	37,12	38,40
TiO ₂	–	–	0,07	0,011	0,02	–	0,00	–
CO ₂	7,37	7,00	6,79	6,70	6,61	6,52	6,49	6,33
SO ₃	0,29	1,37	0,03	< 0,01	–	–	0,00	0,00

	1	2	3	4	5	6	7	8
Cl	–	0,42	Сл.	0,12	0,09	0,54	–	–
F	–	–	–	0,02	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	3,72	4,34	–	3,43	4,36	–	9,30	9,00
H ₂ O [–]	0,17	0,23	4,61	0,12	0,09	1,51	–	–
Сумма	99,74	100,58	99,90	99,57	100,14	100,49	99,91	100,33
–O=Cl ₂		0,10		0,03	0,02	0,13		
Сумма		100,48		99,54	100,12	100,36		
Уд.в.	2,50	–	2,51	–	2,46	2,44	2,48	2,46
n _o	1,521	1,515	1,524	1,525	1,519	1,516	1,524	1,522
n _e	1,502	1,496	1,501	1,502	1,495	1,491	1,498	1,499
n _o – n _e	0,019	0,019	0,023	1,023	0,024	0,025	0,026	0,023

1 – розовато-белый из пегматита в уртитах, Дахунурский щелочной массив (Тува), анал. Разина [35]; 2 – янтарно-желтый, Блю-Маунтин, Метьюн, Онтарио, анал. Феникс [36]; 3 – бесцветный из жилки, секущей мелилит-пироксен-биотитовую породу, Айрон-Хилл (Ганнисон, Колорадо), анал. Фошаг [37]; 4 – бледно-розовый из контакта метасоматически-измененных нефелиновых сиенитов со скарнами, Йорк-ривер, Банкрофт, Онтарио, анал. Де Вин (De Vine) и Будкин (Boodkin) [12]; 5 – белый из прожилка в пегматите из ийолит-уртитов горы Юкспор (Хибинский массив, Кольский п-ов), анал. Мокрецова [38]; 6 – бесцветный, вторичный по нефелину, из выбросов Везувия [39]; 7, 8 – желтый из канкринитового фойяита и пегматита Верхнедарапиезского массива (Таджикистан), анал. Шахалиева (неопубликованные данные В.Д. Думатова).

	9	10	11	12	13	14	15
Na ₂ O	17,36	17,38	9,82	16,72	20,24	14,35	18,52
K ₂ O	1,12	1,09	1,23	1,06	0,40	0,51	1,45
MgO	0,08	–	–	0,10	Сл.	0,00	–
CaO	4,42	6,61	11,66	5,61	4,59	8,34	4,18
MnO	–	Сл.	–	0,10	0,07	Сл.	–
FeO	0,05	–	–	0,15	0,05	0,13	–
Fe ₂ O ₃	0,25	0,59	–	–	0,20	–	–
Al ₂ O ₃	27,77	27,43	28,43	29,85	26,92	26,90	29,40
SiO ₂	38,24	36,29	35,38	38,14	38,41	40,35	33,70
TiO ₂	0,02	Сл.	–	0,00	0,04	Не обн.	0,07
CO ₂	6,33	6,33	6,18	5,23	4,95	4,93	3,18
SO ₃	–	–	0,19	0,00	–	–	4,65
Cl	–	0,19	0,08	–	–	Сл.	–
H ₂ O ⁺	3,29	–	6,39	2,80	4,58	4,01	4,24
H ₂ O [–]	0,30	2,77	0,60	0,10	0,12	0,34	0,72
Сумма	99,71 [*]	100,01 ^{2*}	99,95	99,89	100,57	99,91 ^{3*}	100,19 ^{4*}
–O=Cl ₂		0,04	0,02				
Сумма		99,97	99,93				
Уд.в.	2,43	2,415	2,476	2,46	2,45	–	2,443
n _o	1,519	–	1,528	1,528	1,512	–	1,509
n _e	1,498	–	1,503	1,500	1,498	–	1,500
n _o – n _e	0,021	–	0,025	0,028	0,014	–	0,009

^{*}В том числе P₂O₅ – 0,16, BaO – 0,12. ^{2*}В том числе Ta₂O₅ – 0,74, BeO – 0,59. ^{3*}В том числе LiO – 0,02, Rb₂O – 0,0032, Cs₂O – 0,026. ^{4*}В том числе SrO – 0,08.

9 – желтый из пегматита в ийолит-уртитах, гора Юкспор, анал. Волкова [38]; 10 – район Лаахерского оз. (Германия), анал. Улиг [40]; 11 – белый из прожилка в нефелине, Банкрофт, анал. Мин [41]; 12 – розовый из лепидомелан-канкринитового фойяита, Тутек-Девоносуйский массив (Таджикистан), анал. Шахалиева (неопубликованные данные В.Д. Думатова); 13 – из канкринитового прожилка в апатит-нефелиновой породе, гора Суолуайв (Хибинь), анал. Астафьева [42]; 14 – из эссекитов Сахарйокского щелочного массива (Кольский п-ов), анал. Кульчицкая [43]; 15 – бесцветный, вторичный по мелилиту, Бивер Крик, Колорадо, анал. Стейгер [44].

Количество ионов в пересчете на 12 атомов (Si + Al):

	2	3	4	11	14*	15
Na	6,368	5,210	5,48	3,316	4,4	6,302
K	0,144	0,111	0,03	0,274	0,4	0,325
Ca	0,904	1,614	1,91	2,177	1,5	0,786
Σ	7,416	6,935	7,42	5,767	6,3	7,413
C	1,679	1,617	1,61	1,470	1,1	0,762
S	0,180	0,004	—	0,025	—	0,613
Cl	0,125	0,000	0,04	0,023	—	—
H ₂ O	2,544	2,682	2,09	3,714	4,4	2,483
100 C / (S + C)	96,32	99,75	100,00	98,33	100,00	55,42

* Al_{5,3}Si_{6,7}.

Первые анализы минерала (Розе, 1829; Струве, 1856; Рауфф, 1878 и др.) см. в [45].

Диагн. исп. П.п.тр. обесцвечивается, вспучивается и довольно легко сплавляется в пузырчатое стекло. В зап.тр. выделяет воду, разлагается HCl с выделением CO₂ и образованием студня SiO₂. При нагревании желатинизирует.

Повед. при нагр. На кривой ДТА образца из Тувы [4] имеются эндотермические эффекты в интервалах температур 300–400° (выделение H₂O и частично разложение примеси натролита), 920–1000° (выделение CO₂) и 1100–1150° (разложение канкринита). Изучен характер выделения H₂O и CO₂ в газообразных продуктах разложения канкринита, по данным титриметрического анализа, в зависимости от температуры. В продуктах разложения канкринита при 1010° фиксируется нефелин (основной продукт), шанноит (Ca₂SiO₄) и геленит (CaAl(SiAlO₇)), при 1100° – нефелин и геленит. Приведенные данные согласуются с результатами дифференциального термического анализа образца из Банкрофта, Онтарио, проведенного в сочетании с рентгеновскими исследованиями [3], а также образцов из других месторождений.

Канкринит представляет собой бинарное соединение системы кальцит–нефелин, плавится инконгруэнтно при давлении CO₂ = 110 бар с образованием нефелина и жидкости [46].

Термическое расширение по оси *c* больше, чем перпендикулярно *c* [47]. Детальное исследование термического расширения [3] при нагревании до 1400° с интервалом 50° (образец из Банкрофта, Онтарио) показало, что *c*₀ изменяется сильнее *a*₀.

Нахожд. Широко распространенный минерал пород щелочных ультраосновных серий, пегматитов и гидротермальных образований, обычно вторичный минерал, реже первичный.

Встречается в мелилитовых породах, где замещает мелилит и ассоциирует с пироксенами, перовскитом, апатитом. Иногда является минералом метаморфизованных известняков и ассоциирует с диопсидом, гессонитом и др.

Первичный установлен в канкринитовых, канкринит-нефелиновых сиенитах, сиенит-порфирах, ювитах, уртитах, ийолитах, мельтейгитах, пегматитах и гидротермальных жилах.

Канкринитовые сиениты (бусориты и др.) являются [48] характерным типом пород, ассоциирующих с ультраосновными щелочными карбонатитовыми комплексами различных провинций мира: Алданская провинция, Якутия (Арбарастах, Горное Озеро); Восточно-Саянская провинция, Вост. Сибирь; Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь (Маган); Карело-Кольская провинция (Ковдор, Вуориярви, Озерная Варака); африканские, европейские, Северо-Американская и другие провинции мира.

В массиве Арбарастах [48] наряду с канкринитовыми сиенитами обнаружены канкринитовые сиенит-порфиры, в которых канкринит образует вкрапленники, представленные длиннопризматическими гексагональными кристаллами (0,28–2,16 мм), а также монокристалльные микролиты в основной массе породы. При этом вкрапленники и микролиты канкринита (до 30% в породе), эгирин-авгита (46%) и полевого шпата (24%), слагающие канкринитовые сиенит-порфиры, не имеют реакционных и псевдоморфных соотношений друг с другом. Установлено несколько парагенезисов канкринита различного происхождения, в которых он является самостоятельной фазой (не образуется псевдоморфно по нефелину или другим минералам): в канкринитовых сиенитах и сиенит-порфирах – канкринит + *КПШ* + эгирин-авгит; в бусорите – канкринит + *КПШ*; в друзовых жилах – канкринит + кальцит, канкринит + кальцит + *КПШ*, канкринит + кальцит + *КПШ* + биотит.

В массивах Озерная Варака, Вуориярви (Карело-Кольская провинция) [49] ассоциирует в канкринитовых сиенитах с микроклин-пертитом, нефелином, эгирин-диопсидом, сфеном, апатитом; в щелочных пегматитах (массивы Вуориярви и Африканда) – с неизменным нефелином. Канкринитовые сиениты отмечались наряду со щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами и ийолитуртитамии среди щелочных пород Ковдорского района (Кольский п-ов) [50]. Поздняя канкринитовая минерализация наблюдалась в щелочных породах массива Гремяха-Вырмес [51].

В Дахунурском и Хунчольском массивах (Тува) [35, 52] является характерным минералом канкринитовых пегматитов, связанных с ийолит-уртитамии, слагает практически мономинеральную (до 90%) центральную зону, где образует крупные блоки размером до нескольких м. Встречается также в ийолитах. Образует маломощные гидротермальные прожилки.

В щелочном комплексе о-ва Альнё (Швеция) [53] развит в меланитовых ювитах (до 10% канкринита), канкринитовых ювитах и в центральных частях гел ювит-пегматитов (около 20% канкринита) вместе с калиевым полевым шпатом.

В районе Фён (Южн. Норвегия) [54] обнаружен в ювитах, уртитамии, ийолитах и мельтейгитах, в некоторых случаях образует реакционные каймы между нефелином и кальцитом. Последовательность кристаллизации нефелин → канкринит → кальцит рассматривается как нормальная магматическая реакционная серия, в которой канкринит возникал в результате реакции между ранее закристаллизовавшимися нефелином и остаточными флюидами, обогащенными CO_2 .

Описан из содалит-нефелинового сиенита района Додо Когендо (Корея) [45, 55], канкринитового сиенита района Будеда в южной части Вост. Уганды [56], ийолитов массива Хома-Бей в Зап. Кении [57].

В карбонатите близ Леуша, Киву [58], широко развит в центральном бусоритовом ядре, являясь важной первичной составляющей.

В Южн. Анголе описана [59] ассоциация канкринит–содалит–кальцит–альбит, приуроченная к смятым в складки слоям докембрийских анортозитов, где канкринит и содалит представлены иногда крупными агрегатами кристаллов, достигающими 20 см в поперечнике.

Вторичный распространен значительно шире, практически в щелочных породах и пегматитах всех известных щелочных массивов. Образуется в основном по нефелину на ранних стадиях его изменения вместе с либнеритом, содалитом, натролитом. Развит по трещинкам в нефелине, нередко образует по нему полные псевдоморфозы, наблюдается в виде реакционных оторочек по границе нефелина и других минералов (милилита, кальцита и др.). Иногда канкринит замещает нефелин до полного его исчезновения с образованием канкринитовых сиенитов.

В Ильменских горах [45, 60] встречается в миаскитах и связанных с ними пегматитовых жилах (шире распространен) в тесном парагенезисе с вишневитом и содалитом. Образовался за счет нефелина. В миаскитовых пегматитах обнаружены “солнечные” канкриниты, в которых эффект “солнечной игры” вызван закономерно расположенными пластинками гематита [61].

В Вишневых горах [31] развит в миаскитах и реже в пегматитах, где наиболее распространен сульфатный канкринит (является одним из главных минералов пегматитов Курочкина лога).

Широко развит в щелочных массивах Кольского п-ова. В Хибинском массиве является одним из характерных минералов постмагматической стадии минералообразования. В канкринитизированных фойяитах района перевала Лопарского (гора Кукисвумчорр, верховье р. Тулийок) [62] замещает нефелин, образуя неправильные выделения (до 1×1 см), ассоциирует с альбитом, катаплеитом, флюоритом, апатитом. Широко развит также в рисчорритах, мельтейгит-уртитях и особенно в пегматитах. В пегматитах штольни Материальная апатитового месторождения Юкспор [38] – в виде сахаровидных агрегатов, замещающих нефелин, крупнозернистых выделений (до 20 см) и тонких прожилков в минералах пегматита. Ассоциирует с игольчатым эгирином и лучистым сфеном. Встречается [42] в апатит-нефелиновых породах (до 4% канкринита), в пегматитах и гидротермальных прожилках среди них и реже во вмещающих мельтейгит-уртитях и рисчорритах. В породах установлены отдельные правильные зерна канкринита, образующие иногда скопления торцовой структуры, в ассоциации с нефелином или полевым шпатом. В апатит-нефелиновой породе, в пегматитах, люавритовых жилах и рисчорритах слагает псевдоморфозы по нефелину. Широко развит в поздних эндогенных жилах метасоматического типа, встречаются тонкие (1–0,3 см) мономинеральные прожилки. В зональных альбититах на горах Рестаньон и Ньюорьярпахк [63] ассоциирует с биотитом, апатитом, флюоритом и карбонатами. В Ловозерском массиве [35, 64, 65] развит в породах комплекса пойкилитовых сиенитов, особенно в нефелиновых их разностях в юго-восточной части массива (горы Нинчурт и Малый Пункаруайв) – до 15%; в породах дифференцированного комплекса наиболее распространен в уртитях и ийолит-уртитях, реже в фойяитах, также в ювитах, эвдиалитовых люавритах. Замещает K-Na полевым шпатом, содалитом и нефелином. Отмечен [13] в высокощелочных пегматитах горы Аллуайв, где иногда образует хорошо ограненные кристаллы среди виллиомита.

В Сахарйокском массиве [43] является породообразующим в отдельных разновидностях эссекитов, замещая в них нефелин.

В массиве Соустова отмечались [66] канкринит-анальцимовые сиениты, в которых канкринит образует мелкозернистые скопления в псевдоморфозах по нефелину, а также заполняет в нем многочисленные микроскопические трещинки. Установлены канкринитовые жилы, почти нацело сложенные канкринитом (> 95% тела жилы), и канкринит-анальцим-флюоритовые жилы.

В мариуполитах и пегматитах Октябрьского щелочного массива (Украина) [67] развит по нефелину вместе с содалитом, образуя обычно вторую после содалита оторочку (иногда вместе с альбитом), вокруг нефелина, реже прожилки и гнезда. Известен в нефелиновых породах Приазовского района [68].

Довольно широко распространен в нефелиновых сиенитах гор Кульджуктау (до 8%) (Кызылкумы, Узбекистан) [69] и во многих щелочных массивах Казахстана (до 15%) [70]. Развит по нефелину на стыке кристаллов нефелина и микроклина, а также по микроклину, альбиту, биотиту.

В щелочных сиенитах Чон-Ашуйского массива (хр. Терской Алатао, Кыргызстан) [71], наблюдался по трещинкам в нефелине в ассоциации с либенири-

том и содалитом и в виде радиально-лучистых агрегатов вокруг включений кальцита в нефелине.

В щелочных интрузиях Туркестано-Алая [72] распространен в нефелинсо-держащих породах и особенно широко – в измененных пегматитах нефелиновых сиенитов; известен в урритах, фойяитах и эссекситах Кузнецкого Алатау [73], в нефелиновых сиенитах Забайкалья (Нижне-Бурульзайский, Аkitский и другие массивы) [74, 75]; в канкринитовых фойяитах, пегматитах и альбититах Таджикистана (Верхне- и Нижнедарапиезский, Тутек-Девоносуьский и другие массивы) (неопубликованные данные В.Д. Дусматова).

В щелочных породах Айрон-Хилл, Ганнисон (Колорадо) [37, 76] является в основном продуктом изменения нефелина, также образовался в результате реакции между нефелином и кальцитом в контактно-метаморфизованных известняках и в процессе гидротермального метасоматического замещения меллита. В жилах, секущих анкомпагрит (мелилитовая порода), присутствует в виде спайных пластинок шириной до 10 см, включенных в монтичеллит и мелланит.

В нефелиновых сиенитах Кишенгарха (Индия) описана [77, 78] канкринит-кальцитовая контактная порода с примесью тремолита.

В районе оловорудных месторождений Хсиангхуалинг, Лингва, Хунань (Китай) [79] канкринит-корундовые породы развиты в контактных зонах гранитов с известняками.

В скарнах Банкрофта, Онтарио (США) [12, 41], ассоциирует с кальцитом, гранатом и диопсидом – контактово-метасоматический.

В некоторых ксенолитах Верблюжьегогорского массива серпентинизированных перидотитов (Южн. Урал) [80] развита ассоциация канкринит–натролит–гастингсит–альбит–андезин, происхождение которой связывается с метасоматическим изменением амфиболитов.

Установлена кальцит-волластонит-гранат-канкринитовая порода в известняковом вулканическом выбросе Везувия (Италия) [39, 81].

Отмечался в выбросах глубинных пород в районе Лаахерского оз. (Германия) [82].

Изм. В гидротермальных условиях замещается мусковитом, Na-Ca цеолитами (натролитом, мезолитом и др.), в гипергенных разрушается в мучнисто-белое или бледно-желтое рыхлое вещество (галлуазит и гидраргиллит) [45, 52], частично замещается кальцитом.

Искусств. Образуется при гидротермальном синтезе. Канкринит и близкие к нему продукты, содержащие воду (“гидраты канкринита” Лемберга), были получены при действии водных растворов щелочей на нефелин, некоторые цеолиты, сподумен, плагиоклазы, мусковит и др., а также на стекла соответствующего состава (опыты Лемберга 1885 г. и Фриделя 1896 г. [83]).

Кристаллы состава $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$ в виде гексагональных призм (до 0,5 мм) синтезированы [5] из гелей $\text{Na}_2\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times n\text{SiO}_2$ ($n = 1-2$) при избытке $\text{Na}_2\text{CO}_3 \times aq$ и температуре от 300 до 420°. При избытке NaOH и отсутствии ионов CO_3 в исходной шихте при ~390° образуется основной канкринит.

Известен способ получения монокристаллов канкринита путем разращивания затравочных пластин из природных кристаллических агрегатов канкринита гидротермальным методом в высококонцентрированных щелочных растворах (20–30%-ных) при температуре 400–500° и давлении 100–200 МПа [84].

Выращивание монокристаллов канкринита осуществлялось методом температурного перепада при использовании в качестве шихты канкринита, синтезированного из природных алюмосиликатов Na [85].

Более совершенные монокристаллы выращены из мелкозернистого синтетического канкринита [86, 87] при 250–300°, концентрации NaOH в растворе 14–18%, 150–160-суточных циклах перекристаллизации.

Для выращивания кристаллов из гидротермальных растворов на затравку, как показали исследование растворимости канкринита и анализ пересыщения в зоне роста, наиболее пригодны растворы NaOH средних концентраций при температуре ниже 300° [27].

Изучение устойчивости канкринита в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (при $P = 2$ кбар и в присутствии смешанного флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) показало важную роль H_2O в его образовании и устойчивости в изверженных и метаморфических породах [88].

О синтезе канкринита см. также [89–97].

Способность синтетического канкринита к ионному обмену установлена Баррером и Уайтом [5]. Позже была количественно изучена [94, 98] диффузия ионного обмена и определены условия равновесия канкринита; установлено, что полный обмен катионами может осуществляться в канкрините для Li, Na и Al; частичный обмен наблюдался для K, Tl и Rb; не участвовал в катионном обмене Cs (как и у анальцима).

Проведено экспериментальное исследование [99] фазового соответствия в системе канкринит–нефелин–щелочной полевои шпат–раствор ($\text{K, Na}_2\text{CO}_3$ при $T = 400$ и 500° и $P = 1000$ г/см²). В результате получены изотермы распределения щелочей между канкринитом и раствором и выведены диаграммы фазового соответствия для пар канкринит–нефелин и канкринит–полевои шпат. Изучено влияние изменения состава флюида (добавление SO_4^{2-}) на положение изотерм распределения щелочей и фазовые отношения фельдшпатоидов. Диаграммы фазового соответствия использованы для оценки температур равновесия фельдшпатоидов некоторых щелочных массивов.

Изучен [100] канкринитоподобный гидроалюмосиликат Na (предложено название “алюминатный канкринит”) – $1,3 \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2,0 \text{SO}_2 \cdot 0,35 \text{CO}_2 \cdot 0,7 \text{H}_2\text{O}$, обнаруженный при переработке нефелина в алюмосиликатных осадках, покрывающих стенки автоклавов. Ge-канкринит получен в системе $\text{NaAlO}_2-\text{GeO}_2-\text{NaOH}-\text{H}_2\text{O}$ [9]. Синтезирован Zn,P-аналог канкринита (Cs, K)_{0,33}[Na_{0,16}Fe_{0,18}(H₂O_{1,05})]{ZnPO₄}, имеющий тетраэдрический Zn, P-каркас [101]; используемое авторами название этого соединения “Zn-P-канкринит” неправомерно.

Отл. От нефелина отличается более высоким двупреломлением, большей легкоплавкостью; от содалита – более высоким показателем преломления, отсутствием флуоресценции и выделением CO_2 при нагревании в HCl. В шлифах похож на мусковит и скаполит, отличается от мусковита отрицательным рельефом, от скаполита – наличием спайности, меньшими показателями преломления, парагенезисом.

Практ. знач. Установлено [102], что гидроканкринит (вместе с гидрогранатами и гидросодалитом) может выполнять функции микрозаполнителя, оптимизируя поровую структуру камня и его морозостойкость, а также активного структурообразующего компонента, обеспечивающего значительный прирост прочности.

Разнов. Сульфатный канкринит – sulphatic cancrinite [44], является промежуточным членом изоморфного ряда канкринит–вишневит. Отличается пониженным содержанием CO_2 , повышенным – SO_3 (хим. ан. 15), меньшим n_o и низким двупреломлением (0,005–0,016). Распространен в миаскитовых пегматитах Ильменских и Вишневых гор на Урале. Является одним из главных минералов пегматитов Курочкина лога (Вишневые горы), образуя неправильной формы вы-

деления среди микроклина. Ассоциирует с биотитом, альбитом, а также сфеном, цирконом, магнетитом, апатитом [31]. В щелочных породах Айрон-Хилл (Колорадо) [44] – вторичный по мелилиту.

Межплоскостные расстояния канкринита из Тувы [4]
Со-излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	10	10,9	140	3	2,383	502	1,5	1,662
110	50	6,3	202	1	2,319	251	2	1,653
200	2,5	5,46	321	13	2,250	203	2	1,630
101	50	4,64	500	5	2,183	611	6	1,584
210	12	4,13	122	3	2,180	213	11	1,576
201	3	3,734	411	11	2,160	530	3	1,560
300	83	3,641	330	28	2,100	701	16	1,493
211	100	3,216	501	7	2,007	602	10	1,484
310	7	3,035	312	1	1,958	621	8	1,453
301	7	2,970	241	2	1,914	710	11ш	1,447
400	58	2,731	402	8	1,868	323	4	1,411
311	25	2,608	430	10ш	1,792	800	1	1,364
002	19	2,563	520	12дв	1,747	442	5	1,342
230	4	2,507	412		1,746	720	2	1,332
102	4	2,496	601	1ш	1,715	801	9	1,332
401	28	2,409	431	4	1,695			

Литература

1. Jarchow O. // *Ztschr. Kristallogr.* 1965. Bd. 122, N. 5/6. S. 407–422.
2. Grundy H.D., Hassan I. // *Canad. Miner.* 1982. Vol. 20, pt 2. P. 239–251.
3. Hassan I. // *Miner. Mag.* 1996. Vol. 60, N 6. P. 949; *Canad. Miner.* 1996. Vol. 34, pt 4. P. 893–900.
4. Соседко Т.А., Касатов Б.К., Фурмакова Л.Н., Липатова Э.А. // *Зап. ВМО.* 1989. Ч. 118, вып. 5. С. 78–84.
5. Barrer R.M., White E.A.D. // *J. Chem. Soc.* 1952. N 5. P. 1561–1571. То же на рус. яз.: Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 302 с. (см. с. 188).
6. Соколов Ю.А., Галицкий В.Ю., Илюхин В.В. и др. // *Кристаллография.* 1977. Т. 22, № 1. С. 101–105.
7. Эмиралиев А., Ямзин И.И. // Там же. 1982. Т. 27, вып. 1. С. 51–55.
8. Смолин Ю.И., Шепелев Ю.Ф., Бутикова И.К., Ковяков И.В. // Там же. 1986. Т. 26, вып. 1. С. 33–35.
9. Белоконева Е.Л., Уварова Т.Г., Демьянец Л.Н. // Там же. 1986. Т. 31, вып. 5. С. 874–878.
10. Brown W.L., Cesbron F. // *С.г. Acad. sci. D.* 1973. Vol. 276, N 1. P. 1–4.
11. Hassan I., Buseck P.R. // *Canad. Miner.* 1992. Vol. 30, pt 1. P. 49–60.
12. Foit F.F., Peacor D.R., Heinrich E.W. // *Ibid.* 1973. Vol. 11, pt 5. P. 940–951.
13. Пеков И.В. Ловозерский массив: История исследования, пегматиты, минералы / Творч. объединение “Земля”, ассоц. “Экост”. М., 2001. 464 с.
14. Галицкий В.Ю., Гречушников Б.Н., Соколов Ю.А. // *Журн. неорган. химии.* 1978. Т. 23, № 11. С. 3152–3154.
15. Ильченко Е.А., Поваренных А.С., Беличенко В.П. // *Кристаллохимия и спектроскопия минералов.* Киев: Наук. думка, 1984. С. 125–139.
16. Решетняк Н.Б., Соседко Т.А., Третьякова Л.И. // *Минерал. журн.* 1988. Т. 10, № 1. С. 69–73.
17. Комарова Л.М., Самойлович М.И., Беличенко Ф.А., Хаджи В.Е. // *Синтез монокристаллического минерального сырья.* М.: Недра, 1982. С. 30–32.
18. Копчик В.А., Ковяков И.Б. // *Кристаллография.* 1959. Т. 4, № 2. С. 223–225.

19. Колодиева С.В., Андреев А.П., Белименко Ф.А. и др. // Синтез минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1981. С. 41–43.
20. Сильвестрова И.М., Кобяков И.Б., Белименко Ф.А. // Физика твердого тела. 1982. Т. 24, № 11. С. 3241–3247.
21. Платонов А.Н., Беличенко В.П. // Минерал. сб. Львов. 1965. № 19, вып. 2. С. 153–163.
22. Новожилов А.И., Самойлович М.И., Микульская Е.К., Парусникова Л.И. // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95, вып. 6. С. 736–738.
23. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 263 с.
24. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 295 с.
25. Новожилов А.И., Белименко Ф.А., Хаджи В.Е. и др. // Синтез минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1981. С. 37–41.
26. Новожилов А.И., Самойлович М.И. // Синтез минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1969. С. 131–133.
27. Косова Т.Б., Демьянец Л.Н. // Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М.: Недра, 1977. С. 43–65.
28. Мейснер Л.Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 78–92.
29. Заварицкий А.Н. // Зап. Минерал. о-ва. 1929. Ч. 58, вып. 2. С. 201–207.
30. Белянкин Д.С. // Докл. АН СССР. 1944. Т. 42, № 7. С. 318–320.
31. Бонштедт-Куллетская Э.М. // Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 77–84.
32. Hassan I., Grundy H.D. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 2. P. 333–340.
33. Бонштедт-Куллетская Э.М., Арест-Якубович Р.Е. // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56, № 5. С. 507–510.
34. Takla M., Griffin W. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1980. H. 8. S. 345–352.
35. Семенов Е.И. // Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 29–32.
36. Phoenix R., Nuffield E.W. // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 5/6. P. 452–455.
37. Larsen E.S., Foshag W.F. // Ibid. 1926. Vol. 11, N 11. P. 300–303.
38. Дорфман М.Д. // Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-ургитах горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 26–32.
39. Zamboni F. Mineralogica Vesuviana. Napoli, 1910. 359 p.; 2 ed., 1935. 463 p.
40. Brauns R., Uhlig J. // Neues Jb. Miner. Beil.-Bd. 1913. Bd. 35. S. 723–752 (см. с. 735).
41. Meen V.B. // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1938. Vol. 41. P. 35–39.
42. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 235 с. (см. с. 176).
43. Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты, 1984. 131 с.
44. Larsen E.S., Steiger G. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1916. Vol. 42. P. 332–334.
45. Симонов А.И. // Минералы Ильменского заповедника. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 179–183.
46. Eitel W. The physical chemistry of the silicates. Chicago: Univ. press, 1954. Цит по: Deer et al., 1963.
47. Kôzu S., Seto K., Tsumi S. // Proc. Imp. Acad. Tokyo. 1932. Vol. 8, N 9. P. 432–435.
48. Жабин А.Г., Свешикова Е.В. // Зап. ВМО. 1970. Ч. 99, вып. 3. С. 305–312; Intern. Geol. Rev. 1971. Vol. 13, N 8. P. 1269–1270.
49. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. // Каледонский комплекс ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с. (см. с. 488).
50. Ивсен Ю.П. // Докл. АН СССР. 1941. Т. 30, № 4. С. 335–337.
51. Шпаченко А.К., Богданова А.Н., Сорохтина Н.В. // Карбонатиты Кольского полуострова. СПб., 1999. С. 127–128.
52. Семенов Е.И. Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967. 304 с.
53. Eckermann H., von // Ark. miner. och geol. 1974. Bd. 5, h. 1. S. 94–210.
54. Saether E. // Det. Kgl. Norske vidensk. selskabs skr. 1957. N 1. S. 1. Цит по: Deer et al., 1963.
55. Kôzu S. // Jap. J. Geol., Geogr. Abstr. 1931. Vol. 9. P. 1–2.
56. Davies K.A. // Mem. Geol. Surv. Uganda. 1956. N 8. P. 1–33.
57. Pulfrei W. // Quart. J. Geol. Soc. London. 1949. Vol. 105, pt 4. P. 425–459.
58. Meyer A., Bethune P., de // Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Norden, 1960. Pt 13. P. 304. Цит по: Deer et al., 1963.
59. Simpson E.S.W., Otto J.D.T. // Ibid. P. 216. Цит по: Deer et al., 1963.

60. *Заварицкий А.Н.* Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М.: Гл. упр. по заповедникам, 1939. 317 с. (см. с. 127).
61. *Попова В.И., Попов В.А., Поляков В.О., Шербакова Е.П.* Пегматиты Ильменских гор. Миасс, 1996. 47 с.
62. *Бонштедт Э.М.* Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Под ред. А.Е. Ферсмана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 536 с. (см. с. 251).
63. *Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 246 с.
64. *Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М.* Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
65. *Буссен И.В., Сахаров А.С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 294 с.
66. *Лоскутов А.В.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1962. Вып. 3. С. 168–187.
67. *Донской А.Н.* Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. Киев: Наук. думка, 1982. 149 с.
68. Минералы Украины: Краткий справочник. Киев: Наук. думка, 1990. 405 с.
69. *Каюмов А.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1973. Вып. 26. С. 61–64.
70. *Нурлыбаев А.Н.* Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. 230 с.
71. *Додонова Т.А., Захаров А.Д., Захаров И.Л.* // Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968. С. 72–86.
72. *Ильинский Г.А.* Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. М.: Изд-во МГУ, 1970. 164 с.
73. *Андреева Е.Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 168 с.
74. *Андреев Г.В., Шаракишинов А.О., Литвиновский Б.А.* Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 185 с.
75. *Андреева Е.А., Данциг С.Я., Пивоваров В.В., Туголесов Л.Д.* Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых: Тез. Всесоюз. совещ. Улан-Удэ, 1976. С. 155–156.
76. *Larsen E.S.* // U.S. Geol. Surv. Profess. Pap. 1942. N 197-A. P. 1–61.
77. *Biswas S L.* // J. Dep. Sci. Univ. Calcutta. 1922. Vol. 4. P. 127–130.
78. *Heron A.M.* // Rec. Geol. Surv. India. 1924. Vol. 56, pt 2. P. 179–197.
79. *Meng H.M., Chang K.* // Mem. Nat. Res. Inst. Acad. Sinica. Nanking. 1935. N 15. P. 15. Цит. по: Deer et al., 1963.
80. *Соколов Г.А.* // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1934. Вып. 6. С. 179–188.
81. *Zambonini F.* // Atti Rend. Accad. Sci. fis. e mat. Napoli. 1908. Vol. 16, N 1. Цит. по: Ztschr. Kristallogr. 1911. Bd. 49. S. 73–100.
82. *Brauns R., Uhlig J.* // Neues Jb. Miner. Beil.-Bd. 1913. Bd. 35. S. 119–220.
83. *Чирвинский П.Н.* Искусственное получение минералов в XIX столетии: Избр. тр. М.: Наука, 1995. 509 с. (см. с. 170).
84. *Литвин Б.Н., Демьянец Л.Н.* // Кристаллография. 1961. Т. 6, № 5. С. 799–800.
85. *Белименко Ф.А., Хаджи В.Е.* // Синтез минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1981. С. 16–20.
86. *Литвин Б.Н., Кобяков И.Б., Белименко Ф.А.* // Кристаллография. 1981. Т. 26, № 4. С. 822–826.
87. *Белименко Ф.А.* // Синтез монокристаллического минерального сырья. М.: Недра, 1982. С. 28–30.
88. *Siřbescu M., Jenkins D.M.* // Amer. Miner. 1999. Vol. 84, N 11/12. P. 1850–1860.
89. *Вуар Ж.* // Рост кристаллов: Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. Т. 2. С. 85–86.
90. *Edgar A.D.* // Canad. Miner. 1964. Vol. 8, pt 1. P. 53–67.
91. *Waiger R.M., Marshall D.J.* // J. Chem. Soc. 1964. Vol. 2, N 3. P. 485–497.
92. *Jarchow O., Reese H.H., Saalfeld H.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1966. N. 10. S. 289–299.
93. *Микульская Е.К., Петрова Н.И., Парусникова Л.В.* // Тр. ВНИИ синтеза минерал. сырья. 1969. Т. 10. С. 139–144.
94. *Waiger R.M., Cole J.E., Villinger H.* // J. Chem. Soc. 1970. Vol. 8, N 9. P. 1523–1525.
95. *Nakagawa Z. et al.* // J. Jap. Assoc. Minr., Petrol., Econ., Geol. 1973. Vol. 68, N 2. P. 58–69.
96. *Горбунов Л.В.* // Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Киев: Наук. думка, 1981. С. 14.
97. *Calligaris P.M., Nardin C., Randaccio L.* // Acta crystallogr. B. 1982. Vol. 38, pt 5. P. 893–897.

98. *Barrer R.M., Falconer J.D.* // Proc. Roy. Soc. London A. 1956. Vol. 236. P. 227. Цит. по: *Deer et al.*, 1963.
99. *Зырянов В.Н.* // Зап. ВМО. 1981. Ч. 110, вып. 3. С. 331–337.
100. *Новолодская А.А., Авдеева Т.И.* // Цв. металлы. 1969. № 7. С. 57–60.
101. *Якубович О.В., Каримова О.В., Мельников О.К.* // Кристаллография. 1994. Т. 396, № 4. С. 630–634.
102. *Никонова Н.С., Митюшина В.В.* // Всерос. совещ. “Наука и технология силикатных материалов в современных условиях рыночной экономики”: Тез. докл. М., 1995. С. 56–57.

Канкрисилит Cancrisilite (Na, □)₈[Al₅Si₇O₂₄](CO₃)₂ · 3H₂O

Название отражает принадлежность к группе канкринита и аномально высокое для минералов данной группы Si/Al отношение [1]. Первоначально был отнесен к карбонат-вишневиту [2, 3], описан также как минерал M-11 [4].

Синон. Кремнистый канкринит, высококремнистый канкринит, Si-канкринит – Si-dominant cancrinite [5, 6].

Характ. выдел. [1]. Ксеноморфные зерна (до 1–3 мм) и гнездообразные агрегаты диаметром до 10–15 мм.

Структ. и морф. крист. [1, 6]. Гексаг. с. $C_{6v}^4 - P6_3mc$. $a_0 = 12,575$, $c_0 = 5,105$ Å; $a_0 : c_0 = 2,4633 : 1$; $Z = 1$.

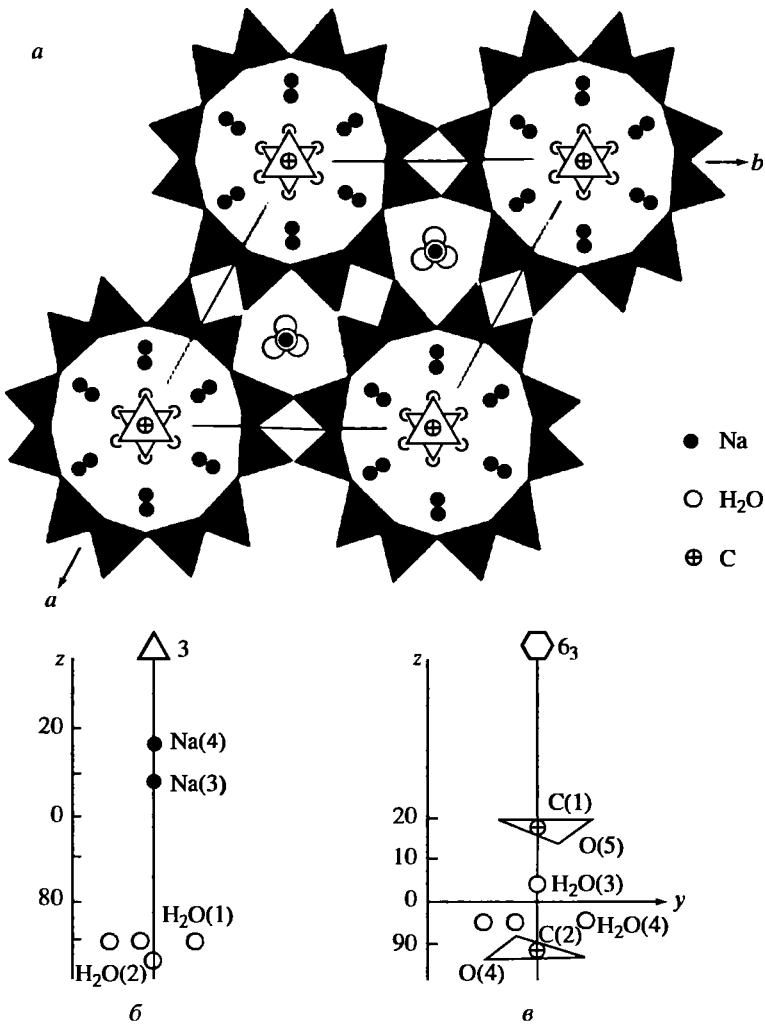
Характеризуется двухслойной АВ-упаковкой шестерных колец AlO₄- и SiO₄-тетраэдров. Единственный минерал группы канкринита с неупорядоченным распределением Si и Al в каркасе структуры, в которой по 12-кратной тетраэдрической позиции статистически распределены 7,2 атомов Si и 4,8 атомов Al. В каналах на осях третьего порядка и в широких каналах вокруг оси шестого порядка расположены атомы Na и молекулы H₂O (фиг. 55, а, б), а в каналах второго типа – дополнительно группы CO₃ (см. фиг. 55, в). Специфической особенностью структуры является максимальная разупорядоченность внекаркасных атомов Na, групп (CO₃)²⁻ и молекул H₂O.

В центре каналов на осях третьего порядка размещаются атомы Na(1), которые вдоль оси переложены молекулами H₂O. Позиция Na(1) заселена на 55% и дополняется Na(3) с заселенностью на 24%. Суммарная заселенность Na-позиций (80%) соответствует заселенности H₂O и свидетельствует о возможных вакансиях в каналах этого типа. Еще большая разупорядоченность атомов наблюдается в широких каналах структуры вокруг оси шестого порядка. Атомы Na(2) и Na(4) статистически занимают близко расположенные позиции. Позиции атомов C на оси b₃ расщеплены на две – C(1) и C(2), отстоящие друг от друга на расстоянии 1,5 Å. Эти позиции заселены примерно одинаково, на 30 и 35%. Треугольные основания уплощенных пирамид C(1) и C(2) повернуты вокруг оси b₃ на 60°. Кроме CO₃-групп, на оси b₃ и около нее расположены статистически 1,2 молекулы H₂O(3) и H₂O(4), которые могут нарушать симметрию позиций.

Межатомные расстояния (Å) [5]: Si–O (ср.) = 1,661; O–O (ср.) = 2,708; Na(1)–O = 2,39–2,85; Na(2)–O = 2,17–2,94; Na(3)–O = 2,07–2,89; Na(4)–O = 2,33–2,79; Na(1)–Na(3) = 0,39; C(1)–O(5) = 1,31; C(2)–O(4) = 1,30; O(7)–O(8) = 0,46.

Физ. св. [1]. Изл. раковистый. Хрупкий. Тв. 5. Уд. в. 2,40 (вычисл. 2,39). Цв. ярко-сиреневый. Черта белая. Бл. сильный, стеклянный. Водяно-прозрачный, местами мутноватый.

В ультрафиолетовых лучах яркое желтое свечение, характерное для фельдшпатоидов, содержащих S²⁻ или SO₄²⁻-ионы.



Фиг. 55. Схема расположения внекаркасных атомов Na, молекул H₂O и CO₃-групп в структуре канкрисилита в проекции на (001) (а), вдоль осей 3 (б) и 6₃ (в) (по Хомякову и др. [1])

ИК-спектр аналогичен таковому Na,Ca-канкринита, наблюдаются четкие полосы поглощения 425, 455, 493, 573, 620, 686, 858, 980, 1120, 1453, 1560, 1620, 3580 см⁻¹.

Микр. [1]. Одноосный (-). $n_o = 1,509$, $n_e = 1,490$; $n_o - n_e = 0,019$.

Хим. Характеризуется, в отличие от всех минералов группы, высоким содержанием Si; отношение Si/Al > 1,5 (у канкринита Si/Al = 1).

Анализы (3–8 – микрозонд.):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	21,30	20,91	21,96	22,04	21,69	21,68	22,65	21,85
K ₂ O	0,10	0,40	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
MgO	–	0,12	–	–	–	–	0,05	0,07
CaO	0,68	0,50	0,04	0,06	0,07	0,07	0,04	0,03
MnO	0,11	–	–	–	–	–	0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	0,33	0,38	0,15	0,11	0,11	0,14	0,08	0,12*

	1	2	3	4	5	6	7	8
Al ₂ O ₃	24,42	24,57	23,42	23,19	22,68	23,08	23,43	22,29
SiO ₂	43,11	43,62	41,77	42,82	43,12	44,13	44,90	45,96
CO ₂	4,82	4,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O	5,01	5,80	"	"	"	"	"	"
Сумма	100,24 ^{2*}	100,34	(87,35)	(88,22)	(87,67)	(89,11)	(91,35) ^{3*}	(90,43) ^{4*}
Si/Al	1,50	1,50						

* FeO.

^{2*} В том числе SO₃ – 0,36.

^{3*} В том числе La₂O₃ – 0,13, S – 0,02, Cl – 0,01.

^{4*} В том числе S – 0,06.

1, 2 – Ловозеро: 1 – гора Аллуайв, анал. Черепивская [1], 2 – р. Чингласуай, анал. Казакова [2]; 3–8 – Апатитовый цирк горы Расвумчорр, Хибин (неопубликованные данные М.Н. Соколовой): 3–6 – анал. Голованова, 7, 8 – анал. Цепин.

Эмпирические формулы (при Al + Si = 12):

1 – (Na_{6,89}K_{0,02}Ca_{0,12}Fe_{0,04}Mg_{0,03})(Al_{4,80}Si_{7,20})₁₂O_{24,10}(CO₃)_{1,10}(SO₄)_{0,04} · 2,79H₂O;

2 – (Na_{6,70}K_{0,08}Ca_{0,09}Fe_{0,05}Mg_{0,03})(Al_{4,79}Si_{7,21})₁₂O_{24,26}(CO₃)_{0,91} · 3,20H₂O.

В ан. 3–8 CO₂ и H₂O не определены из-за недостатка материала, их присутствие подтверждено данными ИК-спектроскопии.

Диagn. исп. Легко разлагается 10%-ными HCl, HNO₃ и H₂SO₄ с бурным выделением пузырьков CO₂.

Наход. Найден в Ловозерском щелочном массиве в мелких пегматитовых выделениях пойкилитовых содалит-нефелиновых сиенитов в долине р. Чингласуай [2, 3] и в пегматитах ультраагпаитового типа на горе Аллуайв [1, 4]. Последние, отличающиеся разнообразием минерального состава, сложены калиевым полевым шпатом, нефелином, гакманитом, канкрисилитом, арфведсонитом, призматическим и волокнистым эгирином; второстепенные минералы: альбит, уссингит, макатит, грумантит, вуоннемит, ломоносвит, нсптунит, лампрофиллит и др. Образуется в условиях пересыщенности пегматитообразующего расплава–раствора в отношении силиката Na и резкого дефицита Al [1, 4].

Установлен в Хибинском массиве в керне скважины (глубина 1000–1008 м), пробуренной в районе Апатитового цирка горы Расвумчорр, в виде мелких (до 2 мм) светло-сиреневых зерен среди минералов содового горизонта в массивных грубозернистых уртитах; ассоциирует с нефелином, эвдиалитом, лампрофиллитом, ломоносвитом, ловозеритом, ринкитом, виллиомитом (неопубликованные данные М.Н. Соколовой).

Межплоскостные расстояния канкрисилита с горы Аллуайв (Ловозерский массив) [1]

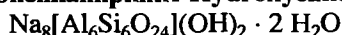
CuK_α-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	70	6,30	002	15	2,554	430; 322	7	1,791
200	10	5,39	320	10	2,499	520; 412	10	1,746
101	50	4,61	401	20	2,402	431	5	1,689
210	15	4,09	321	10	2,246	213; 440	10	1,574
300	90	3,65	212	10	2,175	701	7	1,490
211	100	3,22	411	10	2,154	313; 602	5	1,484
310	10	3,04	330	20	2,097	403; 710	7	1,444
400	50	2,722	501	6	2,003	323	3	1,406
311	20	2,597	402	10	1,855	503; 442	3	1,337

Литература

1. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Победимская Е.А. и др. // Зап. ВМО. 1991. Ч. 120, вып. 6. С. 80–84.
2. Семенов Е.И. // Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 29–32.
3. Семенов Е.И., Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Угрюмова Н.Г. // Минерал. журн. 1984. Т. 66, № 2. С. 50–54.
4. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 195 с.
5. Jambor J.L., Grew E.D. // Amer. Miner. 1993. Vol. 78, N 1/2. P. 235.
6. Хомяков А.П., Победимская Е.А., Надежина Т.Н. и др. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 5. С. 79–84.

Гидроксиканкринит Hydroxycancrinite



Назван по составу в связи с преобладанием среди анионов гидроксильных групп [1]. Ранее был отнесен к гидроксил-вишневиту [2], а также условно обозначен как минерал М-10 [3].

Синон. ОН-канкринит [4].

Характ. выдел. Массивные агрегаты (10–15 мм) разноориентированных зерен неправильной формы.

Структ. и морф. крист. [1, 4]. Гекс. с. $C_6^6 - P6_3$. $a_0 = 12,740$, $c_0 = 5,182$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,4067$; $Z = 1$.

Каркас структуры аналогичен канкринитовому и каркасу структуры гидроканкринита (hydrocancrinite) – синтетического аналога, описываемого в ряде работ как основной (basic) канкринит [5, 6]. Идеальная формула конечного члена синтетического гидроканкринита $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{OH})_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ [15]. Стабильные внекаркасные атомы Na(1) и Na(2) упорядочены. Фрагменты структуры, приуроченные к каналам, образованным 12- и 6-членными AlSiO -кольцами каркаса, отличаются от таковых гидроканкринита. В крупных полостях, примыкающих к оси b_3 , наряду с ОН-ионами и молекулами H_2O в незначительном количестве присутствуют CO_3 -группы. “Подвижные” внекаркасные группировки OH^- , CO_3^{2-} и H_2O подчиняются локальной симметрии $P3$. В малых полостях молекулы H_2O расположены в общих положениях (как в обычном канкрините), а не на тройной оси (как в гидроканкрините).

Характерная особенность гидроксиканкринита – положительный оптический знак, объясняется поляризацией атомов О в ОН-группах вдоль оси с кристаллической структуры.

Выше приведена идеализированная формула гидроксиканкринита. Кристаллохимическая формула исследованного образца: $[\text{Na}_6(\text{OH})_{1,4}(\text{CO}_3)_{0,3}(\text{H}_2\text{O})_4] \times [\text{Na}_2(\text{H}_2\text{O})_2][\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]$, где скобки соответствуют составу широкого канала, узкого канала и тетраэдрического каркаса. Авторы [4] обращают внимание на большее количество молекул H_2O в структурной формуле по сравнению с эмпирической; такое же несоответствие отмечается и для синтетического гидроканкринита [6].

Межатомные расстояния [4] (Å): в Si-тетраэдрах Si–O = 1,610–1,618, O–O = 2,594–2,676; в Al-тетраэдрах Al–O = 1,731–1,750, O–O = 2,768–2,920; в Na(1)-полиэдре Na–O = 2,405 и 2,912, Na– H_2O = 2,33 и 2,96; в Na(2)-полиэдре Na–O = 2,391–2,919; в С-треугольнике C–O = 1,32; угол O–C–O = 120°. В структуре основного канкринита [5] (идеальная формула $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{OH})_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$) каждая

канкринитовая полость содержит $[\text{Na} \cdot \text{H}_2\text{O}]^+$ -кластер; позиции Na(2) в каналах полностью заселены атомами Na; OH-группы и молекулы H_2O , не входящие в кластеры в пустотах, также находятся в каналах. Возникновение дополнительных сверхструктурных рефлексов связывается с упорядоченностью OH-групп, молекул H_2O и вакансий в каналах.

Физ. св. [1, 3]. Сп. по $(10\bar{1}0)$ совершенная. Изл. ступенчатый. Хрупкий. Тв. 6. Уд. в. 2,32 (вычисл. 2,26). Цв. голубой. Черта белая. Бл. стеклянный. В тонких сколах бесцветный, прозрачный. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует. ИК-спектр [4] отличается от спектра канкринита резким ослаблением полос поглощения 1375 и 1460 см^{-1} , связанных с колебаниями карбонат-ионов, при сохранении или некотором усилении полос 1620, 3513 и 3580 см^{-1} , обусловленных колебаниями OH-групп и молекул H_2O .

Микр. [1, 2]. Бесцветный. Одноосный (+). $n_e = 1,501$, $n_o = 1,494$; $n_e - n_o = 0,007$.

Хим. Существенно гидроксильный минерал группы, близкий по составу синтетическому гидроканкриниту. Анализ гидроксиканкринита с горы Карнасурт (анал. Черепивская) [1, 2]: $\text{Na}_2\text{O} - 23,43$; $\text{K}_2\text{O} - 0,45$; $\text{CaO} - 0,92$; $\text{MgO} - 0,11$; $\text{MnO} - 0,03$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,18$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 31,15$; $\text{SiO}_2 - 36,32$; $\text{CO}_2 - 1,59$; $\text{H}_2\text{O} - 5,41$; сумма - 99,59.

Эмпирическая формула (при $\text{Al} + \text{Si} = 12$): $(\text{Na}_{7,46}\text{K}_{0,10}\text{Ca}_{0,16}\text{Mg}_{0,03}\text{Fe}_{0,02})_{7,77} \times (\text{Al}_{6,03}\text{Si}_{5,97})_{12}\text{O}_{24,00}(\text{OH})_{1,23}(\text{CO}_3)_{0,36} \cdot 2,35 \text{H}_2\text{O}$.

Данный образец по составу является промежуточным членом ряда канкринитов, занимающим место между карбонатканкринитом и гидроксилканкринитом, приближаясь к последнему.

Диагн. исп. Легко разлагается при комнатной температуре 10%-ными HCl , HNO_3 и H_2SO_4 с выделением мелких пузырьков CO_2 .

Повед. при нагр. Потеря массы при нагревании до 1000° составляет 8,4%.

Нахожд. [1, 3]. Найден на горе Карнасурт (Ловозеро) в пегматоидных прожилках (мощностью 1–5 см) ультраагпаитового типа, секущих расслоенные уртит-луяврит-фойяиты близ горизонта малиньитов. Слагает центральную зону прожилков, отороченных по зальбандам натролитом и стенструпином. В подчиненных количествах присутствует вуоннемит, подвергшийся частичной гидратации с переходом в эпистолит. Прожилки содержат пустотки, заполненные рыхлым агрегатом маунтинита и ильмаюкита, к которым приурочены скопления настрюфита.

Образуется в условиях чрезвычайно высокой щелочности среды и резкого дефицита Ca^{2+} - и $(\text{CO}_3)^{2-}$ -ионов.

Искусств. Гидроканкринит неоднократно синтезирован в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ [7–11]. В результате синтеза на затравку ($T = 350^\circ$, $P = 400-600$ атм, $\Delta T = 10^\circ$) получены [12] короткостолбчатые гексагональные или дигексагональные кристаллы (до 5 мм) с формами $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}2)$ и (0001) – более редкая. С ростом T уменьшается количество H_2O в кристаллах. Изучен высокотемпературный ($>250^\circ$) участок системы.

Наблюдались [13] совместная кристаллизация гидроканкринита и гидросодалита (при изменении концентраций водного раствора NaOH) и ориентированные сростания их кристаллов.

Получен [11] в данной системе из исходных кристобалита, корунда и муллита вместе с гидросодалитом. Кристаллизация минералов сопровождалась трансформацией канкринита в содалит. Приведены [11] графики, отражающие кинетику гидротермального синтеза при 423 и 473 К.

Синтезирован [14] при 200–400°, концентрации NaOH в растворе порядка 10–20 мол.% и высокой чистоте исходных веществ (в присутствии Ca и/или кар-

бонат-иона при тех же концентрациях NaOH образуются канкринит или натродавин).

Отл. От канкринита и вишневита – положительным оптическим знаком [1, 4].

Межплоскостные расстояния гидроксиканкринита с горы Карнасурт [1]
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> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	25	6,43	320	6	2,526	520; 412	10	1,762
101	60	4,70	401	30	2,433	432	3	1,713
210	20	4,17	321	8	2,272	502; 521	3	1,675
300	70	3,68	411	8	2,185	213; 440	20	1,593
211	100	3,26	330	20	2,122	701; 602	7	1,506
310	3	3,07	510	5	1,979	403; 710	10	1,463
400	50	2,756	402	10	1,886	541; 503	5	1,358
311	15	2,636	511	3	1,855	801; 423	5	1,332
002	20	2,592	430; 322	15	1,811			

Литература

1. Хомяков А.П., Надежина Т.Н., Расцветаева Р.К., Победимская Е.А. // Зап. ВМО. 1992. Ч. 121, вып. 1. С. 100–105.
2. Семенов Е.И., Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Угрюмова Н.Г. // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 2. С. 50–54.
3. Хомяков А.П. Минералогия ультрааплаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 195 с.
4. Надежина Т.Н., Расцветаева Р.К., Победимская Е.А., Хомяков А.П. // Кристаллография. 1991. Т. 36, № 3. С. 591–595.
5. Hassan I., Grundy H.D. // Canad. Miner. 1991. Vol. 29, pt 2. P. 377–383.
6. Bresciani P.N., Calligaris M., Nardin G., Randaccio L. // Acta crystallogr. B. 1982. Vol. 38, pt 3. P. 893–895.
7. Wyart J., Michel-Levy M. // C.r. Acad. sci. D. 1949. Vol. 229, N 2. P. 131–137.
8. Barrer R.M., White E.A.D. // J. Chem. Soc. 1952. N 5. P. 1561–1571. То же на рус. яз.: Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 302 с. (см. с. 156–188).
9. Sand L.B., Roy R., Osborn E.F. // Econ. Geol. 1957. Vol. 52. P. 119.
10. Klaska R., Klaska K.-H., Jarchow O. // Ztschr. Kristallogr. 1979. Bd. 149, H. 1/2. S. 137.
11. Mundus C., Müller-Warmuh W., Buhl J.C. // Europ. J. Miner. 1996. Vol. 8, N 1. P. 231.
12. Лутвин Б.Н., Мельников О.К. // Кристаллография. 1969. Т. 14, № 1. С. 101–105.
13. Мельников О.К., Лобачев А.Н., Гречушников Б.Н. и др. // Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М.: Наука, 1977. С. 5–18.
14. Косова Т.Б., Демьянец Л.Н. // Там же. С. 19–42.

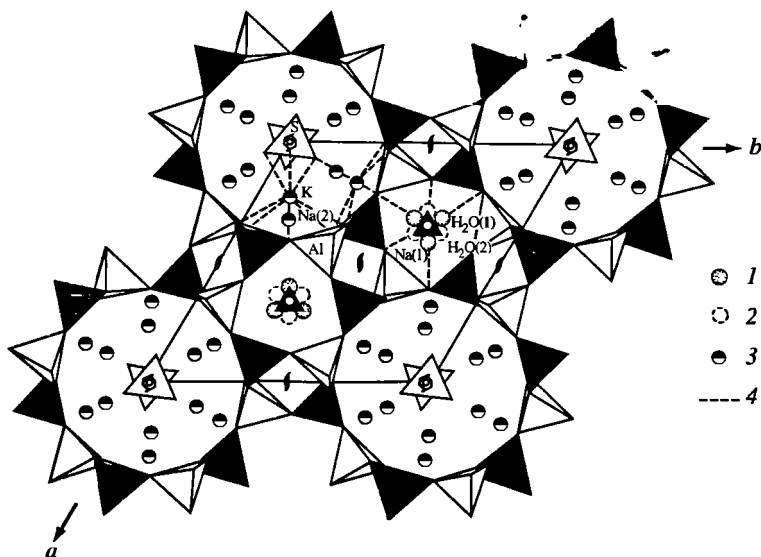
Вишневит Vishnevite
 $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4) \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$

Назван по месту находки в Вишневых горах на Южном Урале (Белянкин, 1931) [1].

Синон. Лосит – losite (Лакруа, 1911); сульфатный канкринит – sulphatic cancrinite [2]; гидронозеан – hydronosean [3]; сульфатный натриевый канкринит – sulphatic Na-cancrinite [4].

Разнов. Высококалийевый вишневит.

Характ. выдел. Неправильные зернистые выделения (до 1–2 см в поперечнике), редко кристаллы.



Фиг. 56. Структура К-вишневиты в проекции вдоль (001) (по Пущаровскому и др. [8])

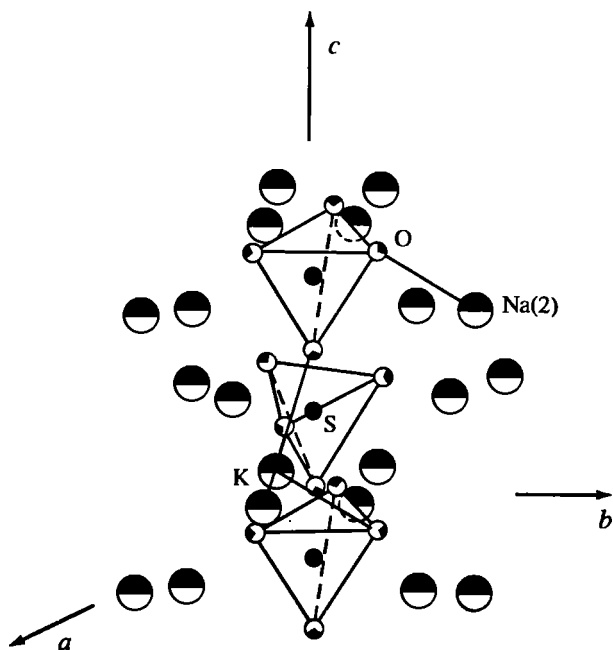
1 – более вероятные позиции молекул $\text{H}_2\text{O}(1)$, расположенные вокруг осей 3; 2 – позиции молекул $\text{H}_2\text{O}(2)$; 3 – позиции К и Na, площадь заливки соответствует их коэффициентам заполнения; 4 – связи щелочных катионов с атомами O-каркаса и (SO_4) -тетраэдров

Структ. и морф. крист. Гекс. с. $C_6^2 - P6_3$, $a_0 = 12,685$, $c_0 = 5,179$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,4083$; $V = 721,7$ Å³; $Z = 1$ [5]. Пределы колебаний параметров элементарной ячейки: $a_0 = 12,685 - 12,789$, $c_0 = 5,179 - 5,236$ Å. При нагревании до 1100° a_0 и c_0 уменьшаются [6].

Для высококалийевого вишневиты (К-вишневиты): $a_0 = 12,839$; $c_0 = 5,272$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,4106$ [7]; $Z = 1$ (при составе, отвечающем формуле $\text{K}_3\text{Na}_{4,56}[\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{24}] \times (\text{SO}_4)_{0,78} \cdot 1,98 \text{H}_2\text{O}$ [8]).

Структура (расшифрована на образце из Вишневых гор из Британского музея естественной истории) [5] имеет большое сходство со структурой канкринита. Алюмосиликатный каркас очень близок канкринитовому как по размеру, так и по относительному положению атомов, также характеризуется полным упорядочением Si и Al. Подчеркивается, однако, что в вишневите Al занимает позиции T(1) и Si – позиции T(2), тогда как в канкрините, наоборот, в позиции T(1) находится Si, в позиции T(2) – Al. В связи с этим предполагается возможность нарушения простой последовательности чередования слоев АВ АВ... слом С. В канкринитовых полостях находятся ионы Na^+ и молекулы H_2O . Главное отличие от канкринита – заселение больших каналов группами SO_4^{2-} . Расположение групп SO_4^{2-} очень сходно с положением групп CO_3^{2-} в канкрините и влияет на положение внутриканальных катионов, от которых, в свою очередь, зависит положение анионных групп. Большое среднее расстояние катион–О (2,614 Å против 2,550 Å в канкрините) связано с большим содержанием в вишневите К и меньшим содержанием Са.

Кристаллическая структура К-вишневиты (образец из Сынырского щелочного массива, Сев. Прибайкалье) [8] характеризуется канкринитовым каркасом из упорядоченно расположенных SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров (фиг. 56). В центрах каналов шестиугольного сечения на осях 3 размещаются атомы Na(1), вокруг



Фиг. 57. Фрагменты структуры К-вишневит в аксонометрии, характеризующей заполнение каналов 12-угольного сечения (по Пушаровскому и др. [8])

которых, аналогично структуре синтетического Ге-канкринита [9], расположены молекулы H_2O . Однако в отличие от Ге-канкринита статистически заполненные позиции молекул H_2O в К-вишневите расщепляются на две – $H_2O(1)$ и $H_2O(2)$, с близкими координатами, но с разной степенью заселения. В полостях каркаса локализованы SO_4 -тетраэдры, щелочные катионы и молекулы H_2O . На фиг. 57 показано заполнение каналов 12-угольного сечения на осях b_3 . Единая в структуре канкринита позиция $Na(2)$ в К-вишневите расщепляется на две с упорядоченным распределением К и Na.

Средние межатомные расстояния в структуре вишневит [5] (Å): Al–O = 1,732; Si–O = 1,615; Na–O = 2,654 и 2,404; Na(2)–O = 2,613 (в октаэдрах) и 2,614 (в тригональных дипирамидах); S–O = 1,381 и 1,408. Углы в тетраэдрах: O–Al–O = O–Si–O = 109,5; Al–O–Si = 143,4°.

Средние межатомные расстояния (Å) в высококалийевом вишневите [8]: в SiO_4 -тетраэдрах: Si–O = 1,61, O–O = 2,63; в AlO_4 -тетраэдрах: Al–O = 1,74, O–O = 2,84; Na(1)–O = 2,95 и 2,37, Na(1)– H_2O = 2,47; Na(2)–O = 2,52; K–O = 2,92; в S-тетраэдрах: S–O = 1,43, O–O = 2,33.

Возникновение сверхструктуры связывается с упорядочением SO_4 -групп [5] и наряду с этим – упорядочением катионов Na, K и Ca в позиции Na(2) в каналах [10].

Кристаллы призматические до таблитчатых.

Физ. св. Сп. по (1010) совершенная, по (0001) несовершенная. Изл. неровный. Хрупкий. Тв. ~5. Уд. в. 2,32–2,43 (вычисл. 2,37). Цв. голубой, ярко-голубой, светло-сиреневый, оранжевый, желтый, розовый, белый, иногда темно-серый, почти черный, а также бесцветный. Бл. стеклянный до перламутрового. Полупрозрачен. В осколках просвечивает.

Темная окраска вишневит из Ловозера (Кольский п-ов), исчезающая после прокаливания, связывается с органическим веществом [4].

ИК-спектр [6] близок таковому канкринита в области колебаний Si(Al)O_4 -тетраэдров; наблюдаются четкие полосы 429, 453, 493, 565, 626, 682, 720, 1000, 1040, 1158 см^{-1} . Полоса при 1110 см^{-1} отражает наличие SO_4^{2-} -групп, слабые полосы при 1440 и 1520 см^{-1} связаны с CO_3^{2-} -группами. Имеются также широкая полоса поглощения в области 3000–3800 см^{-1} и полоса деформационных колебаний H_2O при 1640 см^{-1} . Кроме того, наблюдаются следы полос, характерных для H_2O в канкрините, – 3543 и 3593 см^{-1} .

В результате исследования спектров комбинационного рассеяния света установлена частота всех КР-активных колебаний анионов SO_4 и CO_3^{2-} в структуре [11]. Предложено использовать линии КР полносимметричных колебаний SO_4^{2-} -групп для диагностики минералов ряда вишневит–канкринит. Проведено сравнительное изучение спектров ИК-отражения вишневита и канкринита. Голубая окраска имеет радиационное происхождение и связывается, по данным ЭПР, с дырочным центром SO_4^- или электронным центром SO_3^- [12, 13]. В оптическом спектре [14] наблюдается широкая полоса поглощения с максимумом ~600 нм, определяющая голубую или синюю окраску образцов и связанная прямой зависимостью с концентрацией центров SO_3^- . В спектре фотолюминесценции молекулярного иона S_2^- наблюдается максимум при 14860 см^{-1} (или 673 нм) [13].

Не люминесцирует [12].

Микр. Бесцветный. Погасание прямое. Удлинение относительно спайности (–). Одноосный (–). Иногда аномально двусный. $2V$ от -5 до -10° [15]. $n_o = 1,489-1,502$, $n_e = 1,488-1,495$ (см. хим. ан.); $n_o - n_e = 0,0007$ (почти изотропный) – 0,007.

Хим. Является крайним членом изоморфного ряда канкринит–вишневит, представляющего серию твердых растворов, образованных замещением добавочных анионов CO_3^{2-} на SO_4^{2-} в полостях алюмосиликатного каркаса решетки. Идеальная формула вишневитового конечного члена $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [2, 5, 16, 17].

Предлагалось подразделять минералы изоморфного ряда по величине отношения $\text{SO}_3/(\text{SO}_3 + \text{CO}_2)$ [18] на вишневит (>70%), сульфат-канкринит (10–70%) и канкринит (до 10%) или по содержанию канкринитового конечного члена (Deer et al., 1963) – на вишневит (0–20% канкринитовой составляющей), карбонатный вишневит (20–50%), сульфатный канкринит (50–80%) и канкринит (80–100%). Карбонатные вишневиты из Шотландии (хим. ан. 7) и Финляндии (хим. ан. 9) описаны авторами под названием “сульфатный канкринит”.

Детальное исследование канкринит-вишневитовых твердых растворов проведено Хассаном и Грунди [5]. Сравнительное изучение вишневита и канкринита см. в [6]. Для вишневита в отличие от канкринита характерно более низкое содержание Са и в большинстве случаев – высокое содержание К. Идеализированная формула высококалиевого вишневита $(\text{Na}, \text{K})_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4) \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$, где отношение $\text{Na} : \text{K} \sim 1,5$ [7].

Карбонат-вишневит и гидроксил-вишневит, описанные [4] из пегматитов Ловозерского щелочного массива, доизучены и утверждены КНМиНМ ММА как новые минералы группы канкринита – канкрисилит и гидроксиканкринит.

Общая формула вишневита $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_{6-8}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{Cl})_{2-4} \cdot n \text{H}_2\text{O}$.
Анализы (1 и 10 – микрозонд.):

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	20,08	16,51	23,15	14,14	15,65
K ₂ O	4,89	5,11	0,68	6,02	4,15
MgO	–	0,09	–	0,28	0,10
CaO	0,52	1,48	0,50	1,77	1,49
MnO	–	0,09	–	–	–
FeO	–	0,11	–	–	–
Fe ₂ O ₃	–	0,56	–	0,06	0,19
Al ₂ O ₃	29,64	29,06	29,40	28,67	28,79
SiO ₂	37,24	34,53	35,18	34,98	35,29
TiO ₂	–	0,10	–	He обн.	–
CO ₂	He опр.	0,26	0,50	0,62	1,01
SO ₃	6,97	5,02	6,04	6,05	5,76
S	–	0,30	0,21	–	–
F	–	–	–	–	–
Cl	–	0,09	0,38	–	–
H ₂ O ⁺	He опр.	5,35	4,50	5,51	7,62
H ₂ O ⁻	"	1,36	–	2,68	–
Сумма	99,35	100,02	100,54	100,78	100,05
–O = Cl ₂ , F ₂	–	0,02	0,18	–	–

Сумма		100,00	100,36		
Уд. в.	2,37	2,328	2,30	–	2,35
n_o	–	1,489	–	–	1,492
n_e	–	1,485	1,488	–	1,493
$n_o - n_e$	–	0,004	Изотр.	–	0,0007
a_0	12,685	–	–	–	–
c_0	5,179	–	–	–	–

1 – Вишневые горы (Южн. Урал), образец из Британского музея естественной истории, оригинал структурного исследования [5]; 2 – голубой из миаскитового пегматита. Вишневые горы [16]; 3 – темно-серый до черного из пойкилитовых сфен-эвдиалитовых сиенитов горы Аллуайв (Ловозерский массив, Кольский п-ов), анал. Быкова [19]; 4 – голубой из миаскитового пегматита, Ильменские горы (Южн. Урал), анал. Козакова [3]; 5 – голубой из миаскитового пегматита, Ильменские горы, анал. Морачевский [2].

	6	7	8	9	10
Na ₂ O	20,56	18,90	14,78	20,77	12,42
K ₂ O	1,29	1,29	9,00	0,96	12,82
MgO	0,31	–	He обн.	0,13	–
CaO	2,77	3,87	1,60	1,12	He обн.
MnO	0,03	–	He обн.	0,00	–
FeO	–	–	"	0,42	–
Fe ₂ O ₃	–	–	"	0,05	–
Al ₂ O ₃	28,84	30,81	29,18	29,78	27,30
SiO ₂	33,38	34,76	34,48	35,40	34,76
TiO ₂	He обн.	–	He обн.	0,00	–
CO ₂	1,10	1,90	2,03	2,16	He опр.
SO ₃	6,36	5,93	4,38	4,70	6,83
S	–	–	–	–	–
F	–	–	0,31	–	–
Cl	0,02	–	0,05	0,35	He обн.

	6	7	8	9	10
H ₂ O ⁺	5,25	2,30		4,17	5,87*
H ₂ O ⁻	0,22	0,20	5,60	0,00	
Сумма	100,27	100,28 ^{2*}	101,41	100,01	100,00
-O = Cl ₂ , F ₂			0,13	0,08	
Сумма			101,28	99,93	
Уд. в.	2,428	2,42	-	2,402	2,39
n _o	1,501	1,497	-	1,493	1,491
n _e	1,495	1,502	-	1,499	1,490
n _o -n _e	0,006	0,005	-	0,006	0,001
a ₀	12,51	-	12,789	-	12,839
c ₀	5,08	-	5,236	-	5,272

* По разности.

