

73171

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

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Том II

Выпуск 1
ГАЛОГЕНИДЫ

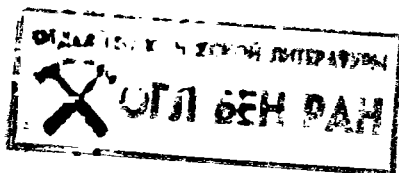
83063

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1963

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

чл.-корр. АН СССР Ф. В. ЧУХРОВ

и доктор геол.-мин. наук Э. М. БОНШТЕДТ-КУПЛЕТСКАЯ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Согласно плану издания, ко второму тому отнесено описание галогидных соединений и окислов.

В связи с тем, что подготовленный материал по этому тому оказался очень большим, превышающим объем одной книги, принято решение разбить материал на три выпуска: 1 — галогениды; 2 — простые окислы и гидроксиды; 3 — сложные окислы и сходные соединения.

Материал в предлагаемом томе изложен в том же порядке, как и в I томе. В отдельных разделах сделаны лишь некоторые дополнения, уточнения и небольшие изменения в характере изложения или оформления данных с учетом опыта работы над первым томом и пожеланиями, высказанными в рецензиях на него.

В конце выпусков второго тома в отличие от первого тома приведены списки минералов, сгруппированных по основным входящим в их состав элементам.

В данном выпуске описания кристаллических структур отредактированы академиком Н. В. Беловым, данные термического изучения — А. И. Цветковым.

В дополнении и редактировании статей принимала участие Т. А. Яковлевская.

1-й выпуск II тома составлен следующими авторами:

С. И. Берхин — подбор и дополнение таблиц межплоскостных расстояний.

Э. М. Бонштедт-Куплетская — беггильдит, кароббит, нейборит, селлаит, флюоцерит.

Е. И. Долманова — заварицкит.

Л. П. Ермилова — геарксутит, кридит, чухровит.

В. А. Корнетова — флюорит.

А. Н. Лабунцов — барарит, виллиомит, гиератит, криптогалит, малладрит (дополнение Э. М. Бонштедт-Куплетской).

А. С. Марфунин и Л. В. Бершов — подбор литературы по электронному парамагнитному резонансу.

И. В. Островская — все хлориды, бромиды и иодиды.

В. И. Степанов и М. Н. Соколова — криолитонит, пахнолит, прозоцит, ральстонит, томсенолит, эльмасолит.

В. И. Степанов — веберит, криолит, флюеллит, хиолит, ярлит.

Т. А. Яковлевская — гагаринит и списки минералов по элементам.

В подготовке тома к печати приняли участие библиографы О. А. Арбузова и С. А. Букина-Добрехотова.

Некоторые статьи по хлоридам были в рукописи просмотрены Я. Я. Яржемским и М. Г. Валяшко, ценные замечания которых с благодарностью учтены автором и редакцией.

Рукопись II тома и дополнения к статьям закончены к началу 1962 г.; по возможности использованы работы, опубликованные в 1961 г.

В списках литературы, прилагаемых к описанию каждого минерала, не

повторяются ссылки на следующие основные минералогические руководства и справочники (ссылки на эти работы даются в тексте в скобках).

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

Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Перевод с англ. под ред. акад. А. П. Виноградова. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

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

Бокий Г. Б. Введение в кристаллохимию. Изд. МГУ, 1954.

Бокий Г. Б. Кристаллохимия. Изд. МГУ, 1960.

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

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

Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. М., Госгеолиздат, 1949, т. 3.

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

Дэна Д. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондел К. Система минералогии. Перевод с англ. под ред. Д. П. Григорьева, 1951, т. I, полутом 2; 1953, т. II, полутом 1¹.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перевод с англ. под ред. Д. С. Белянкина. ОНТИ, 1937.

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

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

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

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

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Изд. ЛГУ, 1957, ч. 1; Госгеолиздат, 1961, ч. 2.

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

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

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

Hey M. H. An index of mineral species and varieties arranged chemically. London, 1955.

Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig — Berlin, 1897—1939.

Hintze C.—Linck G. Ergänzungsband I, 1938; Hintze C.—Chudoba C. Ergänzungsband II, 1954—1959.

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

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

Strunz H. Mineralogische Tabellen. 3-te Aufl. Leipzig, 1957.

¹ В тексте ссылки на I том даются в виде «(Дана, 1944)», на том II — «(Дана, 1951)», в соответствии с выходом в свет.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- a, b, c* — кристаллографические оси
a : b : c — отношение отрезков, отсекаемых единичной гранью (морфологическое отношение осей)
a₀, b₀, c₀ — параметры элементарной ячейки
a_{rh} — ребро ромбоэдрической ячейки
a_h, c_h — параметры гексагональной ячейки тригональных минералов
 α, β, γ — углы между кристаллографическими осями
L₂ = 2, L₃ = 3, L₄ = 4, L₆ = 6 — оси симметрии в старом обозначении и в обозначении Германа-Могена
L_{i3} = $\bar{3}$, L_{i4} = $\bar{4}$, L_{i6} = $\bar{6}$ — инверсионные оси симметрии в разных обозначениях
P, m — плоскости симметрии в разных обозначениях
C — центр симметрии
 φ и ρ — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси *c* в вертикальном положении
 φ_1 и ρ_1 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси *a* в вертикальном положении
 φ_2 и ρ_2 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси *b* в вертикальном положении
(hkl) — простые формы и грани
[hkl] — ребра кристаллов и зоны
Z — число формульных единиц в элементарной ячейке
I — интенсивность линий рентгенограмм
Ng, Nm, Np — оси индикатрисы двусосных минералов
Ne, No — оси индикатрисы одноосных минералов
n_g, n_m, n_p — показатели преломления двусосных минералов
n_e, n_o — показатели преломления одноосных минералов
2V, 2E — истинный и кажущийся углы оптических осей
r, v — соответственно красный и синий (при дисперсии)
Rg, Rm, Rp — отражательная способность двусосных минералов
Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов
 λ — длина волны
- | | |
|--|--|
| <p> Анал.— аналитик
 Бл.— блеск
 Восст. пл.— восстановительное пламя
 Вычисл.— вычисленный
 Гексаг. с.— гексагональная сингония (система)
 Гексатетраэдр.— гексатетраэдрический
 Гексоктаэдр.— гексоктаэдрический
 Дв.— двойник
 Дв. ось.— двойниковая ось
 Дв. пл.— двойниковая плоскость
 Дидодекаэдр.— дидодекаэдрический
 Дипирамид.— дипирамидальный
 Дитриг.— дитригональный
 Закр. тр.— закрытая трубка
 Изл.— излом </p> | <p> Изм.— изменение (название раздела)
 Искусств.— искусственный, искусственное получение (название раздела)
 Кл.— класс
 Конц.— концентрированная
 Коэф.— коэффициент
 Куб. с.— кубическая сингония (система)
 Микр.— микроскопическая характеристика (название раздела)
 М-ие — месторождение
 Монокл. с.— моноклинные сингония (система)
 Не обн.— не обнаружено
 Не опр.— не определялось
 Н. о.— нерастворимый остаток
 Октаэдр.— октаэдрический </p> |
|--|--|

Окисл. пл.— окислительное пламя	Синон.— синонимы (название раздела)
Опт.— оптика, оптический	Скаленоэдр.— скаленоэдрический
Откр. тр.— открытая трубка	Сл.— следы
Отл.— отличие (название раздела)	Сп.— спайность
Отраж. св.— отраженный свет	Структ. и морф. крист.— структура и морфология кристаллов (название раздела)
Отраж. спос.— отражательная способность	Тв.— твердость
Пирам.— пирамидальный	Т-ра — температура
Плавл.— плавление	Теор.— теоретический
Пл. опт. осей — плоскость оптических осей	Тетраг. с.— тетрагональная (квадратная) сингония (система)
П. микр.— под микроскопом	Тетраэдр.— тетраэдрический
Повед. при нагр.— поведение при нагревании (название раздела)	Триг. с.— тригональная сингония (система)
Полир. пл.— полированный шлиф	Трикл. с.— триклинная сингония (система)
П. п.— потеря при прокаливании	Уд. в.— удельный вес
П. п. тр.— перед паяльной трубкой	Физ.— физические свойства (название раздела)
Практ. знач.— практическое значение (название раздела)	Характ. выдел.— характер выделения (название раздела)
Призм.— призматический	Хим.— химизм, химический состав (название раздела)
Простр. гр.— пространственная группа	Цв.— цвет
Прох. св.— проходящий свет	Шл.— шлиф
Разб.— разбавленный	Экзотерм. эфф.— экзотермический эффект
Разнов.— разновидность (название раздела)	Эндотерм. эфф.— эндотермический эффект
Р-к — рудник	
Ромб. с.— ромбическая сингония (система)	
Ромбоэдр.— ромбоэдрический	

ТИПОВЫЕ СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

АН — Академия наук (АН СССР, АН Арм.ССР, АН УССР и т. д.)	Изв.— Известия
Бюлл.— бюллетень	ИМГРЭ — Институт минералогии и геохимии редких элементов
Вестн.— вестник	Ин-т — институт (за исключением сокращенных названий институтов, указанных в данном списке)
ВИМС — Всесоюзный институт минерального сырья	Информ.— информационный
ВСЕГЕИ — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт	КЕПС — Комиссия по изучению естественных производительных сил
Геол.— геологический, геология	К-т — комитет
Геол.-разв.— геолого-разведочный	Крист.— кристаллография
Горн.— горный	Лаб.— лаборатория
Гос.— государственный	Ломон. ин-т — Ломоносовский институт АН СССР
Д.— доклады	Матер.— материалы
ДАН — Доклады Академии наук	Мин.— минералогический, минералогия
Дана, 1892 — Dana, System of Mineralogy, 6-th Ed.	Муз.— музей
Дана, 1944 — Dana's System of Mineralogy, 7-th Ed., v. 1.	НИГРИ — Научно-исследовательский геолого-разведочный институт
Дана, 1951 — Dana's System of Mineralogy, 7-th Ed., v. 2.	О-во — общество
Журн.— журнал	О-во ест.— общество естествоиспытателей
Зап.— записки	О-во исп. природы — общество испытателей природы
ИГЕМ — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР	Политехн.— политехнический
ИГН — Институт геологических наук АН СССР	Р.Ж.Геол.— Реферативный журнал «Геология»

Сб.— сборник	Geol. För. Förhandl.— Geologiska Före-
Сообщ.— сообщение	ningens i Stockholm Förhandlingar
Технол.— технологический	Ges.— Gesellschaft
Тр.— труды	Fortschr.— Fortschritte
Ун-т — университет	J.— Journal
Упр.— управление	Jb.— Jahrbuch
УФАН — Уральский филиал АН СССР	Krist.— Kristallographie
Уч.— ученые	Mag.— Magazine
Физ.— физический, физика	Mem.— Memoir, Mémoire
Фил.— филиал	Met.— Metall
Хим.— химический, химия	Min.— Mineralogical, Mineralogie etc.
ЦНИГРИ — Центральный научно-иссле-	Mitt.— Mitteilungen
довательский геолого-разведочный ин-	Natur.— Natural
ститут	Nation.— National
Abstr.— Abstracts	N.— Neues, New
Am.— American	Proc.— Proceedings
Ann.— Annales	Phys.— Physical
Arch., Ark.— Archiv, Arkiv	Rep.— Report
ASTM — American Society for Testing	Rev.— Revue
Materials	Sci.— Science
Beitr.— Beiträge	Soc.— Society, Société
Ber.— Berichte	Surv.— Survey
Bol.— Bollettino	Struct.— Structure
Bull.— Bulletin	Trans.— Transactions
Chem.— Chemical, Chemie	Verh.— Verhandlungen
C. R.— Comptes Rendus, Academie des	Zbl.— Zentralblatt, Centralblatt
sciences	Zs.— Zeitschrift
Econ.— Economic	Ztng.— Zeitung
Geol.— Geological, Geology, Geologie	U. S.— United States

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ КЛАССА ГАЛОГЕНИДОВ

Все галогениды разделены на два подкласса: 1) фториды, 2) хлориды, бромиды и йодиды. К группе галогенидов отнесены также оксигалогениды, гидроксигалогениды и некоторые минералы, содержащие и другие анионы. В каждом из двух подклассов минералы делятся на группы по типам структур, которые расположены от более высоких сингоний к более низким.

Минералы, структура которых не выяснена, расположены в порядке возрастания отношения числа атомов анионов к числу атомов катионов в формуле (сначала без H_2O , затем с H_2O) с учетом сходства состава. Недостовверные или сомнительные минералы описаны в алфавитном порядке. От общей схемы расположения минералов сделаны некоторые отклонения (для минералов сходной структуры или состава).

ФТОРИДЫ

Структура типа галита и близкие структуры

группа <i>виллиомита</i>	
виллиомит	NaF
кароббит	KF
группа <i>ферручита</i>	
ферручит	NaBF ₄
авогадрит	(K,Cs)BF ₄

Структура типа флюорита

флюорит	CaF ₂
группа <i>криптогалита</i>	
криптогалит	(NH ₄) ₂ SiF ₆
гиератит	K ₂ SiF ₆

Структура типа барарита

группа <i>барарита</i>	
барарит	(NH ₄) ₂ SiF ₆
малладрит	Na ₂ SiF ₆

Структура типа эльпасолита — криолита

группа <i>криолита</i>	
криолит	Na ₃ AlF ₆
эльпасолит	K ₂ NaAlF ₆

Структура гранатоподобная

криолитионит	Na ₃ Al ₂ (LiF ₄) ₃
--------------	--

Структура типа пироклора

ральстонит	Na _x (Mg _x Al _{2-x})(F, OH) ₆ · · yH ₂ O
------------	---

Структура типа флюоцерита

флюоцерит	(Ce,La)F ₃
-----------	-----------------------

Структура типа рутила

селлаит	MgF ₂
---------	------------------

Структура типа матлокита

заварицкит	BiFO
------------	------

Структура типа хиолита

хиолит	Na ₅ Al ₃ F ₁₄
--------	---

Структура типа гагаринита

гагаринит	NaTRCaF ₆
-----------	----------------------

Структура типа перовскита

нейборит	NaMgF ₃
----------	--------------------

Структура типа веберита	
веберит	$\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$
Структура не выяснена	
прозонит	$\text{CaAl}_2(\text{F}, \text{OH})_8$
стенонит	$\text{Sr}_2\text{AlF}_5(\text{CO}_3)$
бэггильдит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Al}_2\text{F}_9(\text{PO}_4)$
ярлит	$\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$
томсенолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
пахнолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
флюеллит	$\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_3(\text{PO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
кридит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{F}_8(\text{OH})_2(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
геарксутит	$\text{CaAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
чухровит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{TRF}_{13}(\text{SO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Недостаточно изученные и сомнительные фториды

иттрокальциофлюорид	$(\text{Y}, \text{Er})\text{F}_3 \cdot \text{CaF}_2$?
оксифторид свинца	$\text{Pb}_2\text{F}_2\text{O}$
метапоцерин	?
псевдопоцерин	?

**СТРУКТУРА ТИПА ГАЛИТА
И БЛИЗКИЕ СТРУКТУРЫ**

ГРУППА ВИЛЛИОМИТА

		Сингония	a_0	Уд. в.
Виллиомит	NaF	Куб.	4,62	2,8
Кароббит	KF	Куб.	5,40	2,5

Виллиомит Villiaumite
NaF

Назван по имени французского исследователя Виллиома, собравшего коллекцию пород о-вов Лос (Лакруа, 1908) [1].

Синон. Вильюмет, фтористый натрий.

Характ. выдел. Зерна и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 4,623 \text{ \AA}$ для виллиомита из Гвинеи, 4,628 для химически чистого NaF (Барт и Лунде) [2] $Z = 4$.

Структура типа галита (см. стр. 118).

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_44L_36L_29PC$). На кристаллах искусств. NaF наблюдались формы $a(100)$, $d(110)$ и $o(111)$ [3, 4]. Природные кристаллы — несовершенные кубы.

Физ. Сп. по (100) совершенная. Хрупок. Тв. 2—2 $\frac{1}{2}$ у гвинейского, 3 $\frac{1}{2}$ у кольского. Уд. в. 2,79 (вычисл. 2,828). Цв. карминово-красный, темно-вишневый; изредка бесцветный [5]. Черта бледно-розовая до белой. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего.

Куб. коэф. сжимаемости NaF при 30° 2,11 · 10⁻⁶ см²/кг [6].

В синтетическом NaF методом электронного парамагнитного резонанса исследованы: примеси Mn^{2+} , Co^{2+} , а также Cr, Fe, Co, Ni, образовавшиеся в результате облучения γ -лучами, рентгеновскими лучами и электронами; F-центры, возникшие в результате облучения нейтронами [7].

Микр. В пл. в прох. св. светло-розовый до бесцветного. Изотропен. Виллиомит из Гвинеи [1] аномально слабо двупреломляет, плеохроирует: по Ne желтый, по No розовый до карминового. Одноосный (—).

В искусственных кристаллах NaF двупреломление и плеохроизм возникают в результате испытанного давления, растяжения или воздействия рентгеновских лучей [1, 2]. В результате одностороннего давления \perp (100) и \perp (111) становится одноосным (—), под действием гидростатического давления показатель преломления несколько повышается [8].

Показатели преломления ловозерского виллиомита [4]:

λ, μ	620	600	560	520
n	1,3253	1,3258	1,3268	1,3272

у гвинейского [1] $n = 1,328$ (Na).

Хим. Теор. состав: Na — 54,76; F — 45,24.

Анализы:

	Na	K	Mg	Ca	F	Cl	ZrO ₂	Н. с.	Сумма	Уд. в.
1.	53,4	Сл.	Сл.	1,2	44,2	—	1,5	—	100,3	2,79
2.	53,83	0,32	—	—	45,28	—	—	0,84	100,27	—
3.	54,69	Не обн.	—	Не обн.	45,06	Не обн.	—	0,12	99,87	2,80
4.	54,23	—	Не обн.	—	44,81	—	Не обн.	0,80	99,84	—

1—о-в Рума; анал. Пизани [1]; 2—Чинглусуай, Ловозерские тундры; анал. Сокова [4]; 3—Кунисвумчорр, Хибинские тундры [5]; 4—Ильмаусак; анал. Мортенсен [9].

Диагн. исп. Легко растворим в холодной воде (при 25° в химически чистой воде растворяется 37 700 мг/л NaF) [10].

П. п. тр. становится бесцветным. Легко плавится, по охлаждению образуется мутное бесцветное стекло.

Повед. при нагр. При нагревании до 250—300° становится бесцветным [1, 5], гвинейский — изотропным. При нагревании до 300° физические свойства, в частности, показатель преломления не изменяются. Т-ра плавл. $995 \pm 5^\circ$ (по Берчу и др.). Теплота плавления 7860 кал/моль (Ляшенко) [11]. Средняя уд. теплоемкость NaF в пределах 15—300° 0,2795 кал/г.град (Крестовников и Каретников) [12]. Куб. коэф. расширения $39 \cdot 10^{-6}$ [6].

При высоких давлениях водяного пара при температурах, превышающих критическую температуру воды, NaF вполне устойчив, что объясняет возможность образования виллиомита в позднемагматическую фазу, в условиях, когда летучие компоненты расплава представлены не только фтором, но и водой и хлором [13].

Наход. Ввиду растворимости в воде близ поверхности не сохраняется, поэтому считался исключительно редким. Впервые был установлен в составе особенно крупнозернистых разновидностей нефелиновых сиенитов о-ва Рума (о-ва Лос) в Гвинее, где является поздним первичным минералом пород, содержащих астрофиллит и ловенит, и наблюдается в тесной ассоциации с эвколитом [1].

Широко распространен в Ловозерском массиве (Мурманская обл.), как показало изучение кернов буровых скважин [14]. Характерен для пород комплекса люавритов, фойяитов, уртитов; в люавритах распространен более или менее равномерно, среди фойяитов отмечаются зоны, обогащенные виллиомитом, в которых он образует выделения до 3—5 см², составляя до 5% породы [14, 15]; ассоциируется обычно с содалитом и нефелином, занимая промежутки между их выделениями. Присутствует и в ловозерских пегматитах. Повсюду является одним из самых поздних первичных минералов.

В подземных выработках Кукисвумчоррского месторождения апатита (Хибинский массив, Мурманская обл.) слагает жилки в рихчорритах, составляющих кровлю апатитового тела: наблюдался в полевошпатовом прожилке, содержащем ловчоррит, эвдиалит, ферманит, в пектолитовиллиомитовых прожилках, слагает собственно виллиомитовые прожилки; обычно сопровождается ближе не определенным минералом типа соды, отчасти опалом. Наблюдался также в керновом материале из Хибинского массива: в составе крупнозернистого сиенита г. Куэльпор, рихчоррита г. Поачвумчорр, уртыта г. Расвумчорр (по новым данным Герасимовского); встречен в штольне г. Юкспор и др. [16].

Обнаружен в керне из массива Илимаусак (Гренландия) в ассоциации с уссингитом и чкаловитом [9].

Изм. Во влажном воздухе расплывается. Очень легко выщелачивается водой, поэтому может сохраниться лишь в породах, не подвергавшихся увлажнению. Возможно, что многочисленные характерные для Хибинского и Ловозерского массивов ячеистые и ельчатые пустоты («элатолиты»), наблюдающиеся в разных породах и среди скопления минералов, образовались в результате растворения виллиомита.

Искусств. В виде мелких кубических кристаллов кристаллизуется при выпаривании водных растворов NaF; присутствие ионов OH в растворе способствует развитию скелетных кристаллов [3]. Установлен и как продукт пирогенной кристаллизации в составе электросварочного шлака [17], что подтверждает возможность его магматического образования.

Отл. Характерны цвет и легкая растворимость в воде.

Межплоскостные расстояния искусственного NaF,
по Михееву

Mo-излучение, ZrO₂-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
111	6	2,662	420	8	1,038
200	10	2,322	422	7	0,9447
220	10	1,644	511; 333	1	0,8901
311	4	1,398	440	3	0,8120
222	9	1,340	600; 442	5	0,7722
400	6	1,161	620	4	0,7288

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. C. R., Paris, 1908, 146, 213.
2. Barth T., Lunde G. Zbl. Min., 1927, A, 57.
3. Frondel C. Am. Min., 1940, 25, No 5, 338.
4. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1941, 32, № 7, 492.
5. Семенов П. К. Сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 112.
6. Winkler H. Struktur u. Eigenschaften der Krystalle. Berlin, 1950, 189.
7. Lord N. W., Phys. Rev., 1957, 105, 756; Hayes W., Jones D. A. Proc. Phys. Soc., 1958, Sect. B, 71, 503.
8. Leibssle H. Zs. Krist., 1960, 114, 457.
9. Vondam J., Ferguson J. Medd. Grønland, 1962, 172, № 2, 1
10. Campbell A. N., Campbell A. J. Trans. Faraday Soc., 1939, 35, 241.
11. Ляшенко В. С. Metallurg, 1935, № 11, 85.
12. Крестовников А. Н., Каретников Г. А. Легкие металлы, 1934, № 4, 29.
13. Когарко Л. Н. Геохимия, 1961, № 1, 72.
14. Буссен И. В. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, 209.
15. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 490.

16. Дудкин О. В. Сб. «Материалы по минералогии Гольского полуострова». Изд. АН СССР, 1959, вып. 1, 14; Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в пйолит-уртитах горы Юксор Хибинского массива. Изд. АН СССР, 1962, 55.
17. Лапин В. В. ДАН СССР, 1944, 31, № 7, 695.

Кароббит Carobbite

KF

Назван по имени Г. Каробби, впервые установившего и кратко описавшего минерал (Штрунц, 1956) [1, 2].

Синон. Фтористый калий — potassium fluoride.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^h — $Fm\bar{3}m$; $a_0 = 5,40 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Штрунц [2] для минерала); у чистого KF $a_0 = 5,34 \text{ \AA}$ [3] (частичное замещение в минерале калия натрием и фтора хлором сказывается на значении параметра решетки).

Структура типа галита.

Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$). Кристаллы — мельчайшие кубы.

Физ. Сп. по (100). Уд. в. искусств. KF 2,5051 [4] (вычисл. 2,528). Цв. бесцветный до белого.

Куб. коэф. сжимаемости KF при 30° $3,30 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{кг}$ [5].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,362$ [1] (у искусств. KF 1,3629) [4].

В результате одностороннего давления \perp (100) кристаллы искусственного KF становятся одноосными (+), при давлении \perp (111) — одноосными (—) [6].

Хим. Теор. состав: К — 67,30; F — 32,70. По спектральному анализу минерал содержит К и немного Na, микрохимически установлены F и немного Cl [2].

Диагн. исп. Легко растворим в воде (при 25° в чистой воде растворяется 495 000 мг/л KF) [7]. На вкус жгучесоленый.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. KF 856° [8]. Теплота плавления 6850 кал/моль [9]. Средняя уд. теплоемкость в пределах $20-155^\circ$ $0,2074 \text{ кал/г.град}$ [9]. Куб. коэф. расширения $36 \cdot 10^{-6}$ [5].

Нахожд. Обнаружен в составе сталактитовых образований в полости среди лавы кратера Везувия (Италия) в тесной смеси с меркаллитом, мизенитом, гиратитом.

Межплоскостные расстояния искусственного KF, по Михееву

hkl*	l	d	hkl*	l	d
111	7	3,08	420	8	1,191
200	10	2,66	422	6	1,089
220	9	1,88	333; 511	1	1,027
311	5	1,60	440	1	0,943
222	8	1,54	531	1	0,901
400	3	1,333	600; 442	2	0,889
331	2	1,223	620	1	0,843

* $a_0 = 5,339 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. Carobbi G. Atti R. Accad. sci., Lett., Arti, Modena, 1936, 14, 1.
2. Strunz H. Rend. Soc. Min. Ital., 1956, 12, 2.
3. Broch E., Öftedal I., Pabst A. Zs. phys. Chem., 1929, 3, 209.
4. Wulff P., Heigl A. Zs. Krist., 1931, 77, 84.

5. Winkler H. Struktur und Eigenschaften der Krystalle. Berlin, 1950.
6. Leibssle H. Zs. Krist., 1960, 114, 457.
7. Campbell A. N., Campbell A. J. Trans. Faraday Soc., 1939, 35, 241.
8. Рысс И. Г. Химия фтора и его неорганических соединений. Госхимиздат, 1956, 703.
9. Ляшенко В. С. Металлург, 1935, № 14, 85.

ГРУППА ФЕРРУЧИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Ферручит	NaBF_4	Ромб.	6,26	6,83	6,78	2,5
Авогадрит	$(\text{K}, \text{Cs})\text{BF}_4$	Ромб.	8,10	5,48	6,64	2,6

Минералы данной группы по составу отвечают соединениям с формулой ABX_4 и характеризуются наличием в структуре комплексов BF_4 . Структуры минералов представляют искаженные структуры типа NaCl . Ферручит, катионом которого является Na , имеет структуру типа ангидрита. Вхождение в состав авогадрита более крупных катионов K и Cs , не уместающихся в структуре типа ангидрита, обуславливает кристаллизацию авогадрита в структуре типа барита. Авогадрит изоструктурен и с целестином (SrSO_4), англезитом (PbSO_4), керстенитом (PbSeO_4) и с рядом искусственных соединений: KMnO_4 , KClO_4 , CsClO_4 , BaBeF_4 и другими, тогда как ферручит изоструктурен с ангидритом и NaClO_4 .

Ферручит Ferrussite



Назван по имени итальянского минералога Ферручо Замбонини (Каробби, 1933) [1].

Характ. выдел. Мельчайшие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} — *Стт*; $a_0 = 6,209$; $b_0 = 6,825$; $c_0 = 6,808 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9097 : 1 : 0,997$ (на кристаллах с Везувия, Беланка, 1946) [2]; $a_0 = 6,26$; $b_0 = 6,83$; $c_0 = 6,78 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,917 : 1 : 0,993$; $Z = 4$ (на искусственных кристаллах, Клинкенберг, 1937) [3].

Тетраэдры BF_4 и атомы Na слагают решетку типа NaCl ; каждый Na окружен восемью F по искаженному кубу [2]. Изоструктурен с ангидритом и NaClO_4 . Представляет низкотемпературную модификацию NaBF_4 [4].

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h}^{17} — *ттт* ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,917 : 1 : 0,993$ (по рентгеновским данным Клинкенберга) [3].

Наблюдавшиеся формы (на искусственных кристаллах) [1]:

	ϕ	ρ		ϕ	ρ
$b\ 010$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$m\ 110$	$47^\circ 33'$	$90^\circ 00'$
$a\ 100$	$90\ 00$	$90\ 00$			

Физ. Сп. по (100), (010), (001). Тв. около 3. Уд. в. 2,50 (вычисл. 2,51). Бесцветен, белый; природные кристаллы обычно желтые до желтовато-красных.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двусосный (+). Пл. опт. осей (010), $N_p = c$, $N_m = b$. Показатели преломления наиболее низкие из известных для минералов: $n_g = 1,3068$, $n_m = 1,3012$ (вычисл.), $n_p = 1,301$, $n_g - n_p = 0,0058$; $2V = 11-13 \frac{1}{2}^\circ$ (для искусств.) [1]; у природного $n < 1,318$.

Хим. Теор. состав: $\text{Na} - 20,94$; $\text{B} - 9,84$; $\text{F} - 69,22$. Природный, возможно, содержит до 3% K (выделен фракционной кристаллизацией из продуктов фумарол, растворимых в воде) [1].

Диагн. исп. Растворяется в воде. Легко плавится.

Нахожд. Встречен в очень малом количестве среди возгонов фумарол на Везувии (Италия) в ассоциации с гиратитом, авогадритом, сассолином и малладритом.

Искусств. Кристаллы образуются при взаимодействии водных растворов NaF или Na_2CO_3 с HBF_4 .

Л и т е р а т у р а

1. Carobbi G. Period. Min., Roma, 1933, 4, 410.
2. Bellanca A. Rend. Soc. Min. Ital., 1946, 3, 20; Giorn. sci. nat. econ. Palermo, 1948, 45, № 3, 1 по Struct. Rep., 1949, 12, 190.
3. Klinkenberg L. J. Recueil trav. chim. Pays-Bas, 1937, 56, 36 по Strukturber., 5, 87.
4. Finbak C., Hassel O. Zs. phys. Chem., 1936, 32, 433.

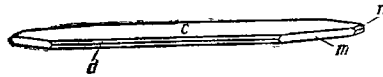
Авогадрит Avogadrite (K, Cs) BF_4

Назван по имени итальянского физика, химика и кристаллографа А. Авогадро Замбонини, 1926) [1].

Характ. выдел. Корочки, мелкие пластинчатые кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pnma$; $a_0 = 8,10$; $b_0 = 5,48$; $c_0 = 6,64 \text{ \AA}$; $Z = 4$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,564 : 1 : 1,282$ (Беланка и Скарлата [2], для перекристаллизованного авогадрита с Везувия). По мере увеличения содержания Cs размеры элементарной ячейки закономерно увеличиваются. У искусств. $\text{Cs}[\text{BF}_4]$ $a_0 = 9,45$; $b_0 = 5,84$; $c_0 = 7,66 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,617 : 1 : 1,312$ (Клинкенберг, 1937) [3].

Изоструктурен с баритом. Тетраэдры BF_4 и атомы К в координации 12 слагают искаженную решетку типа NaCl [2].



Фиг. 1. Кристалл авогадрита, Везувий
(по Каробби)

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_23PC)$; $a : b : c = 0,7898 : 1 : 1,2830$ (Бруньятелли для искусств.) [4]. Формы, наблюдавшиеся на кристаллах перекристаллизованного авогадрита с Везувия [5] (фиг. 1) и на синтетических кристаллах KBF_4 [4]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	n 011	$0^\circ 00'$	$52^\circ 04'$
a 100	$90^\circ 00'$	90 00	d 102	90 00	39 05
m 110	51 42	90 00	o 111	51 42	64 13

$dd (102) : (102) = 78^\circ 40'$ $mm (110) : (110) = 76^\circ 36'$ $nn (011) : (011) = 75^\circ 52'$

Рентгеновское отношение осей, принятое в справочнике Дана (1951), отличается от морфологического в два раза большим значением a . Формула перехода от символов по Дана к символам по Бруньятелли: $\frac{1}{2} 00/010/001$.

Кристаллы таблитчатые или пластинчатые по (001) (фиг. 1), иногда удлинены по осям b и a .

Физ. Уд. в. природного авогадрита, содержащего 2,617% Cs, 2,623 [6], не содержащего Cs — 2,498 [5] (для KBF_4 — 2,505, для CsBF_4 3,305).

Бесцветен до белого, желтоватый, при загрязнении окислами железа — красноватый.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010). $N_p = c$, $N_m = b$, $N_g = a$. У кристаллов с Везувия, не содержащих Cs, средний $n = 1,325$ [5], у содержащих около 18% $CsBF_4$ — 1,326 (у KBF_4 $n_g = 1,3247$, $n_m = 1,3245$, $n_p = 1,3239$; $n_g - n_p = 0,0008$ (Na); у $CsBF_4$ средний $n = 1,36$) [6]. $2V$ очень большой.

Хим. Природный содержит переменные количества Cs: от 0 до 18% $CsBF_4$ (как показали расчеты, на основе определения уд. веса и показателя преломления минерала, и сопоставление с данными для чистых солей). В водных вытяжках из смесей возгонов Везувия определено: K_2O — 15,2, Cs_2O — 7, B_2O_3 — 38,8, а также следы Cu, Pb, Ti, Fe, Al, Ca, Mg, Na.

Диагн. исп. Растворим в воде. На вкус горький. Легко плавится.

Нахожд. Очень редок. Наблюдался как продукт возгонов фумарол Везувия (Италия) вместе с сассолином, ферручитом, малладритом и другими солями.

Искусств. Образуется при взаимодействии HBF_4 с солями калия, также из растворов K_2CO_3 и H_3BO_3 в HF; хорошо образованные кристаллы получаются лишь в результате перекристаллизации осадков [4].

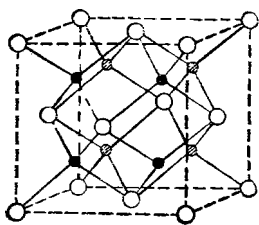
Л и т е р а т у р а

1. Zambonini F. Atti (Rend.) R. Accad. naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat., natur., Roma, 1926, 3, 644.
2. Bellanca A., Scarlata F. Ricerca scient., Roma, 1950, 20, 1648.
3. Klinkenberg L. J. Recueil trav. chim. Pays-Bas, 1937, 56, 36.
4. Montemartini C. Atti (Rend.) R. Accad. naz. Lincei, Cl. sci. fis., mat., natur., Roma, 1894, 3, F. 7, 339.
5. Carobbi G. Atti (Rend.) R. Accad. naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat., natur., Roma, 1926, 4, 382; Period. min., Roma, 1933, 4, 410.
6. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 93; Flinbak C. Hassel O. Zs. phys. Chem., 1936, 32, 433.

СТРУКТУРА ТИПА ФЛЮОРИТА

Флюорит CaF_2 Куб. с. a_0 5,46 Уд. в. 3,18

В структуре флюорита (фиг. 2) атомы Ca формально¹ образуют плотнейшую кубическую упаковку, в которой атомы F занимают все тетраэдрические пустоты [1]. Атомы Ca имеют координацию 8, атомы F — 4.



Фиг. 2. Структура флюорита

Фиг. 2. Структура флюорита

Атомы Ca располагаются по узлам гранцентрированной кубической решетки, атомы F в центрах каждого октанта. Учитывая кубическое окружение атомов Ca, структуру можно рассматривать в виде пространственной шахматной доски.

Структура этого типа характерна для ряда минералов: дигенита (структура дефектна — $Cu_{2-x}S$), церианита, торнанита, близкую структуру имеет уранинит. Структуру типа флюорита имеют многие искусственные соединения с общей формулой AX_2 : BaF_2 , PbF_2 , SnF_2 , HgF_2 , CdF_2 , PrO_2 , CeO_2 , ThO_2 , UO_2 и другие, у которых отношение $R_A : R_X > 0,732$ благоприятствует (по Магнусу — Гольдшмидту) восьмерной координации у катиона.

¹ Формально, поскольку радиус Ca значительно меньше радиуса F, речь может идти лишь о положении центров тяжести Ca.

На основе простого структурного типа $\text{CaF}_2 - \text{ThO}_2$ рассматриваются многие более сложные структуры, трактуемые как флюоритоподобные. Так, в структуре K_2PtCl_6 положение К отвечает положению F, а положению Са — центры тяжести групп PtCl_6 . Конечно, здесь следует говорить только о сходстве основного мотива, который является не флюоритовым, а антифлюоритовым, поскольку положению анионов в одной структуре отвечает положение катионов в другой и наоборот. Гиератит — K_2SiF_6 и криптогалит $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ — антифлюоритовые природные аналоги CaF_2 , точнее K_2PtCl_6 . Во всех этих структурах крупные катионы К, NH_4 имеют координационное число 12, подобно Са в перовските или Na в лопарите.

Флюорит Fluorite



Название от латин. fluere — течь, в связи с легкоплавкостью смесей различных руд с минералом; это обозначение применялось для минерала со времени Агриколы (Напионе, 1797).