2* В том числе SrO – 0,32.

6 – из щелочных пород массива Урусай (Алайский хр., Средняя Азия), среднее из четырех анализов, анал. Турченко [15]; 7 – Лох-Боролан, Ассинт (Шотландия), анал. Стюарт [20]; 8 – из щелочных пород, Урал, анал. Сафро (содержание катионов определено на микрозонде), в оригинале сумма 100,46 [6]; 9 – из канкринитового ийолита, Иивара, Куусамо (Финляндия), анал. Лехиярви [21]; 10 – высококалийевый снежно-белый вишневит из сынныритов Сыннырского щелочного массива, среднее из двух анализов [7]; оригинал структурного исследования [8].

Количество ионов в пересчете на 12 атомов (Si + Al)

	1	2	5	6	8	9	10
Na	6,471	5,582	5,260	7,10	6,08	6,854	4,32
K	1,037	0,969	0,919	0,30	1,98	0,208	2,93
Mg	-	0,023	0,026	-	-	0,033	-
Ca	0,093	0,277	0,277	0,52	0,29	0,205	-
Mn	-	0,014	-	-	-	0,000	-
Fe ²⁺	-	0,016	-	-	-	0,059	-
Fe ³⁺	-	0,074	0,025	-	-	0,006	-
Al	5,806	5,976	5,886	6,05	5,99	5,976	5,77
Si	6,194	6,022	6,114	5,95	6,01	6,025	6,23
Ti	-	0,012	-	-	-	0,000	-
C	-	0,062	0,239	0,27	0,47	0,502	-
S	0,869	0,764	0,749	0,84	0,58	0,600	0,92
Cl	-	0,026	-	-	0,02	0,101	-
H ₂ O	-	3,112	4,408	3,12	3,30	2,368	~3
100 C/(C + S)	-	7,51	24,19	24,32	44,76	45,55	-

Повед. при нагр. Определены потеря воды, n_o и уд. в. вишневита из Вишневых гор (хим. ан. 2) при нагревании до 500° [16].

На ДТА уральского вишневита [6] термические эффекты отсутствуют. Определены содержание H₂O и CO₂ и характер их выделения в газообразных продуктах разложения вишневита, по данным титриметрического анализа: к 400° выделяются 80% всей массы H₂O, к 700° выделение H₂O завершается. В процессе нагревания наблюдалось уменьшение a₀ (до 700°) и c₀ (до 400°), приближающихся к таковым у канкринита и далее не изменяющихся до 1100°, т.е. пока сохраняется структура вишневита. Продукты разложения – нефелин, нозеан и незначительное количество геленита.

На термограмме образца из щелочных пород Алайского хребта [15] имеется ряд слабо выраженных эндотермических эффектов, наиболее отчетливых в области 650 (разложение вишневита) и 1400° (плавление). В интервале от 20 до 650–700° кривая имеет корытообразную форму, обусловленную постепенным выделением H₂O (до 200° – 1%, 200–400° – 1%, 400–700° – около 2%). При 650–700° образуется смесь нозеана (~60%), гаюина (5%), нефелина (5%), лейцита (10%), тридимита (5%) и обезвоженных квасцов (15%). Бледно-голубой вишневит обесцвечивается при 250°, голубой – при 500° [12].

Наход. Редкий. Известен в щелочных породах и пегматитах, главным образом как вторичный по нефелину (и содалиту). Первичный очень редок.

В Ловозерском массиве на горе Аллуайв [19] является порообразующим в одной из разновидностей пойкилитовых сфен-эвдиалитовых сиенитов. Слагает изометричные пойкилитовые вроски в микроклине (до 0,5 см), частично замещает нефелин и содалит. В пегматитах и гидротермалитах не встречается, близ контакта с ними часто обесцвечивается.

Развит в нефелиновых сиенитах щелочных массивов Алайского хр. (Урусай, Зардалек, Чекинда) в Средней Азии [15, 22] вместе с содалитом, гаюином, канкринитом и в пегматитах – с микроклином, содалитом, турмалином. Образуется в гидротермальных условиях за счет нефелина и содалита, иногда (массив Чекинда) отлагается в промежутках между зернами других минералов, ассоциируя с биотитом, флюоритом и канкринит-либнеритовыми псевдоморфозами по нефелину. На Урусаяе обнаружен также во флюоритовой жиле, залегающей среди мраморизованных известняков, в ассоциации с микроклином, кальцитом, доломитом.

В миаскитовых пегматитах Вишневых и Ильменских гор на Южн. Урале развит по нефелину в виде сплошных агрегатов и жилок голубого цвета, встречается значительно реже канкринита [1–3, 16–18, 23–25].

В Вишневых горах в Курочкином логе [17] в некоторых пегматитах известны вишневит (серый) и сульфатный канкринит (желтый). Они развиты по нефелину и обычно находятся в разных частях пегматита в различных парагенезисах: вишневит – в цеолитизированных участках, сульфатный канкринит – в альбитизированных.

Отмечался в канкринитовых пегматитах в Дахунурском массиве (Тува) [26].

Известен также в ийолитах и мельтейгитах щелочной провинции Йивара, Куусамо (Финляндия) [21, 27]. В Лох-Боролан, Ассинт (Шотландия) [20], наблюдался в пегматитах, приуроченных к бороланитам (нефелиновый сиенит с массивной структурой), в ассоциации с ортоклазом и меланитом.

Изм. Неустойчив. Замещается кальцитом и цеолитами. При интенсивном изменении разрушается с образованием кальцита, корунда, мусковита и гроссуляра, иногда нацело замещается псевдомезолитом [15].

Отл. Похож на нозеан, нефелин, содалит. От нозеана отличается по дебаеграмме, от нефелина – меньшим двупреломлением и лучшей спайностью. В отличие от карбонат-канкринита имеет обычно синюю окраску, большие размеры элементарной ячейки, низкие показатели преломления и очень низкое двупреломление (иногда изотропный). В шлифах сходен с анальцитом.

Разнов. *Высококалийевый вишневит* (К-вишневит) – superpotassian vishnevite (K-vishnevite) [7], отличается высоким содержанием К (хим. ан. 10). Описание кристаллической структуры [8] дано выше. Тв. 5–6. В шлифах наблюдаются [7] гнездообразные выделения розетковидных и радиально-лучистых агрегатов шестоватых зерен. Сп. совершенная, совпадает с удлинением зерен. Погасание прямое. Удлинение (–). Найден в щелочных массивах калиевого ряда. В Сыннырском массиве встречен [7] в сынныритах (ультракалийевых породах) в виде снежно-белых выделений размером до 1 мм и зерен не-

правильной формы (0,1–0,5 мм), включенных в агрегат кальсилита и калиевого полевого шпата [8].

В Мурунском массиве (Алдан) [28] ярко-голубой вишневит развит в дайковых лейцит-порфирах по псевдолейцитовым вкрапленникам. По данным частичного микронзондового анализа, $K > Na$.

Межплоскостные расстояния вишневита с Урала [6]

Со-излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	2,5	11,1	401	21	2,447	611	8	1,609
110	25	6,4	140	4ш	2,420	440	10	1,599
200	10	5,54	321	10	2,286	530	1	1,582
101	50	4,742	500	2ш	2,218	701	8	1,516
210	23	4,192	411	4	2,194	602	7	1,512
201	2	3,818	330	27	2,132	403	6	1,478
300	88	3,695	501	3	2,038	621	7	1,473
211	100	3,273	312	3	1,991	252	6	1,467
310	4	3,072	241	1	1,944	323	1	1,436
301	10	3,020	402	8	1,902	800	1	1,382
400	65	2,769	430	5	1,822	442	8	1,363
311	28	2,649	520	10	1,774	720	3ш	1,358
002	18	2,621	431	4	1,720	801	8	1,337
102	8ш	2,545	251	4	1,679	004	3	1,310

Межплоскостные расстояния К-вишневита из Сыннырского массива (Сев. Прибайкалье) [7]

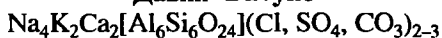
FeK_{α,β}-излучение. Автодифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	6	6,42	322	2	1,839	404	1	1,191
200	2	5,58	412	5	1,786	703; 533	1	1,179
011	9	4,79	103	3	1,732	324	1	1,171
210	4	4,24	521	1	1,685	414	1	1,158
300	8	3,72	213	4	1,622	651; 911	2	1,137
121	10	3,29	440	5	1,604	902; 424	1	1,118
220	1	3,22	620; 223	1	1,542	831; 514	1	1,104
400	7	2,79	531; 701	5	1,520	803; 0.10.1	2	1,090
131	7	2,68	403	3	1,487	723; 604	1	1,075
002	5	2,64	170	3	1,474	912	2	1,066
102	3	2,57	323	1	1,448	524	1	1,060
401	4	2,461	162	1	1,425	751	1	1,044
321	3	2,300	442	5	1,370	841; 930	6	1,030
411	2	2,210	801	6	1,343	444	3	1,018
302; 330	7	2,144	004	2	1,320	10.2.0	1	0,9986
510; 312	1	2,000	712; 550	2	1,285	11.0.1	1	0,9928
421	1	1,959	433; 811	2	1,265	405	2	0,9862
402	3	1,915	632	5	1,237	842	2	0,9760
151	1	1,869	224; 731	4	1,217	653; 913	1	0,9713

Литература

1. *Белянкин Д.С.* // Изв. Гл. геол. упр. 1931. Т. 50, вып. 47. С. 747–752.
2. *Заварицкий А.Н.* // Зап. Минерал. о-ва. 1929. Ч. 58, вып. 2. С. 201–207.
3. *Козакова А.А.* // Тр. Ильмен. гос. заповедника. 1936. Вып. 5. С. 1–38.
4. *Семенов Е.И., Хомяков А.П., Черепицкая Г.Е., Угрюмова Н.Г.* // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 2. С. 50–55.
5. *Hassan I., Grundy D.* // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 2. P. 333–340.
6. *Соседко Т.А., Касатов Э.А., Фурмакова Л.Н., Липатова Э.А.* // Зап. ВМО. 1989. Ч. 118, вып. 5. С. 78–84.
7. *Данциг С.Я., Пивоваров В.А., Полежаева Л.И.* и др. // Там же. 1989. Ч. 118, вып. 3. С. 72–75.
8. *Пуцаровский Д.Ю., Ямнова Н.А., Хомяков А.П.* // Кристаллография. 1989. Т. 34, № 1. С. 67–70.
9. *Белоконева Е.Л., Уварова Т.Г., Демьянец Л.Н.* // Там же. 1986. Т. 31, № 5. С. 874–878.
10. *Hassan I., Buseck P.R.* // Canad. Miner. 1992. Vol. 30, pt 1. P. 49–60.
11. *Решетняк Н.Б., Соседко Т.А., Третьякова Л.И.* // Минерал. журн. 1988. Т. 10, № 1. С. 69–73.
12. *Новожилов А.И., Самойлович М.И., Миккульская Е.К., Парусникова Л.И.* // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95, вып. 6. С. 736–738.
13. *Таращан А.Н.* Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 295 с.
14. *Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 263 с.
15. *Ильинский Г.А., Турченко С.И.* // Зап. ВМО. 1965. Ч. 94, вып. 4. С. 468–471.
16. *Белянкин Д.С.* // Докл. АН СССР. 1944. Т. 42, № 7. С. 318–320.
17. *Бонштедт-Куплетская Э.М.* Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 174 с.
18. *Бонштедт-Куплетская Э.М., Арест-Якубович Р.Е.* // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56, № 5. С. 507–510.
19. *Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 305 с.
20. *Stewart F.H.* // Miner. Mag. 1941. Vol. 26, N 172. P. 1–8.
21. *Lehijärvi M.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1955. Vol. 28, N 168. P. 53–56.
22. *Ильинский Г.А.* Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. М.: Изд-во МГУ, 1970. 164 с.
23. *Заварицкий А.Н.* Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М.: Гл. упр. по заповедникам, 1939. 317 с. (см. с. 78).
24. *Афанасьев М.С.* // Минералы Ильменского заповедника. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 183–185.
25. *Белянкин Д.С.* // Тр. Петрогр. ин-та. 1933. Вып. 4. С. 65–71.
26. *Семенов Е.И.* Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967. 304 с.
27. *Lehijärvi M.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1956. Vol. 29, N 172. P. 9–12.
28. *Конов А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А.* Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: СО РАН, 1996. 222 с.

Давин Davyne



Назван по имени Хамфри Дэви (1778–1892), великого английского химика, который выделил и назвал ряд химических элементов (Т. Монтичелли, Н. Ковелли, 1825).

Синон. Дэвин.

Разнов. Натродавин.

Характ. выдел. Кристаллы. Зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6h}^2 - P6_3/m, C_6^6 - P6_3$.

a_0	c_0	$a_0 : c_0$	Пр.гр.	N хим. ан.	Местонахождение	Ссылка
12,80	5,35	1 : 0,418	–	–	Везувий (Италия)	[1]
12,793	5,367	1 : 0,419	$P6_3$	–	Там же	[2]
12,854	5,357	1 : 0,417	$P6_3$	1	"	[2]
12,705	5,368	1 : 0,422	$P6_3m$	5	Монте-Сомма, Везувий	[3]
12,736	5,336	1 : 0,419	$P6_3$	6	О-в Забаргад	[4]

$Z = 1$; $V = 766,53 \text{ \AA}^3$ (для образца хим. ан. 1) [2].

Пределы колебаний параметров ячейки: $a_0 = 12,671\text{--}12,854$, $c_0 = 5,321\text{--}5,374 \text{ \AA}$. На фиг. 58 показано соотношение параметра a_0 давина, микросоммита и квадридавина [4a].

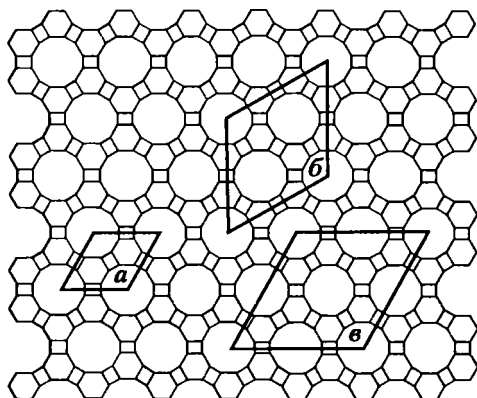
Установлено [5] линейное увеличение a_0 при нагревании до 973 К давина с Везувия и из Забаргада, при температуре $\sim 473 \text{ К}$ – увеличение c_0 в даvine из Забаргада.

Структура расшифрована одновременно Бонаккорси с соавт. [3], имевшими большое число кристаллов из района Монте-Сомма, Везувий (R -фактор 0,049, хим. ан. 5), и Хассаном и Грунди [2], изучившими структуру двух образцов с Везувия (R -фактор 0,048 и 0,118, хим. ан. 1) из Британского музея естественной истории.

Каркас структуры из SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров топологически сходен с каркасом канкринита (и вишневиты) с простой последовательностью упаковки АВ АВ... и полной упорядоченностью Si и Al в тетраэдрических позициях. Однако средние T–O-расстояния в одном из образцов [2] указывали на неупорядоченное распределение Si и Al в каркасе структуры, соответствующее 0,63 Al + 0,37 Si в позиции T(1) и 0,60 Si + 0,40 Al в позиции T(2). Предположение о связи неупорядоченности Si и Al в этом образце с ошибками упаковки не подтвердилось электронно-микроскопическим исследованием при высоком разрешении. 6-членные кольца тетраэдров имеют близкую к гексагональной форму (в отличие от дитригональной в канкрините и вишневите) и горизонтальную плоскость симметрии. Отличается от канкринита и вишневиты также заполнением канкринитовых полостей, в которых вдоль оси третьего порядка установлены цепочки ...Ca–Cl–Ca–Cl...: Ca локализован в центре 6-членных колец, Cl – в центре канкринитовых пустот. По данным [2], канкринитовые пустоты заняты $[\text{Ca} \cdot \text{Cl}]^+$ -кластерами в отличие от $[\text{Na} \cdot \text{H}_2\text{O}]^+$ -кластеров, установленных в структурах других членов канкринитовой группы.

К большим каналам вдоль шестерной оси приурочены катионы Na^+ , K^+ , группы SO_4^{2-} и анионы Cl. Причем щелочные катионы, прочно связанные

с атомами O(3) каркаса, завершают свою координацию с атомами O сульфатных групп или с атомами Cl. Группы SO_4^{2-} и Cl, расположенные в центральной части каналов, замещают друг друга по схеме $(\text{SO}_4)^{2-} \leftrightarrow 2\text{Cl}^-$



Фиг. 58. Соотношение параметра a_0 давина (а), микросоммита (б) и квадридавина (в), показанное на схеме каркаса структуры в проекции на (001) (по Бонаккорси и др. [4a])

По данным Хассана и Грунди [2], единая в канкрините позиция Na(2) в давине расщепляется на две – Na и K. Позиция Na, близкая к стенке канала, занята преимущественно атомами Na и, возможно, небольшим количеством Ca, в то время как позиция K, близкая к оси b_3 , заселена атомами K. В одном из исследованных образцов не найдены анионы в каналах и возможно присутствие в них групп (OH) на оси b_3 . В другом образце в каналах находятся группы SO_4 .

Структура бескалиевого давина с о-ва Забаргад (Сент-Джонс) в Красном море (Египет) отличается отсутствием горизонтальной плоскости симметрии в 6-членных кольцах SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров и заселением больших каналов. Особенности структуры этого давина в сравнении с давином типичного месторождения (Везувий) детально рассмотрены в [4].

Состав внекаркасных катионов и анионов, заселяющих каналы и полости каркаса $[Si_6Al_6O_2]$ в структуре давина из разных месторождений, квадридавина и микросоммита [6–8]:

	Каналы	Полости
Давин (Везувий)	$\{Na_4K_2(SO_4)_{0,5}Cl\}$	$[Ca_2Cl_2]$
Микросоммит (Везувий)	$\{Na_4K_2(SO_4)\}$	$[Ca_2Cl_2]$
Квадридавин (Везувий)	$\{Na_4K_2Cl_2\}$	$[Ca_2Cl_2]$
Давин (Забаргад)	$\{Na_{5,5}Ca_{0,5}(SO_4)Cl_{0,5}\}$	$[Ca_2Cl_2]$
Давин (Брациано)	$\{Na_5K(SO_4)\}$	$[Ca_2Cl_2]$

В результате экспериментов по ионному обмену между катионами Na и K в бескалиевом давине из Забаргада установлено образование микросоммитовой фазы; определена энергия активации процесса диффузии катионов Na и K в больших каналах структуры [6].

Средние межатомные расстояния (Å) [3]: Si–O = 1,604; Al–O = 1,728; Ca–O = 2,581; Ca–Cl = 2,704; Na–O = 2,600; Na–Cl = 3,022; K–O = 2,818; K–Cl = 2,986; S–O = 1,395. В работе [2] приведены средние межатомные расстояния (Å) для двух исследованных образцов, поскольку в одном из них (первом) установлена неупорядоченность атомов Si и Al:

	1 обр.*	2 обр.*		1 обр.	2 обр.
SiO_4 -тетраэдр			Na–O	2,61	2,506
Si–O (Å)	1,66	1,609	K–O	2,91	2,861
O–O	2,71	2,626	Ca–O	2,58	2,598
O–Si–O (°)	109,4	109,5	Ca–Cl	2,68	2,683
AlO_4 -тетраэдр			S–O		1,331
Al–O	1,69	1,737			
O–O	2,74	2,832			
O–Al–O	109,5	109,4			

* Даны средние значения.

Кристаллохимии минералов группы канкринита, содержащих Cl и SO_4 , посвящено исследование Баллирано с соавт. [9].

$a : c = 0,4208$ (Замбонини, 1910) [10]. Наблюдавшиеся формы (φ и ρ вычислены Э.М. Бонштедт-Куплетской, 1952):

	Φ	ρ		Φ	ρ
$c(0001)$	—	$0^{\circ}00'$	$p(20\bar{2}1)$	$60^{\circ}00'$	$44^{\circ}11'$
$m(10\bar{1}0)$	$60^{\circ}00'$	90 00	$z(40\bar{4}1)$	60 00	62 46
$a(11\bar{2}0)$	30 00	90 00	$V(60\bar{6}1)$	60 00	71 04
$n(21\bar{3}0)$	40 53	90 00	$x(80\bar{8}1)$	60 00	75 34
$d(31\bar{4}0)$	46 06	90 00	$\gamma(12.0.\bar{1}2.1)$	60 00	80 16
$g(40\bar{4}5)$	60 00	21 15	$s(22\bar{4}4)$	30 00	22 41
$q(10\bar{1}1)$	60 00	25 46	$e(11\bar{2}1)$	30 00	39 54
$t(40\bar{4}3)$	60 00	32 56			

Наиболее обычны: $m(10\bar{1}0)$, $c(0001)$, $q(10\bar{1}1)$ $a(11\bar{2}0)$, часто встречаются $z(40\bar{4}1)$, $p(20\bar{2}1)$ и $t(40\bar{4}3)$.

$$c(0001):q(10\bar{1}1) = 25^{\circ}46'$$

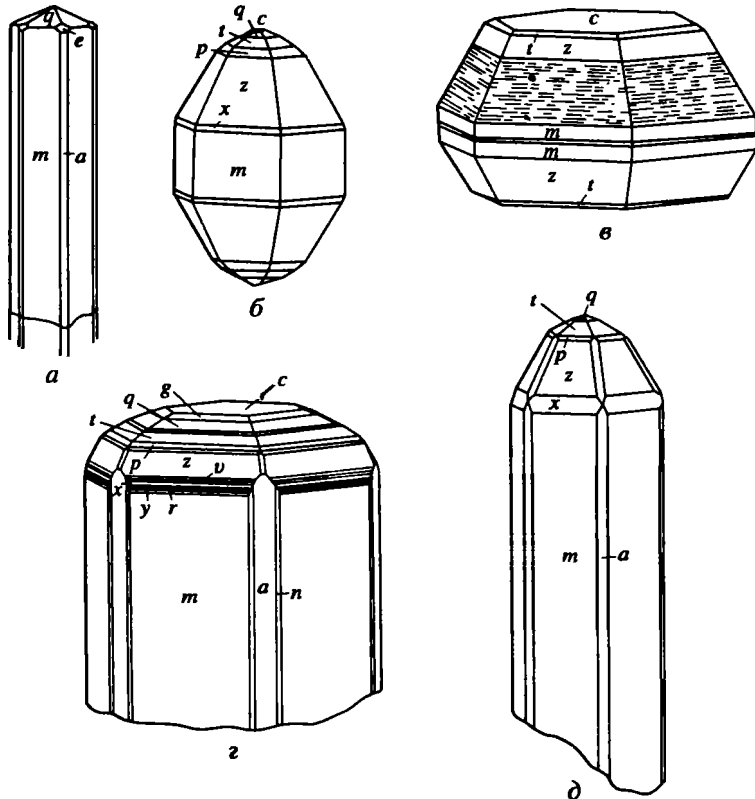
$$q(10\bar{1}1):(1101) = 25\ 07$$

$$p(20\bar{2}1):(2201) = 40^{\circ}39'$$

$$q(10\bar{1}1):a(11\bar{2}1) = 55\ 12$$

Кристаллы длиннопризматические (фиг. 59, а), иногда боченковидные (см. фиг. 59, б), редко уплощенные по (0001) с хорошо развитым базопинакоидом (см. фиг. 59, в).

Физ. св. Сп. по $(10\bar{1}0)$ и (0001) совершенная. Изл. раковистый до неровного. Хрупкий. Тв. 5,5–6. Уд. в. 2,429–2,53 (вычисл. 2,50). Бесцветный, белый, вино-желтый, сероватый, иногда голубой. Бл. стеклянный до перламутрового (на плоскостях спайности), реже шелковистый. Прозрачный. Черта белая.



Фиг. 59. Кристаллы давина (а–в) и натродавина (z, д), Везувий (по Замбонини [10])

ИК-спектр [9] в области колебаний (Si, Al)–O-каркаса (400–1100 см⁻¹) сходен с ИК-спектрами афганита и лиотгита; наблюдаются четкие полосы при 430, 550, 610, 670 и около 1000 см⁻¹. Полосы при 1500 и 1130–1150 см⁻¹ отражают валентные колебания соответственно CO₃- и SO₄-групп. См. также [11].

Микр. Бесцветный. Одноосный (+), реже (-), иногда почти изотропный. $n_c = 1,519$ – $1,528$, $n_o = 1,518$ – $1,519$.

Хим. Состав непостоянный. Идеальная формула Na₄K₂Ca₂[Al₆Si₆O₂₄](SO₄)Cl₂ [3]. Выделены разновидности, содержащие CO₂ – карбодавин (carbodavine) и не содержащие CO₂ – акарбодавин (acarbodavine) (Цезаро, 1911).

Анализы (в порядке возрастания Na):

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	8,34	9,07	10,14	11,30	12,1	14,78	15,35
K ₂ O	5,09	6,07	6,79	7,14	6,3	0,30	0,33
CaO	12,48	13,82	12,60	10,59	10,8	12,28	12,70
Al ₂ O ₃	27,62	27,80	29,22	28,37	27,6	27,03	27,22
SiO ₂	33,89	31,40	32,21	32,21	31,8	32,12	31,40
CO ₂	Не опр.	–	–	1,55	Не опр.	–	–
SO ₃	0,81	8,78	4,43	3,86	4,4	7,13	7,37
Cl	6,34	5,19	6,71	7,09	9,2	7,57	7,27
Сумма	94,57	102,13	102,10	102,11	102,2	101,21	101,64
–O = Cl ₂	1,43	1,17	1,51	1,60	2,1	1,71	1,64
Сумма	93,14	100,96	100,59	100,51	100,1	99,50	100,0

Коэффициенты формулы при Si + Al = 12

	1	2	3	4	5	6	7
Na	2,92	3,29	3,54	4,00	4,36	5,37	5,63
K	1,17	1,45	1,56	1,66	1,49	0,07	0,08
Ca	2,41	2,77	2,43	2,07	2,15	2,47	2,57
Al	5,88	6,13	6,20	6,11	6,07	5,98	6,06
Si	6,12	5,87	5,80	5,89	5,93	6,02	5,94
C	–	–	–	0,39	–	–	–
S	0,11	1,23	0,60	0,53	0,61	1,00	1,05
Cl	1,94	1,64	2,05	2,20	2,93	2,41	2,43

1–5 – из вулканических пород Везувия (Италия): 1 – оригинал структурного исследования, микронзонд. [2], 2 – [10], 3 – Скаччи (1876) по: [10], ср. из 2 ан., 4 – Рауфф (1878), по: [10], ср. из 2 (Si, Al, Ca) и 3 ан., 5 – Монте-Сомма, оригинал структурного исследования, рентгеновский энергодисперсионный анализ [3]; 6, 7 – бескалиевый давин (K-free davine) из жил в метабазах, о-в Забаргад (Сент-Джонс), Красное море (Египет) [4]: 6 – микронзонд., ср. из 7 ан.; 7 – энергодисперсионный анализ, ср. из 3 ан.

См. также микронзондовые анализы музейных образцов в [9].

Диагн. исп. П. п. тр. сплавляется с трудом в пузыристое стекло. В HCl разлагается с выделением студня SiO₂, иногда при растворении выделяет H₂S. При кипячении в H₂O в течение 24 ч Cl не выщелачивается.

Повед. при нагр. Эксперименты по ионному обмену между катионами Na и K, проведенные на бескалиевом давине с о-ва Забаргад, показали, что при 320° наиболее устойчив давин с отношением Na/K ~ 1 [6].

Находж. Очень редкий. Известен в вулканических выбросах и богатых лейцитом лавах на Монте-Сомме, Везувий (Италия) [10, 12] с гранатом, везувианом, санидином, также с содалитом, лейцитом, авгитом, скаполитом, кальцитом и др., редко с нефелином; частично образуется в результате изменения лейцита.

Встречен в выбросах нефелиновых сиенитов в районе Лаахерского оз., где является вторичным по канкриниту [13].

На о-ве Забаргад (Сент-Джонс) в Красном море (Египет) [14, 15] в трещинах в metabazальтах развит бескалийевый давин [4]. Образует агрегаты частично измененных крупных кристаллов – гексагональных призм (до 14 см в длину и 2 см в поперечнике). Первоначально описан как давиноподобный минерал [14], после дополнительного изучения отнесен к бескалийевому микросоммиту (K-free microsommite) [15].

Искусств. Изучена устойчивость синтезированного давина состава $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{K}_2\text{CO}_3$ [16], диссоциирующего на нефелин и K_2CO_3 при T между 450 и 500° и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ от 1034 до 2069 бар (от 15000 до 30000 p.s.i.), а также при T между 425 и 450° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 690$ бар (10000 p.s.i.).

Отл. Кристаллики давина отличаются от кварца и нефелина наличием совершенной спайности по призме, от нефелина и сульфатного канкринита – положительным оптическим знаком.

Разнов. Натродавин – natrodavine (Замбонини, 1910) [10].

Синон. Акалидавин (akalydavine) Цезаро, бескалийевый давин (kaliumfreier davyn) Дёльтера.

Отличается от давина отсутствием калия и значительным содержанием CO_2 . Анализ [10]: $\text{Na}_2\text{O} - 15,66$; $\text{CaO} - 13,81$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 28,04$; $\text{SiO}_2 - 31,01$; $\text{CO}_2 - 5,61$; $\text{SO}_3 - 2,14$; $\text{Cl} - 4,81$; сумма – 101,08; $-\text{O} = \text{Cl}_2 = 1,08$; сумма – 100,00 (SO_3 вычислено по разности).

Кроме форм, наблюдавшихся на кристаллах давина, встречаются $S(11\bar{2}2)$, $u(20\bar{2}7)$, $f(20\bar{2}3)$, $v(30\bar{3}2)$, $i(50\bar{5}3)$, $l(40\bar{4}1)$, $r(50\bar{5}1)$.

Кристаллы двух типов: столбчатые по оси c , с развитым пинакоидом (0001) (см. фиг. 59, з) и сильно вытянутые по оси c при отсутствии или незначительном развитии пинакоида (0001) (см. фиг. 59, д); часто неправильно развитые кристаллы, напоминающие по облику кристаллы кварца. На гранях (10 $\bar{1}0$) горизонтальная штриховка. Иногда наблюдается неравномерное развитие пинакоида (0001) на обоих концах кристаллов. Сп. по (10 $\bar{1}0$) совершенная. Тв. 6. Уд. в. 2,50. Бесцветный. Прозрачный. Бл. стеклянный, на (10 $\bar{1}0$) перламутровый. В кристаллах синтетического натродавина (синие после облучения рентгеновскими лучами) методом ЭПР установлены дырочные центры радиационной окраски – CO_3^{2-} [17] и S_2O_3^- [18]. Оптически одноосный (+). $n_c = 1,5264$; $n_o = 1,5218$; $n_c - n_o = 0,0048$.

Найден в выбросах Монте-Соммы с везувианом, а также в друзах в известняке с гранатом, слюдой, санидином, пироксеном [10].

Исследовалось [19] поле устойчивости натродавина состава $3\text{NaAlSiO}_4 \times \text{Na}_2\text{CO}_3$ ($a_0 = 12,69$, $c_0 = 5,18$ Å) в присутствии избытка H_2O . При температуре выше 600° натродавин трансформируется в нозеан.

Предположительно к натродавину отнесен минерал ($n_c = 1,530$, $n_o = 1,525$; $n_c - n_o = 0,005$), наблюдавшийся на Слюдянке в тесном парагенезисе с лазуритом в виде мелких пластинчатых зерен, пронизывающих лазурит, и каевок вокруг выделений лазурита [20].

Межплоскостные расстояния давина (Везувий, Италия) [21]

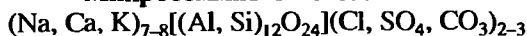
$\text{CuK}\alpha$ -излучение. Дифрактометр

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
100	10	11,04	002	60	2,670	312	40	2,010
110	20	6,37	131	50	2,652	510	10	1,980

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
101	100	4,80	112	10	2,454	402	50	1,914
120	20	4,17	401	50	2,447	511	20	1,852
300	100	3,671	140	20	2,404	600; 232	10	1,831
121	100	3,283	500	10	2,200	340	10	1,809
130	20	3,055	302	10	2,160	142	50	1,784
301	30	3,027	330	60	2,121			
400	50	2,756	222	40	2,045			

Литература

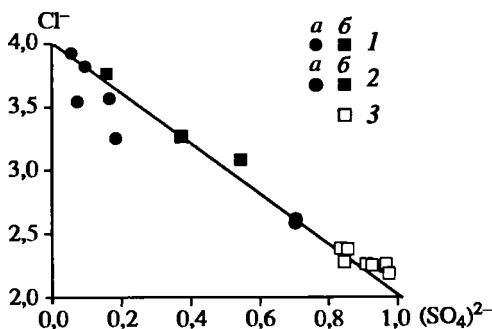
1. Gossnei B., Mussgnug F. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 73, H. 1. S. 52–60.
2. Hassan I., Giundy H. // Canad. Miner. 1990. Vol. 28, pt 2. P. 341–349.
3. Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1990. H. 3. S. 97–112.
4. Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M. // Acta volcanol. 1992. Vol. 2. Marielli volume. P. 55–63.
- 4a. Bonaccorsi E., Merlino S., Orlandi P. et al. // Europ. J. Miner. 1994. Vol. 6, N 4. P. 481–487.
5. Bonaccorsi E., Comodi P., Merlino S. // Phys. and Chem. Miner. 1995. Vol. 22, N 6. P. 367–374.
6. Bonaccorsi E. // Plinius. 1993. N 9. P. 16–22.
7. Bonaccorsi E., Comodi P., Merlino S. // Ibid. 1993. N 10. P. 73–75.
8. Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M. // Ibid. 1993. N 10. P. 76–77.
9. Ballirano P., Maras A., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.
10. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1910. 368 p. (см. с. 188); 2 ed., 1935. 463 p. (см. с. 301).
11. Milkey R.G. // Amer. Miner. 1969. Vol. 45, N 9/10. P. 990–1007.
12. Zambonini F. // Atti Rend. Accad. Sci. fis. mat. Napoli. 1906. Vol. 13. P. 1–40.
13. Brauns R., Uhlig J. // Neues J. Miner. Beil.-Bd. 1913. Bd. 35. S. 119–220 (см. с. 190); S. 723–752 (см. с. 739).
14. Spencer L.J. // Geol. Surv. Egypt. 1923. App. II. P. 27–36.
15. Takla M.A., Griffin W.L. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1980. H. 8. S. 345–352.
16. Edgar A.D. // Canad. Miner. 1964. Vol. 8, pt 1. P. 53–67.
17. Новожилов А.И., Самойлович М.И., Микульская Е.К., Парусников Л.И. // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95, вып. 6. С. 736–738.
18. Новожилов А.И., Белименко Ф.А., Хаджи В.Е. и др. // Синтез минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1981. С. 37.
19. Edgar A.D., Burley B.J. // Canad. Miner. 1963. Vol. 7, pt 4. P. 631–642.
20. Смирнов С.С. // Материалы по общ. и прикл. геологии. 1928. Вып. 83. С. 64.
21. Bariand P., Ceshron F., Geraud R. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1968. Vol. 91, N 1. P. 34–42.

Микросоммит *Microsommit*

Назван по мелким размерам кристаллов – “микро” (от греч. *μικρος*) и сходству с нефелином, первоначально называвшимся “соммитом” (Монтичелли, Ковелли, 1825) [1]; некоторые авторы (Clark, 1993 и др.) трактуют термин “соммит” как место находки минерала на Монте-Сомме, Везувий.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и их сростки.

Структ. и морф. крист. Гекс. с. $D_6^h - P6_322$. $a_0 = 22,08$, $c_0 = 5,33$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,2414$; $V = 2250$ Å³; $Z = 3$ [1]. По другим данным [2], пр. гр. $C_6^h - P6_3$, $a_0 = 22,160$, $c_0 = 5,346$ Å. Пределы колебаний параметров элементарной ячейки: $a_0 = 22,08$ – $22,156$, $c_0 = 5,237$ – $5,337$ Å.



Фиг. 60. Диаграмма содержаний Cl и SO_4 (количество атомов на форм. ед.) в ряду квадридавин (1, а, б)–давин (2, а, б)–микросоммит (3) (по Бонаккорси и др. [1])
а – микронзондовый анализ; б – энергодисперсионный анализ

до 433 К более резко, в интервале 433–993 К – значительно слабее.

Структура характеризуется АВ-последовательностью чередования шестерных колец AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров; каналы вдоль шестерной и тройной осей заселены ионами К, Na, Ca, полости – Na и Ca [4].

Канкринитовые полости образуют каналы вдоль оси с и содержат Ca–Cl–Ca–Cl-цепочки; катионы Ca находятся в гексагональной бипирамидальной координации (см. фиг. 62) [2].

Средние межатомные расстояния [3] (Å): Si–O = 1,609; Al–O = 1,737; Ca–O = 2,593; Ca–Cl = 2,691.

Изучен переход порядок–беспорядок в микросоммите с повышением температуры; предложена модель такого перехода, предполагающая полную упорядоченность катионов Na и К в каналах [5]. О структуре синтетического сульфат-гидроканкринита микросоммитового типа см. в [6].

Кристаллы гексагонально-призматические, штриховка параллельна удлинению.

Формы (по Дана): $c(0001)$, $m(10\bar{1}0)$, $a(11\bar{2}0)$, $n(21\bar{3}0)$, $p(10\bar{1}1)$.

Физ. св. Сп. совершенная по $(10\bar{1}0)$, неясная по (0001) . Тв. 6. Уд. в. 2,42–2,53 (вычисл. 2,48). Бесцветный. Бл. стеклянный, на $(10\bar{1}0)$ шелковистый до бриллиантового.

Микр. Одноосный (+). $n_e = 1,529$, $n_o = 1,521$; $n_e - n_o = 0,008$.

Хим. В ряду микросоммит–давин–квадридавин наиболее близок бесхлорному конечному члену (фиг. 60).

Анализы (в порядке уменьшения содержания Cl):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	8,7	9,89	8,46	9,75	12,45	11,80	10,14	11,01
K_2O	11,5	6,38	8,97	8,36	4,27	7,28	6,79	7,11
CaO	11,2	11,19	10,77	10,84	14,72	10,15	12,60	10,36
Al_2O_3	29,0	29,07	31,57	30,37	32,07	27,52	29,22	28,98
SiO_2	33,0	32,12	30,74	31,40	31,70	32,60	32,21	32,23
CO_2	–	–	–	–	–	–	–	1,26
SO_3	1,7	6,04	5,17	4,57	–	7,20	4,43	4,11
Cl	9,1	8,17	7,65	7,64	6,99	6,79	6,71	6,25
Сумма	104,2	102,86	103,33	102,93	102,20	103,34	102,10	101,31
$-\text{O} = \text{Cl}_2$	2,05	1,84	1,73	1,72	1,58	1,57	1,51	1,56
Сумма	102,15	101,02	101,60	101,21	100,62	101,77	100,59	99,75
Уд. в.	–	–	–	–	–	–	2,42–2,53	2,44

Количество ионов в пересчете на 12 атомов (Si + Al):

Na	3,012	3,465	2,896	3,375	4,166	4,25	3,538	3,858
K	2,621	1,471	2,021	1,905	0,940	1,74	1,560	1,640
Ca	2,144	2,167	2,038	2,074	2,722	2,05	2,430	2,006
Al	6,107	6,194	6,572	6,393	6,527	5,97	6,202	6,174
Si	5,893	5,806	5,428	5,607	5,473	6,03	5,799	5,824
C	—	—	—	—	—	—	—	0,310
S	0,228	0,819	0,685	0,612	—	0,98	0,598	0,557
Cl	2,754	2,503	2,289	2,312	2,045	2,19	2,047	1,913

1–8 – Монте-Сомма, Везувий (Италия): 1 – Рат (1873), по [7], 2–5 – Скаччи (1875), по [7], 6 – микросонд. [3], 7 – Скаччи (1876), по: Дир и др. (1966), 8 – Рауфф (1878), по: (Дир и др., 1966).

Находж. Редкий. Найден на Монте-Сомме, Везувий (Италия), в изверженных вулканических массах и в лейцититах в ассоциации с нефелином.

Описанный как микросоммит минерал из Питильяно (Южн. Тоскана, Италия) [8], по данным детального исследования, является питильяноитом [2, 9]. Предположительно к микросоммиту отнесен (Sana, 1892) плохо изученный алюмосиликат с Монте-Соммы – каволинит (cavolinite) (Monticelli, Covelli, 1825).

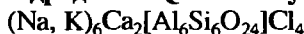
Межплоскостные расстояния микросоммита с Монте-Соммы, Везувий (Италия) [1]

CuK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	1	11,08	331	4	3,033	332	3	2,161
300	3	6,39	151	1	2,893	900	8	2,128
101	1	5,15	440	8	2,765	602	6	2,047
111	10	4,81	002	9	2,670	252; 190; 650	4	2,005
140	4	4,18	251	9	2,660	281; 380	1	1,942
330	10	3,690	112	6	2,596	442	6	1,920
401	1	3,562	302; 441	8	2,455	471	4	1,860
141	10	3,294	360	4	2,414	660; 172	3	1,836
600	1	3,194	171	1	2,294	1.10.0	1	1,815
250	4	3,068	550	1	2,213	362	8	1,786

Литература

1. Bariand P., Cesbron F., Giraud R. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1968. Vol. 91, N 1. P. 34–42.
2. Merlino S., Mellini M., Bonaccorsi E. et al. // Amer. Miner. 1991. Vol. 76, N 11/12. P. 2003–2008.
3. Bonaccorsi E., Comodi P., Merlino S. // Phys. and Chem. Miner. 1995. Vol. 22. P. 367–374.
4. Merlino S. // Feldspars and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 457).
5. Bonaccorsi E. // Plinius. 1993. N 9. P. 16–22.
6. Klaska R., Jarchow O. // Naturwissenschaften. 1977. Bd. 64, H. 2. S. 93.
7. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. 2 ed. Napoli, 1935. 463 p. (см. с. 301).
8. Leoni L., Mellini M., Merlino S., Orlandi P. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, fasc. 2. P. 713–719.
9. Merlino S., Mellini M., Bonaccorsi E. et al. // Plinius. 1991. N 4. P. 136.

Квадридавин *Quadridavyne*

Назван по четырехкратно большему объему элементарной ячейки по сравнению со сходным давином (Бонаккорси, 1994) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 мм длиной и до 0,5 мм в диаметре).

Структ. и морф. крист. [1]. Гексаг. с. $C_{6h}^2 - P6_3/m$. $a_0 = 25,771$, $c_0 = 5,371$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,208$; $Z = 4$.

Структура топологически идентична структуре давина. Главное отличие ее – в упорядочении щелочных катионов (Na^+ и K^+) и Cl в каналах, протягивающихся вдоль (001), приводящем к удвоению параметра a_0 . В результате предварительного анализа предложена схема размещения в каналах Cl и щелочных катионов.

Кристаллы длиннопризматические, вытянутые по (001), имеют гексагональные очертания. Преобладающие формы (0001) и (10 $\bar{1}$ 0). Часто наблюдаются двойники по (1100).

Физ. св. Сп. совершенная по (001), ясная по (110). Хрупкий. Тв. ~ 5. Уд. в. 2,33 (вычисл. 2,35). Бесцветный. Не флюоресцирует.

ИК-спектр близок таковому давина, характеризуется полосами 1120, 1000 (сильная), триплетом четких полос 670–600–550 и сильной полосой 420 cm^{-1} [2].

Микр. Одноосный (+). $n_e = 1,532$, $n_o = 1,529$; $n_e - n_o = 0,003$.

Хим. Богатый Cl, почти бессульфатный член группы, в отличие от давина, содержащего Cl и $(\text{SO}_4)^{2-}$, и микросоммита, наиболее близкого бесхлорному члену в ряду квадридавин–давин–микросоммит (см. фиг. 60). Отмечались колебания K/Na отношения, особенно резкие в образце ан. 4 – от 0,25 до 1 [2].

Анализы (микронд.; 2 – ср. из анализов в 5 точках):

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na ₂ O	11,21	11,18	10,46	11,71	F	–	0,03	0,01	0,04
K ₂ O	5,93	6,41	8,02	5,40	Cl	2,13	11,47	11,16	10,93
CaO	11,35	10,28	9,57	9,91	Сумма	102,41	100,17	99,40	99,05
Al ₂ O ₃	27,62	27,17	27,08	27,24	–O = Cl ₂ , F ₂	2,74	2,60	2,52	2,48
SiO ₂	33,09	33,25	32,64	33,10	Сумма	99,67	97,57	96,88	96,57
SO ₃	1,08	0,38	0,46	0,72	Уд.в.	2,33	–	–	–

1 – м-ние Оттавиано, Везувий [1]; 2–4 – Монте-Сомма, Везувий [2].

Эмпирические формулы (на основе Si + Al = 12):

1 – $\text{Na}_{3,97}\text{K}_{1,38}\text{Ca}_{2,22}\text{Al}_{5,95}\text{Si}_{6,05}\text{O}_{23,90}(\text{SO}_4)_{0,15}\text{Cl}_{3,76}$;

2 – $\text{Na}_{3,99}\text{K}_{1,50}\text{Ca}_{2,03}\text{Al}_{5,89}\text{Si}_{6,11}\text{O}_{23,98}(\text{SO}_4)_{0,05}\text{F}_{0,02}\text{Cl}_{3,57}$;

3 – $\text{Na}_{3,77}\text{K}_{1,90}\text{Ca}_{1,91}\text{Al}_{5,93}\text{Si}_{6,07}\text{O}_{23,99}(\text{SO}_4)_{0,06}\text{F}_{0,01}\text{Cl}_{3,52}$;

4 – $\text{Na}_{4,18}\text{K}_{1,27}\text{Ca}_{1,96}\text{Al}_{5,91}\text{Si}_{6,09}\text{O}_{23,92}(\text{SO}_4)_{0,10}\text{F}_{0,02}\text{Cl}_{3,41}$.

Наход. Обнаружен в двух музейных образцах из м-ния Оттавиано, являющихся продуктами извержения Везувия в 1906 г. (Музей минералогии Университета г. Пиза). Находится в вулканическом пепле, содержащем частички (обломки) метасоматически-измененных и гидротермально-измененных лав и шлаков.

Межплоскостные расстояния квадриамина из м-ния Оттавиано (Южи. Италия) [1]
FeK α -излучение. Камера Гандольфи

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
200	Слаб.	10,98	841	Оч. слаб.	1,961
220	Слаб.	6,43	802	Слаб.	1,933
201	Сильн.	4,85	10.2.1	Оч. слаб.	1,877
600	Оч. сильн.	3,71	860	Оч. слаб.	1,834
421	Оч. сильн.	3,31	822	Средн.	1,804
620	Слаб.	3,10	861	Слаб.	1,735
601	Слаб.	3,04	880	Слаб.	1,609
800	Сильн.	2,788	12.0.2; 10.6.1	Слаб.	1,529
002; 621	Средн.	2,677	803	Оч. слаб.	1,505
730	Оч. слаб.	2,514	14.2.0	Оч. слаб.	1,477
222; 801	Средн.	2,474	882	Средн.	1,380
820; 402	Оч. слаб.	2,426	16.0.1	Слаб.	1,349
502	Оч. слаб.	2,296	14.2.2	Слаб.	1,293
660	Средн.	2,147	863	Оч. слаб.	1,279
840	Оч. слаб.	2,099	16.2.1	Оч. слаб.	1,268
442	Оч. слаб.	2,062	12.6.2	Слаб.	1,246
622	Оч. слаб.	2,027	16.0.2	Слаб.	1,237

Литература

1. Bonaccorsi E., Merlini S., Orlandi P. et al. // Europ. J. Miner. 1994. Vol. 6, N 4. P. 481–487.
2. Ballirano P., Maias A., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.

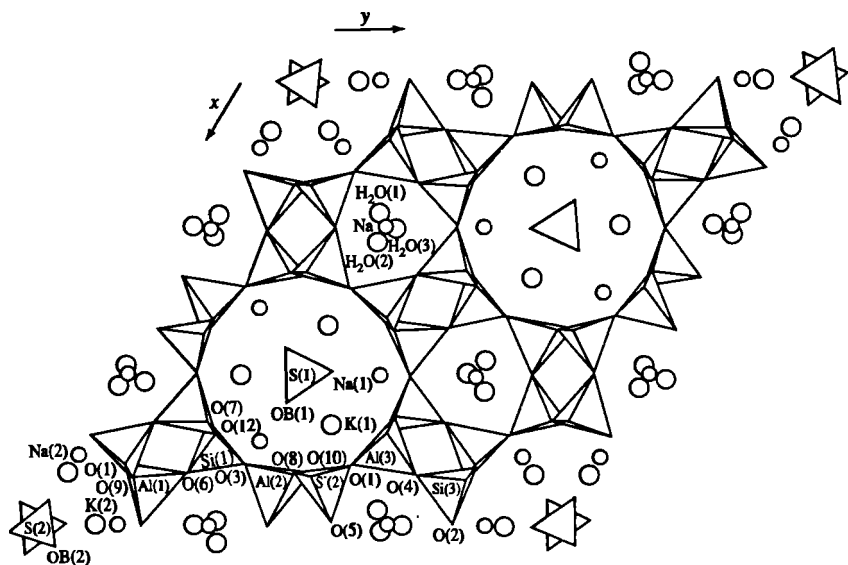
Питильяноит Pitiglianoite
Na₆K₂[Al₆Si₆O₂₄](SO₄) · 2H₂O

Назван по месторождению [1].

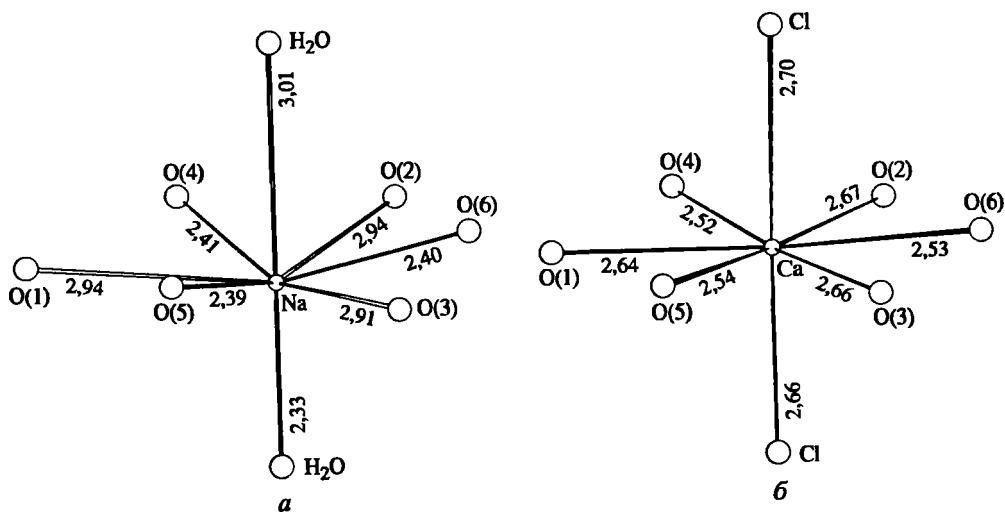
Характ. выдел. Кристаллы (до 4 мм длиной и 1 мм в диаметре).

Структ. и морф. крист. [1]. Гексаг. с. $C_6^6 - P6_3$. $a_0 = 22,121$, $c_0 = 5,221$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,2360$; $V = 2212,8$ Å³; $Z = 3$.

Структура подобна микросоммитовой. Каркас структуры (фиг. 61) характеризуется двухслойной упаковкой АВ АВ... 6-членных колец из чередующихся SiO₄- и AlO₄-тетраэдров. В широких каналах 12-угольного сечения вдоль (001) вокруг шестерных и тройных осей локализованы катионы Na, K и группы (SO₄)²⁻. Канкринитовые полости образуют каналы вдоль оси *c* и содержат цепочки чередующихся катионов Na в тетраэдрической координации и молекул H₂O. В этих каналах в микросоммите находятся цепочки Ca–Cl–Ca–Cl... с катионами Ca в гексагональной бипирамидальной координации (фиг. 62).



Фиг. 61. Структура пильяноита в проекции на (001) (по Мерлино и др. [1])



Фиг. 62. Различные координации катионов Na и Ca в структуре пильяноита (а) и микросомита (б) (по Мерлино и др. [1])

На а жирные линии – более короткие связи Na; для Na–H₂O и Ca–Cl приведены средние из трех возможных расстояний

Средние межатомные расстояния [1] (Å): Si–O = 1,624; Al–O = 1,721; Na–O = 2,547; K–O = 2,873; S–O = 1,489; Na–H₂O = 2,33. Угол Si–O–Al = 142,8°.

Кристаллы хорошо развиты, гексагонально-призматические, вытянутые по с. Наблюдались формы *a*(100) и *c*(001).

Физ. св. [1]. Изл. полураковистый. Хрупкий. Тв. 5. Уд. в. 2,37 (вычисл. 2,39). Бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачный.

Микр. [1]. Одноосный (-). $n_o = 1,508$, $n_e = 1,506$; $n_o - n_e = 0,002$.

Хим. Анализы (микросонд., 2 – ср. из анализов в 7 точках):

	1	2	3
Na ₂ O	15,45	17,10	18,70
K ₂ O	9,10	9,41	6,80
CaO	0,09	0,07	–
Al ₂ O ₃	26,00	29,05	31,21
SiO ₂	33,87	34,99	37,69
SO ₃	7,60	7,58	5,60
Cl	Не опр.	0,01	–
H ₂ O	"	3,46*	Не опр.
Сумма	92,11	101,67	100,00
Уд.в.	–	2,37	–

Количество ионов в пересчете на 12 атомов (Si + Al):

	1	2	3
Na	5,57	5,75	5,84
K	2,16	2,08	1,40
Ca	0,02	0,01	–
Al	5,70	5,93	5,93
Si	6,30	6,07	6,07
S	1,06	0,99	0,68
Cl	–	0,003	–
H ₂ O	–	2,00*	–

* Рассчитано, исходя из 2 молекул H₂O в формуле.

1–3 – Питильяно, Италия: 1 – образец предварительно ошибочно отнесен к микросоммиту [2]; 2, 3 – [1].

Нахожд. [1, 2]. Найден в пемзовом карьере на м-нии Казе Коллина вблизи Питильяно (Южн. Тоскана, Италия). Установлен в метасоматически-измененных блоках выбросов, являющихся, по-видимому, продуктом взаимодействия трахитовой магмы с карбонатными и сульфатными породами вулканического конуса. В породе встречаются апатит, диопсид и гроссуляр.

Межплоскостные расстояния питильяноита из Питильяно (Италия) [1]

FeK_α-излучение. Камера Гандольфн

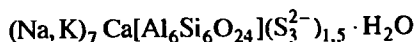
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	Оч. слаб.	10,95	632; 930	Слаб.	1,779
300	Сильн.	6,39	113; 10.1.1	Оч. слаб.	1,721
220	Слаб.	5,54	931	Оч. слаб.	1,680
111	Оч. сильн.	4,77	902	Оч. слаб.	1,647
410	Слаб.	4,19	851; 12.0.0	Слаб.	1,600
330	Ср.	3,69	771; 662	Слаб.	1,513
411	Оч. сильн.	3,27	932; 960	Оч. слаб.	1,467
331	Оч. слаб.	3,02	11.4.0	Оч. слаб.	1,426
511	Оч. слаб.	2,879	12.0.2	Слаб.	1,361
440	Ср.	2,769	881	Слаб.	1,335

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
521	Ср.	2,645	004	Оч. слаб.	1,309
112; 710	Оч. слаб.	2,534	962	Оч. слаб.	1,278
441	Слаб.	2,451	10.7.1	Оч. слаб.	1,256
711	Слаб.	2,288	990	Оч. слаб.	1,227
631	Оч. слаб.	2,199	10.8.1	Оч. слаб.	1,192
332; 900	Слаб.	2,135	773	Оч. слаб.	1,170
442	Слаб.	1,905	10.4.3	Оч. слаб.	1,152
741	Оч. слаб.	1,863	883	Оч. слаб.	1,083
10.1.0	Слаб.	1,832	16.4.1	Слаб.	1,025

Литература

1. Merlino S., Mellini M., Bonaccorsi E. et al. // Amer. Miner. 1991. Vol. 76, N 11/12. P. 2003–2008; Plinius. 1991. N 4. P. 136–137.
2. Leoni L., Mellini M., Merlino S., Orlandi P. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, fasc. 2. P. 713–719.

Быстрит Bystrite



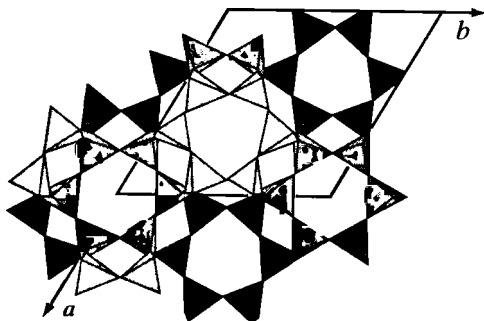
Назван по месторождению [1, 2]; предварительное название – сульфидный канкринит [3, 4].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы, зернистые агрегаты, мелкие пластинчатые кристаллы (до 5 мм по удлинению).

Структ. и морф. крист. [5, 6]. Триг. с. C_{3v}^4 – $P31c$. $a_0 = 12,859$, $c_0 = 10,698$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,8319$; $Z = 2$.

Структура характеризуется 4-членной упаковкой шестерных колец AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров с последовательностью чередования АВАС [5]. Каркас структуры (фиг. 63) построен из канкринитовых пакетов, налагающихся с разворотом на 60° с образованием двух типов полостей. От канкринита отличается отсутствием сквозных широких каналов, оконтуренных только 12-членными кольцами. Вследствие разворота канкринитовых пакетов каналы разделяются шестерными кольцами на объемные “быстритовые” полости (аналогичные полости были установлены ранее в искусственном алюмосиликате Na, лосоде, $\text{Na}_{12}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{12}]_2 \cdot q\text{H}_2\text{O}$ [7]) (см. введение к “Группе канкринита”). По координатной оси третьего порядка проходит колонка, составленная из канкринитовых пустот (см. введение к “Группе канкринита”). Канкринитовые колонки статистически заполнены анионами Cl^- и молекулами H_2O . В такой же позиции в плоскостях шестерных колец расположены катионы Ca^{2+} . “Быстритовые” полости содержат молекулы S_3 и H_2O . Na статистически заполняет две общие позиции, Na(1) и Na(3), и вместе с K – частную, на оси третьего порядка на уровне 6-членного кольца – Na(4). Катионы Na(2) центрируют четверные кольца. Сера присутствует в структуре предпочтительно в виде групп S_3 , вероятно, распадающихся на молекулярные группы S_2 и одиночные атомы S. Атомы S статистически занимают четыре позиции и образуют систему наклоненных к оси третьего порядка треугольников. Сульфидная сера вместе с O входит в полиэдрическое окружение атомов Na.

Фиг. 63. Каркас структуры быстрита (по Победимской и др. [6])



Межатомные расстояния (Å): в тетраэдрах (A, Si)–O и (Si, Al)–O = 1,61–1,72, O–O = 2,61–2,87; в Ca-полиэдре Ca–O = 2,55–2,70, Ca–Cl = 2,62 и 2,73; в Na-полиэдрах Na(1)–O = 2,19–2,98, Na(2)–O = 2,39–2,79, Na(3)–O = 2,64–2,89, Na(4)–O = 2,44–2,88; в S-группах S(1)–S(2) = 2,34–2,98, S(1)–S(4) = 1,92–2,69, S(3)–S(4) = 1,89.

Физ. св. [1, 2]. Сп. отчетливая по $(10\bar{1}0)$. Тв. 5,0. Уд. в. 2,43 (вычисл. 2,45). Цв. желтый. Бл. стеклянный.

Микр. [1, 2]. Плеохроизм резкий: по *No* – густо-желтый, по *Ne* – бесцветный. Удлинение (–). Одноосный (+). $n_e = 1,657–1,663$, $n_o = 1,582–1,586$; $n_e - n_o = 0,075–0,080$.

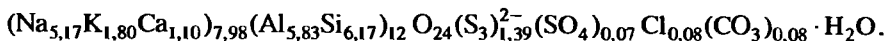
Хим. Отличается преобладанием сульфидной серы над другими анионами.

Анализ (ср. из 18 микронзондовых измерений – по 3 в 6 зернах): Na₂O – 14,42; K₂O – 7,63; CaO – 5,10; Al₂O₃ – 26,74; SiO₂ – 33,37; S* – 12,03; SO₃* – 0,50 (S_{общ} – 12,50); CO₂* – 0,32; Cl – 0,25; H₂O^{2*} – 1,62; сумма – 101,98; –O = S₃, Cl₃ = 2,06; сумма – 99,92.

* Данные химического анализа.

2* Определено кулонометрическим методом.

Эмпирическая формула (при Si + Al = 12, Z = 2):



Диагн. исп. Крайне неустойчив, в разб. кислотах обесцвечивается и разлагается с выделением H₂S [2].

Повед. при нагр. После прокаливания на воздухе при 800° становится темно-зеленым [2].

Нахожд. [1, 2]. Обнаружен на Мало-Быстринском лазуритовом м-нии (Прибайкалье) в лазуритоносных породах, в сростаниях с лазуритом, диопсидом и кальцитом. Обычно развит по лазуриту с образованием лазурит-быстрит-диопсидовой ассоциации, содержащей до 15–20% быстрита. Встречается также в кальцитовых прожилках среди лазуритоносных метасоматитов и в лазуритовых кальцифирах, не обнаруживая реакционных взаимоотношений с лазуритом.

Межплоскостные расстояния быстрита из Мало-Быстринского м-ния (Прибайкалье) [1]
Cu-излучение. Дифрактометр

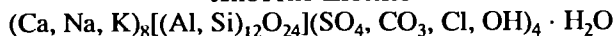
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
100	2	11,22	303	3	2,565	414	15	1,799
101	1	7,71	114	35	2,471	520	8	1,782
110	7	6,44	410	1	2,430	521	3	1,758
201	5	4,944	411	3	2,376	432	5	1,731
102	70	4,824	313	2	2,334	405	3	1,695
210	5	4,212	322	2	2,304	334	1	1,671
112	1	4,112	403	10	2,194	325	3	1,641

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
211	80	3,919	304	2	2,169	612	1	1,619
300	100	3,720	330	20	2,142	440	5	1,606
103	25	3,396	420	10	2,094	701	2	1,571
212	90	3,313	502	7	2,056	604	5	1,524
220	3	3,221	413	5	2,013	425	3	1,500
311	10	2,969	404	7	1,928	710	1	1,475
400	25	2,784	215	5	1,906	416	1	1,438
401	35	2,694	512	5	1,872	444	10	1,377
004	70	2,676	324	1	1,848			
104	2	2,600	430	1	1,830			

Литература

1. Сапожников А.Н., Иванов В.Г., Пискунова А.Ф. и др. // Зап. ВМО. 1991. Ч. 120, вып 3 С. 97–100.
2. Иванов В.Г., Сапожников А.Н. Лазуриды СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 170 с. (см. с. 109).
3. Иванов В.Г., Самойлов В.С., Сапожников А.Н., Кашаев А.А. // Материалы XI съезда ММА: Тез. докл., Новосибирск, 1978: Самоцветы. Л.: Наука, 1980. Т. 2. С. 109.
4. Иванов В.Г., Самойлов В.С., Сапожников А.Н. и др. // Там же. С. 97–104.
5. Победимская Е.А., Терентьева Л.Е., Сапожников А.Н. и др. // Докл. АН СССР. 1991 Т. 319, № 4. С. 873–878.
6. Победимская Е.А., Терентьева Л.Е., Сапожникова Н., Кашаев А.А. // Минералогия, кристаллография, кристаллогенез, кристаллосинтез: Урал. кристаллогр. совещ. Сыктывкар 1990. С. 71–72.
7. Sieber W., Meier W. M. // Helv. chem. acta. 1974. Vol. 57, fasc. 6, N 169. P. 1533–1548.

Лиоттит Liottite

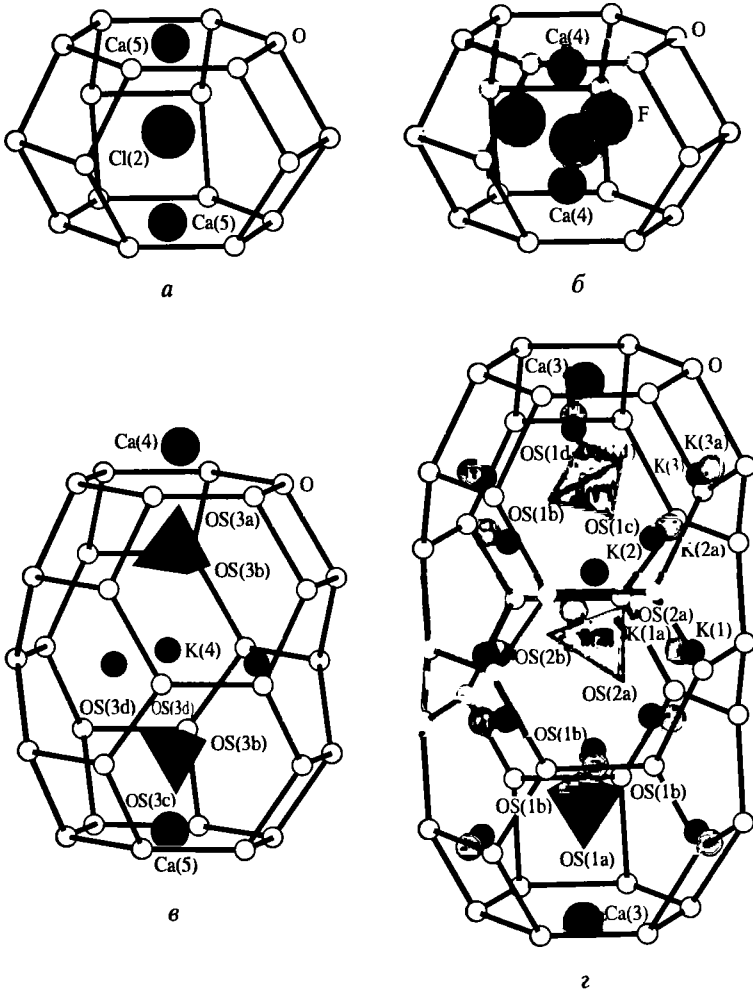


Назван по имени коллекционера Лучиано Лиотти, большого энтузиаста и знатока минералов, который впервые обнаружил лиоттит [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см в диаметре).

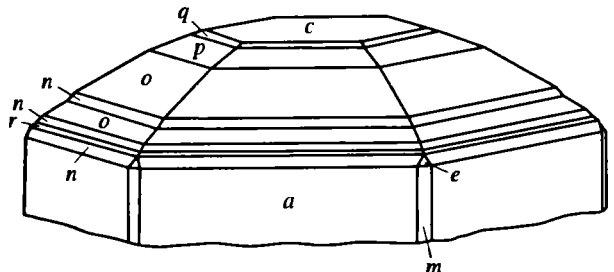
Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{3h}^1 - P\bar{6}m2$ $a_0 = 12,810\text{--}12,942$, $c_0 = 16,078\text{--}16,116\text{Å}$ (см. хим. анализы); $a_0 : c_0 = 1 : 1,2430\text{--}1 : 1,256$; $V = 2303,6\text{Å}^3$ (для образца хим. ан. 4) [2]; $Z = 3$ [1].

Каркас структуры характеризуется [3] упорядоченным распределением Si и Al в тетраэдрических позициях и 6-слойной упаковкой шестерных колец AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров. Последовательность чередования слоев в структуре – АВАВАС [4]. В структуре выделяются три типа полостей – канкринитовые, быстриитовые (лосодовые) и лиоттитовые. Колонки канкринитовых полостей, ориентированные вдоль $[1/2 \ 2/3 \ z]$, содержат цепь ...Ca–Cl–Ca–Cl..., сходную с таковой в давине, микросоммите и квадридавине. Канкринитовые полости, чередующиеся с быстриитовыми вдоль $[2/3 \ 1/3 \ z]$, подразделяются по заселенности на два типа: 1) в центре полости находится Cl, вблизи центра 6-членных колец тетраэдров в основании – Ca(5) (фиг. 64,а); 2) полость заселена F, расположенным в одной из трех симметричных позиций, Ca(4) смещен из центра 6-членного кольца в основании полости к центру полости (см. фиг. 64,б). Быстриитовые полости, вмещающие K (Na и Ca в позиции K) и сульфатные группы, также различаются в зависимости от положения атомов Ca в смежных канкринитовых полостях. Смещение Ca от центра основания полости приводит к расщеплению



Фиг. 64. Типы полостей в структуре лиоттита и их заселение (по Баллиано и др. [3])

а, б – канкринитовые, имеющие общие основания с быстриговыми (лосодовыми) полостями (*б* – три возможные симметричные позиции F); *в* – быстриговая; показаны оба возможных положения S(3)-тетраэдра; *г* – лиоттитовая; для простоты в пределах одной полости даны положения S(1)- и S(1')-тетраэдров, распределяющихся в структуре статистически; тетраэдры S(1') и S(2) показаны в одном из трех возможных симметрично ориентированных положений; OS – кислород тетраэдра серы



Фиг. 65. Кристалл лиоттита из Питильяно (по Мерлино и Орланди [1])

позиции Ca(3) и влияет на ориентировку SO_4 -групп.

Структурная формула, отражающая содержание элементарной ячейки: $(Na, K)_{16}Ca_8[Al_{18}Si_{18}O_{72}](SO_4)_5Cl_4$ [3]; выше приведена химическая формула [1].

Средние межатомные расстояния (Å): Si-O = 1,610; Al-O = 1,730; Ca-O = 2,607; Ca-OS = 2,371; Ca-F = 2,376; Ca-Cl = 2,682; K-O = 2,722; K-OS = 2,615; S-OS = 1,482.

Исследование методами просвечивающей электронной микроскопии [5] показало полную однородность структуры, не выявив никаких дефектов.

Кристаллы гексагонально-призматические (фиг. 65) [1], уплощенные по (001), хорошо развитые. Наблюдались формы: $c(0001)$, $a(10\bar{1}0)$, $m(11\bar{2}0)$, $n(10\bar{1}1)$, $e(1101)$, $o(10\bar{1}2)$, $p(10\bar{1}3)$, $q(10\bar{1}4)$, $r(20\bar{2}3)$, более редкие $(12\bar{3}0)$, $(12\bar{3}1)$, $(11\bar{2}2)$, $(11\bar{2}3)$.

Физ. св. Бесцветный. Тв. 5. Уд. в. 2,56 (вычисл. 2,61). Прозрачный.

ИК-спектр близок таковому давина и афганита. Наблюдались сильные полосы 1120, 1000 cm^{-1} , четкие полосы 680, 650, 620, 600, 560, 540 cm^{-1} и сильная 430 cm^{-1} [6].

Микр. [1]. Одноосный (-). $n_o = 1,530$, $n_e = 1,528$; $n_o - n_e = 0,002$.

Хим. Анализы (2-4 – микронзонд.; 4 – ср. из анализов в 8 точках):

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na ₂ O	7,97	9,94	10,16	8,53	Cl	2,57	3,78	4,67	3,37
K ₂ O	4,98	5,11	5,11	6,20	H ₂ O	1,8	0*	0*	-
CaO	16,71	13,54	13,35	14,38	Сумма	100,58	100,88	101,15	100,88
Al ₂ O ₃	24,92	26,01	26,10	25,50	-O=Cl ₂ ,	0,58	0,91	1,06	0,92
Fe ₂ O ₃	0,36	-	-	-	F ₂				
SiO ₂	30,51	30,86	31,07	30,87	Сумма	100,00	99,97	100,09	99,96
CO ₂	2,1	0*	0*	-	Уд.в.	2,56	-	-	
SO ₃	8,66	11,50	10,67	11,66	a ₀	12,942	12,827	12,810	13,857
F	-	0,14	0,02	0,37	c ₀	16,091	16,116	16,078	16,090

* По расчету.

1 – Питильяно, Тоскана (Италия) [1]; Ca и щелочи определены методом атомно-абсорбционной спектрометрии; Al, Fe, Si – методом рентгеновской флюоресцентной спектрометрии; C и H – элементным микроанализатором; 2, 3 – Казе Коллина, близ Питильяно, образцы из Минералогического музея Римского ун-та и частной коллекции [6]; 4 – Казе Коллина [2].