Синон. Плавиковый шпат — fluor spar, Flussspat, плавик, дербиширский шпат — Derbyshire spar, андродамант — Androdamant (Шойхцер, 1746), стекловатый шпат — Glasspat (Валериус, 1747), хлорофан — Chlorophane — флюорит из Нерчивска, ярко флуоресцирующий зеленым цветом (Гротхус, 1794), пиромсмарagd — Pyrosmaragd (Хаусман, 1847), липарит — Liparit (Глокер, 1847), брьюачит — bruiachite (Макадам, 1886).

Радиофлюорит — radiofluorite (Хес, 1931) — радиоактивный флюорит. Вонючий флюорит (стинкфлюсс) — Stinkfluss (Хаусман, 1847), автозонит (автозонит) — autozonite (Шёнбайн, 1861), вонючий шпат — Stinkspat (Штруц, 1941) — радиоактивный флюорит, издающий запах при ударе.

Ложный аметист — false amethyst, ложный топаз — false topaz (Бауэр), ложный изумруд — false emerald, ложный рубин — false ruby и ложный сапфир — false sapphire (по Честеру, 1896) — различно окрашенные флюориты, применяющиеся для поделок. Литослазули — lithosiazuli (по Бауэру) — ювелирное название.

Флюобарит — Fluobaryt (Хаусман, 1847) или флюссбарит — Flussbaryt (Кёхлин, 1911) — смесь флюорита и барита (Хинце), пикрофлюит — picrofluite (Арпе, 1832) — смесь серпентина и флюорита (Вик, 1876), гунисонит — gunisonite (Клар и Пери, 1882) — флюорит, загрязненный кальцитом (Дана, 1892), бласонит — blastonite (ван-Альстин, 1944) — название для брекчии флюорита и микрокристаллического кварца из Ньюфаундленда.

Разнов. Ратовкит, иттрофлюорит, церфлюорит.

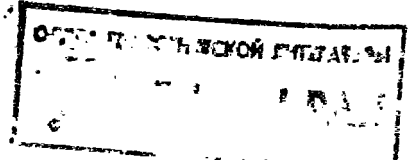
Характ. выдел. Кристаллы и их сростки, агрегаты преимущественно зернистые, также плотные и землистые, нередко столбчатые и волокнистые частью радиально-лучистые, иногда с кокардовыми текстурами.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 5,46295 \pm 0,00010 \text{ \AA}$ для оптического флюорита при 28° (Элен, 1952) [1]. Размеры ячейки возрастают с увеличением содержания изоморфных примесей Y, Ce, Sr: у иттрофлюорита $a_0 = 5,50 \text{ \AA}$ по Гольдшмидту и Томасену (1923) [2], $5,481 \text{ \AA}$ по Чэтерджи [3]; у церфлюорита — $5,47 \text{ \AA}$ (Штруц, 1957). $Z = 4$.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Главные формы: $a(100)$, $d(110)$, $o(111)$, $e(210)$, $f(310)$, $n(211)$, $m(311)$, $t(421)$. Из них наиболее часты $a(100)$, а также $o(111)$; теоретическая значимость форм (по Шафрановскому): (111), (100), (110) и (311).

Менее обычные формы:

<i>B</i> 730	<i>F</i> 10.3.0.	<i>A</i> 920	ω 833	<i>i</i> 611	<i>N</i> 443	<i>p</i> 221	ρ 441	x 11.5.3
<i>k</i> 520	<i>h</i> 410	β 322	μ 411	δ 911	<i>r</i> 332	<i>q</i> 331	<i>s</i> 321	<i>v</i> 731
							<i>w</i> 931	



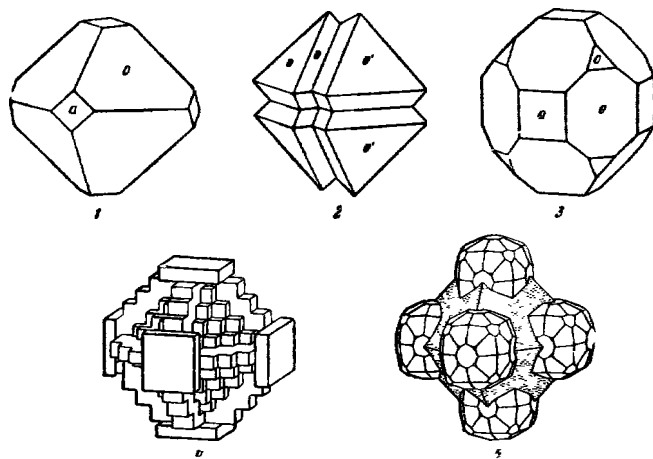
Редкие, вицинальные и недостоверные формы:

870	810	922	552	543	21.13.4	17.7.5
540	910	15.2.2	772	751	17.9.4	10.4.3
970	10.1.0	811	11.11.3	13.9.2	24.12.5	521
320	32.1.0	10.1.1	992	10.7.2	19.9.5	15.6.2
530	35.1.0	12.1.1	551	20.14.3	15.7.4	25.10.3
940	40.1.0	17.1.1	661	641	11.5.2	621
12.5.0	877	19.1.1	771	11.7.2	942	11.3.2
11.3.0	766	776	881	16.10.3	16.7.4	821
720	433	775	432	531	32.14.9	25.6.2
510	733	774	431	14.8.3	732	20.4.3
610	722	553	861	952	24.10.7	

Кристаллы чаще всего кубического облика (фиг. 3), реже октаэдрического (фиг. 4, 1, 2), иногда значительное развитие получают грани ромбического додекаэдра (фиг. 4, 3) [4]. Обычны простые комбинации форм.



Фиг. 3. Кристаллы флюорита: 1 — Нерчинский район (по Кокшарову); 2 — Адув-Чилон (по Кокшарову); 3 — Циновец (по Моосу); 4 — Камберленд (по Розе)



Фиг. 4. Кристаллы флюорита: 1 — северо-восток СССР (по Владимирову); 2 — Девоншир (по Грегу и Летсому); 3 — Якутия (по Владимирову); 4 — Альтенберг (по Гроту); 5 — Севт-Лоренс, Нью-Йорк (по Уитлоку)

В гидротермальном месторождении Лас-Чиспас в Мексике встречены кристаллы изометрического развития, на которых наблюдались грани всех семи форм гексоэдрического класса: a , d , o , e , m , q и t [5].

Отмечалось последовательное изменение формы кристаллов в процессе их роста с общей тенденцией эволюции от октаэдрического облика к кубическому [6—8] и последовательного появления на кристаллах граней в следующем порядке (на Букуке) [9, 10]: (111) — (100) — (110) — (hkk) —

— (hkl) (тенденция развития граней с меньшими ретикулярными плоскостями). Наблюдаются скелетные кристаллы в виде октаэдров, грани которых покрыты ориентированно выросшими кристалликами флюорита с гранями (110) , (100) и (hkl) [8]; нередко параллельные сростки мелких кубических кристаллов — гранные формы, по Шафрановскому (фиг. 4, 4), взаимное ориентированное обрастание кристаллов, ступенчатое их развитие [11, 12], а также развитие различных видов вершинных форм (фиг. 4, 5). Иногда кристаллы значительно уплощены по одной из граней куба [11]. Грани октаэдра обычно неровные, тусклые; грани куба гладкие и блестящие, но иногда испатрихованы параллельно ребрам куба или имеют паркетобразный рисунок (фиг. 5). Наблюдаются фигуры естественного травления в виде углублений на гранях и притупления вершин и ребер (Куликон) [11, 13]. Кислоты вызывают образование на поверхности грани куба флюорита четырехгранных пирамид, обращенных вершинами внутрь [7, 14, 15], а от щелочей появляется только шероховатость.

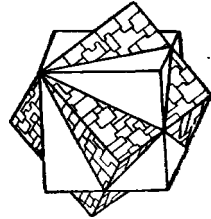
Наблюдаются своеобразные кокардовые текстуры, когда шестоватые выделения флюорита образуют ядро из плотного флюорита или обломка вмещающей породы (Калангуй) [16, 17]. Отмечалась закономерная кристаллографическая ориентировка шестоватых кристаллов: L_3 флюорита располагается вдоль удлинения, спайность по (111) ориентирована перпендикулярно удлинению (Калангуй в Читинской обл., Редрут в Корнуэлле, Англия) [18].

Дв. по (111) распространены обычно в виде взаимно прорастающих кубов (фиг. 5), реже сдвойникованными бывают октаэдры, в таком случае октаэдры часто уплощены по (111) [19].

Известны эпитактические нарастания сидерита на флюорит: (0001) сидерита параллельна (111) флюорита [20]; нарастания пирита на флюорит с взаимно параллельными осями (Маркс, по Хинце), а также нарастания, в которых ребра пентагонального додекаэдра пирита параллельны ребрам куба флюорита [21]; отмечались ориентированные включения пирита и халькопирита, расположенные вдоль граней куба флюорита [22]; известны ориентированные нарастания кварца на флюорит и закономерные сростки флюорита с кварцем, причем кристаллы кварца ориентированы так, что грань ромбоэдра кварца параллельна грани куба флюорита [23]. Описано прорастание флюорита фенакитом с расположением одной из граней ромбоэдра фенакита параллельно грани куба флюорита [24].

Характерны плеохроичные дворики вокруг включений радиоактивных минералов (иногда дворики с четверной симметрией — во флюорите из Вельсендорфа в ФРГ) [25]. Очень обычны газовойодящие включения в кристаллах оптического флюорита [26, 27].

Физ. Сп. по (111) совершенная, по (110) неясная. Несовершенство спайности некоторых флюоритов обуславливается наличием включений других минералов (кварца, барита), а свилеватая поверхность спайных поверхностей — присутствием газовых, жидких и твердых включений [28, 29]. Изл. плоскораковистый до занозистого или неровного. Хрупок. Тв. 4. Флюориты, окрашенные в темный цвет, отличаются повышенной твердостью [30, 31]. Уд. вес бесцветного прозрачного флюорита $3,180 \pm 0,001$ [32] (вычисл. 3,180); вхождение редких земель существенно повышает уд. вес (см. разнов., стр. 28). Цв. варьирует: бывает бесцветным и водяно-прозрачным, обычно отличается разнообразием оттенков: зеленый, зелено-ватоголубой, фиолетово-синий, винно-желтый, белый, серый, небесно-голубой, темно-пурпуровый, синевато-черный и коричневый; также розово-красный, малиново-красный, розовый.



Фиг. 5. Типичный двойник флюорита (по Болдыреву)

Часто окраска распределена по зонам, параллельным граням или пирамидам нарастания кристаллов [33, 34] или локализуется в плеохроичных ореолах вокруг радиоактивных включений. В массивном, столбчатом или волокнистом флюорите часто видны параллельные полосы различного цвета. Выяснению причины окраски посвящено много работ, но вопрос не может считаться решенным [1, 22, 28, 33—49]; по последним данным, видимая окраска некоторых флюоритов не зависит от присутствия хромофоров и связана с дефектами кристаллической структуры — F -центрами (например, фиолетовый цвет некоторых оптических флюоритов из пегматитов) [28].

Ранее причина окраски связывалась с присутствием разных элементов: Ненадевич (по Бетехтину) связывал фиолетовую окраску с наличием незначительных количеств семивалентного марганца; Власовым и Кутуковой [40] установлено присутствие марганца в фиолетовом и розовом флюорите, при отсутствии марганца в зеленом, желтом, голубом и бесцветном; ими же отмечается, что красно-розовый флюорит на солнечном свете в течение нескольких дней обесцвечивается. Пурпурная окраска, по Берману [46], вызывается радиоактивным излучением. Указывалось [39], что содержание различных редких земель влияет на окраску флюорита: для различно окрашенных зон кристаллов Козловой [43] определено различное содержание редких земель: наименьшее в фиолетовых, наибольшее в зеленых. В голубых и фиолетовых установлено наличие свободных, электрически нейтральных атомов F и Ca [41, 42, 49]. Причина зеленой окраски также трактуется по-разному: Изетт [44] считает, что зеленая окраска вызвана радиоактивным излучением и наличием Eu^{2+} (7 линий поглощения в пределах 200—600 $m\mu$), Феофилов [45] связывает зеленую окраску с присутствием Sm^{2+} (интенсивные линии поглощения около 632 и 425 $m\mu$), который возникает из Sm^{3+} в результате действия радиоактивного излучения.

Окраска некоторых флюоритов вызвана наличием посторонних примесей, отложившихся в процессе роста на определенных плоскостях.

Высказано предположение, что зональная окраска флюорита гипогенных месторождений урана обусловлена эпитаксиальным нарастанием на флюорит близкого в структурном отношении уранинита [34].

Окраска флюорита термически неустойчива: при нагревании она часто исчезает и вновь восстанавливается при облучении рентгеновскими лучами. После нагревания отдельные темно-фиолетовые разности становятся аметистовыми: наиболее термически устойчива пурпурная окраска [49]. Некоторые обесцвеченные флюориты окрашиваются снова при хранении в темноте [48]. При облучении рентгеновскими лучами фиолетовые флюориты остаются фиолетовыми, бесцветные флюориты становятся зелеными или синими, синие — пурпурно-красными [50]. Под воздействием катодных лучей кристаллы флюорита иногда становятся с поверхности густо-фиолетовыми, а лучи радия в бесцветных кристаллах вызывают голубую и зеленоватую окраски, проникающие на глубину. Фиолетовая окраска, полученная искусственно, менее устойчива, чем природная; радиоактивное α -излучение вызывает полосчатую окраску [49, 50a].

Черта бесцветная, иногда у разностей темно-лилового цвета слегка окрашена. Бл. флюорита сильный стеклянный до тусклого (в массивных выделениях).

Не электропроводен. Диамагнитен, а при низких температурах парамагнитен [51]. Диэлектрическая постоянная флюорита $\epsilon = 6,9—7,0$ [52]. На гранях куба установлена разность электрических потенциалов между серединами граней и их краями, возникающая в результате действия света (фотоэлектричество) или тепла (термоэлектричество) [53].

Обычно флуоресцирует в ультрафиолетовых и в катодных лучах [36, 37, 39, 50, 54—58, 61, 61a], светится и после удаления источника излучения (остаточная люминесценция); люминесцирует также в результате нагревания, причем термолюминесценция может вызываться любым источником тепла: нагреванием в руке или на солнечном свете [59—63]. Связанные

обычно голубое или фиолетовое, также красное, иногда после нагревания зеленое («хлорофан» [63] и «пиросмарагд»). Элементами-активаторами считаются редкие земли; голубое свечение в ультрафиолетовых лучах связывается с присутствием Eu^{2+} [57], термолюминесценция — с Tb^{3+} [57]. У искусственных флюоритов, активированных редкими землями, спектры люминесценции бывают тождественны природным [56]. Иногда триболомниесцирует [64]. Установлена поляризованная люминесценция F -центров в интенсивно окрашенных красных кристаллах CaF_2 [55], зависящая от длины волны возбуждающего света.

Методом электронного парамагнитного резонанса в синтетических и некоторых природных флюоритах исследованы [65a] парамагнитные примеси ($10^{-1} - 10^{-6}\%$): Mn^{2+} , Co^{2+} , Cr^{3+} , Ce^{3+} , Nd^{3+} , Eu^{2+} , Gd^{3+} , Tb^{3+} , Dy^{3+} , Er^{3+} , Yb^{3+} , U^{3+} , U^{4+} .

При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает пластическую деформацию. При сдавливании под прессом кристаллов-кубов на гранях куба появлялась тонкая штриховка, на гранях октаэдра — штриховка, параллельная ребрам (111) : (100). Плоскость трансляции $T(100)$. вероятное направление трансляции $t \perp [110]$; в результате деформации появляется двупреломление порядка 0,0001 [65]. Энергия кристаллической решетки по Капустинскому 624,7 ккал/моль, по Ферсману — 638. Прозрачен.

Флотируется разными реагентами [66].

Микр. В пл. в прох. св. от бесцветного до зеленого и пурпурного. Изотропен. Иногда в кристаллах, испытавших деформацию, наблюдается слабое аномальное двупреломление в разрезах, параллельных (100)- $n = 1,43$ (в общем постоянный): по данным Элена [1], $n(\text{Na})$ для 34 природных флюоритов колебался в пределах 1,43349 — 1,43460 ($\pm 0,00002$).

Изоморфное замещение кальция редкими землями вызывает повышение показателя преломления до 1,4572 у иттрофлюорита (см. стр. 28). Дисперсия светопреломления флюорита в видимой части спектра незначительна. Показатель преломления при 20°:

λ , μm	687	670	656	589	578	546	535	486	436
1.	1,4320	1,4322	1,4325	1,43385	—	—	1,4353	1,4370	—
2.			1,43203	1,43349	1,43376	1,43459	—	—	1,43905
3.			1,43332	1,43460	1,43490	1,43575			1,44055

1— по Мервиу [32]; 2 и 3— по Элену [1]; 2— зеленый; шт. Нью-Йорк; 3— буроватый из Англии.

В инфракрасной области спектра, как и в ультрафиолетовой, дисперсия светопреломления значительна. Согласно данным Пашена (по Хинце) при температурах 15,5—17,7°:

λ , μm	7661	5893	4715	2947	2357	1768	1179	884
n	1,3568	1,3872	1,4024	1,4183	1,4220	1,4251	1,4280	1,4298

В области коротких волн, по данным Мартенса (по Хинце), при 18°:

λ , μm	486	434	358	308	263	224	198	185
n	1,4371	1,4396	1,4456	1,4526	1,4630	1,4791	1,4964	1,5102

Характерно исключительно высокое пропускание света как в видимой, так и в инфракрасной и ультрафиолетовой частях спектра, что делает флюорит ценным оптическим сырьем. Пропускание для видимой области спектра, по Козловой [43], довольно постоянно и составляет 86% при толщине пластинки 0,4 см; пропускание в ультрафиолетовой области возрастает с увеличением длины волны, в инфракрасной — значительно уменьшается (фиг. 6).

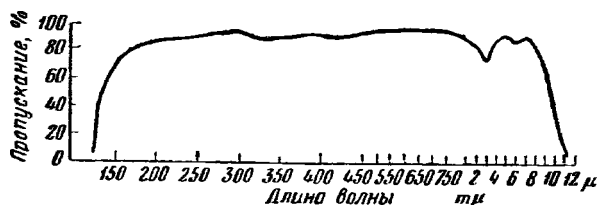
Пропускание природного бесцветного водянопрозрачного флюорита (месторождения не указаны):

λ , μ	Толщина пластинок, см	% пропущенных лучей	λ , μ	Толщина пластинок, см	% пропущенных лучей
125	0,4 *	0	10 000	1 **	16,4
150	»	62	11 000	»	1,0
200	»	83	12 000	»	0
8000	1 **	84,4	51 300	0,56 **	4
9000	»	54,3	61 100	»	6

* По Козловой [43].

** Данные Рубенса и Никольса (по Хинце).

Отмечается различие в пропускании света у природного и искусственного флюорита, особенно в ультрафиолетовой области спектра. Полосы поглощения 3570 и 1667 см^{-1} в инфракрасной области характерны лишь для природного флюорита [43].



Фиг. 6. Пропускание света природным оптическим флюоритом при разных длинах волн (до 750 в μ , от 750 до 12 в μ) (по Козловой)

Хим. Теор. состав: Са — 51,33; F — 48,67. В незначительной степени Са замещается Y и Се; пределы замещения достоверно не изучены, повышенное содержание Y и Се — в иттрофлюорите и церфлюорите (см. стр. 28), которые, однако (особенно церфлюорит), недостаточно изучены. YF_3 и $(\text{Ce, La})\text{F}_3$ образуют с CaF_2 смешанные кристаллы, сохраняющие структуру флюорита с незначительно измененными параметрами решетки; в искусственных препаратах максимально возможное содержание YF_3 50%, при большем его содержании структура флюорита нарушается [3]. Наибольшая концентрация редких земель отмечается в плавиковых шпатах гидротермального происхождения, связанных с породами щелочного ряда; флюориты с наиболее низким содержанием TR встречаются в некоторых осадочных породах (глинистых сланцах, песчаниках и других обломочных породах [43]). Отмечалось полное отсутствие TR во флюорите из доломитов [67]. Са минерала, по-видимому, в небольшой степени замещается Sr. На основе спектральных [67-69] и химических анализов указывалось присутствие Li, Na, K, Be, Mg, Cu, различных TR, Fe, Mn, Ge, Cd, Cl. Наличие Al, Si, Fe, S, очевидно, бывает обусловлено присутствием включений разных минералов. K, Na, Mg и Cl входят в состав жидких включений, обильных во многих флюоритах и содержащих также Ca^{2+} , F^- и HCO_3^- [27, 70]. Роль других элементов-примесей не выяснена. Известны флюориты, содержащие органические вещества [71]. Некоторые флюориты («вонючий шпат» — антозонит), при раскалывании издающие запах озона, содержат озон и свободные F и Са, образовавшиеся под действием радиоактивного излучения при нахождении в ассоциации с урановыми минералами.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ca	51,38	51,30	51,31	51,13	50,29	50,94	51,26	51,04	51,44
Y	—	—	—	—	—	0,05*	0,39	—	—
Ce	—	—	—	—	—		—	—	—
Th	—	—	—	—	—		—	—	—
F	49,10	48,43	48,65	48,50	48,71	46,89	48,28	46,30	46,76
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,58	0,17
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,05
MgO	—	—	—	—	—	0,22	0,08**	0,14	0,13
FeO	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,09
Al ₂ O ₃	0,05	0,16	0,020	0,27	0,17	0,43	—	0,34	0,44
Fe ₂ O ₃	0,01	0,02	0,021	0,02	0,03	0,10	—	0,01	0,26
SiO ₂	0,04	0,13	0,003	0,07	0,13	0,73	—	0,56	0,32
H ₂ O ₊	0,03	0,02	0,013	—	—	—	—	0,04	0,03
П. п.	0,09	0,02	—	0,04	0,34	—	—	0,57	0,34
Сумма	100,70	100,08	100,017	100,03	99,67	99,36	—	(99,84)***	(100,07)***
Уд. в.	—	—	—	—	—	3,30	—	—	—

* ThO₂+TR₂O₃.

** Mg.

*** В том числе 0,02% S, 0,02% SO₃.

1 — темно-фиолетовый; Аурахмат (Кав. ССР); анал. Хованский [12]; 2 — слабоокрашенный; Хайдаркан (Кирг. ССР); анал. Хованский [12]; 3 — бесцветный, прозрачный; Куликолон (Тадж.ССР); анал. Иванов [72]; анализ пересчитан, в оригинале: CaF₂—99,96; 4 — дымчатый шестоватый; Калангуй (Читинская обл.); по Пилипенко [16]; 5 — коричневатый лучистый, Абагайтуй (Читинская обл.); по Пилипенко [16]; 6 — темно-лиловый, радиоактивный, при раскальвании выделяющий запах; Куперлисай (Кирг. ССР); анал. Книшович [73]; 7 — желтовато-зеленоватый; Днепровское оловорудное месторождение; по Скорнякову [74]; ничтожные сл. Mn; 8 и 9 — Средняя Азия; анал. Семенова [27]; 8 — фиолетовый (в оригинале сумма 99,80); 9 — зеленоватый (в оригинале сумма 100,09).

Растворимость CaF₂ в химически чистой воде, по Кольраушу [75], незначительна, но заметно возрастает соответственно с повышением температуры; по Казакову и Соколовой [76], при 0° раствор содержал 11 мг/л фтора, при 20° — 15 мг/л, при 100° — 30,0 мг/л. Присутствие в воде CaSO₄ также, как и CaCO₃, снижает растворимость CaF₂ (в присутствии гипса раствор содержал всего 6—8 мг/л F при комнатной температуре); при увеличении концентрации NaCl в растворе растворимость CaF₂ постепенно увеличивается, достигая максимума 18 мг/л F при 100 г/л NaCl; присутствие Na₂SO₄ заметного влияния не оказывает, при содержании 10 г/л MgSO₄ и выше растворимость CaF₂ резко возрастает, в растворах с низкой концентрацией MgSO₄ (около 2 г/л) она незначительна.

Растворимость CaF₂ в водных растворах значительно повышается в присутствии солей алюминия (образуется малодиссоциированный ион AlF₂⁺) [77].

Диагн. исп. Полностью разлагается крепкой серной кислотой с выделением HF; также хлорной кислотой в присутствии небольшого количества борной кислоты [68].

П. п. тр. растрескивается, светится и с трудом оплавляется по краям. По выделении всего F образуется неплавкая известь (CaO).

Повед. при нагр. Т-ра плавления 1360°, кипения — 2450° (по Берчу и др.). Кривая нагревания флюорита, по Ивановой [78], — прямая линия. Берман [46] для пурпурных флюоритов из урановых месторождений получал экзотермический пик при 320—360°. Коэф. линейного расширения в пределах 40—260° возрастает от 20,9 · 10⁻⁶ до 23,8 · 10⁻⁶, по данным

Преса [79]; по Шарма [80], равен $19,36 \cdot 10^{-6}$ при 43° , $36,70 \cdot 10^{-6}$ при $637,3^\circ$. Средняя уд. теплоемкость CaF_2 $0,2356 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$ в пределах $15-300^\circ$, $0,2482$ между $15-1000^\circ$, по Крестовникову и Каретникову [81]; по Ляшенко [81] $0,2097$ в пределах $18-181^\circ$ и $0,2736$ между 18 и 1217° . Показатели преломления минерала, как и уд. вес, в результате нагревания понижаются [46] (см. также Хинце).

Наход. Широко распространенный минерал, встречается в месторождениях самого разнообразного генезиса. Чаще всего жильный минерал гидротермальных месторождений различного типа (оловорудных, молибдено-вольфрамовых, сурьмяно-ртутных и др.). Кроме того, встречается в больших количествах в пегматитах, в осадочных породах; изредка в альпийских жилах и зоне гипергенеза рудных месторождений.

Как акцессорный минерал обнаруживается в самых различных интрузивных, эффузивных и жильных породах нормального и щелочного ряда, среднего и кислого состава. Так он известен в нефелиновых сиенитах, сиенит-порфирах [82], тингуайтах, фонолитах, щелочных гранитах [83], гранофирах, микрогранитах, микросиенитах [84]. В гранит-порфирах Хапчераги (Читинская обл.) содержание флюорита достигает 1% [85]. В пироксено-амфиболовых гранитах (р. Кальчик, УССР) ассоциируется с згирином, гастингситом, кроссит-крекидолитом, канкринитом, титаномagnetитом, сфеном [84]. Характерен для альбитизированных и мусковитизированных гранитов [86]. Флюориты Чехословакии, генетически связанные с кислыми магмами, содержат иттербий, с основными — европий, а залегающие вдали от магматических очагов обнаруживают присутствие самария [36]. Встречается в вулканических туфах Кампании (Италия); в риолитах и их туфах и трубках взрыва в месторождении Томас Рейндж (шт. Юта, США), где скопления флюорита образуют трубообразные рудные тела, а флюорит имеет вид мягкой порошкообразной массы от белого до темно-пурпурного цвета и ассоциируется с монтмориллонитом, халцедоном (содержит уран) [87].

В десилифицированных пегматитах (Изумрудные копи, Свердловская обл.) флюорит [40] приурочен к флогопитовым зонам, ассоциируется с топазом, бериллом, апатитом, корундофиллитом, плагиоклазом; в десилифицированных пегматитах с мусковито-флюоритовыми линзами флюорит — главный породообразующий минерал, он образует сростания с бериллом, апатитом, турмалином; в хлоритовой зоне этих же пегматитов флюорит ассоциируется с хризобериллом (последний иногда образует мелкие включения во флюорите) и фенакитом, в пустотах — с бавенитом, нарастает на альбит и сферолиты корундофиллита. В доломитовых прожилках, генетически связанных с этими пегматитами, сопровождается фенакитом и шеелитом [40]. В десилифицированных пегматитах (с паложеным пневматолито-гидротермальным процессом), залегающих в зеленокаменных породах, наблюдалась редкая ассоциация флюорита с хромитом (по образцам Минералогического музея АН СССР им. А. Е. Ферсмана из Изумрудных копей).

В нормальных гранитных пегматитах, кристаллизуясь на протяжении почти всего процесса, может образовывать крупные желвакообразные выделения, залегающие в центральных частях жил в сростаниях с бериллом и кварцем [88], или кварцем, альбитом, монацитом [89], ортитом, гадолинитом, ксенотимом, бастнезитом [63, 90], микролитом (хлорофан) [91], а в занорышах встречаются великолепные кристаллы оптического флюорита [92], иногда заключенные в кварцевом ядре.

В грейзенах, связанных с высокотемпературными молибдено-вольфрамовыми, оловянно-вольфрамовыми и другими жилами, ассоциируется с молибденитом, вольфрамитом, бериллом [58], топазом, турмалином, мусковитом, литиевыми слюдами, фсеситом, хризобериллом, фенакитом [93, 94]

или с ферриторитом (цвет флюорита — темно-фиолетовый), цирконом, ксенотимом, касситеритом, апатитом, кварцем [73]; в оловосодержащих грейзенах — с цинвальдитом и цинкитом (Циновец в Чехословакии).

Отмечается ассоциация флюорита с эпидотом, актинолитом, альбитом и кварцем из жильных образований в контакте гранитов с зеленокаменными толщами по р. Пышме (Режевский р-н Свердловской обл.) [95]. Для карбонатитов и сопряженных с ними образований — своеобразных продуктов гидротермальной переработки, которые генетически связываются с ультраосновными щелочными породами, — весьма характерно широкое распространение флюорита, содержащего редкие земли [96].

В контактово-метасоматических железорудных месторождениях флюорит иногда ассоциируется с магнетитом; так, в месторождениях Горной Шории (районы Кондомы и Таштагола, Кемеровская обл.) он составляет 4—5% всей магнетитовой руды [97], отлагался, заменяя магнетит. На контакте щелочных гранитов с мраморами в Тувинской АССР известны жилы темно-фиолетового, почти черного флюорита, несущего вросстки фенакита [24].

В жилах альпийского типа в Австрийских, Итальянских, Французских Альпах и в Швейцарии (Граубюнден) [98] флюорит встречается в виде хорошо образованных кристаллов иногда полихромной окраски (ядро — розово-красное, внешняя кайма — светло-зеленая).

В гидротермальных рудных жилах флюорит слагает совместно с кварцем, кальцитом, доломитом и баритом жильную массу. Гидротермальные месторождения флюорита чрезвычайно многочисленны и разнообразны. В СССР флюоритовая минерализация характерна, например, для Забайкалья [17, 99], где различаются три типа флюоритовых гидротермальных месторождений, отличающихся отсутствием сульфидов: кварцево-барито-флюоритовый (Абагайтуй [16], Таминга I, Девятая пятница), кварцево-флюоритовый (Соломяное) и мономинеральный (Калангуй [16, 100], Таминга II, Куранокинский [16, 17, 101]). Для месторождений этого типа указывается схема последовательности выделения флюорита: 1) самый ранний флюорит — темно-фиолетовый, преимущественно кубического облика; 2) зеленый и изумрудный; 3) бледно-фиолетовый, голубоватый и желтоватый; 4) наиболее поздний — бесцветный [100]. Крупные промышленные месторождения флюорита — гидротермальные и, частью, метасоматические (в Тадж. ССР — Аурахмат [12, 102], Такоб; в Каз. ССР — Бадамское). Месторождения часто располагаются на контакте массивного известняка с кремнистыми сланцами и приурочены к зонам разломов, иногда регионального значения (Чаткальский и Кураминский р-ны) и формируются в трещинах, заложенных задолго до проявления флюоритовой минерализации [103, 104]. Флюорит ассоциируется с кварцем, баритом, кальцитом, сфалеритом, галенитом (Аурахмат); с кварцем, баритом, блеклой рудой (Бадамское); с кальцитом, антимонитом, киноварью (Хайдаркан); с баритом, накритом, арагонитом, пиритом, реальгаром, аурипигментом (Чаувай).

К гидротермальным месторождениям, приуроченным к зонам разломов, относится и месторождение оптического флюорита в Куликолоне (Тадж. ССР) [105], где флюорит образует друзы кубических кристаллов на стенках полостей в роговиках.

В ураноносных минерализованных тектонических зонах наблюдается сеть поздних флюоритовых прожилков; флюорит ассоциируется с урановой смолкой, колломорфным молибденитом (последний образует микроскопические новообразования во флюорите), кварцем, сульфидами [106]. Известны касситерито-флюоритовые прожилки, генетически связанные с эффузивами, в которых флюорит образует сростания с адуляром [107].

Своеобразное месторождение флюорита раннечетвертичного возраста приурочено к песчано-глинистым отложениям плиоцена Славянки (Болгария); идущая по разлому флюоритовая жила слагается флюоритом нескольких генераций; в пустотках, стенки которых покрыты почковидными агрегатами фиолетового флюорита, еще сохранился студенистый гель фтористого кальция, содержащий кубы флюорита. Гель через 5—6 суток по извлечении раскристаллизовался во флюорит; вместе с флюоритом встречается пирит [108]. Известны своеобразные флюорито-карбонатные жилы гидротермально-метасоматического генезиса в известняках, где флюорит ассоциируется с доломитом, полевыми шпатами, сидеритом, баритом, целестином, сульфидами свинца, меди и железа [109, 110]. В безрудных гидротермальных жилах он ассоциируется с адуляром, кварцем, гематитом [8].

Из заграничных месторождений, где флюорит встречается в рудных жилах, следует упомянуть горнорудные районы Саксонии и Гарца в ГДР [111], в Англии — Камберленд (Олстон-Мур и Клитор-Мур), Девоншир и Дербишир (синяя волокнистая разность), в Канаде — барито-флюоритовые жилы («блэстонит») в Ньюфаундленде [112]. В США главная масса флюорита добывается из гидротермальных жил, приуроченных к зонам разломов в осадочных породах, где он встречается совместно с кальцитом, баритом, кварцем, галенитом, сфалеритом и другими сульфидами в округе Хардин (шт. Иллинойс), на западе и в центральной части шт. Кентуки, в шт. Монтана, Нью-Мексико и др. [113]. Крупнейшие гидротермальные месторождения флюорита имеются в Мексике, где известны сложноограненные кристаллы флюорита (все семь форм гексоктаэдрического класса), заключенные в полибазите и образующие сростания с пиритом, халькопиритом, кварцем [5].

В осадочных породах флюорит встречается в пустотках в виде хорошо образованных кристалликов, а также в виде землистой разности — ратовкита в доломитах и известняках, песчаниках, алевролитах, мергелях. В СССР главным образом в породах девонского и пермского возраста [114, 115, 115а] (в иренской свите кунгурского яруса иногда составляет до 30% породы), а также в отложениях кембрия, преимущественно в доломитовых породах (на Алдане [116], в Приаргунье [117]), в каменноугольных (в окрестностях Голутвина составляет до 36,2% породы [118]) и юрских отложениях. Встречается в гипсоносных доломитах, гипсо-целестиновых породах (Каслинский р-н, Челябинской обл. [119]), в красноцветных и калийно-магниевых соленосных отложениях. Флюорит осадочных толщ — хемогенное образование галогенных фаций — чувствительный индикатор фаций морских бассейнов раннего этапа их засоления (до стадии гипса и ангидрита) [76]. В доломитах флюорит ассоциируется с целестином, ангидритом, гипсом, доломитом, серой, миллеритом [67]. Часто составляет цемент песчаников [118]. Кристаллы оптического флюорита встречены в СССР на Таймыре (гора Белая) в брекчии кепрока соляного купола в ассоциации с кальцитом, гипсом, серой; он возник из холодных грунтовых вод в результате перекристаллизации флюорита, рассеянного в девонских известняках и доломитах [120, 121]. Встречается в стасфуртских солях, отмечался в нерастворимом остатке их [122].

В глинах Варбойса (Хатингдоншир, Англия) были обнаружены кубики флюорита, покрытые корочками перовскита [123]. Встречен в раковинах пластинчатожаберных моллюсков [124]: ратовкит замстил кальцитовые скелеты органических остатков [125]. С халцедоном, лимонитом, вивинанитом наблюдался в ураноносных фосфатных отложениях Флориды [126].

В больших количествах в настоящее время отлагается из горячих источников в Уэгон-Уил-Гэп (Колорадо, США) и в Пломбьере (Вогезы, Франция). Образуется в зоне гипергенеза различных месторождений (в

том числе и флюорита), где иногда ассоциируется с лимонитом и наблюдается в пустотках последнего (Забайкалье [127]), входит в состав псевдоморфоз по разным минералам. Так, наблюдался в месторождениях центральной части Казахской ССР в составе полиминеральных псевдоморфоз по висмутовым минералам вместе с бисмутитом, бисмоклитом, русселитом и карбонатами [128]. В смеси с галлуазитом образует псевдоморфозы по кридиту и геарксутиту или корочки на этих минералах [94, 129]. Такого же типа образования отмечаются и в округе Дарвин (шт. Калифорния, США) [130]. В зоне гипергенеза пегматитов, располагающихся вблизи известняков по р. Пскем (Киргиз. ССР) [131], флюорит образует совместно с каолинитом псевдоморфозы по топазу. В Кызыл-Эспе (Каз. ССР) он нарастает на миметезит и лаксманнит [132].

Изм. Псевдоморфозы по флюориту (как выполнения, так и замещения) часто образуют глинистые минералы и различные окислы железа, марганца, а также доломит, кальцит, сидерит, церуссит, смитсонит, пирит, марказит, сфалерит, гемиморфит, тальк, хлорит, полевой шпат, нонтронит, кварц и халцедон. Псевдоморфозы минералов кремнезема по флюориту были описаны [133] под названием кубосилицита (смальтово-синие кубические халцедоновидные псевдоморфозы из Трем-Тиана, Трансильвания), гуанабакита и кубайта.