Эмпирические формулы на основе 12 атомов (Si + Al) (для ан. 1 в оригинале дан пересчет на основе (Si + Al) = 36):

1 – $(Ca_{3,59}Na_{3,10}K_{1,27}Fe_{0,05}^{3+})_{8,01}(Si_{6,11}Al_{5,89})_{12}O_{24}(SO_4)_{1,30}(CO_3)_{0,57}Cl_{0,87}(OH)_{1,19} \cdot 0,61H_2O$;
2 – $(Ca_{3,04}Na_{3,26}K_{1,56})_{7,86}(Si_{6,08}Al_{5,92})_{12,00}O_{24,02}(SO_4)_{1,72}Cl_{1,13}F_{0,23}$.

Находж. [1]. Найден на м-нии пемзы Казе Коллина, близ Питильяно (Тоскана, Италия), в изверженной породе, образовавшейся при взаимодействии трахитовой магмы с карбонатными породами. Порода сложена везувианом, гранатом, пироксеном, содержит в подчиненном количестве мелилит, латиумит, анортит и брандизит.

**Межплоскостные расстояния литотита из м-ния Питильяно
(Тоскана, Италия)* [1]**

Cu-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	2	11,12	401	5	2,745	431; 218	1	1,816
101	1	9,17	006	10	2,686	416	10	1,801
102	1	6,52	313	7	2,678	432; 335; 520	1	1,782
003	1	5,37	402	3	2,630	308; 109	1	1,768
103	36	4,84	106	1	2,610	603	1	1,753
210	2	4,210	116; 403	10	2,471	433	2	1,732
113	2	4,114	314	2	2,456	219	1	1,646
211	2	4,077	305; 410	2	2,427	613	1	1,618
104	8	3,790	404	2	2,290	605; 440	6	1,606
300	100	3,715	315; 500	2	2,225	531; 701; 328	1	1,581
302	2	3,375	306	1	2,174	702; 532; 525	1	1,599
213	75	3,315	324	2	2,155	606; 533; 703	2	1,525
005; 220	2	3,217	330	24	2,141	409; 2.1.10	1	1,505
105	1	3,095	405; 420	4	2,102	534; 704; 3.0.10	1	1,478
303	1	3,058	226	5	2,060	710	1	1,474
311	3	3,033	325; 510	1	1,999	4.0.10; 625; 800	1	1,391
312	4	2,885	423; 307	2	1,957	446; 543	4	1,378
205; 400	9	2,787	406	6	1,932	803	4	1,346
223	2	2,760	513; 227	3	1,872	804; 1.1.12	1	1,314

* Оригинал хим. ан. 1.

Межплоскостные расстояния литотита из м-ния Казе Коллина, Питильяно* [2]

Cu $K_{\alpha 1}$ -излучение. Автоматический дифрактометр "Rigaku RU 200" с вращающимся анодом и искривленным графитовым монохроматором

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	9	11,154	401	7	2,7429	335; 520	2	1,78339
101	5	9,167	304	4	2,7283	109	2	1,76540
102	5	6,525	006; 313ш	26	2,6822	603	1	1,75405
110	1	6,430	402	5	2,6317	433	3	1,73243
111	1	5,973	106	2	2,6079	426	2	1,65547
200	1	5,569	215; 320	1	2,5546	219	3	1,64564
003	9	5,368	403	17	2,4702	613	2	1,61851
201	2	5,261	314	4	2,4494	605; 440	5	1,60712
103	38	4,834	305; 410	5	2,4314	701	1	1,58240
202	1	4,581	206	2	2,4175	11.10; 702	1	1,56045
210	4	4,211	412	1	2,3260	319	1	1,54762
113	3	4,118	404	2	2,2885	703	3	1,52541
211	4	4,074	216	1	2,2609	409	2	1,50436
104	12	3,7858	315; 500	3	2,2277	623	1	1,48357
300	100	3,7141	306	4	2,1742	704	2	1,47932
301	1	3,6188	330	27	2,1426	40.10	1	1,39306
302	2	3,3708	420	4	2,1046	446	10	1,37859
213	91	3,3117	226	7	2,0598	803	6	1,34701

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
204	2	3,2618	217	1	2,0180	544	2	1,34364
005; 220	5	3,2156	510	2	1,99942	00.12; 715	2	1,34097
105; 310	3	3,0911	423	4	1,95855	716	3	1,29226
303	2	3,0539	406	7	1,93179	439; 4.2.1	1	1,27877
311	5	3,0335	513	4	1,87404	813	1	1,26622
222	1	2,9840	600	2	1,85609	636; 643	2	1,24286
312	6	2,8843	317; 601	1	1,84341	900	3	1,23713
205; 400	13	2,7844	431	1	1,81928	809	1	1,09822
223	5	2,7577	416	11	1,80047			

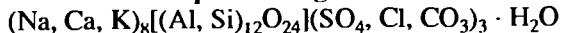
* Оригинал хим. ан. 4.

Примечание. Не приведены 38 линий, имеющих интенсивность < 1.

Литература

1. Merlino S., Orlandi P. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 3/4. P. 321–326.
2. Ballirano P., Maras A., Buseck P.R. et al. // Powder Diffraction. 1995. Vol. 10, N 1. P. 13–19.
3. Ballirano P., Merlino S., Bonnacorsi E., Maias A. // Canad. Miner. 1996. Vol. 34. pt. 5 P. 1021–1030.
4. Merlino S., Mellini M // Zeolite'76: Proc. Intern. conf. on the occurrence, properties and utiliz. of natural zeolite (Tucson), 1976: Program. and Abstr. Tucson (Ariz.), 1976. P. 47.
5. Rinaldi R., Wenk H.R. // Acta crystallogr. A. 1979. Vol. 35, pt 5. P. 825–828.
6. Ballirano P., Maras A., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.

Афганит Afghanite



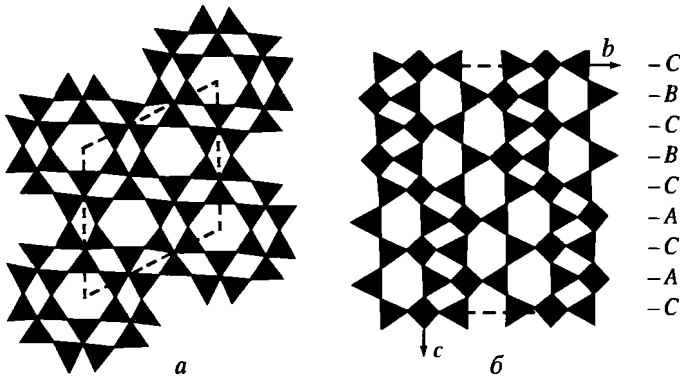
Назван по месту находки в Афганистане (Бариянд и др., 1968) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1–2 мм по удлинению, до 3 см – на Мало-Быстринском месторождении), реже зерна неправильной или изометричной формы (до 5 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6v}^4 - P6_3mc$ [1, 2], $C_{3v}^4 - P31c$ [3]. $a_0 = 12,74\text{--}12,887$, $c_0 = 21,26\text{--}21,465$ Å (см. хим. анализы); $a_0 : c_0 = 1 : 1,6636\text{--}1 : 1,6741$, $Z = 4$ [2, 3].

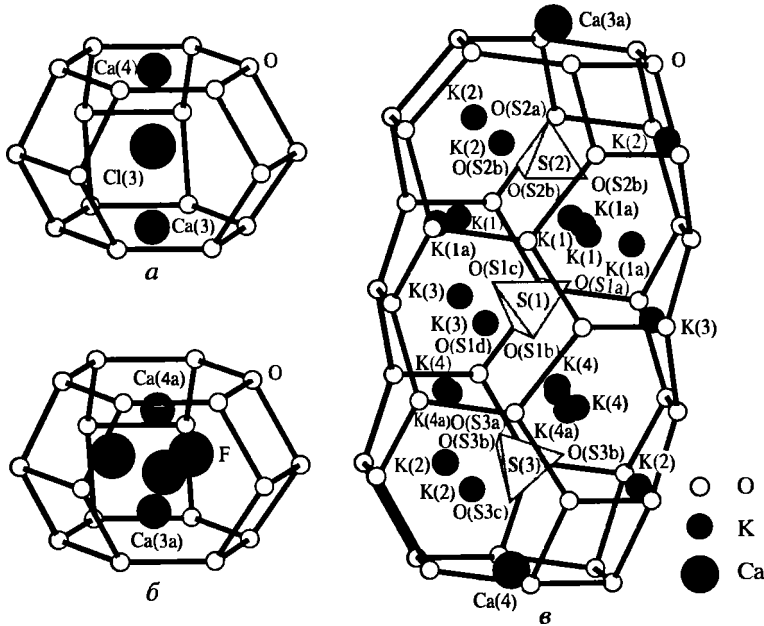
Структура расшифрована на материале из Тултуйского месторождения (хим. ан. 3; $R = 9,6$ в изотропном и $6,9\%$ в анизотропном приближении) [2, 4]. Предполагалось в соответствии со средними значениями расстояний Т–О, что тетраэдрические позиции каркаса заняты Si и Al примерно поровну. В каркасе структуры (фиг. 6б) установлены три типа послойно расположенных дискретных 6-членных колец из AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров. Слои А и В различаются, как в структуре канкринита, поворотом колец на 60° вокруг оси b_3 , в слое С 6-членные кольца нанизаны на ось b_3 . Характерна 8-слойная упаковка с последовательностью чередования АВАВАСАС [5], наблюдались участки с 16- и 24-слойной упаковкой [6].

В структуре имеются каналы двух типов: 1) вдоль оси b_3 , посгрозенные из типичных канкринитовых полостей; 2) вдоль осей третьего порядка из чередующихся канкринитовых и лиоттитовых полостей (см. фиг. 51). Каналы 1 типа заняты атомами Са(3) и Са(4), которые формируют вокруг себя 8-вершинники с участием Cl и H_2O , расположенные, как и атомы Са, на оси b_3 . Катионы центрируют 6-членные кольца, а крупные анионы находятся в канкринитовых пустотах. Са(1) и Са(2) расположены на осях третьего порядка и образуют 8-вер-



Фиг. 66. Тетраэдрический каркас афганита в проекции на (001) (а) и (100) (б) (по Расцветаевой и др. [4])

а – фрагмент из трех слоев упаковки 6-членных колец; б – черным выделены 6-членные кольца на уровне $z = 0.87$ и 0.63



Фиг. 67. Заселенность канкринитовых (а, б) и лиоттитовых (а) полостей, имеющих общие основания, в структуре афганита (по Баллирано и др. [7]). S(1)- и S(3)-тетраэдры показаны в одном из трех возможных симметричных положений

пинники с общей вершиной (молекулой H_2O) на оси. SO_4 -тетраэдры (по-видимому, и CO_3 -группы) также нанизаны на оси 3. S находится в трех позициях, из них позиция S(2) заполнена нацело, а S(1) и S(3) содержат вакансии. Тетраэдр S(1) расположен между S(2) и S(3), развернутыми в противоположные стороны. Для атомов Na (к.ч. от 5 до 8), расположенных вокруг осей третьего порядка на плоскостях симметрии, характерна разупорядоченность, обусловленная, по-видимому, подвижностью SO_4 - (и CO_3 -) групп. В целом подвижность внутрикаркасных атомов значительно меньше, чем в канкринитах с широкими каналами вокруг осей шестого порядка.

Кристаллохимическая формула [2]: $\text{Na}_{22}\text{Ca}_{9,8}[(\text{Al}, \text{Si})_{48}\text{O}_{96}][(\text{SO}_4)_{5,3}(\text{CO}_3) \times \text{Cl}_2(\text{H}_2\text{O})_4]$ ($Z = 1$).

Средние межатомные расстояния (Å): $\text{Si}, \text{Al}-\text{O} = 1,67$; $\text{Ca}(1)-\text{O} = \text{Ca}(3)-\text{O} = 2,60$; $\text{Ca}(2)-\text{O}$ и $\text{Ca}(4)-\text{O} = 2,56$ и $2,57$; $\text{Ca}(5)-\text{O}$ и $\text{Ca}(6)-\text{O} = 2,64$ и $2,66$; $\text{Na}(1)-\text{O}$ и $\text{Na}(4)-\text{O} = 2,62$ и $2,64$; $\text{Na}(2)-\text{O}$ и $\text{Na}(5)-\text{O} = 2,70$ и $2,76$; $\text{Na}(3)-\text{O}$ и $\text{Na}(6)-\text{O} = 2,68$ и $2,52$; $\text{S}(1)-\text{O} = 1,49$; $\text{S}(2)-\text{O} = 1,35$; $\text{S}(3)-\text{O} = 1,44$; $\text{O}-\text{O} = 2,13, 2,27$ и $2,34$.

Более точные данные получены в результате структурного исследования ($R = 4,5\%$) образца из Питильяно (прозрачный кристалл размером $0,4 \times 0,3 \times 0,3$ мм) [3]. Установлены совершенное упорядоченное распределение Si и Al в каркасе, ориентировка канкринитовых (вдоль $[00z]$) и лиоттитовых (вдоль $[2/3\ 1/3\ z]$ и $[1/3\ 2/3\ z]$) полостей в структуре. В ячейке содержится шесть канкринитовых и две лиоттитовые полости [7]. К канкринитовым полостям приурочена правильная цепь ...Ca-Cl-Ca-Cl..., сходная с таковой в давине, микросоммите и квадридавине [8]. Ca расположен вблизи центра основания полости, Cl – близ центра полости. H_2O исследуемый образец, по данным ИК-спектроскопии, не содержит [9].

Канкринитовые полости, чередующиеся с лиоттитовыми (фиг. 67), подразделяются по заселенности на типичные (около 90%) – с атомами Cl(3) в центре полости, связанными с Ca(3) и Ca(4), и аномальные – с атомом F, расположенным на оси, связанным с Ca(3a) и Ca(4a), которые сдвинуты к центру полости: F находится в одной из трех симметричных позиций.

Лiotтитовые полости, имеющие общие основания с канкринитовыми, имеют также две конфигурации в связи с расщеплением позиций Ca(3) и Ca(4) и могут вмещать максимум три сульфатные группы (см. фиг. 67). Позиции K(1) + K(1a) заселены $0,46(\text{K}, \text{Ca}) + 0,54\text{Na}$, позиция K(2) – $0,45(\text{K}, \text{Ca}) + 0,55\text{Na}$, позиция K(3) – $0,03(\text{K}, \text{Ca}) + 0,97\text{Na}$, позиция K(4) + K(4a) – $0,18(\text{K}, \text{Ca}) + 0,82\text{Na}$.

Кристаллохимическая формула [3]: $\text{Na}_{17,3}(\text{K}, \text{Ca})_{0,7}\text{Ca}_8[\text{Si}_{24}\text{Al}_{24}\text{O}_{96}] \times (\text{SO}_4)_6\text{Cl}_{5,8}\text{F}_{0,2}$ ($Z = 1$).

Средние межатомные расстояния (Å): $\text{Si}-\text{O} = 1,61$; $\text{Al}-\text{O} = 1,72$; $\text{Ca}(1)-\text{O} = 2,59$; $\text{Ca}(2)-\text{O} = \text{Ca}(4)-\text{O} = 2,60$; $\text{Ca}(3)-\text{O} = 2,63$; $\text{Ca}(3a)-\text{O} = 2,72$; $\text{Ca}(4a)-\text{O} = 2,62$; $\text{Ca}-\text{O}(\text{S}) = 2,41$; $\text{Ca}-\text{Cl} = 2,67$; $\text{Ca}-\text{F} = 2,36$ и $2,76$; $\text{K}(1)-\text{O} = 2,80$; $\text{K}(1)-\text{O}(\text{S}) = 2,76$; $\text{K}(1a)-\text{O} = 2,66$; $\text{K}(1a)-\text{O}(\text{S}) = 2,74$; $\text{K}(2)-\text{O} = 2,53$; $\text{K}(2)-\text{O}(\text{S}) = \text{K}(3)-\text{O} = 2,78$; $\text{K}(3)-\text{O}(\text{S}) = 2,46$; $\text{K}(4)-\text{O} = 2,72$; $\text{K}(4)-\text{O}(\text{S}) = 2,73$; $\text{K}(4a)-\text{O} = 2,80$; $\text{K}(4a)-\text{O}(\text{S}) = 2,54$; $\text{S}(1)-\text{O} = \text{S}(3)-\text{O} = 1,47$; $\text{S}(2)-\text{O} = 1,40$.

Исследованиями методом высокоразрешающей электронной микроскопии в афганите выявлена сверхструктура: среди однородной структуры с обычным $c_0 = 21$ Å установлены примыкающие друг к другу участки, имеющие $c_0 = 42$ и 64 Å (Венк, 1978, по: [6]).

Кристаллы короткопризматические. На хорошо развитых двухконечных кристаллах из Питильяно наблюдались формы: $a(10\bar{1}0)$, $c(0001)$, $m(11\bar{2}0)$, $z(10\bar{1}1)$, $q(10\bar{1}3)$, $p(10\bar{1}4)$ (фиг. 68) [10].

Физ. св. Сп. совершенная по $(10\bar{1}0)$. Уд. в. 2,52–2,55 (вычисл. 2,527). Тв. 5,5–6 [1], 5–5,5 [11]. Цв. бледно-голубой, голубой, зеленовато-голубой, голубовато-зеленый, иногда бесцветный. Прозрачный. Бл. стеклянный, в некоторых сколах жирный [11].

В спектрах оптического поглощения фиксируются [12] полосы поглощения около 345 и 590 нм, характерные для сульфатных центров окраски. После нагревания до 800° появляется устойчивая синяя окраска (более интенсивная, чем у непрокаленных образцов), связанная с образованием сульфидных центров окраски – комплексов S_2^- и S_3^- . Спектр люминесценции при 77 К [12] характеризуется широкой полосой излучения с $\lambda_{\text{max}} = 720$ нм, тонкая структура которой представлена 14 полосами с шириной около 10–15 нм; сред-

Фиг. 68. Кристалл афганита из Питильяно (по Леони и др. [10])

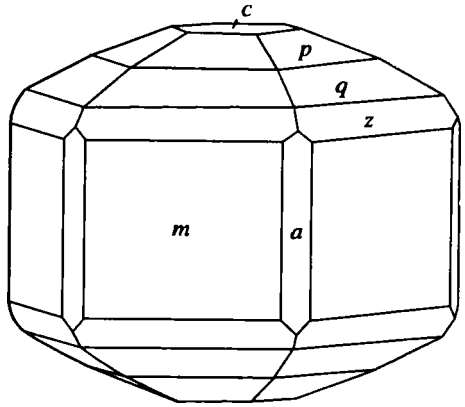
няя колебательная частота $\Delta\nu$ равна 581 см^{-1} .

ИК-спектр образцов из месторождений Италии [6] в области $1300\text{--}1400 \text{ см}^{-1}$ близок ИК-спектру давина: характерны пять полос поглощения, отражающие колебания каркаса – около $680, 660, 620, 600, 550 \text{ см}^{-1}$; только в одном образце проявилась полоса с максимумом при 3420 см^{-1} (ОН-группа). ИК-спектры тултуйского афганита [11] показали наличие молекулярной H_2O и отсутствие ОН-групп.

Микр. Обычно бесцветный, иногда слабый плеохроизм: по N_o – бледно-голубой, по N_e – бесцветный. Удлинение (–) (для пластинчатых кристаллов) [10]. Одноосный (+). $n_e = 1,528\text{--}1,533$, $n_o = 1,522\text{--}1,528$; $n_e = n_o = 0,0055\text{--}0,006$.

Хим. Отношения Si/Al и SO_4/Cl близки 1. Иногда в небольшом количестве присутствует F. Рядом исследователей считается безводным минералом, легко адсорбирующим влагу [3, 6, 8].

Анализы (2,4–6, 8, 10, 11 – микрозонд.; 7, 9 – метод рентгеновской флюоресцентной спектроскопии):



	1	2	3	4	5	6
Na_2O	12,6	13,26	12,43	13,3	12,52	11,60
K_2O	2,7	2,60	0,86	2,2	3,07	4,63
CaO	16,5	11,66	12,34	11,7	11,98	11,62
MgO	–	–	He обн.	0,03	–	–
Al_2O_3	25,0	26,58	27,00	25,2	25,45	26,66
Fe_2O_3	–	–	–	–	–	–
SiO_2	30,8	31,95	32,10	31,8	32,96	31,63
TiO_2	–	–	He обн.	–	–	–
CO_2	0,4	–	0,76	–	–	0,50*
SO_3	8,5	10,99	9,68	10,5	10,82	9,56
Cl	4,6	4,35	4,54	3,6	3,98	4,58
F	–	0,04	0,035	–	–	0
H_2O	0,7	–	2,11	–	–	0,2*
Сумма	101,8	101,43	101,85	98,33	100,78	100,78
$-\text{O}=\text{Cl}_2, \text{F}_2$	1,0	1,00	1,05	0,81	0,90	1,03
Сумма	100,8	100,43	99,99	97,52	99,88	99,75
Уд. в.	2,55	–	–	–	–	–
a_0	12,77	–	12,847	–	–	12,803
c_0	21,35	–	21,464	–	–	24,410

1–4 – лазуритовые месторождения: 1, 2 – Сары-Санг (Афганистан): 1 – ан. из навески 150 мг, анал. Фриче (в оригинале ошибочно указана сумма 100,66) [1], 2 – [13], 3 – Тултуйское м-ние (Прибайкалье), анал. Клепикова [11], оригинал структурного исследования [3], 4 – Ляджвардаринское м-ние, Памир [13]; 5 – м-ние Эдвардс (шт. Нью-Йорк, США) [13]; 6–11 – Италия: 6 – Моите-Сомма (Везувий) [7];

	7	8	9	10	11
Na ₂ O	11,56*	11,45	11,33*	9,78	8,82
K ₂ O	4,90	3,44	4,89	7,57	8,26
CaO	9,72	12,94	13,12	11,10	12,02
MgO	0,40	—	0,29	—	—
Al ₂ O ₃	25,51	26,15	24,55	26,15	26,14
Fe ₂ O ₃	0,05	—	0,11	—	—
SiO ₂	31,21	31,58	31,92	31,31	30,59
TiO ₂	—	—	—	—	—
CO ₂	2,73 ^{3*}	0 ^{2*}	1,80 ^{3*}	0 ^{2*}	0 ^{2*}
SO ₃	8,19	10,84	8,33	9,56	10,98
Cl	3,75	4,39	2,40	4,58	3,31
F	—	0,05	—	0	0,56
H ₂ O	2,81 ^{3*}	0*	1,79 ^{3*}	0*	0 ^{2*}
Сумма	100,83	100,06	100,53	100,78	100,68
—O=Cl ₂ , F ₂	0,85	1,01	0,54	1,03	0,98
Сумма	99,98	100,05	99,99	99,75	99,70
Уд. в.	—	—	—	—	—
a ₀	12,796	12,787	12,847	12,853	12,884
c ₀	21,361	21,407	21,464	21,383	21,465

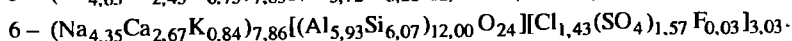
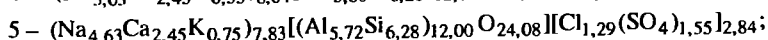
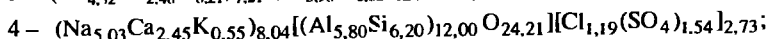
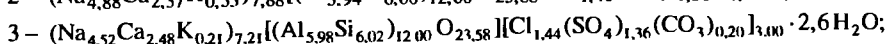
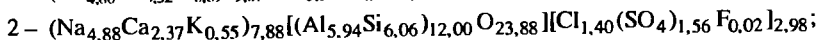
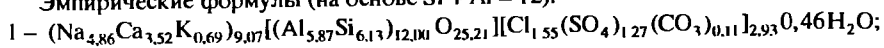
* Атомно-абсорбционная спектроскопия.

^{2*} Данные ИК-спектроскопии.

^{3*} Определения элементным микроанализатором.

7 – Сакрофано [10], 8 – Казе Коллина, близ Питильяно [7], оригинал структурно-исследования [3], 9 – Питильяно [10], 10 – Фоссо Аттичи [7], 11 – Казе Коллина, близ Питильяно [7] (6, 8, 10, 11 – образцы из Минералогического музея Римского ун-та в частных коллекций).

Эмпирические формулы (на основе Si + Al = 12):



Диагн. исп. Легко разлагается разб. HCl с выделением H₂S и геля SiO₂.

Повед. при нагр. На кривой ДТА [10] термические эффекты отсутствуют; H₂O имеет цеолитный характер; дифрактограмма афганита, прокаленного при 900° в течение 1 ч, идентична таковой непрокаленного. При нагревании до 960° в течение 12 ч структура сохраняется; при 960° афганит разлагается с образованием неидентифицированной кристаллической фазы [1].

Нахожд. Широко распространен на лазуритовых месторождениях. Генезис метасоматический.

В Юго-Зап. Прибайкалье в зависимости от условий образования выделяются [11, 14] три генетических типа афганитовой минерализации.

1. В результате замещения лазурита в диоксид- и кальцит-лазуритовых породах. Обычно содержание афганита невелико (до первых процентов). Наблю-

дались зоны и участки интенсивной афганитизации лазурита (Мало-Быстринское м-ние) с образованием пород диопсид-афганитового, диопсид-афганит-кальцитового состава и афганитовых кальцифиоров, содержащих редкие реликты лазурита в кристаллах диопсида.

2. При совместной кристаллизации с лазуритом без реакционных взаимоотношений с ним. Наиболее обычны лазурит-афганитовые кальцифиоры с хорошо развитыми кристаллами обоих минералов (Тултуйское, Похабинское и Мало-Быстринское м-ния).

3. В первичных афганитовых метасоматитах (диопсид-афганитовых, флогопит-афганитовых породах и афганитовых кальцифиорах), образующихся на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. Является фаціальным аналогом лазурита, заменяя его в типичных лазуритсодержащих парагенезисах. В отдельных участках Мало-Быстринского и Тултуйского м-ний слагает до 50% объема породы. По данным термометрии, афганитовые метасоматиты формируются в интервале 565–520° [14].

Известен на Ляджвардаринском м-нии (Юго-Зап. Памир) ([13]; неопубликованные данные В.Д. Дусматова), сходном с Мало-Быстринским и другими месторождениями Прибайкалья по характеру локализации лазуритовых пород, минеральному составу и генезису.

На м-нии Сары-Санг (Афганистан) [1, 13, 15], где был найден впервые, развит главным образом в диопсидовых породах, в виде средне- и крупнозернистых диопсид-афганитовых агрегатов и мономинеральных друз в трещинах (неопубликованные данные А. Кули, по: [16]). В линзах и пластах диопсидовых и реже флогопитовых пород среди кальцифиоров протяженностью от 20 до 450 м и мощностью от 0,5 до 5 м наблюдается до 25–40% афганита. Ассоциирует с лазуритом, замещая его, содалитом, нефелином, флогопитом, диопсидом, олигоклазом, пиритом, иногда со скаполитом. Находится в сростании с лазуритом, внутри которого обнаруживаются идиоморфные кристаллы афганита.

В образце из м-ния Эдвардс (шт. Нью-Йорк, США) [13] слагает округлые зерна, ассоциирует с лазуритом, паргаситом, диопсидом, олигоклазом.

Установлен в ряде месторождений Италии. В Питильяно развит в кремневых известняковых выбросах в пемзе [5, 13, 17] и в виде мелких кристаллов (1–2 мм в диаметре) в пустотах в крупных обломках метасоматизированных изверженных пород среди отложений пемзы [10]. Породы сложены везувияном и гроссуляром с второстепенными флогопитом, санидином и редким гелландитом. В Сакрофано наблюдались [10] плохо ограненные крупные кристаллы вместе с прозрачными кристаллами санидина на стенках жеоды в обломке грубозернистой породы, состоящей из флогопита, диопсида, санидина и анортита. Отдельные образцы с афганитом отмечались из Фоссо Аттичи [7] и Монте-Соммы [7, 18].

Единичные кристаллы афганита обнаружены [19] при рентгеновском исследовании давина с о-ва Забаргад (Сент-Джонс) в Красном море (Египет).

Изм. При частичном изменении мутнеет и приобретает буроватый оттенок [11]. В приповерхностных условиях обесцвечивается, покрывается бурой пленкой оксидов железа и превращается в скрытокристаллические глиноподобные массы [14].

Отл. Отличается устойчивостью структуры при нагревании, устойчивой синей окраской после нагревания до 800°, тогда как другие алюмосиликаты, содержащие сульфатные центры окраски (вишневит, содалит), при нагревании до 500° и выше обесцвечиваются.

Межплоскостные расстояния афганита из м-ния Сары-Санг (Афганистан) [1]
CuK_α-излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
100	1	11,10	116	1	3,125	136	4	2,325
002	1	10,70	131	6	3,039	234	1	2,294
101	1	9,90	132	4	2,951	502	4	2,170
103	7	6,00	133	4	2,821	330	8	2,130
201	4	5,36	305	3	2,799	1.0.10	1	2,094
104	9	4,82	400	6	2,769	129	7	2,057
120	3	4,18	401	6	2,744	152	1	1,950
121	4	4,105	402	8	2,685	408	6	1,925
105	8	3,997	008	3	2,663	506	1	1,881
204	1	3,850	108	3	2,606	154	4	1,864
300	10	3,688	403	4	2,580	3.0.10	1	1,845
123	3	3,609	135	4	2,495	431	1	1,812
106	1	3,388	232	1	2,473	246	1	1,803
124	8	3,298	118	7	2,460	432	8	1,792
220	1	3,202	140	4	2,418	2.2.10	1	1,771

Межплоскостные расстояния афганита из Тултуйского м-ния (Прибайкалье) [10]
Fe-излучение, без фильтра. Дифрактометр

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
2	5,99	4	3,02	1	2,485	2	1,920
8	4,81	2	2,95	5	2,451	1	1,589
1	4,16	1	2,812	3	2,407	1	1,838
6	3,99	4	2,758	1	2,320	1	1,808
1	3,83	5	2,734	1	2,163	4	1,790
10	3,67	5	2,675	8	2,123		
9	3,29	3	2,657	1	2,084		
1	3,18	3	2,571	3	2,048		

Межплоскостные расстояния афганита из вулканического комплекса
Монте-Сомма, Везувий* [18]

CuK_{α1}-излучение. Автоматический дифрактометр "Rigaku RU 200" с вращающимся анодом
и искривленным графитовым монохроматором

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
100	1	11,1400	424	1	1,95060
002	1	10,7607	408	4	1,92561
101	3	9,8726	514	1	1,86610
102	1	7,6952	431	1	1,81589
110	2	6,4165	515; 409	1	1,80447
103	8	6,0091	507; 418	6	1,79452
201; 004	2	5,3650	520	1	1,77435
104	30	4,8257	521	1	1,77009
210	3	4,1934	433; 21.11	1	1,76477
211; 114	5	4,1127	10.12	2	1,76097
105	12	3,9993	31.10	1	1,75671

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
204	1	3,8488	434	3	1,72515
300	100	3,6943	338	1	1,66766
301	2	3,6466	21.12	2	1,64240
213	4	3,6145	614	2	1,61176
205	1	3,3897	440	4	1,59996
214	56	3,3009	701; 20.13	1	1,57894
220	1	3,2009	703	1	1,54668
311; 304	9	3,0427	31.12	1	1,54293
215	2	2,9908	704	2	1,51862
107	4	2,9484	40.12	1	1,49998
313	5	2,8256	705	1	1,48506
305	2	2,7997	710	2	1,46820
400	10	2,7710	541; 714; } 40.13; 10.15 }	3	1,41566
401; 224	12	2,7495	627; 448	9	1,37344
207; 008	25	2,6775	803	2	1,35980
108	2	2,6035	804	3	1,34147
403	4	2,5860	00.16	4	1,33781
306	1	2,5659	805; 709	1	1,31796
315	3	2,4981	547; 718	2	1,28728
404	7	2,4610	43.12; 21.16	1	1,27509
410	5	2,4201	814	1	1,26063
405; 109	2	2,3271	52.12; 30.16	1	1,25821
413	1	2,2918	815	1	1,24122
500	1	2,2161	727; 638	1	1,23808
501	1	2,2066	900	1	1,23168
317; 308	2	2,1692	733	1	1,22848
00.10	9	2,1397	903	1	1,21345
330	18	2,1339	70.12	1	1,18415
420	1	2,0943	740	1	1,14941
407; 228	3	2,0536			

$$a_0 = 12,7997, c_0 = 21,4062 \text{ \AA}, V = 3037,2 \text{ \AA}^3.$$

* Образец из Минералогического музея Римского ун-та.

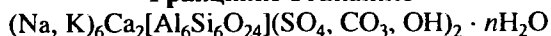
Примечание. Не приведены 70 линий, имеющих интенсивность < 1.

Литература

1. *Barian P., Ceshorn F., Giraud R.* // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1968. Vol. 91, N 1. P. 34–42.
2. *Победимская Е.А., Расцветаева Р.К., Терентьева Л.Е., Сапожников А.Н.* // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 4. С. 882–886.
3. *Ballirano P., Bonaccorsi E., Maras A., Merlino S.* // Europ. J. Miner. 1997. Vol. 9, N 1. P. 21–30.
4. *Расцветаева Р.К., Победимская Е.А., Терентьева Л.Е., Сапожников А.Н.* // Кристаллография. 1993. Т. 38, № 2. С. 94–103.
5. *Merlino S., Mellini M.* // Zeolite'76: Proc. Intern. conf. on the occurrence, properties and utilization of natural zeolite (Tucson), 1976; Program and Abstr. Tuscon (Ariz.), 1976. P. 47.
6. *Rinaldi R., Wenk H.R.* // Acta crystallogr. A. 1979. Vol. 35, pt 5. P. 825–828.
7. *Ballirano P., Maras A., Buseck P.R.* // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.
8. *Bonaccorsi E., Merlino S., Orlandi P. et al.* // Europ. J. Miner. 1994. Vol. 6, N 4. P. 481–487.
9. *Maras A., Ballirano P.* // XVI General Meet. IMA, Pisa: Program and Abstr. Pisa, 1994. P. 263.

10. *Leon L., Mellini M., Merlino S., Orlandi P.* // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, fasc. 2. P. 713–719.
11. *Иванов В.Г., Сапожников А.Н.* // Зап. ВМО. 1975. Ч. 104, вып. 3. С. 328–331.
12. *Зия-заде А.К., Платонов А.Н., Таращан А.Н., Беличенко В.П.* // Минерал. сб. Львов. 1971. № 25, вып. 4. С. 352–354.
13. *Hogarth D.D.* // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 1. P. 47–52.
14. *Иванов В.Г., Сапожников А.Н.* Лазуристы СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 170 с. (см. с. 52).
15. *Иванов В.Г., Сапожников А.Н., Таусон В.Л.* // Междунар. симпози., посвящ. 100-летию акад. Д.С. Коржинского “Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов”: Тез. докл. М., 1999. С. 84.
16. *Сердюченко Д.П.* Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. М.: Наука, 1985. 175 с. (см. с. 162).
17. *Merlino S., Orlandi P.* // Neues Jb. Miner Monatsh. 1977. H. 4. S. 163–167.
18. *Ballirano P., Maras A., Buseck P.R.* et al. // Powder Diffraction. 1994. Vol. 9, N 1. P. 68–73.
19. *Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M.* // Acta volcanol. 1992. Vol. 2: Marinelli volume. P. 55–63.

Францинит Franzinite



Назван по имени Марко Францини, профессора минералогии Университета в Пизе (Италия) [1].

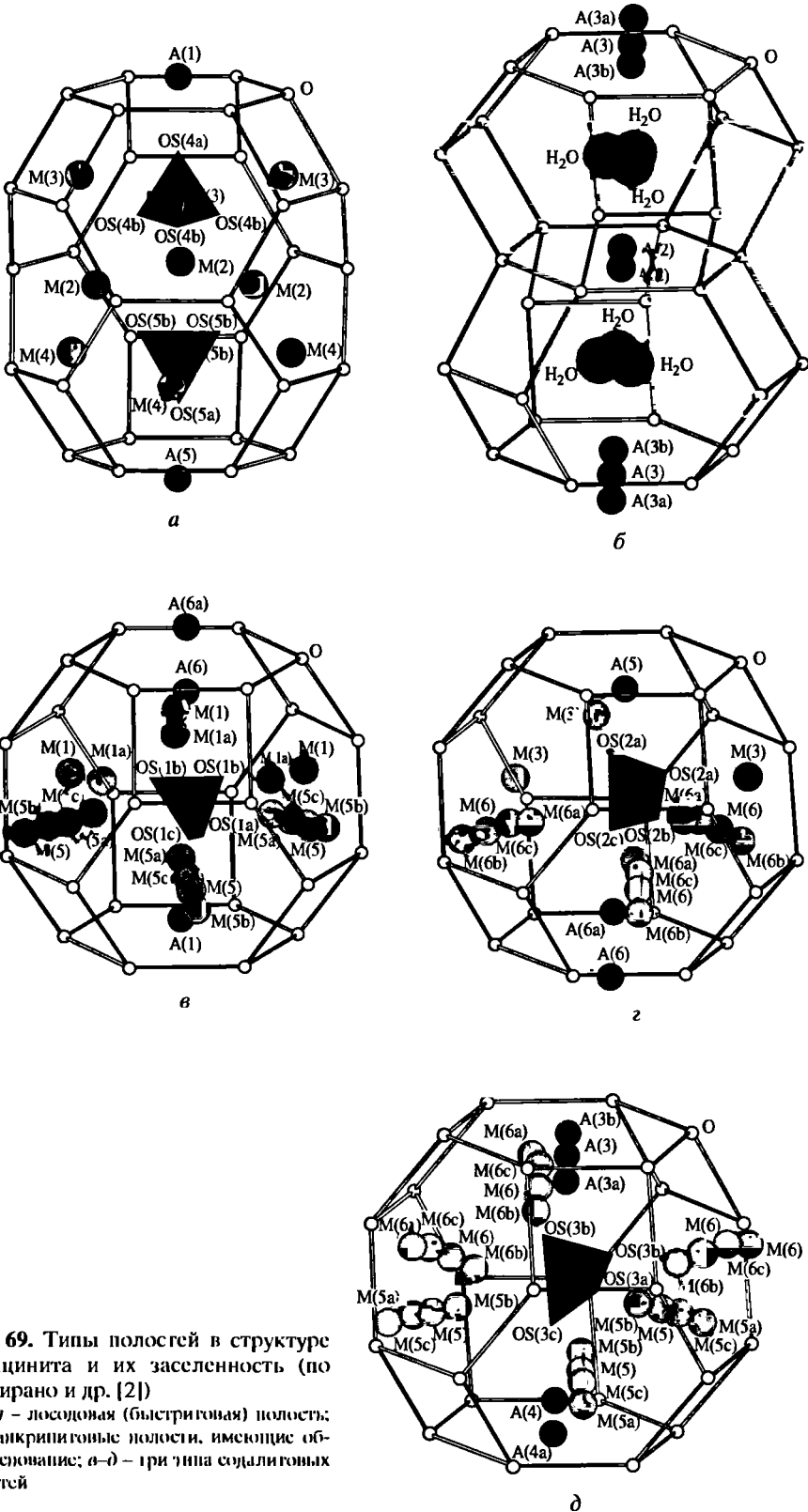
Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см в диаметре).

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_3^2 - P321$. $a_0 = 12,861\text{--}12,916$, $c_0 = 26,452\text{--}26,623$ Å (см. хим. анализы); $a_1 : c_0 = 1 : 2,050\text{--}1 : 2,070$; $Z = 5$.

Каркас структуры характеризуется 10-слойной упаковкой шестерных колец AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдров и упорядоченным распределением Si и Al.

Расшифровка структуры [2] ($a_0 = 12,916$, $c_0 = 26,543$ Å) показала, что каркас характеризуется ABCABACABC последовательностью чередования 6-членных колец тетраэдров и содержит канкринитовые, три типа содалитовых и лосодовые (быстритовые) полости. Установлено чередование двух канкринитовых и двух содалитовых полостей вдоль $[00z]$ и, кроме того, двух содалитовых и одной лосодовой полостей – вдоль $[2/3 \ 1/3 \ z]$ и $[1/3 \ 2/3 \ z]$. Все полости отличаются сложным распределением внекаркасных катионов (фиг. 69):

Позиция	Заселенность, %		Число атомов		
	Na	K, Ca	Na	K, Ca	Ca
A(1)	0	100	–	–	2,00
A(2)	100	0	1,0	–	–
A(3)	53	47	1,06	–	0,94
A(4)	89	11	0,89	–	0,11
A(5)	0	100	–	–	2,00
A(6)	83	17	1,66	0,34	–
M(1)	66	34	1,98	1,02	–
M(2)	19	81	1,14	4,86	–
M(3)	76	24	4,56	–	1,44
M(4)	42	58	1,26	–	1,74
M(5)	72	28	4,32	–	1,68
M(6)	60	40	3,60	2,40	–



Фиг. 69. Типы полостей в структуре францинита и их заселенность (по Баллирано и др. [2])

a – лосодовая (быстриговая) полость;
б – канкригитовые полости, имеющие общее основание; *а–д* – три типа содалитовых полостей

Каждая канкринитовая полость вмещает молекулу H_2O , которая смещена от тройной оси и может занимать одно из трех симметричных положений. Две канкринитовые полости, имеющие общие основания, содержат часть цепи $\dots Na-H_2O \dots Na-H_2O \dots$, сходной с имеющимися в структуре канкринита, вишне-вита и пителияноита. Содалитовые полости вмещают по одной сульфатной группе, лосодовая заселена двумя сульфатными группами. Отмечаются некоторые различия в распределении катионов и анионов в лосодовой полости францинита и лиотгита. Выше приведена структурная формула францинита (при $Z = 5$); авторы [2] приводят формулу $(Na, K)_{30}Ca_{10}[Si_{30}Al_{30}O_{120}](SO_4)_{10} \cdot 2H_2O$, соответствующую содержанию элементарной ячейки.

Межатомные расстояния (Å): Si-O = 1,54–1,68; Al-O = 1,64–1,78; Ca-O: A(1)-O = 2,57 и 2,68; A(5)-O = 2,46 и 2,90; Na-O = A(2)-O = 2,71 и 2,77; A(3)-O = 2,43–2,98; A(4)-O = 2,46–2,91; A(6)-O = 2,57–3,07; M(1)-O = 2,47–3,00; M(2)-O = 2,86–2,98; M(3)-O = 2,45–2,98; M(4)-O = 2,45–2,96; M(5)-O = 2,44–2,89; M(6)-O = 2,41–2,99.

Ранее указывалась несколько иная последовательность чередования катодных слоев – ABCABCABC и предполагалась возможность ее нарушения вследствие частичного замещения С-слоя слоем А [3]. Исследованиями методом высокой разрешающей электронной микроскопии [4] наряду с беспорядком в чередовании слоев во францините выявлена сверхструктура, обусловленная искажением каркаса, возможно, вследствие упорядочения внекаркасных катионов и анионов.

Кристаллы уплощенно-призматические (фиг. 70). Формы: $a(10\bar{1}0)$, $c(0001)$, $m(11\bar{2}0)$, $z(10\bar{1}1)$, $q(10\bar{1}3)$, $p(10\bar{1}4)$ [5].

Физ. св. [1, 5]. Сп. по (0001) ясная. Тв. 5. Уд. в. 2,46–2,52 (вычисл. 2,52–2,57). Цв. перламутрово-белый, бесцветный. Бл. перламутровый. Иногда прозрачные.

Для ИК-спектра характерна интенсивная полоса 1000 см^{-1} с плечом 1150 см^{-1} . Четкие полосы 700 , 650 , 600 см^{-1} и интенсивная – 450 см^{-1} [6]. В области $3000\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ наблюдалась [2] интенсивная полоса с максимумом при 3430 см^{-1} .

Микр. [1]. Одноосный (+). $n_e = 1,506\text{--}1,512$, $n_o = 1,504\text{--}1,510$ (см. хим. анализы); $n_e - n_o = 0,002$.

Хим. Самый богатый сульфатными анионами минерал группы.

Анализы (1–3 – метод рентгеновской флюоресцентной спектроскопии, 4–7 – микрозонд.):

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	11,50*	13,79*	10,99*	10,35	10,94	11,03	11,08 (10,08–11,55)
K ₂ O	4,24*	4,73	7,23	5,81	5,77	5,43	6,41 (5,56–7,53)
CaO	12,08*	9,81	10,44	11,23	10,84	11,08	8,88 (7,43–9,92)
MgO	0,14*	0,63	0,26	He опр.	He опр.	He опр.	1,10 (0,98–1,23)
Al ₂ O ₃	25,21	25,51	25,13	26,80	26,74	26,85	25,46 (24,60–26,12)
Fe ₂ O ₃	0,04*	0,10	0,10	He опр.	He опр.	He опр.	0,03 (0,00–0,07)
SiO ₂	32,44	30,92	31,85	30,45	31,06	31,07	30,38 (29,41–31,30)
Cl	0,36	1,12	0,13	0,23	0,65	0,20	0,10 (0,06–0,13)
F	–	–	–	0,03	0,05	0,05	–
H ₂ O	1,882*	2,432*	1,702*	0	0	0	He опр.
Сумма	100,08	100,25	100,03	98,89	99,65	99,71	96,13
–O=Cl ₂	0,08	0,25	0,03	0,06	0,17	0,07	0,14
Сумма	100,00	100,00	100,00	98,83	99,48	99,64	95,99
Уд.в.	2,49	2,46	2,52	–	–	–	–
d_{111}	12,884	12,861	12,906	12,907	12,902	12,904	12,89

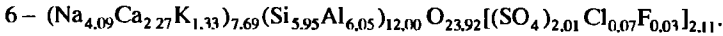
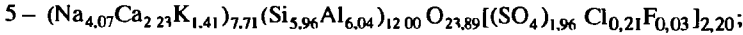
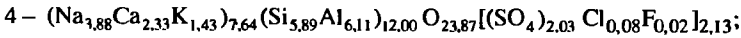
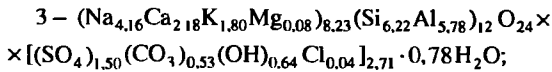
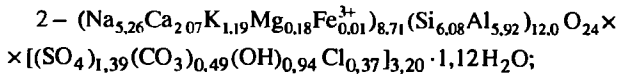
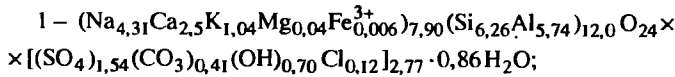
	1	2	3	4	5	6	7
c_0	26,580	26,623	26,452	26,526	26,518	26,514	26,63
n_e	1,512	1,506	1,507	—	—	—	—
n_o	1,510	1,504	1,505	—	—	—	—

* Атомно-абсорбционная спектроскопия.

2* Определения элементарным микроанализатором.

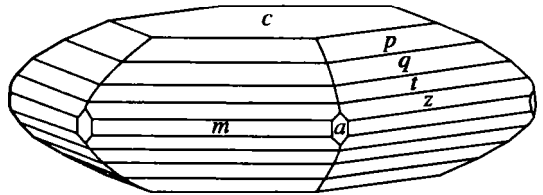
1–7 – Италия: 1 – Питильяно (Тоскана) [1]; 2, 3 – Сакрофано (округ Лациум) и Арикке [5]; 4, 6 – долина Бьякелла (округ Лациум) [6]; 5 – Фоссо Аттичи, Лациум (CO₂ и H₂O – по ИК-спектроскопии и расчету) [6]; 4, 5 – образцы из частной коллекции [6]; 6 – образец из Римского минералогического музея [6]; 7 – из метасоматически-измененных пород (керна скважины), Сабатини (Лациум), ср. из анализов 6 зерен; в скобках указаны пределы колебаний [7].

Эмпирические формулы (на основе (Si + Al) = 12), для ан. 1–3 в оригиналах приведен пересчет на 60 атомов (Si + Al):



Наход. Редкий. Встречается в вулканических областях Италии в изверженных породах. Найден на месторождении пемзы вблизи Питильяно (Тоскана) в виде белых призматических кристаллов (до 1 см в диаметре) в ассоциации с диопсидом и везувианом [1]; вблизи Арикки наблюдались хорошо образованные бесцветные кристаллы (до 4 мм в диаметре) в мелких пустотах в среднезернистой породе, сложенной авгитом, гроссуляром, санидином, флогопитом, волла-

Фиг. 70. Кристалл францинита из Арикки (по Леони и др. [5])



стонитом [5]; вблизи Сакрофано (Лациум) наблюдались плохо развитые молочно-белые кристаллы в породе, сложенной кристаллами флогопита, диопсида, анортита [5]. В Сабатини (Лациум) обнаружен [7] в керне скважины на глубине 2490 м в термально-метаморфизованных метасоматически-измененных породах, приуроченных к контакту доломитов и богатой калием щелочной интрузии.

Межплоскостные расстояния францинита из Питильяно (Италия) [1]

Cu-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

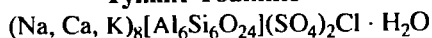
hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	$d(\text{Å})$
100	3	11,10	300	100	3,72	403	16	2,660
101	2	10,30	107	43	3,59	0.0.10	15	2,652

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
102	2	8,55	214	39	3,56	404	4	2,574
103	2	6,95	215	17	3,302	308; 405	3	2,471
110	5	6,44	220	2	3,220	410	5	2,436
104	7	5,70	216	16	3,054	2.0.10; 317	3	2,398
105	3	4,80	312	1	3,018	406	2	2,362
203	2	4,72	009	1	2,950	407	6	2,248
106; 115	11	4,11	313	8	2,922	3.0.10	8	2,161
212	2	4,02	224	2	2,885	330	29	2,148
213	42	3,81	217; 314; 400	3	2,805			

Литература

1. Merlino S., Orlandi P. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. H. 4. S. 163–167.
2. Ballirano P., Bonaccorsi E., Maras A., Merlino S. // Canad. Miner. 2000. Vol. 38, pt 3. P. 657–668
3. Merlino S. // Feldspar and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel 1984. 541 p. (см. с. 435).
4. Rinaldi R., Wenk H.R. // Acta crystallogr. A. 1979. Vol. 35, pt 5. P. 825–828.
5. Leoni L., Mellini M., Merlino S., Orlandi P. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1979. Vol. 35. fasc. 2. P. 713–719.
6. Ballirano P., Maras A., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.
7. Franceschini F., Orlandi P. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1989. Vol. 43, fasc. 3. P. 781–788.

Тунки́т Tounkite



Назван по живописной Тункинской долине, расположенной вблизи месторождений, где обнаружен минерал [1, 2].

Характ. выдел. Шестоватые агрегаты кристаллов.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_6^4 - P6_222$. $a_0 = 12,843$, $c_0 = 32,239$ Å. $a_0 : c_0 = 1 : 2,5102$; $Z = 6$.

Предполагается наличие элементов беспорядка в последовательности расположения вдоль оси *c* отдельных структурных фрагментов, скорее всего шестерных тетраэдрических колец; вероятен сдвиг отдельных ячеек на величину $1/3 c_0$.

Кристаллы длиннопризматические (до 1 см длиной)

Физ. св. Сп. по $(10\bar{1}0)$ средняя. Тв. 5,0–5,5. Уд. в. 2,56 (вычисл. 2,60). Цв. бу-тылочно-зеленый с желтоватым или синеватым оттенком (последний обусловлен, по-видимому, тесным сростанием с лазуритом). Бл. стеклянный.

Микр. Плеохроизм: по *Ne* – желто-зеленый, по *No* – бесцветный. Одноосный (+). Удлинение (–). $n_e = 1,543$, $n_o = 1,528$; $n_e - n_o = 0,015$.

Хим. Анализ (микросонд., ср. из анализов 6 зерен): $\text{Na}_2\text{O} - 10,25$; $\text{K}_2\text{O} - 6,46$; $\text{CaO} - 10,82$; $\text{SiO}_2 - 30,71$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 25,43$; $\text{H}_2\text{O}^* - 0,77$; $\text{Cl} - 2,90$; $\text{SO}_3 - 13,28$; сумма – 100,62; $-\text{O}=\text{Cl}_2 = 0,66$.

* Определено кулонометрическим методом из отдельной микронавески.

Эмпирическая формула (при $\text{Si} + \text{Al} = 12$ и $Z = 6$): $(\text{Na}_{3,93}\text{Ca}_{2,30}\text{K}_{1,64})_{7,87} \times (\text{Al}_{5,93}\text{Si}_{6,07}\text{O}_{24,00})(\text{SO}_4)_{1,97}\text{Cl}_{0,96} \cdot 1,02 \text{H}_2\text{O}$.

Диаги. исп. В разб. HCl быстро обесцвечивается, легко разлагается.

Нахожд. Найден на Мало-Быстринском и Тултуйском лазуритовых м-ниях (Южн. Прибайкалье) в связи с лазуритоносными метасоматитами; генетически

близок к афганиту, с которым всегда пространственно разобщен. На Мало-Быстринском месторождении приурочен к диоксид-лазуритовым породам, обычно замещает лазурит. На Тулгуйском м-нии образует кристаллы во внеконтактных лазуритовых кальцифирах, ассоциирует с кальцитом, диоксидом, пиритом, апатитом.

Изм. Легко замещается флогопитом, чем, возможно, обусловлена значительно меньшая распространенность тункита по сравнению с афганитом.

Межплоскостные расстояния тункита из Южн. Прибайкалья [1]

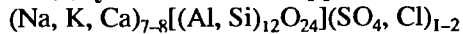
Си-излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
102	1	9,12	317	2	2,561	600	1	1,854
006	1	5,38	322	3	2,515	517	1	1,832
106	40	4,842	406	16	2,470	41.12	10	1,801
210	1	4,202	410	2	2,426	520	1	1,781
116	1	4,125	30.11	2	2,298	522	1	1,770
206	1	3,860	408	2	2,285	606	2	1,751
300	100	3,711	416	1	2,215	436	2	1,731
216	80	3,314	30.12	1	2,177	21.18	2	1,650
00.10	8	3,227	330	25	2,139	616	2	1,621
221	9	3,191	333	3	2,099	440	4	1,605
312	20	3,035	432	4	2,062	31.18	1	1,548
224	16	2,988	11.15	2	2,037	60.12	3	1,525
314	6	2,889	510	1	1,996	40.18	2	1,506
400	9	2,780	426	2	1,958	710	2	1,473
401	4	2,763	40.12	4	1,933	716	2	1,420
402	4	2,747	21.15	2	1,913	44.12	4	1,378
00.12	25	2,687	516	3	1,873	806	4	1,345
10.12	1	2,615						

Литература

1. Иванов В.Г., Сапожников А.Н., Пискунова Л.Ф., Кашаев А.А. // Зап. ВМО. 1992. Ч. 121, № 2. С. 92–95.
2. Иванов В.Г., Сапожников А.Н. Лазуриды СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 170 с. (см. с. 114).

Джузеппеттит Giuseppeppite



Назван в честь Джузеппе Джузеппетти, профессора минералогии Университета в Павии (Сев. Италия) [1].

Характ. выдел. Кристаллические массы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $C_{6v}^4 - P6_3mc$ или $D_{3h}^4 - P\bar{6}2c$. $a_0 = 12,85$, $c_0 = 42,22$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 3,285$; $Z = 8$ [1]; по другим данным [2], $a_0 = 12,858$, $c_0 = 42,306$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 3,290$.

Каркас структуры характеризуется сложной 16-слойной упаковкой колец с последовательностью чередования АВАВАВАСВАВАВАВАС (данные Мацци – устное сообщение, по: [3]). Наряду с канкринитовыми и содалитовыми полостями в структуре джузеппеттита предполагается новый тип полостей, названный джузеппеттитовым [2].

Физ. св. [1]. Сп. не наблюдалась. Тв. 6–7. Уд. в. 2,35 (вычисл. 2,365). Цв. фиолетово-голубой. Слабо просвечивает.

На ИК-спектре [1, 2] наблюдаются слабый перегиб при 3500 см⁻¹ (H₂O и/или OH-группы) и две сильные полосы при 1100 и 995 см⁻¹, связанные соответственно с асимметричными колебаниями Si–O–Si и SO₄ (1100 см⁻¹) и Si–O–Si (995 см⁻¹).

Микр. [1]. Одноосный (-). $n_o = 1,507$, $n_e = 1,491$; $n_o - n_e = 0,016$.

Хим. Анализы (микронзонд.):

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	14,37	14,06	Fe ₂ O ₃	0,03	–	Cl	0,78	0,63
K ₂ O	8,00	8,12	SiO ₂	33,25	32,87	Сумма	99,76	99,46
CaO	4,85	4,55	H ₂ O	–	1,50*	–O=Cl ₂	0,18	0,15
Al ₂ O ₃	28,56	27,79	SO ₃	9,92	9,94	Сумма	99,58	99,32

* По расчету.

1 – из прожилка в вулканической брекчии, Сакрофано (Лациум) [1]; 2 – долина Бьякелла (Лациум), образец из Римского минералогического музея [2].

Эмпирические формулы (на основе (Si + Al) = 12):

1 – (Na_{5,0}K_{1,8}Ca_{0,9})_{7,7}(Al_{6,0}Si_{6,0})₁₂O₂₄(SO₄)_{1,3}Cl_{0,2};

2 – (Na_{4,99}K_{1,89}Ca_{1,89})_{7,77}(Al_{5,99}Si_{6,11})₁₂O_{23,89}(SO₄)_{1,36}Cl_{1,20}·0,90H₂O.

Нахожд. [1]. Найден в крупном обломке вулканической брекчии в Сакрофано (Лациум, Италия). Наблюдался в виде тонких (несколько мм) будинированных жилок в лейкократовой санидиновой породе, содержащей нефелин, гаюин биотит и незначительные количества кальцита.

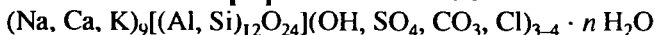
Межплоскостные расстояния джузеппетита из Сакрофано (Италия) [1]
CuK_α-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d(Å)	hkl	l	d(Å)
100	24	11,14	312	} 6	3,042	330	66	2,141
110	62	6,42	308			421	10	2,096
112	4	6,17	314	5	2,964	3.2.12	3	2,066
106	5	5,96	309	} 14	2,907	4.0.14	7	2,044
200	16	5,57	1.0.14			2.2.16	7	2,040
114	10	5,51	316	5	2,826	511	} 9	1,999
202	14	5,387	400	40	2,781	510		
107	43	5,304	402	39	2,756	428	4	1,955
108	8	4,770	228	} 42	2,748	4.0.16	7	1,915
109	53	4,318	317			518	4	1,871
210	28	4,203	404	10	2,691	600		
212	8	4,120	405	} 62	2,640	601	10	1,854
207	7	4,086	0.0.16			4.0.17		
213	4	4,028	406	} 14	2,581	3.2.16	5	1,836
1.0.10	13	3,946	319			4.1.16	22	1,787
214	12	3,905	320	15	2,551	520	24	1,783
208	7	3,831	407	22	2,526	437	} 8	1,751
215	16	3,765	3.1.10	3	2,493	608		
300	100	3,712	1.1.16	5	2,440	3.2.18	4	1,730
216	10	3,608	410	11	2,427	439	4	1,705

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
304	25	3,503	409	13	2,392	4.0.20	8	1,683
217	80	3,446	4.0.10	5	2,322	2.1.23		
2.0.12	9	3,354	4.0.11	7	2,252	529	4	1,667
218	51	3,385	417					
306			3.0.15	4	2,240	5.1.15	5	1,630
220	28	3,229	329			4.0.21		
219	70	3,126	4.0.12	5	2,182	440	32	1,606
311	15	3,081	3.0.16	27	2,149	619	17	1,602

Литература

1. *Mazzi T., Tadini C.* // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1981. H. 3. S. 103–110.
2. *Ballirano P., Maras A., Buseck P R.* // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 7/8. P. 1003–1012.
3. *Merlino S.* // Feldspar and feldspathoids / Ed. W.L. Brown. Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel, 1984. 541 p. (см. с. 435).

Сакрофанит *Sacrofanite*

Назван по месту находки в вулканической области Сакрофано (Италия) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 см).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6v}^4-P6_3mc$, $D_{3h}^4-P\bar{6}2c$ или $D_{6h}^4-P6_3/mmc$.

$a_0 = 12,865$, $c_0 = 74,240$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 5,771$; $Z = 14$ [1]; по данным [2], $a_0 = 12,8945$, $c_0 = 74,2128$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 5,7554$.

Каркас структуры, по данным высокоразрешающей электронной микроскопии, отличается сложной 28-слойной упаковкой 6-членных колец AlO_4^- и SiO_4 -тетраэдров с последовательностью чередования ABCABCABACA-SABACBACBACABABAC [3].

Кристаллы – гексагональные призмы, уплощенные по (0001).

Физ. св. [1]. Сп. весьма совершенная по (0001), совершенная по (0110). Тв. 5,5–6. Уд. в. 2,423 (вычисл. 2,446). Бесцветный. Бл. перламутровый. Прозрачный. В ИК-спектре образца хим. ан. 1 выделяются [1] слабые полосы при 3500 см^{-1} (ОН-группы), 1630 см^{-1} (H_2O), сильная полоса 995 см^{-1} (с плечом 1115 см^{-1}), обусловленная асимметричными колебаниями Si–O–Si, а также полосы при 640, 620, 585 и 440 см^{-1} (колебания (Si, Al)–O-каркаса). Наряду с указанными в ИК-спектре другого образца (хим. ан. 2) наблюдаются максимумы 3570 и 3350 см^{-1} , подтверждающие присутствие ОН-групп, и четкая полоса при 1634 см^{-1} , связанная с H_2O [2].

Микр. [1]. Одноосный (–). $n_o = 1,505$, $n_e = 1,486$; $n_o - n_e = 0,019$.

Хим. Анализы (1 – рентгеновская флюоресцентная спектроскопия, 2 – микрозонд.):

	1	2		1	2
Na_2O	16,50*	9,84	CO_2	1,00 ^{2*}	He опр. ^{3*}
K_2O	5,56	6,60	SO_3	7,77	12,48
CaO	8,76	10,98	Cl	0,59	0,50
Al_2O_3	24,94	27,75	F	He опр.	0,41
Fe_2O_3	0,35	–	Сумма	101,00	97,28
SiO_2	33,06	30,72	–O = Cl ₂ , F ₂	0,13	0,26
H_2O	2,47 ^{2*}	He опр. ^{3*}	Сумма	100,87	97,02

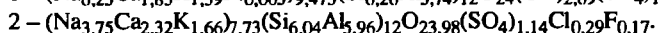
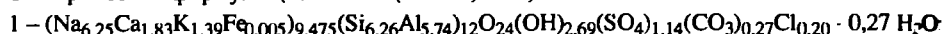
* Определено методом атомной абсорбции.

^{2*} Микроопределения элементным микроанализатором "Перкии-Эльмер 707".

3* По данным ИК-спектроскопии, содержит H_2O и небольшое количество OH , но не содержит CO_2 .

1 – Сакрофано (Лациум, Италия) [1]; 2 – долина Бьякелла, Сакрофано [2], образец из Минералогического музея Римского ун-та, в оригинале сумма – 97,34.

Эмпирические формулы (на основе $(Si + Al) = 12$):



Находж. [1]. Найден в пустоте в обломке вулканической брекчии в Сакрофано (Лациум, Италия) среди санидина, андрадита, диопсид-авгита и гаюина.

Межплоскостные расстояния сакрофанита из Сакрофано (Лациум, Италия)* [1]

Cu -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр "Philips"

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
100	12	11,12	218	5	3,83	410	4	2,433
102	4	10,69	219	25	3,74	32.11	1	2,394
109	3	6,62	300	100	3,73	40.10	3	2,270
110	9	6,42	10.19	26	3,685	31.23	1	2,231
00.12	5	6,17	21.12	43	3,483	30.28	8	2,158
10.12	8	5,41	21.14	6	3,299	330	18	2,149
00.14	4	5,29	30.16	10	2,897	41.28	2	1,788
10.14	7	4,78	22.12	4	2,854	440	4	1,611
00.16	3	4,60	400	6	2,787	40.38	2	1,607
10.16	5	4,27	403	4	2,768	60.28	2	1,533
210	5	4,20	405	3	2,741	710	2	1,477
11.14	2	4,09	30.14	5	2,671	44.28	4	1,376
216	2	3,99	00.28	30	2,648	40.47	3	1,373
217	5	3,92	40.12	3	2,543			
10.18	6	3,86	40.14	4	2,467			

* Оригинал хим. ан. 1.

Межплоскостные расстояния сакрофанита из Сакрофано (Лациум, Италия)* [2]

$Cu K_{\alpha}$ -излучение. Дифрактометр "Rigaku RU 200" с вращающимся анодом и искривленным графитовым монохроматором

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
006	1	12,4054	219	25	3,7574	00.28	31	2,6513
100	23	11,1822	300	100	3,7233	409	30	2,6452
101	3	11,0423	10.19	14	3,6898	40.10	5	2,6123
102	10	10,6957	305	3	3,6101	10.28	3	2,5773
105	5	8,9272	21.11	4	3,5787	320	2	2,5616
106	2	8,2924	10.20	9	3,5229	40.12	5	2,5447
109	5	6,6319	21.12	27	3,4876	326	2	2,5089
110	14	6,4491	309	4	3,3935	40.14	6	2,4702
00.12; 10.10	4	6,1888	00.22; 10.21	4	3,3708	11.28	2	2,4519

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
114	1	6,0955	21.14	62	3,3021	30.23	5	2,4378
10.11	1	5,7714	30.11	2	3,2594	31.19	5	2,4276
116	1	5,7122	220	3	3,2224	40.16	2	2,3915
200	2	5,5834	20.19	3	3,2020	419	1	2,3364
10.12	9	5,4138	21.16	16	3,1229	00.32	3	2,3202
00.14	3	5,3044	310	2	3,0974	32.14	2	2,3065
206	2	5,0867	315	7	3,0315	40.19	5	2,2718
207	1	4,9459	21.18	5	2,9493	500	3	2,2329
10.14	15	4,7921	319	11	2,8989	505	2	2,2099
209	3	4,6285	21.19	3	2,8662	40.21	2	2,1904
11.12	2	4,4625	22.12	4	2,8591	30.28	15	2,1583
10.16	4	4,2834	30.17	4	2,8326	509	8	2,1553
210	6	4,2230	400	7	2,7912	330	18	2,1495
212	4	4,1953	402	9	2,7844	21.30	2	2,1349
213	2	4,1604	403	5	2,7744	420	3	2,1102
20.12	2	4,1488	31.12	5	2,7693	10.35	2	2,0824
11.14	4	4,0959	22.14	4	2,7544	427; 41.19	5	2,0688
215	2	4,0626	405	5	2,7445	33.10	3	2,0634
216	3	3,9940	31.13	2	2,7218	22.28	3	2,0474
217	8	3,9209	407	4	2,6995	31.28	1	2,0137
10.18	8	3,8670	31.14	98	2,6744	32.23	4	2,0057
20.14	7	3,8439	10.27	7	2,6682	33.14	2	1,99192
42.14	3	1,96095	40.34	1	1,71914	710	3	1,47890
50.19	3	1,93958	613	3	1,69847	44.28	7	1,37716
40.28	4	1,92253	61.12	1	1,64185	723; 80.12	2	1,36205
51.12	1	1,90883	21.42	3	1,62956	8.0.14	2	1,34988
51.14	4	1,87622	61.14	2	1,62112	728; 80.16	1	1,33665
604	2	1,85184	440	7	1,61176	00.56	3	1,32487
606	2	1,84061	51.28	2	1,59946	80.19	3	1,31398
430	1	1,83575	700	2	1,59540	80.21; 11.56	2	1,29838
42.21	3	1,81184	705	1	1,58637	71.28	2	1,29165
41.28	8	1,79452	709	3	1,56623	55.16; 739	4	1,24231
520	4	1,78828	70.14; 628	1	1,52723	73.14	1	1,22244
60.14	1	1,75540	60.28	4	1,52313	740	1	1,15794
43.14	1	1,73548	40.42	2	1,49301			

* Оригинал хим. ан. 2.

Примечание. Не приведены 27 линий, имеющих интенсивность < 1.

Литература

1. *Buttagato F., Parodi I.C., Zanazzi P.F.* // Neues Jb. Miner. Abh. 1980. Bd. 140, N 1. S. 102–110
2. *Ballirano P., Maras A., Buseck P.R.* et al. // Powder Diffraction. 1995. Vol. 10, N 1. P. 13–19.
3. *Ballirano P., Maras A., Buseck P.R., Wang S.* // Abstr. of XVI General Meet. IMA. Pisa, 1994. P. 2

СТРУКТУРА ТИПА СКАПОЛИТА

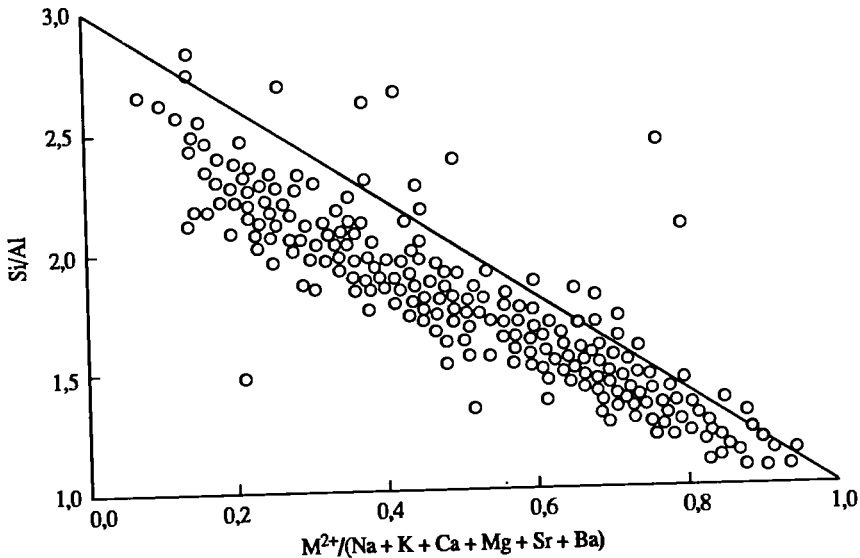
		ГРУППА СКАПОЛИТА						
	Сингония	Пр.гр.	a_0	c_0	V	c/a	Уд. в.	
Мариалит $\text{Na}_4[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}]\text{Cl}$	Тетраг.	$I4/m$	12.041	7.568	1098	0.629	2.58	
Дипир $\text{Na}_3\text{Ca}[\text{Al}_{3.66}\text{Si}_{8.33}\text{O}_{24}]\text{Cl}_{0.66} \times$ $\times (\text{CO}_3)_{0.33}$	Тетраг.	$P4_2/n$	12.075	7.581	1107	0.628	2.65	
Мицзонит $\text{NaCa}_3[\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}]\text{CO}_3$	Тетраг.	$P4_2/n$	12.154	7.567	1112	0.624	2.66	
Мейонит $\text{Ca}_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{CO}_3$	Тетраг.	$I4/m$	12.184	7.576	1124	0.621	2.74	
Силвиалит $\text{Ca}_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{SO}_4$	Тетраг.	$I4/m$	12.160	7.560	1118	0.622	2.75	

Общая формула минералов группы скаполита: $\text{M}_4\text{T}_{12}\text{O}_{24}\text{A}$, где М – Са, Na, К, реже Mg, Fe, Sr, Ba, Mn, Ti; Т – Si, Al; А – Cl^- , F^- , HCO_3^- , HSO_4^- или OH^- (для мариалита), CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , $(\text{OH})_2^{2-}$, Cl_2^- или F_2^- (для мейонита).

Термин “скаполиты” – scapolites (от греч. $\zeta\chi\alpha\lambda\omicron\varsigma$ (скапос) – колонна, ствол), подчеркивающий призматический габитус кристаллов, служивший в настоящее время для обозначения всей группы минералов, введен в 1800 г д’Андрале (d’Andrade) первоначально для обозначения разновидностей, отличающихся от обычных минералов этого ряда, обогащенных Na и Cl и названных им тогда же вернеритами – verneerites – в честь немецкого геолога Абрахама Готтлоба Вернера. Групповое название “скаполиты” используется после Чермака (1883) и Дена (1892), что узаконено решениями КНМиНМ ММА в 1959–1960 и 1986 гг. [1]. Термин “вернерит” считается синонимом скаполита и более не употребляется.