Искусств. Мелкие октаэдрические, кубические или кубооктаэдрические кристаллы получают различными способами: диффузией NH_4F в раствор CaCl_2 ; испарением раствора CaF_2 в HCl ; реакцией кальциевого фторосиликата и CaCl_2 с охлаждением раствора; действием раствора HF на стекло, содержащее Ca . В настоящее время искусственные кристаллы флюорита (для целей ультрафиолетовой оптики) выращиваются из природного материала по методу Стокбаргера [134] из промышленных отходов флюоритового оптического сырья в высокотемпературной вакуумной установке при 1450° и вакууме 10^{-5} мм ртутного столба, в молибденовых или графитовых тиглях [28, 135, 136] (материал не должен содержать больших количеств цериевых или иттриевых земель, но небольшое количество TR необходимо; вредной примесью является барит).

Практ. знач. [137]. Применяется как флюс в металлургии (при употреблении флюоритовой массы как флюса в ней должно быть не менее 85% CaF_2). В химической промышленности служит источником получения искусственного криолита, плавиковой кислоты и других фтористых соединений. Применяется в производстве эмалей и глазурей, в цементной промышленности. Прозрачные разности представляют ценное оптическое сырье вследствие ничтожной дисперсии лучей видимого спектра, отсутствия двупреломления и способности пропускать инфракрасные и ультрафиолетовые лучи. Из флюорита изготавливаются линзы, призмы, объективы микроскопов, устраняющие сферическую и хроматическую аберрации. Природные кристаллы оптического флюорита должны быть прозрачны, оптически однородны, не содержать свилей и газово-жидких и других включений; голубые и фиолетовые кристаллы непригодны для оптических целей. Для оптических приборов применяются и искусственные кристаллы. В ультрафиолетовой области спектра (λ до 1250 \AA) флюоритовая пластинка толщиной в 1 мм должна пропускать не менее 80% света [138]. Флюорит, активизированный U^{3+} и Sm^{2+} , применяется в качестве лазера [138а].

Служит и поделочным материалом: используются полихромные, волокнистые или полосчатые разновидности («Синий Джон» — темно-синий флюорит с желтыми и белыми полосами [139]).

Отл. От многих сходных минералов отличается низкой твердостью и совершенной спайностью (по октаэдру). Под микроскопом — от других

изотропных минералов — низким показателем преломления. От сходного кристобалита — более низким светопреломлением.

Разнов. Р а т о в к и т — ratofkite — землистый флюорит осадочных пород.

Назван по р. Ратовке около Верея в Московской обл. (Фишер, 1908).

Сложение скрытокристаллическое или кристаллическое (мельчайшие кристаллики различимы в лупу) до микроскопически-аморфного. Всегда находится в тесной ассоциации с опалом, который часто облекает крупные выделения ратовкита; такие выделения, как правило, обладают зональной структурой, которая объясняется наличием в фиолетовом ратовките бесцветных зон тонковолокнистого опалового вещества. Ассоциируется также с халцедоном, целестином, доломитом, гипсом, палыгорскитом. Пересчет хим. анализов ратовкита на минеральный состав дает 50—80% CaF_2 , остальное — кальцит, гипс, кварц, глинистое вещество и др. Слагает тонкие (1 — 1,5 см) прослойки в глинистых породах, доломитах, известняках и т. д. Образует псевдоморфозы по кальциту [114, 115, 118, 125]. Широко распространен на территории СССР (см. выше).

И т т р о ф л ю о р и т — yttrifluorite — обогащен иттрием.

Назван по составу (Фогт, 1911) [140]. Синон. — иттрокальцит — yttricalcite (Глокер, 1838) (не смешивать с гексагональным иттрокальцитом Федорова, оказавшимся апатитом) [141], плавиковый иттрокальцит — флюсситтрокальцит — Flussyttricalcit (Глокер, 1839).

Сп. неясная по (111). Очень хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Цв. норвежского минерала желтый, желто-бурый, бледно-желто-зеленый, среднеазиатского — густо-фиолетовый до бледно-зеленого и бесцветного [142]. Бл. стеклянный, в изломе — жирный. Уд. вес. и показатель преломления выше, чем у обычного флюорита, по-видимому, закономерно возрастают в соответствии с увеличением содержания TR. По Фогту, при уд. в. 3,5356 $n = 1,4522$, при 3,557 $n = 1,4572$ (Na). Дисперсия показателей преломления иттрофлюорита:

λ. м μ	670	656	589	535	527	486	Автор
n	1,4550	—	1,4572	1,4386	—	—	Фогт [140]
n	1,4407	1,4413	1,4425	—	1,4438	1,4462	Замбонини [143]

Состав иттрофлюорита из Хундхолмена:

	Ca	Y	Ce	F	П. п.	H ₂ O	Сумма	Уд. в.
1.	39,23	13,67	1,43	[45,54]	0,22	0,67	100,91 *	3,557
2.	45,72	6,45	0,68	47,76	—	—	100,61	3,319

* В том числе щелочей 0,15.

1 — анал. Фогт [140]; анализ пересчитан, в оригинале: CaO —54,89; Y_2O_3 —17,35; Ce_2O_3 —1,68; 2 — анал. Замбонини [143]; анализ пересчитан, в оригинале: CaF_2 —89,07; YF_3 —10,59; CaF_3 —0,95.

Наличие около 14% YF_3 в иттрофлюорите из Хундхолмена подтверждено флуоресцентным рентгеновским анализом Чэтерджи [3].

Состав редких земель иттрофлюорита из Средней Азии в % к общей их сумме (составляющей около 14% от состава минерала):

La — 4,4; Ce — 11; Pr — 1,0; Nd — 4,7; Sm — 2,5; Eu — 0,12; Gd — 5,1; Tb — 0,94; Dy — 5,2; Ho — 1,0; Er — 2,5; Tm — 0,44; Yb — 5,1; Lu — 1,0; Y — 54,84 [142].

В пегматитах Хундхолмена около Тус-фьорда (Северная Норвегия) иттрофлюорит слагает в микроклинпертите почти мономинеральную жилу, ассоциируется с ортитом, фергусонитом и другими редкоземельными минералами [140].

В месторождении Средней Азии [142] образует рассеянную вкрапленность, прожилки и гнезда в ороговикованных сланцах, а также в парagneйсах и граните; содержит большое количество микроскопически мелких включений иттропаризита, ксенотима, монацита и кварца.

Ц е р ф л ю о р и т — *cerfluoorite* — предположительно обогащен редкими землями цериевой группы.

Название дано по составу (Штрумпц, 1957). Синон. Иттроцерит — *yttrocserite* (Ган и Берцелиус, 1814), иттроцерерит — *yttrocsererite* (Сведенштерна, 1817), флюсситроцерит — *Flussyttrocserit* (Глокер, 1831), иттроцернокальцит — *Yttrocseriocalcit* (Глокер, 1847), флюоиттроцерит — *Fluooyttrocserit* (Кёхлин, 1911).

Зернистые и землистые агрегаты.

Анализы:

	CaO	Y ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	F	H ₂ O	Уд. в.
1.	47,63	9,11	18,21	[25,05]	—	—
2.	50,00	8,10	16,45	[25,45]	—	—
3.	47,27	14,87	9,31	—	2,52	3,363

1 и 2—анал. Берцелиус (1814); 3—анал. Рамельсберг [144].

По Рамельсбергу, Се наполовину замещен La и другими TR, Y на 30% замещен Er (по Хинце).

Однородность материала и состав его не подтверждены новыми исследованиями.

Описан Берцелиусом — из гранитов района Фалуна (Финбо и Бродбо) в Швеции. Предположительно указывался в штатах Массачусетс, Нью-Йорк и Мэн в США.

Указания Черника на нахождение иттрофлюорита в штате Колорадо (1904) и в Хибинах (1923) недостоверны.

Межплоскостные расстояния флюорита из Камбэрленда [145]

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl*	I	d	hkl*	I	d	hkl*	I	d
111	6	3,16	024	1/2	1,226	006; 244	1/2	0,913
022	10	1,933	224	5	1,117	026	4	0,865
113	4	1,653	115; 333	3	1,053	335	2	0,835
004	3	1,370	044	3	0,968	226	1	0,825
133	3	1,256	135	4	0,926	444	4	0,791

* $a_0=5,476$.

Л и т е р а т у р а

1. Allen R. D. Am. Min., 1952, 37, No 11—12, 910
2. Bragg P. Proc. Geol. Soc. London, 1914, No 89, 468; Goldschmidt V., Thomassen L. Norske Vid. Selsk. Skr., 1 Mat.-Nat. Kl., 1923, No 2, 40.
3. Chatterjee N. Zs. Krist., 1940, 102, 245.
4. Владимиров Б. Н. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1958, вып. 13, 103.
5. Desautels P. E. Am. Min., 1960, 45, No 7—8, 884.
6. Kalb G., Koch L. Zbl. Min., 1929, A, 308; Obenaue K. N. Jb. Min., 1932, B.-Bd. 66, A, 89; Twenhofel W. Econ. Geol., 1947, 92, No 1, 78.
7. Ермаков Н. П. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1948, № 2, 93.
8. Дымков Ю. М. Тр. Мин. музеи АН СССР, 1957, вып. 8, 146.
9. Езикова Н. З. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, выд. 6, 646.

10. Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ, 1964, 86 и 200.
11. Соболевский В. И. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1934, вып. 60, 194.
12. Сомьянинов Н. А. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1935, вып. 27, 3; Сб.: «Минеральные богатства Средней Азии». ОНТИ — Химтеорет, 1935. 209.
13. Монозон М. А. Тр. Всес. н. и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1957, I, вып. I, 119.
14. Векке F. *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 1890, 11, H. 4—5, 349.
15. Kleber W. *Einführung in die Kristallographie*, Berlin, 1961, 149.
16. Филипенко П. П. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1937, 8, 26.
17. Яркин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
18. Жабин А. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5, 588.
19. Schaaske I. *Zs. Krist.*, 1937, 98, 281.
20. Obenaue K. N. *Jb. Min.*, 1932, V.-Bd. 66, A, 89
21. Strunz H. *Aufschluss*, 1961, 12, H. 8, 201.
22. Steinmetz H. *Zs. Krist.*, 1923, 58, 330.
23. Mügge O. N. *Jb. Min.*, 1903, V.-Bd. 16, 351 и 361.
24. Кудрявцев В. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 686.
25. Steinmetz H., Grüll E. *Heidelb. Beitr. Min., Petr.*, 1954, 4, H. 3, 325.
26. Грушкин Г. Г. Тр. Ин-та геол. Узб. АН, 1949, вып. 4, 124; Грушкин Г. Г., Хельвас И. Г. Тр. Ин-та геол. Узб. АН, 1951, вып. 6, 226; Грушкин Г. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 2, 127; Ames L. L. *Econ. Geol.*, 1958, 53, No 4, 473; Подгорнова В. П. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 2, 127; Москалюк А. А. Информ. об. ВСЕГЕИ, 1959, № 20, 69; Недашковский П. Г. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 14, 17.
27. Грушкин Г. Г., Прихидько П. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1952, 81, вып. 2, 120.
28. Козлова О. Г. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 1, 107.
29. Zarffe C. A. *Science*, 1951, 114, No 2950, 33.
30. Rexer E. *Zs. Krist.*, 1931, 78, 251.
31. Gorski W. *Zs. Krist.*, 1961, 115, 468.
32. Merwin H. *Am. J. Sci.*, 1911, 32, 430.
33. Przibram K. *Nature*, 1953, 172, No 4384, 860.
34. Assadi P. C. R., Paris, 1962, 254, N° 21, 3713.
35. Goebel L. *Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl.*, Wien, 1930, 139, A, 373 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1931, 1, 128); Hoffmann J. *Chem. d. Erde*, 1937, 11, H. 3, 368; Bohun A. *Casop. pestov. fis.*, 1953, 3, No 6, 466 и др.; более старые работы сведены в справочниках Хиппе и Дельгера.
36. Прибрам К. ДАН СССР, 1947, 56, № 4, 359.
37. Haberlandt H., Schiener A. *Zs. Krist.*, 1935, 90, 193.
38. Iimori S., Iwase E. *Sci. Papers Inst. Phys., Chem. Res.*, Tokyo, 1931, 16, Nr 311, 41 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1932, 1, 383); Iimori S. *Sci. Papers Inst. Phys., Chem. Res.*, Tokyo, 1933, 20, 189.
39. Прибрам К. Окраска и люминесценция минералов. Изд-во Иностран. лит-ры 1959, 256—322.
40. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копш. Изд-во АН СССР, 1960, 80.
41. Судеркин А. И. Бюлл. научн.-техн. информации. Госгеолнадат, 1959, № 1, 31.
42. Hussak E. *Zs. Krist.*, 1887, 19, 552.
43. Козлова О. Г. Геохимия, 1957, № 1, 46.
44. Isetti G. *Period. min.*, Roma, 1959, 28, 19 и 249.
45. Теофилов П. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 4, 569.
46. Verman R. *Am. Min.*, 1957, 42, No 3—4, 191.
47. Lehnert K. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1958, H. 7—8, 456.
48. Стишов С. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 2, 174.
49. Mueller G., Rescke W., Vera-Mege R. *Acta cryst.*, 1960, 13, 1009.
50. Yoshimura J. *Scient. Papers Inst. Phys. Chem. Res.*, Tokyo, 1933, 23, 224 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1937, 1, 453).
- 50а. Чернышов Н. М. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., 1962, 15, № 3, 39 (хим. анализ флюорита из Ахталского м-ня).
51. Hutton J., Rollin B. V. *Proc. Roy. Soc.* 1949, ser. A, 199, 222 (по реферату *Chem. Abstr.*, 1950, 44, 2858 c).
52. Narayana Rao D. A. A. *Proc. Ind. Acad. Sci.*, 1949, 30 A, No 2, 82.
53. Hankel W. G. *Abhandl. Sächsisch. Ges. Wiss., math.-phys. Kl.*, 1879, 12, 201 (по реферату *Zs. Krist.*, 1881, 5, 263); *Ann. Phys.*, 1880, 11, 269;

- Schmidt G. S. Ann. Phys., 1897, 62, 407 (по реферату Zs. Krist., 1900, 33, 103).
54. Haberland H. Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Wien, 1932, 141. A, 442 (по реферату N. Jb. Min., 1933, 1, 563); Haberland H., Przibram K. Там же, 1933, 142, A, 235; Haberland H. Там же, стр. 29 (по рефератам N. Jb. Min., 1934, 1, 503 и 504); Haberland H. Там же, 1934 143, A, 591; Haberland H., Karlik B., Przibram K. Там же, 1935 144, A, 77; 1935, 114, A, 135 (по рефератам N. Jb. Min., 1935, 1, 208, 511 и 512)
55. Феофилов П. П. ДАН СССР, 1953, 92, № 3, 545.
56. Степанов И. В., Феофилов П. П. ДАН СССР, 1956, 108, № 4, 615.
57. Reibst H., Lemke H. Zs. phys. Chem., 1958, 208, H. 3—4, 188.
58. Повилайтис М. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24, 122.
59. Haberland H. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. 1. 1954, 163. H. 4—5, 375; Luchner K. Zs. Phys., 1957, 149, Nr 4, 435.
60. Rotschild R. Festschr. V. Goldschmidt. 1928, 243; Northrup M. A., Lee O. I. J. Opt. Soc. Am., 1940, 30, 206.
61. Iwase E. Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Research, Tokyo, 1933, 22, 233.
- 61a. Каплянский А. А., Феофилов П. П. Оптика и спектроскопия, 1962, 13, вып. 2, 235.
62. Brown W. L. Univ. Toronto Stud., Geol. Ser., 1933 No 35, 19.
63. Glass J., Rose H., Over E. Am. Min., 1958, 43, No 9—10, 991.
64. Wick F. G. J. Opt. Soc. Am., 1937, 27, 275; Wolff G., Gross G., Stranski I. N. Elektrochemie, 1952, 56, H. 4, 426.
65. Veit K. N. Jb. Min., 1922, B.-Bd. 45, A, 121.
- 65a. Bleaney B., Llewellyn P. M., Jones D. A. Proc. Phys. Soc., 1956, Sect. B, 69, 858; Маненков А. А., Прохоров А. М. ДАН СССР, 1956, 107, № 3, 402; Baker J. M. Proc. Phys. Soc., 1956, Sect. B, 69, 633; Low W. Phys. Rev., 1957, 105, 793; Ryter Ch. Helv. phys. acta, 1957, 30, No 5, 353; Baker J. M., Bleaney B., Hayes W. Proc. Roy. Soc., 1958, ser. A, 247, No 1249, 141; Low W. Phys. Rev., 1958, 109, 265; Elschuer B. Paramagnetische Electronenresonanz in Mn-dotiertem Flußpat. Optik aller Wellenlängen. Berlin, 1959, 74; Dvir M., Low W. Proc. Phys. Soc., 1960, Sect. B, 75, 136; Hall T. P. R., Hayes W. J. Chem. Phys., 1960, 32, No 6, 1871; Horaik. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., 1960, 83, No 1, 31; Low W. Phys. Rev., 1960, 118, 1608; Sierro J., Lacroix R. Arch. Sci., 1960, 13, Fasc. spec., 194; Sierro J., Lacroix R. C. R., Paris, 1960, 250, N° 15, 2686; Берулава Б. Г., Санадзе Т. И. Сб. «Парамагнитный резонанс». Изд. Казанск. ун-та, 1960; Boyd G. D., Collins R. J., Porto S. P. S., Yariv A., Hargreaves W. A. Phys. Rev., Letters, 1962, 8, No 7, 269.
66. Белаш Ф. Н. Цветные металлы, 1945, № 4, 29; Whelan P. F., Wilkinson R. P. Bull. Inst. Mining, Metallurgy, 1954, No 575, 1; Бакакин В. В., Плаксин И. Н., Чаплыгина Е. М. Изв. АН СССР, сер. техн., 1957, № 9, 96; Плаксин И. Н., Чаплыгина Е. М. Изв. АН СССР, сер. техн., 1957, № 10, 107; Баюла А. Г., Ямпольская М. Я., Львова Р. Т., Сперанская М. Н., Бадлак М. В. Тезисы докладов на сессии совета Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР по итогам научных исследований 1959 года. Владивосток, 1960, 28; Баюла А. Г., Ямпольская М. Я., Львова Р. Т. Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1960, № 2, 38; Бергер Г. С. Флюорировость минералов. Госгортехиздат, М., 1962, 140, 144, 153 и 154.
67. Stein J. G. D. Min. Mag., 1954, 30, No 224, 327.
68. Алимарин И. П. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., 1934, 12, вып. 4, 575.
69. Humphreys E. W. Am. J. Sci., 1905, 19, 202; Wild G. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 1937, 146, 440; Gray J. M. Am. Min., 1942, 27, No 11, 769.
70. Маслова И. Н. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 2, 119.
71. Blount V., Sequeira J. H. Trans. Chem. Soc. London, 1919, 115, 705; Garnett C. S. Там же, 1920, 117, 620.
72. Иванов Б. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1934, вып. 60, 150.
73. Старик И. Е., Кравченко Л. Л., Меликова О. С. ДАН СССР, 1941, 32, № 4, 255.
74. Скорняков П. И. Тр. Всес. Магаданск. н.-и. ин-та золота и редких металлов, 1959, геол., вып. 41, 10.
75. Kohlgusch F. O. Zs. phys. Chem., 1909, 64, 121; Ашэгаз М. J. chim. phys., 1927, 24, 548; Mougnaud P. C. R., Paris, 1931, 192, 1733; Towborg-Jensen A. Zs. phys. Chem., 1937, 180, 93; Campbell A. N., Campbell A. J. Trans. Faraday Soc., 1939, 35, 241.
76. Казиков А. В., Соколова Е. И. Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 114 22.

77. Тананасев И. В., Виноградова А. Д. Журн. неорг. химии, 1957, 2, вып. 10, 2455.
78. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. о-ва, 1961, 90, вып. 1, 52.
79. Press D. C. Proc. Ind. Acad. Sci., 1949, 30, A, No 6, 284.
80. Sharma S. S. Proc. Ind. Acad. Sci., 1950, 31 A, No 4, 261.
81. Крестовников А. Н., Каретников А. Н. Легкие металлы, 1935, № 3, 16; Ляшенко В. С. Metallurg, 1935, № 11, 85; Ganesan S., Sri-pivasan R. Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1959, Pt. A, 25, No 2, 139.
82. Козлова П. С. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, 132.
83. Сулов А. И. Минеральное сырье, 1938, № 2, 53.
84. Щеглов А. Д. Геология рудных месторождений, 1961, № 3, 51.
85. Кочуров Л. П. Зап. Всес. мин. о-ва, 1950, 79, вып. 2, 153.
86. Куровец М. И. Мин. сб. Львов. геол. о-ва, 1960, № 14, 203.
87. Staatz M. H., Osterwald F. W. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.; 1956, No 300, 131 (Перевод: Стаат М., Остеруолд Ф. Матер. Междунар. конф. по мирному использ. атомн. энергии (Женева, 1955), 1958, 6, 327).
88. Сударкин А. И. Советская геология, 1958, № 6, 175; Поиск и разведка месторождений оптического флюорита. Госгеолтехиздат, 1959, I.
89. Wright L. A. Am. J. Sci., 1948, 246, No 11, 665.
90. Heinrich E. W. Am. Min., 1948, 33, No 1—2, 64.
91. Glass J. Am. Min. 1935, 20, No 11, 741.
92. Эфрос Б. Д. Зап. Всес. мин. о-ва, 1960, 89, вып. 2, 187.
93. Говоров И. Н. Сб.: «Матер. по исследованию хим. сырья Дальнего Востока, Сиб. отд. АН СССР». Владивосток, 1958, 55; Говоров И. Н., Благодарева Н. С. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1959, вып. 10, 95.
94. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 98 и 181.
95. Шерстюк А. И. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1956, вып. 26, 104.
96. Гинзбург А. И. Геология рудных месторождений, 1959, № 3, 34.
97. Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кандомского р-на Горной Шории. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1959, 45.
98. Weibel M. Schweiz. min., petr. Mitt., 1960, 40, N. 2, 411.
99. Соловьев А. Т., Струве Н. В. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 20, 75; Строна П. А. Изв. Выш. уч. зав., геол. и разв., 1960, № 4, 89; Соловьев А. Т. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, 57, 141 и др.
100. Кормилицы В. С., Иванова А. А. Зап. Всес. мин. о-ва, 1959, 88, вып. 4, 377.
101. Якжин А. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 5, 139.
102. Грушкин Г. Г. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 2, 81.
103. Гусельников В. Н. Изв. Выш. уч. зав., геол. и разв., 1962, № 2, 28.
104. Грушкин Г. Г. Геология рудных месторождений, 1961, № 1, 92.
105. Соболевский В. И., Сарычева А. В., Смолянский Е. Н. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1936, в.чл. 60, 1.
106. Рехарский В. И. Геология рудных месторождений, 1960, № 1, 93.
107. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г., Козлов В. А., Щербин И. С., Огнянов Н. В., Феклович Р. П., Шишканова О. Ф., Попкова М. И. Тр. ВСЕГЕИ, 1959, 27, 124.
108. Начев А. Советская геология, 1960, № 11, 156.
109. Древин А. Я., Зарицкий А. И. ДАН СССР, 1960, 131, № 1, 153.
110. Bishop O. M., Swanson A. S. U. S. Bur. Min. Rep. Invest., 1948, No 4321, 8.
111. Einescke G. Die Flusspatlagerstätten der Welt. Düsseldorf, 1956, 1.
112. Alstine R. E. Econ. Geol., 1944, 39, No 2, 109.
113. Bates R. L. Geology of the industrial rocks and minerals. N. Y. 1960, 276.
114. Пустовалов Л. В. Ратовият Верхнего Поволжья. Изд-во АН СССР, 1937, 5.
115. Волкова Л. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6, 117.
- 115а. Абрамович Ю. М., Нечаев Ю. А. ДАН ССР, 1960, 135, № 2, 414.
116. Ходак Ю. А. ДАН СССР, 1956, 106, No 3, 533.
117. Яржемский Я. Я. Тр. Восст.-Сиб. геол. треста, 1936, в.чл. 16, 34.
118. Зайцев Н. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 2—3, 421.
119. Успенский Н. А. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 189.
120. Захарченко А. И. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, No 20, 51.
121. Смирнов Л. П., Сидорчук И. А. Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1957, вып. 5, 46.
122. Braitsch O. Kali und Steinsalz, 1960, 3, N. 1, 1.
123. Ovey C. D., Gau P. Proc. Geol. Assoc., 1963, 71, No 3, 340.
124. Виноградов А. П. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, 1944, 6, 27.
125. Фролова Е. К. Тр. Всес. иссл. и проектн. ин-та «Гипровосгоклефты», 1960, в.чл. 2, 46.
126. Graves H. B. Mineralogist, 1955, 23, No 11, 410.

127. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1954, 300.
128. Чухров Ф. В., Сендерова В. М., Ермилова Л. П. Сб.: «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 5.
129. Ермилова Л. П., Молева В. А. ДАН СССР, 1953, 88, № 5, 908.
130. Murdoch J., Webb R. W. Am. Min., 1942, 27, No 4, 324.
131. Поваренных А. С. ДАН СССР, 1950, 75, № 1, 107.
132. Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950, 59.
133. Murdoch J. Am. Min., 1936, 21, No 1, 18.
134. Stockbarger D. C. Discuss. Faraday Soc., 1949, No 5, 294; (перевод: Сб.: «Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии». Изд-во иностр. лит-ры, 1950, 68).
135. Бокий Г. Б., Козлова О. Г. Кристаллография, 1957, 2, вып. 1, 158.
136. Степанов И. В., Феофилов П. П. Сб. «Рост кристаллов». Изд-во АН СССР, 1957, 229.
137. Шерешевский А. И. Плавиновый шпат. Госгеолтехиздат, 1960, вып. 8, 1.
138. Судеркин А. И., Нифонтов Р. В., Чернова В. Н. Определение качества пьезооптического сырья при опробовании месторождений. Госгеолтехиздат, 1957, 1.
- 138а. Шавлов А., Фогель С., Дальберджер Л. Оптические квантовые генераторы (лазеры). Из-во Иностран. лит-ры, 1962; Генкин В. Н., Ханин А. П. Лазеры. Изв. Высп. уч. зав., радиофизика, 1962, 5 № 3, 424.
139. Bauer M. Edelsteinkunde, Leipzig, 1932, 702 и 703.
140. Vogt T. Zbl. Min., 1911, 373.
141. Федоров Е. С. Горный журн., 1905, 3, 254; Hutchinson A. Annual Reports Progress Chemistry 1906. London, 1907, 3, 311 (на основе личного сообщения Федорова).
142. Зуев В. Н., Костерин А. В. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4, 136.
143. Zambonini F. Riv. min., crist. ital., 1916, 45, 148; 1916, 46, 3.
144. Rammelsberg C. Ber. Deutsch. Chem. Ges., 1870, 3, 857.
145. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. Soc. Am., 1962, Mem. 85, 216.

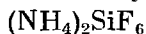
ГРУППА КРИПТОГАЛИТА

	Сингония	a_0	Уд. в.
Криптогалит $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$	Куб.	8,35	2,02
Гиератит K_2SiF_6	Куб.	8,49	2,66

Криптогалит и гиератит, как и барарит — $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ и малладрит — Na_2SiF_6 — силикофториды, очень редко наблюдавшиеся в природе.

Для структур этих минералов характерно присутствие групп SiF_6 . Тогда как криптогалит и гиератит кубические и аналогично K_2PtCl_6 имеют флюоритоподобные (антифлюоритовые) структуры, барарит и малладрит — тригональные и кристаллизуются в структурах слоистого типа. Криптогалит и барарит — полиморфные модификации $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$, обратимо переходящие одна в другую при 13—14°. Для K_2SiF_6 в природе наблюдалась лишь кубическая модификация — гиератит, тогда как тригональная — камерманит известна лишь как синтетическое вещество. Кубическая модификация Na_2SiF_6 , которая отвечала бы тригональному малладриту, не установлена.

Криптогалит Cryptohalite



Назван от греч. κρυπτός (криптос) — скрытый и αλς (альс) — соль, так как образует тонкие смеси с нашатырем (Скакки, 1874) [1].

Характ. выдел. Корочки с сосцевидной поверхностью или дендриты.

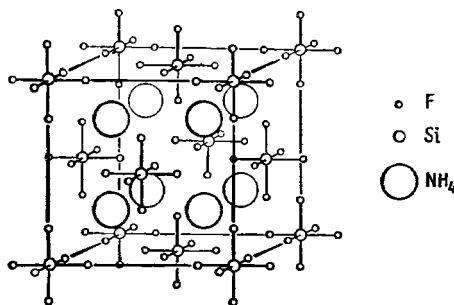
Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^5 — $Fm\bar{3}m$; $a_0 = 8,354 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Кетелар, 1935) [2]; $a_0 = 8,395$ по ASTM.

Структура [3] (см. стр. 17) типа K_2PtCl_6 (анти)флюоритоподобная: положения групп NH_4 геометрически тождественны положениям F в структуре флюорита, а центры тяжести групп SiF_6 совпадают с положения-

ми Са. Группы NH_4 (соответственно К в гиратите) находятся в окружении 12 F. Атомы Н, занимающие вершины тетраэдров NH_4 , направлены к четырём из 12 окружающих групп NH_4 атомов F [4] (фиг. 7).

Изоструктурен с гиратитом. Диморфен с бараритом.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_2 6L_2 9PC)$. На искусственных кристаллах наблюдались формы: $a(100)$, $d(110)$ и $o(111)$ [5]. Микроскопические кристаллики с Везувия имеют октаэдрический или кубический облик [6], кристаллы из Кладно — октаэдры [7].



Фиг. 7. Структура криптогалита (по Вайнштейну и Стасовой)

Физ. Сп. по (111) совершенная. Тв. около $2\frac{1}{2}$. Уд. в. минерала из Барари 2,004, с Везувия между 2,08 и 1,90, из Кладно — 1,990, искусств. — 2,011 (вычисл. 2,028). Цв. бесцветный до белого или серого. Бл. стеклянный. Просвечивает.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,369$ (Na) у криптогалита из Барари [8], 1,373 (Na) — из Кладно [7].

Хим. Теор. состав: $\text{NH}_4 - 20,25$; Si — 15,75; F — 64,00. Анализ криптогалита из Барари [8]: $\text{NH}_4 - 20,43$; Si — 15,59; F — 63,35; $\text{SO}_4 - 0,06$;

Cl — сл.; $\text{H}_2\text{O} - 0,30$; н. о. — 0,15; сумма — 99,88 (анализ пересчитан, в оригинале: $\text{SiF}_6 - 78,87$; F — 0,07).

Диagn. исп. Растворим в воде, особенно в горячей. Раствор имеет кислую реакцию. На вкус соленый.

Наход. Очень редок. В виде тонкокристаллических корочек наблюдался совместно с шапатитом в смеси с бараритом среди продуктов возгона Везувия (Италия) [1, 6]. Обнаружен в Барари (Индия) [8] совместно с бараритом в составе налетов на глыбах земли, применявшейся при тушении угольного пожара. Как продукт горения угля наблюдался в хорошую погоду в виде налетов на поверхности штабелей угля в угольном бассейне Кладно (Чехословакия) [7], где сопровождался кладноитом — $(\text{C}_6\text{H}_4(\text{CO})_2\text{NH})$.

Искусств. При испарении водного раствора H_2SiF_6 , обработанного разбавленным раствором NH_4Cl , получается в виде кристаллов при температуре выше 13° ; при 12° образуется смесь кристалликов обеих модификаций $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ (криптогалита и барарита), при 5° и ниже — барарит. Реакция перехода криптогалита в барарит обратима [9].

Обе модификации совместно получены Маришьяком из раствора HF и NH_4Cl [10].

Межплоскостные расстояния синтетического криптогалита *

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	100	4,844	531	6	1,4188	820	<1	1,0175
200	26	4,195	600	2	1,3989	822	1	0,9888
220	17	2,967	620	4	1,3271	751	2	0,9688
311	8	2,531	622	<1	1,2653	840	<1	0,9384
222	45	2,422	444	2	1,2109	911	<1	0,9210
400	33	2,098	711	5	1,1750	664	1	0,8946
331	3	1,926	640	2	1,1638	844	<1	0,8563
420	3	1,877	642	2	1,1216	10.2.0	2	0,8230
511	18	1,615	731	2	1,0927	951	1	0,8113
440	8	1,4837	800	1	1,0492			

* ASTM, 7—13

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Atti Reale Accad. sci. fis. mat., Napoli, 1873, 6, No 9, 35.
2. Ketelaar J. Zs. Krist., 1935, 92, 153.
3. Borth Z. J. Am. Chem. Soc., 1922, 44, 1066.
4. Вайнштейн Б. К., Стасова М. М. Кристаллография, 1956, I, вып. 3, 311.
5. Gossner B. Zs. Krist., 1904, 38, 147.
6. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 96.
7. Rost R. Rozpr. Ceské Akad., 1942, 52, C. 25, 1; Bull. Internat. Acad. sci. Bohême, 1943, 43, 276.
8. Christie W. Rec. Geol. Surv. India, 1926, 59, 233.
9. Ятлов В. С., Пинаевская Е. Н. Журн. прикладн. хим., 1941, 14, вып. 1, 11.
10. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, L, 1925, 6, 945.

Гиператит Hieratite



Название от *hierá* (иера) — древнегреческого названия о-ва Вулкано, где минерал был обнаружен (Косса, 1882) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики в составе стяжений.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 8,19 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Кетелар, для искусств.) [2]; $a_0 = 8,133$ по ASTM.

Изоструктурен с криптогалитом и другими силикофторидами щелочных металлов (Rb_2SiF_6 , Cs_2SiF_6 , Tl_2SiF_6). Диморфен с тригональным K_2SiF_6 — камерманитом, не встреченным в природе [4].

Природные кристаллы — октаэдры, на искусственных наблюдались формы $a(100)$, $d(110)$ и $o(111)$.

Физ. Сп. по (111) совершенная. Тв. около $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,73 (Везувий) [3], 2,665 у искусственного [2] (вычисл. 2,668). Бесцветен до белого. Бл. стеклянный. Прозрачен или просвечивает.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,340$ (Na) [3].

Хим. Теор. состав: K — 35,50; Si — 12,74; F — 51,76. Состав перекристаллизованного из водного раствора минерала с Везувия [3]: K — 35,4, Si — 12,7, F — 51,9.

Диагн. исп. Растворим в холодной, лучше в горячей, воде.

П. п. тр. Возгоняется без остатка.

Нахожд. Исключительно редок. Наблюдался в fumarольных отложениях. В кратере на о-ве Вулкано (Липарские о-ва, Италия) входит в состав сталактитообразных конкреций, цементирующих туф; сопровож-

Межплоскостные расстояния синтетического гиператита K_2SiF_6 *

Мо-излучение, ZrO_2 -фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	100	4,699	600	3	1,356	751	1	0,9391
220	65	2,877	620	9	1,286	662	<1	0,9331
311	5	2,453	622	3	1,2262	840	2	0,9094
222	71	2,349	444	2	1,1741	911	<1	0,8927
400	52	2,034	711	3	1,1390	842	1	0,8873
331	<1	1,866	642	5	1,0869	664	2	0,8670
420	4	1,819	731	1	1,0588	931	<1	0,8525
422	12	1,661	800	1	1,0167	844	2	0,8302
511	13	1,565	733	<1	1,9936	933	<1	0,8175
440	15	1,438	820	1	0,9864	10.0.0	<1	0,8134
531	5	1,375	822	2	0,9585	10.2.0	4	0,7975

* ASTM, 7—217

дается серой, реальгаром, мирабилитом, глауберитом, сассолином и квасцями [1]. На Везувии (Италия) в отложениях некоторых фумарол наблюдался в ассоциации с гипсом и хлоридами щелочей или с авогадритом [3].

Искусств. Гиератит в виде мелких кубов и скелетообразных выделений совместно с гипсом и камерманитом (гексаг. модификацией K_2SiF_6) образовался на кирпичах и цементе суперфосфатного завода в Бельгии, где в условиях, аналогичных с фумарольными, из возгонов и при испарении растворов образуются также сильвин и алунит; предположительно гиератит образовался при 100–150°, камерманит при более низкой температуре [5].

Л и т е р а т у р а

1. Cossa A. Bull. Soc. fr. Min., 1882, 5, № 2, 61; Zs. Krist., 1884, 8, 305.
2. Ketelaar J. A. A. Zs. Krist., 1935, 92, 155.
3. Zambonini F., Carobbi E. Atti (Rend.). R. Accad. Naz. Linzei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1926, 4, 171; Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 99.
4. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, 1925, 6, 947.
5. Denaeyer M. E., Ledent D. Bull. Soc. fr. Min., 1952, 75, № 4–6, 231.

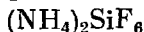
СТРУКТУРА ТИПА БАРАРИТА

ГРУППА БАРАРИТА

		Сингония	a_h	c_h	Уд. в.
Барарит	$(NH_4)_2SiF_6$	Триг.	5,77	4,78	2,15
Малладрит	Na_2SiF_6	Триг.	8,87	5,07	2,71

В группе объединены тригональные силикофториды (см. стр. 33) со структурой слоистого типа, основу которой составляют SiF_6 -октаэдры.

Барарит Bararite



Назван по месту находки в Барари в Индии (Дана, 1951). Ранее отмечался Скакки (1874) [4] как примесь к криптогалиту.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$; $a_h = 5,77$; $c_h = 4,78 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 0,828$; $Z = 1$ (Госнер и Краус, для искусств.) [2].

Структура [2] слоистого типа. Атомы Si окружены шестью F по вершинам октаэдров, девять F находятся на более близком расстоянии от группы NH_4 , чем другие девять F. Слои параллельны (0001), слагают пачки в следующем порядке: NH_4 , F, Si, F, NH_4 .

Диморфен с кубическим криптогалитом; структуры обеих модификаций сходны: в кубической модификации аналогичные пачки слоев ориентированы параллельно (111) и Si-слои несколько смещены.

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 0,8281$ [3].
Формы (Госнер и Краус, для искусств.) [3]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	p 10 $\bar{1}$ 1	60°00'	43°43'
m 10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	x 20 $\bar{2}$ 1	60 00	62 24

Искусственные кристаллы таблитчатые по (0001). В Барари [4] наблюдаются своеобразные звездчатые сростки тонких кристалликов, также

четырегранные стреловидные образования, представляющие двойники, предположительно с дв. осью, перпендикулярной к оси c .

Физ. Сп. по (0001) совершенная (по слоям решетки). Тв. около $2\frac{1}{2}$. Уд. в. у искusstв. 2,152 (вычисл. 2,144). Цв. белый, частью бесцветен. Бл. стеклянный.

Микр. Одноосный (-). $n_o = 1,406$, $n_e = 1,391$, $n_o - n_e = 0,015$ (Na) [4].

Хим. Теор. состав: $\text{NH}_4 - 20,25$; $\text{Si} - 15,75$; $\text{F} - 64,00$. Анализа минерала нет.

Диагн. исп. Легко растворим в воде. На вкус соленый.

Нахожд. Исключительно редок. Совместно с криптогалитом и нашатырем наблюдался в продуктах возгона при некоторых извержениях Везувия [1]. В угольном районе Барари (Индия) образовался в смеси с криптогалитом в виде налетов на глыбах земли, которая применялась при тушении угольного пожара [4].

Искусств. См. при криптогалите (стр. 34).

Литература

1. Scacchi A. Atti Reale Accad. sci. fis. mat., Napoli, 1874, 6, No 9, 35.
2. Gossner B., Kraus E. Zs. Krist., 1934, 88, 223.
3. Gossner B. Zs. Krist., 1903, 38, 147.
4. Christie W. Rec. Geol. Surv. India, 1927, 59, 233.

Малладрит Malladrite



Назван по имени директора обсерватории на Везувии А. Малладра (Замбонни и Каробби, 1926) [1].

Характ. выдел. Кристаллические корочки.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$; $a_h = 8,87$; $c_h = 5,07$; $a_h : c_h = 1 : 0,5716$ (для искусственного, Чиприани, 1955) [2]; $Z = 3$.

Структура [2] слоистого типа, основу ее составляют октаэдры SiF_6 ; слои параллельны (0001) (соответственно должна проявляться совершенная спайность). Средние расстояния $\text{Na} - \text{F} 2,25 \text{ \AA}$, $\text{Si} - \text{F} 1,88 \text{ \AA}$ (фиг. 8).

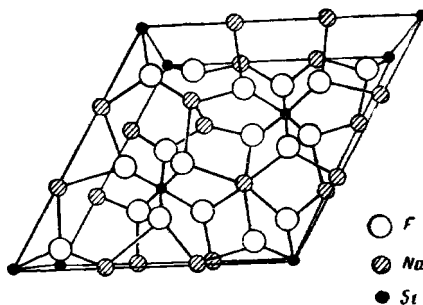
Дитриг. — скаленоэдр. кл. $D_{3d}^3 - \bar{3}m (L_3L_23PC)$; $a : c = 1 : 1,333$ (на основе измерения Замбонни [1, 3] кристалликов, полученных путем перекристаллизации природного малладрита).

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	$0^\circ 00'$	p 10 $\bar{1}$ 1	$60^\circ 00'$	$57^\circ 00'$
m 10 $\bar{1}$ 0	$60^\circ 00'$	$90^\circ 00'$			

Кристаллы призматические или таблитчатые по (0001).

Рентгеновская установка отличается от установки, принятой Замбонни и Мариньяком, поворотом на 30° вокруг оси c и вдвое меньшим значением c ($1,333 \cdot \frac{\sqrt{3}}{2} = 1,1544 = 0,5772 \cdot 2$). Символы граней в рентгеновской установке: m (11 $\bar{2}$ 0), p (44 $\bar{3}$ 3).



Фиг. 8. Структура Na_2SiF_6 (по Чиприани)

Физ. Сп. и тв. не изучены. Уд. в. искусств. 2,714 [4]; 2,7547 [5] (вычисл. 2,712). Цв. минерала бледно-розовый (Везувий); искусственный белый [4].

Микр. Одноосный (—). n около 1,31 у природного [3], у перекристаллизованного природного $n_o = 1,312$; $n_e = 1,309$ (Na) [3], у искусственного $n_o = 1,3125$, $n_e = 1,3089$, $n_o - n_e = 0,0036$ (Na) [6]. На препаратах из искусственных кристаллов наблюдалось секториальное строение: шесть двусосных секторов с пл. опт. осей, параллельной граням призмы, $Np = c$ [7].

Хим. Теор. состав: Na — 24,45; Si — 28,09; F — 60,61. Состав природного малакритита определялся лишь на основе качественного анализа водных вытяжек [8].

Диагн исп. Слабо растворим в холодной воде и лучше в горячей (при 15° растворимость 0,57 г/100 см³, при 25° 0,72 г/100 см³, при 40° 0,99 г/100 см³) [9].

Нахожд. Наблюдался лишь в виде корочек на лаве Везувия в Италии с напатитом, гиратитом, авогадритом и ферруцитом.

Искусств. Получается воздействием H_2SiF_6 на водные растворы солей Na; при действии раствора $NaHF_2$ на SiO_2 [10]; в результате обработки на водяной бане избыточным количеством HF смеси NaF и мелкоизмельченного SiO_2 , взятых в стехиометрических количествах [2], и др.

Межплоскостные расстояния искусственного Na_2SiF_6 [2]

CuK_{α} -излучение

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
101	13	5,06	112	1	2,21	103	3	1,649	421; 412	7	1,399
110	100	4,43	310	3	2,14	312	6	1,633	223	1	1,343
101	66	4,22	202	2	2,12	411	17	1,596	511	3	1,333
211	79	3,36	221	5	2,04	113	4	1,576	004	2	1,265
201	32	3,08	311	4	1,968	203	4	1,548	430	2	1,259
310	4	2,93	212	7	1,909	402	2	1,532	520	5	1,232
200	3	2,58	302; 401	38	1,802	330	10	1,482	114	3	1,217
311	8	2,53	320	3	1,767	501	3	1,474	323	2	1,210
301	51	2,30	222; 321	6	1,670	420	4	1,455			
220	4	2,23									

Л и т е р а т у р а

- Zambonini F., Carobbi E. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1926, 4, 173.
- Cipriani C. Rend. Soc. Min. Ital., 1955, 11, 58.
- Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 97.
- Collins J. Chem. News, 1929, 318, 184.
- Stolba F. Zs. anal. Chem., 1872, 11, 199.
- Raiteri L. Atti (rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1922, 31, 115.
- Bertrand E. Bull. Soc. fr. Min., 1880, 3, 57.
- Carobbi E. Period. min., Roma, 1933, 4, 410.
- Клейнер К. Е. Журн. прикладн. хим., 1944, 17, вып. 7—8, 409.
- Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, L., 1925, 6, 947.

СТРУКТУРА ТИПА ЭЛЬНАСОЛИТА — КРИОЛИТА

		ГРУППА КРИОЛИТА					
		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Криолит	Na_3AlF_6	Монокл.	5,40	5,60	7,77	90°11'	2,96
Эльнасолит	K_2NaAlF_6	Куб.	8,40	—	—	—	2,99

Криолит и эльпасолит относятся к алюмофторидам. Основной структурной единицей алюмофторидов являются правильные или несколько деформированные октаэдры, вершины которых заняты F, а в центрах расположены атомы Al. В состав алюмофторидов входят одно- и двухвалентные катионы Li, Na, K, Ca, Mg, Sr. Расположение AlF_6 -октаэдров определяет тип структуры, подобно расположению SiO_4 -тетраэдров у силикатов. Среди структур синтетических алюмофторидов (фторалюминатов) известны структуры с изолированными AlF_6 -октаэдрами и с октаэдрами, соединенными в цепи, слои и каркасы. Структуры многих из минералов этого типа еще не изучены.

В структурах криолита, эльпасолита и криолитионита AlF_6 -октаэдры не связаны между собой (структуры островного типа), в хиолите имеются слои из октаэдров, тогда как у веберита и ральстонита AlF_6 -октаэдры имеют общими все вершины с образованием каркасных структур. Структуры остальных алюмофторидов (прозопита, ярлита, томсенолита, пахнолита, геарксутита), а также еще более сложных по составу сульфатофторидов (кридита и чухровита), карбонатофторида (стенонита) и фосфатофторидов (беггильдита и флюеллита) не расшифрованы.

Все минералы — алюмофториды отличаются белым цветом, низкими показателями преломления и небольшим двупреломлением, низким уд. весом, небольшой твердостью. Физические свойства их в общих чертах зависят от их принадлежности к тому или другому типу структуры: прослеживается большая твердость каркасных алюмофторидов и наименьшая — островных, минералы с каркасной структурой отличаются несколько большим показателем преломления (кроме веберита), с островной — наименьшим.

Среди минералов со структурой островного типа криолит характеризуется наличием атомов Na между AlF_6 -октаэдрами, в эльпасолите, имеющем сходную структуру (см. стр. 51), AlF_6 -октаэдры связаны атомами K и Na, а для криолитионита (см. стр. 53) характерно наличие Li, в виде LiF_4 -тетраэдров, соединяющих AlF_6 -октаэдры, и атомов Na, расположенных в промежутках между группами AlF_6 и LiF_4 .

Криолит Cryolite



Известен был эскимосам задолго до его открытия европейцами [1].

Название происходит от греч. κρύος (криос) — лед и λίθος (литос) — камень (ледяной камень) (д'Андрара, 1800) [2]; впервые достоверно изучен Абильтардом (1799) [3].

Синон. Ледяной камень — Eistein (Глокер, 1834), орзугизат — Orsugisat — местное обозначение в Гренландии [1], что означает «жирная соль» (по Хинце); отвечает искусств. α-криолиту.

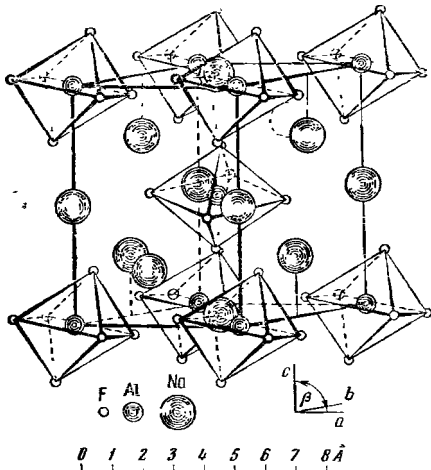
Характ. выдел. Зернистые выделения, отдельные зерна, кристаллы, фарфоровидные выделения в смеси с опалом.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/n$ [4]; $a_0 = 5,40$; $b_0 = 5,60$; $c_0 = 7,77 \text{ \AA}$; $\beta = 90^\circ 11'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,964 : 1 : 1,388$; $Z = 2$ (Менцер) [5]. Близкие данные у Нарай-Сабо и Сасвари [6].

В структуре криолита [6, 7] (фиг. 9) дискретные, слегка деформированные октаэдры AlF_6 находятся в вершинах и в центре элементарной кубической ячейки. Между ними расположены атомы Na, из которых $1/3$ имеют координацию 6, а $2/3$ — 12. Октаэдры NaF_6 находятся на серединах вертикальных ребер и в центрах базальных плоскостей элементарной ячейки, имеют общие грани с кубоктаэдрами, занимающими промежутки между октаэдрами AlF_6 и NaF_6 , в центрах которых располагаются остальные $2/3$ атомов Na.

В другой интерпретации [8] структура криолита состоит из цепочечных групп NaAlF_6 , параллельных оси c , с каналами, в которых находятся группы NaF .

Расстояния между атомами в AlF_6 -октаэдрах $\text{Al} - \text{F} = 1,79 - 1,83$; в NaF -октаэдрах $\text{Na} - \text{F} = 2,42 - 2,32$; для других атомов Na расстояние $\text{Na} - \text{F}$ составляет от 2,21 до 2,68 Å (Нарай-Сабо и Сасвари) [6].



Фиг. 9. Структура криолита по Нарай-Сабо и Сасвари

Высокотемпературный β -криолит — кубический. $O_h^3 - Fm\bar{3}m$. $a_0 = 7,95 \text{ \AA}$ [9] — структура типа $(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$, близка к структуре эльпасолита [10]. При охлаждении из-за недостаточной величины ионов Na , расположенных в центрах кубооктаэдров, структура превращается в моноклинную — изменяется наклон полиэдров, появляются различия в длине их ребер. Плоскость (110) моноклинного $\alpha\text{-Na}_3\text{AlF}_6$ — криолита соответствует плоскости псевдокуба, очень близкого по размерам к ячейке эльпасолита и $(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$. При полиморфном превращении образуется несколько систем полисинтетических двойников.

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$. $a : b : c = 0,9662 : 1 : 1,3883$; $\beta = 90^\circ 41'$ (Креннер [11]; то же значение получено Гротом [12]).

Обычные формы [11, 12, 13]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ 00'$	$0^\circ 41'$	k $\bar{1}01$	$-90^\circ 00'$	$55^\circ 06'$
m 110	$45^\circ 59'$	$90^\circ 00'$	p 111	$46^\circ 03'$	$63^\circ 26'$
r 011	$0^\circ 08'$	$53^\circ 58'$	s 121	$27^\circ 25'$	$72^\circ 16'$
v 101	$90^\circ 00'$	$55^\circ 13'$			

mm (110) : (110) = $88^\circ 02'$	sm (121) : (110) = $25^\circ 27'$	pa (111) : (100) = $49^\circ 55'$
vm (101) : (110) = $53^\circ 48'$	rm (011) : (110) = $55^\circ 43'$	sa (121) : (100) = $63^\circ 59'$
km ($\bar{1}01$) : ($\bar{1}10$) = $53^\circ 51'$		

Редкие формы:

b 010	f^* 130	g 013	D 105	d^* $\bar{1}03$	h 114	i^* $\bar{1}14$	F $\bar{2}75$	o^* $\bar{2}11$
a 100	n^* 310	A 012	B 102	C $\bar{1}02$	z 112	u $\bar{1}12$	y^* 211	

* Наблюдалась Бёггильдом лишь на двойниках по «новому закону» (см. ниже).

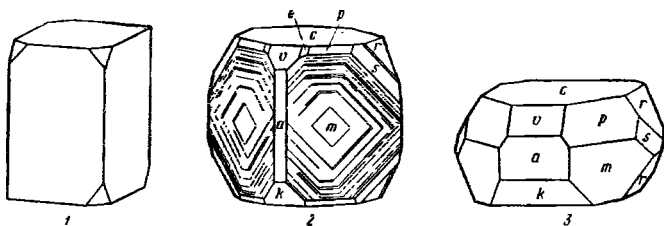
Недостовверные формы: E (015), q ($\bar{1}11$), t ($\bar{1}24$), x (176), e (323), H (725).

Кристаллы псевдотетрагонального и псевдокубического облика, резко преобладают кристаллы, образованные $m(110)$ и $c(001)$ (слагают псевдокубы), реже развиты грани $r(011)$, $v(101)$ и $k(\bar{1}01)$ (фиг. 10, 1), которые иногда достигают значительного развития с образованием псевдокубооктаэдров. Редко наблюдаемые кристаллы второй генерации более богаты формами (фиг. 10, 2) и иногда образуют кристаллы необычного габитуса, уплощенные по (001) (фиг. 10, 3). На гранях $m(110)$ часто имеется штриховка, параллельная ребрам (фиг. 10, 2).

Встречаются параллельные ступенчатые сростки кристаллов.

Искусственные фигуры травления на кристаллах криолита отчетливо выявляют моноклинную симметрию и двойниковое строение минерала [14, 15].

Очень распространены двойники; зернистый криолит всегда полисинтетически сдвойникован. Насчитывается не менее 14 законов двойникования, значительная часть которых устанавливается только в зернистом криолите и объясняется, по мнению большинства авторов, воздействием



Фиг. 10. Кристаллы криолита, Ивигтут:
1 — по Мелвилу; 2 — по Креннеру; 3 — по Бёггильду

механических напряжений, возникших при охлаждении высокотемпературного кубического β -криолита и при его превращении в моноклинную α -модификацию [13, 16, 17]. Такие двойники воспроизводились экспериментально [13]. В каждом зерне обычно сразу возникают двойники по нескольким законам. Общие геометрические закономерности этого явления рассмотрены многими авторами [13, 17—20]. Различные двойниковые законы, проявляясь совместно, повышают общую симметрию сростка до ромбической, тетрагональной или кубической. Диагностика различных типов двойников представляет большие методические трудности; указанные различными исследователями законы не всеми приняты [16, 17, 19].

Наблюдались следующие виды двойников (по Дана, 1951):

1) дв. ось [110], вращение на 90° . Двойники срастания и прорастания обычны, иногда четверники. Двойникование по этому закону очень характерно для крупнозернистого криолита (так называемый «закон Баумхауэра»);

2) дв. ось [110], вращение на 180° ; повторные двойники наблюдаются в зернистом криолите, у отдельных кристаллов менее обычны. Искусственно получены при охлаждении нагретого криолита;

3) дв. ось [021], вращение на 120° ; поверхность срастания неправильная. Искусственно получены при охлаждении нагретого криолита. В виде тонких пластинок обычны в зернистом криолите (так называемый «новый закон» Бёггильда);

4) дв. ось [111], вращение на 180° ; ромбическое сечение близко к (110). Двойники повторного типа. Редки, встречены только на кристаллах, в зернистом криолите неизвестны;

5) дв. ось [100], вращение на 180° , плоскость срастания (001); встречены только в зернистом криолите, для которого обычны;

6) по (100), поворот на 180° вокруг [001], плоскость срастания (100); встречены только в зернистом криолите; тонкие пластинки; обычны;

7) дв. плоскость и плоскость срастания (112); встречены только в зернистом криолите; пластинки; обычны;

8) дв. плоскость и плоскость срастания $(\bar{1}12)$; встречены только в зернистом криолите; пластинки; обычны;

9) дв. плоскость и плоскость срастания (110); пластинки; встречены только в крупнозернистом криолите с Урала;

10) дв. ось [111], вращение на 180° ; ромбическое сечение не является возможной гранью, но близко к (110); не были установлены Бёггильдом, но возможно, что это «закон *d*» Кроса и Хилебранда; встречаются только в зернистом криолите;

11) по (211); один из новых законов Падурова; по-видимому, очень редки;

12) дв. ось [001], вращение на 90° ; очень близки к 9;

13) дв. ось [201], вращение на 120° ; очень близки к 8;

14) дв. ось [201], вращение на 120° ; очень близки к 7.

Для кристаллов-двойников наиболее обычен закон 1-й, менее 2-й и 4-й. Двойники по другим законам встречены только в зернистом криолите.

По-видимому, существуют эпитактические сростания между высоко-температурным кубическим β -криолитом и криолитионитом [21]; ориентировка минералов в сростках не установлена. Искусственно получены эпитактические сростания с тенардитом [22].

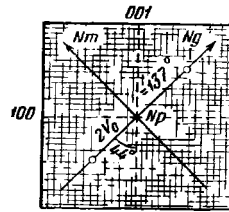
Физ. По наблюдению на воднопрозрачных кристаллах, спайность отсутствует [12, 13]. На крупных кристаллах и зернах всегда наблюдается отдельность. Наиболее часто проявляется очень совершенная отдельность по (001) и отчетливая по (110); дает выколки почти кубической формы. В редких случаях наблюдается более слабо выраженная отдельность по (011) и (101). В уральском криолите отмечена очень сильно выраженная отдельность только по одной из плоскостей (110). Отдельность криолита вызвана тонкими двойниковыми пластинками, способствующими раскалыванию минерала в определенных направлениях. По другим направлениям излом неровный, на мелких воднопрозрачных кристаллах — до раковистого [13]. Кристаллы значительно более хрупки, чем зернистые агрегаты. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,96 (Урал, Тува) [24] (вычисл. 2,967). Обычно бесцветен до белого, также сероватый, желтовато-серый, грязно-бурый до почти черного с синеватым оттенком [25], очень редко ярко-розовый или бледно-зеленоватый [26]. При ударе молотком и при взрывах может приобретать красно-фиолетовый цвет [25]. Темную окраску криолит иногда приобретает около включений зеленого и красно-бурого флюорита, красного полевого шпата и грейзена. Эта окраска также встречается вне связи с включениями. Наблюдалось пересечение белого криолита прожилками темно-окрашенного [25]. Вероятна радиационная природа окраски темного криолита. Такая окраска возникает при долгом облучении криолита катодными лучами, но быстро исчезает на свету [27]. Черта белая, у темно-бурых разностей желтоватая. Бл. прозрачных кристаллов стеклянный, у белого криолита стеклянный до слабожирного, у желтых и темных разностей — жирный; на плоскости отдельности по (001) иногда наблюдается перламутровый блеск [25]. Тонкое полисинтетическое двойникование вызывает голубоватую иризацию криолита [24, 25]. Прозрачен до просвечивающего в массе, темные разности просвечивают в топких осколках.

Криолит при комнатной температуре непроводник электричества, удельная электропроводность порядка $10^{-6} - 10^{-7} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$. При повышении температуры уд. электропроводность возрастает и достигает приблизительно $1 \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ при температуре плавления. На плавной кривой уд. электропроводность — температура наблюдаются перегибы при 565° и 880° в связи с резким увеличением уд. электропроводности в моменты превращений криолита. Увеличение уд. электропроводности, по-видимому, вызвано распадом групп AlF_6 на AlF_4 с образованием подвижных ионов F, которые повышают электропроводность [28]. Уд. электропроводность расплавленного криолита при температуре плавления, по данным различных авторов, колеблется от 2 до $2,84 \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$; Машовец [29] считает наиболее правильной величину 2,08. При повышении температуры расплава уд. электропроводность увеличивается и при 1161° составляет $2,99 \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ [30].

Криолит ни в катодных, ни в ультрафиолетовых лучах не светится [31]. При нагревании светится желтоватым цветом; темные разности светятся сильнее, но при сильном нагревании свечение пропадает, минерал обесцвечивается [32, 25]. При раздавливании криолит из Ивигтута очень сильно люминесцирует, давая голубоватые искры [33].

Флотуруется жирными кислотами и их мылами [34].

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен, темные разности желтоватые. Двусосный (+). Плоскость оптических осей $\perp (010)$; $cNg = 43^\circ 54'$ в остром углу β , $Np = b$ [11] (фиг. 11). Ориентировка индикатрисы относительно полюсов двойниковых плоскостей (плоскостей отдельности) [35, 17]:



Фиг. 11. Оптическая ориентировка криолита (по Випчелу)

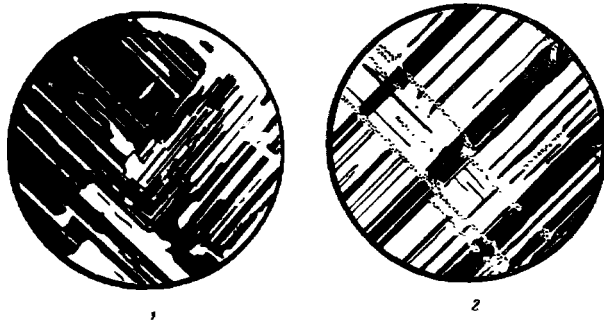
	Ng	Nm	Np
Очень совершенная отдельность по (001)	44°	46°	90°
Совершенная отдельность по (110)	60	59	46
Ясная отдельность по (101)	11	79	90
Двойниковая плоскость (100)	46	44	90
Двойниковая плоскость (112)	81	31	60,5

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Свет	Авторы
1,3387	1,3377	1,3376	0,0011	43°	Na	Цезаро и Мелон [36]
1,3396	1,3389	1,3385	0,0011	—	Na	Бёггильд [37]

Падуров [17] указывает на более высокое двупреломление 0,0025 и $2V = 37^\circ 30'$.

$\lambda, m \mu$	662	589	447	
n_m	1,343	1,338	1,319	Цезаро и Мелон [36]
$2E$	$58^\circ 50'$	$59^\circ 24'$	$60^\circ 10'$	Креннер [11]
$2V$	42 54	43 24	44 40	Вычислено по данным Креннера

Дисперсия горизонтальная слабая, $r < v$.



Фиг. 12. Полисинтетические двойники криолита в разрезах, параллельных (001): 1 — двойники по «закону Баумхауэра»; 2 — двойники по «новому закону Бёггильда». Зарисовки по микрофотографиям Бёггильда. Увеличение в $8\frac{1}{2}$ раз, николи скрещены

В шлифах почти изотропен, двойниковое строение с трудом обнаруживается. В шлифах повышенной толщины — отчетливое полисинтетическое двойникование (фиг. 12). Криолит имеет очень низкий рельеф с ясной шагреньевой поверхностью.

Хим. Теор. состав: Na — 32,86; Al — 12,84; F — 54,30%. Химических анализов криолита, вполне отвечающих современным требованиям, не имеется; пределы колебаний в составе и возможность изоморфного вхождения различных элементов в кристаллическую решетку криолита не установлены. Большинство анализов обнаруживают несоответствие между количеством катионов и анионов. Чаще устанавливается недостаток F, реже — его избыток. Отношение Na : Al никогда не отвечает теоретическому и в большинстве анализов составляет от 2,92 до 2,99 (на 0,36 — 0,04 вес. % Na ниже теоретического). Эти результаты, вероятно, вызваны несовершенством методов анализа.

Особенно велики расхождения между теоретическим составом и анализами синтетического и природного криолита, выполненными при проведении различных физико-химических и технологических исследований. Были предложены различные варианты формулы криолита [38—42].

Возможен изоморфизм между высокотемпературным β -криолитом и изоструктурными соединениями K_3AlF_6 и эльпасолитом (K_2NaAlF_6) [9]; в криолите из Ильменских гор методом пламенной фотометрии обнаружено [24] 0,08% K, а в криолите из Тувы — 0,0028 Li_2O , 0,0008 Rb_2O и 0,0008 Cs_2O , 0,07% K, 0,007 Li_2O , 0,0003 Rb_2O , Cs не обнаружен. Нередко отмечаемый Ca, вероятно, обязан присутствию примеси других минералов, хотя Нельнер [46] и Лемберг [47] предполагали изоморфное замещение натрия кальцием. Часто отмечаемые в криолите Si, Mg обязаны примеси других минералов, повышенные количества Li — присутствию криолитонита.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na	33,02	32,41	32,27	32,56	32,70	32,84	32,40	32,31
Ca	—	—	—	—	—	—	0,28	0,25
Al	12,96	13,01	13,05	13,07	13,39	13,08	12,90	13,41
F	[54,67]	54,29	54,40	54,15	54,25	54,01	53,85	[55,04]
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	0,05	0,40	0,55
SiO_2	—	—	—	—	—	0,16	—	—
H_2O	—	—	—	—	—	—	0,30	—
Сумма	100,65	99,71	99,72	99,78	100,34	100,14	100,13	101,56
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	2,97	2,95

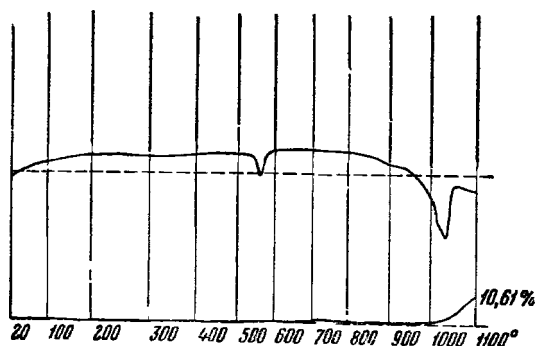
1—6—Ивигтут: 1—анал. Нельнер [46]; 2—водянопрозрачные кристаллы; анал. Брандл [48]; 3—мелкие водянопрозрачные кристаллы с бурой корочкой гётита; анал. Брандл [48]; 4—зернистый; анал. Брандл [12], 5—зернистый [49]; 6—зернистый [50]; 7—Колорадо; зернистый светло-розовый с видимыми включениями Fe_2O_3 ; анал. Хлебград [26]; 8—Урал; зернистый; анал. Дурнев [51].

В воде при 12° растворяется 0,037% криолита [23], при 15° — 0,034% [52]. Синтетический криолит имеет такую же растворимость в воде: при 0° — 0,0348; 25° — 0,04175; 50° — 0,07932; 75° — 0,09302; 100° — 0,13% [53]. Криолит легко растворяется в водном растворе $AlCl_3$ [54] и подкисленном водном растворе H_3BO_3 [55]; с образованием комплексных соединений легко растворяется в HCl, HNO_3 , труднее — в щавелевой кислоте. В HF растворяется до 19% криолита [52]; легко разлагается H_2SO_4 с выделением HF. Медленно разлагается сплавлением с $KHSO_4$ и кипячением в растворе щелочи [39].

Диагн. исп. П. п. тр. очень легко плавится в бесцветное стекло, окрашивая пламя в желтый цвет. На угле после длительного прокалывания шарики расплавленного криолита разлагаются, и остается корочка Al_2O_3 , при этом ощущается запах F.

Повед. при нагр. Т-ра плавления 1013° (в атмосфере сухого азота, по Лендону и Убелоде) [28], близкие данные получены Машовцем [56] — 1015° , Лундиной [49] — 1011° . Теплота плавл. $18,2$ ккал/г-моль [28], меньшую величину приводят Абрамов [30] — $16,38$ ккал/г-моль и Рот и Бертрам [57] — $16,63$ ккал/г-моль.

Моноклинный α - Na_3AlF_6 (криолит) при 565° переходит в кубический (β -криолит); выше 881° до температуры плавления существует гексагональный (?) γ - Na_3AlF_6 (γ -криолит) [28]. Теплота $\alpha \rightarrow \beta$ перехода $1,8$ ккал/г-моль [30], Ляшенко [58] указывает — $1,294$ ккал/г-моль. Теплота $\beta \rightarrow \gamma$ перехода около $0,2$ ккал/г-моль [28].



Фиг. 13. Кривая нагревания криолита Тувы

На кривой нагревания криолита (фиг. 13) имеются два эндотермических прогиба при 570 и $1000-1020^{\circ}$ [41, 59]. Первый вызван $\alpha \rightarrow \beta$ превращением, второй — плавлением криолита. Эффект $\beta \rightarrow \gamma$ превращения из-за очень низкой величины теплоты перехода на кривых не проявляется. На кривых некоторых образцов природного криолита обнаруживается слабый эндотермический прогиб при $960-980^{\circ}$; такой же эффект обнаруживается при повторном нагревании пробы [41].

При нагревании криолита постепенно понижается двупреломление, наблюдается перемещение двойниковых пластинок, которые исчезают выше 565° в результате перехода в кубический β -криолит [60, 13]. Охлаждением β -криолита сопровождается сильным треском в связи с резким изменением объема при $\beta \rightarrow \alpha$ превращении [61]; возникает большое количество тонких полисинтетических двойниковых пластинок [43]. Выше точки $\beta \rightarrow \gamma$ превращения (881°) вещество начинает себя вести как очень пластичное твердое тело, резкое увеличение электропроводности свидетельствует о диссоциации Na_3AlF_6 [28]. При плавлении происходит увеличение объема на 25% и резко снижается уд. вес. Плавление происходит конгруэнтно, но в расплаве сразу же обнаруживаются ионы AlF_6 , AlF_4 , Na и F [28]; нестойкий ион AlF_6 диссоциирует на ионы AlF_4 и F (константа равновесия $0,06$) [62]. Реакция полной диссоциации: $\text{Na}_3\text{AlF}_6 \rightleftharpoons 2\text{NaF} + \text{NaAlF}_4$ (константа равновесия $0,09$) [63]. На воздухе, особенно в присутствии паров воды, часть NaAlF_4 в расплаве дает NaF и $\beta\text{-Al}_2\text{O}_3$, из которых и состоит конечный продукт разложения криолита [63, 64]. Имеются данные об уд. весе расплава Na_3AlF_6 , его вязкости и поверхностном натяжении [49, 29, 30]. Уд. теплоемкость по Бёрчу и др., $0,85$ дж/г при 0° , $0,89$ при 200° , вычисленная на основе формул, указанных Ляшенко [58] и Машовцем [29]: $0,997$ дж/г при 0° , $1,048$ при 50° , $1,044$ при 100° и $1,085$ при 200° . Определены термодинамические функции криолита и его энтальпия [65, 66].

Теплота образования криолита из твердых NaF и AlF_3 20,35 кал/г-моль [52], из элементов Na (тверд.), F (газ), Al (тверд.) 758,47 кал/г-моль [30]. Теплота растворения в HF 29,26 кал/г-моль [52].

Наход. [67]. Редок. Как акцессорный минерал характерен для альбито-рибекитовых пироклорсодержащих гранитов и связанных с ними пегматитов. Известен также в амазонитовых пегматитах. Установлен в виде включений в кристаллах топаза из гранитных пегматитов. Известно крупное месторождение Ивигтут, где разрабатывается штокообразное тело сидерито-криолитовой руды, богатой сульфидами. Генетическая связь этого тела с пегматитами не установлена. Найден в опалах коры выветривания виллиомитсодержащих нефелиновых сиенитов [68]. Отмечен среди эпигенетических минералов озерных континентальных отложений в месторождениях нахколита и троны.

В Эрзинском гранитном массиве (Тувинская АССР) [69] криолит наряду с томсенолитом является обычным акцессорным минералом в альбито-рибекитовых гранитах. Здесь встречены также его скопления с поперечником до 0,3 м в кварцево-полевошпатовых гнездах и сходных по составу жилах с резко преобладающим кварцем и небольшим количеством колумбита, малакона, галенита и сфалерита. Буровато-серый криолит образует среднезернистый агрегат. В коре выветривания он по трещинам замещается геарксутитом. Акцессорная вкрапленность криолита обнаружена в альбито-рибекитовых метасоматитах Верхнего Эспе (Тарбагатай, Каз. ССР) [70].

В Северной Нигерии на плато Джос в альбито-рибекитовых гранитах криолит вместе с пироклором и топазом — главные акцессорные минералы. Содержание криолита достигает 3—4%, топаза — 3,9%, пироклора — 1%; в меньших количествах встречаются астрофиллит и томсенолит. Породообразующий рибекит очень богат фтором. Наиболее богаты криолитом массивы Каффо (комплекс Лируэй), Амо и Дурова [71].

В Сент-Питерс-Дом (Колорадо, США) в теле крупнозернистого рибекито-микроклино-кварцевого пегматита, заключенном в биотитовых гранитах, грубозернистый сероватый и розовый криолит выполняет друзовую полость с крупными кристаллами микроклина, рибекита и кварца; скопления криолита достигают 0,5—0,9 м в поперечнике; большей частью он замещен пахнолитом, веберитом и прозопитом. Скопления криолита [26, 72], также большей частью замещенного вторичными алюмофторидами, обнаружены и в полости с поперечником 0,6 м в жиле белого кварца. Кварц и криолит пронизаны лейстами астрофиллита [26].

В Ильменских горах на Южном Урале гигантозернистый серовато-белый и буровато-серый криолит совместно с криолитионитом выполнил друзовую полость с поперечником 1 м в линзовидном теле амазонитового пегматита. Наблюдаются сростания крупных зерен криолита с очень крупными (до 15—20 см) зернами криолитионита (структуры, напоминающие графические). По трещинам и у контакта с пегматитом криолит замещен хиолитом, более поздними пахнолитом, томсенолитом и прозопитом, а также гипергенными геарксутитом и галлуазитом [73].

Около г. Володарск-Волынска (УССР) в микроклино-кварцевых пегматитах обнаружены большие друзовые полости с гигантскими кристаллами топаза, в которых содержатся обильные газово-жидкие включения, содержащие криолит, эльпасолит, сильвин, галит, кварц и другие минералы. В головках кристаллов включения содержат эльпасолит, а в первичных включениях у основания кристаллов топаза содержатся кубовидные кристаллы криолита вместе с хорошо образованными кристаллами кварца. Криолит также заполняет микроскопические залоченные трещины в топазе [74, 75].

В Ивигтуте (Юго-Западная Гренландия) вытянутое штокообразное тело сидерито-криолитового состава заключено в апикальной части куполовидного штока лейкократовых мелкозернистых порфириовидных гранитов, залегающих в гнейсовидных породах брекчиевидного сложения. На поверхности сидерито-криолитовое тело имеет 115 м в длину и 30 м в ширину, на глубине шток расширяется. В приконтактной части криолитового тела в граните наблюдается сложная сеть жил кварцево-микроклинового пегматита. Основная масса пегматитовых жил сосредоточена у южного контакта криолитового тела. На западе и севере криолит в значительной мере непосредственно контактирует с гранитом. Краевая часть криолитового штока образует так называемую «приконтактную скорлупу», сложенную крупными обломками вмещающих пегматитов и гранитов, сцементированных кварцево-криолитовым агрегатом. Апофизы криолитового тела пересекают пегматиты, а в гранитах наблюдаются касситерито-кварцевые и криолито-кварцевые жилы [25, 76, 77]. В сидерито-криолитовом теле Ивигтута в среднем содержится криолита 70—80%, сидерита — 15—20%, кварца — 1—2%, сульфидов — 1—2%. Очень характерны сростания криолита и сидерита: более мелкие зерна сидерита располагаются вдоль границ между крупными зернами криолита. При увеличении размера зерен криолита пропорционально увеличивается размер зерен сидерита [78]. В пегматите отмечены псевдоморфозы криолита по графическим врослкам кварца [77, 25].