Детальная этимология дана у Дена (1892), Хинце (1918), Дёльтера (1917), Гольдшмидта (1923). Наталит – nuttallite, пассауит – passauite, порцелланит – porzellanite, онтариолит – ontariolite, екербергит – ekerbergite, эсбаит – esbyite, парантит – parantite, строгоновит – strogonovite; все эти названия являются синонимами скаполита и сейчас также не используются.

Минералы группы скаполита обычно рассматриваются как твердые растворы серии $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \times \text{NaCl} - 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \times \text{CaCO}_3$, хотя чистые мариалит $\text{Na}_4[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}]\text{Cl}$ и мейонит $\text{Ca}_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3)$ в природе не известны (фиг. 71) и отсутствует полный ряд твердых растворов между искусственно полученными конечными членами (Винчелл, 1924).



Фиг. 71. Зависимость отношения Si/Al от содержания M^{2+} (в мол.% Me) в скаполитах (по Соколовой и др. [44])

По содержанию мейонитового компонента ($\text{Me} = (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti})/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti}) \cdot 100$ или упрощенно $\text{Me} = \text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca}) \cdot 100$) выделены мариалит (0–20% Me), дипир (20–50% Me), мицзонит (50–80% Me) и мейонит (80–100% Me) [2].

Название “мариалит” – marialite (Ma) дано в 1866 г. фон Ратом (von Rath) в честь своей жены Марин Розы фон Рат (1830–1888). Мейонит – meionite (Me) – назван в 1801 г. Хауи (Haui), от греч. $\mu\epsilon\iota\omicron\nu$ (мейон) – меньше, что указывает на менее острые грани пирамиды на кристаллах, отличающие его от ассоциирующего с мейонитом везувиана в районе его нахождения на вулкане Везувий. Название “дипир” – dipyrte, от греч. $\delta\iota\zeta$ – двойной и $\tau\upsilon\rho$ – огонь, дано Хауи (Haui, 1801) для подчеркивания двойственности поведения минерала при нагревании – плавления, сопровождающегося фосфоресценцией. Термин “мицзонит” – mizzonite, от греч. $\mu\epsilon\iota\zeta\omicron\nu$ (мейзон) – большой, подчеркивает более высокое отношение осей c/a мицзонита по сравнению с близким по составу мейонитом.

По составу выделены также следующие разновидности: калиевый скаполит – K-scapolite [3], натриевый мейонит – Na-meionite [4], хлор-мариалит – Cl-marialite, сульфат-мариалит – SO_4 -marialite, сульфат-мейонит – SO_4 -meionite (Дир и др., 1966), карбонат-мейонит – CO_3 -meionite. По цвету – глауколит – glaukolith, от греч. $\gamma\lambda\alpha\upsilon\kappa\omicron\varsigma$ (голубой) (Waldheim, 1832).

Изоморфизм в серии мариалит–мейонит, по-видимому, не является полным. Некоторые исследователи [5] полагают, что многие области твердых растворов в минералах могут распадаться на дискретные стехиометрические фазы, имеющие только слабые различия в составах.

Природные скаполиты показывают широкие вариации в параметрах решетки ($a = 12,01\text{--}12,20$, $c = 7,51\text{--}7,63$ Å), что указывает на отклонение от мариалит-мейонитовой линии и на необходимость рассматривать составы скаполита в системе $3(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8) \times \text{NaCl} - 3(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8) \times \text{NaHCO}_3 - 3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \times \text{CaCO}_3 - 3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \times \text{CaCl}_2$ или учитывать присутствие SO_4 - и К-ионов [6].

В пределах отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ от 0 до 0,75 состав скаполита изменяется линейно между $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$ и $\text{NaCa}_3\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}\text{CO}_3$ с замещением $\text{Na}_3\text{Si}_2\text{Cl}$ на $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{CO}_3$, при этом Ca включает незначительное количество Sr, Na, K, а CO может включать существенное количество SO_4 . При $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) = 0,75-1,00$ состав скаполитов варьирует от $\text{NaCa}_3\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}\text{CO}_3$ к $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$ с замещением NaSi на CaAl , как в плагиоклазах. Таким образом, анионные замещения заканчиваются на отношении $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) = 0,75$. В связи с этим предложено новое подразделение скаполитов по отношениям $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}) = 0,25, 0,5$ и $0,75$ соответственно вместо 0,2, 0,5 и 0,8, использовавшихся ранее для мариалита, дипира, миццонита и мейонита [4].

Нами принято данное подразделение минералов группы скаполита как наиболее употребляемое в литературе, а также обусловленное сменой пр. гр. и геологической позицией минералов.

Химические формулы минералов группы скаполита выведены на основе $\text{Si} + \text{Al} = 12$ [4]:

$\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na}), \text{Me}, \%$	Na, включая K	Ca, включая Sr	Al	Si	O	Cl	CO_3 , включая SO_4
0	4	0	3	9	24	1	0
0,25	3	1	3,66	8,33	24	0,66	0,33
0,5	2	2	4,33	7,66	24	0,33	0,66
0,75	1	3	5	7	24	0	1
1,0	0	4	6	6	24	0	1

В зависимости от содержания $\text{Ca} + \text{Sr}$ в скаполитах идет замещение по одной из двух возможных схем [4].

1. $0 < \text{Ca} + \text{Sr} < 3,0$. Тройное замещение $(\text{Ca} + \text{Sr})_3\text{Al}_2\text{CO}_3$ на $(\text{Na} + \text{K})_3\text{Si}_2\text{Cl}$ согласно линейной зависимости между составами мариалита $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$ и миццонита $\text{NaCa}_3\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}\text{CO}_3$.

2. $3,0 < \text{Ca} + \text{Sr} < 4,0$. Двойное замещение $(\text{Ca} + \text{Sr})\text{Al}$ на $(\text{Na} + \text{K})\text{Si}$, аналогичное замещению в плагиоклазах, без изменения в анионной части согласно зависимости между составами миццонита $\text{NaCa}_3\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}\text{CO}_3$ и мейонита $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$.

Золотарев [7] на основании рентгенометрического изучения ювелирных скаполитов Вост. Памира (м-ние Кукурт) предлагает выделять новую область составов – между мариалитом $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ и миналом $\text{CaNa}_3(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24})\text{Cl}$ с изменением состава по плагиоклазовой схеме изоморфизма $\text{Na} + \text{Si} \rightarrow \text{Ca} + \text{Al}$ без участия добавочных анионов.

Химические анализы скаполита, однако, редко бывают точными. Трудность отделения сосуществующих минералов, наличие микроскопических включений кальцита, пирита, галита и других минералов в кристаллах скаполита искажают состав редких и зачастую главных элементов, а хрупкость и жесткость скаполита мешают его измельчению и создают трудности при определении воды [8]. Микронзондовые анализы показывают более низкие содержания TiO_2 , MnO , MgO и в меньшей степени суммарного Fe [4].

Принципиальная модель кристаллической структуры скаполитов предложена Полингом [9]. Позднее она была неоднократно подтверждена и уточнена для различных по симметрии и составу скаполитов [5, 10–47].

Скаполиты характеризуются тетраг. с. Пр. гр. C_{4h}^5-14/m и $C_{4h}^4-P4_2/n$. $a_0 = 12,04-12,18$, $c_0 = 7,56-7,58$ Å; $V = 1098-1124$ Å³. Крайние члены скаполитового

ряда – мариалит и мейонит – кристаллизуются в высокосимметричной пр. гр. C_{4h}^5-I4/m , тогда как для промежуточных членов ряда типична примитивная пр. гр. $C_{4h}^4-P4_2/n$ [15, 18]. Ульбрих [15] полагал, что промежуточные скаполиты не могут рассматриваться как идеальные твердые растворы.

Изменение пр. гр. в зависимости от состава скаполита следующее:

	1	2	3	4	5
№ обр.	6/N	ON8	17122	17120	17139
Me, %	14–20	21,3	32,5	37	48,2
Пр. гр.	$I4/m$	$I4/m$	$P4_2/n$	$P4_2/n$	$P4_2/n$
	6	7	8	9	10
№ обр.	985	17141	17161	M730	M9122
Me, %	65,2	67,4	71,1	74,8	92,7
Пр. гр.	$P4_2/n$	$P4_2/n$	$P4_2/n$	$I4/m$	$I4/m$

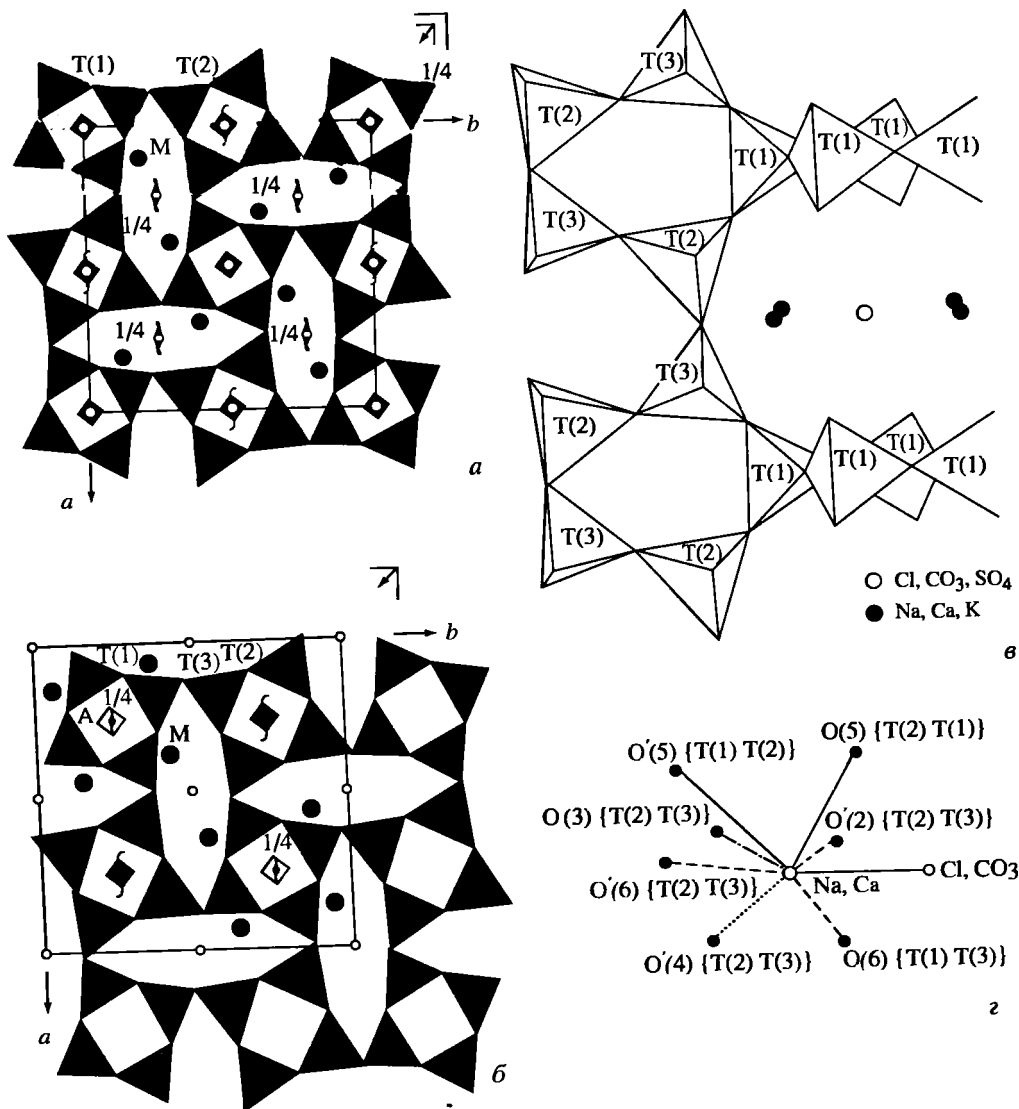
1 – Бишоп Туф, шт. Калифорния, США; 2 – Гудерхем, пров. Онтарио, Канада; 3 – Майнвилл, пров. Онтарио, Канада; 4 – Гувернер, шт. Нью-Йорк, США; 5 – Гастингс Каунти, пров. Онтарио, Канада; 6 – Хадерсфилд, пров. Квебек, Канада; 7 – Импилахти, Финляндия; 8 – Бакс, шт. Пенсильвания, США; 9 – Гренвилл, пров. Онтарио, Канада; 10 – Монте-Сомма, Везувий, Италия.

(Si–Al)-каркас скаполитов состоит из двух групп 4-членных колец, образованных Al_2O_4 - и SiO_4 -тетраэдрами. Кольца первого типа составлены только тетраэдрами Т(1), вершины которых одинаково ориентированы. Кольца второго типа составлены тетраэдрами Т(2) и Т(3), вершины которых направлены попеременно вверх или вниз. Два типа колец соединены между собой, образуя 5-членные кольца вдоль бесконечных колонн (цепочек) параллельно оси с. Протяженные овальной формы каналы содержат Na^+ - и Ca^{2+} -катионы. Каждый Cl^- и CO_3^{2-} -анион окружен 4(Na, Ca)-катионами (фиг. 72).

Хассан и Бусек [29], опираясь на данные высокоразрешающей электронной микроскопии, выделили две бинарные серии твердых растворов в группе скаполита: серию “а” с составами между 0–75% Me, образованную парным замещением $[Na_4Cl]^{3+}Si_2 \leftrightarrow [NaCa_3CO_3]^{5+}Al_2$, и серию “б” 75–100% Me, где замещение происходит по схеме $[NaCa_3CO_3]^{5+}Si \leftrightarrow [Ca_4CO_3]^{6+}Al$. Минерал состава Me₇₅, по мнению этих авторов, является законным конечным членом серий и должен считаться независимым минеральным видом.

Выделение двух пр. гр. для крайних ($I4/m$) и промежуточных ($P4_2/n$) членов группы скаполита базировалось на рентгеновском дифракционном изучении [13–19, 22, 24], тогда как электронно-дифракционное изучение показало, что серия “а” имеет пр. гр. $P4$ или $P4/m$ как результат упорядочения кластеров, образующих антифазные домены, а серия “б” – пр. гр. $I4/m$ как результат беспорядочного распределения кластеров [29, 30].

Теертстра и Шеррифф [36, 40, 41] показали, что изоморфные замещения плагиоклазового типа не выполняются в группе скаполита и по сравнению с плагиоклазом скаполиты более обогащены Na (см. фиг. 71). Они рассматривали также стехиометрию серии твердых растворов мариалит–мейонит в зависимости от трех типов независимых изоморфных замещений: 1) изменения Si/Al отношения в тетраэдрическом каркасе (позиция Т); 2) $2M^+ \leftrightarrow M^{2+}$ замещения, преимущественно Na^+ и K^+ на Ca^{2+} в полостях каркаса (позиция М); 3) $2A \leftrightarrow A^{2-}$ анионного замещения, преимущественно Cl^- на CO_3^{2-} и S-содержащие анионы (позиция А). Возникновение твердых растворов может быть объяснено совме-



Фиг. 72. Кристаллическая структура скаполита (по Соколовой и др. [44])

a – проекция на (001); показаны элементы симметрии пр. гр. $I4/m$; *б* – то же, для пр. гр. $P4_2/n$; *в* – фрагмент структуры скаполита вдоль оси *c* (пр. гр. $P4_2/n$); *г* – схематическое изображение ближайшего окружения М-позиции

стным замещением в М-, Т- и А-позициях в соответствии с требуемым балансом зарядов и максимальной занятостью позиций.

Теертстра и Шеррифф [40, 41] разделяют серию скаполитов на три изоморфные серии: $9,0 > Si > 8,4$; $8,4 > Si > 7,3$; $7,3 > Si > 6,0$. Номенклатурная последовательность в скаполитах, по их данным, следующая: мариалит ($Me = 0-15$), Са-мариалит ($15 < Me < 50$), На-мейонит ($50 < Me < 65$) и мейонит ($Me = 65-100$).

Таким образом, выводы о количестве рядов в серии твердых растворов мариалит-мейонит и областях их разрывов [7, 40, 41] в настоящее время являются дискуссионными и не имеющими достаточного структурного подтверждения [47].

Тетраэдрические позиции Т(2) и Т(3), различающиеся в пр. гр. $P4_2/n$, в каркасе структуры с пр. гр. $I4/m$ сливаются в одну Т(2), занятую Si и Al [4, 15].

Заселенность Т-позиций в скаполитах, по данным ЯМР [28], в соответствии с предлагаемой авторами моделью упорядочения Al–Si в структуре, когда заряд в каждой структурной полости локально компенсируется соответствующим числом тетраэдров $[AlO_4]$, такова, что в любом 4-членном кольце может быть максимум два атома Al, чередующихся с атомами Si, так что существуют только связи Al–O–Si. В 5-членных кольцах при высоком содержании Me могут существовать связи Al–O–Al.

С увеличением содержания мейонитового компонента в конечном члене серии занятость Al в этих кольцах увеличивается до 50%. Выше этой точки кольца второго типа должны начать формировать Al–O–Al связи, не стабильные в каркасных силикатах. Плотность Al–O–Al связей может уменьшаться посредством дополнительного замещения Al в первом типе 4-членных колец, что и наблюдается в мицзоните, где около 25% тетраэдров первого типа занято Al. Возможно, что существование нестабильных Al–O–Al связей в скаполите объясняет, почему чистый мейонит редок в природе, а обычны скаполиты с дефицитом Al.

Вычисления электростатической энергии для скаполитов промежуточного состава показали, что наибольшая устойчивость достигается, когда максимальное количество Na^+ размещается вокруг Cl^- , а Ca^{2+} – вокруг соседних CO_3^{2-} -радикалов. Короткие связи Na_4Cl - и Ca_4CO_3 -кластеров энергетически предпочтительны и могут образовывать антифазные домены. Электрически нейтральное анион/радикал состояние в скаполите позволяет считать, что необычные вариации состава в мариалит-мейонитовой серии являются результатом кристаллографического “принуждения” к двум возможным независимым друг от друга обменным реакциям: $NaCl \leftrightarrow CaCO_3$ и $NaSi \leftrightarrow CaAl$ [25].

Браунс [48] показал, что сера в скаполитах является важным компонентом и выделил конечный член состава $3[CaAl_2Si_2O_8] \times CaSO_4$, назвав его сальвиалитом. Сера-доминантный скаполит был изучен [45] и утвержден КНМиНМ ММА в качестве самостоятельного минерального вида [49] с идеальной формулой $Ca_4[Al_6Si_6O_{24}](SO_4)$.

Координационное положение серы в структуре скаполитов в последние годы было предметом оживленной дискуссии.

Координация S изучалась на рентгеновском спектрографе “Philips PW 1220” (55 кВ, 36 мА, диаметр 160 и 3 мм) посредством сравнения длины волн серы, произведенных флюоресцентным возбуждением CaS, $CaSO_3$ и $CaSO_4$, с длиной волн флюоресцентной радиации, испускаемой естественными образцами богатых серой скаполитов района Лаахерского оз. (Германия) и трубки Делегат (Австралия). Сделано заключение о присутствии шестивалентной серы. Наличие радикала SO_4^{2-} ограничивает нахождение содержащих его скаполитов в природе, так как для их образования требуются не только высокие температура и давление, но и высокая фугитивность кислорода [50].

Высокосернистые природные скаполиты обычно малохлористые, т.е. сера занимает в структуре скаполита место хлора. Предполагают, что сера может присутствовать в скаполите как двухвалентный ион S^{2-} [51], обеспечивая равновесие между металлической сульфидной и силикатной составляющими скаполита. S^{2-} - и Cl^- -ионы имеют сходные ионные радиусы, тогда как SO_4^{2-} -ионы намного больше, чтобы быть приспособленными к положению хлора. Однако изучение ИК-спектров поглощения богатых и бедных серой скаполитов [52] показало присутствие слабых полос SO_3^{2-} -ионов.

ИК-спектры поглощения не позволяют однозначно решить вопрос о присутствии серы в скаполитах как SO_4^{2-} -ионов, хотя и не противоречат этому. Абсорбционные эффекты присутствия SO_4^{2-} слабые, т.е. близки к таковым SiO_4^{2-} . Высокосернистые скаполиты могут содержать серу более чем в одном координационном положении. Углерод размещен в скаполите в виде CO_3^{2-} -ио-

на. Наблюдается корреляция между содержаниями (мас.%) SO_3 и CO_2 в скаполитах, из чего вытекает совместное вхождение углерода и серы в скаполит [52].

Факторный анализ показал наличие корреляции Mg- и (OH)-компонентов в скаполитах с их показателями преломления, что, возможно, указывает на существование независимого конечного члена серии, содержащего Mg и (OH) [53].

ИК-спектры скаполитов характеризуются полосами поглощения 1530, 1420, 1030, 988, 950, 912, 850, 669, 610 см^{-1} [52, 54]. Волновое число полосы при 1530 см^{-1} уменьшается с увеличением мейонитовой составляющей, полоса 1420 см^{-1} остается постоянной при изменении состава, а интенсивность полосы 669 см^{-1} , соответствующей полосе поглощения CO_3 -группы, увеличивается с концентрацией С-составляющей скаполита. Другая полоса CO_3^{2-} -группы – при 850 см^{-1} . Инвариантные полосы 1030 и 988 см^{-1} соответствуют расщеплению $\text{Si}(\text{O}/2)_4$ и связаны с содержанием Si в тетраэдрах, 950 и, возможно, 912 см^{-1} – с Al в тетраэдрах.

Полоса вблизи 610 см^{-1} пригодна для определения содержания $\text{Me}(\%)$ для составов в пределах $\text{Me}_{20}\text{--Me}_{75}$. Эта зависимость приближается к прямой линии как функция $\text{Me}(\%)$ с изменением склона на Me_{75} и имеет следующее уравнение: $\text{Me}(\%) = 2015,6 - 3,1928\sigma$ (где σ – волновое число полосы 610 см^{-1}) [54, 55].

ИК-спектры скаполитов различного состава также показали присутствие $[\text{SO}_4]^{2-}$ и $[\text{CO}_3]^{2-}$. При увеличении содержания Ca в скаполитах происходит смещение максимума валентных асимметричных колебаний $\nu_{\text{as}}(\text{Si}, \text{Al})\text{--O--Si}$ в область низких частот [56].

Скаполит кристаллизуется в тетрагонально-дипирамидальном виде симметрии. Кристаллы коротко- и толстостолбчатые, удлиненно-призматические или таблитчатые, нередко ноздреватые, ячеистые в связи с обилием включений, наблюдаются гнездо- и жилообразные скопления, иногда с субпараллельным выравниванием призматических кристаллов (в разностях, богатых Ca), лучистые и радиально-лучистые агрегаты (мицзонит и дипир).

Главные формы (Хинце, 1918): $a(100)$, $c(001)$, $m(110)$, $n(210)$, $e(101)$, $r(111)$, $s(131)$, $w(331)$, $z(311)$, $y(12.41)$.

$$na(210) : (100) = 26^\circ 34'$$

$$ec(101) : (001) = 23 \ 43$$

$$er(101) : (011) = 33 \ 02$$

$$rc(111) : (001) = 31 \ 51$$

$$rr(111) : (111) = 43 \ 49$$

$$wc(331) : (001) = 61 \ 47$$

$$ww(331) : (331) = 77^\circ 05'$$

$$sc(131) : (001) = 54 \ 15$$

$$sz(131) : (311) = 42 \ 34$$

$$zz(311) : (311) = 29 \ 44$$

$$za(311) : (100) = 29 \ 39$$

$$za(311) : (100) = 43 \ 27$$

Габитус кристаллов скаполита определяется в основном формами $a(100)$, $m(110)$, $r(111)$ и $e(101)$.

Фазовые равновесия в системах с участием скаполитов и плагиоклазов рассмотрены и экспериментально изучены [2, 57–67], получены уравнения, позволяющие оценивать температуру образования скаполит-плагиоклазовых парагенезисов по распределению К между минералами [68]:

$$T, ^\circ\text{C} = (1000 / 0,147 \ln \left(x \frac{C_K}{K} / x \frac{Pl}{K} + 1,004 - 273 \right) \pm 45^\circ.$$

Скаполит состава $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \times \text{NaNO}_3$ получен из кристаллического альбита и расплавленного NaNO_3 при 600–900° и давлении свыше 7 кбар. При более высоких температурах или более низких давлениях нитрат-скаполит распадается на альбит и расплав нитрата. Несмотря на то что P – T условия синтеза нитрат-скаполита соответствуют таковым в нижней части коры и верхней мантии, не-

обходимость окислительной обстановки для его стабильности делает маловероятным его нахождение в этой области [69].

Спектры люминесценции скаполитов получены при 77 К на высокочувствительной спектрофотометрической установке. После нагревания образцов интенсивность люминесценции увеличивается. Серосодержащие скаполиты люминесцируют в оранжево-красной области спектра с максимумом (λ_{\max}) при 620 нм и колебательной частотой $\Delta\nu = 562 \text{ см}^{-1}$. Положение $\Delta\nu$ характерно для иона S^{2-} , электронно-колебательные переходы в котором соответствуют частоте 500–600 см^{-1} [70].

Одностороннее давление смещает пики термолюминесценции, что можно использовать в качестве индикатора тектонических деформаций [71].

Интенсивность термосвечения скаполитов связана с условиями их образования [72, 73]. Так, с увеличением давления интенсивность термосвечения уменьшается, происходит смещение максимума кривых термолюминесценции в высокотемпературную область.

Пониженные значения интенсивности термосвечения характерны для осадочных скаполитов из железорудных месторождений Тургая, тогда как в пострудных скаполитовых метасоматитах выявлена максимальная интенсивность термосвечения [72, 73].

В желтовато-коричневом скаполите из Мадагаскара и светло-желтом из Танзании при изучении спектров ЭПР обнаружены три парамагнитных центра. Триклинный секстет обусловлен Mn^{2+} , вероятно, замещающим Ca^{2+} , что позволяет считать изученные скаполиты близкими к мейониту [74].

Измерения коэффициентов термального расширения естественных и синтетического скаполитов (Me_{23-100}) в интервале 100–180° показали, что параметры V и a для всех составов при нагревании увеличиваются линейно, в то время как параметр c не изменяется [75].

Далее кратко упомянем работы по конкретным локализациям скаполитов, в которых отсутствуют данные о составе.

Высокорастворимые спектры отражения Марса (3-т инфракрасный телескоп) показали наличие слабых полос на 2,44 и 2,23 мкм, обусловленных ионами HCO_3^- и HSO_4^- в структуре скаполита. Образование скаполита на Марсе связывают с выветриванием или гидротермальными процессами вокруг крупного метеоритного импактного кратера, хотя наиболее вероятно его возникновение в результате контактового метаморфизма карбонатных осадков и вулканических пород или гидротермальной активности, связанной с вулканизмом [76].

Скаполит образовался в результате контактовых изменений в докембрийских доломитовых и глинистых известняках в ореоле интрузии юрских кварцевых монзонитов Нотч-Пик, шт. Юта, США [77]. Скаполит отмечен в контакте известковистых осадков и девонских гранитов в шт. Мэн, США [78], обособления эпидот-скаполит-пироксенного состава наблюдались в зональных скарнах Зап. Моравии [79]. В Болгарии скаполит (близкий к мейониту) встречен в диопсид-скаполитовых гнейсах [80] и зонах контакта мрамора и пегматитовых жил в Родонах [81, 82], в контактовых роговиках района Бургаского медного м-ния [83], в околоскарновой зоне с пироксеном и плагиоклазом [84], в зоне экзоскарна в Рильских горах [85]. На юго-востоке Мадагаскара пироксен-скаполитовые породы находятся в зоне контакта мергелей и известняков, а также интрузий гранитов и сиснитов [86], в скаполитовых гнейсах Коимбатор (Coimbatore), шт. Мадрас, Индия [87].

Пироксен-скаполитовые и пироксенсодержащие породы широко развиты в кристаллических сланцах обрамления Ильменогорского щелочного массива (Южн. Урал). Некоторые выдержанные и достаточно мощные тела использовались при картировании как маркирующие горизонты [88].

В Гренвильской провинции Канады регионально-метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации метавулканические и метаосадочные породы содержат порфиробласты скаполита [89]. Последний также слагает кальцитовые, пегматитовые, апатитовые жилы и корунд-нефелинсодержащие гнейсы [90].

В скарнах главных железорудных месторождений Китая скаполит ($Si = 2,36$ и $1,71$ мас.%, вероятно, мариалит или диипр) найден в эндоконтактных зонах рудных залежей с диопсидом и гранатом и считается продуктом наиболее раннего щелочного метасоматоза. Данные изотопного состава руд и скарнов на ряде месторождений железа показали, что $\delta^{34}S$ для сульфидов близко метеоритной S , что свидетельствует о низкокоровом источнике серы. В железистых проявлениях, связанных с кварцевыми монцититами, $\delta^{34}S$ соответственно высокое (от $+6,4$ до $+15,5\%$), обусловленное наличием гипсовых слоев во вмещающих породах [91].

На контакте мраморизованных известняков с кварцевыми монцититами скаполит слагает с клинопироксеном, эпидотом, актинолитом, кварцем и пиритом эндоскарны на руднике Джулай-Клейт, округ Минерал, шт. Невада, США [92].

Контактово-метасоматические и жильные скаполит-кальцитовые, скаполит-диопсидовые, скаполит-давидитовые (иногда с вермикулитом, турмалином, титанитом, рутилом) породы отмечены в урановых проявлениях Мозамбика [93].

Скарновое ураново-редкоземельное м-ние Мэри-Катлин, Квинсленд, Австралия, залегает среди метаосадочной серии на контакте с гранитами и дайками, содержит последовательные минеральные ассоциации, где скаполит развит в парагенезисе с андрадитом, кварцем, геденбергитом. В газовой-жидких включениях андрадита с помощью сканирующего микроскопа с энергодисперсионным рентгеновским анализатором обнаружены кристаллы ($0,2-30$ мкм) с U и TR, что свидетельствует об их высоком содержании в рудообразующих растворах [94].

Скаполит, вероятно, диипр-мицтонитового состава встречается в скарнах с флюоритом, пироксеном, гранатом и шеелитом в районе Ковас, Минхо, Сев. Португалия [95]. Скаполит-биотитовые породы являются продуктом обогащения Si при изменении вулканокластических пород в продолжение гидротермальной активности на Pb-Zn проявлении Тонгмугон (Tongmugon), Куэньлин, Сев.-Зап. Китай [96].

Si , CO_3 -скаполит из экзо- и эндоскарнов золото-сульфидного м-ния Никель-Плейт, Британская Колумбия, Канада, локализуется в пространственной близости с рудными телами, ассоциирует с гранатом, кальцитом, кварцем и плагиоклазом.

Скаполит (SO_3 , CO_3) на м-нии Хемло (Hemlo) кристаллизуется после пика регионального метаморфизма и раньше Au-минерализации. SO_3 -составляющая скаполита контролируется минеральным парагенезисом – присутствием или отсутствием ангидрита [97].

Шоу (1960), а затем Дир, Хауи и Зусман (1966) приводят наиболее типичные парагенезисы со скаполитом:

- 1) регионально-метаморфизованные породы, в особенности мраморы, известковые гнейсы, гранулиты и зеленые сланцы, а также пелитовые и псаммитовые метаморфические породы;
- 2) скарны, возникшие в контактах известковистых осадков и глубинных магматических пород;
- 3) пневматолитовые и гидротермально-измененные основные магматические породы;
- 4) жилы в регионально-метаморфизованных породах;
- 5) вулканические бомбы и контакты ксенолитов в лавах;
- 6) метаморфизованные соляные отложения.

В последующие годы установлены новые типы скаполитовой минерализации и значительно расширены представления об ореолах ее развития. Скаполиты найдены:

1) в космических объектах (планеты, метеориты, метеорит-импактные структуры);

2) в эклогитовых и гранулитовых ксенолитах из глубокозалегающих базальтовых и кимберлитовых трубок, из оливиновых нефелинитов, щелочных базальтов, субщелочных лав и туфов;

3) в виде фенокристаллов в вулканических породах (базаниты, фонолиты, фонолитовые тефриты, трахиандезиты и трахибазальты);

4) в фациях регионального метаморфизма: эклогитовой, гранулитовой, амфиболитовой, зеленосланцевой; особенно характерен изохимический региональный метаморфизм кварцевых песчаников, глин, кварцитов, известковистых пород, содержащих галит;

5) в контактовых ореолах дифференцированных трапшových интрузий;

6) в магнезиальных скарнах на лазуритовых и флогопитовых месторождениях;

7) в контактово-метасоматических, скарновых рудных месторождениях (железорудных, шеелитовых, полиметаллических, Cu, U, Sn, Co, Au); на железорудных скарновых месторождениях выделен скаполитовый подтип;

8) в контактово-метасоматических и гидротермальных жилах, нередко пегматитовых жилах, дайках, штоках скаполитового состава или в ассоциации с кварцем и кальцитом, в магматических породах районов с глубокой метаморфической переработкой;

9) в позднеметасоматических пневматолитовых и гидротермальных жилах;

10) в выветрелых магматических породах, содержащих первичный плагиоклаз;

11) в надсолевых брекчиях, возникших в процессе осадкообразования.

Скаполит является широко распространенным породообразующим минералом богатых известью метаморфических пород, а его широкоплощадное, региональное развитие в метаморфических сериях определенных районов мира (Кируна, Швеция; Арендаль, окрестности Христиансанн и рудника Эдегарден, Крагерё, Бамбле, Южн. Норвегия; Клонкарри, Сев.-Зап. Квинсленд; горы Маунт-Лофти, Южн. Австралия; Онтарио, Квебек, Гренвилл, Канада; Алдан, Россия и т.д.) ставит его в ряд минералов, наиболее важных в петрологическом отношении. Характеристика местонахождений дается при описании конкретных минералов скаполитового ряда.

Литература

1. Bayliss P. // *Miner. Mag.* 1987. Vol. 51, N 357, pt 1. P. 176–177.
2. Shaw D.M. // *J. Petrol.* 1960. Vol. 1, N 2. P. 218–260.
3. Сердюченко Д.П. // *Вопросы геологии Азии.* М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 742–756.
4. Evans B.W., Shaw D.M., Haughton D.R. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 24, N 4. P. 293–305.
5. Buseck P.R., Iijima S. // *Amex. Miner.* 1974. Vol. 59, N 1/2. P. 1–21.
6. Eugster H.P., Prostka H.J. // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71, N 12, pt 2. P. 1859–1860.
7. Золотарев А.А. // *Зап. ВМО.* 1996. Ч. 125, вып. 1. С. 69–73.
8. Ingamells C.O., Gittins J. // *Canad. Miner.* 1967. Vol. 9, pt 2. P. 214–236.
9. Pauling L. // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.* 1930. Vol. 16. P. 453–459.
10. Gossner B., Brückl K. // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1928. Bd. 58. S. 349.
11. Schiebold E., Seumel G. // *Ztschr. Kristallogr.* 1932. Bd. 81. S. 110.
12. Scherillo A. // *Period. miner.* 1935. Vol. 6, N 2. P. 227–239.

13. Papike J.J., Zoltai T // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 641–655.
14. Papike J.J., Stephenson N.C // Ibid. 1966. Vol. 51, N 7/8. P. 1014–1028.
15. Ulbrich H.H. // Ibid. 1973. Vol. 58, N 1/2. P. 81–92.
16. Lin S.B., Burley B.J // Acta crystallogr. B. 1973. Vol. 29, pt 6. P. 1272–1278.
17. Lin S.B., Burley B.J. // Ibid. 1973. Vol. 29, pt 9. P. 2024–2026.
18. Lin S.B., Burley B.J. // Tschermaks. miner. und petrogr. Mitt. 1973. Bd. 20, H. 1. S. 28–44.
19. Lin S.B., Burley B.J. // Acta crystallogr. B. 1975. Vol. 31, pt 7. P. 1806–1814.
20. Levien L., Papike J.J., Baldwin K.J., Prewitt C.T. // Trans. Amer. Geophys. Union. 1975. Vol. 56. N 46. P. 462–482.
21. Levien L., Papike J.J. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 864–877.
22. Peterson R.S., Donnay G., Lepage Y. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 1. P. 53–61.
23. Aitken B.G. // Trans. Amer. Geophys. Union. 1979. Vol. 60, N 46. P. 967.
24. Aitken B.G., Evans H.T., jr., Konner J.A. // Neues Jb. Miner. Abh. 1984. Bd. 149, H. 3. S. 309–324.
25. Chamberlain C.P., Docks J.A., Post J.C. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 1/2. P. 134–140.
26. Sherriff B.L., Grundy H.D., Hartman J.S. // Geol. Assoc. Canada. Annu. Meet. Ottawa, 1986.
27. Sherriff B.L., Grundy H.D., Hartman J.S. // Abstr. XIV Gen. Meet of IMA. Stanford, 1986. P. 229.
28. Sherriff B.L., Grundy H.D., Hartmann J.S. // Canad. Miner. 1987. Vol. 25, pt 4. P. 717–736.
29. Hassan I., Buseck P.R. // Amer. Miner. 1988. Vol. 73, N 1/2. P. 119–134.
30. Phakey P.P., Ghose S // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 238. P. 78–80.
31. Moecher D.P., Essene E.J. // J. Petrol. 1990. Vol. 31, N 5. P. 997–1024.
32. Comodi P., Mellini M., Zanazzi P.F. // Europ. J. Miner. 1990. Vol. 2, N 2. P. 195–202.
33. Sherriff B.L., Grundy H.D., Hartman J.S. // Ibid. 1991. Vol. 3, N 5. P. 751–768.
34. Белоконев Е.Л., Соколова Е.В., Дорохова Г.И // Кристаллография. 1991. Т. 36, № 6. С. 1459–1464.
35. Белоконев Е.Л., Соколова Е.В., Урусов В.С. // Там же. 1993. Т. 38, № 1. С. 52–57.
36. Sherriff B.L., Teetstra D.K. // Abstr. XVI Gen. Meet of IMA. Pisa, 1994. P. 372–373.
37. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В., Урусов В.С. // Кристаллография. 1995. Т. 40, № 5. С. 829–832.
38. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В. // Там же. 1996. Т. 41, № 3. С. 461–470.
39. Sokolova E.V., Kabalov Yu.K., Sherriff B.L. et al. // Canad. Miner. 1996. Vol. 34, pt 5. P. 1039–1050.
40. Teetstra D.K., Sherriff B.L. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 1/2. P. 169–180.
41. Teetstra D.K., Sherriff B.L. // Chem. Geol. 1997. Vol. 136, N 3/4. P. 233–260.
42. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В., Шериф Б.Л., Дженкинс Д.М. // Кристаллография 1998. Т. 43, № 4. С. 626–631.
43. Sherriff B.L., Sokolova E.V., Kabalov Yu.K. et al. // Canad. Miner. 1998. Vol. 36, pt 5. P. 1267–1283.
44. Соколова Е.В., Кабалов Ю.К., Урусов В.С. // Проблемы кристаллологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 196–227.
45. Teetstra D.K., Schindler M., Sherriff B.L., Hawthorne F.C. // Miner. Mag. 1999. Vol. 63, N 3. P. 321–329.
46. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В., Калыгина Н.В., Шнайдер Ю. // Кристаллография. 1999. Т. 44, № 6. С. 1049–1053.
47. Соколова Е.В., Гобечия Е.Р., Золотарев А.А., Кабалов Ю.К. // Там же. 2000. Т. 45, № 6. С. 1014–1018.
48. Brauns R. // Neues Jb. Miner. Abh. 1914. Bd. 39, H. 1. S. 79.
49. Кудряшова В.И., Смольянинова В.Н. // Зап. ВМО. 2000. Ч. 129, вып. 6. С. 65.
50. Chappell B.W., White A.J.R. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1735–1738.
51. Lovering J.F., White A.J.R. // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 2. P. 195–218.
52. Schwarz H.P., Speelman E.L. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 656–657.
53. Middleton G.V. // Canad. J. Earth Sci. 1964. Vol. 1, N 1. P. 23–34.
54. Wehnerberg J.P. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 9/10. P. 1639–1654.
55. Milkey R.G. // Ibid. 1960. Vol. 45, N 9/10. P. 990–1007.

56. Ильченко Е.А., Поваренных А.С., Беличенко В П // Кристаллохимия и спектроскопия минералов. Киев: Наук. думка, 1984. С. 125–139
57. Shaw D.M. // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 3. P. 261–285.
58. Маракушев А.А. // Геология руд. месторождений. 1964. Т. 6, № 2. С. 52–69.
59. Жариков В А. // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 4. С. 936–938.
60. Hietanen A. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1967. Vol. 86. P. 1–56.
61. Haughton D.R. // Canad. Miner. 1971. Vol. 10, pt 5. P. 854–876.
62. Ekström T K // Lithos. 1972. Vol. 5, N 2. P. 175–185.
63. Goldsmith J.R., Newton R.C // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1063–1081.
64. Oterdoom W H. Diss. Doct. Natur. Sci. Swiss. Fed. Inst. Technol. Zurich, 1980. 177 p.
65. Котельников А.Р. // Пороодообразующие минералы и их равновесия. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 86–100.
66. Котельников А.Р. // Геохимия. 1986. № 7. С. 987–996.
67. Котельников А.Р., Виноград В.А., Петухов П.А. // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 399–418.
68. Котельников А.Р. // Геохимия. 1988. № 3. С. 325–332.
69. Goldsmith J.R., Newton R.C., Moore P.B. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 7/8. P. 768–774.
70. Таращан А Н., Платонов А.Н., Беличенко В П., Поваренных А.С. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1970. № 3. С. 219–222.
71. Angino E.E. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 3/4. P. 387–394.
72. Максенков В.Г., Полтавец Ю А., Земляниченко Ю.И. // Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск: Горн. ин-т им. В.В. Вахрушева, 1971.
73. Максенков В.Г., Полтавец Ю А., Земляниченко Ю.И. // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии, 1970. Свердловск: УФАН, 1971. С. 82–84.
74. Vassilikon-Dova A.B. // Cryst. Res. Technol. 1991. Vol. 26, N 1. P. 135–138.
75. Baker J. // Amer. Miner. 1994. Vol. 79, N 9/10. P. 878–884.
76. Clark R.N., Swayze G.A., Singer R.B., Pollack J B. // J. Geophys. Res. B. 1990. Vol. 95, N 9. P. 14463–14480.
77. Granath V.C., Hover B C , Papke J.J., Labotka T.C. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N 7. P. 889–906.
78. Leavitt D.L. // Rocks and Miner. 1987. Vol. 62, N 6. P. 429–432.
79. Novák M // Čas. Moravsk. muz. Brně. Vědy priz. 1985. Sv. 70. S. 7–23.
80. Костов И. // Год. Софийск. ун-та. Физ.-мат. фак. 1939. Т. 35, кн. 3. С. 255–292.
81. Вергилов В. // Изв. Геол. ин-та БАН. 1959. Кн. 7. С. 81–97.
82. Вергилов В. // Там же. 1960. Кн. 8. С. 223–259.
83. Тонев И // Год. упр. геол. проучв. София, 1959. Т. 10. С. 195–211.
84. Василев Л., Иванова-Панайотова В , Стайков М. // Тр. геол. България. Сер. геохим. и полезн. изк. 1962. Кн. 3. С. 179–228.
85. Петрусенко С // Изв. геол. ин-та БАН. Сер. геохим., минер., петрогр. 1969. Кн. 18. С. 153–160.
86. Rakotondratsima Ch., Moine V., Cunev M. // XXVII Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. Секция 08-09. М., 1984. Т. 4. С. 434.
87. Narayana I.L A. // Miner. Mag. 1931. Vol. 22, pt 2, N 3. P. 121–135.
88. Никандров С.Н. // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 117–119.
89. Brown C.E., Ayuso R A. // U.S. Geol. Surv. Bull. 1985. N 1626-C. P. 1–33.
90. Steacy H.R., Rose E K., Movd L., Hogarth D.D. // Miner. Rec. 1982. Vol. 13, N 4. P. 197–203.
91. Yiming Z., Chengsi B., Daxin L // Geochemistry. 1984. Vol. 3, N 1. P. 14–23.
92. Smith M R., Benham J A. // Miner. Rec. 1985. Vol. 16, N 1. P. 75–80.
93. Davidson C.F., Bennett J.A.E. // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 291–303.
94. Kwak T.A.P., Aheysinghe P.B. // Ibid. 1987. Vol. 51, N 5. P. 665–670.
95. Coelho J., Garcia D., Fouteilles M. // Comun. Serv. Geol. Portugal. 1985. Vol. 71, N 2. P. 123–138.
96. Jiang S.Y., Palmer M.R., Xue C.J., Li Y H. // Miner. Mag. 1994. Vol. 58, N 393. P. 543–552.
97. Pan Y., Fleet M.E., Ray G.E. // Canad. Miner. 1994. Vol. 32, pt 7. P. 825–837.

Мариалит Marialite



Крайний натриевый член скаполитового ряда. Назван немецким минералогом Г. фон Ратом (von Rath, 1866) в честь своей жены Марии-Розы фон Рат (1830–1888). Фон Ратом этот минерал впервые был обнаружен в базальтовых туфах Пианура, вблизи Неаполя.

К мариалиту отнесены скаполиты с 0–25% мейонитовой составляющей.

Разнов. Хлор-мариалит – chlorous-marialite, сульфат-мариалит – sulphate-marialite ($3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \times \text{Na}_2\text{SO}_4$) – гипотетический конечный член ряда (Боргстрём, 1914) (Clark, 1993).

Характ. выдел. Кристаллы удлиненно-призматические до игольчатых, реже короткостолбчатые, таблитчатые, размером от первых мм до 4–5 см, иногда собраны в радиально-лучистые группы, образуют обособления (до 5 × 9 см), гнезда, прожилки мощностью до 5 см, ксеноморфные зерна до 10 см в поперечнике: криптокристаллические тонкоигольчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $C_{4h}^5 - I4/m$; $Z = 2$. Указывалась также пр. гр. $C_{4h}^2 - P4_2/m$ (для мариалитов, наиболее обогащенных кальцием) [1].

Параметры элементарной ячейки для мариалитов разного состава:

Me, %	a_0	c_0	c_0/a_0	V	№ ан.	Ссылка
0,2	12,040	7,543	0,626	1093	1	[2]
4,6	12,047	7,561	0,628	1097	2	[2]
7,6	12,049	7,566	0,628	1098	3	[3]
7,5	12,055	7,568	0,628	1100	4	[2]
9,6	12,049	7,567	0,628	1098	–	[4]
11	12,060	7,576	0,628	1102	7	[5]
17	12,033	7,569	0,629	1096	–	[6]
19,4	12,060	7,572	0,628	1101	8	[7]
21,2	12,041	7,581	0,630	1099	16	[3]

$$c_0 : a_0 = 1 : 0,6276 - 0,6296.$$

Структурное изучение синтетического мариалита и трех сиреневых кристаллов ювелирного качества с Вост. Памира (м-ние Кукурт) [8] выявило линейную корреляцию параметров a и c ячейки с Si-составляющей. При составах Me 0–15% объем элементарной ячейки также коррелируется с Si/Al отношением.

При нагревании мариалита из Кукурта, Вост. Памир (Me_{4,6}, хим. ан. 2), установлено возрастание параметра a и объема ячейки и незначительное уменьшение параметра c [9]:

	25°	200°	400°	600°
$a_0(\text{Å})$	12,047(1)	12,0671(1)	12,1075(1)	12,1466(1)
$c_0(\text{Å})$	7,5602(2)	7,5535(1)	7,5511(1)	7,5504(1)
$V(\text{Å}^3)$	1097,3(2)	1099,90(1)	1106,94(1)	1113,99(1)

Параметры и объем решетки мариалита (Me₁₇) ювелирного качества (Умба, Танзания) уменьшаются при повышении давления [6]:

P, кбар	a_0	c_0	V	c/a
0,001	12,033	7,569	1095,9	0,629
4	12,001	7,556	1088,2	0,630

<i>P</i> , кбар	<i>a</i> ₀	<i>c</i> ₀	<i>V</i>	<i>cl</i>
9,5	11,945	7,545	1076,5	0,632
13,5	11,930	7,539	1073,0	0,632
24	11,840	7,518	1053,9	0,635
29	11,810	7,506	1046,9	0,636

Структура мариалита определена в пр. гр. *I4m* [7] и *P4₂/n* [1]. Для мариалитов различного состава уточнялась с помощью ИК и лазерных рамановских спектров [10], при разных давлениях [6], для разных пр. гр. [5], методом Ритвельда по порошковым рентгеновским данным [2–4, 11, 12]; методом Ритвельда с использованием данных ЯМР-спектроскопии [8]. Механизмы замещения, схемы изоморфизма и номенклатуры Na-членов скаполитового ряда рассмотрены в [13, 14].

Структура мариалита (*Me*_{19,4}, хим. ан. 8), по Пайпайку и Золтаи [7], представляет собой непрерывный каркас, состоящий из (Si, Al)O₄-тетраэдров, в котором выделены 4-членные кольца двух типов. Кольца первого типа образованы тетраэдрами Т(1), одно ребро которых параллельно оси *c*. Второе кольцо состоит из тетраэдров Т(2), направленных вершинами попеременно вверх или вниз и соединенных в бесконечные цепочки, параллельные оси *c* и сочлененные с кольцами первого типа (фиг. 73). Атомы Na, К и Са находятся в крупных полостях каркаса, так же как атомы Cl и других анионов.

Межатомные расстояния (Å) в мариалите *Me*_{19,4}, уточненные в пр. гр. *P4₂/n* [1]:

Т(1)		Т(2)		Т(3)	
Т(1)–О(1)	1,594	Т(2)–О(2)	1,688	Т(3)–О(3)	1,646
Т(1)–О(5)	1,612	Т(2)–О(4)	1,690	Т(3)–О(4)	1,639
Т(1)–О(1')	1,607	Т(2)–О(3')	1,693	Т(3)–О(6)	1,673
Т(1)–О(6')	1,619	Т(2)–О(5')	1,699	Т(3)–О(2')	1,644
Среднее	1,608	Среднее	1,693	Среднее	1,651

Углы О–Т–О(град)

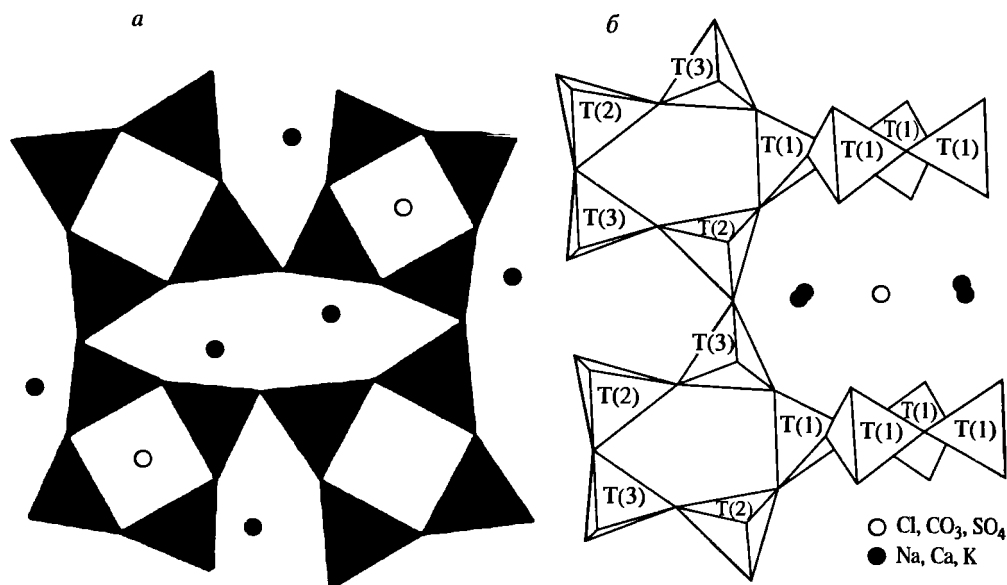
О–Т(1)–О		О–Т(2)–О		О–Т(3)–О	
О(1)–Т(1)–О(5)	109,43	О(2)–Т(2)–О(4)	113,23	О(3)–Т(3)–О(4)	113,93
О(1)–Т(1)–О(1')	111,22	О(2)–Т(2)–О(3')	107,08	О(3)–Т(3)–О(6)	105,47
О(1)–Т(1)–О(6')	108,04	О(2)–Т(2)–О(5')	105,13	О(3)–Т(3)–О(2')	114,03
О(5)–Т(1)–О(1')	110,20	О(4)–Т(2)–О(3')	114,30	О(4)–Т(3)–О(6)	110,78
О(5)–Т(1)–О(6')	108,35	О(4)–Т(2)–О(5')	105,38	О(4)–Т(3)–О(2')	107,79
О(1')–Т(1)–О(6')	109,52	О(3')–Т(2)–О(5')	111,40	О(6)–Т(3)–О(2')	104,41
Среднее	109,5	Среднее	109,4	Среднее	109,4

Углы Т–О–Т(град)

Т(1)–О(1)–Т(1')	158,77	Т(2)–О(4)–Т(3)	147,98
Т(2)–О(2)–Т(3')	140,22	Т(1)–О(5)–Т(2)	137,78
Т(3)–О(3)–Т(2')	146,61	Т(3)–О(6)–Т(1')	137,63

В полости каркаса

Na, Ca, К–О(2')	2,350	Na, Ca, К–О(5')	2,817
Na, Ca, К–О(3')	2,516	Na, Ca, К–О(6')	2,882
Na, Ca, К–О(4')	2,500	Na, Ca, К–О(6'')	2,945
Na, Ca, К–О(5)	2,868	Na, Ca, К–О(7)	2,289
		Na, К, Са–Cl(1)	2,85



Фиг. 73. Кристаллическая структура мариалита (по Соколовой и др. [8])
a – проекция вдоль оси *c*; *b* – проекция вдоль оси *a*

На основании величины Т–О расстояний показано, что Т(1)-позиция заселена исключительно кремнием (0% Al, 100% Si), а в позициях Т(2) и Т(3) содержится 59% Al, 49% Si и 29% Al, 71% Si соответственно [1].

Установлено, что в изученном образце почти 1/4 центральных полостей занята карбонатной группой CO_3 . Группы CO_3 расположены параллельно друг другу, причем некоторые из лежащих в одной плоскости CO_3 -групп повернуты в плоскости (001), что заставляет рассматривать искаженную структуру богато-хлором натриевого мариалита как псевдообъемно-центрированную.

Дальнейшие уточнения кристаллической структуры мариалитов проводились в пр. гр. $I4/m$ для синтетического образца и серии образцов с Памира [2, 8] с содержанием мейонитовой составляющей 4,6 (хим. ан. 2), 7,5 (хим. ан. 3), 7,6 (хим. ан. 4), 9,4 (хим. ан. 5), 17,1 (хим. ан. 12) и 21,1 (хим. ан. 16) (содержание Me(%) указано по [2]). В этом случае тетраэдры Т(2) идентичны тетраэдрам Т(3).

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в данных мариалитах следующие (пр. гр. $I4/m$) [2]:

	$Me_{0,2}$ (синт.)	$Me_{4,6}$ (хим. ан. 2)	$Me_{7,5}$ (хим. ан. 3)	$Me_{7,6}$ (хим. ан. 4)
T(1)–O(1)	1,584(2)	1,565(8)	1,555(8)	1,569(9)
T(1)–O(1')	1,608(5)	1,648(8)	1,601(8)	1,628(8)
T(1)–O(4)×2	1,628(4)	1,629(5)	1,632(4)	1,635(6)
Среднее	1,612	1,618	1,605	1,617
O(1)–T(1)–O(1')	110,6(3)	110,4(4)	110,6(4)	108,2(4)
O(1)–T(1)–O(4)×2	109,6(2)	107,8(3)	110,1(3)	109,3(3)
O(1)–T(1)–O(4')×2	109,3(2)	109,6(2)	109,0(3)	110,7(3)
O(4)–T(1)–O(4')	108,4(2)	111,7(3)	108,0(2)	108,6(3)
Среднее	109,5	109,5	109,5	109,5

	$Me_{0,2}$ (синт.)	$Me_{4,6}$ (хим. ан. 2)	$Me_{7,5}$ (хим. ан. 3)	$Me_{7,6}$ (хим. ан. 4)
T(2)-O(2)	1,647(4)	1,662(3)	1,655(4)	1,658(4)
T(2)-O(3)	1,646(4)	1,651(5)	1,645(5)	1,635(6)
T(2)-O(3')	1,627(4)	1,649(5)	1,668(5)	1,659(6)
T(2)-O(4)	1,659(4)	1,674(5)	1,657(5)	1,652(5)
Среднее	1,645	1,659	1,656	1,651
O(2)-T(2)-O(3)	107,7(2)	107,2(3)	107,1(3)	107,3(3)
O(2)-T(2)-O(3')	114,2(2)	115,5(3)	114,3(3)	113,8(4)
O(2)-T(2)-O(4)	105,3(2)	102,8(3)	105,2(3)	105,1(3)
O(3)-T(2)-O(3')	110,4(2)	112,1(3)	112,5(3)	112,6(3)
O(3)-T(2)-O(4)	111,7(2)	111,6(2)	109,3(2)	110,6(3)
O(3)-T(2)-O(4')	107,5(2)	107,3(3)	108,1(2)	107,2(3)
Среднее	109,4	109,4	109,4	109,4
T(1)-O(1)-T(1')	159,4(1)	159,6(1)	159,4(1)	161,8(8)
T(2)-O(2)-T(2')	142,0(1)	139,20(7)	141,40(7)	141,3(3)
T(2)-O(3)-T(2')	150,7(1)	148,06(9)	149,49(9)	148,9(3)
T(1)-O(4)-T(2)	138,93(8)	136,96(8)	140,28(8)	138,4(3)
Среднее	147,8	146,0	147,6	147,6
В полостях каркаса				
M-O(2)	2,419(6)	2,394(8)	2,37(1)	2,41(1)
M-O(3)×2	2,620(5)	2,566(6)	2,600(7)	2,576(7)
M-O(4)×2	2,896(4)	2,875(5)	2,896(5)	2,910(5)
M-O(4)×2	3,006(5)	3,030(6)	3,015(6)	2,969(7)
Среднее	2,780	2,762	2,77	2,76
M-A	2,848(4)	2,860(5)	2,862(6)	2,893(6)
	$Me_{9,4}$ (хим. ан. 5)	$Me_{17,1}$ (хим. ан. 12)		$Me_{21,2}$ (хим. ан. 16)
T(1)-O(1)	1,543(7)	1,611(9)		1,580(7)
T(1)-O(1')	1,657(7)	1,584(8)		1,610(6)
T(1)-O(4)×2	1,629(5)	1,599(6)		1,627(5)
Среднее	1,615	1,598		1,611
O(1)-T(1)-O(1')	110,6(4)	110,2(4)		110,7(4)
O(1)-T(1)-O(4)×2	108,1(3)	108,7(3)		108,5(2)
O(1)-T(1)-O(4')×2	109,3(2)	110,2(3)		109,5(2)
O(4)-T(1)-O(4')	111,4(3)	108,9(3)		110,1(3)
Среднее	109,5	109,5		109,5
T(2)-O(2)	1,665(3)	1,642(3)		1,660(3)
T(2)-O(3)	1,665(5)	1,647(6)		1,654(5)
T(2)-O(3')	1,639(5)	1,658(6)		1,650(5)
T(2)-O(4)	1,669(5)	1,678(6)		1,691(4)
Среднее	1,660	1,656		1,664

	$Me_{9,4}$ (хим. ан. 5)	$Me_{17,1}$ (хим. ан. 12)	$Me_{21,2}$ (хим. ан. 16)
O(2)-T(2)-O(3)	108.3(3)	107.5(4)	109.1(3)
O(2)-T(2)-O(3')	114.4(3)	112.3(4)	112.6(3)
O(2)-T(2)-O(4)	102.9(3)	106.4(3)	104.2(3)
O(3)-T(2)-O(3')	112.4(3)	114.7(3)	112.6(3)
O(3)-T(2)-O(4)	110.3(2)	108.6(3)	110.3(2)
O(3)-T(2)-O(4')	108.1(3)	107.0(3)	107.7(3)
Среднее	109.4	109.4	109.4
T(1)-O(1)-T(1')	159.4(1)	159.8(5)	159.3(4)
T(2)-O(2)-T(2')	138.8(2)	142.8(3)	140.1(2)
T(2)-O(3)-T(2')	149.0(3)	148.4(3)	149.3(3)
T(1)-O(4)-T(2)	137.7(2)	138.9(3)	137.4(2)
Среднее	146.2	147.5	146.5
В полостях каркаса			
M-O(2)	2.383(9)	2.43(1)	2.382(7)
M-O(3)×2	2.563(6)	2.576(8)	2.545(6)
M-O(4)×2	2.882(5)	2.919(6)	2.885(5)
M-O(4')×2	3.015(6)	2.999(8)	2.905(5)
Среднее	2.758	2.774	2.722
M-A	2.882(5)	2.888(7)	2.979(5)
A-O(7)	-	-	2.322
A-O(8)	-	-	2.474
A-O(9)	-	-	2.890
A-O(10)	-	-	2.370

Согласно этим структурным данным, T(1)-тетраэдры заняты целиком кремнием; заселенность смешанных позиций в мариалитах [3] следующая:

Позиция	Кратность позиции	Катион (анион)	Заселенность		
			$Me_{7,5}$ (хим. ан. 3)	$Me_{7,6}$ (хим. ан. 4)	$Me_{21,2}$ (хим. ан. 16)
M	0.5	Na	0.431(9)	0.425(6)	0.376(7)
		K	0.032(2)	0.030(2)	0.030(2)
		Ca	0.040	0.040	0.072(2)
T(2)	1.0	Si	0.53(2)	0.56(1)	0.54(2)
		Al	0.44(2)	0.44(1)	0.44(2)
A	0.125	Cl	0.125	0.125	0.115(2)
		C	-	-	0.010*

* Содержание C рассчитывалось по разности. В этой позиции также фиксируется CO_3 -группа.

Относительная интенсивность пиков в ^{29}Si MAS ЯМР-спектрах [8] показывает, что Si полностью занимает T(1) позицию, а Al локализуется только в T(2)-позиции и в Al–O–Al связи вовлечено до 80% Al:

Позиция пиков, ppm	Распределение Si и Al по пикам	Заселенность, %		
		$Me_{4,6}$ (хим. ан. 2)	$Me_{7,5}$ (хим. ан. 3)	$Me_{7,6}$ (хим. ан. 4)
-92,3	T(2) (1Si, 3Al)	16(1,4)	15(1,3)	17(1,5)
-95,8	T(2) (2Si, 2Al)	14(1,3)	14(1,2)	14(1,2)
-98,7	T(2) (3Si, 1Al)	13(1,2)	14(1,2)	13(1,1)
-102,0	T(2) (4Si)	12(1,0)	12(1,1)	11(1,0)
	Общее для T(2)	55(4,9)	55(4,8)	55(4,8)
-105,8	T(1) (3Si, 1Al)	30(2,6)	30(2,7)	30(2,7)
-110,7	T(1) (4Si)	15(1,4)	15(1,3)	15(1,3)
	Общее для T(1)	45(4,0)	45(4,0)	45(4,0)
	Сумма	100(8,9)	100(8,8)	100(8,8)

Уточнение кристаллической структуры мариалита (Me_{17}) из Умба, Танзания, при разных давлениях показывает следующее изменение средних межатомных расстояний (Å) и объемов полиэдров (Å³) [6]:

<i>P</i> , кбар	0,001	9	28
T(1)–O	1,607	1,59	1,59
<i>V</i> T(1)	2,13	2,08	2,07
T(2)–O	1,662	1,65	1,65
<i>V</i> T(2)	2,34	2,32	2,30
Na–O	2,728	2,71	2,67
<i>V</i> Na	37,71	36,93	35,48
<i>V</i> анионной клетки	94,15	93,30	92,97

На примере мариалита из Кукурта, Вост. Памир ($Me_{4,6}$, хим. ан. 2), в результате уточнения структуры методом Ритвельда по порошковым дифрактограммам (фокусирующий дифрактометр “STOE-STADIP”, λMoK_α , $4,00^\circ < 2\theta < 48,98^\circ$) в пр.гр. $I4/m$ [9] показано, что при нагревании до 600° кремнеалюмоокислородный каркас мариалита не претерпевает существенных изменений в отличие от катионов и анионов, расположенных в крупных полостях.

Лазерные рамановские спектры (спектрометр “Jartell-Ash 25-300”) показали характеристические полосы HCl-группы в области 2900 см^{-1} в различных образцах мариалита (в том числе в образце $Me_{19,4}$, хим. ан. 8) [10].

Ранее считалось, что содержание H_2O в мариалитах низкое, не способное снабжать достаточное количество протонов для формирования HCl. Однако измеренное содержание H_2O оказалось достаточным для нейтрализации Cl-иона [10]:

Местонахождение	H_2O , мас. %	CO_2 , мас. %
Гудерхем, пров. Онтарио, Канада	1,03	1,07
Южисе Грэйттан, пров. Онтарио, Канада	1,06	4,03
Пусансаари, Питкьяранта, Финляндия	0,89	3,71
Монтигл Гастингс, пров. Онтарио, Канада	0,36	1,59

Тетрагонально-дипирамидальный вид симметрии.

Ювелирный мариалит хр. Туракулома (Центр. Памир) имеет блочное строение, состоит из субпараллельных шестоватых индивидов с гранями призмы (010), (110), (120), иногда (001), реже гранями дипирамиды (011), (111) [15]. Мариалиты м-ния Кукурт (Вост. Памир) короткопризматические, форма определяется развитием граней призмы (010), (110), реже (120) и дипирамиды (111), реже (221); грани базопинакоида (001) редки [16].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (100) и (110) хорошая. Изл. неровный, раковистый. Хрупкий. Тв. 5–6. Уд. в. 2,53–2,67 [17]. Цв. бесцветный, белый, светло- и темно-серый, розовато-серый, розовый, светло-зеленый, светло-голубой, черный. Ювелирные мариалиты м-ния Кукурт (Вост. Памир) сиреневые, лиловые, с мельчайшими газово-жидкими включениями или ориентированными иглоподобными каналами, которые иногда создают эффект “кошачьего глаза”. бесцветные, бледно-, винно-, медово-желтые [16, 18, 19]. Мариалиты ювелирного качества хр. Туракулома (Центр. Памир) розовые, сиреневые, синие и желтые водяно-прозрачные, полупрозрачные. На поверхности их кристаллов наблюдаются многочисленные фазы роста, иглоподобные и столбчатые каналы, ориентированные вдоль оси *c*, заполненные маггемитом (?), лепидокрокитом, глинисто-слюдистым агрегатом и газово-жидкими включениями, создающими эффект “кошачьего глаза” [15]. Ювелирные разности желтого цвета известны также в Умба, Танзания [20–22]. Бл. стеклянный, иногда с шелковистым или смоляным отливом. Поверхность кристаллов со следами растворения и регенерации, нередко со штриховкой по призме. Прозрачный, полупрозрачный или непрозрачный.

Фиолетовая окраска ювелирных мариалитов из пегматитов Вост. Памира обусловлена дырочными электронными центрами с наиболее интенсивной δ -поляризованной полосой оптического поглощения 17900 см^{-1} , связанными с радикалами CO_3^- , содержание которых, по данным ЭПР, намного выше таковых в ювелирных кристаллах желтого цвета. Концентрации дырочных центров SO_3^- и SO_4^- в мариалитах фиолетовой и желтой окраски примерно равны [23, 24]. Широкая Π -поляризованная полоса поглощения с максимумом в области 18500 см^{-1} предположительно связана с электронным центром SO_3^- .

Дублетная δ -поляризованная линия поглощения $23700\text{--}24100\text{ см}^{-1}$ в фиолетовых мариалитах появляется за счет обменного взаимодействия в парах $\text{Mn}^{2+}\text{--Mn}^{2+}$, возникающих при одновременном вхождении примесных ионов Mn в соседние (в плоскости (001)) структурные позиции ионов Ca^{2+} (спектроскопическое содержание Mn – 0,03%).

Светло-желтый цвет ювелирного мариалита из Вост. Памира связан с полосой переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Присутствие в образцах ионов Fe^{3+} в тетраэдрических позициях структуры подтверждено люминесцентными данными [23].

Рентгеновское (Mo-анод, 45 кВ, 20 мА, 5 ч) и γ -облучение придают кристаллам скаполита любой окраски, в том числе термически обесцвеченным, густой фиолетовый цвет. Интенсивность фиолетовой окраски мариалитов уменьшается под воздействием ультрафиолетового облучения. Окраска полностью исчезает при нагревании кристаллов до 400° , причем фиолетовый мариалит превращается в бледно-желтый со спектром оптического поглощения, характерным для последнего [23].

Под воздействием ультрафиолетового облучения интенсивность окраски ювелирных мариалитов уменьшается, сиреневые кристаллы становятся бледно-розовыми, желтые – бесцветными [18]; γ -облучение, наоборот, увеличивает густоту окраски мариалитов. Так, желтые кристаллы из щелочных метасоматитов приобретают сиреневый цвет, а сиреневые из пегматитов – более густую окраску.

Спектры абсорбции фиолетового ювелирного мариялита из Вост. Африки имеют слабые линии в желтой и голубой частях на 4955, 4880 и 4500 Å. Коротковолновый ультрафиолетовый свет вызывает отчетливую розовую флюоресценцию, при длинноволновом облучении – инертны [21].

Для розового полупрозрачного мариялита (Me_{11} , м-ние Кукурт, Вост. Памир) экспериментальные calorиметрические измерения [25] позволили вычислить стандартные значения энтальпии образования: $\Delta H_{f,298,15}^0 = -12398,6 \pm \pm 5,0$ кДж/моль.

Для чистого минала мариялита $Na_4[Al_3Si_9O_{24}]Cl$ величина стандартной энтропии $S_{298,15}^0 = 705,0 \pm 4,2$ Дж/моль · К и теплоемкости $C_{p,298,15}^0 = 665,3 \pm 3,4$ Дж/моль · К [25]. Энтальпия образования мариялита (Me_9) рассчитана по calorиметрическим данным [25] в работах [26, 27]: $\Delta H_{f,298,15}^0 = -12200,7 \pm 10,8$ кДж/моль.

Микр. В прох. св. бесцветный. Сп. (110). Одноосный (-). Удлинение (-). $n_o = 1,535-1,550$, $n_e = 1,527-1,539$; $n_o - n_e = 0,005-0,011$. Мариялиты из Дашкесана – зональные. Для ювелирных мариялитов м-ния Кукурт: $n_o = 1,544$, $n_e = 1,538$. Для мариялитов из Умба (Танзания): $n_o = 1,531-1,534$, $n_e = 1,539-1,540$; $n_o - n_e = 0,006-0,008$. Для последних характерен сильный дихроизм: окраска по No – фиолетовая, по Ne – бесцветная [21].

Хим. Теор. состав $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$: $Na_2O - 14,68$; $Al_2O_3 - 18,10$; $SiO_2 - 63,99$; $Cl - 4,20$.