В криолитовом теле Ивигтута встречаются участки, обогащенные тонко-чешуйчатым парагонитом и мусковитом, фарфоровидным микросферолитовым топазом, флюоритом, пиритом, хиолитом, веберитом, стенонитом и ярлитом. В этих участках часто наблюдается темный криолит [37, 78, 25]. Наиболее поздними образованиями являются друзы ступенчатых псевдокубических кристаллов криолита на стенках открытых трещин, а также продукты его замещения — томсенолит, пахнолит и ральстонит, которые приурочены к трещинам в криолите.

В трещинах слабо выветрелых виллиомитсодержащих нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Кольский полуостров) обнаружены белые фарфоровидные корки, представляющие скрыто-кристаллическую смесь гипергенного криолита и опала [68].

Криолит установлен в битуминозных сланцах озерных континентальных отложений формации Грин Ривер в шт. Колорадо (США) вместе с пахнолитом и давсонитом; мелкие зерна и кристаллы этих минералов образуют вкрапленность в заведомо неметаморфизованных породах эоценового возраста [79].

Указание Тене и Кальдерона [80] на находку небольшого количества криолита во флюорито-кварцевых низкотемпературных жилах около Саллента (Ширеней, Испания) недостоверно.

Изм. Из-за заметной растворимости в воде выходы криолита напоминают обнажения каменной соли [76]. Длительное воздействие растворов приводит к замещению криолита геарксутитом, которое происходит даже в отвалах, содержащих обломки криолита [24]. Известно замещение криолита гипергенными минералами кремнезема [72]. Продуктом гидротермального изменения криолита являются пахнолит и томсенолит; процесс начинается по трещинам отдельности и приводит к образованию агрегатов с кубическими ячейками или сплошных тонкозернистых агрегатов этих же минералов и других алюмофторидов Na, K, Mg, Ca [26]. Обнаружены полые псевдоморфозы пахнолита и томсенолита по кристаллам криолита [41].

Искусств. Криолит получается в промышленном масштабе различными методами. Наиболее распространены следующие: взаимодействие сульфатов Al и NaF; нейтрализация кислых фтористых газов (H_2SiF_6) гидро-

окисью алюминия и NaOH [81]; обработка раствором NaF гидроксид алюминия, алюмината натрия, фтористого алюминия [43]. В лабораторных условиях криолит легко синтезируется обработкой металлических Na и Al плавиковой кислотой [9], обработкой NaAlF_4 раствором NaF и многими другими способами. Криолит синтезирован совместно с касситеритом, топазом, альбитом и кварцем в автоклаве при 500° при нагревании Al_2O_3 , SnCl_2 с Na_2SiF_6 в присутствии воды [82]. Кубические кристаллы криолита величиной до 1 см образовались совместно с хиолитом и ральстонитом (?) в паровых котлах, в которые поступала вода из криолитового рудника Ивигтут, содержащая 0,0256% растворенного криолита [83, 23].

Криолит установлен при изучении системы $\text{NaF} - \text{AlF}_3$; в этой системе установлены фазы NaF (вилломит), криолит, хиолит, NaAlF_4 и AlF_3 ; твердые растворы между фазами отсутствуют. Эвтектика NaF-криолит кристаллизуется при 885° .

Практ. знач. Практическое значение криолита весьма велико. Первоначально криолит употреблялся для получения каустической соды [76], затем служил рудой для получения металлического Al [29]. С 1886 г. служит электролитом для получения Al электролизом по методу Геру и Холла. Криолит употребляется также как флюс при сварке алюминия, для дегазации сплавов Al, при производстве стального литья специальных типов, в керамической промышленности при производстве молочного стекла и эмалей, в качестве абразива и катализатора, наполнителя для резины и бумаги. Криолит — очень эффективный инсектицид [84]. До

Межплоскостные расстояния криолита из Ивигтута [85]

hkl	I	d	hkl	I	d
011; 101; $\bar{1}01$		7 4,47	1		1,350
110; 002		7 3,87	2		1,316
111; $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$		2 3,46	1		1,305
020; 112; $\bar{1}\bar{1}2$; 200		9 2,75	$1/2$		1,274
120		$1/2$ 2,47	$1/2$		1,242
210		3 2,42	4		1,227
013; 103; $\bar{1}03$; 211; $\bar{2}\bar{1}\bar{1}$		8 2,33	$1/2$		1,212
022		4 2,26	1		1,161
202; $\bar{2}0\bar{2}$		1 2,21	$1/2$		1,134
113; $\bar{1}\bar{1}3$		4 2,14	$1/2$		1,120
122; $\bar{1}\bar{2}\bar{2}$; 212; $\bar{2}\bar{1}2$		4 2,08	$1/2$		1,107
220; 004; 023		10 1,939	2		1,083
221; $\bar{2}\bar{2}\bar{1}$		1 1,890	$1/2$		1,061
123; $\bar{1}\bar{2}3$		$1/2$ 1,786	$1/2$		1,051
130		1 1,760	2		1,043
114; $\bar{1}\bar{1}4$; 222; $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$		1 1,732	2		1,032
131; $\bar{1}\bar{3}1$; 310		4 1,711	2		1,022
311; $\bar{3}\bar{1}\bar{1}$		2 1,670	1		1,007
024		6 1,596	$1/2$		0,967
312; $\bar{3}\bar{1}2$		8 1,568	$1/2$		0,952
		$1/2$ 1,503	$1/2$		0,942
		$1/2$ 1,490	$1/2$		0,922
		1 1,455	2		0,916
		1 1,427	2		0,907
		1 1,396	1		0,893
		4 1,373	1		0,866

1922 г. добыто около 500 тыс. т гренландского криолита [76]. Большая часть криолита, используемого в промышленности, в настоящее время получается синтетически.

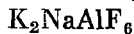
Отл. Для криолита характерны снеговидные агрегаты и небольшая твердость; внешне сходные минералы отличаются от него: хиолит — средней спайностью, большей твердостью (3—4), флюорит — совершенной спайностью, твердостью, барит — совершенной спайностью, большим удельным весом, кальцит — ромбоэдрической спайностью, вскипанием от HCl. От криолитионита криолит отличается способностью раскалываться на кубические осколки. В иммерсии криолит характеризуется очень низкими показателями преломления: прозрачные осколки его почти невидимы в воде. От веберита и эльпасолита отличается более низкими показателями преломления, от других алюмофторидов легко отличим по очень низкому двуупреломлению.

Л и т е р а т у р а

1. Ball S. H. Medd. Grønland, 1922, 63, 12.
2. D'Andrada e Silva. Allgem. J. Chem., 1800, 4, 38.
3. A bilgaard. Allgem. J. Chem., 1799, 2, 502.
4. Menzer G. Naturwissenschaften, 1938, 26, 236.
5. Menzer G. Zbl. Min., 1928, A, 378.
6. Naray-Szabo J., Sasvári K. Math., term. tud. Értes., Budapest, 1938, 57, 664.
7. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 200.
8. Caglioti V., Giacomello G. Atti 10 Congr. intern. chim., 1938, 2, 176.
9. Seward E. G., Rooksby H. P. Acta Cryst., 1953, 6, 50.
10. Pabst A. Am. Min., 1950, 35, No 3—4, 161.
11. Krenner J. A. Math. Naturw. Ber. aus Ungarn, 1883, 1, 151.
12. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 387.
13. Böggild O. B. Zs. Krist., 1912, 50, 357; Medd. Grønland, 1912, 50, 1.
14. Baumhauer H. Zs. Krist., 1886, 11, 133.
15. Baumhauer H. Die Resultate der Aetzmethode in der kristallographischen Forschung an einer Reihe von kristallisierten Körper dargestellt. Leipzig, 1894, 46.
16. Donnay J. D. H. Am. Min., 1952, 37, No 3—4, 230.
17. Падуров Н. Зап. Мин. об-ва, 1925, 54, вып. 2, 207.
18. Варданянц Л. А. Триадная теория двойниковых образований минералов. Изд-во АН Арм. ССР, 1950, 35.
19. Winch D. Am. Min., 1952, 37, No 3—4, 234.
20. Baumhauer H. Zs. Krist., 1891, 18, 355.
21. Ussing N. V. Oversigt Danske Videnskab. Selskab., Förhandl., 1904, No 1, 3.
22. Seifert H. Fortschr. Min., 1947, 26, 116.
23. Johnstrup J. F. N. Jb. Min., 1886, 1, 28.
24. Новые данные В. И. Степанова.
25. Baldauf R. Zs. prakt. Geol., 1910, 18, 432 (подробное геологическое и минералогическое описание месторождения Ивигтут).
26. Cross W., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1883, 26, No 154, 271.
27. Kreutz F. Anz. Akad. Wiss. Krakau, 1896, 114.
28. Landon G. J., Ubbelohde A. R. Proc. Roy. Soc., 1957, ser. A, 240, No 1224, 160.
29. Машовец В. П. Электрометаллургия алюминия. ОПТИ, 1938, 100.
30. Абрамов Г. А., Вертюков М. М., Гупало И. Т., Костюков А. А., Ложкин Л. Н. Теоретические основы электрометаллургии алюминия. 1953, 157.
31. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 33.
32. Hahn D. Phosphoreszenz der Mineralien. Halle, 1874.
33. Линденер Б. А. Изв. АН СПб., 1910, 4, 1018.
34. Бергер Г. С. Флотуемость минералов. Госгортехиздат, М., 1962, 152.
35. Соболев В. С. Федоровский метод. Изд. Львовск. геол. об-ва, 1954, 244.
36. Cesàro G., Mélon J. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. Sci., 1936, 22, 362.
37. Böggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 78 (сводка по минералогии месторождения Ивигтут).
38. Grosset C. Chem. Abstr., 1943, 37, No 1, 14, Ark. kemi, min., geol., 1946, 21 A, H. 5, No 9, 1.

39. Рысс И. Г. Химия фтора и его неорганических соединений. Госхимиздат, 1956, 528 (сводка и обзор химических, физико-химических и технологических исследований Na_3AlF_6 и изменения его физических свойств при нагревании).
40. Zintl E., Morawietz W. *Zs. anorg., allgem. Chem.*, 1939, 240, 145.
41. Тананаев И. В., Лельчук Ю. Л. ДАН СССР, 1943, 41, № 3, 118.
42. Foster P. A. J. *Electrochem. Soc.*, 1959, 106, No 11, 971.
43. Смирнов М. Н. Цветные металлы, 1961, № 10, 63.
44. Николаев Н. С., Милашевич В. Л. Журн. хим. промышленности, 1937, 14, № 6, 431.
45. Федотьев Н. П. Журн. хим. промышленности, 1935, 12, № 3, 267.
46. Noellner A. *Zs. Deutsch. geol. Ges.*, 1881, 33, 144.
47. Lemberg J. *Zs. Deutsch. geol. Ges.*, 1876, 28, 619.
48. Brandl J. *Sitzungsber. Akad. Wiss., München*, 1882, 12, 120.
49. Лундина З. Ф. Тр. Всес. алюм.-магниевого ин-та, 1936, 13, 6.
50. Беляев А. И. Физико-химические процессы при электролизе алюминия. Металлургиздат, 1947, 7.
51. Иванов Горный журн., 1850, ч. 1, кн. 1—3, 181.
52. Boud E. *Ann. chim., phys.*, 1904, 1, 65.
53. Тананаев И. В., Талипов Ш. Журн. общей хим., 1939, 9, вып. 13, 1155.
54. Савченко Г. С., Тананаев И. В. Журн. общей хим. 1951, 21, вып. 12, 2235.
55. Тананаев И. В., Абилов С. Г. Журн. прикладн. хим., 1942, 15, вып. 1—2, 61.
56. Машовец В. П. Журн. прикладн. хим., 1936, 9, вып. 5, 791 (специальное исследование причин расхождения значений разных авторов по температуре плавления криолита).
57. Roth W. A., Bergtram W. *Zs. Elektrochem.*, 1929, 35, 305.
58. Ляшенко В. С. *Металлург*, 1935, 10, № 11, 85.
59. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 52.
60. Mügge O. *Zbl. Min.*, 1908, 35.
61. Федотьев П. П., Ильинский В. П. Изв. СПб. политехн. ин-та, отд. техн., ест., мат., 1912, 18, 147.
62. Brunstad J., Grjothein K., Urnes S. *Zs. Elektrochem.*, 1959, 63, 707.
63. Аркелян О. И., Чистякова А. А. Цветные металлы, 1961, № 10, 66.
64. Белецкий М. С. Легкие металлы, 1937, № 4, 11.
65. Иванова Л. И. Журн. общей хим., 1951, 21, вып. 3, 444.
66. O'Brien C. G., Kelley K. K. *J. Am. Chem. Soc.*, 1957, 79, No 5, 5616.
67. Вопросы генезиса криолитовых месторождений рассматриваются в работах: Ферман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 195; Vogt J. H. L. *Zs. prakt. Geol.*, 1894, 463; а также в работах, указанных в данном списке 23, 25, 72, 76, 77, 78).
68. Семенов Е. И. Устное сообщение, 1962 (диагностика криолита подтверждена рентгенометрически).
69. Кудрин В. С. Устное сообщение, 1962.
70. Северов Э. А. Устное сообщение, 1962.
71. Jacobson R. R. E., McLead W. N. *Mem. Geol. Soc. London*, 1958, No 1, 1.
72. Landes K. K. *Am. Min.*, 1935, 20, No 5, 322.
73. Степанов В. И., Молева В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 574.
74. Калюжный В. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 12, 124.
75. Леммлейн Г. Г., Клия М. О., Островский И. А. ДАН СССР, 1962, 142, № 1, 81.
76. Wall S. H. *Medd. Grønland*, 1922, 63, 17 (подробное геологическое описание месторождения Ивигтут).
77. Gordon S. G. *Engin., Mining J. Press.*, 1926, 121, No 6, 236. (геологическое описание месторождения Ивигтут).
78. Pauly H. N. *Jb. Min., Abhandl.*, 1960, 94, H. 1, 121.
79. Chao E. C. T., Evans H. T., Skinner B. J., Milton Ch. *Am. Min.* 1961, 46, No 3—4, 380.
80. Tenne S. A., Calderon D. S. *Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel*. Berlin, 1902, 143.
81. Федотьев Н. П. Журн. хим. промышленности, 1935, 12, № 3, 265.
82. Michel-Levy A., Wyart J. C. R., Paris, 1947, 224, 166.
83. Hardouin M., Fleury M. R. *Etude des flux d'épuration et de protection du magnésium et de ses alliages*. Paris, 1933, N° 28, 34.
84. Warring R. H. *Mining. J.*, 1952, 238, No 6088, 418.
85. Ferguson R. B. *Am. Min.*, 1949, 34, No 5—6, 384.

Эльпасолит Elpasolite



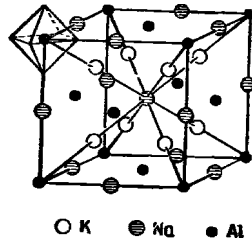
Назван по месторождению в округе Эль-Пасо, шт. Колорадо. (Крос и Хилебранд, 1883) [1].

Синон. Эльпазолит.

Характ. выдел. Массивные агрегаты, мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_h^h - Pa\bar{3}$; $a_0 = 8,109 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Фрондел, для образца, изученного Кросом и Хилебрандом) [2], Стюорд и Руксби [3] на искусственном материале показали, что размер ячейки уменьшается при охлаждении от $a_0 = 8,11 \text{ \AA}$ при 20° до $a_0 = 8,08 \text{ \AA}$ при -180° .

В структуре эльпасолита [3] (фиг. 14) [4, 5] основной мотив определяется изолированными октаэдрами AlF_6 , находящимися в вершинах и в центрах граней элементарной кубической ячейки. Атомы Na имеют ту же координацию 6, что и атомы Al и расположены в серединах ребер и в центре элементарной ячейки. Атомы K в координации 12 расположены в центрах малых кубов, занимающих $1/8$ объема элементарной ячейки (в вершинах кубов расположены Na и Al).



Фиг. 14. Структура эльпасолита (по Стюорду и Руксби). Атомы F расположены в вершинах октаэдров

Структура эльпасолита гомологична структуре криолита и особенно близка к таковой высокотемпературного β -криолита, но отсутствие статистического расположения различных по величине атомов K и Na привело к слабому искажению высоко-симметричной структуры ($Fm\bar{3}m$) β -криолита и образованию структуры типа ($Pa\bar{3}$) эльпасолита. Элементарная ячейка эльпасолита в два раза больше и занимает диагональное положение относительно таковой криолита. Атомы Na в структуре эльпасолита занимают те же места, что и $1/3$ атомов Na в структуре криолита, а атомы K — места $2/3$ атомов Na криолита, расположенных в других позициях.

Дидодекаэдр. кл. $T_h - m\bar{3} (3L_24L_33PC)$. Формы: $a(100)$, $o(111)$. В Эль-Пасо кристаллы кубооктаэдрические несовершенные [1], в газовой-жидких включениях в топазе Волыни кристаллы хорошо образованы, кубического и кубооктаэдрического облика, иногда со сложными комбинациями форм [6], искусственные кристаллы — октаэдры с подчиненными гранями куба [4]

Физ. [2] Сп. нет. Изл. неровный. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,99 (вычисл. 3,015). Бесцветен. Бл. стеклянный до слегка жирного, как у криолита. Прозрачен до просвечивающего.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,376 \pm 0,002$ (Фрондел) [2], $1,373 \pm 0,003$ (Калюжный) [6].

Хим. Теор. состав: Na — 9,50; K — 32,99; Al — 11,13; F — 47,08. Анализ эльпасолита из Эль-Пасо, Колорадо [1]: Na — 9,90; K — 28,94; Mg — 0,22; Ca — 0,72; Al — 11,40; F — [46, 98]; H_2O — не обн.; сумма — 98,16 (Na и K определены приблизительно; F вычислен в соответствии с количеством катионов).

Диагн. исп. [7]. Медленно растворяется в концентрированной H_2SO_4 .

Повед. при нагр. Т-ра плавл. K_2NaAlF_6 952° [7]. Структура не меняется при охлаждении от 952 до -180° , но происходит закономерное уменьшение параметров ячейки [3, 7].

Наход. Очень редок. Найден [1] в пегматитах щелочных гранитов в Пайкс-Пик, округ Эль-Пасо (Колорадо, США) вместе с другими вторичными минералами, заместившими криолит. Встречается в незначительном количестве в пустотах плотного пахнолита в виде небольших выделений неправильной формы и отдельных резорбированных кристаллов (до 0,5 мм).

Установлен [6] среди твердых фаз в газовой-жидких включениях в кристаллах топаза из кварцево-ортоклазовых пегматитов района Володарск-Волынского в УССР; эльпасолит присутствует во всех включениях, занимает 2—8% объема полости включений, ассоциируется с галитом, сильвинном и другими неопределенными минералами.

Искусств. При кристаллизации расплавов системы Na_3AlF_6 — K_3AlF_6 [7] и при комнатной температуре установлены три устойчивые фазы: криолит, эльпасолит и K_3AlF_6 . Испарением раствора NaF , KF и $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ получены октаэдрические кристаллы эльпасолита со слабо развитыми гранями куба величиной 0,02 мм; также получен при обработке плавиковой кислотой смеси металлических K , Na и Al , взятых в стехиометрических соотношениях [3].

Отл. Макроскопически похож на криолит, хиолит и ральстонит. Отличается отсутствием спайности и отдельности, а также по оптическим свойствам.

Межплоскостные расстояния эльпасолита из Эль-Пасо по Фронделу [2]

Cu-излучение Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
111	1	4,655	444	3	1,168
200	1/2	4,000	551; 711	1	1,132
220	10	2,863	642	3	1,080
222	8	2,336	731; 553	1/2	1,053
320	1/2	2,237	800	2	1,013
400	10	2,024	660; 822	3	0,955
331	1	1,846	662	1	0,928
422	4	1,650	840	5	0,905
510; 431	1/2	1,578	911; 753	1/2	0,889
511	2	1,556	664	3	0,863
440	6	1,428	931	1/2	0,849
531	1/2	1,367	844	4	0,827
620	3	1,277	10·2·0; 852	6	0,795
622	2	1,220			

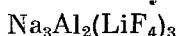
Л и т е р а т у р а

1. Cross W., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1883, 26, No 154, 283.
2. Frondel Cl. Am. Min., 1948, 33, No 1—2, 84.
3. Steward E. G., Rooksby H. P. Acta Cryst., 1953, 6, 50.
4. Menzer G. Fortschr. Min., 1932, 17, T. 1, 61.
5. Winkler H. G. F. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1953, 3, H. 4, 297.
6. Калюжный В. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 12, 123.
7. N á r a y - S z a b ó J., S i g m o n d G. Matem. termés. értesítő, 1941, 60, 364 (на синтетическом материале).

СТРУКТУРА ГРАНАТОПОДОБНАЯ

Криолитионит $\text{Na}_3\text{Al}_2(\text{LiF}_4)_3$ Куб. с. a_0 12,16 Уд. в. 2,77.

Криолитионит Cryolithionite

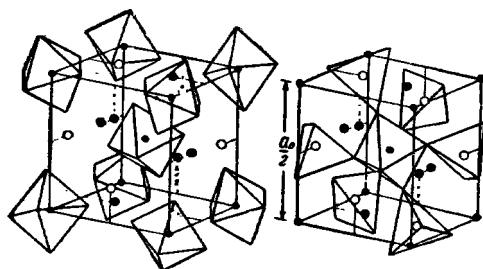


Название предложено М. Томсоном, по сходству с криолитом и по содержанию лития (Уссинг, 1904) [1].

Характ. выдел. Плохо образованные кристаллы с поперечником до 17 см, зерна и зернистые агрегаты.

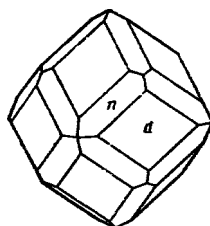
Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^{10} - Ia\bar{3}d$; $a_0 = 12,16 \text{ \AA}$; $Z = 8$ (Фергусон, 1949), [2] сходны данные Менцера (1930) [3]: $a_0 = 12, 12 \text{ \AA}$.

Структура гранатоподобная [3]. Решетка образована изолированными октаэдрами AlF_6 , расположенными по вершинам и в центрах малых кубов, занимающих $1/8$ элементарной ячейки [4] (фиг. 15). AlF_6 -октаэдры соединяются LiF_4 -тетраэдрами таким образом, что каждый атом F находится одновременно на вершине октаэдра и тетраэдра. Атомы Li лежат на плоскостях малых кубов, так же как и атомы Na, симметрично расположенные относительно атомов Li и занимающие промежутки между октаэдрами



Фиг. 15. Структура криолитионита (по Пабсту)

Белые круги — Li, малые черные — Al, более крупные черные — Na



Фиг. 16. Кристаллы криолитионита, Ильменские горы (по Бёггшдуду)

AlF_6 и тетраэдрами LiF_4 . В структуре наиболее прочно положение Al. Li из-за малого размера находится в центре LiF_4 -тетраэдров, занимающих место SiO_4 -тетраэдров в структуре граната, а Na занимает место Ca [5]. В криолитионите расстояния [3] $Al - F = 1,84$; $Li - F = 1,80$; $Na - F = 2,40$ и $2,58$; $Na - Al = 3,39$; $Li - Al = 3,39$; $Li - Na = 3,02$ и $3,70$; $F - F = 2,65$.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Габитусные формы [1, 6]: $d(110)$ — на природных кристаллах, $a(100)$ — на искусственных кристаллах, второстепенная — $n(211)$ на природных кристаллах (Урал, фиг. 16). Кристаллы частью скелетные с округлыми ребрами.

Срастания с криолитом иногда похожи на графические. По-видимому, встречаются эпитаксические срастания с высокотемпературным β -криолитом [1].

Физ. Сп. ясная до совершенной по (110); уральский криолитионит имеет более совершенную спайность, чем гренландский [6]. Изл. неровный до полураковистого. Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2} - 3$. Уд. в. 2,77 (2,75 вычисл. при $a_0 = 12,16 \text{ \AA}$). Бесцветен до белого или серовато-белого. Черта белая. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего. Уральский криолитионит имеет более темную окраску и хуже просвечивает.

Люминесцирует при раздавливании ярким голубоватым цветом [7]. В ультрафиолетовых лучах не светится.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,3382$ (Li), $1,3395$ (Na), $1,3408$ (Ti) (Ивигут) [1]; $1,3393$ (Na) (Урал) [6].

В шлифах [1] обнаруживаются многочисленные газожидкие включения и обильные одинаково ориентированные включения криолита (подобие графических структур).

Хим. Теор. состав: Li — 5,60; Na — 18,56; Al — 14,51; F — 61,33.

Анализы:

	Li	Na	Al	F	П. п.	Криолит	Сумма
1.	5,35	18,83	14,46	60,69	0,36	—	99,79
2.	4,94	19,57	14,60	—	—	—	—
3.	4,94	17,78	13,90	[58,75]	—	5,45	99,65

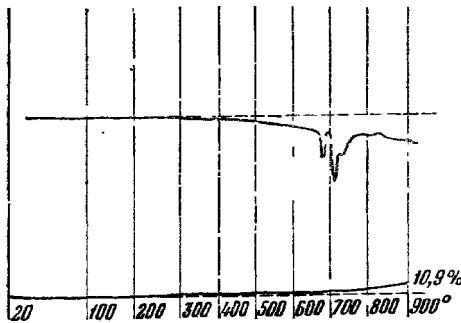
1 и 2—Ивигтут, анал. Христенсен [1]; 2—с примесью криолита;
3—пересчет анализа № 2; F рассчитан по содержанию катионов.

Диагн. исп. При 18° в воде растворяется 0,074% криолитионита (больше, чем криолита). При нагревании растворяется в H_2SO_4 с выделением HF. В закр. тр. сильно растрескивается и легко плавится в бесцветную жидкость.

Повед. при нагр. Т-ра плавления около 740° [1] (фиг. 17); из расплава снова кристаллизуется криолитионит. При нагревании образуются возгоны.

Находч. Очень редок. Встречается в ассоциации с криолитом в криолитовых месторождениях и по времени образования, как и криолит, является одним из самых ранних алюмофторидов.

В Ильменских горах (Челябинская обл.) [8] криолитионит совместно с криолитом выполняет трещины и большую друзовую полость в линзовидном теле альбитизированного амазонитового пегматита, залегающего в гнейсах. Очень крупные (до 15 см в поперечнике) зерна серовато-белого криолитионита образуют сростания с крупнозернистым буровато-серым криолитом, напоминающие графические. При замещении криолита хилолитом расположенный около него криолитионит перекристал-



Фиг. 17. Кривые нагревания и потери веса криолитионита (по новым данным Цветкова)

лизовывался в среднезернистый агрегат криолитионита второй генерации с друзами мелких ромбододекаэдрических кристаллов, которые при нарастании на ранний криолитионит приобретали параллельную ориентировку.

В Ивигтуте (Гренландия) [1, 9] криолитионит встречается в различных частях сидерито-криолитового штока. Крупные (5—12 до 17 см в поперечнике) плохо образованные белые или бесцветные ромбододекаэдрические кристаллы врастают в еще более крупнозернистый криолит. В криолитионите обычны мелкие эпитактические вроски криолита, иногда образующие подобие графических структур. В криолитионите, как и в криолите, нередко наблюдаются включения сидерита, сфалерита, халькопирита и кварца.

Изм. Замещается криолитом. Вблизи поверхности выщелачивается легче других алюмофторидов и выделяется в штуфах резким отрицательным рельефом.

Искусств. В затвердевших расплавах системы $Na_3AlF_6 - Li_3AlF_6$ [10] рентгенографически доказано наличие криолита, криолитионита, Li_3AlF_6 и неизвестного соединения ($a_0 = 10,90 \text{ \AA}$, $c_0 = 8,37$, $D_{2d}^9 - F\bar{4}2m$). Криолитионит и криолит, по-видимому, образуют эвтектику.

Исследования Дросбаха [11], указавшего, что между Li_3AlF_6 и Na_3AlF_6 имеется эвтектика и отсутствуют другие фазы, очевидно, ошибочны, так как не учитывается существование криолитионита, плавящегося конгруэнтно.

При медленном выпаривании водных растворов образуются мелкие (0,04 мм) кубические кристаллы криолитионита [1].

Отл. Макроскопически очень трудно отличим от белого криолита, особенно если плохо заметна спайность, по которой криолитионит резко отличается от криолита с кубовидной отдельностью по (001) и (110).

Межплоскостные расстояния криолитионита из Ивигтута *
Cu-излучение

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	4,94	80	2,21	10	1,51	3β	1,24
80	4,28	100	1,96	20	1,43	20β	1,22
20β	4,23	20β	1,91	4	1,41	2	1,20
50β	3,02	10	1,75	40β	1,35	7β	1,19
30β	2,70	20β	1,68	6	1,32	10β	1,15
10β	2,58	6β	1,65	10	1,29	10	1,12
10β	2,47	50	1,62	5β	1,28	3	1,11
30	2,37	10	1,54	3β	1,26	20	1,10

* ASTM, 2-1282.

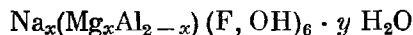
Л и т е р а т у р а

1. U s s i n g N. V. Oversigt Danske Videnskab. Selskabs, Förhandl., 1904, No 1, 3—12.
2. F e r g u s o n R. B. Am. Min., 1949, 34, No 5—6, 384.
3. M e n z e r G. Zs. Krist., 1930, 75, 265.
4. P a b s t A. Am. Min., 1950, 35, No 3—4, 149.
5. Б е л о в Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 12, 19 и 40.
6. B ö g g i l d O. V. Zs. Krist., 1913, 51, 599.
7. Л и н д е н е р Б. А. Изв. АН СЛБ., 1910, 4, № 13, 1018.
8. С т е п а н о в В. И., М о л е в а В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 556
9. B ö g g i l d O. V. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3 (минералогическое описание месторождения Ивигтут).
10. Б е л е ц к и й М. С., С а к с о н о в Ю. Г. Журн. неорг. химии, 1957, 2, вып. 2, 414.
11. D r o s s b a c h P. Zs. Elektrochem., 1936, 42, 65.

СТРУКТУРА ТИПА ПИРОХЛОРА

Ральстонит $\text{Na}_x(\text{Mg}_x\text{Al}_{2-x})(\text{F}, \text{OH})_6 \cdot y \text{H}_2\text{O}$ Куб. с. a_0 9,9 Уд. в. 2,5—2,6.

Ральстонит Ralstonite



Назван по имени Дж. Ральстона (Пенсильвания), впервые обнаружившего этот минерал (Бруш, 1871) [1].

Синон. Болдыревит — boldyrevite (Гагарин и Куомо, 1949) [2] был описан Набоко [3] без названия, «первый кубический минерал» (Бёггильд, 1913) [4].

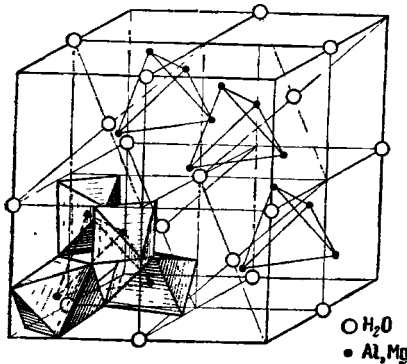
Хагеманнит, гагеманнит — hagemannite (Шепард, 1886) [5] — смесь ральстонита, томсенолита и лимонита (Фрондел, 1948) [6].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, реже друзы, псевдоморфозы по сидериту, кридиту, криолиту, ячеистые корочки, выцветы и сталактиты в fumarолах.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $Z = 8$ [7]. a_0 колеблется от 9,86 до 9,94 Å. Расчеты показывают, что эти колебания не могут быть полностью объяснены колебаниями в содержании Mg, Na и H_2O [8].

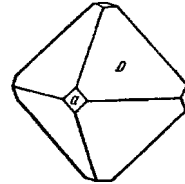
Структура типа пирохлора [7, 9]. Атомы Al (Mg) расположены в вершинах тетраэдров, заключенных в малых кубах, составляющих $1/8$ элементарной ячейки. Каждый Al (Mg), в свою очередь, находится в центре октаэдра, в вершинах которого находятся (F,OH). Молекулы воды расположены в полостях между AlF_6 -октаэдрами на серединах ребер, в центре элемен-

тарной ячейки и в центрах малых кубов (фиг. 18). Расстояния между атомами $F - F = 2,60 - 2,65$; $F - H_2O = 3,06 - 3,07$; $F - (Al, Mg) = 1,84 - 1,86$; $Na - F = 2,54$; $Na - H_2O = 2,14 \text{ \AA}$.



Фиг. 18. Структура ральстонита (по Коули и Скоту)

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_44L_36L_29PC$). Формы: a (100), o (111). Кристаллы преимущественно октаэдры; нередко встречаются октаэдры, пригнутые гранями куба (фиг. 19, 20),



Фиг. 19. Кристалл ральстонита, Ивигут (по Креннеру)

кубооктаэдры редки, а кубы встречаются [исключительно редко. Грани куба часто искривлены. Иногда встречаются скелетные октаэдрические кристаллы.



Фиг. 20. Кристаллы ральстонита, Ивигут. Увел. в 6 раз; напылено дымом MgO

Физ. Спайность по (111) несовершенная. Изл. раковистый, на мелкозернистых агрегатах неровный. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. для октаэдрических кристаллов из разных месторождений $2,50 - 2,61$ [8], для кубических кристаллов из Ивигута $2,67$ [4]; ральстонит из фумарол отличается сильно пониженным уд. в. — $2,24$ [8]. Бесцветен или молочно-белый, часто окрашен различными соединениями железа в желтый или бурый цвет. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего.

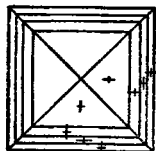
Не светится ни в катодных, ни в ультрафиолетовых лучах [10]. При раздавливании — свечение средней интенсивности [11].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен, но часто аномально анизотропен [4, 12]. Показатели преломления сильно колеблются. Наблю-

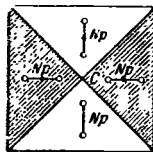
дается различие величины показателя преломления у кристаллов разного облика: у октаэдрических кристаллов $n = 1,417-1,426$, у кубических кристаллов и ральстонита из фумарол $n = 1,380-1,406$, кубооктаэдрические кристаллы имеют промежуточное значение n [8]. Показатели преломления отдельных октаэдрических зон роста в кристаллах ральстонита колеблются в очень широких пределах без всякой закономерности. Аномальное двупреломление достигает 0,005 [8].

Оптически анизотропный и изотропный ральстонит рентгенометрически тождественны [8], вопреки ранее высказанному мнению об их различии [13].

Анизотропные кристаллы имеют секториальное строение. Кубические пирамиды роста зональны (фиг. 21), с чередующимися отрицательными и положительными одноосными зонами [4]. Октаэдрические пирамиды



Фиг. 21. Схема оптической ориентировки в аномально одноосных зональных кристаллах ральстонита (по Бёггильду)



Фиг. 22. Оптическая ориентировка в аномально двуосных секториальных кристаллах ральстонита (по Степанову)

роста (фиг. 22) двуосные (—). $Np \perp (111)$, пл. опт. осей лежит в плоскости симметрии октаэдров, параллельно (110) . $2V = 2 - 5^\circ$ [8].

Хим. Состав переменный. В природных ральстонитах x меняется от 0,29 до 0,47, y —от 0,86 до 1,21. Полное удаление воды не разрушает кристаллическую решетку [8, 9]. Отдельные зоны роста кристаллов, по-видимому, сильно отличаются по химическому составу. Отношение F : (ОН), по данным новых анализов, постоянно и равно 2.

Анализы:

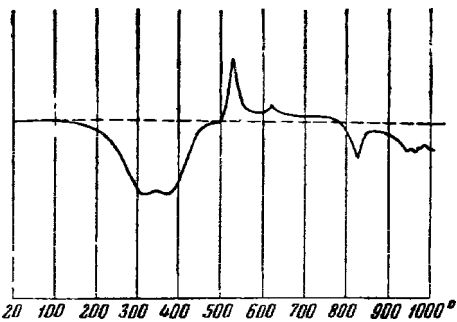
	1	2	3	4	5
Na	5,25	4,25	4,20	3,34	3,84
K	—	0,12	Сл.	0,30	0,38
Mg	5,55	4,39	4,44	3,61	4,34
Al	20,17	24,23	23,99	23,74	23,28
F	42,64	39,82	40,48	39,36	39,90
(ОН)	[11,64]	[19,54]	[18,48]	[17,29]	[17,43]
H ₂ O	8,09	8,38	8,82	11,21	9,65
Прочие	6,67	0,16	—	1,58	1,58
Сумма	100,01	100,89	100,41	100,43	100,40
F : (ОН)	3,28 : 1	1,82 : 1	1,96 : 1	2,04 : 1	2,05 : 1
Уд. в.	—	2,5	2,56	2,50	2,54
n_p	—	—	1,420	—	—
n	—	—	—	1,424	1,419
n_g	—	—	1,423	—	—
a_0	—	—	9,90	9,88	9,91

1—3—Ивигут: 1—«первый кубический минерал»; апал. Бухвальд [14], прочие—криолит; (ОН) вычислено, в оригинале: H₂O=14,26%; 2—апал. Пенфильд [15]; прочие—томсеолит; (ОН) вычислено, в оригинале: H₂O=18,73%; 3—апал. Молева [8]; (ОН) вычислено, в оригинале: H₂O=18,61; 4 и 5—Казахстан; 4—апал. Молева [8]; прочие: кварц—0,80%, гётит—0,78%; (ОН) вычислено, в оригинале: H₂O=20,50; 5—апал. Молева [8]; прочие: кварц—0,82%, апатит—0,76%; (ОН) вычислено из H₂O=18,88.

Диagni. исп. Легко растворяется в HCl , HNO_3 [8]. В H_2SO_4 частично разлагается с выделением HF [15].

П. п. тр. [12] не плавится, окрашивает пламя в желтый цвет. На угле образуется налет белого цвета; смоченный раствором $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ после прокаливания окрашивается в голубой цвет. В перле фосфорной соли растворяется. В перле соды растворяется с вспениванием расплава соды. В закр. тр. белеет и выделяет H_2O сначала с нейтральной, затем с кислой реакцией, позже образуется довольно обильный белый возгон, растворимый в H_2O .

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 23) имеется двойной эндотермический прогиб при $300\text{--}380^\circ$ (сопровождается потерей в весе $12,5\text{--}15\%$), экзотермические подъемы при $520\text{--}535^\circ$ и $600\text{--}625^\circ$ (слабо



Фиг. 23. Кривая нагревания ральстонита (по Степанову и Молевой)

выражен) и эндотермический прогиб при $820\text{--}830^\circ$ (общая потеря в весе составляет $25\text{--}31\%$). При 950° минерал начинает спекаться. При нагревании в кварцевом тигле выделяются SiF_4 (или SiOF_2). Образец, нагретый до 300° , за 3 дня восстановил более половины потери в весе в результате поглощения воды. При нагревании выше 300° наблюдается уменьшение параметра ячейки с некоторым изменением интенсивностей линий [8]. При нагревании до 500° после полного удаления воды структура

минерала сохраняется, но a_0 уменьшается. По мере выделения воды понижаются показатель преломления и уд. вес и исчезают оптические аномалии: для полностью обезвоженного при 500° природного ральстонита $n = 1,39$, уд. в. = $2,3$; выше 500° на порошкограммах появляются другие фазы, при этом сильно увеличивается показатель преломления (до $1,57$) при увеличении уд. веса до $2,4$ [7].

Нахожд. Редок. Характерный продукт гидротермального изменения криолита. Обычен среди выцветов на основных породах во фторсодержащих fumarолах. Встречается в нижних частях зоны гипергенеза месторождений, богатых вкрапленным пиритом и флюоритом и имеющих хорошо развитую ярозито-лимонитовую подзону.

В Ильменских горах (Челябинская обл.) [8] в прожилках и зернистых агрегатах томсенолита, приуроченных к гнездам криолита, криолитионита и хиолита в пегматите, ральстонит обнаружен в виде мелких октаэдрических кристаллов, образующих сростания с томсенолитом.

В Сент-Питерс-Дом в Пайкс-Пик (Колорадо, США) в микроклино-кварцевых пегматитах щелочных гранитов с рибекитом и астрофиллитом ральстонит наблюдается как продукт замещения веберита [14], также в пустотах ячеистого пахнолита совместно с томсенолитом в виде мелких кубооктаэдрических кристаллов [16].

В Ивигтуте (Гренландия) [9, 4] в сидерито-криолитовом штоке ральстонит обычен среди поздних продуктов гидротермального замещения криолита в виде зернистых и ячеистых псевдоморфоз по криолиту и иногда по сидериту, всегда в ассоциации с томсенолитом. Ральстонито-томсенолитовые мелкозернистые и плотные, частью землястые агрегаты нередко окрашены тонкодисперсным гетитом в бурый цвет (хагеманнит). Наблюдались выделения ральстонита и томсенолита по трещинам тонкозернистого прозопита, а также в виде вкрапленности в нем. Наиболее распространены

октаэдрические кристаллы ральстонита (до 10 мм в поперечнике), иногда с гранями куба, очень редки кубические кристаллы.

На Камчатке [3, 8] в фумаролах Ключевского вулкана, выделяющих HF, на основных породах наблюдаются выцветы и корки ральстонита в смеси с эритросидеритом(?), флюоритом(?), опалом и различными растворимыми сульфатами. На Безувии (Италия) [17, 18] в аналогичных условиях на базальтах встречены корочки и сталактиты, сложенные смесью ральстонита, меркаллита, галита, эритросидерита и других минералов.

На месторождении Верхние Кайракты (Каз. ССР) ральстонит встречается в зоне гипергенеза штокверковых вольфрамито-шеелитовых руд, богатых вкрапленным пиритом и флюоритом. Непосредственно ниже лимонито-ярозитовой подзоны в тектонической глинке со свежим ковеллином и пиритом ральстонит замещал кридит. В ассоциации с ральстонитом встречаются галлуазит, геарксутит и флюеллит.

Указание на находку ральстонита и томсенолита в Таокамайяма (Оми, Япония) [19] недостоверно, минерал определен приблизительно по облику кристаллов и в более поздних сообщениях не упоминается.

Искусств. Соединение состава $Al_6[F_{12}(OH)_6] \cdot 3H_2O$, по-видимому, образуется в системе $AlF_3 - Al_2(SO_4)_3 - H_2O$ [9]. Рентгенометрически и химически определенный [9] минерал такого состава образуется при высушивании при 130° в течение 4—6 часов осадка, образующегося при приливании раствора NH_4OH к смеси растворов AlF_3 и $Al_2(SO_4)_3$. По-видимому, это же соединение образуется при нагревании до $240-250^\circ$ различных кристаллогидратов AlF_3 , содержащих более 1 молекулы H_2O на 1 молекулу AlF_3 [20, 21, 22]. Возможно, ральстонитом является соединение $Na_3(Mg_3Al_3)F_{18} \cdot 3H_2O$ (?), полученное при обработке раствором $MgCl_2$ порошка криолита при 180° в течение 6 дней [23]. В виде шариков 500 Å в диаметре ральстонит получен при обработке палыгорскитовой глины HF на холоду (по данным порошкограммы содержал небольшую примесь другой фазы) [24].

Отл. Кубооктаэдрические или кубические кристаллы ральстонита похожи на кристаллы криолита, но легко отличаются меньшим уд. весом. более высоким показателем преломления. В шлифах ральстонит легко отличается аномальной анизотропией, подчеркивающей секториальное строение кристаллов. Изотропный ральстонит требует для точной диагностики применения рентгеновского метода. Подобными оптическими свойствами среди фторидов обладает только чухровит, имеющий несколько более высокий показатель преломления.

Межплоскостные расстояния ральстонита из Казахстана *

Fe-излучение, $D=57,3$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
111	10	5,71	520; 234	1	1,848	266β	2	1,258
113β	4	3,30	044	10	1,750	008	5	1,241
222β	3	3,14	135	4	1,677	048β	1	1,219
113	10	2,97	226β	2	1,647	337	1	1,213
222	10	2,86	026	6	1,567	228; 066	9	1,168
004	4	2,48	335	8	1,514	266	7	1,138
133	5	2,27	226	8	1,495	048	7	1,108
224β	1	2,24	444	3	1,431	119; 357	3	1,088
115β; 333β	4	2,10	117; 155	9	1,388	466	4	1,058
224	8	2,02	046	2	1,369	139	3	1,042
115; 333	10	1,905	137; 355	9	1,290			

* Оригинал анализа 4.

Л и т е р а т у р а

1. Brush G. J. Am. J. Sci., 1871, 2, 30.
2. Gagarin G., Cuomo J. R. Comun. Inst. Nacion. Invest. Cienc. Natural, Mus. Argentino Cienc. Natur, Cienc. Geol., 1949, 1, No 5, 8.
3. Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 123 (4 хим. анализа возгонов с ральстонитом).
4. Böggild O. B. Zs. Krist., 1913, 51, 606.
5. Shepard C. U. Am. J. Sci., 1866, 42, No 125, 246.
6. Frondel C. Am. Min., 1948, 33, No 1—2, 86.
7. Pabst A. Am. Min., 1949, 24, No 9, 566.
8. Степанов В. И., Молева В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 556.
9. Cowley J. M., Scott T. R. J. Am. Chem. Soc., 1948, 70, No 1, 105.
10. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 34.
11. Линденер Б. А. Изв. АН СПб., 1910, 4, 1018.
12. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 477.
13. Ferguson R. B. Am. Min. 1948, 33, No 1—2, 86.
14. Pauly H. Am. Min. 1954, 39, No 7—8, 669.
15. Penfield S. L., Harper D. N. Am. J. Sci., 1886, 32, No 191, 380.
16. Cross W., Hillebrand W. Am. J. Sci., 1883, 26, No 154, 283.
17. Carobbi G. Atti R. Accad. Sci., Lett., Arti, Modena, 1936, 1, 33 (хим. анализ возгона с ральстонитом).
18. Carobbi G., Cipriani G. Rend. Soc. min. Ital., 1951, 7, 43 (хим. анализ возгона с ральстонитом).
19. Jimbo K. J. Coll. Sci., Univ. Tokyo, 1899, 11, 234.
20. Boud E. Ann. Chem. Phys., Ser. 3, 1904, 1, 62.
21. Tosterud M. J. Am. Chem. Soc., 1926, 48, No 1, 1.
22. Тананаев И. В. Журн. общей хим., 1938, 8, вып. 12, 1120.
23. Noellner A. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1881, 33, 151.
24. Куковский Е. Г. ДАН Укр. ССР, 1962, № 8, 1076.

СТРУКТУРА ТИПА ФЛЮОЦЕРИТА

Флюоцерит (Ce, La)F₃ Гексаг. с. a₀ 4,15 c₀ 7,35 Уд. в. 5,7—6,1

Структура флюоцерита, как и структура LaF₃ и CeF₃, а также фторидов других редкоземельных элементов (PrF₃, NdF₃, SmF₃) — слоистого типа [1, 2, 3].

Флюоцерит Fluocerite

(Ce, La)F₃

Назван по составу (Хайдингер, 1945).

Синон. Флюоцерин — fluocerine (Бедан, 1832), флюосцерит — Flusscerit (Гюкер, 1839), тисонит, тизонит — tysonite (Элен и Комсток, 1880; Гейер, 1921) [4, 5].

Характ. выдел. Несовершенные кристаллы, зерна или плотные массы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ [1]; a₀ = 4,121; c₀ = 7,295 Å; a₀ : c₀ = 1 : 1,770 (по Эфтедалю [1] для минерала из Пайкс-Пик в установке Флинка и Шлитера); Z = 2. Параметры решетки флюоцерита имеют промежуточное значение между значениями для LaF₃ (a₀ = 4,148, c₀ = 7,354 Å, по Шлитеру [3]) и для CeF₃ (a₀ = 4,115, c₀ = 7,288 Å, по Эфтедалю [1]).

Волнистые слои атомов F лежат по обе стороны плоских слоев, содержащих атомы Ce (La) и F. Волнистые слои расположены таким образом, что составляющие их атомы F располагаются над атомами La соседнего слоя (фиг. 24), так что атом La, кроме шести F, окружающих его по октаэдру, имеет еще седьмого соседа.

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm (L_6^6L_2^7PC)$; a : c = 1 : 1,7736 (Флинка) [6].

Наблюдавшиеся формы [6—8]:

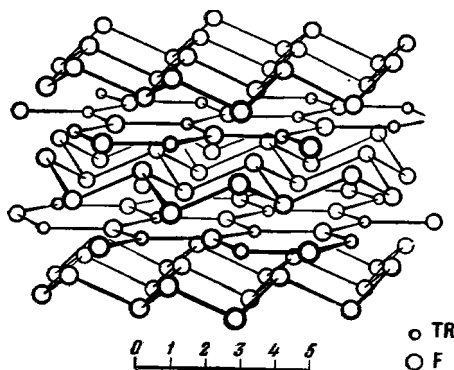
	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	r 11 $\bar{2}$ 2	30°00'	60°32'
a 11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	p 10 $\bar{1}$ 1	60 00	63 58
m 10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	s 20 $\bar{2}$ 1	60 00	76 15

Шлифер придерживался установки Флинка; установка Эфтедаля отличается поворотом вокруг оси c на 30°: $a : c = 1 : 1,0199$ ($1,0199 \cdot \sqrt{3} = 1,767$); в справочнике Дана (1951) принята установка Эфтедаля, соответственно символы по Дана (30 $\bar{3}$ 2), (11 $\bar{2}$ 11), (22 $\bar{4}$ 1) имеют в установке Флинка значения (11 $\bar{2}$ 2), (10 $\bar{1}$ 1), (20 $\bar{2}$ 1).

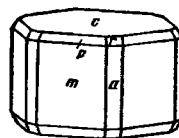
Измерения, выполненные Эленом и Комстоком [4] для «тисонита» из Пайкс-Пик, по мнению Лакруа [9], по-видимому, относились не к флюоцериту (тисониту), а к бастнезиту.

Кристаллы короткопризматические (фиг. 25) или таблитчатые по (0001).

Наблюдались ориентированные параллельные сростания с бастнезитом [10] (структуры обоих минералов характеризуются слоями атомов F и металла, параллельными базопинакноиду), в шлифах — закономерная ориентировка флюоцерита по монациту (при замещении монацита): $N\alpha$ флюоцерита $\parallel N\beta$ монацита [11].



Фиг. 24. Структура флюоцерита



Фиг. 25. Кристаллы флюоцерита, Бродбо (по Норденшельду)

Физ. Сп. по (0001) отчетливая, по (10 $\bar{1}$ 0) менее выражена. Изл. полурасковистый, неровный или занозистый. Хрупок. Данные по твердости разноречивы: тв. 4 у минерала из Эстерби [12], 4 $\frac{1}{2}$ — 5 из Пайкс-Пика [4], 5 $\frac{1}{2}$ у среднеазиатского [11]. Уд. в., по-видимому, варьирует в соответствии с различием состава (зависимость не прослеживалась) и указывается в пределах 5,7—6,14 (см. при хим. анализах) [4, 5, 11, 12, 13]. Цв. красновато-желтый, восково-желтый. Бл. у свежего — восковой, при изменении становится матовым. Просвечивает до непрозрачного.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен или слегка желтовато-розоватый. Одноосный (—).

Зуев и Костерин [11] указывают, что среднеазиатский двуосный (—); $2V = 40 - 80^\circ$, дисперсия слабая $r < v$, реже $r > v$.

М-ние	Пайкс-Пик	Бродбо	Средняя Азия	Блек-Клоуд
n_o	1,612	1,618	1,611—1,612	1,615
n_e	1,608	1,611	1,605—1,607	1,607
$n_o - n_e$	0,004	0,007	—	0,008
Автор	Уулф (Дана, 1951)	Гейер [5]	Зуев, Костерин [11]	Хейнрих, Конрад [14]

В шлифах наблюдаются полисинтетические двойники в виде тонких различно ориентированных пластинок.

Хим. Теор. состав (при $\text{Ce} : \text{La} = 1 : 1$): $\text{Ce} - 35,65$; $\text{La} - 35,35$; $\text{F} - 29,00$.

Анализы:

	1	2	3	4
(Y)	3,19	—	—	—
(La)	30,82	30,37	33,55	35,61
Ce	39,53	40,19	36,57	33,21
F	19,49	[29,44]	28,71	23,2
Cl	Сл.	—	—	—
O	4,43	—	—	1,92
H ₂ O	1,78	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0,30	—
CaO	—	—	0,48	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,11	—
CO ₂	—	—	0,53	3,27
CaCO ₃	1,50	—	—	—
Прочие	—	—	—	2,69
Сумма	100,74	100,00	99,95	99,90
Уд. в.	5,70	6,12—6,14	6,14	5,8

1 — Эстерби; среднее из четырех анализов Вейбула и Тидена [12], 2 и 3 — «тисонит», Пайкс-Пик: 2 — анал. Элен и Комсток [4]; 3 — анал. Хилебранд [15], анализ пересчитан, в оригинале: $(\text{La})_2\text{O}_3 - 39,31$ (при атомном весе 139,7), $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 42,89$ (включая около 13% ThO_2); 4 — Средняя Азия; анал. Макарова [11].

Состав редких земель флюоцерита из Средней Азии (в процентах к сумме TR, принятой за 100) [16]: $\text{La} - 38$, $\text{Ce} - 48,4$, $\text{Pr} - 3,3$, $\text{Nd} - 9,3$, $\text{Sm} - 1,2$. Для флюоцерита из Блэк-Клоуд, с примесью около 8% кварца, определено: $\text{Ca} - 0,5$, $\text{Y} - 0,2$, $\text{La} - 10,8$, $\text{Ce} - 19,0$, $\text{Pr} - 1,1$, $\text{Nd} - 3,6$, $\text{Sm} - 0,3$, $\text{Gd} - 0,1$, $\text{Th} - 0,3$ [14].

Диагн. исп. Растворяется в конц. H_2SO_4 с выделением HF. В HCl и HNO_3 минерал из Пайкс-Пика [4] нерастворим, среднеазиатский [11] слегка разлагается HNO_3 . При нагревании в стеклянной трубке выделяет HF, разъедающую стенки трубки. П. п. тр. чернеет, не плавится [4].

Нахожд. Редок. Наблюдается лишь в пегматитах и как аксессуарный минерал гранитов и аплитов. В СССР установлен в гранитах Средней Азии, где образовался за счет монацита и наблюдается в прорастании с последним [11], встречен в аплитах Алашского массива в западной части Тувинской АССР [17]. Наблюдался в пегматитах Финбо, Бродбо и Эстерби (Даларна, Швеция); в Эстерби — с гадолинитом, монацитом и ортитом. В районе Пайкс-Пик (шт. Колорадо, США) ассоциируется с бастнезитом [4], в пегматите Блэк-Клоуд (шт. Колорадо, США) наблюдался в участках, содержащих флюорит, ксенотим, гадолинит и торит [14].

Изм. Легко изменяется, замещается бастнезитом [5, 10, 15], по-видимому, лантанитом [5], кварцем [11].

Отл. От внешне иногда сходного (по цвету) апатита отличается более высоким уд. весом и более низкими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния флюоцерита из Средней Азии [11]

CuK _α -излучение					
I	d	I	d	I	d
3	3,63	10	1,999	5	1,322
2	3,50	7	1,778	4	1,176
7	3,19	5	1,722	1	1,150
1	2,86	5	1,430	2	1,126
9	2,05	4	1,348		

Л и т е р а т у р а

1. Öftedal I. Zs. phys. Chem., 1929, В, 5, 272
2. Öftedal I. Zs. phys. Chem., 1931, В, 13, 190.
3. Schlyter K. Ark. kemi, 1953, 5, N:o 8, 73.
4. Allen O. D., Comstock W. J. Am. J. Sci., 1880, 19, 390.
5. Geijer P. Geol. för. förhandl., 1921, 43, Н. 1—2. N:o 344, 19.
6. Flink Ark. kemi, min., geol., 1910, 3, 1.
7. Weibull W. Geol. för. förhandl., 1898, 20, Н. 2, N:o 184, 54.
8. Weibull W. Geol. för. förhandl., 1890, 12, Н. 6, N:o 132, 535.
9. Lacroix A. Bull. Soc. fr. Min., 1912 35, 111.
10. Öftedal I. Norsk geol. Tidsskr., 1931, 12, 459.
11. Зуев В. Н., Костерин А. В. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 3, 151.
12. Weibull W. Geol. för. förhandl., 1886, 8, Н. 7, N:o, 105, 496.
13. Hidden W. E. Am. J. Sci., 1891, 41, 439.
14. Heinrich E. W., Conrad M. A. Am. Min., 1960, 45, No 3—4, 455.
15. Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1899, 7, 52.
16. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 322.
17. Ляхович В. В., Нонешникова В. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 7, 189.

СТРУКТУРА ТИПА РУТИЛА

Селлаит MgF₂ Тетраг. с. a₀ 4,62 c₀ 3,05 Уд. в. 3,17

Селлаит Sellaite



Назван по имени итальянского минералога К. Селла (Стрювер, 1868).

Синон. Фтористый магний — Magnesiumfluorid (Хинце, 1915), белонезит — belonesite (Скакки, 1886; Замбонини, 1935) [1].

Замбонинит (замбонинит) — zamboninite (Стараба, 1930). [2] — смесь селлаита и флюорита (Ферари и Курти, 1933) [3].

Характ. выдел. Мелкозернистые агрегаты, кристаллические корочки, отдельные зерна и кристаллики.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mmm$; a₀ = 4,559; c₀ = 2,986; a₀ : c₀ = 1 : 0,655 (у селлаита из Восточного Коунрада [4], оригинала анализа и рентгенограммы, по новым данным Берхин); a₀ = 4,6213; c₀ = 3,0519 Å; a₀ : c₀ = 1 : 0,6604 (Кришна, Рао и др. для искусств.) [5]. Z = 2.

Структура аналогична структуре рутила. Атомы F располагаются по вершинам октаэдров, внутри которых находятся атомы Mg. Октаэдры соединены между собой горизонтальными ребрами, слагают цепочки, параллельные оси 4-го порядка; цепочки соединены общими вершинами октаэдров. Наличие цепей обуславливает столбчатое и игольчатое развитие кристаллов и спайность по (100) и (110).

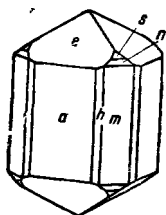
Помимо рутила и селлаита, такую структуру имеет ряд других минералов (касситерит, платнерит, пиролюзит и др.), а также серия искусственных соединений (OsO₂, IrO₂, GeO₂, CrO₂, VO₂, MnF₂, TeF₂, PdF₂ и др.).

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm(L_44L_25PC)$; a : c = 1 : 0,6596 (Селла для кристаллов из Жебулава) [6].

Более обычные формы [6, 7]:

	φ	ρ		φ	ρ
a 100	90°00'	90°00'	β 112	45°00'	25°00'
m 110	45 00	90 00	s 111	45 00	43 01
h 210	63 26	90 00	n 221	45 00	61 48
e 101	90 00	33 25	W 551	45 00	77 54
ee (101) : (101) = 66°49'		ee (101) : (011) = 45°50'		sm (111) : (110) = 46°59'	

Важнейшие формы (в порядке значимости): *a*, *m* (придающие облик кристаллам), *e*, *s*, тогда как теоретическая значимость: *m*, *e*, *a*, *s*.



Фиг. 26
Кристаллы селлаита,
Жебрулаз (по Лакруа)

Редкие и вицинальные формы:

<i>r</i> 320	<i>v</i> 301	<i>A</i> 972	<i>f</i> 323	<i>ε</i> 733	16.5.1
<i>f</i> 605	<i>u</i> 558	971	<i>β</i> 212	<i>α</i> 525	17.5.1
<i>g</i> 502	<i>V</i> 334	<i>z</i> 756	<i>δ</i> 944	<i>t</i> 11.4.1	

Кристаллы столбчатые (фиг. 26), длиннопризматические до игольчатых (Везувий [11], Индер [81]). В выбросах Везувия наблюдались полые кристаллы [11]. Дв. по (101) [9].

Физ. Сп. по (100) и (110) совершенная, по (101) несовершенная. Хрупок. Тв. 5—6 (по Лебедевой и Фекличеву [10] 4—5; микротвердость в пределах 244—353 кг/мм²).
Уд. в.:

3,176	3,17	3,17	3,153	3,158	3,147
В. Коунрад [1]	Каррара [7]	Дальний Восток [10]	Жебрулаз [6]	Петерсон Рэйндж [11]	

Вычисл. уд. в. 3, 17. Цв. белый, бесцветный, иногда (в Петерсон Рэйндж) розоватый. Бл. стеклянный.

В коротких ультрафиолетовых лучах бледно-желтая и розовая флуоресценция, слабая зеленая фосфоресценция, в длинных — ярко-голубое свечение [11].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (+). Частью аномально двуосен с $2V = 67^\circ$ [12]. Удлинение (+). Иногда зерна характеризуются мозаичным погасанием. Обычно двойниковое строение.

Показатели преломления (Na):

n_e	1,3897	1,3889	1,38	1,389	1,390	1,381	1,389	1,389
n_o	1,3780	1,3775	1,37	1,378	1,378	1,370	1,378	1,377
$n_e - n_o$	0,0117	0,0114	0,01	0,011	0,012	0,011	0,011	0,012

М-ние	Жебрулаз [6]	Везувий [13]	Каррара [7]	Петерсон Рэйндж [11]	Индер [8]	Забайкалье [12]	Восточный Коунрад [4]	Дальний Восток [10]
-------	--------------	--------------	-------------	----------------------	-----------	-----------------	-----------------------	---------------------

Хим. Теор. состав: Mg — 39,02; F — 60,98.

Анализы:

Mg	F	CaO	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	Cl	H ₂ O	SiO ₂	Сумма
1. 38,37	[61,63]	—	—	—	—	—	100,00
2. 38,77	60,59	Не обн.	0,20	Не обн.	Сл.	0,20	99,76

1— Жебрулаз; анал. Селла [6]; 2— Восточный Коунрад; анал. Молева [4]; анализ пересчитан. в оригинале: MgF₂ — 99,36.

В химически чистой воде при 18° растворяется 87,4 мг/л MgF₂, при 27° — 84,1 мг/л [14]. Селлаит из Австралии растворяется в горячей концентрированной H₂SO₄ с выделением HF [11]. На минерал из Каррары H₂SO₄ действует на холоду [7].

Диагн. исп. П. п. тр. вспучивается и легко сплавляется в белую эмаль.

Повед. при нагр. При нагревании до 400—500° бурно растрескивается, люминесцирует бледно-фиолетовым цветом [11]. Т-ра плавления MgF₂ 1248° (по Берчу и др.). Коэф. линейного расширения MgF₂ вдоль оси *a* при 50° 9,6 · 10⁻⁶, по оси *c* 13,7 · 10⁻⁶, при 130° соответственно 10,2 · 10⁻⁶ и 14,5 · 10⁻⁶, коэф. кубического расширения при 20° 32,4 · 10⁻⁶ (по Кришна Рао и др.) [5]. Теплота образования MgF₂ 261,4 ккал/моль [15]. Средняя уд. теплоемкость в пределах 15—300° 0,2496, 15—700° 0,2853 [16].

Наход. Редок. Образуется или как магматогенный продукт, по-видимому, в особых условиях при повышенной роли летучих, или выделяется в процессе осадкообразования в некоторых соленосных месторождениях.

Установлен в выбросах Везувия (Италия) в пустотах совместно с ангидритом, гипсом, вагнеритом и др. [4], в тесной ассоциации с флюоритом («замбонинит») в пустотах лав Этны (Италия) [2].

Является характерным минералом некоторых высокотемпературных месторождений. В сравнительно большом количестве местами встречается на Восточно-Коунрадском молибденовом месторождении (Каз. ССР) [4], в жильном кварце совместно с молибденитом, флогопитом и флюоритом. В Читинской обл. обнаружен на Савинском руднике (Кличкинская группа свинцово-цинковых месторождений) [47] с серицитом, флогопитом, топазом, турмалином и апатитом; по данным С. С. Смирнова, образовался в ранние стадии рудного процесса на контакте доломита и пегматита. Совместно с флюоритом и биотитом обнаружен в кварцево-биотито-плагиоклазовом грейзене на Дальнем Востоке [40]. Наблюдался селлаит на Дальнем Востоке в составе турмалино-флюоритовых руд оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений. В неправильных жилках флюорита среди гнейса и сланца встречается в Петерсон Рэйндж в Западной Австралии [41].

Совместно с галлуазитом и кальцитом селлаит заполняет тонкие порудные трещины в оловорудных жилах в Восточном Забайкалье (Читинская обл.) [42].

Первоначально был найден в морене ледника Жебрулаз (между Мутье и Модан в Савоие, Франция) в составе ангидритовой породы [6]. В доломитовой породе, содержащей галит и ангидрит, встречен в керне из отложенный цехштейна Блейхероде в Ю. Гарце (ФРГ), где в ассоциации с битумом образует тонкие прожилки [9].

В условиях метаморфизма, вероятно, образовался в мраморе Каррары (Италия), где сопровождается серой, гипсом, флюоритом и др. [7].

Наблюдался в виде мелких длиннопризматических и игольчатых кристалликов в галите в соленосной толще Индерского поднятия (Каз. ССР) [8], в карналлите и галите калийного месторождения Зальцдетфурт (ФРГ) [49].

Изм. В Восточно-Коунрадском месторождении подвергся замещению флогопитом и флюоритом, в Кличкинском — флюоритом.

Искусств. Синтезируется путем действия HF на окись магния при белом калении [6]; действием HF на карбонат магния; при сплавлении $MgCl_2$ с NaF в водном растворе и др.

Условия, приводящие к образованию селлаита в природе, не выяснены. По Сахама [20], в присутствии ангидрита селлаит при любой температуре более устойчив, чем флюорит; в присутствии кальцита (известняка) при температурах выше 280° устойчива комбинация селлаит + кальцит, ниже 280° — флюорит + доломит.

Отл. Характерны исключительно низкие показатели преломления.

Межплоскостные расстояния селлаита из Восточного Коунрада [4]

Fe-излучение, $D = 57,3$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110 β	2	3,59	121 β	8	1,888	130	5	1,462	251	2	1,183
110	10	3,26	220 β	5	1,805	134 β	3	1,441	040	6	1,155
011 β	3	2,81	121	10	1,707	301	10	1,375	222	9	1,115
011	7	2,55	002 β	4	1,685	131	6	1,317	330	8	1,088
020 β	7	2,45	220	9	1,635	230	2	1,282	411	9	1,052
020	10	2,22	002	9	1,519	022	7	1,227	240	7	1,033
120	9	2,07				122	2	1,207			

Л и т е р а т у р а

1. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 81.
2. Starraba S. F. Bol. Soc. geol. Ital., 1930 (1929), 48, 259.
3. Ferrari A., Curti R. Period. min. Roma, 1933, 4, 465.
4. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 95.
5. Krishna Rao K. V., Nagender Naidu S. V., Setty P. L. N. Acta cryst., 1962, 15, 528; близкие данные: Baur W. H. Acta cryst. 1956, 9, 515.
6. Sella A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Linzei, Cl. sci. fis. mat. nat. Roma, 1888, 4, 454 (подробный реферат Zs. Krist., 1891, 18, 109).
7. Pelloux A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Linzei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1919, 28, 284.
8. Лобанова В. В., Яржемский Я. Я. Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львовск. ун-та, 1958, кн. 5, 177.
9. Heidorn F. Zbl. Min., 1932, A, 356.
10. Лебедева С. И., Фекличев В. Г. Зап. Всес. мин. о-ва, 1962, 91, вып. 4, 485.
11. Frost M. J. J. Roy. Soc. Western Australia, 1955, 39, 18.
12. Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 136.
13. Lacroix A. Nouv. arch. Museum histoire natur. 1907, 9, 69.
14. Kohlrausch F. Zs. phys. Chem., 1909, 64, 121.
15. Wartenberg H. Zs. anorg. und allgem. Chem., 1942, 249, 23.
16. Крестовников А. Н., Каретников Г. А. Легкие металлы, 1934, № 4, 29 $\frac{1}{2}$.
17. Смирнов С. С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1955, 99.
18. Говоров И. Н. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1, 69.
19. Kühn R. Fortschr. Min., (1950—51), 1952, 29—30, H. 2, 390.
20. Sahama T. G. Ann. Acad. sci. Fennicae, Ser. A, geol.-geogr., 1945, 5.

СТРУКТУРА ТИПА МАТЛОКИТА

Заварицкит BiFO Тетраг. с. a_0 3,75 c_0 6,23 Уд. в. 9,2.

Заварицкит Zavaritzkite
BiFO

Назван в честь советского петрографа академика А. Н. Заварицкого (Доломанова, Сендерова, Янченко, 1962) [1].

Характ. выдел. Пленки и корочки на кристаллах висмутина, псевдоморфозы по ним.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^7 - P4/nmm$; $a_0 = 3,75$; $c_0 = 6,23 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,661$; $Z = 2$ (Янченко) [1]. Сходные данные Аури-виллиуса [2] для искусств. BiFO.

Физ. Сп. и тв. из-за мелкозернистости минерала определить не удалось. Уд. в. минерала 7,881; порошка искусств. BiFO — 7,5, искусств. кристаллов 9,0 (вычисл. 9,24). Цв. серый. Бл. жирный или полуметаллический. В очень тонких сколах просвечивает.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Тонкокристаллический. $n = 2,213 \pm 0,005$. Двупреломление слабое. Другие оптические константы из-за чрезвычайной тощкозернистости минерала не определены.

Хим. Теор. состав: Bi — 85,66; F — 7,77; O — 6,57. Анализ заварицкита с небольшой примесью висмутита и висмутина (анал. Сендерова): Bi_2O_3 — 94,93; F — 4,33; CO_2 — 1,84; S — 0,50; H_2O — 0,51; R_2O_3 , CaO, SiO_2 — сл.; PbO, CuO, Cl — не обн.; сумма — 102,11 — 2,07 = 100,04 (в пересчете: Bi — 85,15; O — 9,78).

Нахожд. Совместно с висмутитом обнаружен в музейных штуфах с Шерловой горы (Читинская обл.), собранных К. А. Пенадквичем в зоне окисления месторождений, богатых минералами фтора и висмута (топазом, флюоритом, висмутином, висмутом, галеновисмутином) [3].

Искусств. Получен [2] путем нагревания смеси $\text{Vi}(\text{OH})_3$ и HF с последующей обработкой раствором ацетата натрия или калия.

Межплоскостные расстояния заварицкита с Шерловой горы [1]

Fe-излучение, $D=57,3$ мкм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
	2	6,77	112 β	1	2,22	014	7	1,438	115	8	1,126
	3	6,04		2	2,14	203	3	1,392		1	1,119
	2	3,68	003	2	2,06	005 β	1	1,372	223	9	1,108
011 β	1	3,53	112	6	2,01	301 β	1	1,349		1	1,082
002 β	1	3,39		2	1,937	220	3	1,328	033	7	1,070
011	8	3,18	200	4	1,867	213	7	1,305		1	1,047
002	5	3,09	103	4	1,812	005	6	1,248	006	9	1,037
110 β	4	2,94	113 β	2	1,759	301	8**	1,223			1,028
	3	2,73		1	1,718	015	1	1,200	133	10***	1,025
110	5	2,63	113	8*	1,614	130	7	1,185		2	1,008
102	4	2,39	004	1	1,552	032	2	1,163	224	10	0,998
003 β	1	2,27	122	5	1,478	124	9	1,141			

* Широкая размытая линия.

** Широкая линия.

*** Широкая двойная линия.

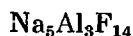
Л и т е р а т у р а

1. Долманова Е. И., Сендерова В. М., Янченко М. Т. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 680.
2. Augivillius V. Ark. kemi, min, geol., 1948, 26, В, Н. 1, N:o 2, 1.
3. Ненадкевич К. А. Очерк исследований висмутовых руд Забайкалья. Тр. Гос. ин-та народн. образования, кн. 1. Чита, 1922, 65.

СТРУКТУРА ТИПА ХИОЛИТА

Хиолит $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ Tetrag. c. a_0 7,01 c_0 10,41 Уд. в. 2,99.

Хиолит Chiolite



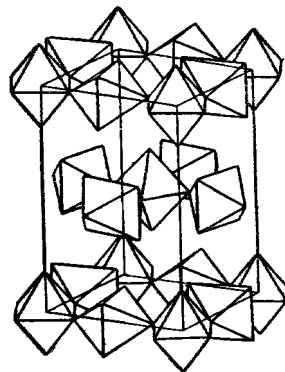
Назван от греч. χιων (хион) — снег и λίθος (литос) — камень по сходству с зернистым снегом и с криолитом (Херман и Ауэрбах, 1846).

Синон. Аркузит, аркзутит — arksutite (Хагеман, 1866; Норденшельд, 1886 [1]). Ходневит — khodnevite (Дана, 1850) и нифолит — nipholite (Науман, 1864), очевидно, нечистый хиолит (Дана, 1892).

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, иногда пористые и ячеистые; друзы кристаллов.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^6 - P4/mnc$; $a_0 = 7,01$; $c_0 = 10,41 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,485$; $Z = 2$ (Бросэ)[2], сходные данные у Клаузена [3].

Структура [2] слоистая (фиг. 27); слои параллельны (001), расстояние между ними $5,2 \text{ \AA}$, соответственно спайность совершенная по (001). Каждый слой сложен AlF_6 -октаэдрами, одна треть которых связана с соседними AlF_6 -октаэдрами четырьмя вершинами, а остальные только двумя и при этом повернуты примерно на 45° один к другому, образуя большие пустоты; в них расположены октаэдры NaF_6 . Слои AlF_6 -октаэдров сдвинуты один относительно другого на половину диагонали базиса, между



Фиг. 27. Структура хиолита (по Бросэ)

слоями расположены $\frac{4}{5}$ атомов Na, имеющих координацию 8. Расстояние между атомами: два $Al_I - F = 1,92$, четыре $Al_I - F = 1,82$; два $Al_{II} - F = 1,82$, четыре — $1,94$, четыре $Na_I - F = 2,21 - 2,25$, два — $2,56$; $Na_{II} - F = 2,40$ Å.