Анализы (микропробные, в порядке возрастания Me -компонента):

	1	2	3	4	5	6	7*	8	9
Na_2O	14,60	12,69	12,36	12,80	11,91	12,29	–	11,37	11,00
K_2O	0,02	1,57	1,48	0,94	1,29	0,90	–	0,65	0,81
MgO	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,40
CaO	0,05	1,15	1,92	1,93	2,42	2,66	–	3,07	3,05
SrO	–	0,11	0,04	0,14	–	–	–	0,02	–
BaO	–	–	0,02	0,03	–	–	–	0,08	–
FeO	–	–	–	–	–	0,06 ^{2*}	–	–	3,22
Al_2O_3	18,01	18,92	19,24	19,31	18,82	19,56	–	21,29	20,3
Fe_2O_3	0,00	0,07	0,06	0,07	0,04	–	–	0,03	–
SiO_2	64,16	62,53	61,71	61,54	60,47	60,64	–	57,58	59,00
SO_3	0,00	0,12	0,15	0,16	0,15	0,18	–	0,01	–
F	–	–	–	–	He	–	–	0,04	–
					обн.				
Cl	4,11	4,16	3,93	3,98	3,89	3,90	–	2,15	3,67
П.п.п.	He	0,05	0,06	0,16	He	–	–	–	–
	обн.				обн.				
Сумма	100,95	101,37	100,97	101,06	99,00	100,19	–	97,41	101,45
–O = F, Cl	–0,92	–0,94	–0,89	–0,80	–0,88	–0,88	–	–0,50	–0,83
Сумма	100,02	100,43	100,08	100,26	98,12	99,31	–	96,91	100,62

Коэффициенты формулы при $Si + Al = 12$

Na	3,98	3,49	3,41	3,53	3,35	3,32	3,56	3,20	3,08
K	0,00	0,28	0,27	0,17	0,24	0,16	–	0,12	0,15
Mg	–	–	–	–	–	–	–	–	0,09
Ca	0,01	0,18	0,29	0,29	0,38	0,40	0,44	0,48	0,47
Fe	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	–	0,00	0,39
Al	2,98	3,12	3,22	3,24	3,22	3,22	3,29	3,64	3,46

	1	2	3	4	5	6	7*	8	9
Si	9,02	8,88	8,78	8,76	8,78	8,48	8,71	8,36	8,54
H ⁺	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—
OH ⁻	He	0,00	0,06	0,08	—	—	—	0,00	—
H ₂ O	обн.	0,02	0,00	0,04	—	—	—	0,05	—
C	—	—	—	—	—	—	0,05	0,22	—
S	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	—	0,01	—
F	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Cl	0,98	1,01	0,95	0,96	0,92	0,92	0,85	0,53	0,90
Si/Al	3,02	2,85	2,72	2,71	2,73	2,63	2,65	2,30	2,47
Me, %	0,20	4,6	7,5	7,6	9,6	10,3	11	12,2	12,7
n_e	—	—	—	—	—	1,533	—	—	—
n_o	—	—	—	—	—	1,540	—	—	—
Уд.в.	—	—	—	—	—	2,589	—	—	—
a_0	12,040	12,047	12,049	12,055	—	—	12,060	—	—
c_0	7,543	7,561	7,566	7,568	—	—	7,576	—	—
V	1093	1097	1098	1100	—	—	1102	—	—
cla	0,626	0,628	0,623	0,628	—	—	0,628	—	—

1 (авт. № СМАР) – синтетический, получен методом твердофазного синтеза [2]; 2–4 (№ ПАМ-1, 2, 3), 5 (№ S-1) – м-ние Кукурт, Памир, в сумму входит TiO₂ – 0,01 [2]; 1–5 – анал. Теертстра [2, 29]; 6 – фиолетовый, Вост. Африка [21]; 7 – Памир [5, 27]; 8 (№ ON-8) – голубовато-серый, Гудерхем, пров. Онтарио, Канада, в сумму входят TiO₂ – 0,01, CO₂ – 1,11 [28, 29]; 9 (№ LL3) – ксеноморфный, из хондритового метеорита Бишанпур, анал. Хадчисон [30].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	10,87	11,76	11,25	10,59	11,03	10,10	11,10	9,99	10,66
K ₂ O	1,32	0,81	0,56	1,22	0,11	1,46	0,29	1,10	0,37
MgO	0,00	—	—	0,11	0,00	0,05	—	—	—
CaO	3,88	4,10	4,31	4,17	5,18	5,02	5,38	5,99	6,06
SrO	—	—	—	—	—	—	0,07	0,09	—
BaO	—	—	—	—	—	—	0,08	0,00	—
MnO	0,01	—	—	0,01	0,00	Сл.	—	—	—
FeO	—	—	—	0,092*	0,00	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,59	21,4	19,84	20,74	21,96	21,88	21,49	21,71	22,6
Fe ₂ O ₃	—	—	0,08	—	—	0,36	0,08	0,04	—
SiO ₂	59,88	58,8	58,16	58,67	56,95	57,16	57,74	57,53	56,4
TiO ₂	0,01	—	0,03	0,01	0,02	0,04	He	—	—
							обн.		
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,54	—	1,05	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—
CO ₂	1,22	0,29	He	1,08	—	—	He	—	0,58
			обн.				обн.		
SO ₃	—	—	0,21	0,03	0,80	0,38	0,27	0,08	—
F	0,05	—	He	Сл.	0,00	—	He	0,00	—
			обн.				обн.		
Cl	3,54	3,95	3,74	3,01	3,74	3,32	3,41	3,34	3,48

П.п.п.	-	-	He обн.	-	-	-	0,16	0,20	-
Сумма	101,37	101,11	98,18	100,27	99,79	100,97	100,07	99,98	100,15
-O = F, Cl	-0,82	-0,81	-0,84	-0,68	-0,84	-0,73	-0,78	-0,74	-0,75
Сумма	100,55	100,30	97,34	99,59	98,95	100,24	99,29	99,24	99,40

Коэффициенты формулы при Si + Al = 12

Na	3,01	3,27	3,21	2,96	3,10	2,83	3,11	2,98	2,99
K	0,24	0,15	0,11	0,22	0,02	0,27	0,05	0,20	0,07
Mg	-	-	-	0,02	-	0,01	-	-	-
Ca	0,59	0,63	0,62	0,64	0,80	0,78	0,83	0,93	0,94
Fe	-	-	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	-
Al	3,46	3,60	3,44	3,53	3,75	3,72	3,66	3,69	3,85
Si	8,54	8,40	8,56	8,47	8,25	8,27	8,34	8,31	8,15
H ⁺	-	-	-	0,52	-	1,01	0,00	0,00	-
OH ⁻	-	-	-	-	-	-	0,15	0,19	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-
C	0,24	0,06	-	0,21	-	0,02	-	0,00	0,12
S	-	-	-	-	0,09	0,04	0,03	0,19	-
F	0,02	-	-	-	0,02	-	-	0,01	-
Cl	0,85	0,96	0,90	0,74	0,92	0,81	0,84	0,82	0,85
Si/Al	2,47	2,33	2,50	2,4	2,2	2,22	2,28	2,25	2,12
Me, %	15,4	15,5	15,7	17,6	20,0	20,1	21,2	23,3	23,5
n _o	-	-	-	1,538	-	1,550	-	-	-
n _e	-	-	-	1,549	-	1,542	-	-	-
Уд.в.	-	-	-	2,586	-	2,575	-	-	-
u ₀	-	-	-	12,014	12,033	12,059	12,041	-	-
c ₀	-	-	-	7,597	7,569	7,583	7,581	-	-
V	-	-	-	1096	1096	1103	1099	-	-
c/a	-	-	-	0,632	0,629	0,629	0,630	-	-

* Мас.% не приводятся.

2* Общее Fe как FeO, в остальных анализах – как Fe₂O₃.

10 – Гудерхем, пров. Онтарио, Канада [31]; 11 (№ I-84) – из лополита Гумбольдт, Сев.-Зап. Невада, США [30]; 12 (№ S-2) – м-ние Кукурт, Памир [2]; 13 – идиоморфный, фиолетовый, ювелирного качества из Умба, Сев.-Вост. Танзания, H₂O[±] определена термогравиметрическим методом, CO₂ – из общей газообразной фазы, испускаемой при нагревании до 1000° [32]; 14 (№ DL137) – идиоморфный из Бамбле, Южн. Норвегия [33]; 15 – Мендоза, Лос Моллес, Аргентина [34]; 16 (№ ПАМ-4), 17 (№ ПАМ-22) – м-ние Кукурт, Памир [2]; 12, 16, 17 – анал. Теертстра [2]; 18 (№ 2-36) – лополит Гумбольдт, Сев.-Зап. Невада, США [35].

Мариалиты Абовянсколго железорудного м-ния (Армения) содержат (%): Mn – 0,1; Ni – 0,006; Co – 0,001; V – 0,01; Zr – 0,02; Cu, Zn – 0,1; Ga – 0,006; Ge – 0,003; Sr – 0,3; Ba – 0,2; La – 0,02; Yb, Y – 0,003 (ср. из 11 ан.) [36].

Результаты количественного спектрального анализа ювелирных мариалитов из жил и полостей в кристаллических сланцах и гранитных пегматитах хр. Туракулома, Центр. Памир (анал. Порицкая, 11 определений) [15]:

V	0,002–0,005	Zr	0,007–0,03	Ba	0,01–0,012
Be	0,001–0,005	Pb	0,005–0,014	Fe	0,1–0,7
Ga	0,001–0,003	Cu	0,003–0,01	Mg	0,03–0,058
Ti	0,012–0,016	Sr	0,03–0,06	Mn	0,003–0,01

В структуру мариалита, вероятно, изоморфно входят Sr, Ba, TR, Mg, Mn С субмикроскопическими включениями связано содержание Fe, V, Zr, Cu, Ti, Pb, Be.

В мариалите (Me_{20} , хим. ан. 14) из Бамбле, Южн. Норвегия [33], определены следующие редкие элементы (ppm): Sc – 0,301; Sr – 100, Zr – 141; Cs – 4,55; La – 8,5; Ce – 20,3; Nd – 11; Sm – 2,83; Eu – 0,94; Tb – 0,44; Yb – 1,17; Lu – 0,208; Hf – 4,00; Ta – 1,38; Th – 0,65; Br – 328. Мариалит из данного месторождения наиболее богат хлором (3,74–3,9 мас.% Cl); кроме того, в нем присутствуют сера (0,57–0,81 мас.% SO_3) и бром (328 ppm).

С помощью ионного зонда “АЕ1-1М-20” с ионным пучком диаметром 10–15 мкм в мариалите ($Me_{12,2}$, хим. ан. 8) [28, 37] выявлены содержания (ppm) Li – 41–62(50) и В – 32–259(30) [38].

Диагн. исп. Мариалит почти нерастворим в кислотах.

Повед. при нагр. Мариалит инконгруэнтно плавится при $860 \pm 10^\circ$ с распадом на альбит и жидкость, состоящую более чем на 90% из NaCl. Мариалит-галитовая эвтектика, близкая по составу к чистому галиту, плавится приблизительно при 800° [39]. На кривой нагревания мариалита Me_{20} из Дашкесана, Азербайджан (по данным А.И. Цветкова, ИГЕМ), фиксируется один характерный эндотермический эффект при 1150° , связанный, по-видимому, с выделением главным образом Cl (1,70 мас.%).

На термограмме скаполитизированных пород с того же участка месторождения наблюдались дополнительные слабые эндотермические эффекты при 850° и 480° , соответствующие выделению CO_2 и окислению включений сульфидных минералов [17].

Термогравиметрический анализ мариалита Me_{20} при нагревании до 1000° не показал ни потери веса, ни изменения рентгенограммы [34].

Наход. Наиболее широко распространены контактово-метасоматические и скарновые образования мариалита, обнаруживающие тесную пространственную, временную и генетическую связь с рудообразующими процессами. Наличие зон скаполитизированных пород нередко становится ведущим признаком при поиске промышленных месторождений.

Мариалит в *контактово-метасоматических месторождениях железных руд* известен на Урал в роговиках, скарнированных эффузивах, кристаллических известняках, в диоритовых и сиенитовых интрузивных породах и на контактах интрузий с известняками и оспенными рудами гор Благодать, Магнитная и М. Куйбас [40–44]. Наиболее характерен парагенезис с диоксидом, магнетитом, титанитом, апатитом, ортоклазом (в интрузивных породах), геденберgitом, андрадитом (в известняках). Преимущественное развитие скаполита состава мариалит-дипир отмечено на Таятском железорудном м-нии (Восг. Саян) [45]. В скарновом железорудном м-нии Дашкесан (Азербайджан) мариалит развит в алюмосиликатных вулканогенных породах, мраморах, скарнированных дайковых и интрузивных образованиях, где он метасоматически замещает первичный плагиоклаз. Появление его обусловлено широко проявленным натриево-хлорным метасоматозом. Мариалит обычно ассоциирует с гранатом, магнетитом, диоксидом, апатитом, волластонитом, дашкесанитом, актинолитом и др. [17, 46–48]. В уникальном Абовянском апатит-магнетитовом м-нии (Армения) песчано-глинистая, гипсо-соленосная и обломочно-вулканогенная толща подверглась интенсивному натриевому метасоматозу, вызванному экстремальной андези-

то-дацита [36, 49]. Мариалит присутствует во всех породах и участвует вместе с магнетитом, кальцитом, апатитом, пиритом, актинолитом и биотитом в рудных залежах. Источником хлора являются соленосные породы.

Мариалит является распространенным минералом железорудных месторождений Тургая [50–59]. Все известные рудопроявления приурочены к осадочно-вулканогенной каменноугольной толще, прорванной и метаморфизованной под влиянием интрузий диоритового или сиенитового состава. Характерно размещение месторождений в самих интрузивах (Давыдовское, Кунайжаркульское) и в эндоконтактовых зонах (Куржункульское). Обычно скаполитизация следует за ороговикованием и альбитизацией. Мариалит развит преимущественно по алюмосиликатным, а также по существенно карбонатным породам в эндоконтактовых частях интрузивов и в ранее образованных роговиках и альбититах. Локализация мариалита определяется литологическим составом, а также степенью раздробленности и пористости замещаемых пород, причем состав мариалита (Me_{18-25}) не зависит от состава замещаемого плагиоклаза, хотя предпочтительнее замещение основных и средних плагиоклазов [54]. Осветленные альбитовые, диопсид-альбитовые и диопсид-скаполитовые породы в виде мощного ореола окружают скарново-рудные тела (ширина ореолов до 1 км) и являются поисковым признаком для обнаружения рудных залежей. Альбитизированные, а также осветленные породы с диопсидом, скаполитом, хлоритом, кальцитом, кроме того, характерны для зон разрывных нарушений, контролирующих магнетитовое оруденение [57].

Наиболее высокотемпературным является парагенезис скаполит–пироксен–титанит–апатит. Характерны тесная ассоциация и, по-видимому, близкоодновременная кристаллизация, скаполита и магнетита во вкрапленных и богатых магнетитовых рудах. Предполагается, что скаполитизация представляет собой процесс подготовки зоны рудоотложения, так как хрупкость скаполита, обилие в его составе и включениях Si и CO_2 благоприятны для участия в осаждении рудного вещества [59]. Скарнообразование имеет ограниченное распространение, преобладают пироксеновые, гранатовые, пироксен-гранатовые и эпидот-пироксеновые разности, последние обычно развиты по скаполитовым породам. Широко развита послескарновая минерализация, представленная эпидот-актинолитовыми, нередко альбитизированными породами, иногда сопровождающимися оруденением.

В связи с важностью процесса скаполитизации выделен особый скаполитовый подтип контактово-метасоматических месторождений железа [60, 61], например Качарское, южный и западный участки Соколовского, Давыдовское; смешанного скаполит-скарнового подтипа – восточная и юго-восточная залежи Сарбайского, северный участок Соколовского, Куржункульское.

Для мариалита-дишира из контактово-метасоматических железорудных м-ний Кузнецкого Алатау проведено определение pH и Eh по этапам минералообразования [62, 63]: для первого этапа ороговикования $pH = 8,4$ (щелочной характер), для второго этапа скарнирования: $pH = 5,2–5,8$ (кислый характер), а $Eh = 0,06$ (для собственно скарновой стадии), для третьего карбонатно-сульфидного этапа – характер растворов нейтральный до слабощелочного, $Eh = 0,13–0,37$. Скаполит (мариалит–дишир) образуется голько в кислой среде; в щелочных средах он неустойчив. В магнетитовую стадию, когда $pH = 6,8$ (почти нейтральный характер), а $Eh = 0,09–0,21$, он образуется в основном за счет пересотложения и перекристаллизации более раннего скаполита. Изменение pH растворов считается главным фактором рудоотложения [63]. Уменьшение кислотных свойств, по-видимому, так же как и невысокий окислительно-восстановительный потенциал метасоматических реакций, характерны для скаполитового подтипа контактово-метасоматических месторождений.

В контактово-метасоматических месторождениях олова и кобальта хлор-мариалит находится в тесном парагенезисе с высокотемпературными скарновыми минералами – пироксеном, гранатом и магнетитом, как, например на Хавуаксинском кобальтовом м-нии в Туве [52]. С низкотемпературной минерализацией связано образование дашкесанита. В контактово-метасоматическом вольфрамовом м-нии Чорух-Дайрон (Узбекистан) мариалит развит в скарновых зонах, где отмечены пироксен-скаполитовые, пироксен-амфибол-скаполитовые, скаполит-гранатовые и чисто скаполитовые породы; его образование предшествовало выделению шеелита [64, 65]. Мариалит установлен также в грейзенизированных гранитах и кварц-полевошпатовых породах приконтактной зоны Майхуринского м-ния олова (Таджикистан) [66].

Мариалит распространен в *позднеметасоматических и пневматолито-гидротермальных образованиях*. Контактво-метасоматическое образование мариалита в пегматитовых жилах и полостях в них, дайках и штоках, на контактах с вмещающими, глубоко метаморфизованными комплексами широко развито на Вост. Памире, в Карелии, Южн. Норвегии и других районах. В Сев. Карелии, в районе Чупы [67], мариалит в ассоциации с андезином Al_{30} , цоизитом и вторичным альбитом найден в крутопадающей пегматитовой жиле Лампи-Варака (150×8 м), секущей массив габбро с лабрадором Al_{50} , роговой обманкой, диаллагом.

Мариалит Me_{23} наблюдался в жилах, пересекающих силл диабаз триасового возраста близ порогов Френч-Крик, шт. Пенсильвания, США, в ассоциации с пренитом, гейландитом, эпидотом, хлоритом и апатитом [68]. Мариалит Me_{13} встречен в кварц-кальцитовых жилах среди амфиболитов и эклогитов Пезжострова [69].

Богатые хлором скаполиты (3,74–3,9 мас.% Cl) в рутил-флогопит-скаполитовых породах ассоциируют с апатит-флогопит-энстатитовыми жилами в Эдгарден, Верк, Бамбле, Южн. Норвегия [33]. В районе Бамбле докембрийские метаморфические габброиды (метагаббро) подверглись скаполитизации и хлорному метасоматозу [70].

Наиболее крупное месторождение ювелирного мариалита – Кукурт – выявлено на Вост. Памире. Оно расположено в восточной части Музкол-Рангульского антиклинория, в пределах альпийского музкольского метаморфического комплекса, хр. Туракулома. Скаполитовая минерализация здесь связана с воздействием на породы комплекса щелочного натриевого метасоматоза [16, 18, 19, 71, 72]. Выделены два генетических типа минерализации: в гидротермальных жилах существенно скаполитового состава, секущих скаполитизированные кристаллические сланцы в ассоциации с рутилом, ильменитом, титанитом и альбитом, и во вторичных полостях в гранитах и гранитных пегматитах, прорывающих кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы музкольского комплекса [15, 18].

В мариалитах м-ния Кукурт определено содержание углекислоты в газовой фазе флюидных включений – $CO_2/H_2O = 0,1$ [72]. Температура образования – 400°, давление – 3–3,5 кбар. Условия образования ювелирных мариалитов–дипиров этого месторождения, а также кристаллов из вторичных миарол в пегматитовых телах Перевальное и Верхнее (Вост. Таджикистан) рассмотрены в [73–77]. В скаполигах обнаружены первичные многофазовые включения хлоридных рассолов и сингенетичные им существенно газовые включения. Общій интервал температур, по данным термо- и криометрических исследований, составляет 580–450°, давлений 3700–1290 бар, концентраций солей 71,1–53,3 мас.% экв. NaCl [77]. В составе хлоридов преобладал Na, отмечено также присутствие K и Ca. Образование ювелирного скаполита произошло в результате единого процесса метасоматического преобразования пегматитов и вмещающих их пород под воздействием высокотемпературных насыщенных хлоридных рассолов и сингенетичных им углекислотных флюидов в условиях умеренных давлений.

В лополите Гумбольдт (Сев.-Зап. Невада, США) мариалит замещает плагиоклазы и другие минералы в габбро, диоритах и экструзивных породах. Он развит как пойкилобластический минерал, слагающий на 80–90% так называемые скаполитовые дайки, и встречен в жилах (до 80 об.%), заполняющих трещины в центральных частях лополита. В крутопадающих дайках (мощность 0,3–1,0 м) сохраняются реликты плагиоклаза, амфибола, апатита и титанита. Скаполитовые жилки имеют мощность до 3–4 см, в интерстициях между мариалитом присутствуют альбит, анальцит, титанит, ильменит и пренит [35]. Источником Na и Si являлись эвапоритовые осадочные породы морского происхождения, в которые интродировал лополит.

Скаполитовые жилы пневматолито-гидротермального происхождения установлены в вертикальных трещинах штока монцодиоритов в Аргентине [34]. Прямая кристаллизация в открытых трещинах, возникших в процессе охлаждения штока, интродировавшего в ядро антиклинали, сложенной гипсовыми породами, мергелями и полевошпатовыми песчаниками, привела к образованию мариалита, а также небольшого количества диопсида, магнетита, титанита, кальцита, халькопирита, апатита, кварца, гейландита.

В Южн. Норвегии, в окрестности Бленгсватна, в контакте габбровых будин, окруженных протерозойскими метаосадочными породами, обогащенный хлором скаполит (вероятно, мариалит) встречен в ассоциации с ильменитом, плагиоклазом, корундом и прайсверкитом (Al-обогащенная Na-слюда) [78].

Позднеметасоматические жилки, гнезда скаполита (преимущественно мариалита), выполнение последних пустот в скарнах и регионально-метаморфизованных породах распространены повсеместно, особенно в рассмотренных ранее железорудных контактово-метасоматических месторождениях [79, 80].

Мариалит формируется *в условиях осадкообразования*.

Интересное проявление мариалита изучено в надсолевых брекчиях Сев.-Зап. Донбасса [81], где вмещающие гипсово-карбонатные и в меньшей степени углисто-глинистые породы брекчий под воздействием высокотемпературных, преимущественно газовых эманаций испытали все стадии перекристаллизации от частичного до полного превращения в карбонат-скаполитовые, скаполит-тремолитовые, скаполит-титанит-рутиловые породы. Мариалит образует гнезда, скопления, составляющие до 90–95 об.% породы, в ассоциации с мусковитом, флогопитом, турмалином, кварцем, апатитом, альбитом, рипидолитом, антофиллитом, топазом, брукином, пиритом, кальцитом. Указанное проявление скаполита является единственным случаем его образования непосредственно в условиях осадкообразования.

Мариалит отмечен в Бантышевском куполе (юго-вост. часть Днепровско-Донецкой впадины, Украина) в диапировых брекчиях, окружающих шток соли, в ассоциации с клиноизитом, титанитом, микроклином, кварцем, карбонатами, ангидритом, пиритом, пирротином и сфалеритом [82]. Образование мариалита связано здесь с метасоматическим воздействием гидротермальных растворов на содержащиеся в соли алюмосиликатные и карбонатные компоненты.

Описан случай образования криптокристаллического агрегата богатого натрием скаполита по плагиоклазу в результате выветривания массива габбро-диоритов по р. Тэжу, пров. Алентежу, Португалия [83].

В *метеоритах* мариалит (Me_{13}) обнаружен при изучении неравновесного простого хондритового метеорита Бишанпур [30] совместно с оливином, энстатитом, сульфидом и металлическими зернами, где образует овальные обособления в свободных от хондр участков и рассматривается как продукт постагрегационного метасоматоза.

Изм. Обычны цеолитизация и альбитизация мариалита вплоть до образования псевдоморфоз [50, 84]. Непрозрачные, расплывчатые участки белого цвета,

сложенные альбитом и иллитом, по данным рентгеновского анализа, в мариалитах Вост. Памира [16] снижают качество ювелирного сырья. Характерно развитие кальцита и серицита. Мариалит из шеелитоносных скарнов Чорух-Дайрона (Узбекистан) замещен десмином, анальцимом и гранатом (псевдоморфозы). Целолиты, а также пироксены и шеелит заполняют поздние трещины в мариалите [64, 65]. Образование псевдоморфоз граната по скаполиту отмечено в контактово-метасоматических м-ниях шеелита в Моголтау [64]. В габбро-диоритах по р. Алентежу по мариалиту, обогащенному калием (4,55 и 2,50 мас.% K_2O), развит крипто- и микрокристаллический агрегат вермикулита [83]. В пегматитовой жиле Лампи-Варака (Сев. Карелия) по мариалиту образуются альбит (иногда полные псевдоморфозы), цоизит и хлорит (звездчатый клинохлор) [67]. При серицитизации приобретает розоватый оттенок. При выветривании возникает белый, мелоподобный агрегат [68].

Искусств. Мариалит синтезирован из смеси Na_2O , $6SiO_2$, Al_2O_3 и $NaCl$ при 1 атм в интервале $700-850^\circ$ и продолжительности опытов 1–2 недели [39].

Мариалит синтезировали также в опытах по изучению стабильности скаполита с использованием природного образца скаполитизированного габбро из лополита Гумбольдт и флюидов состава $CaCO_3-NaCl-H_2O$ и $NaCl-H_2O$ [32]. Во флюидах состава $CaCO_3-NaCl-H_2O$ стабильность мариалита достигнута при $600-750^\circ$ и 1,7–2,8 кбар. При 750° и 2,8 кбар с избытком кальцита скаполит замещал весь первичный плагиоклаз, но его состав был обогащен кальцием и CO_2 , и не удалось получить мариалит, аналогичный встреченному в исходном лополите. В эксперименте с флюидом состава $NaCl-H_2O$ брали различные соотношения составных частей. При низкой флюидной солёности происходил рост плагиоклаза, при высокой – образование скаполита по реакции плагиоклаз + соль = скаполит. Синтез мариалита возможен только при низком содержании $CaCO_3$. Минимальная солёность для получения мариалита в отсутствие кальцита – около 50 мол.% $NaCl$ при $700-750^\circ$ и 1,7–2,8 кбар. Для площадной скаполитизации солёность должна быть выше. Природные флюиды, имеющие высокую солёность, встречены во флюидных включениях скарнов (более 42 мол.% $NaCl$) [35].

Синтетический мариалит получен в пистон-цилиндре из смеси Na_2CO_3 , $NaCl$, Al_2O_3 , SiO_2 и Fe_2O_3 при $1014-1033^\circ$ и 16,4–18,8 кбар за 24–194 ч [2].

Отл. От кварца отличается оптическим знаком (–), наличием спайности и обилием включений. От полевых шпатов – тетрагональной формой кристаллов, спайностью по (100) и меньшей твердостью. Плагиоклаз в отличие от скаполита – двусный и обычно имеет полисинтетическое двойникование, калиевый полевой шпат – двусный, с отрицательным рельефом (в шлифах).

Практ. знач. Бесцветные, желтые, сиреневые, розовые, прозрачные мариалиты, нередко с эффектом “кошачьего глаза” являются прекрасным ювелирным сырьем для огранки и производства кабошонов.

Межплоскостные расстояния мариалита из Вост. Африки (оригинал хм. ан 6) [21]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
110	3	8,50	422	1	2,20	723	1	1,397
101	4	6,44	440	5	2,13	325	5	1,379
200	2	6,07	530	1	2,07	822	6	1,363
211	1/2	4,42	512	4	2,01	624	5	1,343
220	3	4,25	611	1/2	1,948	752	1	1,327
310	8	3,80	004	7	1,907	921	5	1,313
301	3	3,56	532	4	1,813	505	5	1,282
112	10	3,45	602	1/2	1,776	950	2	1,179
321	9	3,05	503	3	1,741	635	3	1,167

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
400	4	3,00	710	4	1,700	10.02	4	1,156
222	2	2,83	640	3	1,671	426	3	1,146
420	2	2,72	404	2	1,610	725	2	1,123
312	7	2,68	712	4	1,555	10.42	2	1,081
421	1	2,54	543	3	1,507	880	2	1,061
510	1	2,36	732	5	1,459	10.60	3	1,031
501	5	2,29	305	5	1,417			

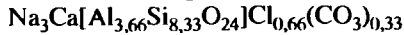
Литература

1. Lin S.B., Burley B.J. // Acta crystallogr. 1973. Vol. 29, pt 6. P. 1272–1278.
2. Соколова Е.В., Кабалов Ю.К., Урусов В.С. // Проблемы кристаллологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 196–227.
3. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В. // Кристаллография. 1996. Т. 41, № 3. С. 461–470.
4. Соколова Е.В., Гобечия Е.Р., Золотарев А.А., Кабалов Ю.К. // Там же. 2000. Т. 45, № 6. С. 1014–1018.
5. Белоконев Е.А., Соколова Е.В., Урусов В.С. // Там же. 1993. Т. 38, № 1. С. 52–57.
6. Comodi P., Mellini M., Zanazzi P.F. // Europ. J. Miner. 1990. Vol. 2, N 2. P. 195–202.
7. Papike I.J., Zoltai T. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 641–655.
8. Sokolova E.V., Kabalov Yu.K., Sherriff B.L. et al. // Canad. Miner. 1996. Vol. 34, pt 5. P. 1039–1050.
9. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В., Калыгина Н.В., Шнайдер Ю. // Кристаллография. 1999. Т. 44, № 6. С. 1049–1053.
10. Donnay G., Shaw F.C., Butler I.S., O'Neil J.R. // Canad. Miner. 1978. Vol. 16, pt 3. P. 341–345.
11. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В., Урусов В.С. // Кристаллография. 1995. Т. 40, № 5. С. 829–832.
12. Кабалов Ю.К., Соколова Е.В., Шериф Б.Л., Дженкинс Д.М. // Там же. 1998. Т. 43, № 4. С. 626–631.
13. Золотарев А.А. // Зап. ВМО. 1996. Ч. 125, вып. 1. С. 69–73.
14. Teerstra D.K., Sherriff B.L. // Chem. Geol. 1997. Vol. 136, N 3/4. P. 233–260.
15. Сергуненков Б.Б. // Зап. ВМО. 1989. Ч. 118, вып. 4. С. 84–90.
16. Золотарев А.А. // Там же. 1993. Ч. 122, вып. 2. С. 90–101.
17. Каишай М.А., Азадилев Дж.А. // Докл. АН АзССР. 1965. Т. 21, № 7. С. 14.
18. Дмитриев Э.А., Скригитиль А.М. // Докл. АН ТаджССР. 1982. Т. 25, № 10. С. 612–614.
19. Курилин Е.Н. // Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Дунашбе: Дониш, 1987. С. 32–34.
20. Webster R. // 3rd ed. L.: Butterworths, 1975. P. 308–310.
21. Zwaan F.G.A. // J. Gemmol. 1979. Vol. 16, N 7. P. 448–451.
22. Bank H. // Ztschr. Dt. gemmol. Ges. 1982. Bd. 31, N 3. S. 201–202.
23. Таран М.Н., Тарацан А.Н., Платонов А.Н., Скригитиль А.М. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 4. С. 23–26.
24. Таран М.Н., Тарацан А.Н., Платонов А.Н., Скригитиль А.М. // Зап. ВМО. 1989. Ч. 118, вып. 1. С. 90–110.
25. Семенов Ю.В., Сидоров Ю.И., Киселева И.А. и др. // Геохимия. 1981. № 2. С. 242–247.
26. Kotada N., Moecher D.P., Westrum E.F., jr. et al. // J. Chem. Thermodynamics. 1996. Vol. 28. P. 941–973.
27. Kotada N., Westrum E.F., jr. // Ibid. 1992. Vol. 24.
28. Shaw D.M. // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 2. P. 218–260.
29. Teetst A.D.K., Sherriff B.L. // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 1/2. P. 169–180.
30. Alexander C.M.O., Huichison R., Graham A.L., Yabuki H. // Miner. Mag. 1987. Vol. 51, N 363. P. 733–735.
31. Swayze G.A., Clark R.N. // J. Geophys. Res. B. 1990. Vol. 95, N 9. P. 14481–14495.
32. Graziani G., Lucchesi S. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1229.
33. Lieftink D.J., Nijland T.G., Maijer C. // Norsk geol. tidsskr. 1993. Bd. 73. S. 55–57.
34. Llambias E.I., Gordillo C.E., Bedlivo D. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 1/2. P. 132–135.
35. Vanko D.A., Bishop F.C. // Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol. 81, N 4. P. 277–289.
36. Межлумян Г.Б. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, № 5. С. 27–36.

37. *Haughton D.R.* // *Canad. Miner.* 1971. Vol. 10, pt 5. P. 854–876.
38. *Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.* et al. // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1984. H. 5. S. 228–240
39. *Eugster H.P., Prostka H.F.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71, N 12, pt 2. P. 1859–1860.
40. *Заварицкий А.Н.* // *Тр. Геолкома. Н.С.* 1927. Вып. 122. С. 416–674.
41. *Дервиз В.М.* // *Докл. АН СССР.* 1936. Т. 11, № 7(93). С. 273–276.
42. *Дервиз В.М.* // *Тр. Петрогр. ин-та АН СССР.* 1937. Вып. 12. С. 5–42.
43. *Сумин Р.Г.* // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1954. Вып. 6. С. 131–138.
44. *Каминская Е.И.* // *Геология руд. месторождений.* 1960. Т. 2, № 3. С. 71–76.
45. *Калинин Д.В.* // *Геохимия.* 1961. № 7. С. 616–622.
46. *Крутов Г.А.* // *Тр. Моск. геол.-развед. ин-та.* 1937. Т. 10. С. 1–135.
47. *Барсанов Г.П.* // *Вопросы петрографии и минералогии.* М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. : С. 14–30.
48. *Кашкай М.А.* *Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана.* М.: Недра, 1965. 885 с.
49. *Саруханян Л.Б.* *Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения.* Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 172 с.
50. *Онтоев Д.О.* // *Сов. геология.* 1956. Сб. 50. С. 54–66.
51. *Дымкин А.М.* // *Учен. зап. Казан. гос. ун-та.* 1956. Т. 116, кн. 12. С. 153–194.
52. *Онтоев Д.О.* // *Зап. ВМО.* 1958. Ч. 87, вып. 1. С. 47–54.
53. *Калинин Д.В.* // *Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири.* М.: Наука, 1967.
54. *Дымкин А.М., Мозилева М.П., Тетерев Г.М.* // *Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири.* М.: Наука, 1967. С. 124–136.
55. *Дымкин А.М., Федосеева М.М., Шузурова Н.А.* // *Докл. АН СССР.* 1972. Т. 202, № 1 С. 172–174.
56. *Рокачев С.А.* // *Ежегодник Уральского филиала АН СССР.* Свердловск, 1970.
57. *Баклаев Я.П., Гревцов Г.А., Максенков В.Г.* и др. Там же.
58. *Полтавец Ю.А.* *Скаполитовые метасоматиты и оруденение в магнетитовых месторождениях северной части Тургая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.* Свердловск 1972. 26 с.
59. *Мазуров М.П.* // *Тр. ИГиГ СО АН СССР.* 1977. Вып. 364. С. 82–89.
60. *Соколов Г.А.* // *Труды Объединенной Кустанайской научной сессии,* 1957. Алма-Ата 1958. Т. 2. С. 57–65.
61. *Соколов Г.А., Дымкин А.М.* // *Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири* М.: Наука, 1967. С. 5–15.
62. *Копылова Л.П.* // *Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.* 1961. Вып. 3. С. 67–75.
63. *Копылова Л.П.* // *Геология и геофизика.* 1963. № 6. С. 11–18.
64. *Смолянинов Н.А., Баскин Б.Л., Мясников В.С.* и др. // *Материалы Тадж. комплекс. экспедиции.* 1935. Вып. 11.
65. *Абдуллаев Х.М.* *Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии.* Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1947. 399 с.
66. *Блохина Н.А.* // *Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. Сер. петрогр. и минерал.* 1964. Т.8. С. 89–117.
67. *Курбатов С.М.* // *Изв. АН СССР. Сер. 7.* 1932. № 2. С. 241–257.
68. *Tomlinson W.H.* // *Amer. Miner.* 1943. Vol. 28, N 2. P. 110–114.
69. *Лебедев В.Н.* // *Изв. Карело-фин. н.-и. базы АН СССР.* 1950. № 1.
70. *Tobolszky F.K.* // *Weit. Miner. und Petrogr.* 1962. N 8. S. 354–392.
71. *Дмитриев Э.А.* // *Докл. АН ТаджССР.* 1978. Т. 21, № 4. С. 50–52.
72. *Дмитриев Э.А.* // *Изв. АН Тадж. ССР. Сер. физ-мат. и геол.-хим. наук.* 1983. № 3(89). С. 48–57.
73. *Рафикова Ф.З.* // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1996. № 1. С. 74–77.
74. *Ишан-Шо Г.А.* // *Докл. АН ТаджССР* 1990. Т. 23, № 11. С. 754–758.
75. *Россовский Л.Н., Морозов С.А., Скригитиль А.М.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 5. С. 92–103.
76. *Рафикова Ф.З., Минаев В.Е.* // *VII Совещ. по термобарогеохимии: Тез. докл. М.,* 1992. С. 65–67.
77. *Прокофьев В.Ю., Перетяжко И.С., Загорский В.Е.* // *Докл. РАН.* 2000. Т. 370, № 5. С. 665–667.
78. *Visser D., Nijland T.G., Lieftink D.J., Maijer C.* // *Amer. Miner.* 1999. Vol. 84, N 5/6. P. 977–982.

79. Князев Г.Б. // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1972. Т. 232. С. 146–152.
 80. Курцерайте Ш.Д. // VI Всесоюз. петрогр. совещ.: Тез. докл. Л., 1981. С. 302–303.
 81. Кузнецова С.В., Скаржинский В.И. // Минерал. сб. Львов. 1968. № 22, вып. 3. С. 311–315.
 82. Долишней Б.В. // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 5. С. 1226–1228.
 83. Abreu M.M., Vainho M // Proc. VII Euroclay Conf. Dresden, 1991. Vol. 1, fasc. 3. P. 1–6.
 84. Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск: Наука. 1966. 168 с.

Дипир *Dipyrge*



Термин “дипир” обусловлен двойственным поведением минерала при нагревании – плавлением и фосфоресценцией (от греч. δις – двойной и πυρ – огонь) (Науу, 1801). Впервые обнаружен в деп. Верхн. Пиренеи, Франция.

Термин применяется для обозначения разновидностей скаполита в интервале составов Me_{25} – Me_{50} .

Синон. Вернерит – *vernerite*, концеранит – *conzeranite*, консеранит, дипирит – *dipyrgeite*, левколит – *leucolite*, прихнитоид – *prehnitoid*, рипонит – *ripnite*, шмельцштейн – *schmelzstein*. Все эти названия сейчас не применяются.

Характ. выдел. Длиннопризматические, таблитчатые, короткостолбчатые кристаллы (фиг. 74); радиально-лучистые, сноповидные сростки кристаллов; скрыто-, тонко-, мелко- и крупнокристаллические агрегаты, выполняющие гнезда и прожилки, мощностью от долей мм до 0,2–0,3 м с расположением кристаллов параллельно зальбандам.

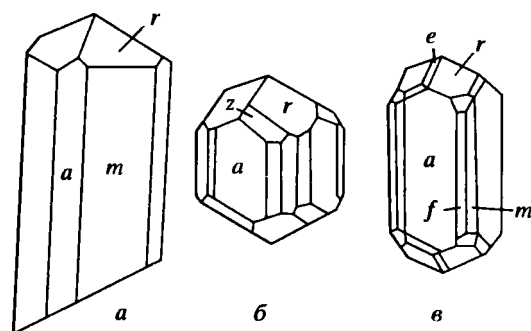
Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $C_{4h}^4-P4_2/n$. a_0 – 12,07, c_0 – 7,58 Å; $V \sim 1104 \text{ Å}^3$; $Z = 2$.

При нагревании до 800–1000° происходит изменение структуры, примитивные рефлексы, соответствующие $P4_2/n$ симметрии, уменьшаются в интенсивности, но не исчезают в дипире (Me_{33}). Образец приближается к объемно-центрированной симметрии $I4/m$ при температуре выше 800°, но не достигает ее даже при нагревании до 1000° [1, 2].

Изменение параметров элементарной ячейки дипира Me_{33} (хим. ан. б) изучено до нагревания до 1000° [1, 2]; они испытывали необратимые изменения при нагревании свыше 800°: a_0 и объем ячейки почти линейно увеличиваются с температурой, c_0 остается постоянным, что связано с направленным изменением связи в тетраэдрах и подтверждает наличие незначительного беспорядка в распределении Al и Si.

Параметры элементарной ячейки дипира (хим. ан. б) при разных температурах:

	24°, до нагревания	24°, после нагревания	400°	600°
a_0	12,0686(4)	12,0817(3)	12,1206(4)	12,1480(3)
c_0	7,5812(3)	7,5758(3)	7,5790(3)	7,5798(3)
V	1104,21(4)	1105,82(4)	1113,42(4)	1118,59(4)
	700°	800°	900°	1000°
a_0	12,1606(4)	12,1745(3)	12,1867(3)	12,2102(4)
c_0	7,5792(4)	7,5798(3)	7,5797(3)	7,5750(4)
V	1120,81(5)	1123,45(4)	1125,70(4)	1129,35(5)



Фиг. 74. Кристаллы мицзонита из кварцевых жил (а) и дипира из мраморов Памира (б, в) (по Акрамову и др. [45])

При нагревании тетраэдры вращаются, что приводит к расширению катионсодержащих каналов и делает структуру более открытой.

Уточнение кристаллической структуры дипира в пр.гр. $P4_2/n$ выполнено на обр. ON-6 [3] из скарна Гренвилл, Монмаут Тоуашип, пров. Онтарио, Канада (хим. ан. б) [1, 2, 4].

В структуре дипира алюмокремнекислородный каркас, как и у мариалита, состоит из двух типов 4-членных колец из $(Si, Al)O_4$ -тетраэдров, параллельных плоскости (001) (см. фиг. 72). Кольца первого типа состоят из Т(1)-тетраэдров, но (Si, Al) -атомы чередующихся тетраэдров расположены выше и ниже плоскости (001). Кольца второго типа содержат Т(2)- и Т(3)-тетраэдры, направленные вершинами попеременно вверх и вниз. Они соединены в цепи, параллельные оси c , которые связаны с кольцами из Т(1)-тетраэдров и образуют серии 5-членных колец. Этот жесткий каркас имеет большую полость, в которой находятся четыре катиона Na или Ca и один анион Cl, CO_3 или SO_4 . Координационный полиэдр катионов представляет 8-вершинник, где семь вершин заняты атомами кислорода, а восьмая – анионом Cl, CO_3, SO_4 .

В дипире с 37% Me -компонента [1, 2, 4] позиция Т(2) занята только Al, тогда как Т(1) и Т(3) содержат только Si. В скаполитах с меньшим содержанием Al (0–37% Me) атомы Al и Si беспорядочно распределены между Т(2)- и Т(3)-позициями, но позиция Т(1) содержит только Si. В скаполитах с более высоким содержанием Al (37–100% Me) Al и Si входят во все три тетраэдрические позиции.

Установлено, что в структуре дипира (пр.гр. $P4_2/n$) тригональная карбонатная группа CO_3 показывает незначительный беспорядок и отклонение от плоскости (001) менее чем на 3° [2].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структуре дипира Me_{37} (хим. ан. б) [2] до и после нагревания:

	До нагре- вания	После нагре- вания		До нагре- вания	После нагре- вания
T(1)–O(1)	1,598(2)	1,601(3)	T(3)–O(2)	1,608(2)	1,607(3)
T(1)–O(1')	1,605(3)	1,607(3)	T(3)–O(3)	1,605(3)	1,611(3)
T(1)–O(5)	1,610(2)	1,617(3)	T(3)–O(4)	1,603(3)	1,607(3)
T(1)–O(6)	1,625(2)	1,632(3)	T(3)–O(6)	1,638(2)	1,637(3)
Среднее	1,610	1,615	Среднее	1,614	1,615

	До нагр-вания	После нагр-вания		До нагр-вания	После нагр-вания
T(2)-O(2)	1,732(2)	1,725(3)	O(6)-T(1)-O(1')	108,8(1)	108,9(2)
T(2)-O(3)	1,736(3)	1,724(3)	O(5)-T(1)-O(6)	107,9(1)	107,9(1)
T(2)-O(4)	1,732(3)	1,723(3)	Среднее	109,5	109,5
T(2)-O(5)	1,742(3)	1,734(3)	T(2)-тетраэдр		
Среднее	1,736	1,727	O(2)-T(2)-O(3)	107,8(1)	107,8(1)
T(1)-тетраэдр			O(2)-T(2)-O(4)	112,6(1)	112,5(1)
O(1)-O(1')	2,631(3)	2,644(3)	O(2)-T(2)-O(5)	104,3(1)	104,3(1)
O(1)-O(5)	2,637(3)	2,643(4)	O(3)-T(2)-O(4)	115,0(1)	114,6(1)
O(1)-O(6)	2,608(3)	2,614(4)	O(3)-T(2)-O(5)	111,9(1)	112,1(1)
O(1')-O(5)	2,651(3)	2,653(4)	O(4)-T(2)-O(5)	104,8(1)	105,2(1)
O(1')-O(6)	2,626(3)	2,636(4)	Среднее	109,4	109,4
O(5)-O(6)	2,617(3)	2,627(4)	T(3)-тетраэдр		
Среднее	2,628	2,636	O(2)-T(3)-O(3)	114,2(1)	114,2(1)
T(2)-тетраэдр			O(2)-T(3)-O(4)	108,2(1)	108,3(1)
O(2)-O(3)	2,803(3)	2,786(4)	O(2)-T(3)-O(6)	104,7(1)	104,8(1)
O(2)-O(4)	2,883(3)	2,868(4)	O(3)-T(3)-O(4)	113,1(1)	112,5(1)
O(2)-O(5)	2,743(3)	2,731(4)	O(3)-T(3)-O(6)	105,8(1)	106,0(1)
O(3)-O(4)	2,925(3)	2,901(3)	O(4)-T(3)-O(6)	110,5(1)	110,8(1)
O(3)-O(5)	2,881(3)	2,867(4)	Среднее	109,4	109,4
O(4)-O(5)	2,753(3)	2,746(3)	Углы T-O-T		
Среднее	2,831	2,816	T(1)-O(1)-T(1')	159,5(2)	159,0(2)
T(3)-тетраэдр			T(2)-O(2)-T(3)	139,0(2)	139,5(2)
O(2)-O(3)	2,698(2)	2,701(4)	T(2)-O(3)-T(3)	145,9(2)	146,4(2)
O(2)-O(4)	2,602(3)	2,605(4)	T(2)-O(4)-T(3)	147,9(2)	148,5(2)
O(2)-O(6)	2,570(3)	2,570(4)	T(1)-O(5)-T(2)	137,1(2)	137,1(2)
O(3)-O(4)	2,676(3)	2,675(3)	T(1)-O(6)-T(3)	138,5(2)	138,4(2)
O(3)-O(6)	2,587(3)	2,594(3)	В полостях каркаса		
O(4)-O(6)	2,663(3)	2,670(4)	Na, Ca-O(2)	2,341(3)	2,346(3)
Среднее	2,633	2,636	Na, Ca-O(3)	2,516(3)	2,527(3)
Углы O-T-O			Na, Ca-O(4)	2,484(3)	2,498(3)
T(1)-тетраэдр			Na, Ca-O(5)	2,808(3)	2,809(3)
O(1)-T(1)-O(1')	110,4(1)	111,0(1)	Na, Ca-O(5')	2,740(3)	2,739(3)
O(1)-T(1)-O(5)	110,6(1)	110,4(2)	Na, Ca-O(6)	2,879(3)	2,870(3)
O(1)-T(1)-O(6)	108,0(1)	107,9(2)	Na, Ca-O(6')	3,000(3)	2,989(3)
O(5)-T(1)-O(1')	111,1(1)	110,7(2)	Na, Ca-Cl	3,064(1)	3,076(1)

Пр.гр. $P4_2/n$ подтверждена для дипиров состава Me_{44} и Me_{33} [5, 6], в которых установлено частично упорядоченное распределение атомов Si и Al между тетраэдрическими позициями T(1) (Si - 100) и T(2) (Al - 50, Si - 50). Поддержана "кластерная" модель для группы $(CO_3)^{2-}$, предложенная Пайпайком и Стефенсо-

ном [7], отвечающая статистически разупорядоченному распределению треугольников CO_3 в позиции с локальной симметрией 4 (или $\bar{4}$).

Дальнейшее уточнение структуры дипиров в пр.гр. $R4_2/n$ выполнено методом Ритвельда [8, 9] на образцах из Танзании Me_{28} (хим. ан. 2), Памира Me_{34} (хим. ан. 7) и Мадагаскара Me_{47} (хим. ан. 17).

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структурах дипира [9]:

	Me_{28} (хим. ан. 2)	Me_{34} (хим. ан. 7)	Me_{47} (хим. ан. 17)
T(1)–O(1)	1,560(8)	1,566(7)	1,578(8)
T(1)–O(1')	1,624(8)	1,613(7)	1,634(8)
T(1)–O(5)	1,56(3)	1,60(2)	1,64(3)
T(1)–O(6)	1,66(3)	1,65(2)	1,62(3)
Среднее	1,60	1,61	1,62
O(1)–T(1)–O(1')	111,3(4)	109,2(4)	110,4(4)
O(1)–T(1)–O(5)	109(1)	109(1)	108(1)
O(1)–T(1)–O(6)	110(1)	109(1)	108(1)
O(1')–T(1)–O(5)	111(1)	111(1)	109(1)
O(1')–T(1)–O(6)	106(1)	109(1)	111(1)
O(5)–T(1)–O(6)	107(1)	110(1)	110(1)
Среднее	109	110	109
T(2)–O(2)	1,73(3)	1,72(3)	1,62(3)
T(2)–O(3)	1,73(3)	1,72(2)	1,59(2)
T(2)–O(4)	1,71(3)	1,71(2)	1,60(2)
T(2)–O(5)	1,71(3)	1,71(2)	1,66(3)
Среднее	1,72	1,72	1,62
O(2)–T(2)–O(3)	107(1)	106(1)	110(1)
O(2)–T(2)–O(4)	111(1)	112(1)	113(1)
O(2)–T(2)–O(5)	106(1)	105(1)	102(1)
O(3)–T(2)–O(4)	111(1)	112(1)	113(1)
O(3)–T(2)–O(5)	113(1)	112(1)	110(1)
O(4)–T(2)–O(5)	108(1)	108(1)	107(1)
Среднее	109	109	109
T(3)–O(2)	1,63(3)	1,61(3)	1,73(3)
T(3)–O(3)	1,59(3)	1,60(2)	1,69(2)
T(3)–O(4)	1,60(3)	1,62(2)	1,75(2)
T(3)–O(6)	1,66(3)	1,67(3)	1,76(2)
Среднее	1,62	1,63	1,73
O(2)–T(3)–O(3)	115(1)	116(1)	113(1)
O(2)–T(3)–O(4)	110(1)	108(1)	107(1)
O(2)–T(3)–O(6)	102(2)	103(1)	104(1)
O(3)–T(3)–O(4)	111(1)	113(1)	113(1)
O(3)–T(3)–O(6)	108(1)	107(1)	107(2)
O(4)–T(3)–O(6)	109(1)	109(1)	111(1)
Среднее	109	109	109

	Me_{28} (хим. ан. 2)	Me_{34} (хим. ан. 7)	Me_{47} (хим. ан. 17)
T(1)–O(1)–T(1)	158,5(5)	160,8(4)	159,6(1)
T(2)–O(2)–T(3)	139(1)	140(1)	138(1)
T(2)–O(3)–T(3)	149(1)	148(1)	149(1)
T(1)–O(4)–T(3)	149(1)	148(1)	144(1)
T(1)–O(5)–T(2)	140(1)	138(1)	138(1)
T(1)–O(6)–T(3)	138(1)	138(1)	136(1)
Среднее	146	145	144
M–O(2)	2,36(1)	2,368(8)	2,345(8)
M–O(3)	2,51(3)	2,50(2)	2,55(2)
M–O(4)	2,58(3)	2,56(2)	2,49(2)
M–O(5)	3,01(3)	2,94(2)	3,89(2)
M–O(5')	2,92(3)	2,88(2)	2,88(2)
M–O(6)	2,92(2)	2,89(2)	2,76(2)
M–O(6')	2,80(3)	2,83(2)	2,85(2)
Среднее	2,73	2,71	2,68
M–A	3,00(3)	3,02(2)	3,09(1)
A–O(7)	2,46	2,35	2,40
A–O(8)	2,38	2,52	2,60
A–O(9)	3,01	2,92	2,98
A–O(10)	2,47	2,42	2,38

По данным ЯМР [10], заселенность Т-позиций в скаполитах в соответствии с предлагаемой авторами моделью Si–Al упорядочения (заряд в каждой структурной полости локально компенсируется соответствующим числом тетраэдров $[AlO_4]$) такова, что в любом 4-членном кольце может быть максимум два атома Al, которые должны чередоваться с атомами Si. В 5-членных кольцах могут существовать связи Al–O–Al при высоком содержании Me-компонента. Позиции T(2) и T(3) в пр.гр. $P4_2/n$ геометрически идентичны. По данным MAS ЯМР, в структуре скаполитов существуют блоки с разной степенью Si–Al упорядочения, причем максимальная степень упорядочения выявлена у дишира с составом, близким Me_{35} [10].

Величина химического сдвига ^{29}Si MAS ЯМР (в числителе, ppm) и относительная заселенность позиций атомами Si (в знаменателе) в дипирах разного состава [8]:

Позиция	Me_{28} (хим. ан. 2)	Me_{34} (хим. ан. 7)	Me_{34} (хим. ан. 8)	Me_{47} (хим. ан. 17)
T(2, 3)(4Al)	–	–88/0,1Si	–	–86/0,25Si
T(2, 3)(1Si, 3Al)	–91,7/3,2Si	–91,8/3,9Si	–92,0/4,0Si	–91,7/3,7Si
T(2, 3)(2Si, 2Al)	–96/0,3Si	–	–	–
T(2, 3)(3Si, 1Al)	–98/0,4Si	–	–	–
T(2, 3)(4Si)	Нет/0,3Si	–	–	–
T(1)(1Si, 3Al)	–	–	–	–101,5/0,7Si
T(1)(3Si, 1Al)	–105,6/3,5Si	–106,0/4,0Si	–106,2/4,0Si	–105,8/3,1Si
T(1)(4Si)	–110/0,4Si	–	–	–
Общее в T(2, 3)	4,2Si	4,1Si	4,0Si	3,9Si
Общее в T(1)	3,9Si	4,0Si	4,0Si	3,8Si
Al–O–Al связи/Al	0,3	0,0	0,0	0,0

Формы (Doelter, 1917): $c(001)$, $a(100)$, $m(110)$, $h(210)$, $e(101)$, $r(111)$, $w(331)$, $z(311)$:

$$\begin{aligned} ah(100) \wedge (210) &= 26^{\circ}34' \\ az(100) \wedge (311) &= 39 \ 42 \\ ar(100) \wedge (111) &= 68 \ 07 \\ mh(110) \wedge (210) &= 18 \ 26 \\ ee'(101) \wedge (10\bar{1}) &= 32 \ 59 \\ ee''(10\bar{1}) \wedge (10\bar{1}) &= 47 \ 21 \\ ce(001) \wedge (101) &= 23 \ 40 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} cr(001) \wedge (111) &= 31^{\circ}48' \\ cw(001) \wedge (331) &= 61 \ 44 \\ cz(001) \wedge (311) &= 54 \ 12 \\ cm(001) \wedge (110) &= 58 \ 12 \\ r'r'(111) \wedge (11\bar{1}) &= 43 \ 45 \\ zz'(311) \wedge (31\bar{1}) &= 42 \ 32 \end{aligned}$$

В жеодах в трахитах, нефелиновых и содалитовых микросиенитах и в других породах Монте-Соммы, Везувий, на кристаллах дипира присутствуют следующие формы: $c(001)$, $a(100)$, $m(110)$, $h(210)$, $l(430)$, $r(111)$, $z(311)$, $y(911)$ [11].

Кристаллы расположены параллельно зальбандам жилок. Наблюдалось крупношестоватые агрегаты с длиной кристаллов до 1–1,3 см [12]. Во внутренних частях жил дипир образует кристаллические корочки и друзовидные обособления с размером кристаллов до 2–3 мм; кристаллы коротко столбчатого облика с развитием граней призм $a(100)$ и $m(110)$ и дипирамиды $e(101)$ [13]. Встречены также плотные скрытокристаллические выделения [14].

В железорудных месторождениях, например на Хайлеолском (Кузнецкий Алатау), отмечены самые разнообразные агрегаты: тонкие кристаллические мелкозернистые, крупнокристаллические, отдельные шестоватые призматические кристаллы размером до нескольких см, жилки мощностью от долей мм до 0,2–0,3 м и гнездообразные скопления, удлиненно-призматические или таблитчатые кристаллы (0,5–(5–6) см), лучистые и радиально-лучистые агрегаты с размером зерен 1–4,5 см при толщине 5–7 мм, радиально-лучистые и лучистошестоватые агрегаты с длиной призм до 10–15 мм при ширине 5 мм и толщине 1–1,5 мм [15, 16].

В известковых прослоях отмечены крупные идиоморфные кристаллы дипира, в пегматитовых слоях – округлые сильно корродированные зерна [17]. В слоях, обогащенных кальцитом, дипир образует кристаллы до 7 мм в длину и 2 мм в поперечнике. В биотитовых слоях дипир встречен в изометричных зернах до 4 мм в диаметре [18].

Физ. св. и физ.-хим. коист. Сп. по (100) и (110) хорошая, по (100) совершенная. Изл. неровный, раковистый. Хрупкий. Тв. 5–6. Уд. в. 2,57–2,77. Цв. преимущественно белый, серый, серо-зеленый, светло-зеленый, светло-голубой, светло-фиолетовый до фиолетового, светло-розовый, светло-коричневый, небесно-синий при легком увлажнении, вишнево-черный и черный от обилия включений, иногда бесцветный. Бесцветные, светлые голубовато-зеленые (близкие глауколиту) и вишнево-черные дипиры характерны для м-ния Сивагли, белые, сахаровидные – для м-ния Пионерское, голубовато-зеленые – для м-ния Тасженое [19]. На Хайлеолском железорудном м-нии (Кузнецкий Алатау) цвет дипиров белый, серый, светло-серый, зеленовато-серый, голубовато-белый, иногда бесцветный [15, 16], на месторождениях Ижморского района – светло-фиолетовый, белый, молочно-белый [12]. Встречаются дипиры бледно-зеленовато-желтого [20], белого с зеленым оттенком [14], голубовато-пурпурного [21], грязно-серого, сиво-зеленого, черного [22], фиолетового [23], белого с видимым голубым оттенком, серо-белого, красноватого, кремново-белого, голубовато-розового, бледно-коричневого, бледно-розового цвета с переслаиванием коричневого и белого и непостоянными коричневыми пятнами, белого с аметистовым оттенком, бледно-зеленовато-желтого [24]. Бл. стеклянный, сальный, восковой, перламутровый, шелковистый. Поверхность кристаллов сахаровидная, ячеистая,

на выветрелых плоскостях – мелоподобная, мучнистая, охристая. Непрозрачный, просвечивает по краям, прозрачный, водяно-прозрачный.

Ювелирные разновидности дипира (бесцветные, желтые, сиреневые) обнаружены на Вост. Памире (Таджикистан), розовые – в Шри-Ланке, бесцветные – на Мадагаскаре (Бетрока), бесцветные и желтые – в Мозамбике (Онтре Райес), розовые – в Бирме, фиолетовые, светло-желтые, коричневато-желтые – в Танзании. Тв. ювелирных дипиров – 6, уд. в. 2,60–2,71. Бл. стеклянный, близкий к смоляному. Наблюдается сильный дихроизм розовых и фиолетовых камней. Двойниковые цвета: темно- и лавандово-голубой, бесцветный или бледно-желтый и желтый. Светло-желтый дипир (RGM 107194) из шахты Умба (Сев.-Вост. Танзания) имеет хорошо различимый дихроизм от соломенно-желтого до бесцветного тона. Содержит игловидные включения пластинчатого габитуса с полосчатостью, напоминающей линии кливажа в кальцитах. Встречаются дипиры с эффектом “кошачьего глаза” [25].

Энтальпия образования светло-желтого дипира $Me_{27,8}$ из Танзании $(Na_{2,62}K_{0,28}Ca_{1,10}Fe_{0,02})(Si_{8,14}Al_{3,86})O_{24,0}Cl_{0,70}(CO_3)_{0,23}(SO_4)_{0,07}$, определенная методом растворения в калориметре типа “Калве”: $\Delta H_f^0_{298,15} = -12701,2 \pm 7,5$ кДж/моль, а светло-желтого, просвечивающего дипира $Me_{44,2}$ с Мадагаскара $(Na_{2,13}K_{0,09}Ca_{1,75}Fe_{0,01})(Si_{7,73}Al_{4,27})O_{23,97}Cl_{0,42}(CO_3)_{0,47}(SO_4)_{0,07}$: $-13004,7 \pm 9,1$ кДж/моль. Значения теплоемкости и энтропии этих образцов в стандартных условиях соответственно равны $C_p^0_{298,15} = 682,4$ и $682,5$ Дж/моль · К, $S^0_{298,15} = 707,1$ и $696,6$ Дж/моль · К [26].

Электр. и магн. св. Отмечена флюоресценция дипира: оранжевая [27], красновато-пурпурная в длинноволновой (3660 Å) области ультрафиолетового света, вариация от яркого пурпурно-красного к розово-гвоздичному в различных образцах в коротковолновой части ультрафиолетового света (2537 Å) [24]. Дипир обр. RGM 107194 в длинноволновой части ультрафиолетового света слабо флюоресцирует в желтовато-оранжевых тонах и дает сильное желтовато-оранжевое свечение в коротковолновом ультрафиолетовом свете [25].

Термолюминесцентные кривые для грязно-серого и синего дипиров, образовавшихся метасоматическим путем в мраморах Младеново (Малкотырновско), Болгария [22], имеют один максимум при 310°.

Люминесценция в ультрафиолетовом свете изучена для восьми ювелирных дипиров из коллекции Смитсоновского ин-та [28]:

Местонахождение	Авт. N обр.	Me, %	Цвет обр.	Ультрафиолетовая люминесценция	
				коротковолновая	длинноволновая
Шри-Ланка	123502	49	Светло-розовый	Светло-оранжевая	Оранжевая
Мадагаскар	G-3238	47	Бесцветный	Средне-розовая	Светло-розовая
"	G-1819	45	"	То же	То же
Бетрока	G-1818	36	"	"	"
Танзания	117358	33	Светло-желтый	"	"
"	134794	30	Коричневато-желтый	"	Нет
Онтре Райес (Мозамбик)	132483	30	Бесцветный	"	"
Бирма	G-3674	30	Розовый	Светло-оранжевая	Средне-оранжевая

Микр. В прох. св. бесцветный. Плеохроизм отсутствует. Одноосный (-). Обнаруживает волнистое погасание и слабую двуосность, которую [21] связывают с напряжениями, возникающими при тектонических движениях. Удлинение (-). $n_o = 1,550-1,575$, $n_e = 1,539-1,549$; $n_o - n_e = 0,010-0,023$. Характерно зональное строение кристаллов (нормальная зональность), связанное с обогащением их натрием к краям зерен [14, 15, 17, 18, 29]. Количество зон – от 2 до 5.

Для Хабалыкского м-ния [30] в дипире наблюдалась обратная зональность: во внутренней зоне – дипир Me_{32} ($n_o = 1,559$, $n_e = 1,544$), во внешней зоне – дипир Me_{36} ($n_o = 1,564$, $n_e = 1,546$). Зональность нередко подчеркнута распределением по зонам роста включений и замещающих минералов. Обратная зональность отмечена для дипиров из жилы в триасовых долеритах в Пиренеях [29] и скаполите из пегматитов Мак-Кэй Хэд, Новая Шотландия, Канада, где ядра зерен сложены маリアルитом Me_{18} , а периферия – обычным для данного м-ния дипиром Me_{32} [31].

Хим. Теор. состав $Na_3Ca[Al_{3,66}Si_{8,33}O_{24}]Cl_{0,66}(CO_3)_{0,33} \cdot Na_2O - 10,70$; $CaO - 6,45$; $Al_2O_3 - 21,47$; $SiO_2 - 57,60$; $Cl - 0,61$; $CO_2 - 1,67$. В дипирах установлены три типа парных сопряженных изоморфных замещений, характерных для скаполитов, обогащенных Na: 1) $Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+}$, меняющее Si/Al отношение в Т-позициях каркаса структуры; 2) $Na^+, K^+ \leftrightarrow Ca^{2+}$ ($2M^+ \leftrightarrow M^{2+}$) в М-позициях в полостях каркаса; 3) $Cl^- \leftrightarrow CO_3^{2-}$ ($2A^- \leftrightarrow A^{2-}$) в А-позициях в полостях каркаса; Cl^- может также замещаться на CO_3^{2-} и S-содержащие анионы.

Предполагают, что Fe^{3+} может входить в Т-позиции, Fe^{2+} – в М-позиции; водород может присутствовать как H^+ , OH^- или H_2O [32, 33].

Калий – второстепенная, но важная составляющая дипиров (обычно им обогащены скаполиты, образовавшиеся при высокой температуре и низком давлении). К-аналоги дипира пока не выявлены.

Анализы (в порядке возрастания Me -компонента):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	9,02	9,17	9,36	8,05	9,10	8,55	8,42	8,26	9,19
K_2O	1,17	1,3	0,22	1,06	0,66	1,08	1,04	1,42	0,2
MgO	–	–	0,30	0,26	He опр.	0,03	–	–	0,08
CaO	5,83	6,94	7,72	7,81	8,28	8,29	8,41	8,32	8,94
MnO	–	–	0,00	0,06	He опр.	0,00	–	–	0,06
FeO	0,39	–	–	0,09	–	–	–	–	0,29
Al_2O_3	23,5	21,96	22,89	24,45	23,30	22,85	22,33	22,81	26,41
Fe_2O_3	–	0,12	0,00	0,19	0,04	0,08	0,00	0,11	–
SiO_2	54,0	55,15	55,44	54,50	54,35	54,73	54,76	53,88	51,66
TiO_2	–	He обн.	Сл.	0,05	0,01	0,01	He обн.	–	–
H_2O^+	–	0,14	0,22	–	0,40	0,13	0,05	0,20	–
H_2O^-	–	–	0,03	0,28	0,10	0,00	–	–	–
CO_2	3,43	1,14	1,85	0,54	1,76	1,69	He обн.	He обн.	–
SO_3	0,26	0,86	0,18	–	–	0,39	1,16	0,17	0,08
F	–	0,03	0,00	0,009	–	0,00	He обн.	0,15	–
Cl	1,05	2,99	2,30	2,20	2,85	2,19	2,30	2,75	1,15
П.п.п.	–	–	–	3,28	–	–	–	–	–

Сумма	98,65	99,90	100,56	102,82	100,85	100,02	98,76	98,31	98,34
-O = Cl, F	-0,24	-0,69	-0,52	-0,51	-0,64	-0,49	-0,52	-0,68	-0,26

Сумма	98,41	99,21	100,04	102,32	100,21	99,53	98,24	97,69	98,08
-------	-------	-------	--------	--------	--------	-------	-------	-------	-------

Коэффициенты формулы

Si	8,06	8,17	8,08	7,98	7,96	8,05	8,11	8,01	7,46
Al	4,13	3,83	3,94	4,22	4,03	3,95	3,90	3,99	4,54

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	–	0,00	–	0,02	0,00	–	0,00	0,01	–
Na	2,61	2,63	2,64	2,29	2,58	2,47	2,42	2,38	2,57 ₁
K	0,22	0,25	0,03	0,21	0,12	0,20	0,20	0,27	0,03
Mg	–	–	0,06	0,05	–	–	–	–	0,03
Ca	0,93	1,10	1,20	1,22	1,30	1,33	1,33	1,33	1,39
Cl	0,27	0,75	0,49	0,13	0,32	0,59	0,58	0,69	0,28
F	–	0,01	–	–	–	–	–	0,07	–
S	0,03	0,10	0,02	–	–	0,04	0,13	0,02	0,01
C	0,70	0,23	0,32	0,03	0,23	0,37	He обн.	0,00	0,29
OH [–]	–	–	–	–	–	–	0,02	–	–
H ₂ O	–	–	0,17	0,84	0,32	–	0,00	0,10	–
Si/Al	1,9	2,13	2,05	1,89	1,97	2,03	2,08	2,00	1,64
Me, %	25	28	31	32	32	33	34	34	35
<i>n_o</i>	–	–	1,561	–	1,556	–	–	–	–
<i>n_e</i>	–	–	1,545	–	1,542	–	–	–	–
Уд.в.	–	–	–	–	2,628	–	–	–	–
<i>a₀</i>	–	12,064	–	–	12,071	12,069	12,074	12,079	–
<i>c₀</i>	–	7,580	–	–	7,589	7,581	7,581	7,583	–
<i>V</i>	–	1103	–	–	1115	1104	1105	1106	–
<i>c/a</i>	–	0,628	–	–	0,629	0,628	0,628	0,628	–

1, 2, 7–9 – микрозонд. 1 (авт. № 19d2) – тонкие прорастания в туффилах Бергслеген, Юго-Зап. Швеция [34]; 2 (№ TAHZ) – из гранулитов Моронгоро, Танзания, в сумму входят SrO – 0,07, BaO – 0,03, анал. Теертстра [9]; 3 – голубовато-пурпурный из зональных скарнов Джиб Лейк, пров. Квебек, Канада, анал. Майссон. CO₂ – анал. Ингемеллс, в сумму входит P₂O₅ – 0,05 [21]; 4 – из гидротермально-переработанных щелочных пород Сыннырского массива, Сибирь [35]; 5 – белый с голубоватым оттенком, полупрозрачный из жил в зонах дробления и термального воздействия гранит-диоритового комплекса на о-ве Фэр-Айл, Шетландские острова, анал. Серанж, Клементс [24]; 6 (№ ON-6) – кристалл из скаполит-пироксенового скарна Монмаут Тоуашип, пров. Онтарио, Канада, анал. Ингемеллс [3, 36]; 7 (№ ПАМ-5) – призматический, полупрозрачный, ювелирного качества, Вост. Памир, в сумму входят SrO – 0,17, BaO – 0,12, анал. Теертстра [9]; 8 (№ Са 63А) – желто-зеленый из зональных скарнов Гранд Кальюмет в 24 км к югу от Джиб Лейк, пров. Квебек, Канада, анал. Теертстра, в сумму входит SrO – 0,28, BaO – 0,02 [32, 37]; 9 – кристаллы зеленого цвета из известково-силикатных прожилков в архейских амфиболитах, Чупино-Лоухский район, Сев. Карелия, анал. Митрейкина, в сумму входит P₂O₅ – 0,28 [23].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	8,27	8,49	6,83	6,70	8,17	7,25	6,94	6,86	6,40
K ₂ O	0,75	0,60	2,95	0,80	0,68	0,54	0,70	0,50	0,98
MgO	–	0,41	0,14	3,08	Сл.	–	0,03	–	1,52
CaO	8,76	9,20	9,13	8,00	9,86	10,43	11,38	11,34	11,60
MnO	–	–	0,05	–	0,04	–	0,00	–	Сл.
FeO	–	–	–	2,87	0,18	–	0,00	–	0,29
Al ₂ O ₃	24,80	24,69	23,51	19,05	23,36	23,66	25,88	23,90	24,56
Fe ₂ O ₃	–	0,11	0,57	1,94	0,12	–	–	0,007	1,12
SiO ₂	53,60	54,20	52,45	53,68	53,60	53,21	48,52	51,48	50,50
TiO ₂	–	–	–	0,05	0,04	–	0,00	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁺	–	–	1,75	1,85	–	–	–	0,14	0,84
H ₂ O [–]	–	–	0,28	–	–	–	–	–	0,30
CO ₂	1,76	1,37	1,94	–	1,12	2,13	–	2,18	0,56

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SO ₃	–	Не обн.	0,21	–	–	0,09	–	0,81	0,97
F	–	0,003	–	–	–	–	–	0,05	–
Cl	2,61	0,02	–	1,90	3,32	2,20	–	1,84	0,14
П.п.п.	–	2,23	–	–	0,34	–	–	–	–
Сумма	100,55	101,32	99,81	99,92	100,88	99,51	93,45	99,41	99,78
–O = Cl, F	–0,59	–	–	–0,43	–0,72	–0,50	–	–0,43	–0,03
Сумма	99,96	–	–	99,49	100,16	99,01	–	98,98	99,75

Коэффициенты формулы

Si	7,85	7,81	7,85	8,02	7,90	7,95	7,37	7,76	7,42
Al	4,28	4,19	4,15	3,34	4,06	4,17	4,63	4,24	4,25
Fe	–	0,02	–	0,57	0,03	–	0,0	0,01	0,15
Na	2,35	2,37	1,98	1,94	2,34	2,10	2,04	2,00	1,82
K	0,14	0,10	0,56	0,16	0,12	0,10	0,14	0,10	0,19
Mg	–	0,09	–	0,68	–	–	0,01	–	0,33
Ca	1,37	1,42	1,56	1,28	1,56	1,67	1,85	1,83	1,83
Cl	0,65	0,01	–	0,21	0,60	0,56	–	0,47	0,03
F	–	–	0,03	–	–	–	–	0,02	–
S	0,00	–	–	–	–	0,01	–	0,09	0,08
C	0,35	0,11	0,40	–	0,16	0,43	–	0,47	0,08
OH [–]	–	–	0,55	–	–	–	–	–	–
H ₂ O	–	0,88	–	0,79	0,24	–	–	–	0,81
Si/Al	1,83	1,86	1,89	2,4	1,95	1,91	1,59	1,83	1,75
Me, %	36	37	38	38	39	43	46	47	49
n _o	–	–	1,555	1,557	1,558	–	–	–	1,556
n _e	–	–	1,543	1,544	1,544	–	–	–	1,542
a ₀	–	–	–	–	–	–	–	12,096	–
c ₀	–	–	–	–	–	–	–	7,573	–
V	–	–	–	–	–	–	–	1108	–
c/a	–	–	–	–	–	–	–	0,626	–

10 (№ 22), 15 (№ 14) – белые, округлые кристаллы из биотитовой зоны регионально-метаморфизованных осадочных пород сев.-зап. батолита Айдахо, США [18]; 11 – из Анзасского железорудного м-ния, анал. Тюленева [38]; 12 – лучистые агрегаты из жил в монзоните, Тоал делла Траверселлите, Италия [39]; 13 (№ 1/75) – зеленовато-серый, призматический, непрозрачный из скаполит-магнетитового прожилка в скарнах Базумского железорудного м-ния, Армения [40]; 14 (№ А-248-5) – белый, тонкозернистый из жилы в руде Табратского железорудного м-ния [13]; 16 (№ 70-S) – из нодуленодобного флогопит-скаполит-корундового скарна Скалевихалсен на вост. побережье зал. Лютцов-Хольм, Земля Эндерби, Вост. Антарктида, анал. Хирано [41]; 17 (№ МАД) – прозрачный, желтый, ювелирный скаполит, Мадагаскар, анал. Мосчер, в сумму входят SrO – 0,10, BaO – 0,04 [9]; 18 (№ 4) – светло-голубовато-зеленый, полупрозрачный, удлиненно-призматический, из амфибол-пироксен-скаполитовых осадочно-метаморфических пород верхнего течения р. Хатыми, железорудное м-ние Сивагли, Алдан, анал. Старосельская [19].