Каглицти и Джакомелло [2] рассматривают каждый слой как группы $6NaAlF_4$ с каналами, в которых расположены $4NaF$.

Среди фторидов слоистую структуру имеет также флюоцерит, из алюмофторидов — $TlAlF_4$ [2], из кремнефторидов — барарит, малладрит.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_4 4L_2 5PC)$; $a : c = 1 : 1,0418$ (Кокшаров) [4].

Достоверные формы (в установке Кокшарова) [4, 5]:

	φ	ρ		φ	ρ
$c\ 001$	—	$0^\circ 00'$	$o\ 111$	$45^\circ 00'$	$55^\circ 50'$
$n\ 102$	$90^\circ 00'$	$27\ 31$			
		$oo\ (111) : (\bar{1}\bar{1}) = 71^\circ 37'$			$oo\ (111) : (1\bar{1}\bar{1}) = 68^\circ 20'$

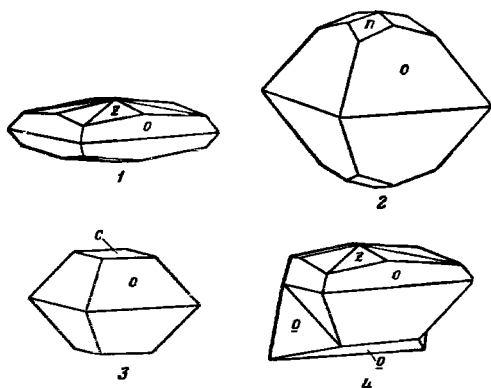
Недостоверна $x(117)$ [4]; Кокшаров наблюдал также дитетрагональную дипирамиду $Z(hkl)$, символы которой определить он не смог. На искусственных кристаллах отмечались также (100) , (101) , (110) , (334) и (554) [6, 7].

Установка Кокшарова отличается от рентгеновской установки, принятой Дана (1951), поворотом на 45° вокруг оси c ($1,0418 \cdot \sqrt{2} = 1,4734$). Символы форм (114) и (011) по Дана отвечают соответственно (102) и (111) по Кокшарову.

Кристаллы дипирамидального облика, в большей или меньшей степени укороченные вдоль оси c , в соответствии с различной величиной грани $o(111)$ (фиг. 28, 1—3). Очень развиты двойники с дв. плоскостью (111) и дв. осью $\perp (111)$ (фиг. 28, 4). Входящий угол у двойников нередко отсутствует; двойники часто удлинены по $[110]$ и имеют призматический облик.

Наблюдались закономерные сростания с флюоритом [8]: мельчайшие включения флюорита располагаются гранью (111) параллельно грани $o(111)$ хиолита.

Физ. Сп. по $c(001)$ совершенная, по $o(111)$ слабая; иногда наблюдается призматическая отдельность. Тв. $3\frac{1}{2} - 4$. Уд. в. 2,995 — 3,005 (вычисл. 2,989). Изл. у кристаллов раковистый, у агрегатов — неровный. Бл. стеклянный, на плоскости спайности (001) пер-



Фиг. 28. Кристаллы хиолита:

- 1, 2 — Ильменские горы (по Кокшарову);
3 — Ивиггит (по Креннеру); 4 — двойник,
Ильменские горы (по Кокшарову)

ламутровый. Бесцветен или белый, иногда окрашен примесями окислов железа в желтоватый, буроватый или розоватый цвета Прозрачен до просвечивающего.

Светится в катодных лучах голубым цветом средней интенсивности, в ультрафиолетовых лучах — слабое голубоватое свечение [9]. При раздавливании очень сильно светится голубоватым цветом [10].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (—). Погасание по отношению к спайности прямое (+). $n_o = 1,3486$, $n_e = 1,3424$; $n_o - n_e = 0,0062$ [6].

У зернистого хиолита обычно все зерна сдвойникованы [11]. В двойниках угол между плоскостями совершенной спайности 112° .

Хим. Теор. состав: Na — 24,88; Al — 17,53; F — 57,59. Возможно, что K изоморфно замещает Na; в идеально чистом хиолите из Ивигтута определено 0,35% K, при 0,0002 Li_2O , 0,0008 Rb_2O и 0,0004 Cs_2O (новые данные). Содержание Ca и Mg в некоторых анализированных хиолитах, по-видимому, объясняется наличием примесей.

Требует проверки указание на содержание в ильменском хиолите 0,1—1% Li [12].

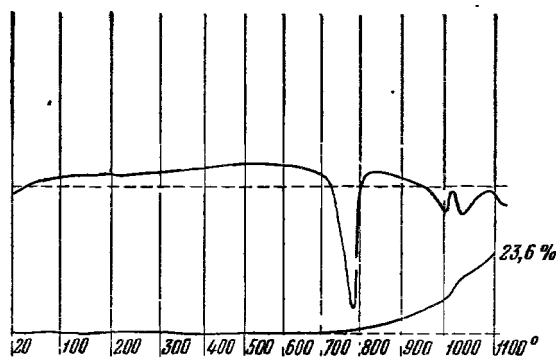
Анализы:

	1	2	3
Na	24,97	24,72	24,79
Mg	—	0,05	—
Ca	—	0,22	—
Al	17,66	17,28	17,54
F	57,30	57,16	57,81
H_2O	—	—	0,23
Сумма	99,93	99,43	100,37
Уд. в.	—	2,994	—

1 — Ильменские горы; анал. Брандл [13]; 2 и 3 — Ивигтут: 2 — анал. Норденшельд [1]; 3 — анал. Бликс [3].

Диагн. исп. При действии концентрированной H_2SO_4 происходит обильное выделение пузырьков HF — минерал распадается на кусочки, затем медленно растворяется. В горячей HCl растворяется медленно и не полностью. Растворяется в растворе AlCl_3 , как все алюмофториды [14].

П. п. тр. растрескивается, затем легко плавится, окрашивая пламя в желтый цвет (кончики пинцета при этом покрываются белым налетом). В откр. тр. дает реакцию на F. С бурой и фосфорной солью легко сплавляется в бесцветное стекло. Смоченный раствором $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ п. п. тр. равномерно окрашивается в голубой цвет.



Фиг. 29. Кривые нагрева и потери веса гренландского хиолита

Повед. при нагр. Инконгруэнтно плавится при 850° [15, 16], 861° (по Лундиной) [17], устойчив только до $640 \pm 30^\circ$, при нагревании до более

высокой температуры диссоциирует по схеме $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14} \rightleftharpoons \text{Na}_3\text{AlF}_6 + 2\text{NaAlF}_4$; при 650° на порошкограмме имеются линии β -криолита и хиолита, а при 700° только линии β -криолита [16]. По-видимому, полный переход хиолита в смесь криолита и NaAlF_4 происходит при 735° (по Лундиной) [17] (725° , по Федотьеву и Ильинскому) [15]. При нагревании хиолита выше точки перехода NaAlF_4 начинает возгоняться. Соответственно на кривой нагревания (фиг. 29, новые данные) фиксируется очень сильный эндотермический эффект при 785° , не сопровождающийся потерей веса, слабее выражены эндотермические эффекты, при 1000 и 1040° , сопровождающиеся потерей веса.

Наход. Очень редок. Встречается лишь в криолитсодержащих телах различного типа вместе с другими алюмофторидами, а также с флюоритом, топазом, кварцем.

В Ильменских горах (Челябинская обл.) хиолит является продуктом гидротермального изменения криолита, который залегает в виде гнезда в центральной части амазонитового пегматита, содержащего топаз и др. Тонкозернистый белый хиолит частично вместе с зеленым флюоритом образовался путем замещения криолита вдоль трещин и с периферии гнезда или отлагался по трещинам в пегматите. Хиолит нередко окрашен примесями окислов железа в розоватый цвет. Реже наблюдаются сильно пористые до ячеистых агрегаты сросшихся прозрачных кристаллов, иногда вместе с белыми ромбододекаэдрическими кристаллами криолитионита второй генерации. Эти агрегаты похожи на крупнозернистый мокрый снег. У контакта криолита с пегматитом хиолит пересекается многочисленными прожилками и скоплениями томсенолита, ральстонита, пахнолита и прозопита, которые частично замещали хиолит; пустоты часто выполнены землистым гипергенным геарксутитом [18].

В Ивигуте (Юго-Западная Гренландия) [19] хиолит двух генераций в небольшом количестве встречается в сидерито-криолитовом штоке. Хиолит первой генерации, образующий неправильные неравномернозернистые скопления с размером зерен до 20 см, замещался поздним криолитом, выделения которого содержат включения сидерита, кварца, сфалерита и других минералов. В некоторых выделениях хиолита содержатся обильные мелкие включения бесцветного флюорита; мелкие зерна флюорита иногда образуют с хиолитом закономерные сростания. Мелкозернистые агрегаты хиолита второй генерации образовались путем замещения криолита и иногда содержат небольшое количество включений флюорита, пирита, игольчатого топаза. Местами с хиолитом тесно ассоциируются более поздний лучистый ярлит, веберит и флюорит, которые пересекаются прожилками позднего криолита. Томсенолит, пахнолит, ярлит, веберит и прозопит образовались позже хиолита.

Изм. Хиолит в Ивигуте замещался гидротермальным криолитом и, по-видимому, ярлитом [19], на Урале он подвергся замещению томсенолитом вместе с небольшим количеством ральстонита и прозопита [18].

Искусств. Получается путем сплавления NaF и AlF_3 [15], является одной из устойчивых фаз системы $\text{NaF} - \text{AlF}_3$ (см. криолит) [16, 20]; NaAlF_4 , получающийся в виде возгонов над расплавами NaF в AlF_3 , при медленном охлаждении распадается на хиолит и AlF_3 [16, 20]. Образование хиолита указывается в системе $\text{NaF} - \text{AlF}_3 - \text{H}_2\text{O}$ [21]. Вместе с криолитом хиолит образовался в накипи парового котла, в котором использовалась вода из криолитового рудника Ивигут.

Синтез хиолита осуществлен в автоклаве из смеси Na_2SiF_6 и аморфной Al_2O_3 в присутствии воды и SnCl_2 при длительном нагревании при 500° и давлении около 4000 *кг/см²*: хиолит наблюдался в виде кристалликов в возгоне, в нижней части автоклава образовались топаз, кварц, касситерит и криолит [7].

Практ. знач. Природный хиолит практического значения не имеет. Синтетический применяется при электролитической выплавке алюминия; он улучшает качества электролита [17].

Отл. Крушнокристаллический хиолит отличается от других алюмофторидов совершенной спайностью по (001) и перламутровым блеском на этих плоскостях. Мелкозернистый хиолит легко отличается микроскопически по прямому (+) погасанию относительно спайности и по характеру двойникования. От селлаита отличается значительно меньшим дву-преломлением.

Межплоскостные расстояния хиолита из Ивигтута по Михееву

Fe-излучение, $D=114,4$ мкм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
101	2	5,76	311	6	2,168	422	9	1,501	426	9	1,161
002	3	5,18	214; 105	9	1,999	404	7	1,451	228	3	1,149
200	2	3,508	320	6	1,934	423	2	1,429	602; 109	3	1,137
201	2	3,259	224	9	1,792	334	3	1,393	444; 417	6	1,117
211	1	2,998	400	7	1,748	432; 502	1	1,357	620	6	1,107
202	9	2,902	006	3	1,732	424	3	1,340	534	3	1,089
004	3	2,585	410	3	1,710	008	9	1,296	542	3	1,071
220	2	2,465	330	3	1,654	118	3	1,255	623	6	1,054
213	9	2,324	412	3	1,614	440	3	1,233	0.0.10	6	1,043
310	6	2,207	206	10	1,551	208; 514; 416	3	1,212	642	4	1,019

Л и т е р а т у р а

1. Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., Stockholm, 1886, 8, H. 3, No 101, 172.
2. Brosset C. Zs. anorg., allgem. Chem., 1938, 238, H. 2—3, 201; Chem. Abstr., 1943, 37, 13; см. также Caglioti V., Giacomello G. Naturwiss., 1938, 26, H. 20, 317, (структура).
3. Clausen H. Zs. Krist., 1936, 95, 394.
4. Кокшаров Н. И. Мém. Acad. Sci., St.-Ptb., 1864, 8, № 8, 5.
5. Krenner J. A. Math.-Naturw. Ber. aus Ungarn, 1883, 1, 170 (описан как «арксутит»).
6. Bøggild O. B. Zs. Krist., 1913, 51, 599.
7. Michel-Levy A. Bull. Soc. fr. min., 1947, 70, No 1—6, 168.
8. Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 84.
9. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 29.
10. Линдвер Б. А. Изв. АН, СПб., 1910, 4, № 2, 1018.
11. Падуров Н. Зап. Мин. о-ва, 1925, 54, вып. 2, 238.
12. Толмачев Ю. М., Филиппов А. Н. Сб. «К 50-летию научн. и педагог. деят. акад. В. И. Вернадского». Изд-во АН СССР, 1936, 1, 214.
13. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 478.
14. Bøgvad R. Medd. Grønland, 1938, 119, Nr 7, 1.
15. Федотьев П. П., Ильинский В. П. Изв. Петерб. политехн. ин-та, отл. техн., ест. и мат., 1912, 18, 147.
16. Ginsberg H., Resch K. Zs. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1960, 13, H. 11, 523.
17. Машовец В. П. Электрометаллургия алюминия. ОНТИ, 1938, 67.
18. Степанов В. И., Молева В. А. Зап. Всес. мин. о-ва, 1962, 91, вып. 5, 556.
19. Bøgvad R. Medd. Grønland, 1933, 92, Nr 8, 7.
20. Howard E. H. J. Am. Chem. Soc., 1954, 76, No 8, 2041.
21. Ятлов В. С., Пиневская Е. Н. Журн. общей хим., 1949, 19, вып. 1, 24.

СТРУКТУРА ТИПА ГАГАРИНИТА

Гагаринит NaTRCaF_6 Триг. с. a_0 5,99 c_0 3,53 Уд. в. 4,2—4,5.Гагаринит Gagarinite
 NaTRCaF_6

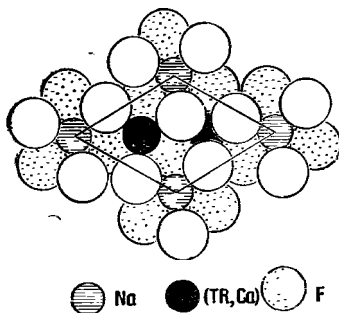
Назван по имени первого в мире летчика-космонавта Ю. А. Гагарина (Степанов, Северов, 1961) [1].

Синон. Накалфит — *nasalifite* (Степанов, 1961) [2].

Характ. выдел. Скрытокристаллические агрегаты неправильной формы, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. Наиболее вероятная пространственная группа $C_{3i}^1 - P\bar{3}$ (при резко выраженной псевдосимметрии $C_{6h}^2 - P6_3/m$); $a_0 = 5,99$; $c_0 = 3,53$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,589$; $Z = 1$ (Воронков, Шумяцкая, Пятенко) [3].

Структуру гагаринита (фиг. 30) [3] можно рассматривать как производную от структуры UCl_3 ; она представляет собой тип так называемых «спигованных» (по Н. В. Белову) структур. Дополнительными атомами в структуре гагаринита являются атомы Na. Координационные полиэдры атомов Na — уплощенные октаэдры напизаны на оси



Фиг. 30. Структура гагаринита (по Воронкову и др.)

третьего порядка и чередуются вдоль c с пустыми полиэдрами той же формы. Координационные полиэдры атомов (TR, Ca) — девятивершинники, представляющие собой тригональные призмы, на каждой из вертикальных граней которых построено по пирамиде. Полиэдры (TR, Ca), соединенные треугольными основаниями, образуют бесконечные колонки вдоль оси c . Эти колонки аналогичны колонкам из девятивершинников Ca в структуре апатита.

Кристаллы призматические, шестигранные, обычно сильно деформированные.

Физ. Сп. несовершенная по призмe. Хрупок. Тв. 4—4 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,18—4,52. Цв. бесцветный, кремовый, реже розовато-желтый. Черта белая. Бл. матовый до стеклянного. Чистый неизмененный минерал прозрачен, но обычно полупрозрачен до непрозрачного.

Очень слабо магнитен. При электромагнитном разделении попадает в ту же фракцию, что и рибекит, эгирин и астрофиллит.

В ультрафиолетовых и катодных лучах не светится. Частью слабо радиоактивен. В инфракрасном спектре обнаруживается слабая полоса поглощения в области длин волн около 3330 cm^{-1} , соответствующая наличию небольшого количества (ОН).

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен, с отрицательным рельефом. Одноосный (+). Погасение относительно спайности прямое. Удлинение положительное. $n_e = 1,492 - 1,501$, $n_o = 1,472 - 1,474$ (Казахстан); $n_e = 1,490$, $n_o = 1,475$ (Тува, оригинал анализа 3). $n_e - n_o = 0,020 - 0,027$. Иногда наблюдается аномальная двуосность с $2V$ до 20°.

Хим. Степановым и Северовым [1] для гагаринита была предложена формула $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Y}_3\text{F}_{15}$ или $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Y}_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_{15}$. По данным Воронкова, Шумяцкой и Пятенко [3], кристаллохимическая формула гагаринита NaTRCaF_6 . По-видимому, F изоморфно замещается Cl и OH. Относительное содержание Ca и редких земель и состав последних для различных образцов несколько колеблется. Гагаринит из Казахстана характеризуется

отношением суммы иттриевых земель к сумме цериевых земель около 3 : 1, тогда как у гагаринита из Тувы это отношение 7 : 1 [4].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	7,70	7,50	10,64	P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	—
K ₂ O	Не обн.	0,10	Сл.	S	Не обн.	Не обн.	—
CaO	14,00	14,18	8,79	F	36,00	33,00	33,00
Al ₂ O ₃	Сл.	0,60	—	Cl	Не обн.	3,79	—
Fe ₂ O ₃	0,50	0,45	0,33	H ₂ O ₊	2,38	—	—
TR ₂ O ₃	54,00	54,80	56,75	H ₂ O ₋	Не обн.	0,07	—
ThO ₂	0,50	—	—	H. o.	—	—	2,34
SiO ₂	0,23	0,45	—				
TiO ₂	Не обн.	Сл.	Не обн.	Сумма	115,31	114,34	111,85
				-O=F+Cl	15,10	14,73	13,88
				Сумма	100,21	99,61	97,97

1 и 2 — Казахстан: 1 — скрытокристаллический; анал. Быкова; 2 — кристаллический; анал. Соколова [1]; 3 — Тува; анал. Казакова [4].

Состав редких земель (в % к общей сумме TR + Y) для тех же образцов:

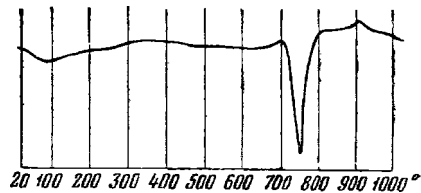
	1	2	3		1	2	3		1	2	3
La	1,5	1,2	0,8	Eu	0,7	—	0,3	Er	8,2	10,6	7,6
Ce	7,7	5,3	3,5	Gd	7,4	6,1	10,5	Tu	1,2	1,4	0,7
Pr	2,0	1,0	0,8	Tb	1,7	2,2	1,3	Yb	5,7	10,1	3,6
Nd	6,7	6,1	3,8	Dy	12,0	18,2	11,3	Lu	1,8	—	1,3
Sm	5,7	4,8	3,8	Ho	2,8	3,6	2,5	Y	35,0	29,4	48,5

Диagn. исп. Частично растворяется в воде, причем в водную вытяжку переходит большая часть Na. Хорошо разлагается HNO₃, HCl и крепкой H₂SO₄ (особенно при нагревании) с выделением HF.

В пламени горелки осколки спекаются, становятся розоватыми. При нагревании выше 1050° происходит быстрое спекание с выделением газов и всучивание, после чего остается шлакоподобная масса розоватого или буроватого цвета. Полного расплавления не происходит. Перлы с бурой, фосфорной солью и содой желтовато-зеленые, при охлаждении быстро обесцвечиваются [2].

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 31) наиболее резко выражен эндотермический прогиб (720—750°), обусловленный выделением части фтора и воды и переходом гексагональной решетки гагаринита в кубическую флюорита. Потеря веса составляет 8—10%.

Нахожд. Впервые обнаружен среди интенсивно альбитизированных щелочных гранитов и связанных с ними пегматоидных кварцево-микроклиновых жил в ассоциации с бастнезитом в Казахской ССР [1]. Там же найден в жильных зонах альбититов и в альбитизированных породах песчано-сланцевой толщ на контакте с гранитами. Характерным для пород, содержащих гагаринит, является присутствие рибекита, эгирина, а из акцессорных минералов — пироклора и циркона. Возникновению гагаринита благоприятствует щелочной метасоматоз при активном участии фтора.



Фиг. 31. Кривая нагревания гагаринита (по Степанову и др.)

В Тувинской АССР гагаринит обнаружен в качестве акцессорного минерала в альбититах, залегающих в субщелочных кварцевых сиенитах, которые приурочены к зоне тектонического нарушения в гранитном массиве. Ассоциируется гагаринит с рибекитом, эгирином, циркелитом, фергусонитом, полилитнионитом, сидеритом, клейофаном, флюоритом [4].

Изм. В гипергенных условиях замещается агрегатом тенгерита, синхизита и иттрофлюорита.

Практ. знач. Может быть использован для получения редких земель.

Межплоскостные расстояния гагаринита из Казахстана [1]

Си-излучение, Ni-фильтр, $D=57,3$ мкм						
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	
10 $\bar{1}$ 0	3	5,24	2350	< 1	1,191	
11 $\bar{2}$ 0	5	3,00	22 $\bar{2}$		1,143	
10 $\bar{1}$ 1	5	2,92	1450; 2351	3	1,129	
20 $\bar{2}$ 0	1	2,60	13 $\bar{2}$	1	1,115	
11 $\bar{2}$ 1	2	2,28	20 $\bar{2}$ 3	1 $\frac{1}{2}$	1,072	
20 $\bar{2}$ 1	9	2,086	40 $\bar{2}$	1	1,046	
1230	2	1,962	1233	2	1,008	
0002	2	1,763	3360	1 $\frac{1}{2}$	0,997	
3030; 1231	10 *	1,717	2352	< 1	0,987	
10 $\bar{1}$ 2	1	1,668	1452	2	0,952	
11 $\bar{2}$ 2	2	1,518	24 $\bar{1}$	1 $\frac{1}{2}$	0,945	
2240	2	1,498	1343	1	0,909	
20 $\bar{2}$ 2	1	1,460	1561	2	0,900	
1340	1	1,435	0004	< 1	0,883	
13 $\bar{4}$ 1	2	1,334	4043; 3362	1	0,869	
1232	1	1,315	3470	< 1	0,847	
4040	< 1	1,297	2353; 6061	2	0,837	
3032	2	1,237	2570	2	0,831	
4041	< 1	1,218	2571	< 1	0,806	

* Широкая линия.

Л и т е р а т у р а

1. Степанов А. В., Северов Э. А. ДАН СССР, 1961, 141, № 4, 954.
2. Степанов А. В. Тр. Казахск. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1961, вып. 5, 147.
3. Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г., Пятенко Ю. А. Журн. структурной химии, 1962, 3, № 6, 691.
4. Акелин Н. А., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1963, 149 № 3, 672.

СТРУКТУРА ТИПА ПЕРОВСКИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Нейборит	NaMgF ₃	Ромб.	5,36	7,68	5,50	3,03

Как показали данные порошковые диаграммы, нейборит имеет структуру типа перовскита, характерную для большого числа соединений с общей формулой ABX_3 и, в частности, для искусственных фторидов с формулой ABF_3 .

В идеальном развитии ячейка соединений со структурой типа перовскита кубическая [1] ($SrTiO_3$, $KTaO_3$, $RbCaF_3$, $CsCaF_3$, $LiBaF_3$). Атомы А располагаются в центре куба, атомы В в вершинах куба, X — в середине ребер. В большинстве случаев, однако, в результате незначительного (на доли онгстрема) смещения атомов из положений, присущих идеальной решетке, симметрия ячейки незначительно понижается и становится ромбиче-

ской (у самого перовскита — CaTiO_3), тетрагональной или моноклинной. В результате индифферирования порошкограмм нейборита и искусственного NaMgF_3 Чао, Ивенс, Скинер и Милтон [2] установили ромбическую (псевдотетрагональную и псевдокубическую) ячейку, переходящую в результате нагревания в тетрагональную ($a_0 = 7,66$, $c_0 = 7,31$ Å). По Ладекенсу и Уелчу [3], синтетическому NaMgF_3 при комнатной температуре присуща тетрагональная ячейка.

Нейборит Neighborite NaMgF_3

Назван по имени американского геолога Ф. Нейбора из Солт-Лейк-Сити (Чао, Ивенс, Скинер и Милтон, 1961) [2].

Характ. выдел. Скопления мелких округлых зерен, кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с., псевдотетрагональный, псевдокубический. $D_{2h}^{16} - Rsm$; $a_0 = 5,363$; $b_0 = 7,676$; $c_0 = 5,503$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,6987 : 1 : 0,7169$; $Z = 4$. Псевдокубическая ячейка имеет $a_0 = 7,67$ Å.

Изоструктурен с перовскитом: атомы Na занимают места Ca перовскита, MgF_6 -октаэдры аналогичны TiO_6 -октаэдрам перовскита (фиг. 32).

Наблюдавшиеся грани (в псевдокубической установке): $a(100)$ и значительно преобладающие $o(111)$. Кристаллики имеют октаэдрический облик, являются всегда сложными полисинтетическими двойниками.

Физ. Сп. не наблюдалась. Изл. неровный. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,03 (вычисл. 3,06). Бесцветен, кремевый; в агрегатах розовый и буроватый. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. $n = 1,364$ (Na). Слабоанизотропен, двупреломление порядка 0,003. П. микр. имеет сложное двойниковое строение.

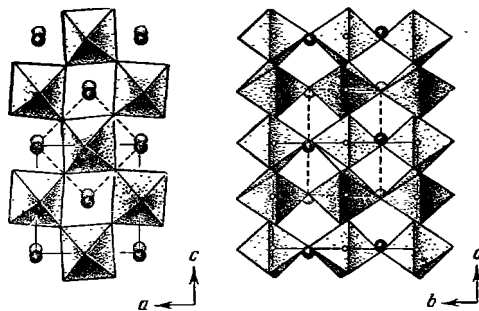
Хим. Теор. состав: Na — 22,05; Mg — 23,31; F — 54,64. Состав установлен на основе полуколичественного спектрального анализа и сопоставления рентгенограмм минерала и искусственного NaMgF_3 . Главные компоненты: Na, Mg, F и Si (примесь кварца), второстепенные: Ca — 0,5; Sr — 0,3; Fe — 0,2; Ti — 0,06; V — 0,05; Y — 0,04; Zr — 0,03; La — 0,02; Yb — 0,01; Cr — 0,01; Sc — 0,01; B — 0,005; Cu — 0,004 и Be — 0,0005.

Диагн. исп. В воде нерастворим. Медленно растворяется в разбавленных HCl и HNO_3 , быстрее в разбавленной H_2SO_4 .

Повед. при нагр. При нагревании значение a_0 увеличивается, c_0 уменьшается, при 760° ромбическая решетка переходит в тетрагональную ($a'_0 = c'_0 = 3,945$, $b'_0 = 3,938$), которая сохраняется при нагревании до 900° когда минерал становится кубическим ($a'_0 = b'_0 = c'_0 = 3,955$) [2].

Нахожд. Обнаружен в небольшом количестве в виде скоплений округлых зерен при бурении битуминозных доломитизированных сланцев формации Грип Ривер в Ю. Урей (шт. Юта, США). Сланцы, в основном состоящие из доломита и кварца, содержат бурбанкит, нахколит, баритокальцит, гаррельсит, вюртцит, кальцит и шприт.

В природных условиях образовался при низкой температуре.



Фиг. 32. Вероятная структура нейборита (по Чао и др.). Мелкие кружки внутри октаэдров — Mg, большие кружки — Na

Искусств. Легко синтезируется. Получен растиранием NaF и MgF_2 , взятых в стехиометрических количествах, с последующим выдерживанием при 750° ; под давлением образуется при более низких температурах в автоклаве получен при 300 или 450° и давлении водяного пара 30 тыс. бар [2].

Межплоскостные расстояния веберита из Юты [2]

СиК α -излучение, Ni-фильтр, $D=114,59$ м.м

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020	35	3,83	220	13	2,20	311	1	1,661	242	13	1,356
111	4	3,44	131	6	2,13	042	13	1,575	2		1,340
002	4	2,75	122	6	2,06	321	25	1,556	2		1,327
121	50	2,71	221	2	2,04	232	1	1,530	4*		1,300
200	4	2,68	040	100	1,918	302	2	1,499	3*		1,282
102	3	2,44	212	4	1,862	150	2	1,473	1*		1,268
201	9	2,41	132	2	1,765	133	2	1,434	1*		1,256
112	4	2,33	103	3	1,732	331	1	1,415	2		1,234
130	25	2,30	141	9	1,713	223	1	1,404	2		1,220
022	18	2,23	113	6	1,689	004	3	1,371	4		1,213

* Широкая линия.

Л и т е р а т у р а

1. Kay H. F., Bailey P. C. Acta Cryst., 1957, 10, 219.
2. Chao E. C. T., Evans H. T., Skinner B. J., Milton C. Am. Min., 1961, 46, No 3-4, 379.
3. Ludekens W. L. W., Welch A. J. E. Acta Cryst., 1952, 5, 841

СТРУКТУРА ТИПА ВЕБЕРИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Веберит $\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$	Ромб.	7,31	7,06	9,99	2,97

Веберит *Weberite*



Назван по имени датского промышленника Т. Вебера (Бёгвад, 1938) [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, иногда значительных размеров, отдельные зерна (до $2,5$ мм в поперечнике), редко мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{28} — *Ima* или C_{2v}^{22} — *Ima2* (Фергусон) [2]; $a_0 = 7,31$; $b_0 = 7,06$; $c_0 = 9,99$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,035 : 1 : 1,415$ (Фергусон) [2]; те же данные получены Бросэ [3]. $Z = 4$ [3].

Установка кристаллов у разных авторов:

Фергусон, Бросэ	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Бёгвад [1], Бистрём [4,5]	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>c</i>
Пабст [6]	<i>c</i>	<i>a</i>	<i>b</i>

Структура веберита [4, 5, 6] (фиг. 33) изучена недостаточно детально. Основной мотив структуры — прерывистый каркас, сложенный двумя типами $(\text{Al}, \text{Mg})\text{F}_6$ -октаэдров. Бистрём рассчитал структуру, исходя из предположения, что Al и Mg занимают разные позиции, однако отсутствие ста-

тистического распределения обоих атомов по двум позициям не доказано. По-видимому, октаэдры MgF_6 связаны с соседними октаэдрами всеми вершинами, а AlF_6 -октаэдры только четырьмя. Оба типа октаэдров образуют бесконечные листы, соединенные между собой атомами Na, которые распределены поровну по двум позициям, каждый из них связан с восемью атомами F. Атомы F образуют трехмерную сеть каркаса. Расстояние между атомами [4]: $Al - F = 1,83; 1,85 \text{ \AA}$; $Mg - F = 1,94$; $Na_I - F = 2,40; 2,70$; $Na_{II} - F = 2,24; 2,56; 2,69$; $F - F = 2,58$.

Структура веберита близка к структуре типа пирохлора $A_2B_2O_7$, представляющей трехмерный непрерывный каркас из BO_6 -октаэдров; седьмой атом O и атом A занимают свободное пространство в каркасе, тогда как в структуре веберита в построении основы каркаса участвуют все 7 атомов F.

Кристаллы призматические (не измерялись).

Физ. Сп. отчетливая по (101) (в установке Фергусона), плоскости спайности пересекаются под углом около 72°

Бёгвад [1] указал спайность «по призме и по пинакoidу», последнюю Фергусон [4] не наблюдал; судя по оптической ориентировке минерала, это сп. по (100) в установке Фергусона.

Изм. неровный. Агрегаты довольно вязкие. Тв. $3\frac{1}{2}$, уд. в. 2,96 [1] несколько занижен из-за обильных газово-жидких включений (вычисл. 2,97). Цв. серовато-белый до светло-серого. Черта белая. Бл. слабый стеклянный до матового. Просвечивает в краях.

Микр. [1] В пл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010), $Ng = c$; $Nm = b$; $Np = a$ (в установке Фергусона); $n_g = 1,350$; $n_m = 1,348$; $n_p = 1,346$ (Na); $n_g - n_p = 0,003$ (измерено); $2V$ около 83° .

В шлифах неравномернoзернистые агрегаты с хорошо заметными перекрещивающимися трещинками спайности.

Хим. Теор. состав: Na — 19,97; Mg — 10,56; Al — 11,71; F — 57,76. По-видимому, в небольшом количестве K может замещать Na.

Анализы (другие анализы нечистого веберита см. у Паули [7]):

	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	F	H ₂ O	Н. о.	Сумма
1.	19,08	1,19	10,43	0,08	11,65	0,37	57,58	—	0,16	100,54
2.	18,81	—	10,02	—	13,45	—	55,07	2,30	0,24	99,89

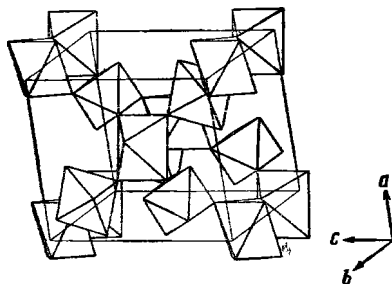
1 — Ивиггут; анал. Бухвальд [1]; Н. о. — слюда. 2 — Пайкс-Пик; анал. Нильсен [7]; веберит с примесью ральстонита.

Диагн. исп. Растворимость в воде 0,02%. Растворяется при кипячении в водном растворе $AlCl_3$ значительно труднее, чем другие алюмофториды. Растворяется в HCl , HNO_3 и H_2SO_4 .

II. п. тр. белеет, вспучивается и образует неплавленный остаток, который дает щелочную реакцию. В закр. тр. дает небольшой белый возгон.

Повед. при нагр. Na_2MgAlF_7 плавится инконгруэнтно с образованием очень тугоплавкого MgF_2 и других продуктов.

Нахожд. Очень редок. Найден среди продуктов гидротермального изменения криолита. В сидерито-криолиговом штоке Ивиггута (Гренландия) [1] веберит обычен в участках криолита, обогащенных флюоритом, шпиритом



Фиг. 33. Структура веберита (по Пабсту). Оси указаны в соответствии с установкой Фергусона

том, мелкоферролитовым топазом, чешуйчатым зеленым мусковитом, хиолитом, ярлитом и другими минералами. Веберит образует мелкую вкрапленность или сплошные агрегаты до 10—12 см в поперечнике и выполняет пустоты в агрегатах слюды.

В криолитовых гнездах в кварцево-полевошпатовых пегматитах с рибекитом и астрофиллитом в Сент-Питерс-Дом (Пайкс-Пик, Колорадо, США) [7] веберит является одним из главных вторичных минералов, почти нацело заместивших криолит. Он образует мелкозернистые агрегаты с примесью флюорита, прозопита, геарксутита, ральстонита и каолинита (?). Веберит замещал прозопит и замещался ральстонитом и флюоритом; в выделениях веберита часто наблюдаются микроскопические иголки рутила, по-видимому, образовавшегося при разложении астрофиллита.

Искусств. При изучении систем [8] $\text{Na}_3\text{AlF}_6 - \text{MgF}_2$ и $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14} - \text{MgF}_2$ методом плавкости возникают неизученные нерастворимые осадки; в составе их возможен веберит.

Отл. В агрегатах веберит похож на прозопит, ярлит или пахнолит, но микроскопически легко отличается от них по очень низким двупреломлению и показателю преломления. В шлифах веберит очень похож на ральстонит, но последний имеет обычно секториально распределенное аномальное двупреломление и значительно более высокий показатель преломления.

Межплоскостные расстояния веберита из Ивггута*

Cu-излучение, Ni-фильтр									
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	
101	50	5,90	231	30	1,947	5	1,251	20	0,984
110	60	5,06	400	10	1,830	5	1,234	10	0,970
020	30	3,56	224	100	1,783	5	1,214	5	0,892
103	5	3,05	233	10	1,702	5	1,183	5	0,882
202	90	2,96	134;006	10	1,668	5	1,166	5	0,873
022	90	2,90	305;422	50	1,545	30	1,151	20	0,859
220	5	2,55	206;242	40	1,518	5	1,131	30	0,853
301	40	2,37	404	5	1,478	10	1,122	30	0,848
213	50	2,30	501;044	10	1,446	5	1,097	20	0,835
114;130	40	2,24		5	1,398	5	1,047	10	0,813
204;024	5	2,05		10	1,342	5	1,032	20	0,803
303;321	30	1,971		10	1,274	10	1,023		

* ASTM, 5—0733.