В зональных динирах анализы в отдельных зонах:

	1 (кайма)	2 (серд.)	3 (ядро)	4 (ядро)	5 (серд.)	6 (серд.)	7 (кайма)	8 (ядро)	9 (кайма)
Na ₂ O	8,76	8,51	8,27	9,74	8,85	7,94	7,20	11,12	9,34
K ₂ O	0,53	0,55	0,53	0,25	0,37	0,28	0,37	0,12	0,15
CaO	8,95	9,51	9,53	7,25	9,26	10,54	11,73	4,47	7,95

	1 (кайма)	2 (серд.)	3 (ядро)	4 (ядро)	5 (серд.)	6 (серд.)	7 (кайма)	8 (ядро)	9 (кайма)
FeO	0,13	—	0,11	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	22,24	23,37	23,54	22,83	23,62	24,09	24,93	21,97	23,16
SiO ₂	54,72	54,18	53,76	55,55	52,80	52,18	51,42	59,61	56,16
Cl	2,57	2,43	2,27	2,23	2,13	2,15	1,69	3,77	2,72
Сумма	97,90	98,55	98,01	97,85	97,03	97,18	97,34	101,06	99,48
—O = F, Cl	—0,58	—0,55	—0,51	—0,50	—0,48	—0,49	—0,38	—0,85	—0,61
Сумма	97,32	98,00	97,50	97,35	96,55	96,69	96,96	100,21	98,87

Коэффициенты формулы

Si	7,79	7,72	7,69	8,13	7,81	7,76	7,64	8,37	8,07
Al	3,85	3,92	3,97	3,94	4,11	4,22	4,35	3,63	3,93
Na	2,42	2,35	2,30	2,76	2,54	2,29	2,07	3,03	2,60
K	0,10	0,10	0,10	0,03	0,07	0,05	0,01	0,02	0,03
Ca	1,37	1,45	1,46	1,13	1,47	1,68	1,86	0,67	1,22
Fe	0,02	—	0,01	—	—	—	—	—	—
Cl	0,62	0,59	0,55	1,00	1,00	1,00	1,00	0,93	0,67
Si/Al	2,02	1,97	1,94	2,06	1,90	1,84	1,76	2,30	2,06
Me, %	35	37	38	29	36	42	47	18	32

1–3 (авт. № 4–6) – порфиробласты в вулканогенно-осадочных породах комплекса Форлэнд, Норвегия [17]; 4–7 (№ MD1–MD4) – зональные призматические кристаллы из жилы в триасовых долеритах, Пиренеи [29]; 8, 9 (№ PAR-7) из пегматита Мак-Кэй Хэд, Новая Шотландия, Канада [31].

В дипирах Анзасского железорудного м-ния (хим. ан. 11) спектрально установлены (мас.%): Bi – 0,01; Pb, Ti – 0,003; Ga – 0,001; Ag – 0,0005; Be – 0,0003; Cu – 0,0001 [38]. В дипире из Разданского железорудного м-ния (Армения): Mn – 0,02; Ni – 0,004; Co – 0,001; Ti – 0,5; V – 0,02; Cr – 0,025; Zr – 0,003, B – 0,002; Sc – 0,001; TR – 0,008 [42]. Наиболее постоянные элементы-примеси в дипирах из Абовянского железорудного м-ния (Армения), по данным полуколичественного спектрального анализа (11 проб): K – до 2,0; Ti – 0,6; Sr – 0,3; Mn – 0,1; Ba – 0,2; Li, Zn, Cu – 0,01; Zr – 0,02; Ni, Ga – 0,006; Ge – 0,003. Установлены следы La, V, Y, Yb, Co, в одной пробе Ag [43]. В дипирах Базумского м-ния (Армения) (хим. ан. 13) (ср. из 11 ан.): Mn – 0,024; Ni, Co – 0,00016; V – 0,0024; Cr – 0,0009; Zr – 0,00018; Cu – 0,00024; Pb – 0,00025; Zn – 0,01; Ga – 0,0015; Sr – 0,032 [40].

В дипире из зональных скарнов Джиб Лейк, пров. Квебек, Канада (хим. ан. 3): Be – 10,1; Ga – 13; Ti – 9,5; Li – 8,7; Cu – 2,8; Mn – 11; Zr – 12; Sr – 270; Ba – 2000; Rb – сл.; Pb – 54 [21]. По мнению этих авторов, отсутствие или низкие значения V, Ni, Co, Mn указывают на невозможность образования данных скарнов в результате метаморфизма дифференцированных габбро-амфиболитов.

В дипирах из жил о-ва Фэр-Айл, Шотландские о-ва (хим. ан. 5) (ppm): Ba – 120; Co – 28; Cr < 10; Cu < 10; Ga – 12; Ni < 10; Sr – 120; V < 10; Zr < 20; B – 5 [24]. В зональном дипире из пегматита Мак-Кэй Хэд, Новая Шотландия, Канада, по составу близком приведенному ан. 7 из каймы [31], инструментальным нейтронно-активационным анализом (JNAA) найдено (ppm): Rb – 7; Sr – 159; Ba – 18; Zr – 11; Nb – 18; Y – 8; Cr – 53; Ni – 14; Cu – 6; Zn – 9; Ga – 12; V – 42; La – 2,18; Ce – 5,39; Nd – 2,24; Sm – 0,59; Eu – 0,23; Tb – 0,21; Yb – 1,06; Lu – 0,18; Cs – 20,07; Hf – 3,05; Ta – 1,09; Th – 1,26; U – 0,35; Sc – 3,85.

Повед. при нагре. На кривой нагревания дипира из Дашкесана [44] фиксируется эндотермический эффект при 150° , соответствующий, по-видимому, выделению 1,70 мас.% хлора.

Термический анализ дипира (40,0–46,2% Me) из контактово-метасоматических проявлений Вост. Памира [45] выявил экзотермические пики при 220 и 250 – 260° и эндотермические эффекты при 230 – 240 и 290 – 320° ; минимальная потеря веса 0,5–0,9 мас.%. Окраска светло-желтого ювелирного скаполита из пегматитов Вост. Памира устойчива до температуры 800° . При нагревании дипиры из мраморов Младеново (Болгария) обесцвечиваются [22].

Находж. Дипир в фациях регионального метаморфизма. Дипир является характерным минералом скаполитсодержащих кристаллосланцев, залегающих в глубоко метаморфизованных комплексах древних щитов и имеющих осадочно-метаморфогенное происхождение, причем скаполит образуется при метаморфизме мергелей, карбонатно-глинистых и галитсодержащих осадков [46].

Архейские кристаллические сланцы Вост. Сибири, возникшие в результате регионального метаморфизма карбонатно-глинистых и осадочно-соленосных толщ, содержат скаполит в разностях, насыщенных известью (известковые парagneйсы, мраморы) или в алюмосиликатных прослоях [46–48]. При этом образуются диопсид-кальцит-скаполитовые, диопсид-скаполитовые, роговообманково-скаполитовые и турмалин-скаполитовые породы, в которых скаполит по составу отвечает мариялит-дипиру.

Дипир составляет до 75% объема осадочно-метаморфических пород, широко распространенных на Алдане, среди архейских кристаллических сланцев иенгурской свиты [46, 49]. Это амфибол-пироксен-скаполитовые породы района м-ний Сивагли (верхнее течение р. Хатыми) и тонкополосчатые скаполит-клинопироксен-магнетитовые (с титанитом и ортитом) породы и руды на Пионерском железорудном м-нии, которые трассируют зону обширного Эвотинского разлома и представляют собой бластомилониты с тектоногенной полосчатостью и однородным составом скаполита (Me₃₅) [48].

Образование дипира в регионально-метаморфизованных докембрийских гранулитах и мраморах в районе г. Клонкарри, Квинсленд, Австралия, связано с альбитизацией известково-глинистых сланцев с привнесом натрия и хлора [50].

Богатый хлором дипир в ассоциации с биотитом образовался в галитсодержащих метаосадочных породах в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма сев.-зап. батолита Айдахо, США [18].

Дипир образовался также в результате изохимического регионального метаморфизма кварцевых песчаников, глин, кварцитов, известковых пород, содержащих галит, а также последующего контактового метаморфизма в области Сент-Джо, Клируотер, шт. Айдахо, США, причем степень метаморфизма уменьшается при удалении от батолита Айдахо от амфиболитовой фации к эпидот-амфиболитовой и фации зеленых сланцев, соответственно увеличивается содержание натриевого компонента в скаполите [51].

Дипир Me_{32–50} образовался в известковистых прослоях в результате изохимического регионального метаморфизма глинистых сланцев и мергелей, содержащих эвапоритовый галит, на Мэри-Катлин в Сев.-Зап. Квинсленде, Австралия [52].

Дипир Me_{40–50} найден на сев.-вост. площади Маунт-Ллофти, Южн. Австралия [53], где верхнедокембрийские осадки (пелиты, известково-силикатные породы и загрязненные мраморы, представляющие собой метаэвапориты) были метаморфизованы в позднекембрийское время в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Образование скаполита происходит при наиболее низкой степени метаморфизма (до амфиболитовой фации).

В породах группы Пинки в вулканогенно-осадочном комплексе Форлэнд (Земля Принца Карла, Свальбард, Норвегия), представляющем чередование флишеидных галечников, песчаников, алевроитов и аспидных сланцев, часто с высоким содержанием карбонатов, обнаружены порфириобласты дипира в известковых и пелитовых слоях, образование которых также связывают с региональным метаморфизмом [17].

В вулканогенно-осадочной формации Чилка мезозойского возраста дипир развит в туфах преимущественно андезитового и дацитового состава и в зонах наложенной сульфидной минерализации в ассоциации с халькопиритом, пиритом, санидином, кальцитом, хлоритом, титанитом и эпидотом в районе Су, Ферместорождения Рауль, в 80 км к юго-вост. от Лимы, Перу [54].

Дипир обнаружен также в брекчиях из глубоко залегающих трубок в Вост. Австралии [55].

Образование дипира в регионально-метаморфизованных породах часто обусловлено процессами метасоматоза и пневматолита, нередко, с наложением контактового и динамометаморфизма.

В метавулканитах кислого и основного состава в Квинсленде, Австралия, пространственно сопряженных с метасадками, скаполит, богатый мариалитовой составляющей, образуется метасоматически при воздействии на них хлорсодержащих флюидов, заимствованных из близлежащих эвапоритовых осадков [52, 56].

На Абовянском апатит-магнетитовом м-нии, Армения [43], дипир развит в сарматских глинистых песчаниках и глинах, входящих в состав континентальной толщи с гипсоносно-соленосными прослоями и в постсарматских вулканогенно-обломочных породах андезит-дацитового состава, с которыми связано формирование скаполит-магнетитовых руд.

В Бергслеген, Юго-Зап. Швеция, дипир развит в туффитовых слоях вулканогенно-осадочного комплекса, прорванного разновозрастными гранитами, мафическими дайками и силлами, диорит-тоналитовыми штоками, и ассоциирует с аутигенными минералами – полевыми шпатами, кальцитом, галитом, сильвином [34].

Незначительное развитие скаполита отмечено в контактовых ореолах дифференцированных трапцовых интрузий Вост. Сибири.

Интенсивная скаполитизация (дипир Me_{28-48}) выявлена на территории от бассейна р. Бахты на юге до р. Кулюмбэ на севере [57]. Наиболее мощная зона развития дипира связана с дифференцированным трапцовым комплексом кузьмовской фазы; дипир развит в экзоконтакте амфиболитизированных разностей траппов (р. Северная и Летняя, притоки р. Нижней Тунгуски) и на контактах с массивами габбро-долеритов. Редко скаполит наблюдался в дифференцированных никеленосных траппах норильской фазы.

Мощность скаполитизированных пород в этих ореолах изменяется от первых десятков см до первых десятков м. Пироксен-скаполитовые, амфибол-скаполитовые, скаполит-актинолит-кальцитовые породы и почти мономинеральные скаполититы развиты по первично-осадочным породам (амфиболитам, полимиктовым песчаникам) и основным туфам. Предполагается, что скаполит образуется при ассимиляции траппами соленосных отложений [58].

Дипир распространен на флогопитовых и лазуритовых м-ниях Слюдянского района (юго-зап. оз. Байкал) (главколит) [59–61], а также на флогопит-лазуритовых м-ниях Юго-Зап. Памира [62]. На Алдане отмечены флогопитовые м-ния Тимптонское и Куранахское с метасоматической зональностью и кислым скаполитом (Me_{40-42}) [63].

В концентрически-зональном скарновом теле во флогопитовых мраморах на Джиб Лейк, пров. Квебек, Канада, дипир слагает ядро, которое к краю сме-

няется паргасит-альбитовой, флогопитовой и серпентинизированной форстерит-доломитовой зонами [21]. Наиболее вероятным считается образование данных скарнов при метасоматическом замещении мраморов. что подтверждается наличием реликтов серпентинизированных форстеритовых мраморов; источником привносимых Si и Al считаются кварц-полевошпатовые будины, повсеместно развитые в кальцитовых мраморах провинции Гренвилл в районе развития зональных скарнов.

В Вост. Антарктиде (Земля Эндерби) магнезиальные скарны со скаполитом дипирового состава (хим. ан. 16) обнаружены на вост. побережье зал. Лютцов-Хольм, на контакте кварцсодержащих гнейсов гранулитовой фации метаморфизма с доломитовыми мраморами. Дипир встречен в нодулеподобных скарнах в парагенезисе с флогопитом, шпинелью и корундом или с флогопитом, турмалином и анальцимом [41].

Скаполитсодержащие концентрически-зональные скарны в горах Сан Горгио, шт. Калифорния, США [27], являются блоками мраморов докембрийского изверженно-метаморфического комплекса, расположенного в пределах контактовой зоны среднеюрских кварцевых моцонитов Кактус. Ядра скарнов сложены кальцит-форстерит-диопсидовым мрамором, возникшим в результате регионального метаморфизма мраморов, и окружены диопсидовой, актинолит-эпидот-кальцит-кварцевой, эпидот-гранат-кальцит-кварцевой и скаполит-кальцит-кварцевой концентрическими зонами; дипир образовался посредством диффузии Ca, Si и Mg вдоль контакта интрузии.

Заметные масштабы скаполитизации выявлены в Сыннырском массиве (Сев. Прибайкалье), где дипир развит во внутренней части массива в гидротермально-переработанных щелочных породах и на контакте нефелиновых сиенитов с вмещающими плутон мраморизованными карбонатными толщами (хим. ан. 4) [35].

Дипир ообразует изолированные гнезда (до 10 м) в мраморах, прилегающих к рудной зоне железорудного м-ния Младеново (Болгария) [22].

Дипир широко распространен в контактово-метаморфических месторождениях железных руд.

В Алтае-Саянской складчатой области скаполитизация, развитая на всех известных контактово-метасоматических железорудных месторождениях, используется при поиске магнетитовых руд. Она проявлена в зонах крупных разрывных нарушений, сопровождающихся дроблением пород и динамотермальным метаморфизмом [64–66]. В Казырском рудном районе такие месторождения приурочены к контакту кембрийской колпинской свиты, сложенной основными вулканитами, пирокластами и карбонатными породами, и габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий ольховского комплекса. Сходная геологическая ситуация характеризует размещение железорудных месторождений Ирбинского рудного поля [67], Анзасского рудного района [68], м-ний Самсон и Ампалыкское [69, 70].

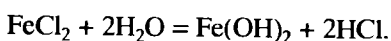
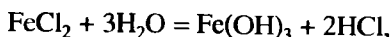
В Казырском рудном районе (Вост. Саян) выявлена зональность в размещении различных типов минерализации [65, 71], обусловленная увеличением глубины вскрытия интрузивов с северо-востока на юго-запад, при которой происходит смена рудопроявлений скаполитового подтипа (Таятское м-ние) на дашкесанитовый подтип (Вост. и Центр. Табратские м-ния) и затем на скарновый подтип (Зап. Табратское и Хабалыкское м-ния). Наиболее высокотемпературный парагенезис скаполита – скаполит-пироксеновый (диопсид-салит), иногда со сфеном [66, 67]. При фронтальной скаполитизации образуются бедные вкрапленные скаполит-магнетитовые руды, а ассоциация скаполит-магнетит-пироксен является переходной к рудоносной магнетит-скаполит-гастингсит(дашке-санит)-флогопитовой, характерной для Алтае-Саянских м-ний (Таятское, Ан-

засское, Мульга, Бурлук, Табратское) [66]. Щелочной метасоматоз (альбитизация в сочетании со скаполитизацией, иногда незначительная микроклинизация) [72] – один из возможных механизмов мобилизации рассеянных элементов пород и переотложения их в виде рудных концентраций [73]; скаполитизация, вероятно, происходит на более глубоких уровнях, чем альбитизация [68]. Метасоматические преобразования пород с образованием скаполита не обязательно требуют внешнего источника Na, Cl и CO₂, так как повышенные содержания хлора в первично-осадочных, особенно глинистых и карбонатных породах вполне достаточны для образования скаполита.

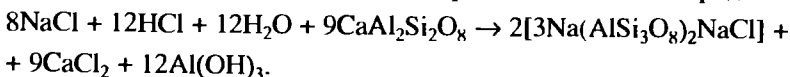
Наиболее широко проявлено скарнообразование на м-ниях Хабалыкском, Самсон и Ампалыкском, где выделены гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-пироксен-магнетитовые, пироксен-скаполитовые, магнетит-пироксеновые, пироксен-гранат-скаполитовые и другие разновидности скарнов [69, 70].

Интересной особенностью Алтае-Саянских месторождений является дипировый состав скаполита, хотя замещению подверглись породы различного состава с варьирующим по основности плагиоклазом [13, 68, 69, 74, 75]. Дипирмицонит более основного состава (Me_{45-55}) встречен только в метасоматически-измененных известняках Анзасского и Хабалыкского м-ний в парагенезисе с гранатом и иногда эпидотом [68].

Аналогичные парагенезисы скаполитсодержащих пород установлены в железорудных контактово-метасоматических месторождениях Кузнецкого Алатау [76]. Высокотемпературная диопсид-дипир-сфеновая ассоциация характерна для рудопроявлений Ижморского района [12, 77]. рН водных суспензий минералов, замеренные для суждения о режиме кислотности метасоматических процессов на Ижморских магнитных аномалиях, дают на этапе ороговикования рН = 8,4, а для собственно скарновой стадии, где наиболее распространен дипир, выделяющийся первым, рН = 5,2 [78]. Предполагается, что сильный анион Cl соединялся с менее сильным катионом, например Fe³⁺, давая слабокислую реакцию. Хлористые соединения вступали в реакцию с основным плагиоклазом вмещающих порфиристов (рН = 7–7,8) и гидролизывались с выделением HCl:



Скаполит образуется только в кислых средах, в щелочной среде он неустойчив:



На магнетитовой стадии процесса (при почти нейтральной среде рН = 6,8) образуется только вторичный дипир в результате переотложения и перекристаллизации дипира скарновой стадии. Для скарновой стадии Eh = –0,06, для магнетитовой Eh = (–0,09)–(–0,21), для заключительной карбонатно-сульфидной стадии Eh = (–0,13)–(–0,37).

Предполагается, что уменьшение кислотности растворов имеет место на всех контактово-метасоматических железорудных месторождениях, где широко проявлена скаполитизация, на собственно скарновой стадии процесса.

Процесс скаполитизации не сопровождается накоплением железа, а способствует только его местному перераспределению [77]. Характерным проявлением дашкесанитового подтипа является Хайлеолское железорудное м-ние [15, 16], где дипир участвует в составе вкрапленных и массивных магнетитовых руд. Структуры древних вулканических кальдер со значительной вертикальной про-

тяженностью (>2 км), сложенные разнообразными породами, являются наиболее удобными для формирования скаполит-магнетитовых залежей [79].

В контактово-метасоматических месторождениях железных руд Армении дипир наблюдался в пироксен-скаполитовых и реже в гранат-пироксен-скаполитовых метасоматитах по габбро-диоритам и порфирирам эоцен-верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи (Разданское м-ние) [42] и в скарнах и окоскарновых метасоматитах Базумского м-ния [40] в ассоциации с плагиоклазом, пироксеном, гранатом, амфиболом, эпидотом, магнетитом.

На Украине [80] дипир отмечен в перекристаллизованных карбонатных брекчиях Бантышевской и Новодмитриевской солянокупольных структур, а также в гнейсах, доломитовых мраморах криворожской серии, в железных рудах и скарнированных доломитах.

Дипир в контактово-метасоматических месторождениях олова и полиметаллов характерен для Кузнецкого Алатау (Глафириновское, Дарьинское, Сорское, Тьрданово и др.). Он встречается в ассоциации с пироксеном, андезином, роговой обманкой, биотитом в роговиках и пироксен-скаполитовых скарнах и развит в гранитоидах по плагиоклазу [14, 81].

На сульфидных месторождениях западного склона хр. Матенрей обогащенные дипиром мраморы слагают гнезда и жилообразные секущие тела в контакте с гранитной интрузией, прорывающей толщу нижнепротерозойских графитистых мраморов [88].

На Акатуевском полиметаллическом м-нии в Забайкалье в карбонатных породах на контакте с интрузией гранита образуются гранатовые, гранат-дашкесанитовые, скаполит-дашкесанитовые, волластонитовые и скаполитовые (с дипиром) скарны [83].

На значительной площади Беломорского побережья от устья Чупинской губы на юге до Кандалакши на севере (Сев. Карелия) развиты полосчатые метасоматически-измененные амфиболиты архейского возраста с фиолетовым дипиром (поделочный камень "фиолет") и карбонатно-силикатные прожилки в амфиболитах, содержащие дипир вблизи некоторых жил керамических пегматитов (район м-ния Хетоламбино и участка Клим, на м-нии Чкаловское) [84].

Дипиры наряду с мариалитами, образовались в результате щелочного метасоматоза пород Музкольского метаморфического комплекса Вост. Памира (см. раздел "Мариалит"). Содержание углекислоты в газовой фазе флюидных включений в дипирах Кукуртского самоцветного узла Вост. Памира изменяется от $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} = 0,1$ (фашия зеленых сланцев, T образования – 400° , $P = 3-3.5$ кбар) до 0,5 (эпидот-амфиболитовая фашия, $P = 4-6$ кбар) и 2–3 (амфиболитовая фашия) [85].

Дипир является жильным гидротермальным минералом, кристаллизующимся в трещинах, зонах дробления и сбросов в пределах гранит-диоритового комплекса Шетландских островов и о-ва Фэр-Айл, а также в телах малых интрузий и даек основного состава [24].

Дипир (Me_{29-46}) составляет до 90% объема жил, пересекающих триасовые долериты в Пиренеях [29]. Он образуется в виде зональных призм размером до первых мм, возникновение которых обусловлено циркуляцией по сети микротрещин $\text{OH}-\text{Cl}-\text{CO}_2-\text{S}-\text{Na}$ -флюидов, поступавших из подстилающих мезозойских эвапоритов, термально-метаморфизованных при температуре до 650° . На ранних стадиях процесса происходит уралитизация первичного пироксена, но Са-плагиоклаз полностью сохраняется. Дипир кристаллизуется одновременно с актинолитом. В позднюю стадию слабо развит парагенезис альбита, хлорита, кальцита и цеолитов.

Дипир найден также в жилах, секущих монцониты в Италии (гора Монцони) [39].

В пегматитах, пересекающих хлоритовые сланцы в зоне разлома Минес на Мак-Кэй Хэд, Новая Шотландия, Канада, встречен обогащенный хлором (2,7–3,8 мас.%) дипир в ассоциации с интерстициальным, очевидно, первичным анальцимом, гематитом, рутилом, а также более поздними анальцимом, пиритом, хлоритом и кальцитом [31]. Дипир Me_3 в ассоциации с биотитом, ортитом, кварцем, флюоритом, кальцитом, магнетитом и апатитом найден в пегматитовой дайке у Ланго, о-в Аланд, Финляндия, прорывающей монзониты [20].

Дипир наблюдался в жилах с большим количеством магнетита в районе железорудного месторождения вулкана Эль-Лако (Чили) в ассоциации с апатитом, диопсидом, кварцем, кальцитом и флогопитом. Магнетитсодержащая лава изливалась из побочного кратера, в связи с чем некоторые исследователи считают, что рудная магма является глубинной, однако более вероятно, что рудные тела и жилы связаны с проплавлением андезитовой лавой нижележащих сланцев [85].

Изм. На Анзасском железорудном м-нии (Алтае-Саянская область) установлено замещение дипира анальцимом и натролитом. На Абаканском железорудном м-нии дипир хлоритизирован по трещинам спайности и периферии зерен вплоть до образования крупных шестоватых псевдоморфоз квадратной, характерной для скаполита формы (до 2×2 см). Псевдоморфозы сложены сферолитовым и мелкочешуйчатым хлоритом, иногда в ассоциации с кварцем и кальцитом; реликты дипира не сохраняются, но ориентация чешуек хлорита фиксирует первоначальное направление спайности в скаполите [75].

Поздние трещинки в катаклазированных зернах дипира на железорудных месторождениях заполнены кальцитом, цоизитом и магнетитом [69], а в дипире зональных скарновых тел во флогопитовых мраморах Джиб Лейк, пров. Квебек, Канада, – хорошо ограненным альбитом (An_{88}), кальцитом, хлоритом, доломитом и серпентином [21]. Для дипира этой локализации также весьма характерно замещение тонкозернистыми слюдистыми или глинистыми (каолинитовыми) продуктами; каолинитизация развита в виде отдельных буроватых пятен, ориентированных преимущественно по спайности, а слюда (мусковит, серицит, редко биотит или флогопит) обычно замещает центральные части зерен.

При выветривании поверхность кристаллов дипира на глубину от 1 мм до 1–5 см становится мелоподобной или восковой, белого до охристо-коричневого цвета [24].

Экспериментальное изучение гидротермального изменения дипира (хим. ан. 11) [38] показало, что он неустойчив в сильнощелочных средах ($pH > 11,4$) и разлагается при повышенных давлении и температуре с образованием анальцима, гидросодалита, канкринита, пектолита, нефелина и гидронфелина. При обработке дипира раствором Na_2CO_3 кристаллизуются пектолит, анальцим и канкринит. Показано, что дипир интенсивнее разлагается при одинаковых $P-T$ условиях в растворе $NaOH$, чем в растворе Na_2CO_3 . В кислой среде ($pH = 2$) при тех же $P-T$ условиях дипир устойчив.

Практ. знач. Скаполитообразование в контактово-метасоматических и скарновых процессах обнаруживает тесную пространственную, временную и генетическую связь с рудоотложением, и наличие зон скаполитизированных пород с преимущественным развитием дипира (или мицзонита) является ведущим поисковым признаком для выявления промышленных месторождений железа и олова данных типов.

Дипир является ювелирным сырьем (огранка), а разности с эффектом “кошачьего глаза” и астеризмом идут на производство кабошонов.

Метасоматически-измененный полосчатый амфиболит с фиолетовым дипиром, найденный в Карелии, рекомендован как поделочный камень под названием “фиолет” [23].

Межплоскостные расстояния дипира, Шетландские о-ва [24]*
CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
110	10	8,54	431; 501	10	2,300	404	1	1,606
101	8	6,43	422	2	2,199	730	1	1,584
200	16	6,04	521; 303	6ш	2,144	613	6	1,561
211	4	4,401	530	4	2,070	543	4	1,5118
220	8	4,270	323; 600	4ш	2,015	732	5	1,4629
310	45	3,818	413	14	1,914	660; 305	6	1,4215
301	20	3,555	620	12	1,908	802	1	1,4024
112	100	3,467	0,04	8	1,897	325; 604	3ш	1,3813
321	65	3,062	541	2	1,830	822	6	1,3656
400	30	3,018	532	4	1,817	624	2	1,3461
330; 222	8	2,840	433; 503	4	1,746	910	2	1,3331
411	14	2,731	550; 710	6	1,707	901; 653	2	1,3200
312	32	2,691	640	2	1,674			
510	2	2,367	721	2	1,619			

* Оригинал хим. ан. 5.

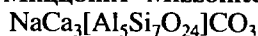
Литература

1. *Levien L., Papike J.J., Baldwin K.J., Prewitt C.T.* // Trans. Amer. Geophys. Union. 1975. Vol. 56 P. 462–482.
2. *Levien L., Papike J.J.* // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 864–877.
3. *Shaw D.M.* // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 2. P. 218–260.
4. *Lin S.B.* Ph.D.thesis / McMaster Univ. Canada. 1971.
5. *Белоконева Е.Л., Соколова Е.В., Дорохова Г.И.* // Кристаллография. 1994. Т. 36, № 6 С. 1459–1464.
6. *Белоконева Е.Л., Соколова Е.В., Урусов В.С.* // Там же. 1993. Т. 38, № 1. С. 52–57.
7. *Papike J.J., Stephenson N.C.* // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 7/8. P. 1014–1028.
8. *Sherriff B.A., Sokolova E.V., Kabalov Yu.K., Teertstra D.K.* // Canad. Miner. 1998. Vol. 36, pt. 5. P. 1267–1283.
9. *Соколова Е.В., Кабалов Ю.К., Урусов В.С.* // Проблемы кристаллологии. М.: ГЕОС, 1999 Вып. 5. С. 196–227.
10. *Sherriff B.L., Grundy H.D., Hartman J.S.* // Canad. Miner. 1987. Vol. 25, pt. 4. P. 717–730.
11. *Zambonini F.* // Atti Rend Accad. sci. fis. mat. 1935. P. 427–435.
12. *Копылова Л.П.* // Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр. 1961. Вып. 3. С. 67–75.
13. *Князев Г.Б.* // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1972. Т. 232. С. 146–152.
14. *Зив Е.Ф.* Шеелиноносность скарнов восточного склона Кузнецкого Ала-Тау. М.: ГОНТИ НКТП СССР, 1939. Вып. 145. 163 с.
15. *Индускаев Ю.В.* // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1962. С. 38–50.
16. *Индускаев Ю.В.* // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1963. Т. 164. С. 28–45.
17. *Manby G.M.* // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 342. P. 89–93.
18. *Mora C.I., Valley J.W.* // Amer. Miner. 1989. Vol. 74, N 7/8. P. 721–737.
19. *Сердюченко Д.П.* // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 382–393.
20. *Kaitaro S.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1955. Vol. 28, N 168. P. 131.
21. *Shaw D.M., Schwarz H.P., Sheppard S.M.F.* // Canad. J. Earth. Sci. 1965. Vol. 2, N 6. P. 577–595.
22. *Стойнова М.* // Спис. Бълг. геол. д-во. 1979. Т. 40, кн. 1. С. 71–76.
23. *Чапыгина И.Л., Утеикова В.А., Папина Т.Ю., Громов А.В.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 3. С. 148–151.
24. *Mukura W., Young B.R.* // Rep. Inst. Geol. Sci. London. 1969. N 69/4. P. 1–8.
25. *Zwaan J.G.A.* // Gemmology. 1971. Vol. 12. P. 304–309.
26. *Komada N., Moecher D.P., Westrum E.F., Khodakovskiy I.L.* // J. Chem. Thermodyn. 1996. Vol. 28. P. 941–973.

27. *Shay K.* // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 9/10. P. 785–797.
28. *Dunn P.I., Nelen J.E., Norberg J.* // J. Gemmol. 1978. Vol. 16, N 1.
29. *Durand-Wackenheim C., Thiebaut J.* // Bull. Soc. geol. France. 1986. Vol. 2, N 4. P. 629–635.
30. *Дымкин А.М., Мазуров М.П., Федосеева М.М.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 364. С. 100–113.
31. *Owen J.V., Greenough J.D.* // Miner. Mag. 1999. Vol. 63, N 3. P. 387–397.
32. *Teeritra D.K., Sherriff B.L.* // Amer. Miner. 1996. Vol. 81, N 1/2. P. 169–180.
33. *Teeritra D.K., Sherriff B.L.* // Chem. Geol. 1997. Vol. 136, N 3/4. P. 233–260.
34. *Oen I.S., Lustenhouwer W.J.* // Econ. Geol. 1992. Vol. 87, N 6. P. 1638–1648.
35. *Костюк В.П.* Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 247 с.
36. *Shaw D.M., Moxham R.L., Filby R.H., Lapkowsky W.W.* // Canad. Miner. 1963. Vol. 7, pt 4. P. 578–616.
37. *Evans B.W., Shaw D.M., Haughton D.R.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 24, N 4. P. 293–305.
38. *Белицкий И.А., Букин Г.В., Зюзин Н.И.* // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966. Т. 4. С. 82–90.
39. *Morandi N., Carla M., Pirani R.* // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1979. Vol. 66, N 4. P. 269–274.
40. *Межлумян Г.Б.* // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, № 5. С. 27–36.
41. *Matsueda H., Motoyoshi Y., Matsumoto Y.* // Mem. Nat. Inst. Polar Res. 1983. Spec. N 28. P. 166–176.
42. *Бояджян М.Г.* // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1971. Т. 24, № 2. С. 55–62.
43. *Саруханян Л.Б.* Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 172 с.
44. *Каликай М.А., Азадалиев Дж. А.* // Докл. АН АзССР. 1965. Т. 21, № 7. С. 14.
45. *Акрамов М.Б., Дусматов В.Д., Кабанова Л.К.* // Докл. АН ТаджССР. 1971. Т. 14, № 6. С. 43–46.
46. *Сердюченко Д.П.* // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 742–756.
47. *Коржинский Д.С.* // Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр. 1945. Вып. 61, № 21. С. 1–109.
48. *Перцев Н.Н., Щекина Т.И.* Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 82–101.
49. *Сердюченко Д.П., Каденская М.И.* // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 61–79.
50. *Edwards A.B., Baker G.* // J. Geol. Soc. Austral. 1953. Vol. 1, pt 1. P. 1–33.
51. *Pietanen A.* // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1967. Vol. 86. P. 1–56.
52. *Ramsay C.R., Davidson L.R.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1. P. 41.
53. *Квак Т.А.П.* // Geol. Mag. 1977. Vol. 114, N 5. P. 343–354.
54. *Cardozo M., Cedillo E.* // Bol. Soc. geol. Peru. 1980. N 65. P. 57–66.
55. *Lovering J.F., White A.J.R.* // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 2. P. 195–218.
56. *Toplin G.A.* A petrography of Australian metamorphic rocks. L.: Augus. and Petros, 1968. 262 p.
57. *Олейников Б.В.* // Изв. Том. политехн. ин-та 1964. Т. 127, вып. 1. С. 90–97.
58. *Павлов Н.В.* // Генетические проблемы руд. М., 1960. С. 74–87. (XXI Междунар. геол. конгр.).
59. *Сулдоев А.И.* // Тр. ВИМС. 1939. Вып. 150. С. 5–114.
60. *Виноградов В.И., Лицарев М.А.* // Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972. С. 267–282.
61. *Иванов В.Г., Сапожников А.И.* Лазуриты СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 172 с. (см. с. 13, 18–20, 26, 29, 45).
62. *Лицарев М.А.* // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987. С. 4–43.
63. *Лицарев М.А.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 67. С. 1–167.
64. *Князев Г.Б.* // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1964. С. 49–57.
65. *Князев Г.Б.* // Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. С. 131–136.
66. *Дымкин А.М., Мазуров М.П.* // Геология и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. Т. 3. С. 79–80.
67. *Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1975. Вып. 268. С. 1–187.

68. Курцерайт Ш.Д. // Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск: ВМО, 1974. Вып. 2. С. 165–174.
69. Бабина Е.А. // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1964. С. 57–64.
70. Бабина Е.А. // Геохимия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. Т. 3. С. 82–83.
71. Князев Г.Б. // Вопр. геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1971. С. 110–111.
72. Коллегов Л.Н. // Там же. С. 115–116.
73. Индукаев Ю.В. // Там же. С. 102–106.
74. Калинин Д.В. // Геохимия. 1961. № 7. С. 616–622.
75. Николаев С.М. // Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967. С. 167–177.
76. Тюлюко Б.М. // Тр. Том. ун-та. 1954. Т. 132. С. 359–364.
77. Дымкин А.М., Леснова Э.А. // Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967. С. 177–184.
78. Копылова Л.П. // Геология и геофизика. 1963. № 6. С. 11–18.
79. Мазуров М.П. Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 364. С. 192–201.
80. Минералы Украины: Краткий справочник. Киев: Наук. думка, 1990.
81. Зив Е.Ф., Тимофеев В.Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. С. 869–908.
82. Марякушев А.А. // Геология руд. месторождений. 1964. Т. 6, № 2. С. 52–69.
83. Новоселова Л.Н. // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90, вып. 2. С. 225–230.
84. Рафикова Ф.З. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1996. № 1. С. 74–77.
85. Wegner R. // Lapis. 1982. Vol. 7, N 5. P. 15–18.

Мицзонит Mizzonite



Название “мицзонит” происходит от греч. μέζων – большой, так как по сравнению с мейонитом для него характерно большее отношение c/a (Scacchi, 1853). Впервые найден в Монте-Сомме, Везувий, Италия. Является промежуточным членом изоморфной серии мариалит–мейонит в интервале составов 50–75% *Me*-составляющей.

Синон. Долго рассматривался как синоним дипира, также среднего члена серии. Мизонит – mizonite (Hintze, 1897); вернерит – vernerite (употреблялось только для средних членов серии – дипира и мицзонита); строгоновит – strogonovite. В настоящее время не употребляются.

Разнов. Глауколит – glaucolite, разновидность синего, голубого цвета.

Характ. выдел. Хорошо образованные кристаллы – коротко- и толстостолчатые, шестоватые, удлиненно-призматические до игольчатых, реже уплощенные, длиной от первых мм до 6–10 см и до 1–2 см в поперечнике, а также фнокристаллы, частично резорбированные, и порфириобласты, изометричные и эллипсоидные, размером до 5 мм; крупно- и мелкозернистые агрегаты, иногда с торцовой структурой, радиально-лучистые сростки, скопления до 120 × 10 м.

Ювелирные кристаллы из Эспириту-Санту (Бразилия) достигают 40 см в длину при диаметре до 10 см [1]. Наиболее крупные, шестоватые кристаллы, достигающие в длину 55 см, отмечены в Сев. Приладожье [2].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $C_{4h}^4 - P4_2/n$. $a_0 = 12,154$, $c_0 = 7,567$ Å; $c_0 : a_0 = 0,624$; $V = 1112$ Å³; $Z = 2$.

Параметры ячейки варьируют в значительных пределах: $a_0 = 12,085$ – $12,169$, $c_0 = 7,511$ – $7,583$ Å; $c_0 : a_0 = 0,622$ – $0,627$; $V = 1104$ – 1121 Å³ (см. хим. ан.). Значения увеличиваются в направлении более высоких содержаний *Me*-компонента, но четкой зависимости не наблюдается.

Зависимость параметров ячейки миццонитов от температуры по Ульбрихту (пр. гр. $P4_2/n$) [3]:

Образец	Me, %	T, °	a_0	c_0	V
Из пегматита, Импилахти, Финляндия	67	Без обработки	12,145	7,563	1115,6
То же	67	1000, 14 сут	12,156	7,558	1117,5
Из гранулита Бакс, шт. Пенсильвания, США	71	Без обработки	12,151	7,564	1116,8
То же	71	1000, 14 сут	12,161	7,566	1117,4

Примечание. После нагревания пр. гр. скаполита не изменилась.

Отмечено [4] линейное увеличение параметра a и объема ячейки в зависимости от температуры при нагревании до 800°; при этом параметр c остается постоянным. Тренды изменения a и V оказались обратимыми, и при охлаждении происходило возвращение к прежним параметрам решетке. (Аналогичным образом увеличились при нагревании показатели преломления миццонитов и при охлаждении возвратились к прежним значениям.) Взаимосвязь параметров ячейки, температуры и состава миццонита (Me, %) выражается уравнениями:

$$da/dt = -1,59 \cdot 10^{-6} Me + 1,85 \cdot 10^{-4} \quad (r^2 = 0,996),$$

$$dV/dt = -0,3 \cdot 10^{-3} Me + 0,034 \quad (r^2 = 0,998),$$

где r – коэф. корреляции.

При нагревании выше 800° параметр a увеличивается аномально и необратимо; происходит разрушение миццонита с образованием плагиоклаза с гораздо меньшим содержанием Са, галита и Са, Al-силикатов.

Зависимость параметров решетки от давления исследована на примере миццонита из Пианура, Италия (Me_{68}) [5]:

P, кбар	a	c	V	ca
0,001	12,172	7,563	1120,5	0,621
5,5	12,153	7,562	1116,9	0,622
12	12,110	7,540	1105,8	0,623
17	12,092	7,524	1100,1	0,622
22	12,070	7,522	1095,8	0,623
24	12,058	7,508	1091,6	0,623
29	12,025	7,487	1082,6	0,623
33	12,010	7,470	1077,5	0,622
34	12,000	7,484	1077,7	0,624
41	11,970	7,470	1070,3	0,624

С ростом давления параметры ячейки a и c и ее объем уменьшаются, а отношение ca – возрастает.

Кристаллическая структура миццонита из скарнов Гренвильской формации, пров. Квебек, Канада (Me_{70} , оригинал. хим. ан. 24), уточнена в пр. гр. $I4/m$ Пайпайком и Стефенсоном [6]. На основании средних расстояний T–O в T(1)-тетраэдрах (1,648 Å) и T(2)-тетраэдрах (1,680 Å) показано, что в T(1)-тетраэдрах содержится 29% Al и 71% Si, а в T(2)-тетраэдрах – 52% Al и 48% Si. Позднее структура ювелирного миццонита из Тсарасаотры, Мадагаскар (Me_{52} , оригинал хим. ан. 1) уточнена с большей детальностью, в пр. гр. $P4_2/n$, Лином и Барли [7].

Как и в дипире, Si, Al-каркас миццонита образован двумя типами 4-членных колец из SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров. Кольца первого типа сложены тетраэдрами Т(1), вершины которых однонаправлены, а кольца второго типа состоят из тетраэдров Т(2) и Т(3), вершины которых направлены в разные стороны. Кольца обоих типов соединены в каркасе таким образом, что вдоль оси с образуются 5-членные кольца. Овальные каналы беконечной протяженности вмещают атомы Са и Na (см. фиг. 72). Когда занятость Al в Т(2)- и Т(3)-тетраэдрах оказывается равной, псевдообъемно-центрированная структура с пр. гр. $P4_2/n$ преобразуется в объемно-центрированную идеальную структуру с пр. гр. $I4/m$. Согласно Лину и Барли [7], занятость Al (%) в тетраэдрических положениях в кольцах структуры исследованного миццонита Me_{52} следующая:

Т(1)	7,14	Т(3)	13,6
Кольца первого типа	7,14	Кольца второго типа	47,8
Т(2)	82,2		

В миццоните Me_{52} сохраняется аналогичное структурам скаполитов других составов горизонтальное расположение беспорядочных CO_3 -групп, но их вертикальное расположение показывает отклонение от плоскости (001); угол наклона CO_3 -групп может варьировать в широких пределах, но наиболее вероятен угол 39° .

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в тетраэдрах структуры миццонита Me_{52} (пр. гр. $P4_2/n$), по Лину и Барли [7]:

Т(1)-тетраэдр		Т(2)-тетраэдр		Т(3)-тетраэдр	
Т(1)-О(1)	1,604(4)	Т(2)-О(2)	1,720(6)	Т(3)-О(3)	1,620(6)
Т(1)-О(5)	1,617(6)	Т(2)-О(4)	1,717(6)	Т(3)-О(4)	1,622(6)
Т(1)-О(1')	1,620(4)	Т(2)-О(3')	1,730(6)	Т(3)-О(6)	1,651(6)
Т(1)-О(6')	1,639(6)	Т(2)-О(5')	1,734(6)	Т(3)-О(2')	1,623(6)
Среднее	1,620(5)	Среднее	1,725(6)	Среднее	1,629(6)
О(1)-О(5)	2,648(7)	О(2)-О(4)	2,847(7)	О(3)-О(4)	2,705(8)
О(1)-О(1')	2,666(5)	О(2)-О(3')	2,784(7)	О(3)-О(6)	2,607(8)
О(1)-О(6')	2,620(7)	О(2)-О(5')	2,743(8)	О(3)-О(2')	2,713(7)
О(1)-О(5)	2,674(7)	О(4)-О(5')	2,722(8)	О(4)-О(6)	2,698(8)
О(1)-О(6')	2,656(7)	О(4)-О(3')	2,912(8)	О(4)-О(2')	2,631(7)
О(5)-О(6')	2,608(8)	О(3')-О(5')	2,882(8)	О(6)-О(2')	2,596(7)
Среднее	2,645(7)	Среднее	2,815(8)	Среднее	2,658(7)
О(1)-Т(1)-О(5)	110,60(29)	О(2)-Т(2)-О(4)	111,82(24)	О(3)-Т(3)-О(4)	113,07(29)
О(1)-Т(1)-О(1')	111,54(21)	О(2)-Т(2)-О(3')	107,59(24)	О(3)-Т(3)-О(6)	105,67(29)
О(1)-Т(1)-О(6')	107,73(28)	О(2)-Т(2)-О(5')	105,11(26)	О(3)-Т(3)-О(2')	113,50(26)
О(5)-Т(1)-О(1')	111,32(30)	О(4)-Т(2)-О(3')	115,24(28)	О(4)-Т(3)-О(6)	111,03(29)
О(5)-Т(1)-О(6')	106,30(29)	О(4)-Т(2)-О(5')	104,10(28)	О(4)-Т(3)-О(2')	108,35(25)
О(1')-Т(1)-О(6')	109,14(28)	О(3')-Т(2)-О(5')	112,56(29)	О(6)-Т(3)-О(2')	104,91(26)
Среднее	115,14	Среднее	109,4	Среднее	109,42
Т(1)-О(1)-Т(1')	158,43(28)	Т(1)-О(5)-Т(2')	137,07(40)		
Т(2)-О(2)-Т(3')	139,45(28)	Т(3)-О(6)-Т(1')	137,61(37)		
Т(3)-О(3)-Т(2')	145,30(36)	Среднее	144,28		
Т(2)-О(4)-Т(3)	147,83(35)				

Кристаллическая структура мицзонита из скарна вблизи Миндена, пров. Онтарио, Канада (Me_{56} , оригинал хим. ан. 7), исследовалась методом ЯМР-спектроскопии и уточнялась методом Ритвельда в пр. гр. $P4_2/n$ [8, 9]. Отчетливые различия в расстояниях T(2)–O и T(3)–O свидетельствуют об упорядоченном распределении Al по этим T-позициям каркаса.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структуре мицзонита Me_{52} (пр. гр. $P4_2/n$), по Соколовой с соавт. [9]:

T(1)–O(1)	1,596(8)	O(1)–T(1)–O(1')	111,7(4)
T(1)–O(1')	1,620(8)	O(1)–T(1)–O(5)	108(1)
T(1)–O(5)	1,67(2)	O(1)–T(1)–O(6')	109(1)
T(1)–O(6)	1,64(2)	O(1')–T(1)–O(5)	108(1)
Среднее	1,63	O(1')–T(1)–O(6)	111(1)
		O(5)–T(1)–O(6)	108(8)
		Среднее	109
T(2)–O(2)	1,75(2)	O(2)–T(2)–O(3)	107,2(8)
T(2)–O(3)	1,75(2)	O(2)–T(2)–O(4)	116(1)
T(2)–O(4)	1,58(2)	O(2)–T(2)–O(5)	103,9(8)
T(2)–O(5)	1,68(2)	O(3)–T(2)–O(4)	113(1)
Среднее	1,65	O(3)–T(2)–O(5)	110(1)
		O(4)–T(2)–O(5)	107(1)
		Среднее	109
T(3)–O(2)	1,59(2)	O(2)–T(3)–O(3)	112,4(9)
T(3)–O(3)	1,75(2)	O(2)–T(3)–O(4)	108,0(9)
T(3)–O(4)	1,76(2)	O(3)–T(3)–O(6)	103,8(8)
T(3)–O(6)	1,70(2)	O(3)–T(3)–O(4)	112(1)
Среднее	1,70	O(3)–T(3)–O(6)	106,1(9)
		O(4)–T(3)–O(6)	115(1)
		Среднее	110

Углы в каркасе

T(1)–O(1)–T(1)	158,3(4)
T(2)–O(2)–T(3)	139,0(9)
T(2)–O(3)–T(3)	147(1)
T(2)–O(4)–T(3)	145(1)
T(1)–O(5)–T(2)	137,3(9)
T(1)–O(6)–T(3)	136,7(9)
Среднее	144

Катионы

M–O(2)	2,361(8)
M–O(3)	2,52(2)
M–O(4)	2,53(2)
M–O(5)	2,85(2)
M–O(5')	2,90(2)
M–O(6)	2,74(2)
M–O(6')	2,89(2)
Среднее	2,68

Анионы

M–A	3,10(1)
A–O(7)	2,40
A–O(8)	2,60
A–O(9)	2,98
A–O(10)	2,50

Мицзонит Me_{69} (оригинал хим. ан. 22) из Болтона, США, при уточнении ■ обеих пр. гр. [9] показал одинаковые расстояния T(2)–O и T(3)–O, что позволило провести уточнение в рамках более высокосимметричной пр. гр. $I4/m$.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структуре мицзонита Me_{69} (пр. гр. $I4/m$), по Соколовой с соавт. [9]:

T(1)–O(1)	1,603(7)	O(1)–T(1)–O(1')	112,6(4)
T(1)–O(1')	1,609(7)	O(1)–T(1)–O(4) × 2	109,0(3)
T(1)–O(4) × 2	1,665(5)	O(1)–T(1)–O(4') × 2	109,9(2)
Среднее	1,636	O(4)–T(1)–O(4')	106,3(3)
		Среднее	109,5
T(2)–O(2)	1,666(3)	O(2)–T(2)–O(3)	107,7(3)
T(2)–O(3)	1,640(5)	O(2)–T(2)–O(3')	112,6(3)
T(2)–O(3')	1,672(5)	O(2)–T(2)–O(4)	104,5(3)
T(2)–O(4)	1,692(5)	O(3)–T(2)–O(3')	112,3(3)
Среднее	1,668	O(3)–T(2)–O(4)	112,2(2)
		O(3)–T(2)–O(4')	107,3(3)
		Среднее	109,4

Углы в каркасе		Катионы		Анионы	
T(1)–O(1)–T(1')	157,4(4)	M–O(2)	2,337(7)	M–A	3,131
T(2)–O(2)–T(2')	140,2(2)	M–O(3) × 2	2,550(5)	A–O(7)	2,193
T(2)–O(3)–T(2')	147,7(3)	M–O(4) × 2	2,869(5)	A–O(8)	2,23
T(1)–O(4)–T(2)	136,9(2)	M–O(4') × 2	2,765(5)	A–O(9)	3,001
Среднее	145,6	Среднее	2,678	A–O(10)	–

Изменение структуры под давлением исследовано Комоди с соавт. [5].

Межатомные расстояния (Å) и полиэдрические объемы (Å³) мицзонита Me_{68} при различных давлениях, по Комоди с соавт. [5]:

<i>P</i> , кбар	0,001	12	22	34	41
T(1)–O, ср.	1,643	1,63	1,63	1,62	1,64
Объем T(1)	2,273	2,20	2,19	2,18	2,28
T(2)–O, ср.	1,673	1,67	1,67	1,66	1,66
Объем T(2)	2,386	2,39	2,38	2,33	2,31
Ca–O, ср.	2,665	2,64	2,61	2,61	2,61
Объем-Ca-полиэдра	37,48	36,66	36,00	35,42	35,31
Объем анионной клетки	100,1	100,3	99,5	97,9	97,5

Тетрагонально-дипирамидальный вид симметрии. Главные формы кристаллов мицзонита: $c(001)$, $a(100)$, $m(110)$. Кристаллы тетрагональной формы с видимыми призматическими гранями $m(110)$ (см. фиг. 74) с характерной штриховкой на гранях призматического пояса описаны Стюартом [10]. Преимущественное развитие граней $c(001)$, $a(100)$, $m(110)$ отмечено также В.С. Мясниковым для тонкостолбчатых кристаллов Лянгарского шеелитового м-ния (Узбекистан) [11]. На кристаллах из Монте-Соммы, Везувий, наблюдались также: $h(210)$, $e(101)$, $r(111)$, $w(331)$, $z(311)$ [12].

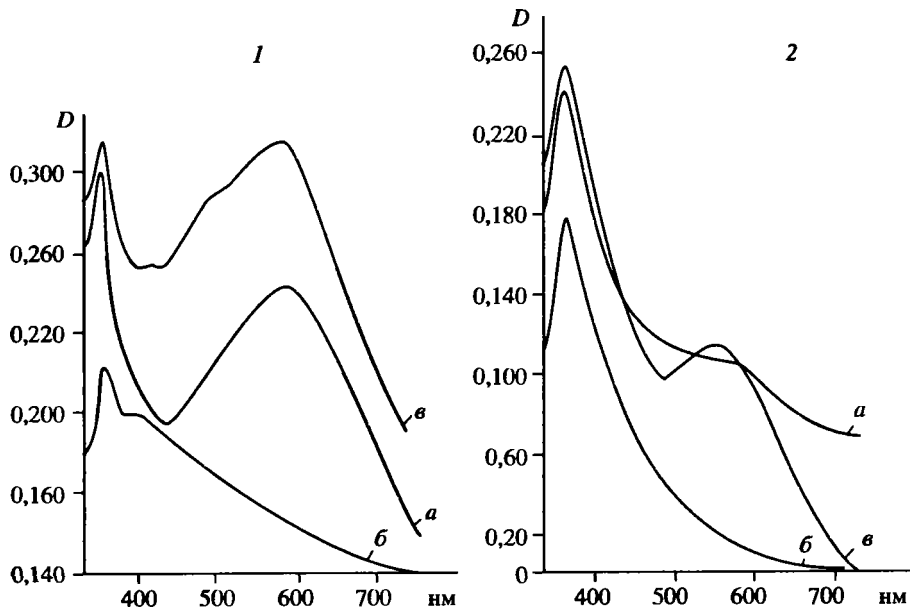
В архейских кристаллических сланцах мицзонит образует толстостолбчатые призматические кристаллы до 1–2 см в поперечнике или длинноигольчатые призмы и сростки кристаллов от 2–4 до 6–8 см длиной [13]. Шестоватые, иглообразные, уплощенные, призматические кристаллы размером от 2–4 до 6–8 см описаны из железорудных месторождений Якутии [14] и на Акатуевском полиметаллическом м-нии в Вост. Забайкалье [15].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. хорошая по (100) и (110). Хрупкий. Изл. неровный, раковистый. Тв. 5,5–6. Уд. в. 2,6–2,72. Цв. белый, темно-серый, бесцветный, от бледно- до ярко-розового, сиреневый, фиолетовый, бледно-голубой, синий, светло-желтый, голубовато-зеленый, вишнево-красный (включения оксидов Fe и органики), черный (включения уплощенных игл и табличек пирротина и магнетита), при изменении молочно-белый. Бл. стеклянный, иногда с шелковистым или перламутровым оттенком, полустекловатый, перламутровый. Водяно-прозрачный, полупрозрачный, просвечивающий по краю и в тонких сколах, непрозрачный.

Ювелирные разности мицзонитов известны в Кукуртском камнесамоцветном узле и других районах Вост. Памира [16–18], в штатах Эспириту-Санту и Минас-Жерайс, Бразилия [1, 19], в пров. Квебек (Канада), в Бирме, в том числе в Могоке, на о-ве Мадагаскар, в Шри-Ланке и в Танзании [19, 20] (хим. ан. 1, 5, 10, 14, 23). Самым крупным ювелирным мицзонитом (288 карат) считается бесцветный кристалл из Бирмы. Цв. ювелирных мицзонитов преимущественно светло-желтый, желтый, медово-желтый, иногда бесцветный, реже сиреневый и желтовато-зеленый. В ряде образцов очевидна игра света, эффект астеризма и “кошачьего глаза”, которые обусловлены наличием ориентированных вдоль оси с тонких полых или заполненных жидкостью или включениями минералов каналов [1, 20]. В каналах установлены игольчатые кристаллы гематита и маггемита, развитые по лепидокрокиту, а также пластинки пирротина с сильным металлическим блеском [20, 21]. В мицзоните Me_{69} с эффектом “кошачьего глаза” из Шри-Ланки ($a = 12,169$, $c = 7,569$ Å, $V = 1120,9$ Å³) переливчатость обусловлена игольчатыми и брусоподобными включениями пирротина [21].

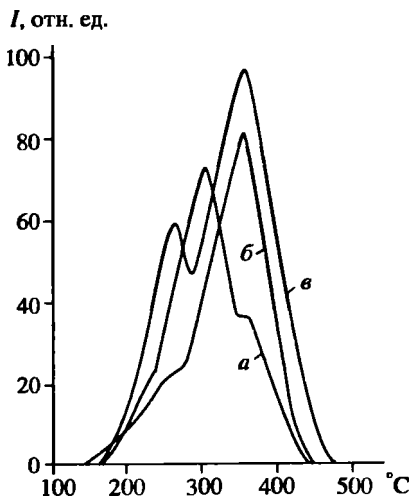
При исследовании главколита из Слюдянки (Южн. Прибайкалье) и голубовато-фиолетового мицзонита из Питкяранты (Карелия) Me_{65-78} [22] показано, что окраска главколита обусловлена интенсивной полосой поглощения с максимумом около 580 нм и сравнительно узкой полосой поглощения в ближней ультрафиолетовой области (фиг. 75). Нагревание его до 450° приводит к обесцвечиванию и исчезновению полос поглощения с максимумом 580 нм (см. фиг. 75, б), но при облучении ν - и γ -лучами в обесцвеченном главколите полностью восстанавливается синяя окраска, а кривая спектрального поглощения становится идентичной кривой естественно окрашенного главколита (см. фиг. 75, в). Голубовато-фиолетовая окраска мицзонита связана с широкой полосой поглощения, аналогичной таковой главколита, с более слабо выраженным максимумом в области 540–580 нм. Окраска также исчезает при нагревании образца и восстанавливается вновь при облучении, причем полоса поглощения становится более интенсивной с четким максимумом при 560 нм (см. фиг. 75, а–в).

В мицзоните установлены два отчетливых максимума термолюминесценции при 270 и 360°, в главколите – главный интенсивный максимум термосвечения при 310° и более слабый пик при 360° (фиг. 76). Максимум термосвечения при 310° в главколите, в отличие от максимумов свечения при 270 и 360° в мицзоните, восстанавливается при облучении предварительно обесцвеченных нагреванием образцов, на основании чего можно предполагать прямую связь его с центрами окраски главколита [22].



Фиг. 75. Кривые поглощения в видимой области спектра (по Беличенко и др. [22])

1 – глауколит из Слюдянки, Южн. Прибайкалье; 2 – миццонит из Питкяранга, Карелия; а – естественно окрашенные; б – после нагревания до 450°; в – облученные γ -лучами (^{60}Co , интегральная доза около $5 \cdot 10^6$ р/см²) и рентгеновскими лучами (Mo-излучение, 40 кВ, 10 Ма)



Фиг. 76. Кривые термолюминесценции глауколита из Слюдянки (а), миццонита из Питкяранга (б) и бесцветного мейонита из Слюдянки (а) (по Беличенко и др. [22])

В спектре ЭПР глауколита наиболее интенсивны линии, связанные с $(\text{SO}_2)^+$ -центрами; несколько слабее проявлены линии, связанные с $(\text{SO}_3)^+$ -центром. В слабо окрашенных миццонитах установлены такие же центры, но с более низкой концентрацией. В результате естественного или искусственного облучения скаполитов происходит образование радиационных центров синей и лиловой окраски за счет возбуждения молекул SO_3 , SO_2 и CO_2 , расположенных в крупных полостях каркаса. Схемы образования центров следующие:



Реакция (3) идет с захватом дырки, а все остальные – с захватом электрона.

Наиболее устойчивый и самый интенсивный дырочный центр окраски обусловлен наличием центров захвата электронов (ионов Na или Ca).

Выявлена [23] интенсивная желтая люминесценция ионов S_2^- в мицзоните из пегматоидных скарнов Гренвильской формации (пров. Квебек, Канада). Эмиссионный спектр указывает на то, что S_2^- в структуре мицзонита занимает различные позиции. Вибрационные константы для фонового положения: 609 см^{-1} для ω_0'' ; $2,2 \text{ см}^{-1}$ для $\omega_0''\chi_0''$; 399 см^{-1} для возбужденного положения ω_0' ; $1,0 \text{ см}^{-1}$ для $\omega_0'\chi_0'$. Сильная желтая люминесценция в ультрафиолетовом свете может быть увеличена нагреванием образцов до 900° в течение 24 ч.

В различно окрашенных ювелирных мицзонитах из коллекции Смитсониа-новского ин-та (США) изучалась люминесценция в ультрафиолетовом свете [19]:

Локализация	Me, %	Цвет	Люминесценция при ультрафиолетовом облучении	
			коротковолновом	длинноволновом
Бирма	72	Бесцветный	Средне-розовая	Слабо-розовая
Пров. Квебек, Канада	67	Желто-зеленый	Средне-желтая	Сильно-желтая
Танзания	64	Желтый	"	"
Мадагаскар	57	Бесцветный	Средне-розовая	Слабо-розовая
Пров. Минас-Жерайс, Бразилия	57	Светло-желтый	"	"
Могок, Бирма	57	"	"	"
Пров. Минас-Жерайс, Бразилия	56	"	"	"
Там же	54	"	"	"
"	50	"	"	Нет

Гусго-желтый мицзонит из Танзании в коротковолновом участке спектра интенсивно-желтый, в длинноволновой области дает экстремально интенсивную сильно-желтую люминесценцию. Этот мицзонит слабо флюоресцирует в рентгеновских лучах, а слабо-желтый мицзонит из Танзании флюоресцирует и фосфоресцирует. Сослав этих мицзонитов близок к составу образца из пров. Квебек (Канада), у которого флюоресценция менее интенсивна [19]. Мицзонит из Эспириту-Санту (Бразилия) не флюоресцирует, но некоторые блестящие включения в нем дают пурпурно-красную люминесценцию в ультрафиолетовых лучах [1].

Энтальпия образования мицзонитов Me_{55} и $Me_{69,2}$ определена методом растворения в расплаве $2\text{PbO} \times \text{B}_2\text{O}_3$ при 973 K в калориметре типа "Калве" [24]. Для светло-желтого просвечивающего мицзонита из скарна Минден (пров. Онтарио, Канада) $(\text{Na}_{1,65}\text{K}_{0,13}\text{Ca}_{2,16}\text{Fe}_{0,01})(\text{Al}_{4,49}\text{Si}_{7,51}\text{O}_{23,96})\text{Cl}_{0,30}(\text{CO}_3)_{0,57}(\text{SO}_4)_{0,14}$ $\Delta H_f^0_{298,15} = -13198,5 \pm 9,1 \text{ кДж/моль}$; для меняющегося от белого до лавандового, просвечивающего мицзонита из пегматита Болтон (США) $(\text{Na}_{1,22}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{2,79} \times \text{Fe}_{0,00})(\text{Al}_{4,89}\text{Si}_{7,11}\text{O}_{24,02})\text{Cl}_{0,12}(\text{CO}_3)_{0,88}(\text{SO}_4)_{0,00}$ $\Delta H_f^0_{298,15} = -13467,0 \pm 9,1 \text{ кДж/моль}$. Молярные теплоемкости и энтропии для изученных мицзонитов соответственно: $C_p^0_{298,15} = 698,0$ и $713,4 \text{ Дж/моль} \cdot \text{K}$, $S^0_{298,15} = 708,6$ и $713,0 \text{ Дж/моль} \cdot \text{K}$ [24].

Оценена энтальпия образования стехиометрического мицзонита Me_{75} -ная $-13578,4 \pm 9,1$ кДж/моль. Рассчитанная для него стандартная молярная энтальпия $S_{298,15}^0 = 716,3$ Дж/моль К.

Микр. В прох. св. бесцветный. Плеохроизм слабый, от бесцветного по N_o до рыжеватого по N_o . Одноосный (-). Удлинение (-). $n_o = 1,560-1,574$; $n_e = 1,547-1,570$; $n_o - n_e = 0,015-0,036$. Оптические свойства в ряде локализаций постоянны, что связано со стабильным составом скаполитов. Так, по определению автора раздела на образцах из фондов Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва), мицзониты из Питкяранты, с о-ва Пусунсарри и р. Йоки, Карелия, имеют: $n_o = 1,573-1,574$, $n_e = 1,550-1,555$; $n_o - n_e = 0,018-0,023$ (14 обр.), мицзониты из Слюдянки, юго-запад оз. Байкал (15 обр.): $n_o = 1,578-1,579$, $n_e = 1,556-1,558$; $n_o - n_e = 0,021-0,023$, мицзониты Монтате-Соммы, Везувий, Италия: $n_o = 1,587-1,591$, $n_e = 1,557-1,561$; $n_o - n_e = 0,030-0,035$ (4 обр.), мицзониты из района скарнового железорудного массива Арендаль, Норвегия: $n_o = 1,560-1,573$, $n_e = 1,536-1,541$; $n_o - n_e = 0,022-0,032$ (42 обр.).

Хим. Теор. состав для формулы $NaCa_3[Al_5Si_7O_{24}]CO_3$: $Na_2O - 6,53$; $CaO - 17,71$; $Al_2O_3 - 26,84$; $SiO_2 - 44,29$; $CO_2 - 4,63$.

Формулы для крайних составов в интервале мицзонита $Na_2Ca_2[Al_{4,33}Si_{7,66}O_{24}]Cl_{0,33}(CO_3)_{0,66}-NaCa_3[Al_5Si_7O_{24}]CO_3$ (50-75% Me -составляющей).

Анализы (в порядке возрастания Me -компонента):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	5,43	5,90	6,10	5,50	5,24	6,0	5,17	5,25	4,90
K_2O	1,83	0,60	0,16	0,89	0,86	0,09	0,72	1,04	0,89
MgO	0,09	-	0,03	< 0,1	0,04	0,03	-	0,44	0,01
CaO	12,06	12,69	13,20	13,80	12,94	13,80	13,72	13,50	14,26
FeO	0,90	0,02	-	< 0,1	0,25 ^{2*}	-	-	-	0,24 ^{2*}
Al_2O_3	24,14	25,02	24,20	25,80	25,13	24,90	25,24	26,84	25,25
SiO_2	50,80	51,27	50,50	50,90	50,98	50,20	48,98	48,50	49,10
H_2O^+	0,12	-	-	-	-	-	-	-	0,21 ^{3*}
H_2O^-	-	-	-	-	0,38 ^{3*}	0,18	-	0,53	-
CO_2	2,71	3,15*	-	-	2,87 ^{3*}	-	2,74	1,50	2,71
SO_3	-	-	2,20	1,40	0,11	2,15	1,41	He опр.	1,29
F	0,37	-	-	-	-	-	0,14	-	0,04
Cl	1,59	1,35	0,65	1,50	1,36	0,57	1,10	1,26	1,26
Сумма	100,20	100,00	97,04	100,02	100,17	97,92	99,75	99,12	100,10
- O = F, Cl	-0,36	-0,30	-0,15	-0,34	-0,31	-0,13	-0,31	-0,28	-0,30
Сумма	99,88	99,70	96,89	99,68	99,86	97,79	99,44	98,84	99,80

Коэффициенты формулы

Na	1,60	1,70	1,79	1,58	1,51	1,76	1,53	1,53	1,45
K	0,34	0,11	0,02	0,18	0,16	0,02	0,14	0,20	0,17
Mg	0,03	-	0,01	-	0,01	0,01	-	0,10	0,02
Ca	1,95	2,02	2,15	2,19	2,06	2,23	2,24	2,17	2,31
Fe	0,13	0,02	-	-	0,03	-	-	0,02	0,03
Al	4,28	4,38	4,33	4,50	4,41	4,42	4,53	4,74	4,53
Si	7,67	7,62	7,69	7,55	7,59	7,57	7,47	7,26	7,47

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H ⁺	0,10	—	—	—	0,38	—	0,02	—	0,21
C	0,44	—	—	—	0,58	—	0,57	0,31	0,56
S	—	—	0,60	0,30	0,01	0,63	0,16	—	0,15
F	0,14	—	—	—	—	—	0,07	—	0,02
Cl	0,32	0,34	0,40	0,70	0,34	0,37	0,28	0,31	0,32
Si/Al	1,79	1,74	1,78	1,68	1,72	1,71	1,65	1,53	1,65
Me, %	52	53	54	55	56	56	56	57	59
n_o	1,569	—	—	—	1,574	—	—	—	1,577
n_e	1,549	—	—	—	1,549	—	—	—	1,555
Уд.в.	2,67	—	—	—	2,69	—	—	—	2,68
a_0	12,116	—	—	—	12,134	—	12,122	—	12,147
c_0	7,581	—	—	—	7,571	—	7,511	—	7,566
c/a	0,625	—	—	—	0,624	—	0,620	—	0,623
V	1113	—	—	—	1105	—	1104	—	1116

1 (в скобках – авт. или муз. № XXII) – желтоватый, прозрачный, призматический кристалл ювелирного качества из Тсарасаотры, Мадагаскар, анал. Рауль, в сумму входят SrO – 0,09, Fe₂O – 0,11 [25] (Дир и др., 1966); 2 (№ 9) – мицзонит из каймы вокруг плагиоклаза из известково-силикатных пород (Сев.-Вост. Маунт-Лофти, Южн. Австралия [26]); 3 (№ 7-55) – из лазуритовой породы, Баффинова Земля, Канада [27]; 4 (№ EETA 79001) – хорошо ограненный, из метеорита в Антарктиде, в сумму входят P₂O₅ – 0,23, MnO < 0,1 [28]; 5 (обр. из Музея национальной истории Смитсоновского ин-та, США, № 141364) – идиоморфный, желтоватый кристалл из рудника Габенья, Мадагаскар, в сумму входит TiO₂ – 0,01 [4]; 6 (№ 7-7) – из лазуритовой породы, Баффинова Земля, Канада [27]; 7 (№ МИН) – из скарнов близ Миндена, пров. Онтарио, Канада, анал. Теертстра, в сумму входят SrO – 0,29, BaO – 0,02, Fe₂O₃ – 0,004 [9]; 8 (№ 9) – глауколит из скаполитовой породы, Белая выемка, Прибайкалье, анал. Мордвинова, Халтуева, Гормашова, в сумму входят Fe₂O₃ – 0,23, TiO₂ – 0,03 [29]; 9 (№ 6) – прозрачный кристалл из Манчестера, Нью-Хэмпшир, США [4]; ан. 2, 4, 5, 7, 9 – микронзонд.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	5,01	4,77	4,80	4,63	4,58	4,32	4,11	4,47	4,05
K ₂ O	1,43	1,64	0,39	0,77	0,30	0,66	0,65	0,11	0,52
MgO	0,59	1,31	—	—	—	0,71	0,68	0,03	0,09
CaO	14,84	12,60	15,17	15,25	14,90	14,70	14,50	15,76	16,16
FeO	0,21*	0,72	0,03	—	0,41	—	0,17	—	0,08*
Al ₂ O ₃	25,40	24,79	26,68	27,20	27,39	26,55	27,08	25,04	25,76
Fe ₂ O ₃	—	1,22	—	0,10	—	0,20	—	0,10 ^{4*}	—
SiO ₂	44,87	50,38	46,16	48,24	49,62	50,28	48,64	49,81	47,22
H ₂ O ⁺	10,28	0,45	—	11,40	1,30	0,18	1,60	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,06	—	0,06	—	1,53 ^{3*}
CO ₂	2,46	0,50	—	—	—	1,48	0,37	1,85	2,79*
SO ₃	0,26	0,18	—	2,53	1,32	0,17	1,57	1,70	1,26
F	—	—	—	0,19	—	0,05	—	—	—
Cl	0,12	1,70	—	He обн.	0,40	0,71	0,47	0,05	0,45
Сумма	99,47	100,29	92,83	100,31	100,28	100,04	99,90	98,92	99,95
– O = F, Cl	–0,03	–0,38	—	–0,08	–0,09	–0,16	–0,11	–0,01	–0,10
Сумма	99,44	99,91	—	100,23	100,19	99,88	99,79	98,91	99,85

Коэффициенты формулы									
Na	1,51	1,37	1,44	1,35	1,39	1,23	1,25	1,32	1,21
K	0,28	0,30	0,08	0,14	0,06	0,11	0,13	0,02	0,10
Mg	0,14	0,28	–	–	–	0,15	0,16	0,01	0,02
Ca	2,46	2,01	2,53	2,45	2,50	2,34	2,45	2,57	2,68
Fe	0,03	0,21	–	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01
Al	4,63	4,33	4,82	4,79	4,73	4,65	4,76	4,48	4,70
Si	6,95	7,48	7,18	7,21	7,27	7,49	7,24	7,58	7,30
H ⁺	0,34	0,48	–	1,08	1,32	0,26	1,64	–	1,58
C	0,59	0,08	–	–	–	0,44	0,07	0,65	0,59
S	0,04	0,09	–	0,29	0,29	0,03	0,34	0,32	0,15
F	–	–	–	0,09	–	0,03	–	–	–
Cl	0,03	0,35	–	–	0,09	0,25	0,12	0,03	0,12
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si/Al	1,50	1,73	1,49	1,50	1,54	1,61	1,52	1,69	1,55
Me, %	59	60	62	62	64	65	65	66	67
<i>n_o</i>	1,582	1,570	–	1,591	1,580	–	–	–	–
<i>n_c</i>	1,556	1,552	–	1,570	1,554	–	–	–	–
Уд.в.	2,71	2,77	–	–	2,74	–	2,70	–	2,71
<i>a₀</i>	12,085	–	–	–	12,26	–	–	–	12,147
<i>c₀</i>	7,577	–	–	–	7,63	–	–	–	7,562
<i>cl_a</i>	0,627	–	–	–	0,622	–	–	–	0,622
<i>V</i>	1107	–	–	–	1147	–	–	–	1116

10 – бесцветный, ювелирного качества из Центр. Танзании [20]; 11 (№ С-3/1950) – светлый, голубовато-зеленый, м-ние Таежное, анал. Ковязина, в сумму входит MnO – 0,03 [14]; 12 (№ 57) – из диопсид-флогопитового скарна Скалевихаалеен, вост. побережье зал. Лютцов-Хольм, Вост. Антарктида, анал. Хирано [30]; 13 – изометричные и короткостолбчатые, бледно-желтые из основных гранулитов, западные горы Элгорас, Кольский п-ов, анал. Кузнецова [31]; 14 (№ 6,3311) – бесцветный, прозрачный из хрусталеносной полости, р. Гурумда, Памир, анал. Кабанова [16]; 15 (№ 9) – голубовато-фиолетовый, Питкяранта, Карелия, анал. Романишина, в сумму входят MnO – 0,02, TiO₂ – 0,01 [22]; 16 (№ 7, 196) – серый из скарна, Памир, анал. Кабанова [16]; 17 (№ В 12608) – серый из пегматитовой жилы в гранатовом гранулите, Милфорд Саунд, Новая Зеландия [32]; 18 (обр. из Музея национальной истории Смитсоновского ин-та, США, № R 13120) – из скарнов Гренвилльской формации, пров. Квебек, Канада, в сумму входит TiO₂ – 0,04 [4]; ан. 10, 12, 17, 18 – микрозонд.

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	3,95	3,85	3,84	3,90	3,87	2,44	3,89	3,15	3,1
K ₂ O	0,20	0,50	0,61	0,17	0,56	2,21	0,22	0,85	1,1
MgO	0,07	0,02	0,72	–	0,58	0,46	–	1,92	–
CaO	16,00	17,00	15,80	16,72	17,20	15,76	17,01	13,57	17,7
FeO	0,36	0,13	0,20	–	0,19*	–	0,05	0,50	0,2*
Al ₂ O ₃	24,95	27,34	26,40	27,07	27,97	28,19	27,16	25,70	27,20
Fe ₂ O ₃	–	–	–	0,04	–	0,11 ^{2*}	–	0,15	–
SiO ₂	47,60	46,96	48,56	46,01	44,88	45,91	46,64	47,00	46,80
H ₂ O ⁺	–	–	1,20	–	–	1,12	–	–	–
H ₂ O [–]	–	–	0,10	–	0,92	0,03	–	2,78	–
CO ₂	1,75	3,49	0,33	4,20	3,98	2,86	4,69	1,14	0,79 ^{5*}
SO ₃	4,35	0,02	1,70	–	0,30	0,94	0,10	1,70	–

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
F	0,13	–	–	0,11	–	0,01	–	0,88	–
Cl	0,08	0,61	0,35	0,52	0,10	0,05	0,33	0,98	0,8
Сумма	100,00	100,00	99,81	98,64	100,55	100,17	100,07	100,37	96,9
– O = F, Cl	–0,07	–0,14	–0,08	–0,16	–0,02	–0,02	–0,07	–0,59	–0,18

Сумма	99,93	99,86	99,73	98,68	100,53	100,15	100,00	99,78	96,72
-------	-------	-------	-------	-------	--------	--------	--------	-------	-------

Коэффициенты формулы

Na	1,19	1,13	1,05	1,17	1,13	0,72	1,15	0,96	0,91
K	0,04	0,09	0,12	0,03	0,11	0,42	0,04	0,19	0,29
Mg	0,02	–	0,14	–	0,13	0,10	–	0,44	–
Ca	2,67	2,77	2,44	2,76	2,79	2,59	2,78	2,27	2,89
Fe	0,05	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,09	0,03
Al	4,58	4,90	4,69	4,93	5,01	5,10	4,88	4,72	4,88
Si	7,42	7,10	7,31	7,10	6,81	7,04	7,12	7,34	7,12
H ⁺	–	–	1,30	–	0,51	0,62	–	0,72	–
C	0,37	–	0,06	0,88	0,45	0,31	0,98	0,06	0,79
S	0,51	–	0,38	–	0,02	0,06	0,01	0,05	–
F	0,06	–	–	0,04	–	–	–	0,11	–
Cl	0,02	0,16	0,08	0,13	0,02	0,01	0,08	0,06	0,21
Si/Al	1,62	1,45	1,56	1,44	1,36	1,38	1,46	1,55	1,46
Me, %	68	69	69	70	70	70	70	71	71
n_o	–	–	–	–	1,587	1,587	–	1,573	–
n_e	–	–	–	–	1,557	1,555	–	1,551	–
Уд.в.	–	–	–	2,66	–	2,72	2,70	–	–
a_0	–	–	–	–	12,107	12,169	–	–	–
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
c_0	–	–	–	–	7,583	7,569	–	–	–
c/a	–	–	–	–	0,626	0,622	–	–	–
V	–	–	–	–	1111	1121	–	–	–

19 – фенокристаллы мицзонита из латитового (трахиандезитового) купола, Сев.-Зап. Аризона, США, анал. Гофф. ср. по 22 точкам в одном зерне, в сумму входят MnO – 0,01, SrO – 0,55 [33]; 20 (№ 24) – из известково-силикатных пород Сев.-Вост. Маунт-Люфти, Южн. Австралия, в сумму входят MnO – 0,03, В – 0,05 [26]; 21 (№ 8.333) – молочно-белый из доломитизированного известняка, р. Кудара, Цент. Памир, анал. Кабанова [16]; 22 (№ БОЛТ) – прозрачный, светло-лиловый из мрамора Бостона, США, анал. Теертстра, в сумму входят SrO – 0,04, BaO – 0,94 [9]; 23 – желтый ювелирного качества, из Центр. Танзании [20]; 24 (№ XXX, М-730) – желтый, крупный кристалл из пегматоидных скарнов, Гренвилл, пров. Квебек, Канада, анал. Шоу, в сумму входят MnO – 0,01, TiO₂ – 0,07 [25]; 25 (№ VS 7/132) – из известково-силикатных пород комплекса Кьявенна, регионально-метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, Центр. Альпы, Италия [34]; 26 (№ С-75/1951) – длинношестоватый, вишнево-красный из скаполит-пироксеновых пород месторождения Сивагли, анал. Старосельская, в сумму входят MnO – 0,02, P₂O₅ – 0,03 [14]; 27 – из скаполитсодержащих пород группы Аравали в гнейсовом поясе, вблизи Кэрира, шт. Раджастхан, Сев.-Зап. Индия, анал. Ньютон, [35], ан. 19, 20, 22, 23, 25, 27 – микронзонд.

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na ₂ O	3,57	3,85	3,63	3,47	3,30	3,32	3,36	3,30	3,30
K ₂ O	–	0,34	0,07	0,25	0,29	0,23	0,07	0,23	0,20
MgO	–	0,73	0,09	–	–	0,02	0,05	–	–
CaO	16,60	17,57	17,10	17,18	17,29	17,40	17,6	17,70	17,80
SrO	–	–	–	0,21	0,22	0,25	0,11	0,11	0,11
MnO	–	0,02	–	< 0,03	< 0,03	0,04	–	0,03	0,02
FeO	–	0,29	–	Сл.	Сл.	–	0,13	–	–
Al ₂ O ₃	26,01	28,45	25,77	27,50	27,90	26,36	27,1	27,00	26,80
Fe ₂ O ₃	–	–	0,25	–	0,07	0,57	–	1,20	0,70
SiO ₂	46,13	43,26	45,62	44,90	45,60	44,62	46,90	44,40	44,46
H ₂ O ⁺	–	0,34	–	0,44	0,42	–	–	0,04	0,06
H ₂ O [–]	–	–	–	–	–	–	–	0,58	0,58
CO ₂	1,36 ^{5*}	2,99	3,47	3,20	3,05	2,82	4,5 ^{5*}	2,61	2,71
SO ₃	6,05	1,74	3,81	2,41	1,60	2,78	0,42	3,45	3,23
F	–	–	–	–	–	0,01	–	< 0,02	< 0,02
Cl	< 0,07	0,22	0,01	0,15	0,18	0,22	0,03	0,12	0,12
Сумма	99,72	99,63	99,82	99,74	99,92	98,73	95,95	100,77	100,03
–O = F, Cl	–	–0,07	–	–0,03	–0,04	–0,05	–	–0,03	–0,03
Сумма	–	99,56	–	99,71	99,88	98,68	–	100,74	100,00
Коэффициенты формулы									
Na	1,08	1,14	1,11	1,04	0,98	1,02	0,99	1,01	1,01
K	–	0,05	0,01	0,06	0,05	0,05	0,02	0,05	0,04
Mg	–	0,16	0,02	–	–	–	0,02	–	–
Ca	2,81	2,87	2,89	2,86	2,85	2,96	2,88	2,99	3,01
Fe	–	0,04	0,03	–	0,01	0,07	0,02	0,14	0,08
Al	4,83	5,13	4,80	5,04	5,07	4,93	4,89	5,01	4,99
Si	7,28	6,60	7,20	6,98	7,02	7,07	7,17	6,99	7,01
H ⁺	–	0,29	–	0,32	0,33	–	–	–	–
C	0,29	0,52	0,76	0,46	0,49	0,61	0,93	0,56	0,58
S	0,71	0,14	0,45	0,19	0,14	0,33	0,04	0,41	0,38
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	–	0,05	–	0,02	0,04	0,06	0,01	0,03	0,03
Si/Al	1,51	1,29	1,50	1,38	1,38	1,43	1,47	1,39	1,40
Me, %	72	72	72	73	73	74	74	75	75
n _o	–	–	–	–	–	–	–	1,593	1,593
n _e	–	–	–	–	–	–	–	1,563	1,567
Уд.в.	–	–	–	–	–	–	–	–	–
a ₀	–	–	–	–	–	12,158	–	12,163	12,168
c ₀	–	–	–	–	–	7,569	–	7,568	7,573
c/a	–	–	–	–	–	0,622	–	0,623	0,622
V	–	–	–	–	–	1119	–	1121	1121

* Вычисленное значение

2* Общее Fe как FeO.

3* H₂O определена термографически, CO₂ – из общей газовой фазы при нагреве до 1000°.

4* Общее Fe как Fe₂O₃.

5* Предполагаемое значение вычислено из 1/12(Si + Al) – (Cl–S).

28 (№ 32–69) – из гранатовых гранулитов пров. Мак-Брайд, Сев. Квинсленд, Австралия, ср. из 3–6 точек [36]; 29 (№ 1) – главколит, р. Слюдянка, Южн. Прибайкалье, анал. Стеценко, в сумму входит TiO₂ – 0,03 [22]; 30 (№ R-30241) – из гранат-клинопироксеновых включений в диатремах района Глочестер, Новый Южный Уэльс, Австралия, анал. Севелл [37]; 31, 32 (№ П-835, П-124) – из флогопитоносных жил в магнезиальных скарнах Слюдянки, Южн. При-

байкалье, анал. Лахно, Дмитриева [38]; 33 – мегакристы в базанитах вулканического линеамента Енвал-Волвик, Франция, из Пюи де ля Баниер, анал. Хилл, в сумму входит TiO_2 – 0,08 [39]; 34 (№ 798В) – из гранулитовых ксенолитов в щелочных базальтах Лашайна, Танзания, в сумму входят BaO – 0,01, P_2O_5 – 0,17 [40]; 35, 36 – мегакристы в базанитах вулканического линеамента Енвал-Волвик, Франция [39]; 35 – из Шукке Женесто, анал. Кантагрель, Кутюрье, Серанж, 36 – из Шане ля Монтье, анал. те же (летучие анализировались мокрым путем); ан. 28, 33–36 – микрозонд.

В мицзоните из гнейсов Мампонг, Гана [41], электронно-микроскопическое изучение показало присутствие ионов $(\text{SO}_4)^{2-}$ [42]. В мицзонитах № М-730 (хим. ан. 24) и № Q-85 [43] с помощью ионного зонда “АЕ1-1М-20” определены содержания (ppm): Li – 24–26 (ср. 35) и 29–57 (53) соответственно и В – 243–336 (270) и 13–18 (36) соответственно [40].

Диагн. исп. Главколиты Слюдянки легко растворяются в буре, после выделения дают бесцветное стекло. В кислоте растворяются не полностью. П. п. тр. плавятся легко, с шипением. С содой сплавляются в мутное стекло. Розовые главколиты с р. Куранах (Алдан) при непродолжительном прокаливании в пламени газовой горелки теряют окраску.

Повед. при нагр. Эндотермический эффект при 270–280° в мицзоните из экзоконтактовых зон трапповых интрузий связывают с выделением молекулярной воды [44]. Мицзониты $Me_{63,9-68,6}$ из контактово-метасоматических образований Вост. Памира, по данным термического анализа, имеют один эндотермический эффект при 840–870° с потерей веса 0,5–0,9%, что, по-видимому, связано с плавлением галита [16].

Термальное поведение мицзонитов Me_{56} , Me_{59} и Me_{67} из Мадагаскара, Нью-Хэмпшира (США) и Гренвильской формации (пров. Квебек, Канада) (хим. ан. 5, 9, 18) изучено с помощью микродифференциального термального анализатора “BDL”, с термальным градиентом 10°/мин в интервале 25–1400° [4]. На полученных термогравиметрических кривых фиксируются пять ступеней потерь веса: 80–130, от 230–240 до 350, 420–520, 660–800 и от 940 до 1250–1300°, которые соответствуют освобождению летучих компонентов H_2O , SO_2 , CO_2 , NaCl и KCl соответственно. На кривой ДТА фиксируются три четких эндотермических пика: около 100, при 710 и 1030°, что согласуется с первой, четвертой и пятой ступенями потери веса. Потеря H_2O начиналась при 70–100° и достигла максимума между 150 и 250° с остановкой около 400°. Выделение CO_2 началось около 100°, медленно увеличиваясь, достигло максимума около 600°, затем уменьшалось постепенно и окончилось при 850°. Освобождение S в виде SO_2 началось в интервале 300–350, достигая максимума на 450°, и, постепенно уменьшаясь, осталось на уровне сл. до 1200°. Потеря NaCl и KCl начинается в интервале 750–850° и происходит в основном между 800 и 1250°.

Нахожд. Первичный мицзонит установлен в *магматических породах*. Его фенокристаллы в ассоциации с амфиболом, клинопироксеном, Fe-Ti оксидами и апатитом описаны из базанитов вулканического линеамента Енвал-Волвик, Франция, и в вулканической области Атакор, Алжир [39]. Они образовались на больших глубинах в условиях высокого давления (5–15 кбар – определено по составу амфибола) и при высокой температуре (до 1100° – определено по Fe-Ti оксидам). Высокое содержание серы в данном мицзоните предполагает высокие значения фугитивности CO_2 и O_2 (f_{O_2} , по данным сосуществующих Fe-Ti оксидов, близка к 10^{-6} бар), что необычно для относительно недифференцированных щелочных магм. Вода являлась главным компонентом газовой фазы, что подтверждается обилием водосодержащих минералов и жидких включений и позволяет предполагать гидратированный верхнемантийный источник базальтовой магмы в данных вулканических областях.

Фенокристаллы мицзонита, иногда зональные, встречены в плинийских пемзах фонолитового состава, распространенных в районе Авеллино и Помпеи, Италия, в ассоциации с санидином, нефелином или лейцитом, клинопироксеном (фассаит или диопсид), биотитом, амфиболом и гранатом. Предполагается их образование из магмы, контаминированной известняками [45].

Редкая находка фенокристаллов обогащенного SO_4 мицзонита Me_{68} в ассоциации с плагиоклазом An_{20-33} , роговой обманкой и биотитом зафиксирована в латитовом куполе в Сев.-Зап. Аризоне, США [33]. На основании экспериментальных данных показано, что данные фенокристаллы образовались при $850-900^\circ$, общем давлении 3–6 кбар и очень высоком парциальном давлении как CO_2 , так и SO_2 , что является редкостью в магматических условиях. Латитовый расплав кристаллизовался в земной коре на глубине 10 км, и при подъеме его фенокристаллы скаполита были резорбированы.

Первичный мицзонит обнаружен в гранитном пегматите во внутреннем пидмонтском гранитном поясе в Южн. Аппалачах, на сев.-зап. шт. Южн. Каролина, США [46]. Минеральная ассоциация в пегматите необычно богата кальцием: кроме мицзонита, присутствуют андезин An_{40} , турмалин, Са-эпидот, алланит, титанит и апатит. Мицзонит образовался до плагиоклаза и не контактирует с ним.

В ксенолитах гранулитов основного и ультраосновного состава мицзонит впервые установлен совместно с роговой обманкой в кимберлитовых трубках Гондоло и М'Бо, на плато Кунделунго, Заир [47].

Двупироксеновые гранулитовые нодулы с первичным богатым серой идиоморфным мицзонитом Me_{78} , находящимся, по-видимому, в равновесии с первичным плагиоклазом, установлены в брекчированных, выполненных базальтом трубках Делегат и Бингара в Вост. Австралии [48, 49]. Скаполитсодержащие гранат-плагиоклазовые пироксениты трубки Делегат рассматривались как кумуляты и были отнесены к щелочному магматизму, более позднему, чем образование двупироксеновых гранулитов, являющихся ксенолитами глубинных коровых образований [50].

Включения раскристаллизованного базальтового расплава из богатого железом мантийного источника, содержащие мицзонит Me_{60-79} в ассоциации с клинопироксеном, гранатом, плагиоклазом, кварцем, титанитом и апатитом, отмечены в кимберлитах диатремы Кэйрунэра в Австралии [51].

Гранат-клинопироксеновые включения, содержащие богатый серой мицзонит и плагиоклаз, представляющие собой закристаллизовавшийся высокоалюминиевый, бедный калием щелочно-базальтовый расплав, установлены в диатремах района Глочестер, Новый Южный Уэльс, Австралия, прорывающих дислоцированные карбонатные осадочные породы [37]. Наряду с ними в диатремах присутствуют включения субкальцисевых метаморфических гранат-роговообманково-клинопироксеновых (иногда с ортопироксеном) пироксенитов, близких к эклогитам. Условия формирования подобных включений соответствуют режиму нижней части коры или верхней мантии.

Мицзонит с высоким содержанием кальция и серы найден в ксенолитах гранатовых гранулитов в оливиновых нефелинитах пров. Мак-Брайд в Сев. Квинсленде, Австралия, в ассоциации с пироксеном, гранатом и плагиоклазом [36]. Гранатовые гранулиты равновесны при $750-1000^\circ$ и 10–12 кбар, и глубина их развития, определенная по скорости распрояснения сейсмических волн, составляет 35–45 км [36].

Гранулитовые кснолиты с мицзонитом (хм. ан 34) из щелочных базальтов Лапайна, Танзания, рассматриваются как фрагменты одного или более слоев изверженных комплексов [40]. Гранулиты имеют возраст более 2 млрд лет и образовались при метаморфизме оливиновых щелочных габбро при ~ 1200 К и ~ 14 кбар.

Наиболее широко распространен миццонит, сформировавшийся в условиях *регионального метаморфизма*. Миццониты встречены во многих районах развития эклогитовой, гранулит-эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Богатый сульфатной составляющей миццонит является стабильным первичным минералом гранат-пироксен-роговообманково-скаполитовых гнейсов района Мампонг и Шай-Хилл, Гана [41]. Минералы этой ассоциации типичны для гранулитовой и эклогитовой фаций регионального метаморфизма: кальцийсодержащий пироп-альмандин, омфациит, рутил. Скаполит образовался в условиях, переходных от амфиболитовой к эклогитовой фации метаморфизма, за счет реакций с ранее существовавшими минералами, содержащими сульфидную серу и углекислоту, при высокой температуре и интенсивном ориентированном давлении.

Значительные концентрации миццонита с апатитом установлены на юго-западе Кольского п-ова, в районе горы Элгорас, среди основных эклогитоподобных пород гранулитового комплекса (комплекс лапландских гранулитов, по Эскола), сложенных гранатом, орто- и клинопироксеном, плагиоклазом и кварцем [31].

Миццонит (хим. ан. 25) наблюдался в известково-силикатном слое основного-ультраосновного комплекса Кьявенна, Италия, вдоль тектонического контакта с гранито-гнейсами комплекса Граф. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации [34].

В гранулитовом комплексе Дордаканья, являющемся частью архейского пояса кристаллических сланцев Южн. Индии, богатый SO_4 миццонит Me_{68} встречен в основных гранулитах в парагенезисе с орто- и клинопироксенами, гранатом, плагиоклазом и амфиболом. Предполагаемые условия образования: $810 \pm 20^\circ$, $9 \pm 0,5$ кбар, $f_{CO_2}/f_{SO_3} = 19,3$ [52].

Миццониты Me_{78-86} описаны в контакте алюмосиликатных пород основного состава с кальцитовыми мраморами ольхонской серии, метаморфизованной в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма, на о-вах Баракчин и Земогой (Малое море) в пределах Чернорудской зоны Приольхонья, Зап. Прибайкалье [53]. Миццонит вместе с кальцитом широко развит здесь в гранатовых и геденбергит-гранатовых скарнах, в том числе образует гнезда в метасоматитах с ферросалитом. При удалении от мраморов содержание миццонита падает; он образует только каймы вокруг плагиоклаза, а затем полностью исчезает. Участки развития миццонита в данном районе прослежены в виде полосы шириной 5–10 км и протяженностью до 50 км и представляют зону повышенной проницаемости земной коры на стыке двух литосферных плит – фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Скаполитсодержащие амфиболиты и пироксеновые гнейсы комплекса Зап. Уусимаа, Юго-Зап. Финляндия, образовавшиеся при региональном метаморфизме вулканогенных и известковистых осадочных пород, с примесью силикатного материала, в условиях, приравненных к условиям гранулитовой фации, содержат богатый кальцием миццонит, нередко образующий симплектитовые сростки с кварцем [54]. Миццонит в этом комплексе встречен в гнейсах, в которых отношение $Ca/(Ca + Al + Na + K) > 0,39$, тогда как плагиоклаз оказывается устойчивым в разностях гнейсов с отношением $Ca/(Ca + Al + Na + K) < 0,39$.

Наиболее часто скаполит встречен в парагенезисах, по условиям температуры и давления близких к верхней границе амфиболитовой фации.

В Карелии миццонит широко развит в диоксидовых породах, амфиболитах, роговообманковых сланцах (метаморфизованные вулканиды) в ассоциации с актинолитом, тремолитом, биотитом, пшинелью, эпидотом, цоизитом и в мета-

морфизованных известняках и мраморах ладожской формации и беломорского комплекса [55]. В известковистых породах преобладают кальцит, диопсид и роговая обманка, а среди второстепенных минералов, кроме скаполита, присутствуют полевые шпаты, кварц, гранат, эпидот, актинолит, оливин, шпинель, флогопит, биотит, магнетит и сульфиды.

Миццонит, богатый CO_3 , встречен среди кальцитовых мраморов Йококавы, Япония, в прослоях силикатных пород, обогащенных кальцием, в ассоциации с клинопироксеном, кальцитом и мейонитом [56].

В Вост. Сибири миццонит широко развит среди архейских кристаллических сланцев иенгрской свиты, где на контакте карбонатных пород и гранитоидов формируются разнообразные скаполитовые породы с содержанием скаполита до 60–90% [13, 14, 57]; ассоциирует с диопсидом, геденбергитом, амфиболами, ортитом, магнетитом, апатитом, турмалином и гранатом.

Скаполит- и пиритсодержащие мраморы и известково-силикатные породы хр. Маунт-Лофти, Южн. Австралия, образуют дуговые пояса значительной протяженности со сменой метаморфизма от пород биотитовой ступени к амфиболитовым фациям и далее к жильным гнейсам и мигматитам, связанным с массивами гранитов и гранито-гнейсов [58]. Наиболее типичны пироксен-скаполит-титанитовые породы района Тангкилло, где скаполит представлен карбонат-миццонитом. Менее распространены роговообманково- и пироксен-скаполитовые породы с плагиоклазом (An_{60}) и мраморы с примесью скаполита. В районе Милленделла скаполит встречен в мраморах и пироксен-микроклин-титанитовых породах совместно с пироксеном, микроклином, кальцитом. Эта региональная скаполитовая провинция возникла в результате существенно изохимического метаморфизма первичных известковисто-глинистых сланцев и известняков, которые служили также и источником хлора. Присутствие в кварц-полевошпатовых сланцах, переслаивающихся с известково-силикатными скаполитовыми породами, диопсида и плагиоклаза более основного состава, чем андезин An_{30} , совместно с альмандином и силлиманитом свидетельствует о метаморфизме в условиях амфиболитовой фации, господствовавших в период главного этапа метаморфизма. Изменение состава миццонита до Me_{50-66} в метадолеритах, пелитовых сланцах и известково-силикатных породах, наблюдавшееся на северо-востоке площади Маунт-Лофти, отражает изменение степени метаморфизма верхнедокембрийских метаосадков в условиях зеленосланцево-амфиболитовой фации [26]; некоторые вариации в содержании Me -компонента связывают с локальным изменением $f_{\text{Cl}}/f_{\text{CO}_2}$.

Миццониты Me_{52-68} (как и дипир) являются обычными порообразующими минералами в докембрийских поясах Шошон и Сент-Джо, близ Клируотера, шт. Айдахо, США [59]. Скаполитсодержащие прослои (мощность 10–100 м) обычны во всех слоях, богатых карбонатом и первичным галитом. В некоторых участках около 50% слоев содержат 20–50% скаполита. Миццонит развит только в сланцах верхов эпидот-амфиболитовой фации и гнейсах (диопсидовых, диопсид-биотитовых, биотит-диопсидовых, диопсид-скаполит-графитовых) амфиболитовой фации.

Миццонит Me_{50-61} наблюдался в низкокислотных метаосадках, образовавшихся по глинистым сланцам и мергелям, содержащим эвапоритовый галит, в результате изохимического регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации в Сев.-Зап. Квинсленде (Австралия) [60]. Биотитовые и роговообманково-биотитовые метапелиты содержат также кварц, микроклин, турмалин, клинопироксен, кальцит, плагиоклаз, титанит.

Миццонит (до 70% Me -составляющей) наблюдался в кристаллических сланцах гранулитовой и амфиболитовой фаций в Приазовье, в Донецком и Криворожском бассейнах Украины [61].

В сев.-зап. части п-ова Индостан Si-содержащий миццонит Me_{71} наблюдался в докембрийских скаполит-гранат-эпидот-кальцит-плагноклаз-рогово-обманково-пироксеновых породах группы Аравали вблизи Кэрира, Индия [35]. Породы с миццонитом образуют тонкие прослои или линзы ((2–3) × 0,8 м) в пределах поясного гнейсового комплекса и формировались в условиях амфиболит-гранулитовых фаций при 700°. Наиболее вероятным источником хлора, входящего в состав миццонита, является эвапоритовый галит метаосадков пояса Аравали.

В тектонитах, образованных по метаосадочным породам в зоне сочленения осадочно-вулканогенного комплекса и архейских гранито-гнейсов Пана-Куоло-ярвинской структурной зоны Карелии, развит миццонит состава Me_{56-59} [62].

Миццонит Me_{60-66} установлен в кальцитовых мраморах, биотитовых и биотит-амфиболовых метапелитах в ядре антиклинали Сан-Мартин в основании нижнекембрийской серии Зап. Астурии, Сев.-Зап. Испания. Обилие скаполита связано с высокой концентрацией галита в межпоровых флюидах первичных осадочных толщ, а также с возможным контактовым метаморфизмом под воздействием близко расположенного гранитного интрузива Боал [63].

Миццониты *контактово-метаморфического* и *контактово-метасоматического генезиса* широко распространены в пегматитах, а также на контакте их с вмещающими глубоко регионально-метаморфизованными комплексами, содержащими карбонатные прослои, в Карелии и на Южн. Урале.

В Карелии миццонит в ассоциации с кварцем, турмалином, апатитом и сульфидами (в кварцевых жилах) встречен в кварцевых и пегматитовых жилах Пулонгских озер [64]. Скаполитизированные пегматитовые штоки и жилы на контакте с карбонатными породами отмечены в Приладожье [2, 55, 65], причем миццонит развит также и во вмещающих известняках. При ассимиляции карбонатного материала в пегматитах образовались графитсодержащие кварц-микроклин-скаполитовые, кварц-скаполитовые и существенно скаполитовые породы [2]. Под действием постладожских пегматитов в гранат-биотитовых гнейсах, мраморах, амфиболовых и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцах происходит повторный метаморфизм пород ладожской формации и образование миццонита [65].

На Южн. Урале миццонит является главным минералом миаскитовых пегматитов, залегающих в амфиболитах и змеевиках, где он находится в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, гранатом, роговой обманкой, диопсидом, титанитом, кальцитом, флюоритом и др. [66].

Миццонит Me_{55-66} присутствует в бескварцевых пегматоидных жилах, развитых в гранатовой зоне гранулитов Милфорд-Саунд, Национальный парк Фьордленд, Новая Зеландия [32]. Предполагается, что высвобождение H_2O и HF при метаморфизме в условиях гранулитовой фации обуславливает лимитированное расплавление плагноклаза и обособление расплавов, давших начало пегматитовым жилам, могло произойти в результате диффузии и инфильтрации вне пределов мафического субстрата.

В пегматитах месторождения в районе Аракруз, шт. Эспириту-Санту, Бразилия, прозрачный ювелирный миццонит встречен в кварц-полевошпатовой зоне [1].

Мономинеральные гигантозернистые выделения миццонита Me_{75} , представляющие собой редчайшие минералогические образования, являющиеся уникальными памятниками природы, развиты на о-ве Пусунсаари, Карелия [2, 67]. На о-ве Сюскюнянсаари, Карелия, в диопсидовых породах на контакте с пегматитовой жилой в зоне шириной 0,5 м и на протяжении более 30 м, образуются скаполитовые породы с апатитом, титанитом, кварцем вплоть до мономинеральных скаполитовых агрегатов. Происхождение подобных образований рас-

смачивается как гидротермально-метасоматическое и, возможно, генетически связано с циркуляцией растворов в зонах интенсивной мигматизации.

Контактово-метасоматическое образование мицзонита установлено в области Дисайд, Шотландия [68], и на Памире [16].

Мицзонит в ассоциации с диопсидом, гранатом или волластонитом развит в зональных скарноидах, возникших в результате метасоматического преобразования ксенолитов известняка в гранитах в Приазовье [69].

Описано образование мицзонита в Нью-Хэмпшире, близ Манчестера, Англия, в результате локального контактового метаморфизма, по-видимому, известковистых песчаников под влиянием гранитных и пегматитовых инъекций [10].

Мицзонитсодержащие концентрически-зональные скарны развиты в блоках мраморов докембрийского изверженно-метаморфического комплекса (амфиболитовая фация) на горе Сан-Джорджонио, Калифорния, в пределах контактовой зоны комплекса со среднеюрскими кварцевыми монцонитами группы Кактус [70]. Предполагается, что мицзонит образуется в результате реакции с участием компонентов, вынесенных из контактовой зоны, в результате которой повышается основность скаполита (дипир замещается мицзонитом) и кристаллизуется Fe-диопсид. Мицзонит образуется также за счет плагиоклаза в кварцевом монцоните.

Скаполит – один из наиболее распространенных минералов крупнозернистых пегматоидных скарнов в геологической формации Гренвилл, прослеживаемой в пров. Онтарио и Квебек, Канада, и шт. Нью-Йорк, США [71–73]. Скарны здесь захватывают обширные площади. Вмещающая толща представлена амфиболитами, разнообразными сланцами и мраморами, в которые интродуцировали граниты, сиениты и пегматиты. Скаполиты варьируют по составу от мицзонита (хим. ан. 18 и 24) до дипира и мариалита.

Мицзонит найден в контакте мраморов с лерцолитами и офитами в Пиренеях [74].

Мицзонит Me_{63} в ассоциации с диопсидом, а также с плагиоклазом, роговой обманкой, титанитом, флогопитом, кальцитом и волластонитом в качестве второстепенных минералов установлен в скаполитизированном метагаббро в округе Бакс, шт. Пенсильвания, США. Дайки докембрийских габброидов внедрились здесь в известняки, которые при последующем динамометаморфизме были будинированы и метасоматически изменены под действием гидротермальных растворов. Скаполит и диопсид образуют жилки и скопления также и в известняках, вмещающих будины габбро [75].

Мицзонит Me_{60-75} , иногда зональный (ядро Me_{61} , край Me_{63}), в ассоциации с кальцитом, волластонитом, диопсидом, актинолитом, клиноцоизитом, кварцем и плагиоклазом встречен в трех участках хр. Сьерра-Невада, шт. Калифорния, США, в известково-силикатных роговиках, переслаивающихся с метавулканическими и метаосадочными породами, не имеющими контактов с интрузиями [76].

Образование метасоматитов на контакте мраморизованных известняков с интродуцированными в них дайками габбро наблюдалось в Горном Алтае [77]. Мицзонит развивается при скаполитизации плагиоклаза в габбро и в метасоматитах, в которых в направлении от габбро к известнякам скаполитовая зона сменяется на гроссуляровую, а затем на волластонитовую, волластонит-альбит-диопсидовую и кварцевую.

В рудных месторождениях контактово-метасоматического генезиса мицзонит описан из Лянгарского м-ния шеелита, хр. Моголтау, Таджикистан [11, 78], где он встречен в интрузивных породах, пироксен-скаполитовых роговиках и образует зональные скаполитовые, скаполит-гранатовые (с шеелитом) и скаполит-пироксеновые скарны.

Мицзонит наблюдался в высокотемпературных пироксен-скаполитовых жилах среди габбро-диоритов верхнекембрийского—ордовикского возраста, в зоне кембрийской вулканогенно-осадочной толщи в Хабалыкском железорудном м-нии Казырской группы (Вост. Саян) [79].

Мицзонит Me_{52-60} встречается в скаполит-дашкесанитовом скарне Акатуевско-го полиметаллического м-ния (Вост. Забайкалье) [15].

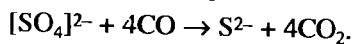
Во флогопитовых и лазуритовых месторождениях мицзонит является одним из наиболее распространенных минералов. В Слюдянском районе он встречается в регионально-метаморфизованных комплексах, осложненных контакто-вым и пневматолитовым воздействием щелочной или гранитной магмы [29, 38, 80, 81]. В кристаллических известняках он ассоциирует с диопсидом, флогопитом, реже форстеритом, тремолитом и шпинелью, а в кристаллических сланцах основного состава (часто известковистых) и гнейсах развиваются пироксен-амфибол-скаполитовые и пироксен-скаполитовые породы.

В алданском комплексе также известны флогопитовых месторождения с мицзонитом, примером которых могут служить Эмельджакское и Куранахское [82].

Жилы и гнезда голубого глауколита в кристаллических, иногда форстерит-доломитовых известняках [57, 73], рассматриваемые как пегматиты [81] или кварц-полевошпатовые сфероидальные будины [73], наблюдались в районе Слюдянки (Прибайкалье), оз. Джиб и на о-ве Кальюмет (пров. Квебек, Канада). Они окаймлены роговой обманкой или зоной паргасит-альбитового прорастания (первые см), вслед за которой развивается флогопитовая зона, примыкающая к известняку. Полагают, что условия образования подобных проявлений глауколита и флогопита отвечают верхам амфиболитовой фации метаморфизма [73].

Мицзонит является обычным минералом лазуритовых месторождений [27, 83–85]. Изотопный состав серы из лазуритовых месторождений Памира и Прибайкалья свидетельствует об ее биогенном источнике, что позволяет связывать образование подобных месторождений с контактовым метаморфизмом эвапоритовых горизонтов (первичные морские гипсовые и соленосные осадки) в пределах докембрийских доломитовых известняков. Первичная сера содержалась в сульфатах, присутствующих в карбонатных породах; остальные ее формы образованы в результате восстановления сульфатной серы [84].

Лазуритовые месторождения Баффиновой Земли (Канада), в которых лазурит обычно ассоциирует с кальцитом и диопсидом в сочетании с нефелином и флогопитом, содержат и другую ассоциацию – мицзонита с олигоклазом, амфиболом и титанитом [27]. На основании петрологических и геохимических данных установлено, что образование данных месторождений связано с региональным метаморфизмом эвапоритовых горизонтов морского происхождения (сульфат-галит-глинистых сланцев). Лазуритовые месторождения окружены гранулитам и мигматит-гранито-гнейсовыми комплексами. При диагенезе и низкоступенчатом метаморфизме глины выполняли роль фильтров, улавливающих натрий, серу и хлор, высвобождавшихся при реакции между глинами, карбонатами, сульфатами и мигрирующими флюидами. Сера при диагенезе и низкоступенчатом метаморфизме осаждалась в виде сульфата, но из-за высокого содержания графита в мраморах происходила окислительно-восстановительная реакция с участием анаэробных бактерий по следующей схеме:



В результате исследований магнезиальных скарнов Скалевихалеена на вост. побережье зал. Лютцов-Хольм, Вост. Антарктида [30], установлено наличие в скарнах мицзонита Me_{62} в ассоциации с диопсидом и флогопитом. Район Земли

крыты “рубашкой” кальцита. Миццонит содержит обильные вроски магнетита, гематита, апатита, титанита, пирита. В рудной зоне скарна кристаллы магнетита иногда корродируют и цементируют зерна миццонита.

Тонким серицитовым агрегатом с реликтами первичных кристаллов замещен миццонит Me_{70} в зональном скарне о-ва Кальюмет (пров. Квебек, Канада) [73].

Миццонит, образованный в результате регионального метаморфизма известково-силикатных пород в Южн. Австралии, замещен по контакту с зернами пироксена гроссуляром с высоким содержанием алмандинового компонента [58].

Периферические участки кристаллов миццонита в ксенолитах среди оливиновых нефелинитов в пров. Мак-Брайд, Сев. Квинсленд, Австралия, имеют нечеткие границы и состоят из хорошо ограниченных кристаллов плагиоклаза (An_{78-63}) и карбоната, вокруг миццонита образуются коронарные структуры из граната [36].

В карбонатных ксенолитах в гранитах Среднего Приазовья миццонит замещен шабазитом [69].

Искусств. Миццонит синтезирован Милхольном [87] из кальцитсодержащего нефелинового сиенита, взятого в качестве шихты, в присутствии богатой CO_2 фазы водяного пара при 3 и 6 кбар и 900° . При 6 кбар образовавшийся миццонит имел состав $NaCa_3[Al_5Si_7O_{24}](CO_3)$. Кроме миццонита (7%), в опыте установлены клинопироксен, амфибол, кальцит и более 50% расплава.

Практ. знач. Бесцветные и окрашенные прозрачные миццониты, а также кристаллы с астеризмом и эффектом “кошачьего глаза” являются прекрасным ювелирным сырьем для огранки и производства кабошонов. Пегматиты с миццонитом являются керамическим сырьем, однако в то же время они представляют собой редкие минералогические объекты, которые необходимо сохранить как уникальные и невозполнимые памятники природы [2].

Образование контактово-метасоматических пород с миццонитом может служить поисковым признаком для выявления железорудных, шеелитовых, полиметаллических месторождений.

Отл. От кварца отличается оптическим знаком (-), наличием спайности и высоким двупреломлением. От полевых шпатов – одноосностью, прямым погасанием, высоким двупреломлением, отсутствием двойникования.

**Межплоскостные расстояния миццонита из Хадерсфилда, пров. Квебек, Канада
(обр. Q85 [43]) [88]***

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> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
200	13	5,961	521	15	2,148	613	15	1,557
310	31	3,797	303	23	2,130	651	8	1,511
301	15	3,532	530	8	2,070	801	4	1,476
112	100	3,434	600	16	2,008	811	10	1,464
321	80	3,051	522	16	1,919	732; 215	3	1,453
400	44	3,013	620	28	1,908	652	10	1,425
330	6	2,831	540	15	1,883	225	4	1,413
411	15	2,723	423	5	1,829	305	4	1,407
312	66	2,675	532	6	1,815	751	7	1,376
510	5	2,365	612; 304	6	1,751	325	20	1,368
501	15	2,299	710	12	1,708	405	4	1,244
213	4	2,270	632	5	1,621	415	4	1,336
422	5	2,194	533	3	1,596	832	6	1,319

* Параметры решетки: $a = 12,142$, $c = 7,756$ Å, $V = 1118,98$ Å³.

Литература

1. *Cassedanne J.* // Rev. Gemmol. AFG. 1985. N 82. P. 21–25.
2. *Сафронова Г.А.* // Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск, 1978.
3. *Ulbrich H.H.* // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 1/2. P. 81–92.
4. *Graziani G., Lucchesi S.* // Ibid. 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1229–1241.
5. *Comodi P., Mellini M., Zanazzi P.* // Europ. J. Miner. 1990. Vol. 2, N 2. P. 195–202.
6. *Papike J.J., Stephenson N.C.* // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 7/8. P. 1014–1028.
7. *Lin S.B., Burley B.J.* // Acta crystallogr. B. 1975. Vol. 31, pt 7. P. 1806–1814.
8. *Sheiff B.L., Sokolova E.V., Kabalov Yu.K.* et al. // Canad. Miner. 1998. Vol. 36, pt 5. P. 1267–1283.
9. *Соколова Е.В., Кабалов Ю.К., Урусов В.С.* // Проблемы кристаллологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 196–227.
10. *Stewart G.W.* // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 8. P. 509–511.
11. *Абдулаев Х.М.* Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1947. 399 с.
12. *Zamboni F.* // Atti Rend. Acad. sci. fis. mat. 1935. P. 427–435.
13. *Сердюченко Д.П.* // Вопросы геологии-Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 742–756.
14. *Сердюченко Д.П., Каденская М.И.* // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 382–393.
15. *Новоселова Л.Н.* // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90, вып. 2. С. 225–230.
16. *Акрамов М.Б., Дусматов В.Д., Кабанова Л.К.* // Докл. АН ТаджССР. 1971. Т. 14, № 6. С. 43–46.
17. *Дмитриев Э.А., Дусматов В.Д., Дроздов В.М., Верхотуров В.Е.* // Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987. С. 32–34.
18. *Рафиқова Ф.З.* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1966. № 1. С. 74–77.
19. *Dunn P.I., Nelen J.E., Norberg J.* // J. Gemmol. 1978. Vol. 16, N 1.
20. *Graziani G., Gübelin E.* // Ibid. 1981. Vol. 17, N 6.
21. *Schmetzer K., Bank H.* // Gems and Gemmology. 1983. Vol. 19, N 2. P. 108–110.
22. *Беличенко В.П., Новожилов А.И., Платонов А.Н.* и др. // Минерал. сб. Львов. 1968. № 22, вып. 3. С. 228–234.
23. *Burgner R.P., Scheetz B.E., White W.B.* // Phys. and Chem. Miner. 1978. Vol. 2. P. 317–324.
24. *Komada N., Moehler D.P., Westrum Jr et al.* // Chem. Thermodyn. 1996. Vol. 28. P. 941–973.
25. *Shaw D.M.* // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 2. P. 218–260.
26. *Kwak T.A.P.* // Geol. Mag. 1977. Vol. 114, N 5. P. 343–354.
27. *Hogarth D.D., Griffin W.L.* // Lithos. 1978. Vol. 11, N 1. P. 37–60.
28. *Gooding I.L., Muenow D.W.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 6. P. 1049–1059.
29. *Левицкий В.И., Петрова З.И., Иванов В.Г., Лаврентьев Ю.Г.* // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 7. С. 46–55.
30. *Matsueda H., Motoyoshi Y., Matsumoto Y.* // Mem. Nat. Inst. Polar Res. 1983. Spec. N 28. P. 166–182.
31. *Розен О.М., Сидоренко С.А., Кузнецова Н.Н.* // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 2. С. 441–444.
32. *Blattner P., Black P.M.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 4. P. 339–348.
33. *Goff F.E., Arney B.H., Eddy A.C.* // Earth and Planct. Sci. Lett. 1982. Vol. 60, N 1. P. 86–92.
34. *Oterdoom W.J., Wenk H.P.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 83, N 3/4. P. 330–341.
35. *Sharma R.S.* // Lithos. 1981. Vol. 14, N 2. P. 165–172.
36. *Stolz A.J.* // Miner. Mag. 1987. Vol. 51, N 363, pt 5. P. 719–732.
37. *Wilkinson I.F.G.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 46, N 4. P. 275–299.
38. *Резицкий Л.З., Сизых Ю.И., Лахно Т.А.* // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1977. С. 31–43.
39. *Borvin P., Camus G.* // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 4. P. 365–375.
40. *Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.* et al. // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1984. H. 5. S. 228–240.
41. *Knoring O., Kennedy W.Q.* // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 241. P. 846–859.
42. *Lovering J.F., Widdowson I.R.* // Lithos. 1968. Vol. 1, N 3. P. 264–267.
43. *Haughton D.R.* // Canad. Miner. 1971. Vol. 10, N 5. P. 854–876.

44. Олейников Б.В. // Изв. Том. политехн. ин-та. 1964. Т. 127, вып. 1. С. 90–97.
45. Barberi F., Bisourd H. et al. // Bull. volcanol. 1981. Vol. 44, N 44(3). P. 295.
46. Mittwede S.K. // Canad. Miner. 1994. Vol. 32, pt 3. P. 617–622.
47. Verhoogen J. // Comite Special du Katanga. Annales du service des Mines. Bruxelles, 1938. Т. IX.
48. Lovering J.F., White A.J.R. // J. Petrol. 1964. Vol. 6, N 2. P. 195–218.
49. Lovering J.F., White A.J.R. // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 21, N 3. P. 9–52.
50. Iving A.F. // J. Petrol. 1974. Vol. 15, N 1. P. 1–40.
51. Edwards A.C., Lovering J.F., Ferguson F. // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 2. P. 185–192.
52. Devaraju T.C., Coolen J.J. // J. Geol. India. 1983. Vol. 24, N 8. P. 404–411.
53. Савельева В.В., Сизых Ю.И., Медведева Т.И., Хартова Н.В. // Минералогия метаморфических и магматических комплексов Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1993. С. 87–103.
54. Parras K. // Geol. Rundschau. 1941. Bd. 32. S. 484.
55. Шуркин К.А. Северо-восточное Приладожье. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 85 с.
56. Yoshikuni Hiroi // J. Jap. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1990. Vol. 85, N 5. P. 208–222.
57. Коржинский Д.С. // Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр. 1945. Вып. 61, № 21. С. 1–109.
58. White A.J.R. // Geol. Mag. 1959. Vol. 96, N 4. P. 285–306.
59. Hietanen A. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1967. Vol. 86. P. 1–56.
60. Ramsay C.R., Davidson L.R. // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1. P. 41–51.
61. Минералы Украины: Краткий справочник. Киев: Наук. думка, 1990.
62. Полюховский Ю.С., Петров В.П., Волощина З.М., Ряженова С.А. // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты, 1987. С. 47–52.
63. Suarez O., Arias E. // Leidse geol. meded. 1981. Bd. 52, N 1. S. 101–107.
64. Маркушев А.А. // Геология руд. месторождений. 1964. Т. 5, № 2. С. 52–69.
65. Кицул В.И. Петрология карбонатных пород Ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 155 с.
66. Афанасьев М.С. // Минералы Ильменского заповедника. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1949. С. 194–197.
67. Laitakari A. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1916. N 46. P. 1–39.
68. Hutchison A.G. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1932–33. Vol. 57, pt 2. P. 557–593.
69. Марченко Е.Я. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1961. № 5. С. 665–667.
70. Shay K. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 9/10. P. 785–797.
71. Shaw D.M., Moxham R.L., Filkby R.H., Lapkowsky W.W. // Canad. Miner. 1963. Vol. 7, pt 3. P. 420–442.
72. Shaw D.M., Moxham R.L., Filby R.H., Lapkowsky W.W. // Ibid. 1963. Vol. 7, pt 4. P. 578–616.
73. Shaw D.M., Schwarz H.P., Sheppard S.M.F. // Canad. J. Earth. Sci. 1965. Vol. 2, N 6. P. 577–595.
74. Ravier J. // Mem. Soc. geol. France. 1959. Vol. 38, N 86, fasc. 2/3.
75. Weiss J. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1947. Vol. 58. P. 821–832.
76. Kerrick D.M., Crawford K.E., Randazzo A.F. // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 2. P. 303–324.
77. Баженов А.И. // Изв. Том. политехн. ин-та. 1964. Т. 127, вып. 1. С. 3–14.
78. Смольянинов И.А., Баскин Б.А., Мясников В.С. и др. // Материалы Тадж. комплекс. экспедиции. Л., 1935. Вып. 11.
79. Дымкин А.М., Малуров М.П., Федосеева М.М. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 364. С. 100–113.
80. Смирнов С.С. // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Ч. 55, вып. 2. С. 354–361.
81. Калинин П.В. // Тр. ВИМС. 1939. Вып. 150. С. 1–350.
82. Шмакин Б.М. // Тр. МГРИ. 1957. Т. 31. С. 130–133.
83. Хорева Б.Я. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1955. Вып. 4. С. 154–176.
84. Виноградов В.И., Лицарев М.А. // Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972. С. 267–282.
85. Иванов В.Г., Сапожников А.И. Лазуриды СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 172 с. (см. с. 13, 18–20, 26, 29, 45).
86. Перцев И.И., Шекита Т.И. // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 82–101.
87. Millhollen G.L. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 5/6. P. 618–620.
88. Birley B.L., Freeman E.V., Shaw D.M. // Canad. Miner. 1961. Vol. 6, pt 5. P. 670–679.

Мейонит Meionite

Крайний кальциевый член скаполитового ряда

Мейонит получил свое название от греч. μειων – меньше, за менее острые пирамидальные формы минерала по сравнению с везувианом, с которым ассоциирует в вулканитах Везувия.

К мейониту отнесены разновидности скаполитов в интервале составов Me_{75} – Me_{100} .

Синон. Майонит – mionite; эрсбаит – ersbyite, гиацинт – hyacinth; тетраклазит – tetraklasite; безводный сколецит – anhydrous scolecite, кальк-лабрадор – kalklabrador, сколексероз – scolexerose (Clark, 1993).

Характ. выдел. Кристаллы длиннопризматические до игольчатых, реже короткостолбчатые со следами растворения на гранях, иногда полые, скелетные, размером от долей мм до 50 см, наиболее обычны размеры от 0,5 до 3–10 см. Образуют сростки.

Структ. и морф. крист. Тетр. с. $C_{4h}^5 - I4/m$ или $C_{4h}^4 - P4_2/n$. $Z = 2$.

Параметры элементарной ячейки для мейонитов:

Состав (Me, %)	a_0	c_0	a/c	V	N хим. аи.	Ссылка
77	12,158	7,573	0,623	1119	6	[1]
80	12,170	7,577	0,622	1122	14	[2]
85	12,192	7,574	0,621	1126	19	[3]
87	12,185	7,578	0,622	1125	20	[4]
91	12,200	7,578	0,619	1128	22	[5]
93	12,194	7,557	0,620	1124	23	[5]
96	12,191	7,574	0,621	1126	24	[6]
100	12,12	7,581	0,626	1130		[6]

При нагревании мейонита из Монте-Соммы, Везувий (хим. ан. 20), до 800° происходит линейное увеличение параметра a и объема элементарной ячейки (порошковые дифрактограммы), тогда как параметр c остается неизменным [4].

При охлаждении образца величины параметров элементарной ячейки мейонита возвращаются к исходным значениям. При нагревании свыше 800° происходит необратимое разрушение мейонита.

Структура мейонита определена и уточнена в ряде исследований [1,2–10] (см. фиг. 72).

Структура бесцветного прозрачного мейонита (Me_{93}) из Монте-Соммы, Везувий (оригинал хим. ан. 23), подобна таковой маршалита, но имеет значительные отличия в атомных координатах и заселенности позиций Al [7].

Алюминий в мейоните локализован во всех трех тетраэдрических положениях, так как в богатых CaCO_3 скаполитах обычно более высокое отношение Al/Si, отчего среднее значение Al-заселенности T(2)- и T(3)-позиций больше 50%, что неизбежно приводит к образованию неустойчивых Al–O–Al-связей. Частичная занятость Al T(1)-позиции способствует ограничению Al-занятости в T(2)- и T(3)-позициях [7].

Занятость алюминием тетраэдрических положений [7]:

Тетраэдрическое кольцо	Тетраэдрическое положение	Среднее T–O- расстояние (Å)	Al-занятость (%)
В пр. гр. $I4/m$			
Тип 1	T(1)	1,639	21
Тип 2	T(2)	1,687	55

	В пр. гр. $P4_2/n$	
Тип 1	T(1)	1,639
Тип 2	T(2)	1,687
		21
		55

Более вероятна пр. гр. $P4_2/n$ [7]. Структура мейонита может быть выведена из структуры мариалита вращением тетраэдрических колец типа 1 против часовой стрелки, в то время как кольца типа 2 вращаются по часовой стрелке. Таким образом, овальная форма полостей, занятых катионами, относительно увеличивает свой длинный диаметр и уменьшает короткий.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структуре мейонита (Me_{93} , пр. гр. $P4_2/n$) из Монте-Соммы, Везувий, Италия [7]:

В тетраэдре T(1)		В тетраэдре T(2)		В тетраэдре T(3)	
T(1)–O(1)	1,634	T(2)–O(2)	1,670	T(3)–O(3)	1,679
T(1)–O(5)	1,674	T(2)–O(4)	1,681	T(3)–O(4)	1,680
T(1)–O(1')	1,628	T(2)–O(3')	1,681	T(3)–O(6)	1,682
T(1)–O(6')	1,674	T(2)–O(5')	1,690	T(3)–O(2')	1,673
Среднее	1,653	Среднее	1,681	Среднее	1,679
O(1)–O(5)	2,697	O(2)–O(4)	2,796	O(3)–O(4)	2,824
O(1)–O(1')	2,721	O(2)–O(3')	2,699	O(3)–O(6)	2,640
O(1)–O(6')	2,709	O(2)–O(5')	2,642	O(3)–O(2')	2,699
O(1')–O(5)	2,707	O(4)–O(5')	2,663	O(4)–O(6)	2,819
O(1)–O(6')	2,709	O(4)–O(3')	2,825	O(4)–O(2')	2,698
O(5)–O(6')	2,635	O(3)–O(5')	2,822	O(6)–O(2')	2,652
Среднее	2,696(9)	Среднее	2,741(9)	Среднее	2,722

Углы O–T–O

O(1)–T(1)–O(5)	109,22	O(2)–T(2)–O(4)	113,06	O(3)–T(3)–O(4)	114,44
O(1)–T(1)–O(1')	113,09	O(2)–T(2)–O(3')	107,32	O(3)–T(3)–O(6)	103,54
O(1)–T(1)–O(6')	109,98	O(2)–T(2)–O(5')	103,66	O(3)–T(3)–O(2')	112,93
O(5)–T(1)–O(1')	110,12	O(4)–T(2)–O(3')	114,36	O(4)–T(3)–O(6)	113,98
O(5)–T(1)–O(6')	103,79	O(4)–T(2)–O(5')	104,33	O(4)–T(3)–O(2')	107,16
O(1)–T(1)–O(6')	110,23	O(3)–T(2)–O(5')	113,70	O(6)–T(3)–O(2')	104,44

Углы T–O–T

T(1)–O(1)–T(1')	156,91	T(2)–O(4)–T(3)	145,05
T(2)–O(2)–T(3')	138,85	T(1)–O(5)–T(2')	135,56
T(3)–O(3)–T(2')	145,23	T(3)–O(6)–T(1')	136,19

Расстояния в полости каркаса

(Ca,Na,K)–O(2')	3,353	(Ca,Na,K)–O(6'')	2,893
(Ca,Na,K)–O(3')	2,493	(Ca,Na,K)–O(7')	2,402
(Ca,Na,K)–O(4')	2,490	O(1)–O(1')	8,480
(Ca,Na,K)–O(5)	2,870	O(5)–O(6')	8,223
(Ca,Na,K)–O(5')	2,679	O(2)–O(2')	8,234
(Ca,Na,K)–O(6')	2,655	C–O(7)	1,236

Мейонит Me_{75-100} виртуально свободен от Cl^- , содержит преимущественно CO_3^{2-} и небольшое количество SO_4^{2-} и должен быть объемно-центрированным. Однако реальные составы мейонита содержат незначительные количества Cl^- и S, что нарушает объемно-центрированную симметрию [7]. CO_3 -группы расположены беспорядочно на плоскости (001) и могут незначительно отклоняться от нее.

Структура богатого S мегакристалла мейонита (Me_{77}) из базальтового шлака Шукке Женесто, Франция (оригинал хим. ан. 6), уточнена в пр. гр. $I4/m$, выявлено точное положение аниона SO_4^{2-} [1].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структуре мейонита (Me_{77}) из Шукке Женесто, Франция [1]:

Ca–O	2,07–2,887	O–T(1)–O	104,33–113,01
S–O	1,472	O–T(2)–O	104,28–112,51
T(1)–O	1,620–1,667	O–Ca–O	59,89–79,38
T(2)–O	1,672–1,680	O–Ca–O	58,39–97,19
C–O	1,25	O–C–O	117–125
		O–S–O	107,4–113,7

Координация S изучена методом электронной микроскопии на основании изменения длин волн [8]. Установлено, что высокосернистые мейониты из брекчий трубки Делегат, Австралия, содержат ионы SO_4^{2-} (ADP-кристалл-спектрометр) [11, 12].

На основании близости пиков $S_{K\alpha}$ рентгеновской порошковой дифрактограммы таковым других сульфатсодержащих минералов сделано заключение, что вся S в мейоните (Me_{77} , хим. ан. 6) присутствует как SO_4^{2-} [1].

Тетраэдрические SO_4^{2-} -группы занимают две эквивалентные ориентации, что обусловлено симметрией. Равная занятость двух ориентаций приводит к пр. гр. $I4/m$, неравная занятость – к более низкому классу – пр. гр. $P4_2/n$. При приближении к крайнему Ca-члену кристаллические решетки и анионные полости становятся все более идентичными, что способствует равенству двух положений занятости для двух ориентаций SO_4^{2-} -ионов.

С увеличением температуры позиция (Ca,Na) удаляется от центра анионной полости, которая приобретает форму сплющенного эллипсоида, так как размеры x и y увеличиваются, а расстояние по оси z остается постоянным, и становится лучше приспособленной для заселенности CO_3 -группами.

При возрастании давления на кристаллический каркас мейонита форма анионной полости приближается к сферической, что более соответствует расселению в ней SO_4^{2-} -ионов [1].

Структура синтетического мейонита (Me_{83}) определена с помощью монокристалльного дифрактометра [9] в пр. гр. $I4/m$. Основу структуры составляет трехмерный тетраэдрический каркас, характеризующийся частично упорядоченным распределением катионов Si и Al с преимущественной локализацией Al в позиции T(2). Межатомные расстояния (Å): T(1)–O = 1,622–1,667; T(2)–O = 1,669–1,688.

В пустотах каркаса расположены атомы Ca в окружении из 11 атомов O (Ca–O = 2,15–3,05 Å) и треугольные группы CO_3 (C–O = 1,25 Å).

Атомы Ca образуют квадраты относительно оси 4. Искажение этих квадратов и упорядочение групп CO_3 может привести к понижению пр. гр. до $P4_2/n$, характерной для промежуточных скаполитов.

Проведено уточнение структуры природных мейонитов методом Ритвельда по порошковым рентгеновским данным, а также структуры синтетического мейонита [6].

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структурах мейонита (пр. гр. $I4/m$) [6]:

	Me_{79} (хим. ан. 13)	Me_{96} (хим. ан. 24)	Me_{100} (синтетич.)
T(1)–O(1)	1,607(8)	1,622(8)	1,63(2)
T(1)–O(1')	1,605(8)	1,608(8)	1,61(2)
T(1)–O(4) × 2	1,673(6)	1,689(6)	1,70(1)
Среднее	1,640	1,652	1,66
Углы O–T–O			
O(1)–T(1)–O(1')	112,9(4)	112,9(4)	111,3(7)
O(1)–T(1)–O(4) × 2	109,2(3)	109,7(3)	111,6(5)
O(1)–T(1)–O(4') × 2	110,8(3)	109,1(3)	110,6(5)
O(4)–T(1)–O(4')	103,6(3)	106,1(3)	100,6(5)
Среднее	109,4	109,4	109,4
T(2)–O(2)	1,672(3)	1,668(3)	1,685(5)
T(2)–O(3)	1,636(7)	1,636(5)	1,692(9)
T(2)–O(3')	1,662(6)	1,674(5)	1,656(9)
T(2)–O(4)	1,713(6)	1,687(5)	1,673(9)
Среднее	1,671	1,666	1,677
Углы O–T–O			
O(2)–T(2)–O(3)	107,5(3)	106,4(3)	107,4(5)
O(2)–T(2)–O(3')	113,2(3)	112,2(3)	113,8(5)
O(2)–T(2)–O(4)	104,0(3)	104,6(3)	103,9(5)
O(3)–T(2)–O(3')	112,6(3)	112,6(3)	113,6(4)
O(3)–T(2)–O(4)	112,8(3)	113,8(3)	115,5(4)
O(3)–T(2)–O(4')	106,4(3)	107,1(3)	102,4(4)
Среднее	109,4	109,5	109,4
Углы T–O–T			
T(1)–O(1)–T(1')	157,1(4)	157,1(5)	158,7(8)
T(2)–O(2)–T(2')	140,0(2)	142,2(3)	138,0(4)
T(2)–O(3)–T(2')	147,8(3)	147,3(3)	145,6(5)
T(1)–O(4)–T(2)	136,0(3)	136,3(5)	136,1(5)
Среднее	145,2	145,7	144,6
В полостях каркаса			
M–O(2)	2,366(8)	2,422(6)	2,34(1)
M–O(3) × 2	2,576(6)	2,550(5)	2,506(9)
M–O(4) × 2	2,880(6)	2,864(5)	2,909(8)
M–O(4') × 2	2,715(6)	2,736(5)	2,617(9)
Среднее	2,670	2,675	2,629
M–A	2,750(4)	3,018(4)	3,302
M–O(7)	2,566	2,596	2,251
M–O(8)	2,543	2,572	2,272
M–O(9)	3,134	3,166	3,093
M–O(10)	2,484	–	–

Переход от пр. гр. $I4/m$ к пр. гр. $P4_2/n$ до сих пор не находит достаточного объяснения. Смену пр. гр. связывают с процессом Si–Al-упорядочения в Т-позициях каркаса и выделяют две подсерии в области составов (форм. ед.): $9,00 > Si > 8,34$ и $7,09 > Si > 6,00$ в пр. гр. $I4/m$ и $8,17 > Si > 7,47$ в пр. гр. $P4_2/n$ [2, 6 10].

Тетрагонально-дипирамидальный вид симметрии L_4CP .

По данным Кокшарова, характерны следующие формы: $a\{100\}$, $m\{110\}$, $h\{210\}$, $r\{111\}$, $p\{001\}$, $e\{101\}$, $w\{331\}$, $z\{311\}$. Наиболее обычны и хорошо развиты $\{100\}$, $\{110\}$, $\{111\}$ и $\{101\}$. Реже встречаются $\{001\}$, $\{331\}$, $\{210\}$, $\{311\}$. Очень редки двойники по $\{110\}$.

$$(111) \wedge (\bar{1}\bar{1}1) = 43^\circ 48'$$

$$(1241) \wedge (010) = 72^\circ 12'$$

$$(1241) \wedge (100) = 20^\circ 40'$$

$$(1241) \wedge (110) = 28^\circ 30'$$

Мейонит из Монте-Соммы, Везувий (фиг. 77), имеет преобладающие формы $\{100\}$, $\{111\}$, $\{110\}$, а также $s\{001\}$, $h\{210\}$, $e\{101\}$, $w\{331\}$, $z\{311\}$, $y\{1241\}$. Кристалл мейонита из района Лаахерского оз., Эйфель, Германия, приведен на фиг. 78.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. хорошая по (100) и иногда ясная по (110). Изл. неровный, раковистый. Хрупкий. Тв. 5,5. Уд. в. 2,71–2,74, 2,77 [13]. Преобладают бесцветные, реже серые, светло-серые, светло-розовые, слабо-желтоватые, в мучнистых “рубашках” на выветрелых поверхностях. Прозрачный, водяно-прозрачный. Бл. стеклянный до алмазного, иногда слегка жирный.

Радиационная окраска бесцветного мейонита из Слюдянки (Южн. Прибайкалье, хим. ан. 9) изучена с помощью спектрофотометра СФ-4А [14]. При облучении бесцветный мейонит окрашивается в голубовато-фиолетовые цвета (фиг. 79). Кривая облучения аналогична по своей конфигурации и спектральному расположению (максимум 570 нм) кривым поглощения естественно окрашенных миццонитов (см. фиг. 75).

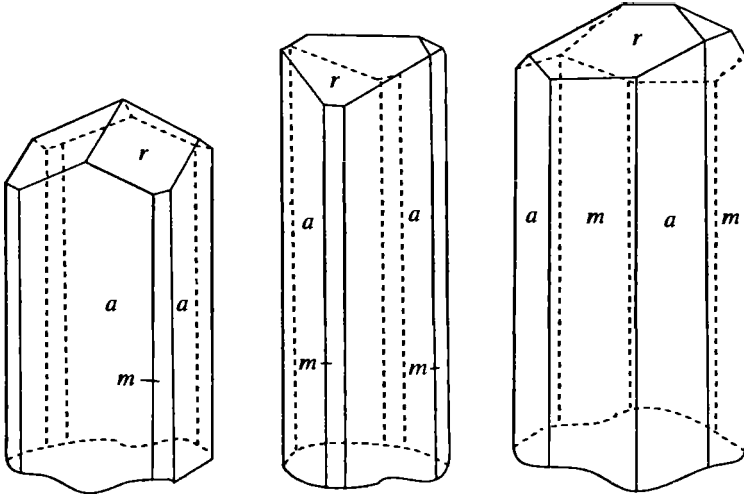
При нагревании до 450° наблюдается интенсивная термолюминесценция с двумя отчетливыми максимумами при 270 и 360° (см. фиг. 76). Природа центров окраски мейонита изучена методом ЭПР на радиоспектрометре при комнатной температуре (290 К) и температуре жидкого азота (77 К).

Установлены четыре типа парамагнитных центров окраски мейонита, связанных с возбуждением молекул SO_3 , SO_2 и CO_2 , расположенных в крупных полостях каркаса. В нормальном положении они не парамагнитны и потому не вызывают окраски минерала. Естественное и искусственное облучение мейонита приводит к образованию радиационных центров синей и лиловой окраски по схемам:

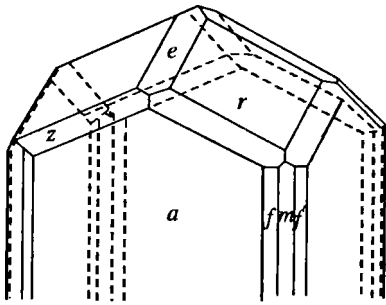


Реакции (1), (2) и (4) идут с захватом электрона, реакция (3) – с захватом дырки. Дырочный центр окраски обладает высокой устойчивостью, его интенсивность обусловлена наличием центров захвата электронов по схеме $SO_2 + Na^+ \rightarrow SO_2^- + Na^0$. Подобная дырочная схема образования вероятна также для SO_3 -центра: $(SO_3)^2 + Na^+ \rightarrow (SO_3)^- + Na^0$. Наличие радикала $(SO_3)^{2-}$ в богатых серой скаполитах было доказано методом ИКС [15].

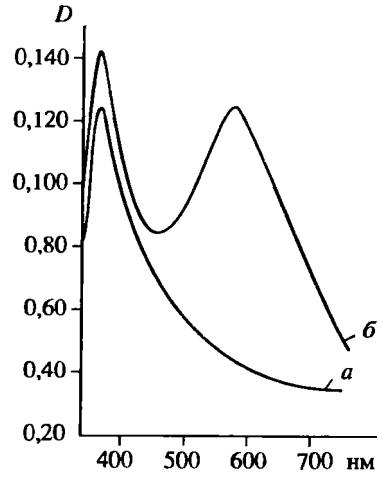
В мейоните из Слюдянки установлена высокая концентрация CO_2 -центров. В связи с тем, что при облучении он приобрел голубовато-фиолетовую окраску, а в синем главколите из Слюдянки отсутствует парамагнитный центр, связан-



Фиг. 77. Кристаллы мейонита из Монте-Соммы, Везувий (по Замбонини [42])



Фиг. 78



Фиг. 79

Фиг. 78. Кристалл мейонита из района Лаахерского оз., Эйфель, Германия (по Рату, 1863)

Фиг. 79. Кривые поглощения в видимой области спектра мейонита из Слюдянки, Южн. Прибайкалье (по Беличенко и др. [14])

a – естественно окрашенные; *b* – облученные γ - и рентгеновскими лучами (условия – как на фиг. 75)

ный с CO_2 -группой, сделано предположение, что центры CO_2^- ответственны за лиловую окраску [14].

Стандартные термодинамические данные для мейонита были вычислены из фазовых равновесий [16]: свободная энергия Гиббса образования из элементов, вычисленная с использованием энтропии для элементов, $\Delta G_f^0_{298,15} = -13105,9$ кДж/моль; энтальпия образования из элементов $\Delta H_f^0_{298,15} = -13849,7$ кДж/моль; энтропия $S_{298,15}^0 = 730,0$ Дж/моль · К; молярный объем $V_{298,15}^0 = 34,036$ Дж/бар · моль.

Проведен термодинамический анализ твердофазной реакции 3 анортит + кальцит = мейонит [3]. С использованием экспериментальных данных получены

следующие данные для мейонита из Монте-Соммы, Везувий: теплоемкость $C_p^0_{298,15} = 899,2 + 207,6 \cdot 10^{-3}T + 219,7 \cdot 10^5/T^2$ Дж/моль К; молярный объем $V^0_{298,15} = 340,36$ Дж/бар · моль; энергия Гиббса $\Delta G_f^0_{298,15} = -13037,2$ кДж/моль; энтропия (не учитывающая беспорядок в распределении Al/Si и CO₃-групп) $S^0_{298,15} = 713,96$ Дж/моль · К.

По уточненным данным [17], стандартные термодинамические свойства, рассчитанные из экспериментальных данных по фазовым равновесиям для синтетического мейонита: энтальпия образования из элементов $\Delta H_f^0_{298,15} = -13825,85 \pm 0,59$ кДж/моль; энтропия $S^0_{298,15} = 761,0$ Дж/моль · К; молярный объем $V^0_{298,15} = 33,985 \pm 0,005$ Дж/бар · моль.

Для мейонита состава $Me_{88} (Na_{0,34}K_{0,13}Ca_{1,48}Fe_{0,01})(Si_{6,47}Al_{5,53})O_{24,01}Cl_{0,06} \times (CO_3)_{0,91}(SO_4)_{0,02}$ из Монте-Соммы, Везувий (Италия), методом растворения в калориметре типа "Калве" при стандартных условиях получены следующие данные [13]: энтальпия образования $\Delta H_f^0_{298,15} = -13711,5 + 8,3$ кДж/моль; молярная теплоемкость $C_p^0_{298,15} = 702,9$ Дж/моль К; энтропия $S^0_{298,15} = 699,8$ Дж/моль К. Рассчитанная для Me_{100} энтальпия образования $\Delta H_f^0_{298,15} = -13835,3 \pm 13,3$ кДж/моль и энтропия $S^0_{298,15} = 697,9$ Дж/моль · К.

Микр. В прох. св. бесцветный. Плеохроизм отсутствует. Одноосный, оптически (-). Удлинение (-), иногда облачное и мозаичное погасание. В мейонитах Me_{84-96} из гранулитов группы Рауэр, Вост. Антарктика, отмечена зональность [18]. $n_o = 1,582-1,599$, $n_e = 1,548-1,570$; $n_o - n_e = 0,027-0,038$.

Для мейонитов из Монте-Соммы, Везувий, $n_o = 1,599$, $n_e = 1,561$; $n_o - n_e = 0,038$ [19]; $n_o = 1,584-1,589$, $n_e = 1,548-1,557$; $n_o - n_e = 0,027-0,037$ (измерения автора раздела, образцы из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН). Для мейонитов из гранулитов Кольского п-ова: $n_o = 1,590-1,594$, $n_e = 1,569-1,570$. Мейонит из трахибазальтового шлака Шукке Женесто двuosный ($2V = 10^\circ$), оптически (-). $n_x = 1,597$, $n_p = 1,568$ [1].

Хим. В мейонитах Me_{75-100} вариации состава прежде всего связаны с парным замещением NaSi на CaAl, как в плагиоклазе. В Т-позициях каркаса оно приводит к изменению Si/Al отношения в сторону увеличения Al. В М-положениях в пустотах каркаса замещение идет по схеме $2M^+ = M^{2+}$ (обычно Na⁺ и K⁺ - на Ca²⁺). Замещение в А-анионных положениях в пустотах каркаса: $2A^- = A^{2-}$ (выражено преимущественной заменой Cl⁻ на CO₃²⁻ и S-содержащие анионы) [2, 5, 6].

Теор. состав Ca₄[Al₆Si₆O₂₄]CO₃: CaO - 24,00; Al₂O₃ - 32,73; SiO₂ - 38,57; CO₂ - 4,70.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	3,30	3,52	3,02	2,91	2,98	3,07	3,08	2,88	2,88
K ₂ O	0,18	0,25	0,32	0,09	0,12	0,11	0,03	0,15	0,32
MgO	He обн.	0,06	0,00	-	-	0,16	-	He обн.	0,36
CaO	17,98	20,37	18,32	18,54	18,09	17,93	18,60	18,72	19,46
MnO	< 0,03	0,08	-	-	-	-	-	< 0,03	0,01
FeO	Сл.	0,00	0,00	-	-	-	-	Сл.	-
Fe ₂ O ₃	He обн.	-	-	-	-	0,31	-	0,25	-
Al ₂ O ₃	27,90	17,92	28,37	28,18	27,18	27,20	29,00	28,20	29,37
SiO ₂	44,60	51,88	45,27	44,05	45,87	46,45	45,40	45,20	43,14
TiO ₂	Сл.	0,01	-	-	-	-	-	Сл.	-
H ₂ O ⁺	0,32	-	-	-	-	-	-	0,24	0,18

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H ₂ O ⁻	He обн.	–	–	–	–	–	–	He обн.	–
CO ₂	3,00	7,14	4,05	–	2,53	3,26	–	4,25	1,58
SO ₃	2,51	–	0,43	2,27	4,05	2,53	3,60	0,38	2,38
F	He обн.	–	–	–	–	–	–	He обн.	0,10
Cl	0,11	–	0,28	0,08	–	0,12	–	0,06	0,11
Сумма	100,11	101,23	100,06	96,14	100,82	101,42	99,71	100,39	99,89
–O = Cl, F	0,02	–	0,06	0,02	–	0,03	–	0,01	0,06
Сумма	100,09	–	100,00	96,12	–	101,39	–	100,38	99,83

Кoeffициенты формулы

Na	0,99	1,05	0,89	0,88	0,89	0,91	0,90	0,86	0,86
K	0,04	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05
Mg	–	0,02	–	–	–	0,04	–	–	0,08
Ca	2,99	3,42	2,99	3,08	3,00	2,97	3,01	3,07	3,17
Fe	–	–	–	–	–	0,04	–	0,03	–
Al	5,05	3,32	5,10	5,16	4,97	4,90	5,15	5,09	5,27
Si	6,92	8,14	6,90	6,84	7,10	7,10	6,85	6,92	6,56
H ⁺	0,26	–	–	–	–	–	–	0,20	0,21
C	0,49	1,00	0,84	0,72	0,54	0,67	–	0,74	0,38
S	0,22	–	0,05	0,26	0,46	0,29	0,41	0,04	0,32
F	–	–	–	–	–	–	–	–	0,05
Cl	0,02	–	0,07	0,02	–	0,04	–	0,02	0,03
Si/Al	1,37	2,45	1,35	1,32	1,43	1,45	1,33	1,36	1,24
Me, %	75	76	76	77	77	77	77	78	78
n _o	–	–	–	–	–	1,591	–	–	–
n _c	–	–	–	–	–	1,564	–	–	–
Уд.в.	–	–	–	–	–	2,73	–	–	–
a	–	–	–	–	–	12,158	–	–	–
c	–	–	–	–	–	7,573	–	–	–
V	–	–	–	–	–	1119	–	–	–
alc	–	–	–	–	–	0,623	–	–	–

1(авт. № П-832) – крупнокристаллический из флогозитовых жил Слюдянки. Южн. Прибайкалье, анал. Лахно. Дмитриева, в сумму входит SrO – 0,18 [20]; 2(№ 397) – из метакристаллических пород района Уотервилль–Вассальборо, юг Центр. Майна [21]; 3(№ Sci 650/51) – из извлекто-силикатного слоя регионально-метаморфизованных гранулитов Бокк Скероя, Валь Кодера, в пределах тоналита Бергелл, восток Центр. Альп, Швейцария [3]; 4(№ 13) – из Слюдянского флогозитового м-ния, рудник № 3, Южн. Прибайкалье, анал. Лаврентьев, в сумму входит BaO – 0,02 [22]; 5(№ 32-90) – из ксенолитов гранатовых гранулитов в оливиновых нефелинитах Мак-Брайда, пров. Квинсленд, Австралия [23]; 6(№ CG-2) – мегакристаллы в базальтовом плаке из Шукке Женесто, вблизи Пюи де Дом, Франция, анал. Хорски, в сумму входит SrO – 0,28 [1]; 7(№ AS-K-3) – из илагиоклаз-гранат-клинопироксеновых ксенолитов в щелочных вулканитах района Лаахерского оз., Эйфель, Германия [24]; 8(№ П 974) – из салит-сканолитового магнезиального скарна Слюдянки, Южн. Прибайкалье, анал. Лахно, Дмитриева, в сумму входит SrO – 0,03 [20]; 9(№ 78) – бесцветный, Слюдянка, Южн. Прибайкалье, анал. Романишина [14].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	2,84	2,50	2,66	2,57	2,53	2,20	2,29	2,26	2,02
K ₂ O	0,10	0,25	0,24	0,15	0,16	—	0,48	0,03	0,24
MgO	—	0,20	0,22	—	—	0,06	0,10	—	0,04
CaO	18,40	18,42	18,27	18,60	18,91	17,14	20,00	19,59	20,04
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
FeO	0,22*	0,30	0,32	—	—	—	—	—	0,09
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,08	—	Сл.	0,14	—	—
Al ₂ O ₃	27,33	27,69	27,75	28,73	27,43	28,02	28,76	29,13	28,87
SiO ₂	45,51	43,70	43,21	43,67	43,01	46,26	43,82	42,46	44,65
TiO ₂	—	< 0,06	< 0,10	Не обн.	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,26	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—
CO ₂	2,83 ^{2*}	1,43	1,86	0,31 ^{2*}	3,20 ^{2*}	1,88	2,06	—	—
SO ₃	3,47	5,50	5,58	2,77	2,32	0,60	2,17	1,67	—
F	—	—	< 0,20	—	0,27	—	—	—	—
Cl	—	0,03	< 0,02	0,07	0,06	0,70	0,02	0,04	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	3,28	4,60	—	—
Сумма	100,70	100,08	100,43	97,28	98,44	100,14	104,44	95,18	95,97
-O = Cl, F	—	—	0,08	0,02	0,12	0,16	—	—	—
Сумма	—	—	100,35	97,26	98,32	99,98	—	—	—
Коэффициенты формулы									
Si	7,05	6,87	6,83	6,79	6,11	7,25	6,71	6,63	6,81
Al	4,99	5,13	5,17	5,26	5,77	5,18	5,19	5,37	5,19
Na	0,86	0,76	0,81	0,77	0,78	0,66	0,68	0,67	0,60
K	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	—	0,09	—	0,05
Mg	—	0,05	0,05	—	—	0,02	0,03	—	0,01
Ca	3,05	3,10	3,09	3,10	3,23	2,88	3,28	3,27	3,28
Fe	0,03	0,04	0,04	0,01	—	—	0,02	—	0,01
Cl	—	0,01	—	0,02	0,02	0,08	—	—	—
F	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—
S	0,40	0,65	0,66	0,32	0,28	0,03	0,05	0,20	—
C	0,60	0,31	0,42	0,66	0,70	0,17	0,08	—	—
H ⁺	—	—	—	—	—	0,72	0,87	—	—
OH ⁻	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	0,12	—	—	0,01	—
Si/Al	1,41	1,34	1,28	1,29	1,33	1,33	1,29	1,23	1,31
Ме. %	78	79	79	79	80	81	81	83	83
n _i	—	—	1,595	—	—	1,582	—	—	—
n _e	—	—	1,571	—	—	1,552	—	—	—
Уд.в.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
a	—	—	—	—	12,170	12,155	—	—	—
c	—	—	—	—	7,577	7,873	—	—	—
λ	—	—	—	—	1122	1163	—	—	—
a/c	—	—	—	—	0,622	0,648	—	—	—

10(№ 32-91) — из ксенолитов гранатовых гранулитов в оливиновых нефелинитах Мак-Брайда, пров. Квинсленд, Австралия [23]; 11, 12(№ R-804, R-18) — включения двупироксеновых и гранат-клинопироксеновых гранулитов в ультраосновных нефелинитах трубки Делегат, Австралия, анал. Уайдоусон (Widdowson) [12]; 13(№ СЛ-1) — из магнезиальных скарнов Слюдянки, Южн. Прибайкалье, анал. Теертстра, в сумму входят SrO — 0,18,

BaO – 0,15 [6]; 14(№ ON 47) – из магнезиальных скарнов Слюдянки, Южн. Прибайкалье, в сумму входят SrO – 0,24, BaO – 0,05 [2, 10]; 15 – белый, шестоватый из прожилка в скарнах Инского железорудного м-ния, Алтае-Саянская область, анал. Бенедиктова [25]; 16 – из магнезиальных скарнов Слюдянки, Южн. Прибайкалье [26]; 17(№ 17) – из Мало-Быстринского м-ния лазурита, штольня № 2, анал. Лаврентьев [22]; 18(№ 35) – из скаполит-диопсидового скарна Скалевихалесен, район Земли Эндерби, вост. побережье зал. Лютцов-Хольм, Вост. Антарктида, анал. Хираио [27].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	1,65	1,40	1,26	0,81	0,64	0,37	0,53	0,66	1,03
K ₂ O	0,56	0,46	0,12	0,48	0,47	0,17	–	0,02	0,05
MgO	0,09	0,28	–	0,06	0,08	–	–	0,06	0,07
CaO	20,38	20,77	22,01	21,90	21,8	22,90	22,35	23,01	22,25
MnO	–	–	–	–	–	–	–	0,06	0,02
FeO	0,16	0,05*	–	0,12	–	–	0,36	0,37	0,61
Al ₂ O ₃	30,11	31,53	30,17	31,31	30,70	31,50	30,98	30,67	29,72
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	0,16	0,11	–	–	–
SrO ₂	41,71	41,28	41,94	40,76	39,60	39,31	39,59	40,78	41,98
TiO ₂	–	–	–	–	–	He обн.	–	–	0,03
H ₂ O ⁺	–	0,29 ^{3*}	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O [–]	–	–	–	–	–	0,20	–	–	–
CO ₂	4,79	4,30 ^{4*}	–	4,31	–	4,30	–	–	–
SO ₃	0,20	0,34	–	0,13	0,22	0,25	–	–	–
F	–	–	–	–	–	0,02	–	–	–
Cl	0,46	0,20	0,09	0,15	0,10	0,03	–	–	–
Сумма	100,11	100,90	95,59	100,03	93,85	99,21	93,81	95,63	95,76
–O = Cl, F	0,10	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	–	–	–
Сумма	100,01	100,86	95,57	100,00	93,83	99,20	–	–	–

Кoeffициенты формулы

Si	6,48	6,31	6,46	6,30	6,25	6,17	6,24	6,31	6,48
Al	5,52	5,68	5,51	5,70	5,71	5,82	5,75	5,59	5,40
Na	0,50	0,41	0,38	0,24	0,19	0,11	0,16	0,20	0,31
K	0,11	0,09	0,02	0,09	0,09	0,03	–	–	0,01
Mg	0,02	0,06	–	0,01	0,03	–	–	0,01	0,02
Ca	3,39	3,40	3,64	3,62	3,69	3,84	3,77	3,81	1,68
Fe	0,02	0,01	–	0,02	0,02	0,01	0,05	0,05	0,08
Cl	0,12	0,05	0,02	0,04	0,05	0,01	–	–	–
F	–	–	–	–	–	0,01	–	–	–
S	0,02	0,04	–	0,01	0,05	0,03	–	–	–
C	1,01	0,90	–	0,91	1,89	0,92	–	–	–
H ⁺	–	0,30	–	–	–	–	–	–	–
OH [–]	–	–	–	–	–	0,11	–	–	–
H ₂ O	–	–	–	–	–	0,05	–	–	–
Si/Al	1,17	1,11	1,17	1,10	1,09	1,06	1,08	1,13	1,20
Me, %	85	87	90	91	93	96	96	95	84
n _o	–	1,592	–	–	–	–	–	–	–

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
n_e	–	1,566	–	–	–	–	–	–	–
Уд.в.	–	2,74	–	–	2,78	–	–	–	–
a	12,192	12,185	–	12,200	12,194	12,191	–	–	–
c	7,574	7,578	–	7,578	7,557	7,574	–	–	–
V	1126	1125	–	1128	1124	1126	–	–	–
a/c	0,621	0,622	–	0,619	0,620	0,621	–	–	–

* Все Fe как FeO.

2* Вычислено из $1/12(\text{Si} + \text{Al}) - (\text{Cl} + \text{S})$.

3* Определено термогравиметрическим методом анализа.

4* Измерено с CO_2 -анализатором.

9, 15, 16 – химические, 1–8, 10–14, 17–27 – микронзондовые.

19(№ Monte Somma, 1) – из Монте-Соммы, Везувий, Италия [3]; 20(№ 8 из Минералогического музея Ин-та минералогии и петрографии, Рим, N 7536, 20) – идиоморфный, прозрачный из Монте-Соммы, Везувий, Италия [4]; 21 – (78912948 A) – из известково-силикатных прослоев в гранулитах блока Арунта, район Маунт Милтон, Центр. Австралия [28]; 22(№ Monte Somma, 2) – из Монте-Соммы, Везувий, Италия [35]; 23(№ ON-45) – прозрачный, бесцветный, Монте-Сомма, Везувий, Италия, в сумму входит SrO – 0,08 [5, 7]; 24(№ МОНТ) – бесцветный из блока мраморов Монте-Соммы, Везувий, Италия, анал. Теертстра, в сумму входит SrO – 0,05 [6]; 25–27(№ 65384, 88-245) – из известково-силикатных прослоев в гранулитах группы Рауэр, Вост. Антарктика: 25, 26 – ядро кристалла, 27 – край кристалла [18].

Мейониты Прибайкалья концентрируют следующие редкие элементы (ppm): Li – 1–25; Rb – 0–50; Ba – 27–810; Sr – 120–1700; Cr – 0–6,3; Ni – 0–8; V – до 23; Zr – 12–100 (ср. из 5 проб – 41); B – до 50; F – до 120; Be – 0,7–17; Pb – 33–118; Sn – до 4,7 [22]. В образце мейонита из Слюдянки (хим. ан. 16) спектрально установлено (мас.%): Pb, Bi, Sr – 0,1–0,2; Ba – 0,04; Li – 0,01; Cr, Ga – 0,005; Ni, Cu, Be, B – 0,001; Ag – 0,0003 [26].

В мейонитах (Me_{78-86}) из метасоматитов на контакте алюмосиликатных пород основного состава и кальцитовых мраморов на о-вах Баракчан и Земогай в Малом море (Приольхонье, Зап. Прибайкалье) определены содержания малых элементов (ppm, анал. Елизарьева; Li, Rb – метод фотометрии пламени; Ba, Sr – количественный спектральный метод): Li – 8–35; Rb – 0,4–1,4; Sr – 520–1100; Ba – 80–160 [29].

Диаги. исп. Растворяется в HCl. При обработке мейонита раствором Na_2CO_3 , в отличие от дипира, анальцим не образуется, добавление NaOH хода реакции не меняет. В сильнощелочной среде (NaOH + NaF) мейонит замещается пектолитом и канкринитом, Na-алюмосиликаты в этой реакции не образуются. При воздействии на мейонит сильнощелочного раствора (10% NaOH + 5% NaCl) кристаллизуются пектолит и гидросодалит [26].

Повед. при нагр. Для прозрачного мейонита (Me_{87}) из Монте-Соммы, Везувий (Италия), изучено термальное поведение в интервале 25–1400° с помощью микродифференциального термального анализатора BDL, с термальным градиентом 10°/мин (оригинал хим. ан. 20) [4]. На термогравиметрической кривой отчетливо видны пять ступеней заметной потери веса, связанных с освобождением летучих компонентов. Выделение H_2O , SO_2 , CO_2 , NaCl и KCl соответственно происходит при 80–100, 230–240, 420–450, 660–700 и 950–1000°. Три эндотермических пика на ДТА соответствуют первой, четвертой и пятой ступеням потери веса.

В мейонитах Приольхонья потеря веса начинает фиксироваться при температуре от 40 до 1070° и заканчивается при 1265–1280°, причем 80–100% потери веса происходит выше 1000°.

На кривых ДТА фиксируется один резкий эндотермический пик, максимум которого варьирует в интервале 1140–1180° [29]. Содержание летучих в мейонитах Приольхонья и данные Грациани и Лючези [4] о порядке потери летучих при нагревании ($H_2O \rightarrow SO_2 \rightarrow CO_2 \rightarrow NaCl \rightarrow KCl$) позволили предположить, что интенсивная потеря веса выше 1000° и эндотермический эффект связаны с выделением CO_2 , а более низкотемпературные эффекты, не сопровождающиеся выделением тепла, – потерей H_2O .

Находж. Мейониты характерны для площадей с широко проявленными процессами *регионального метаморфизма*.

Скаполитсодержащие породы широко развиты в гранулитовых комплексах Кольского п-ова. Богатый CO_3 скаполит (почти чистый мейонит) составляет до 20% кристаллических сланцев Монче-, Кандалакшской и Колвицкой Тундр, возникших за счет карбонатсодержащих осадочных пород. Ассоциирует с плагиоклазом (лабрадор–битовнит An_{60-78}), гиперстеном, салитом, роговой обманкой, ильменитом, цирконом и менее распространенными – гранатом, дистеном, силлиманитом, биотитом, магнетитом, рутилом, сульфидами [30].

В докембрийских отложениях Алданского щита изучены тонкополосчатые скаполит-пироксеновые породы с почти чистым CO_3 -мейонитом (Me_{90-95}) в парагенезисе с анортитом, кварцем, пироксеном (диопсид–ферриавгит) и сфеном или с анортитом, волластонитом, иногда клинопироксеном и сфеном [31].

В известково-силикатных породах среднепротерозойской гранулитовой ассоциации группы Рауэр, Вост. Антарктика, мейонит участвует в сложении будин с концентрической зональностью и ассоциирует с волластонитом, гроссуляром, кальцитом, анортитом, кварцем [18].

Докембрийские известково-силикатные породы гранулитов блока Арунта в Центр. Австралии содержат мейонит. Ассоциации близкого состава с мейонитом наблюдались также в гранулитовых комплексах Земли Эндерби, а также в районах Маунт Милтон и Блэйк Пойнт [28].

Мейонит, богатый CO_3 , в ассоциации с клинопироксеном и кальцитом найден в известково-силикатных породах среди кальциевых мраморов Йококавы, Япония (метаморфическая фация Абакумы) [32].

Мейонит Me_{76-81} (хим. ан. 3, 15) наблюдался в известково-силикатных породах, регионально-метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (ставролитовая изограда) комплексов Кьявенна и Бергелл (вост. часть Центр. Альп). В Кьявенне мейонит встречен в зоне тектонического контакта основных–ультраосновных и известково-силикатных пород [3].

В центр. части зоны смятия в Зап. Гренландии на границе карбонатных пород с кварц-полевошпатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами (метаморфизм гранулитовой фации, 750°, $7 \pm 1,5$ кбар) проявлена реакционная зона мощностью от 10 до 50 см, в которой мейонит найден в ассоциации с гроссуляром и диопсидом [33].

Скаполитизация (Me_{78-86}) широко проявлена в пределах Чернорудской зоны Приольхонья, Зап. Прибайкалье. Зона вытянута в сев.-зап. направлении вдоль Приморского хр., имеет протяженность до 50 км при ширине 5–10 км, сложена основными кристаллосланцами, кварцитами, мраморами, метаультрабазитами и незначительно развитыми мигматитами и гранитоидами. Мейониты развиты на контакте алюмосиликатных пород основного состава и кальцитовых мраморов на о-вах Баракчан и Земогай в Малом море. Породы

метаморфизованы в условиях гранулитовой и верхов амфиболитовой фации метаморфизма [29].

Мейонит, обогащенный Са (Me_{88-90}), образует порфирокласты в силикатных мраморах и известково-силикатных породах (фельзитовые гранулиты, прогрессивный метаморфизм позднегерцинского времени, 800–650°, от 7–8 до 5–6 кбар, переход к амфиболитовой фации) в Южн. Калабрии, Италия [34].

Мейонит Me_{83} развит в метавулканитах основного состава в Пана-Куолоярвинской структурной зоне Карелии. Все участки приурочены к зоне сочленения осадочно-вулканогенных пород карельского комплекса и гранито-гнейсов архея (амфиболитовая и зеленосланцевая фации) [35].

Мейонит Me_{76} (хим. ан. 2) развит в метакarbonатных породах с одной стороны гранодиоритового штока района Уотервилль–Вассальборо Центр. Майна в ассоциации с кальцитом и средним плагиоклазом [21, 36].

В известковых породах, метаморфизованных в период позднеальпийской орогении в Сев. Словении (Равне-на-Коршкем), возникла ассоциация мейонита, диопсида, тремолита, микроклина, флогопита, плагиоклаза, цоизита, граната [37].

Мейонит Me_{74-76} встречается в кварцевых амфиболитах Сарты, Сев. Греция, п-ов Ситонья, в ассоциации с амфиболом, кварцем, клинопироксеном, эпидотом, цоизитом, кальцитом, сфеном, плагиоклазом и пиритом (условия регионального метаморфизма, низкое давление и наличие флюидной фазы, обогащенной летучими) [38].

Мейонит из основных и ультраосновных гранулитовых ксенолитов.

Богатый SO_4 мейонит является обычным компонентом. Так, мейонит отмечен в качестве первичной составляющей гранулитовых и эклогитовых включений в ультраосновных породах, базальтовых брекчиях, щелочных базальтах, выполняющих трубки Юго-Вост. Австралии. Наиболее известны находки мейонита из ксенолитов гранатовых и пироксеновых гранулитов, найденных в базальтовой брекчии трубки Делегат [11, 12, 39], в кимберлитовой диатреме Кэйрунэра [40], а также в щелочном базальте Юкумбен, Тумут Таннел [11]. Широкое распространение гранулитовых включений с мейонитом по площади и во времени и условия их кристаллизации (700–1200°, 7–15 кбар) позволяют предположить, что гранулиты образуют значительную часть основания земной коры или наиболее верхней мантии этого района.

Обильные ксенолиты в субщелочных лавах и туфах плейстоценового возраста района Лаахерского оз. (Эйфель, Германия) содержат богатый сульфатом мейонит (Me_{77}) в ассоциации с плагиоклазом, гранатом, клинопироксеном и коричневой роговой обманкой [24]. Ассоциация формировалась при 730–850°, 6,5–12 кбар, и мейонит, богатый Са и SO_3 , является характерным минералом гранулитовых комплексов – типичных нижнекоровых пород многих континентов. Это наиболее высокая степень регионального метаморфизма, проходившего в сухих высокотемпературных условиях.

Мейонит с высокими Са- и S-составляющими, наряду с миццонитом, отмечен в ксенолитах гранатовых гранулитов из оливиновых нефелинитов Мак-Брайда, пров. Квинсленд, Австралия, в ассоциации с пироксеном, гранатом и плагиоклазом [23]. Гранатовые гранулиты равновесны при 750–1000° и 10–12 кбар. Скорость распространения сейсмических волн свидетельствует о том, что глубина развития гранулитов в Квинсленде – 35–45 км.

Мейониты, характерные для парагенезисов из магнезиальных скарнов и других контактово-метасоматических образований.

Наряду с миццонитом встречаются в регионально-метаморфизованных комплексах Слюдянского района, Южн. Прибайкалье, и обычны в проявлениях и месторождениях флогопита [20, 22, 41] (см. раздел “Миццонит”).

Мейонит совместно с диопсидом и апатитом слагает зоны мрамора в зональных магнезиальных скарнах Скалевихалеен на вост. побережье зал. Лютцов-Хольм (Вост. Антарктида). Скарны образуются на контакте кварцсодержащих гнейсов с доломитовыми мраморами [27].

Уникальная ассоциация минералов (более 150 видов) изучена в древней кратерной стенке Монте-Соммы, вулкан Везувий. Мейонит образован в результате контактового метасоматоза в блоках доломитовых известняков при участии более поздних минералообразующих флюидов, сопровождающих извержения щелочных вулканитов (преимущественно фонолитовых тефритов). Чаще всего выполняет жеоды в блоках известняков в ассоциации с анортитом, авгитом, кальцитом, биотитом, сфеном, лейцитом, давином, гранатом, везувианом и др. [19, 41–44]. Полагают, что расплав основного состава долгое время перед эрупцией находился в узком магматическом канале под вулканом, на глубинах, не превышающих 5 км, в пределах мезозойского карбонатного основания.

Мейонит ассоциирует с диопсидом в линзе кальцитового известняка, одетой в диопсид-волластонитовую “рубашку” (длина 3 м, ширина 0,5 м), на контакте с гранодиоритами в карьере недалеко от ст. Гнивань Винницкой обл., Украина [45].

Мейонит в ассоциации с волластонитом, сфеном, пироксеном, кварцем, цирконом отмечен в кальцитовых жилах в Начерал-Бридже (округ Льюис, шт. Нью-Йорк, США) на контакте между гренвилльскими мраморами и пироксен-сиенитовыми гнейсами. Возникновение данной ассоциации связывают с многократным метаморфизмом и перекристаллизацией на месте залегания [46].

Примером развития мейонита в железорудных контактово-метасоматических месторождениях является Инское м-ние (Алтае-Саянская область) [25].

Мейонит редко образуется в *магматических породах*.

Мегакристаллы мейонита встречены в симплектитовых сростках с апатитом в вулканических выбросах трахибазальтового состава в карьере Шукке Женесто, Пюи де Дом, Франция [47]. Мейонит ассоциирует с Ti-авгитом, андезитом-лабрадором, биотитом, магнетитом.

Присутствие мейонита в фонолитовых тефритах Монте-Соммы, Везувий, по-видимому, связано с контактовым метасоматозом и контаминацией изверженных блоков известняков.

Изм. Мейонит Me_{90-95} замещен пренитом и клиноцоизитом, симплектитовым агрегатом анортита и кальцита, имеет тонкую кайму плагиоклаза [31].

Богатый Ca мейонит окружен кольцевыми зонами замещающих его плагиоклаза + кальцита + кварца + (цоизита + гроссуляра) или только цоизита или гроссуляра.

На флогопитовых месторождениях Прибайкалья флогопит образует псевдоморфозы по мейониту [48]. По краям зерен мейонита развит хорошо ограниченный агрегат плагиоклаза [12]. Отмечены неправильные и неясные границы зерен в результате замещения анортитом (An_{78-63}) и карбонатом, вокруг мейонита наблюдалась кайма амфибола или граната [23].

Мейонит приобретает белый цвет и становится непрозрачным в начальных стадиях замещения [41].

Искусств. Эйтель [49] впервые синтезировал мейонит при давлении CO_2 112 бар при исследовании системы $Na_2CO_3-CaCO_3-NaAlSiO_4-NaAlSi_3O_8$. Синтез скаполита из смесей анортита, кальцита, хлористого кальция при температуре 400–700° и давлении H_2O 500 бар не удался [50].

Мейонит был получен при температуре 850° и давлении 1 атм из смеси SiO_2, Al_2O_3 и $CaCO_3$ [51].

Ньютон и Голдсмит [52], определяя поле стабильности мейонита, показали, что он имеет высокую термальную устойчивость (выше 1500°) при высоких давлениях

(20 кбар) Ниже 6 кбар и 1270° субсолидусный распад скаполита приводит к образованию ассоциации анортит + геленит + волластонит + CO₂. При температуре выше 1270° скаполит начинает плавиться с образованием ассоциации анортит + геленит + расплав + CO₂, и по мере увеличения давления (выше 15 кбар) геленит и анортит расплавляются с образованием корунда. Выше 25 кбар корунд является единственной кристаллической фазой, и пузыри CO₂ исчезают из охлажденного стекла, показывая растворимость CO₂ при этих условиях около 5 мас.% в расплаве.

Субсолидусный распад мейонита при высокой температуре (800–1400°) и давлении выше 25–30 кбар в системе гроссуляр–кианит–кварц–кальцит почти совпадает с наиболее верхним пределом давления для анортита, т.е. скаполит существенно лимитирован коровыми породами, где он благодаря большой термальной устойчивости может быть первичным минералом глубинных изверженных пород основного и среднего состава. Скаполит, по-видимому, является резервуаром для хранения CO₂ в глубинах коры.

Изучение термальной стабильности систем альбит–анортит–CaCO₃, альбит–анортит–CaSO₄ и гибридной системы, содержащей 1/2 CO₃ и 1/2 SO₄ при 15 кбар и температуре 1000–1300°, что приблизительно эквивалентно глубинам около 50 км [53], показало, что в этих условиях мейонит (3An + CaCO₃) и сульфат-мейонит (3An + CaSO₄) стабильны.

Мейонит не стабилен по отношению к анортиту и кальциту в интервале температур 850–900° при давлении 15 кбар и при 825–850° и давлении 8 кбар, т.е. мейонит не стабилен при температуре выше 800° и любом геологическом пределе давления. Совершенно очевидно, что мейонит – высокотемпературный минерал, способный существовать, скорее всего, при высоких давлениях.

Сульфат-мейонит еще более тугоплавкий и при давлении свыше 20 кбар плавится при более высоких температурах, чем анортит. При любых температурах сульфат-мейонит стабилен только при повышенном давлении. Минимальная температура существования сульфат-мейонита ~ 775° при 17 кбар, в связи с чем сульфат-мейонит ожидаем на больших глубинах и в высокотемпературных условиях.

Орвилль и Эллис изучали стабильность минералов группы скаполита относительно плагиоклаз–кальциевой пары при 750° и 4 кбар. Орвилль [54] провел эксперименты в системе альбит–анортит–кальцит–галиг в присутствии небольшого количества H₂O, при отсутствии свободного CO₂. В данных *P–T* условиях скаполит состава *Me*₁₅–*Me*₆₇ стабилен. Скаполиты с более высоким содержанием Ca не образуются, вероятно, из-за отсутствия свободного CO₂, что ведет к предпочтительному образованию гроссуляра вместо скаполита. При таких условиях эксперимента чистый мейонит не стабилен относительно анортита и кальцита, но скаполит становится стабильным в присутствии натрия. В отсутствие хлора скаполит ограниченного состава (мицонит приблизительно состава альбит + 2 анортит + кальцит) находится в равновесии с плагиоклазом от *Ab*₆₀*An*₄₀ до *Ab*₁₅*An*₈₅.

Опыты в гидротермальных условиях с NaCl и CO₂ [55] показали устойчивость скаполита в интервале составов *Me*_{53–83} по отношению к плагиоклаз–кальциевой ассоциации.

При повышении концентрации NaCl диапазон составов расширился до *Me*_{25–87}. Более Ca скаполиты, чем *Me*₈₉, в опытах не получены, так как температура 750° недостаточна для их кристаллизации. Cl/(Cl + CO₃) отношение синтетического скаполита свидетельствует о том, что пределы стабильности скаполитов шире, чем предполагалось. Природные скаполиты с низким содержанием Cl существуют с флюидом с малым количеством NaCl, в связи с чем региональные местонахождения богатых Cl скаполитов, вероятно, представляют собой метаморфизованные эвапориты.

$T - x_{\text{CO}_2}$ пределы устойчивости искусственного Са-скаполита (Me_{83}) изучались на обычных экзоклавных установках при давлении флюида 5 кбар [56]. Фазовые равновесия рассмотрены в системе скаполит–плаггиоклаз–гранат–канкринит–кальцит–цоизит. Все минералы были предварительно синтезированы.

При низких значениях x_{CO_2} ($< 0,12$) и $750\text{--}625^\circ$ мейонит неустойчив и разлагается по реакции скаполит \leftrightarrow плаггиоклаз + гранат + канкринит + CO_2 . При температуре $< 625^\circ$ мейонит замещен ассоциацией плаггиоклаз + канкринит, ниже 550° среди продуктов декарбонатизации в системе появляется цоизит. Область устойчивости широко распространенной ассоциации скаполит + кальцит ограничена равновесием скаполит + кальцит \leftrightarrow гранат + канкринит + CO_2 при 750° и $x_{\text{CO}_2} = 0,46$; при 700° и $x_{\text{CO}_2} = 0,33$; при 650° и $x_{\text{CO}_2} = 0,18$ (для состава Me_{83}). Поле устойчивости Са-скаполита (мицзонит Me_{75}) расширено в область более низких температур и x_{CO_2} . Таким образом, скаполитсодержащие породы, особенно скаполит-клинопироксеновые гранулиты, образуются в присутствии флюидов, богатых CO_2 .

Котельников [57] провел серию экспериментов при температуре $500\text{--}700^\circ$ и давлении 10 кбар во флюиде $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2\text{--}\text{NaCl}$. Установлено, что стабильность сульфат-скаполита зависит только от окислительно-восстановительных условий среды. Предложено уравнение для оценки отношения $f_{\text{CO}_2} / f_{\text{SO}_4}$ во флюиде при известных температуре и составе скаполита. Минимальная концентрация CO_2 для стабильности скаполита при 500° составляет 0,04, при 700° – 0,2. Мейонит состава Me_{88} , сосуществующий с более кислым плаггиоклазом (An_{75}), получен при 500° . Сделан вывод о вероятной стабильности мейонита при более низких температурах, а также об отсутствии экстремума в плаггиоклаз-скаполитовой паре при 500° . Me_{75} равновесен с An_{90} при 700° , т.е. экстремум находится в интервале составов $75 < Me < 90\%$.

Опыты показали, что в поле устойчивости плаггиоклаз-кальцитовой ассоциации стабильность Са-скаполита не зависит от давления или концентрации CO_2 во флюиде.

Экспериментально изучена зависимость образования скаполита от температуры, pH среды, давления паров CO_2 и состава исходной среды [58]. Гидротермальный сингез осуществлен на экзоклавных установках в диапазоне $450\text{--}650^\circ$ и 300–650 кбар в кислых, нейтральных и щелочных растворах в присутствии CO_2 . В качестве исходных продуктов использовались природные диабазы и мраморы. Длительность опытов составляла 7 сут. Установлено, что мейониты могут быть получены из исходной смеси составов от 50% диабаза + 50% мрамора до 10% диабаза + 90% мрамора в растворах с pH = 2,5–6,8 в температурном интервале $500\text{--}650^\circ$ при общем давлении 300–650 бар и давлении паров CO_2 2,4–6,4 бар.

Межплоскостные расстояния бесцветного мейонита из Болтона, шт. Массачусетс (США) [19]
Cu-излучение

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl^*	l	$d(\text{Å})$	l	$d(\text{Å})$
200	60	6,2	512	60	2,01	60	1,43
220	40	4,35	620	80	1,91	80	1,37
310	70	3,87	541	40	1,83	40	1,35
112	100	3,47	631; 503	40	1,76	40	1,32
321; 400	100	3,08		50	1,74	50	1,30
312; 420	80	2,73		20	1,68		1,25
111	40	2,55		40	1,64	40	1,21

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
402	40	2.36		40	1.80	20	1.17
332	50	2.29		60	1.56	40	1.17
440	70	2.14		60	1.52	20	1.14
530	100	2.07		60	1.47		

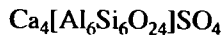
* Далее индексировано по LGB с использованием параметров решетки: $a = 12.14$, $c = 7.58$ Å.

Литература

- Peterson R.C., Donnay G., Lepage Y. // *Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, pt 1. P. 53–61.
- Teertstra D., Scherriff B // *Amer. Miner.* 1996. Vol. 81, N 1/2. P. 169–180.
- Oterdoom W.H., Wenk H.P. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1983. Vol. 83, N 3/4. P. 330–341.
- Graziani G., Lucchesi S. // *Amer. Miner.* 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1229–1241.
- Evans B.W., Shaw D.M., Haughton D.R. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 24, N 4. P. 293–305.
- Соколова Е.В., Кабалов Ю.К., Урсов В.С. // Проблемы кристаллологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 196–227.
- Lin S.B., Burley B J. // *Acta crystallogr.* 1973. Vol. 29, pt 9. P. 2024–2026.
- Lovering J.F., Widdowson I.R. // *Lithos.* 1968. Vol. 1, N 3. P. 264–267.
- Aitken B.G., Evans H.T., Konner J.A. // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1984. Bd. 149, N 3. S. 309–324.
- Teertstra D., Scherriff B. // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 136, N 314. P. 233–260.
- Lovering J.F., White A.J.R. // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, N 2. P. 195–218.
- Lovering J.F., White A.J.R. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 21, N 1. P. 9–52.
- Komada N., Moecher D.P., Westrum E.F., jr. et al. // *Chem. Thermodyn.* 1996. Vol. 28. P. 941–973.
- Беличенко В.П., Новожилов А.И., Платонов А.Н. и др. // *Минерал. сб. Львов.* 1968. № 22. вып. 3. С. 228–234.
- Schwarz H.P., Speelman E.L. // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 656–666.
- Berman R.G. // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29, pt 2. P. 445–522.
- Baker J., Newton R.C. // *Amer. Miner.* 1994. Vol. 79, N 5/6. P. 478–484.
- Harley S.L., Buick J.S. // *J. Petrol.* 1992. Vol. 33, N 3. P. 693–728.
- Scherillo A. // *Period miner.* 1935. Vol. 6, N 2. P. 227–239.
- Резницкий Л.З., Сизых Ю.И., Лално Т.А. // *Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири.* Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1977. С. 31–34.
- Ferry J.M. // *Amer. J. Sci.* 1976. Vol. 276, N 7. P. 841–882.
- Левицкий В.И., Петрова З.И., Иванов В.Г., Лаврентьев Ю.Г. // *Минерал. журн.* 1985. Т. 7. № 6. С. 46–55.
- Stolz A.J. // *Miner. Mag.* 1987. Vol. 51, N 363, pt 5. P. 719–732.
- Okrusch M., Schröder B., Schnutzen A. // *Lithos.* 1979. Vol. 12, N 4. P. 251–270.
- Вахрушев В.А. // *Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области.* М.: Наука, 1965. С. 158–159.
- Белицкий И.А., Букин Г.В., Зюзин Н.И. // *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.* Новосибирск: Наука, 1966. Т. 4. С. 82–90.
- Matsueda H., Motoyoshi Y., Matsumoto Y. // *Mem. Nat. Inst. Polar. Res.* 1983. Spec. N 28. P. 166–182.
- Warren R.G., Hensen B J., Ryburn R.J. // *J. Metamorphic. Geol.* 1987. Vol. 5, N 2. P. 213–223.
- Савельева В.В., Сизых Ю.И., Медведева Т.И., Нартова Н.В. // *Минералогия метаморфических и магматических комплексов Восточной Сибири.* Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1993. С. 87–103.
- Городецко Г.Л. // *Проблемы осадочной геологии докембрия.* М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 56–79.
- Перцев Н.Н., Щеткин Т.И. // *Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма.* М.: Наука, 1987. С. 82–101.
- Yoshikuni Hiroi // *J. Jap. Miner., Petrol., Econ., Geol.* 1990. Vol. 85, N 5. P. 208–222.
- Glassley W.E. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1983. Vol. 84, N 1. P. 15–24.
- Schenk V. // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 1. P. 255–298.

35. Полюховский Ю.С., Петров В.П., Волошина З.М., Реженова С.А. // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты, 1987. С. 47–52.
36. Ferry J.M. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 3/4. P.334–354.
37. Hinterlechner-Ravnik A. // Geologija. 1984. Vol. 27. P. 171–199.
38. Kassoli-Fournaraki A. // Europ. J. Miner. 1991. Vol. 3, N 5. P. 887–894.
39. Irving A.F. // J. Petrol. 1974. Vol. 15, N 1. P. 1–40.
40. Edwards A.C., Loveing J.F., Ferguson J. // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 2. P. 185–192.
41. Pelloux A. // Amer. Miner. 1927. Vol. 12, N 1. P. 14–21.
42. Zamboni F. // Atti Rend. Acad. sci. fis.-mat. 1935. P. 427–435.
43. Rahman S. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 309. P. 43–52.
44. Barberi F., Bisou d H. et al. // Bull. volcanol. 1981. Vol. 44, N 44(3). P. 295.
45. Бобровник Д.П. // Докл. АН СССР. 1948. Т. 59, № 2. С. 311–313.
46. Chamberlain S.C., Robinson G.W., Smith C.A. // Rocks and Miner. 1987. Vol. 62, N 2. P. 78–89.
47. Iiyama J.T. // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1959. Vol. 82, N 1/3. P. 95–96.
48. Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М., 1939. 350 с. (Гр. ВИМС; Вып. 150).
49. Eitel W. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1925. Bd. 38. S. 1–38.
50. Fife W.S., Turner F.J., Verhoogen J. // Geol. Soc. Amer. Mem. 1973.
51. Eugster H.P., Prostka H.J. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 71, pt 2, N 12. P. 1859–1860.
52. Newton R.C., Goldsmith I.R. // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 1. P. 49–62.
53. Goldsmith I.R. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 2. P. 161–168.
54. Orville P.M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39, N 8. P. 1091–1095.
55. Ellis D.E. // Ibid. 1978. Vol. 42, N 8. P. 1271–1281.
56. Aitken B.G. // Ibid. 1983. Vol. 47, N 3. P. 351–362.
57. Котельников А.П. // Термодинамика в геологии: Тез. докл. I Всесоюз. симпози., Суздаль, 1985. Черноголовка, 1985. Т. 1. С. 90–91.
58. Xiangji Liang // Acta geol. sinica. 1982. Vol. 56, N 2. P. 136–148.

Силвиалит Silvalite



Назван в честь дочери Г. Чермака Сильвии Хиллебранд (Браун, 1914, 1915). Скаполит такого состава впервые найден в районе Лаахерского оз., Эйфель, Германия. Как самостоятельный минеральный вид утвержден КНМиНМ ММА в 1998 г.

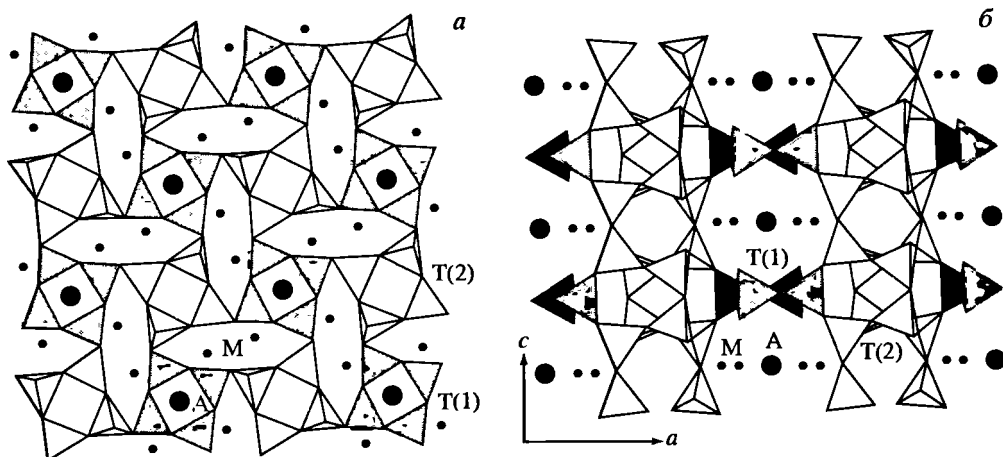
Синон. Сильвианит – более благозвучный перевод на русский язык, сочетающийся с именем “Сильвия”. Сульфат-мейонит – sulphate-meionite (Боргстрём, 1914), sulfat-mejonit (Спенсер, 1916).

Характ. выдел. Почти идиоморфные, удлиненные по оси *c* зерна, до 3 мм в длину [1–3].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $C_{4h}^5 - I4/m$. $a_0 = 12,160(3)$, $c_0 = 7,560(1)$ Å; $c_0 : a_0 = 0,6217$; $V = 1117,9$ Å³; $Z = 2$ [3].

Структура силвиалита уточнена для материала из Мак-Брайд, пров. Квинсленд, Австралия, в пр. гр. $I4/m$ [3], в которой различаются две неэквивалентные Т-позиции: Т(1) и Т(2) (фиг. 80). Среднее Т(1)–О расстояние силвиалита 1,640 Å – больше, чем в тетраэдрах Т(1) в мариалите (1,605 Å), заполненных только Si, что указывает на вхождение некоторого количества Al в Т(1)-позиции силвиалита. Среднее Т(2)–О расстояние силвиалита 1,675 Å – меньше, чем максимальное значение 1,750 Å Т(2)-позиции, полностью занятой Al в высокоупорядоченных скаполитах с пр. гр. $P4_2/n$. Это указывает на вхождение некоторого количества Si в Т(2)-позиции силвиалита. Следовательно, для силвиалита характерно неупорядоченное Si–Al-распределение в Т(1)- и Т(2)-тетраэдрах.

Катионы (М-позиция) координированы семью атомами кислорода Si, Al-каркаса: О(2), О(3) × 2, О(4) × 2 и О(4') × 2; оставшаяся валентная связь насыщается атомами кислорода комплексного аниона в А-позиции: О(5) или О(6). Пре-



Фиг. 80. Кристаллическая структура силвиалита (по Теертстра и др. [3])

a – вид вдоль каналов \perp оси *c*; *b* – проекция \perp оси *a*; большие кружки – А-позиции (SO_4 , CO_3)-группы; малые кружки – М-позиции (Na, Ca)-атомов

делы М–О расстояний 2,290 и 2,899 Å типичны для связей Na–О и Ca–О соответственно, что подтверждает замещение примерно 1/3 Ca на Na.

Структурное уточнение SO_4 -богатых мейонитов в пр. гр. $I4/m$ [4] показало, что группы $(\text{SO}_4)^{2-}$ и $(\text{CO}_3)^{2-}$ беспорядочно размещены вокруг позиции $4c$ Уикоффа (Wyckoff) с точечной симметрией $4/m$. Уточнение разброса интенсивностей энергетических пиков [3] показывает, что содержание (SO_4) -групп в силвиалите равно 0,522 форм. ед. (что попадает в диапазон микропробных определений, но ниже среднего значения), хотя найденное расстояние S–O = 1,468(7) Å соответствует SO_4 -группам. При 98% занятости А-позиции содержание групп $(\text{CO}_3)^{2-}$, измеренное по энергии пиков, равно 0,458 форм. ед. (что несколько выше вычисленных значений 0,41–0,43). Структурное уточнение подтверждает микропробные определения о преобладании в позиции А серы над углеродной группировкой. Заселенность М-позиции, по рентгеновским данным [3], равна 0,613(6) для Ca и 0,387(6) для Na.

Межатомные расстояния (Å) и углы (град) в структуре силвиалита [3]:

T(1)-тетраэдр		T(2)-тетраэдр	
T(1)–O(1)	1,614(3)	T(2)–O(2)	1,672(1)
T(1)–O(1')	1,628(3)	T(2)–O(3)	1,672(3)
T(1)–O(4)	1,659(2)	T(2)–O(3')	1,673(1)
T(1)–O(4')	1,659(2)	T(2)–O(4)	1,683(2)
Среднее	1,640(2)	Среднее	1,675(2)
T(1)–O(1)–T(1)	157,0(2)	T(2)–O(3)–T(2)	145,8(1)
T(2)–O(2)–T(2)	139,2(5)	T(1)–O(4)–T(2)	136,7(1)
M–O(2)	2,350(5)	M–O(5) × 2	2,540(7)
M–O(3) × 2	2,503(2)	M–O(5') × 2	2,591(8)
M–O(4) × 2	2,697(2)	M–O(6)	2,29(1)
M–O(4') × 2	2,899(2)	M–O(6')	2,53(1)
	C–O(6) × 4		1,28(1)
	S–O(5) × 8		1,468(8)

Физ. св. Сп. хорошая по (100). Изл. раковистый. Хрупкий. Тв. $\approx 5,5$. Уд. в. 2,75. Цв. светло-желтый. Черта белая. Бл. стеклянный, стекловатый. Прозрачный.

В ультрафиолетовых лучах не флюоресцирует, но имеет слабую глубоко-красную катодолюминесценцию.

Микр. Одноосный (-). $n_o = 1,585$, $n_e = 1,558$.

Хим. Теор. состав (мас.%): CaO – 23,11; Al₂O₃ – 31,51; SiO₂ – 37,13; SO₃ – 8,25. Ca замещается на Na и K, Al–Fe³⁺, в позиции А (SO₄)²⁻, возможно, замещается (SO₃)²⁻, S²⁻, (CO₃)²⁻, в небольшом количестве входит Cl⁻.

Микропробный анализ (“Самеса SX-50”, по методу [5]) силвиалита из Мак-Брайд, пров. Квинсленд, Австралия (анал. Теертстра) [3]:

	Среднее (из 11)*	Вариации		Среднее (из 11)	Вариации
Na ₂ O	3,49(14)	3,23–3,64	SiO ₂	45,26(36)	44,77–45,90
K ₂ O	0,06(1)	0,04–0,07	CO ₂ [*]	1,92	–
CaO	16,95(36)	16,20–17,66	SO ₃	4,82(22)	4,37–5,19
SrO	0,08(5)	0,00–0,18	Cl	0,02(2)	0,00–0,06
Al ₂ O ₃	26,25(28)	25,81–26,67	Сумма	99,08	–
Fe ₂ O ₃	0,22(5)	0,17–0,31			

Коэффициенты формулы при Si + Al = 12

Si	7,13(4)	7,070–7,196	ΣM	3,964	3,870–4,024
Al	4,87(4)	4,804–4,930	Cl	0,002(2)	0,000–0,006
Fe	0,024(5)	0,020–0,035	S	0,57(3)	0,515–0,620
Na	1,06(5)	0,983–1,116	C	0,414	0,329–0,502
K	0,011(2)	0,008–0,013	ΣA	0,984	0,844–1,122
Ca	2,86(6)	2,743–2,968	Si/Al	1,46	–
Sr	0,001(1)	0,000–0,002	Me, %	73	69–75

* F, Mn, Mg, Br, Ti, P и Be не определены.

² CO₂ (вычисл.): [(Na + K) + 2(Ca + Fe + Sr)–Al–Cl–2S]/2.

Находж. Гранулитовые фации метаморфических пород типичны для нахождения скаполита, богатого Ca, с высокой SO₄-составляющей. Он обнаруживает вариации состава и по содержанию мейонитовой составляющей отнесен к миццонитам и мейонитам, но по содержанию SO₄-компонента выделен в самостоятельный минерал.

Силвиалит – важная составляющая часть ксенолитов гранатовых гранулитов, найденных в оливиновых нефелинитах в пров. Мак-Брайд, Сев. Квинсленд, Австралия (см. хим. ан. 28 в разд. “Миццонит”) [1, 3]. Ассоциирующие минералы: плагиоклаз An₄₅, Са-амфибол (Fe-паргасит), клинопироксен (диопсид с высоким содержанием жадеитового компонента), гранат (пироп–альмандин с умеренно-высоким содержанием гроссулярового компонента), шпинель. Условия образования пород: 900–1000° и 8–12 кбар [1], что позволяет предположить, что силвиалит является первичной кумулятивной фазой, осажденной из водонасыщенного щелочного базальта при высоких фугитивностях SO₂ и O₂.

Миццонит с высоким содержанием серы, возможно, являющийся силвиалитом, найден в архейских гнейсах в Гане [6], в эклогитовых и гранулитовых ксенолитах в кимберлитовых брекчиях и щелочных базальтах, выполняющих трубки, в том числе трубку Делегат (Вост. Австралия) [7–9].

Фенокристаллы силвиалита, по-видимому, изверженного происхождения найдены в латитовом куполе в шт. Аризона, США [10, 11], и в базанитах из Эйфеля, Германия [12].

Указания на находки высокосернистых и высококальциевых скаполитов имеются в работах [13–19]. Скаполит аналогичного состава найден в анортозитах из метеорит-импактной структуры Маниконаган [20].

Изм. Вокруг зерен силвиалита, возможно в результате его замещения, образуется симплектитовый коронит из хорошо ограненных зерен плагиоклаза An_{63-78} и червеобразного кальцита (40 об.%). Аналогичные коронарные структуры образуют гранат и шпинель [1, 3].

Межплоскостные расстояния силвиалита из Мак-Брайд, шт. Квинсленд, Австралия [3]
CuK α -излучение, $D = 114,6$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å) (измер.)	<i>d</i> (Å) (вычисл.)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å) (измер.)	<i>d</i> (Å) (вычисл.)
020	5	6,03(1)	6,08	161	2	1,93(1)	1,93
130	20	3,82(1)	3,85	143	2	1,92(1)	1,92
031	5	3,49(1)	3,43	004	2	1,91(1)	1,89
112	100	3,45(1)	3,46	170; 550	1	1,74(1)	1,72
231	40	3,07(1)	3,08	163	1	1,57(1)	1,57
040	15	3,04(1)	3,04	453	1	1,54(1)	1,52
141	5	2,74(1)	2,75	660	1	1,44(1)	1,43
132	15	2,69(1)	2,70	235	1	1,38(1)	1,38
341; 051	2	2,31(1)	2,32	282	4	1,37(1)	1,37
251	2	2,16(1)	2,16	563	1	1,33(1)	1,33
033	2	2,14(1)	2,14				

Литература

1. Stolz A.J. // *Miner. Mag.* 1987. Vol. 51, N 363, pt 5. P. 719–732.
2. Rudnick R.L., Taylor S.R. // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 3981–4005.
3. Teetstra D.K., Schindler M., Sheriff B.L., Hanthorne F.C. // *Miner. Mag.* 1999. Vol. 63, N 3. P. 321–329.
4. Peterson R.C., Donnay G., Le Page Y. // *Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, pt 1. P. 53–61.
5. Teetstra D.K., Sheriff B.L. // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 136, N 3/4. P. 233–260.
6. Knorring O., Kennedy W.Q. // *Miner. Mag.* 1958. Vol. 31, N 241. P. 846–859.
7. Lovering J.F., White A.J.R. // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, N 2. P. 195–218.
8. Lovering J.F., White A.J.R. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 21, N 1. P. 9–52.
9. Edwards A.C., Lovering J.F., Ferguson F. // *Ibid.* 1979. Vol. 69, N 2. P. 185–192.
10. Goff F.E., Eddy A.C. // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1979. Vol. 60, N 46. P. 967.
11. Goff F.E., Arney B.H., Eddy A.C. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60, N 1. P. 86–92.
12. Bovin P., Camus G. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. Vol. 77, N 4. P. 365–375.
13. Moecher D.P., Essene E.J. // *J. Petrol.* 1990. Vol. 31, N 5. P. 997–1024.
14. Devaraju T.C., Coolen J.M. // *J. Geol. Soc. India.* 1983. Vol. 24. P. 404–411.
15. Hoefs J., Collen J.M., Tou et J. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. Vol. 78, N 3. P. 332–336.
16. Griffin W.L., Caswell D.A., Nixon P.H. // *Proc. II Intern. Kimberlite Conf.* 1979. P. 59–86.
17. Blattner P., Black P.M. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 74, N 4. P. 339–348.
18. Wilkinson I.F.G. // *Ibid.* 1974. Vol. 46, N 4. P. 275–299.
19. Okrusch M., Schröder B., Schnüger A. // *Lithos.* 1979. Vol. 12, N 4. P. 251–270.
20. Wolfe S.H., Hörz F. // *Amer. Miner.* 1970. Vol. 55, N 718. P. 1313–1328.

- Айюин 160
 Акалидавин 250
 Акарбодавин 249
 Аломит 134, 145
 Алюминатный канкринит 228
 Алюмосиликат тетраметиламмония 179
 Амелетит 134
 Аммоноанальцит 114
 Аммониолейцит 97, 114
 Амфиген 98
 Арминакун (армянский камень) 166
 Асмани 166
 Афганит 213, 264
- Безводный сколецит 354
 Белый гранат (лейцит) 98
 Бериллиевый содалит 150
 Бериллосодалит 132, 150
 Берцелин 160
 Бескалийевый давин 250
 Бескалийевый микросоммит 250
 Бичулит 133, 208
 Быстрит 213, 258
- Вернерит 282, 311, 330
 Виргилит 91
 Вишневит 213, 222, 237
 Высокий кальсилит 54
 Высокий карнегиит 12, 26, 45, 48
 Высокий нефелин 12, 24, 28
 Высококалийевый вишневит (К-вишневит) 237, 243
 Высококремнистый канкринит 232
- Гакманит 134, 144
 Гаюин 133, 160
 Гаюин_с 160, 165
 Гаюинит 160
 Гельвин 133, 182, 187
 Гентгельвин 133, 182, 201
 Гиацинт 354
 Гидрогаюин 160, 164
 Гидроканкринит 235
 Гидроксиканкринит 213, 235
 Гидроксил-вишневит 240
 Гидронозеан 237
 Гидросодалит 133, 155
- Главколит 134, 283, 330
- Давин 213, 245
 Даналит 133, 182, 196
 Деодатит 160
 Джузеппеттит 213, 277
 Дипир 282, 311
 Дипирит 311
 Дэвин 245
- Екербергит 282
- Идеальный нефелин 10
 Иосокаит 10, 88
 Иттнерит 134
- Каволинит 253
 Калиевый нефелин 10, 17
 Калиевый скаполит 283
 Калинефелин 70
 Калиофилит 10, 70
 Калиофилит аномальный 70
 Калиофилит О1 13, 71, 78
 Калиофилит О2 13, 72, 78
 Калисилит (калсилит) 52
 Кальк-канкринит 218
 Кальк-лабрадор 354
 Кальсилит 10, 52
 Кальциоканкринит 218
 Камаисилит 133, 208, 212
 Канкринит 212, 218
 Канкрисилит 212, 232
 Карбодавин 249
 Карбонат-вишневит 240
 Карбонат-мейонит 283
 Карбонат-нозеан 158
 Карбонатный вишневит 222, 240
 Карнегиит 12, 17, 26, 48
 Квадридавин 213, 254
 Кианос (кюанос) 166
 Концеранит 311
 Кремнистый канкринит (Si-канкринит) 232
 Куболейцит 98
- Лазиалит 160
 Лазуревый (лазоревый) камень 166
 Лазурит 133, 166
 Лазурит моноклинный 166, 167, 176

¹ Полужирным шрифтом выделены названия описанных минералов и групп; светлым шрифтом обозначены разновидности (цифры даны полужирным шрифтом), синонимы и искусственные аналоги.

- Лазурит ромбический 166, 167, 176
 Лазурит триклинный 166–168, 177
 Лайм-канкринит 218
 Лапис-лазурь (ляпис-лазурь) 166
 Лагидит 160
 Левколит 311
Лейцит 97, 98
 β-лейцитовая фаза 98, 107
Лиоттит 213, 260
Лисицынит 97, 130
 Лосит 237
 Лосод 215, 258
 Ляджвард 166
- Магнезиальный канкринит** 222
 Майонит 354
Малиикоит 10, 85
Мариалит 282, 294
 Мариалит 160
Мегакальсилит 10, 68
Мейонит 282, 354
 Мизонит 330
Микросоммит 213, 251
Мицонит 282, 330
 Молибдосодалит 134, 145
- Наполит** 160
 Наталит 282
 Натриевый лейцит 102, 107
 Натриевый мейонит 283
 Натриевый нефелин 10, 17
 Натродавин 245, 250
 Натрон гаюин 155
Нефелин 10, 17
 Низкий карнегиит 12, 26, 45, 48
 Низкий нефелин 12
 Нили 166
Нозеан 132, 134, 155
 Нозеанит 155
 Нозелит 155
 Нозиан 155
 Нозин (нозит) 155
 Нормальный нефелин 17
- Онтариолит** 282
 Основной канкринит 235
- Пануцит** 10, 79
 Параканкринит 218
 Парантит 282
 Пассауит 282
Питильяонит 213, 255
 Поллукс 117
 Поллусит 117
- Поллуцит** 97, 116
 Порцелланит 282
 Прихнитоид 311
- Рипонит** 311
- Сакрофанит** 213, 279
 Сапфир (сапфейрос) 166
 Сапфирин 160
 Себций (суфеи) 166
 Серцарит 179
Силвиалит 282, 371
 Сильвианит 371
Скаполит 282
 Сколексероз 354
 Сколопсит 134
Содалит 132, 134
 S-содалит 173
 Строгоновит 282, 330
 Сульфат-канкринит 222
 Сульфат-мариалит 283, 294
 Сульфат-мейонит 283, 371
 Сульфатный канкринит 218, 222, 228, 237
 Сульфатный Na-канкринит 237
Сянухуалинит 96
- Тагтапит** 150
Тетракальсилит 10, 79
 Тетраклазит 354
 Тетраэдрический гранат (гельвин) 187
Трикальсилит 10, 83
Тримерит 93
 Триннефелин 12, 17, 24
Тугтупит 132, 150
Тункит 213, 276
- Ультрамарин 166
- Факеллит** 70
 Фараонит 222
 Фацеллит 70
Францинит 213, 272
- Хлор-мариалит (Cl-мариалит) 283, 294
 Хризосапфир 166
- Царегородцевит** 133, 179
- Чесбет** 166
- Шмельцштейн** 311
 Шпинеллан 155
- Элеолит 17
 Эрсбаит 282, 354

INDEX

- Acarbodayvne 249
Afghanite 213, **264**
Ajuin 160
Akalydavyne 250
Alomite 134, 145
Aluminate cancrinite 228
Alumosilicate of ammonium tetramethyl 179
Ameletite 134
Ammonioanalcite 114
Ammonioleucite 97, **114**
Anhydrous scolecite 354
Armenakun (armenium stone) 166
Asmani 166
- Basic cancrinite 235
Berillium sodalite (berillosodalite) 132, 150
Berzeline 160
Bicculite 133, **208**
Bystrite 213, **258**
- Calciocancrinite 218
Cancrinite 212, **218**
Cancrisilite 212, **232**
Carbodayvne 249
Cavolinite 253
Chesbet 166
Chlorous-marialite (Cl-marialite) 283, 294
Chrysoapphire 166
CO₃-mionite 283
Conzcranite (conseranite) 311
Cyancus 166
- Danalite** 133, 182, **196**
Davyne 245
Deodatite 160
Dipyre, **311**
Dipyrite 311
- Ekcrbergite 282
Elacolite 17
Ersbyite 282, 354
- Facellite 70
Franzinite 213, **272**
- Genthelvite** 133, 182, **201**
Giuseppettite 213, **277**
Glaucolite (glaukolith) 134, 283, 330
- Hackmanite** 134, **144**
- Hauynite 160
Häüyne **160**
Häüyne_{ss} 160, **165**
Helvine 133, 182, **187**
Helvite 187
Hidronosean 237
Hsianghualinite **96**
Hyacinth 354
Hydrocancrinite 235
Hydrohäüyne 160, **164**
Hydrosodalite 133, 155
Hydroxycancrinite 213, **235**
- Ittnerite 134
- Kaliophilite** 10, **70**
K-free davyne 250
K-free microsommite 250
K-scapolite 283
Kalk-cancrinite 218
Kalklabrador 354
Kalsilite 10, **52**
Kamaisilite 133, 208, **212**
- Lajward 166
Lapis-lazuli (lazule, lapis-lazzuli) 166
Lasurstein (pierr d'azuz) 166
Latialite 160
Lazialite 160
Lazurite 133, **166**
Lazurite monoclinic 166, 167, 176
Lazurite orthorhombic 166, 167, 176
Lazurite triclinic 166 – 168, 177
Leucite 97, **98**
Leucolite 311
Lime-cancrinite 218
Liottite 213, **260**
Lisitsynite 97, **130**
Losite 237
Losod 215, 258
- Magnesian cancrinite 222
Malinkoite 10, **85**
Marialite 282, **294**
Marialite 160
Megakalsilite 10, **68**
Meionite 282, **354**
Microsommite 213, **251**
Mionite 354
Mizonite 330
Mizzonite 282, **330**
Molibdosodalite 134, **145**

- Na-meionite 283
Napolite 160
Natrodavine 245, **250**
Natron hauyne 155
Nepheline 10, 17
Nili 166
Nosean 132, 155
Noseanite 155
Noselite 155
Nosian 155
Nosin (nosite) 155
Nuttallite 282
- Ontariolite 282**
- Panunzite 10, 79**
Paracancrinite 218
Parantite 282
Passauite 282
Pharaonite 222
Pitiglianoite 213, 255
Pollucite 116
Pollux 117
Porzellanite 282
Potassium nepheline 17
Prehnitoid 311
- Quadridavyne 213, 254**
- Riponite 311
- Sacrofanite 213, 279**
Sapphirine 160
Sapphirus 166
Scapolite 282
Schmelzstein 311
Scolexerose 354
Scolopsite 134
- Sebsi (suvsii) 166
Si-dominant cancrinite 232
Silvialite 282, 371
Silvianite 371
Sodalite 132, 134
SO₄-marialite 283
SO₄-meionite 283
Soda leucite 102, 107
Soda nepheline 17
Spinellan (spinellanne) 155
Strogonovite (strogonowit) 282, 330
Sulphate-cancrinite **228, 237**
Sulphate-marialite 294
Sulphate-meionite 371
Sulphatic cancrinite **228, 237**
Sulphatic Na-cancrinite 237
Superpotassian vishnevite 243
- Tetrahedral garnet 187**
Tetrakalsilite 10, 79
Tetraklasite 354
Tounkite 213, 276
Trikalsilite 10, 83
Trimerite 93
Trinepheline 17, 24
Tsargorodtsevite 133, 179
Tugtupite 132, 150
- Ultramarine 166
- Vernerite 282, 311, 330
Virgilite 91
Vishnevite 213, 222, 237
- White garnet 98
- Youshiokaite 10, 88**

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Условные обозначения и сокращения.....	5
Фельдшпатоиды.....	7
Фельдшпатоиды без дополнительных анионов.....	10
Группа нефелина.....	10
Виргилит.....	91
Тримерит.....	93
Сянуалинит.....	96
Группа лейцита.....	97
Фельдшпатоиды с дополнительными анионами.....	132
Группа содалита.....	133
Царегородцевит.....	179
Группа гельвина.....	182
Группа бичулита.....	208
Группа канкринита.....	212
Группа скаполита.....	282
Указатель минералов.....	375
Index.....	377

Научное издание

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Т о м V

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ

В ы п у с к 2

Фельдшпатоиды

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *Е.А. Швейко*
Технический редактор *Т.А. Резникова*
Корректор *А.В. Морозова*

Подписано к печати 14.04.2003
Формат 70 × 108¹/₁₆
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 33,6. Усл.кр.-отг. 33,6. Уч.-изд.л. 34,2
Тираж 610 экз. Тип. зак. 4207

Издательство "Наука"
117997 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Санкт-Петербургская типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ
ТОРГОВОЙ ФИРМЫ “АКАДЕМКНИГА” РАН

Магазины “Книга–почтой”

121099 Москва, Шубинский пер., 6; 241-02-52
197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7Б; (код 812) 235-05-67

Магазины “Академкнига” с указанием отделов “Книга–почтой”

690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 (“Книга–почтой”); (код 4232) 45-27-91
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 (“Книга–почтой”); (код 3432) 55-10-03
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 298 (“Книга–почтой”); (код 3952) 46-56-20
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45; (код 3912) 27-03-90
220012 Минск, проспект Ф. Скорины, 72; (код 10375-17) 232-00-52, 232-46-52
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 124-55-00
113105 Москва, Варшавское ш., 9, строение 1Б (книжная ярмарка “Центральная”, 5 этаж
737-03-33 (доб. 50-10)
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12; 932-74-79
103054 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; 921-55-96
630091 Новосибирск, Красный пр-т, 51; (код 3832) 21-15-60
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 (“Книга–почтой”); (код 3832) 35-09-22
142290 Пушкино Московской обл., МКР “В”, 1 (“Книга–почтой”); (13) 3-38-80
443022 Самара, проспект Ленина, 2 (“Книга–почтой”); (код 8462) 37-10-60
199034 Санкт-Петербург, В.О., 9-я линия, 16; (код 812) 323-34-62
191104 Санкт-Петербург, Литейный пр-т, 57; (код 812) 272-36-65
199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2; (код 812) 328-32-11
194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий пр-т, 4; (код 812) 247-70-39
634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18; (код 3822) 51-60-36
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 (“Книга–почтой”); (код 3472) 24-47-74, факс
(код 3472) 24-46-94
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 22-91-85

Коммерческий отдел, г. Москва

Телефон 241-03-09

E-mail: akadem.kniga@g23.relcom.ru

Склад, телефон 291-58-87

Факс 241-02-77

WWW. AK-Book. naukaran.ru

*По вопросам приобретения книг
просим обращаться также
в Издательство по адресу:
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90
тел. факс (095) 334-98-59
E-mail: [initsiat @ naukaran.ru](mailto:initsiat@naukaran.ru)
Internet: www.naukaran.ru*

ISBN 5-02-006417-3



9 785020 064171