Л и т е р а т у р а

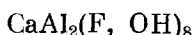
1. B ó g v a d R. Medd. Grønland, 1938, 119, Nr 7, 1.
2. F e r g u s o n R. B. Am. Min., 1949, 34, No 5—6, 395.
3. B r o s s e t C. Диссертация, по реферату Chem. Abstr., 1943, 37, 13.
4. B y s t r ö m A. Ark. kemi, min., geol., 1945, 18A, H. 6, N:o 24, 1.
5. B y s t r ö m A. Ark. kemi, min., geol., 1945, 18B, H. 4—5, N:o 10, 1.
6. P a b s t A. Am. Min., 1950, 35, No 3—4, 156.
7. P a u l y H. Am. Min., 1954, 39, No 7—8, 669.
8. Б е р е н т Я. К. Легкие металлы, 1935, № 6, 27.

СТРУКТУРА НЕ ВЫЯСНЕНА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в
Прозопит	$\text{CaAl}_2(\text{F},\text{OH})_8$	Монокл.	6,70	11,13	7,35	95°00'	2,89
Стенонит	$\text{Sr}_2\text{AlF}_5(\text{CO}_3)$	Монокл.	5,45	8,69	13,14	98 20	3,86
Бёггильдит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Al}_2\text{F}_9(\text{PO})_4$	Монокл.	5,24	10,48	18,52	107 21	3,66

			a_0	$b_0^{\text{м}}$	c_0	β	Уд. в.
Ярлит	$\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$	Монокл.	16,02	10,84	7,25	101 49	3,6
Томсенолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл.	5,58	5,51	16,13	96 27	2,98
Пахнолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл.	12,14	10,41	15,71	90 20	2,97
Флюоеллит	$\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_8(\text{PO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	11,42	21,18	8,54	—	2,13
Кридит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{F}_8(\text{OH})_2(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	13,91	8,58	10,00	94 24	2,74
Геарксутит	$\text{CaAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл.	—	—	—	—	2,7
Чухровит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{TR F}_{13}(\text{SO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Куб.	16,80	—	—	—	2,4

Прозопит Prosopite



Название от греч. прозопейон (прозопейон) — маска из-за обычного нахождения в виде псевдоморфоз, (Шеерер, 1853) [1].

Гидропрозопит — hydroprosopite (Смольянинов и Исаков, 1946), очевидно, смесь флюорита, галлуазита и гиббсита.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$.

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Z	М-ние	Автор
6,70	14,13	7,35	95°00'	0,602 : 1 : 0,660	4	Колорадо	Берман и Уулф (по Дана, 1951.)
6,68	14,19	7,38	94 56	0,597 : 1 : 0,660	4	Ивигтут	Фергусон [2]

Призмат. кл. C_{2h} — $2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,6030 : 1 : 0,6584$; $\beta = 94^\circ 52'$ (Пэлэч, по Дана, 1954).

Наиболее распространенные формы:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
$b\ 010$	0°00'	90°00'	—	0°00'
$m\ 110$	59 00	90 00	90°00'	59 00
$\mu\ 021$	3 42	52 50	4 52	37 24
$z\ 111$	60 52	53 31	49 45	66 57
$Z\ \bar{1}\bar{1}\bar{1}$	—56 55	61 22	—56 55	61 22
$t\ \bar{2}\bar{2}\bar{1}$	—57 59	68 04	—64 36	60 33
$y\ 131$	30 53	66 31	49 45	38 05

$mm\ (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 62^\circ 00'$	$zb(111) : (010) = 66^\circ 57'$	$tb(\bar{2}\bar{2}\bar{1}) : (010) = 60^\circ 32'$
$\mu\mu\ (021) : (0\bar{2}\bar{1}) = 105\ 41$	$y\bar{b}(131) : (010) = 38\ 05$	$zz(111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 46\ 06$
$\mu\bar{b}\ (021) : (010) = 37\ 19$	$Z\bar{b}(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) : (010) = 61\ 22$	$tt(\bar{2}\bar{2}\bar{1}) : (\bar{2}\bar{2}\bar{1}) = 58\ 55$

Менее обычные и недостоверные формы:

$x\ 130$	$h\ 011$	$i\ 073$	$j\ 041$	$k\ 051$	$l\ 061$	$X\ 773$
----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------

Рентгеновская установка и принятая здесь установка Пэлэча-Дана отличаются от ранее принимавшейся установки Деклуазо [3] ($a : b : c = 1,3188 : 1 : 0,5950$) взаимным перемещением осей a и c и уменьшением в два раза значения a Деклуазо. Формула перехода от установки Деклуазо к новой — Пэлэча-Дана: $001/010/1/200$. Сопоставление символов и буквенных обозначений главных форм:

Пэлэч-Дана	$b\ (010)$	$\mu\ (021)$	$m\ (110)$	$z\ (111)$	$t\ (\bar{2}\bar{2}\bar{1})$
Деклуазо	$b\ (010)$	$m\ (110)$	$o\ (011)$	$z\ (211)$	$t\ (\bar{1}\bar{1}\bar{1})$

(В справочнике Дана (1951) приведены ошибочные данные по φ и ρ для $t\ (\bar{2}\bar{2}\bar{1})$; буквы на чертеже кристалла из Колорадо не отвечают тексту; чертежи кристаллов приведены в старой установке Деклуазо).

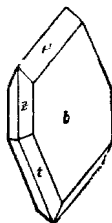
Облик кристаллам придают грани b, μ, t и z , реже — m ; обычны второстепенные формы Z и y . Кристаллы всегда таблитчатые или пластинчатые по $b\ (010)$ (фиг. 34), иногда удлинены по оси a и образуют радиальнолучистые сростки. Нередко на гранях $\mu(021)$ наблюдается слабая штриховка вдоль оси a ; на грани $y\ (131)$ — более грубая штриховка, параллельная ребру с $z\ (111)$.

Физ. Сп. по (111) совершенная (плоскости спайности пересекаются под углом 134°). Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Изл. неровный до раковистого. Уд. в. (вычисл. 2,895):

2,89 2,87 2,83 2,88

Альтенберг [4] Дагуэй [5] Ивигтут [6] Колородо [7]

Бесцветен до зеленоватого. В мелкозернистых агрегатах белый, серовато-белый, голубовато-сероватый; окислами и гидроокислами железа иногда окрашен в красно-бурый или грязно-желтый цвет. Черта белая. Черта блестящая. Бл. стеклянный, у мелкозернистых агрегатов тусклый до матового, а у измененного прозопита до жирного. Прозрачен до просвечивающего.



Фиг. 34. Кристаллы прозопита, Севт-Питерс-Дом (по Пэлэчу)

Бесцветный прозопит в ультрафиолетовых и катодных лучах не светится [8]. Прозопит из Альтенберга при раздавливании очень сильно светится золотистым цветом [9].

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010), $cNg = 35^\circ$ в остром углу β ; $Nm = = b$ [3], Np образует с плоскостью спайности (111) угол около 26° ; у кристаллов, удлинённых по оси a , удлинение (-), $aNp = 30^\circ$. $n_g = 1,540$, $n_m = 1,503$, $n_p = 1,501$; $n_g - n_p = 0,009$; $2V = 63^\circ$, дисперсия $r > v$ сильная (по Ларсену).

По Деклуазо [3]:

Свет	n_m	$2E$	$2V$
Красный	1,500	$104^\circ 14'$	$63^\circ 30'$
Желтый	1,502	102 50	62 45
Синий	1,506	96 24	59 20

Прозопит из Ивигтута [6] в шлифах обнаруживает очень тонкозернистое строение, но иногда встречаются более крупные зерна с волнистым погасанием, а также сферолиты с положительным удлинением волокон.

Хим. Теор. состав: Са — 16,84; Al — 22,66; F — 31,92; (ОН) — 28,58% (H_2O — 15,14; O — 13,44). Изоморфизм между F и (ОН), по-видимому, крайне ограничен или отсутствует, а наблюдаемые колебания в анализах, вероятно, вызваны неточностью определения F и H_2O .

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na	0,33	0,48	0,79	0,32	—
K	—	—	0,11	0,12	—
Cu	—	—	—	0,17	—
Mg	0,11	0,20	0,35	Сл.	—
Ca	16,19	16,92	16,84	17,55	16,85
Al	23,37	22,03	21,79	20,08	22,74
F	35,01	33,14	32,30	28,00	29,95
H_2O	12,41	13,54	—	14,24	16,12
O	12,58	13,69	—	12,91	14,34
Кварц	—	—	—	6,61	—

Сумма 100,00 100,00 — 100,00 100,00

1 — Альтенберг; анал. Брандл [10,11]; в пересчете ОН — 23,43; расчет на формулу показывает дефицит анионов — 3,18% (ОН) и избыток Al — 1,58%; по-видимому, содержит примесь накрита; 2 и 3 — Пайкс-Пик; анал. Хилебранд [7]; 2 — в пересчете ОН — 25,56; расчет показывает дефицит анионов — 1,59% (ОН); 3 — сферолитовые корочки, непрозрачен, окрашен окислами Fe; в пересчете (ОН) — 27,73; 4 — Дагуэй; анал. Хилебранд [5]; зеленоватые прозрачные кристаллы с примесью кварца; в пересчете (ОН) — 26,89; 5 — то же за вычетом примеси кварца и щелочных металлов; пересчет показывает примесь CaF_2 .

Диагн. псп. Не растворяется в HCl и HNO₃. Разлагается горячей H₂SO₄ и сплавлением с KHSO₄. При нагревании до 260° не происходит выделения воды [11].

П. п. тр. растрескивается, быстро белеет, становится непрозрачным, но не плавится, хотя при белом калении слегка округляются края острых осколков [4]. При нагревании в стеклянной трубке выделяет H₂O и SiF₄ [3].

Нахожд. Очень редок. Характерный поздний продукт гидротермального изменения криолита в пегматитах. Наблюдался также в флюорито-кварцевых прожилках неясного генезиса с гематитом и сидеритом, в оловоносных грейзенах и минеральных телах других типов.

В криолитсодержащем амазонитовом пегматите Ильменских гор на Урале [12] прозопит встречается в периферической части криолитового гнезда в виде очень тонких прожилков среди плотных, пористых и ячеистых агрегатов томсенолита, пахнолита и ральстонита, а также в трещинах кварца и микроклина. Пустоты в прозопите заполнены гипергенным геарксутитом.

В кварцево-полевошпатовых пегматитах с рибекитом и астрофиллитом Сент-Питерс-Дом (Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США) [7, 13] прозопит в виде пучков расходящихся бесцветных пластинчатых кристаллов длиной до 1 см заключен в плотных и пористых вторичных продуктах изменения криолита, среди которых преобладают пахнолит и веберит; в меньшем количестве присутствуют зеленоватый флюорит и более поздний тонкозернистый флюорит, окрашивающий агрегаты в фиолетовый цвет; микроскопически обнаруживаются томсенолит и ральстонит. Местами прозопит образует мономинеральные агрегаты небольших размеров. В пустотах агрегатов пахнолита нередко встречаются очень мелкие бесцветные пластинчатые кристаллы прозопита; их сферолитовые сростки обрастают лейсты астрофиллита, заключенные в рыхлом геарксутите. Реже наблюдаются тонкие прожилки прозопита, пересекающие выделения пахнолита, микроклина и кварца.

В криолитовом месторождении Ивигтут (Гренландия) [6] очень тонкозернистые агрегаты синевато-белого или сероватого прозопита изредка встречаются среди скоплений очень сходного по внешнему виду веберита в участках криолитового штока, обогащенных зеленой слюдкой, флюоритом, топазом и пиритом. В прозопите наблюдаются включения томсенолита и ральстонита, а крупные зерна томсенолита и ральстонита пойкилитически включают кристаллы прозопита. На стенках трещин в агрегатах прозопита наблюдались мелкие кристаллы томсенолита и ральстонита.

В Альтенберге (Саксония, ГДР) [4, 14] призматические уплощенные кристаллы прозопита длиной до 3 см на стенках трещин в кварцевом порфире и кварците покрыты зернистым и пластинчатым гематитом, зеленым флюоритом и иногда сидеритом. Прозопит большей частью целиком замещен накритом или накритом вместе с флюоритом с образованием псевдоморфоз. Очень редко встречаются псевдоморфозы крупнозернистого флюорита по прозопиту.

В Дагуэй в округе Туэле (шт. Юта, США) [5] бледно-зеленые кристаллы прозопита встречены вместе с кварцем, флюоритом и самородным серебром в трещинах сланцев и трахитов (?), содержащих вкрапленность шприта. Окраска вызвана примесью гипергенных минералов меди.

В Славкове (бывш. Шлаггенвальд, Чехословакия) [15, 16] в трещинах грейзена вместе с хлоритом, апатитом, кварцем, сидеритом и флюоритом встречены псевдоморфозы мясо-красного апатита и флюорита по кристаллам минерала, отнесенного Шерером к прозопиту. По форме кристаллов минерал сильно отличается от прозопита, хотя и имеет ту же симметрию.

Указание Петерда [17] на нахождение землистого прозопита в смеси с каолином и

турмалином на горе Бишоп в Тасмании недостоверно. Возможно, это смесь геаркситита с галлуазитом.

Указание Кратохвила [15] на нахождение прозопита в Циновпе (Цинвальде) и Горни Крупке (Граупен) в Чехословакии основано на неточной цитате статьи Шеерера [4], отметившего распространение псевдоморфоз каолина по различным минералам в этих месторождениях.

Изм. Известны многочисленные псевдоморфозы накрита и флюорита по прозопиту [2,4,14]. Отмечено замещение прозопита гипергенным халцедоном [13].

Отл. Тонкозернистые агрегаты прозопита макроскопически очень похожи на аналогичные агрегаты веберита, ярлита, пахнолита и томсенолита, но отличаются по относительно высоким показателям преломления. В крупных зернах и кристаллах прозопит отличается от веберита и ярлита по совершенной спайности и оптическим свойствам.

Межплоскостные расстояния прозопита из Альтенберга*
Cu-излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110	5	5,75	202	20	2,37	004	60	1,837		10	1,426
111	100	4,35	113	40	2,31	331	60	1,813		10	1,396
002	20	3,66	042	40	2,22		5	1,747		10	1,376
200	10	3,34	310	5	2,17		5	1,711		20	1,355
130	40	3,24	240; 311	60	2,13		10	1,668		10	1,327
022	50	3,07	241	5	2,08		10	1,646		20	1,286
131	5	3,03	241; 151	30	2,02		10	1,624		10	1,276
220	30	2,86	312	10	1,951		20	1,599		5	1,262
221	5	2,75	133; 330	50	1,913		30	1,571			
202	5	2,60					20	1,520			

* ASTM. 5—0307, на основе данных Фергусона.

Л и т е р а т у р а

1. Scheerer T. Ann. Phys. Chem., 1853, 90, 315.
2. Ferguson R. V. Am. Min., 1949, 34, No 5—6, 391.
3. Des Cloizeaux M. A. Nouvelles recherches Inst. impér. France, Mém., 1867 18, 190.
4. Scheerer T. Ann. Phys. Chem., 1867, 101, 361.
5. Hillebrand W. Am. J. Sci., 1899, 7, No 37, 53.
6. Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 72.
7. Cross W., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1883, 26, No 154, 278.
8. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 34.
9. Линденер Б. А. Изв. АН, СПб., 1910, 4, 1018.
10. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 487.
11. Brandl J. Sitzungsber. Akad. Wiss., München, 1882, 12, 126.
12. Степанов В. И., Молева В. А. Зап. Всес. мин. о-ва, 1962, 91, вып. 5, 574.
13. Landes K. K. Am. Min., 1935, 20, No 5, 324.
14. Gemitz F. E. N. Jb. Min., 1876, 492.
15. Kratochvil J. Topografická mineralogie Cech., 1957, 1, 243; там же, 1960, 3, 358.
16. Scheerer T. Ann. Phys. Chem., 1854, 92, 612.
17. Petterd W. F. Catalogue of the minerals of Tasmania, 1910, 140.

Стенонит Stenonite



Назван по имени датского кристаллографа 17-го века Н. Стенона (Стенсена). (Паули, 1962) [1].

Впервые был обнаружен и кратко охарактеризован Бёггильдом [2].

Синоп. Стенсенит — steensenite (Паули, 1960) [1].

Характ. выдел. Отдельные мелкие зерна до $10\ \mu$ в поперечнике, редко скопления до 3 см.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$; $a_0 = 5,447$; $b_0 = 8,688$; $c_0 = 13,14\ \text{Å}$; $\beta = 98^\circ 20'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,627 : 1 : 1,512$; $Z = 4$ [1].

Кристаллы не наблюдались. Измеренные углы между плоскостями спайности по данным Паули: $(120) : (120) = 100^\circ 45'$, $(120) : (001) = 102^\circ$, тогда как соответственные углы, вычисленные на основе параметров ячейки: $(120) : (120) = 102^\circ 16'$, $(120) : (001) = 84^\circ 47'$.

Физ. Сп. по (001) и по (120). Тв. 3. Ул. в. 3,86 (вычисл. 3,857). Цв. белый, бесцветный. Бл. стеклянный.

Мпкр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двусный (—). $Np = b$, $cNg = 32^\circ$. $n_g = 1,538$, $n_m = 1,527$, $n_p = 1,452$; $n_g - n_p = 0,086$; $2V = 43^\circ$.

Хим. Теор. состав: Sr — 49,06; Al — 7,55; CO_3 — 16,80; F 26,59. Состав стенонита с примесью около 3% ярлита (анал. Мортенсен): Na — 0,58; Ca — 0,01; Ba — 1,09; Sr — 47,08; Al — 7,73; CO_3 — 16,00; F — 27,13; сумма 99,62. H_2O не определялась. Спектральным анализом отмечено присутствие Si, Mg, Fe, K; не обнаружены TR, Ga, Ge, In, Pb, Sn, Zr.

Находк. Наблюдается в тесной ассоциации с ярлитом на криолитовом месторождении Ивигтут в Гренландии. Ярлит и стенонит слагают зону между криолитом с одной стороны и скоплениями флюорита и веберита, с другой.

Отл. Характерно очень высокое двупреломление, как у карбонатов (в связи с отсутствием данных по растворимости стенонита, признаки отличия от карбонатов не ясны).

Межплоскостные расстояния стенонита из Ивигтута [1]

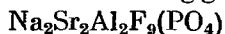
СоК α -излучение, $D = 190\ \text{мм}$

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	3,65	5	2,200	2	1,6873	1	1,2724
8	3,38	8	2,161	2	1,6746	4	1,2595
3	3,24	5	2,136	5	1,6614	1	1,2455
3	3,15	1	2,002	1	1,5934	1	1,2162
3	3,12	1	1,969	1	1,5707	2	1,2053
3	3,06	6	1,922	1	1,5297	2	1,1997
2	2,98	3	1,9064	1	1,4464	1	1,1739
2	2,87	5	1,8648	2	1,4136	3	1,1516
2	2,685	3	1,8383	5	1,3972	1	1,1267
2	2,625	2	1,8269	1	1,3779	1	1,1218
1	2,533	1	1,8022	8	1,3570	2	1,0684
2	2,485	5	1,7847	1	1,3424	3	1,0591
1	2,456		1,7541	2	1,3253	2	1,0490
2	2,428		1,2397	6	1,2960	3	1,0395
5	2,238	3	1,7040	1	1,2802	3	1,0359

Л и т е р а т у р а

1. Pauly H. Meddelels. Grønland, 1962, 169, Nr. 9, 1.
2. Bøggild O. B. Meddelels. Grønland, 1953, 149, Nr. 3, 164.

Бёггильдит Bøggildite



Назван по имени датского минералога О. Бёггильда (Бёгвад, 1951) [1].

Характ. выдел. Агрегат столбчатых розовых кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 5,24$; $b_0 = 10,48$;

$c_0 = 18,52 \text{ \AA}$; $\beta = 107^\circ 21'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,500 : 1 : 1,767$; $Z = 4$ (Мёлер, 1956 [2]).

Слабые дополнительные линии на рентгенограммах обусловлены наличием сверхструктуры или двойникования вокруг оси [121] (дв. пл. 121).

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$.

Наблюдались лишь формы (012) и (0kl). Для $Y(012) \varphi = 19^\circ 29'$, $\rho = 43^\circ 08'$; (012) : (012) = $80^\circ 16'$.

Кристаллы призматические, удлинены вдоль оси a (до 12 мкм длиною). На гранях (012) развита штриховка, параллельная удлинению.

Дв. по (001) установлены в шлифах.

Физ. [3]. Чёткой спайности не наблюдалось; при измельчении дает параллелепипедовидные осколки, указывающие, как и наблюдения в шлифах, на несовершенную спайность по двум направлениям. Изл. ровный. Тв. 4—5 (вдоль удлинения кристаллов несколько меньше, чем в поперечном направлении). Уд. в. 3,66 [1]. Цв. розовый.

Микр. [3]. П. микр. бесцветен; в толстых шлифах розоватый, не плеохроирует. Двуосный (+). $Ng = b$, $aNp = 36^\circ$. $n_g = 1,469$, $n_m = 1,466$, $n_p = 1,462$; $n_g - n_p = 0,007$; $2V = 78-80^\circ$; дисперсия осей слабая.

Содержит многочисленные жидкие, газовой-жидкие и мельчайшие игольчатые твердые включения.

Хим. Теор. состав: Na — 8,89; Sr — 33,89; Al — 10,44; P_2O_5 — 13,72; F — 33,06.

Анализ минерала [4]: Li — сл.; Na — 8,60; K — 0,15; Mg — 0,18; Ca — 0,20; Ba — 0,35; Sr — 31,89; Mn — сл.; Al — 10,04; Fe — 0,06; PO_4 — 17,63; F — 31,70; сумма — 100,80; Zn, Ce, Cl, H_2O не обнаружены (PO_4 в пересчете на P_2O_5 — 13,17).

Диагн. исп. При нагревании в трубочке на бунзеновской горелке минерал плавится и образуется небольшой белый налет.

Наход. В криолитовом месторождении Ивигтут в Гренландии обнаружен в отвалах в нескольких образцах околорудного грейзена в виде скопленений в серицитовом агрегате, содержащем флюорит, немного кварца, пирита, сфалерита и циркона [3].

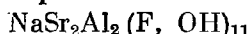
Межплоскостные расстояния беггелита [2]

Сг-излучение											
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
002	2	8,82	024	3	3,38	016	3	2,83	043	2	2,393
012	3	6,74	015	2	3,35	114	3	2,81	211	3	2,322
020	5	5,24	$12\bar{4}$	10	3,16	034	6	2,74	$22\bar{4}$	6	2,275
$11\bar{2}$	2	4,55	122	8	3,12	202; 040	8	2,62	144; 106	6	2,260
022	2	4,48	106; 006	2	2,95	026	6	2,568	220	3	2,257
$10\bar{4}$	7	3,95	104	2	2,91	117	2	2,511	136; 044	5	2,256
102	8	3,88	$13\bar{2}$	6	2,87	115	2	2,477	118; 134	3	2,244
122	3	3,63	130	6	2,86	210	2	2,428			
120	3	3,62	116	3	2,84	133	2	2,417			

Л и т е р а т у р а

1. B ø g g v a d R. Medd. Dansk geol. för., 1951, 12, 109.
2. M ø l l e r C. K. Medd. Grønland, 1956, 137, Nr 6, 3.
3. P a u l y H. Medd. Grønland, 1956, 137, Nr 6, 7.
4. N i e l s e n A. H. Acta chem. scand., 1954, 8, No 1, 136.

Ярлит Jarlite



Назван по имени датского промышленника К. Ярла, впервые обнаружившего агрегаты, содержащие ярлит (Бёгвад, 1933) [1].

Синон. Метаярлит — meta-jarlite (Бёгвад, 1933) [1] не вполне чистый ярлит (Фергусон, 1949) [2].

Характ. выдел. Небольшие пучки мелких бесцветных веерообразно-расходящихся удлинённых таблитчатых кристаллов или сферолиты, образующие ячеистые массы. Округлые голубовато-серые или белые фарфоровидные агрегаты, иногда обнаруживающие слабо выраженное веерообразное строение.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$, C_2^3 — $C2$ или C_s^3 — Cm ; $a_0 = 16,02$; $b_0 = 10,84$; $c_0 = 7,25$ Å; $\beta = 101^\circ 49'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,478 : 1 : 0,669$ (Фергусон) [2]. Очень близкие результаты получил Бросэ (1942) [3]: $a_0 = 15,99$; $b_0 = 10,89$; $c_0 = 7,25$ Å; $\beta = 101^\circ 48'$; $Z = 6$ (при вышеуказанной формуле Бёгвада) [4].

Класс не установлен. $a : b : c = 1,478 : 1 : 0,669$; $\beta = 101^\circ 49'$ (по рентгеновским данным Фергусона).

Формы (на основе измерений Бёгвада, в установке Фергусона):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	90°00'	11°49'	11°49'	90°00'
b 010	0 00	90 00	—	0 00
w 021	8 53	53 34	11 49	37 22
r 201	90 00	48 36	48 36	90 00
D $\bar{4}$ 01	—90 00	58 37	—58 37	90 00

$$Dc(\bar{4}01) : (001) = 70^\circ 26' \quad wc(021) : (001) = 52^\circ 38' \quad rc(201) : (001) = 36^\circ 47'$$

По Бёгваду, $a : b : c = 1,46 : 1 : 2,58$; $\beta = 110^\circ 40'$; Фергусон принял иную установку. Соотношение символов граней и буквенных их обозначений в разных установках:

Фергусон	$b(010)$	$c(001)$	$w(021)$	$r(201)$	$D(\bar{4}01)$
Бёгвад	$b(010)$	$a(100)$	$m(110)$	$r(\bar{1}01)$	$c(001)$

Углы, вычисленные на основе рентгеновских данных, не вполне отвечают углам, измеренным Бёгвадом, что, по-видимому, объясняется очень плохим качеством измеренных Бёгвадом кристаллов.

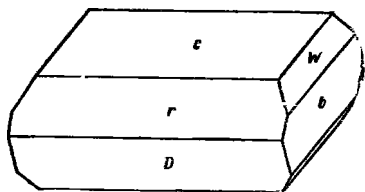
Кристаллы таблитчаты по $c(001)$ (фиг. 35) в различной степени удлинены по оси b , обычно несовершенные, изогнутые.

Физ. Сп. не обнаружена. Изл. неровный до ровного. Тв. $3-4\frac{1}{2}$; на кристаллах твердость не определялась. Уд. в. 3,59 и 3,61 (по Фергусону) (вычисл. 3,65 при формуле $\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$ и 3,62 при формуле $\text{NaSr}_3\text{Al}_3\text{F}_{15}(\text{OH})$).

Уд. веса, определенные Бёгвадом в жидкости Клеричи, по-видимому, сильно завышены: 3,93 (анализ 1); 3,78 (анализ 2) [1] и 3,87 [2].

Кристаллы прозрачны и бесцветны или окрашены лимонитом в желтый и буроватый цвет. Агрегаты «метаярлита» голубовато-серые до белых, просвечивают в краях. Вл. стеклянный, до матового.

Микр. [2]. Бесцветен. Двуосный отрицательный (большая часть кристаллов) или положительный. Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, острая биссектриса образует угол $16-20^\circ$ с нормалью к c (001), $4-8^\circ$ с осью c . Точное



Фиг. 35. Кристалл ярлита, Ивигтут (кристалл Бёгвада, перечерчен в установке Фергусона)

определение оптической ориентировки и $2V$ затрудняется вследствие сильно выраженного волнистого погасания кристаллов. Для Na света:

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_m$	Автор
1,435	1,432—1,433	1,427	0,008	Бёгвад [1]
1,437	1,435	1,430	0,007	Фергусон [2]
1,434	1,431	1,429	0,005	« «метаярлит»

$2V = 90^\circ \pm 10^\circ$.

В шлифах [1] характерны неравномернозернистые агрегаты, сложенные веерообразными пучками удлинённых зерен, часто изогнутых. Зерна содержат большое количество газовых включений, вытянутых цепочками по трем направлениям, не совпадающим с видимыми ограничениями кристаллов. Иногда агрегаты очень мелкозернисты.

Хим. Формула $\text{NaSr}_2\text{Al}_3(\text{F}, \text{OH})_{16}$, приводимая в справочниках и выведенная на основе, по-видимому, недостаточно точных анализов Бликса, недостоверна. Бёгвад [4], на основе данных нового тщательно сделанного неопубликованного анализа Нильсена, предложил формулу — $\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$.

Анализы:

	Li	Na	Mg	Ca	Sr	Ba	Al	Fe	F	H ₂ O ₊	H ₂ O ₋	Сумма
1.	0,08	3,23	0,90	0,55	35,60	0,99	12,16	0,17	43,23	2,91	0,08	99,90
2.	0,04	3,54	1,38	3,20	28,70	2,25	12,49	0,31	45,50	2,14	0,08	99,63

1—Ивигтут; анал. Бликс [1]; 2—«метаярлит»; Ивигтут; анал. Бликс [1].

Диагн. исп. Растворяется в растворе AlCl_3 при нагревании.

П. п. тр. легко плавится со вскипанием; после нагревания дает щелочную реакцию.

Нахожд. [1]. Известен только в криолитовом месторождении Ивигтут в Гренландии. Обнаружен в периферической зоне криолитового штока в жидлоподобных столбчатых агрегатах барита, черного криолита, фиолетового флюорита вместе с мелкозернистым мусковитом, томсенолитом и бёггилдитом в виде мелких сферолитов и сростков кристаллов, также в виде ячеистых агрегатов, сохранивших элементы структуры замещенного барита (ярлит). В криолитовом штоке среди крупнозернистых выделений хиолита, по-видимому, замещенного в различное время агрегатами веберита, флюорита, пирита, мелкоферолитового топаза и зеленого мусковита, встречены крупные скопления фарфоровидных агрегатов ярлита («метаярлит»), который замещал хиолит и криолит и замещался поздним криолитом. Ярлит часто образует псевдоморфозы по пластинчатому Sr-содержащему бариту.

Искусств. Синтетические алюмофториды Sr и Na получены Нёльнером (1881) [5] и Нильсеном (1937) [6] путем длительной обработки порошка криолита водным раствором солей стронция при 100° и 180° . Принадлежность их к ярлиту не установлена.

Отл. Макроскопически зернистый ярлит неотличим от встречающегося с ним вместе в аналогичных агрегатах веберита. В шлифах ярлит отличается от веберита значительно более высоким двупреломлением и отсутствием спайности.

Л и т е р а т у р а

1. Bøgvad P. Medd. Grønland, 1933, 92, Nr 8, 3.
2. Ferguson R. V. Am. Min., 1949, 34, No 5—6, 386.
3. Grosset C. Диссертация, по реферату Chem. Abstr., 1943, 37, 13.
4. Bøgvad R. Medd. Dansk. geol. fdr., 1951, 12, H. 1, 109.
5. Noellner A. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1881, 33, 139.
6. Nielsen A. H. Zs. anorg. allgem. Chem., 1937, 232, H. 2, 157.

Межплоскостные расстояния ярлита из Ивигтута [2]

CuK _α -излучение											
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
201	1	5,93	621; 530	3	2,36	6	1,812	1/2	1,299		
021	1/2	4,34	030; 113			2	1,782		1/2	1,269	
400	1/2	3,94	403; 440	3	2,23	1	1,702	1	1,210		
311	4	3,62	113	3	2,21	2	1,591	1	1,178		
112	4	3,44	023; 332	7	2,15	1/2	1,566	1/2	1,079		
420; 401	9	3,18	622; 203			2	1,508	1/2	1,054		
312; 421	6	3,10	423; 523	1/2	2,06	1	1,475	1/2	0,999		
202; 511; 022	10	2,97	801; 223	4	1,992	1/2	1,435				
331	1/2	2,86	442			1/2	1,398				
421; 040	1/2	2,71	313; 603	2	1,967	1/2	1,378				
601; 222	1/2	2,63	403	1	1,864	2	1,332				

Томсенолит Thomsenolite



Назван по имени датского химика Ю. Томсена — основателя гренландской криолитовой промышленности, впервые нашедшего минерал (Дана, 1868).

Характ. выдел. Кристаллы (частью скелетные), ступенчатые параллельные сростки кристаллов (фиг. 36), пористые и ячеистые гомоосевые псевдоморфозы по криолиту, зернистые, иногда сталактитовые и почковидные, агрегаты.

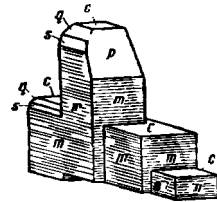
Структ. и морф крист. Монокл. с. C_{2h}⁵ — P2₁/c; a₀ = 5,58; b₀ = 5,51; c₀ = 16,13 Å; β = 96°27'; a₀ : b₀ : c₀ = 1,013 : 1 : 2,927; Z = 4; (Фергусон, 1946) [1]. Диморфен с пахнолитом.

Призмат. кл. C_{2h} — 2/m(L₂PC); a : b : c = 1,013 : 1 : 2,927; β = 96°27' (по Фергусону).

Формы [1,2,3]:

c 001	90°00'	6°27'	p 111	45°55'	76°38'
m 110	44 49	90 00	q 113	—41 17	52°24
t 103	—90 00	40 35	r 223	—43 06	69°29
x 102	—90 00	53 18	s 111	—43 41	76 07

mm (110) : (110) = 90°21'	qc (113) : (001) = 56°48'	pm (111) : (110) = 13°25'
mc (110) : (001) = 85 12	rc (223) : (001) = 73 57	qm (113) : (110) = 37 36
pc (111) : (001) = 72 03	sc (111) : (001) = 80 37	rm (223) : (110) = 20 35



Фиг. 36. Сросток кристаллов томсенолита, Ивигтут (по Креннеру)

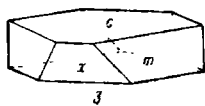
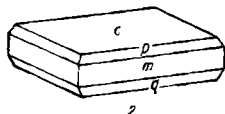
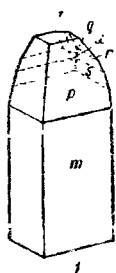
Недостоверны отмечавшиеся Норденшельдом и Деклуазо [2] формы, символы которых в установке Фергусона следующие: (401), (401), (443), (221), (883), (12.12.1), (10. 10. 27), (779), (889), (10. 10. 9), (443), (221), (441), (661), (881).

Ранее применявшаяся морфологическая установка Норденшельда, которой до 1946 года придерживались все авторы, отличается от установки Фергусона в 3 раза меньшим значением c; формула перехода от символов прежних авторов к символам по Фергусону: 100/010/003.

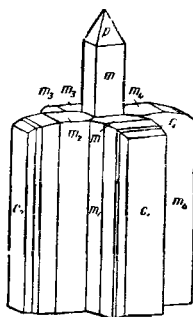
Сходимость измерений разных авторов не вполне удовлетворительная, что, очевидно, объясняется плохим качеством кристаллов.

Кристаллы разного облика: короткостолбчатые, имеющие псевдокубический облик; реже призматического развития остроконечные, напоминающие кристаллы пахнолита (фиг. 36, 37,1), также таблитчатые по (001) (фиг. 37,2 и 3). На гранях (110) развита горизонтальная штриховка.

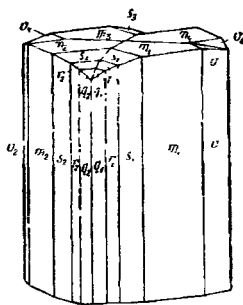
Образует два типа ориентированных сростаний с пахнолитом [3, 1]: 1) кристаллы томсенолита нарастают на призматические кристаллы пахнолита при параллельной ориентировке граней c (001) и ребра cs (001):



Фиг. 37. Кристаллы томсенолита: 1 — Ивигтут (кристаллы Креннера перечерчен в установке Фергусона); 2 — Ильменские горы (по Бёггильду); 3 — Ивигтут (по Гордону)

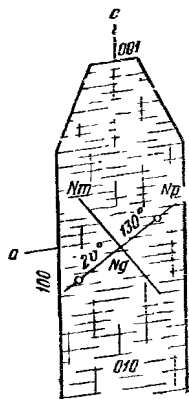


Фиг. 38. Ориентированное нарастание кристаллов томсенолита на кристаллы пахнолита, Ивигтут (по Бёггильду)



Фиг. 39. Ориентированное обрастание кристалла пахнолита (не виден) кристаллами томсенолита, Ивигтут (по Бёггильду)

1 ($\bar{1}11$) томсенолита, соответственно, граням m (110) и оси c пахнолита (фиг. 38); 2) кристаллы томсенолита обрастают кристалл пахнолита и скрывают его; грани призмы томсенолита расположены параллельно граням призмы пахнолита, ребро ms томсенолита параллельно оси c пахнолита (фиг. 39). В обоих случаях грани q, r, s томсенолита располагаются на стороне острого угла призмы пахнолита.



Фиг. 40. Оптическая ориентировка томсенолита

Физ. Сп. по (001) совершенная, по (110) очень слабая. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$ — 3. Уд. в. 2,979—2,982 (вычисл. 2,99). Бесцветен, белый, часто окрашен окислами железа в желтоватый, буроватый и иногда в розовый цвет. Бл. стеклянный, на плоскости спайности (001) перламутровый. Прозрачен до просвечивающего.

В катодных и ультрафиолетовых лучах не светится [4].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (010) (фиг. 40), $N_g = b$, $cN_p = 52^\circ 22'$ в остром углу β (по Креннеру); $2V$ около 50° [3, 5]; дисперсия $r < v$ слабая. $n_g = 1,4150$, $n_m = 1,4136$; $n_p = 1,4072$; $n_g - n_p = 0,0078$ (Na) [3].

Хим. Теор. состав: Na — 10,36; Ca — 18,05; Al — 12,14; F — 51,34; H_2O — 8,11 (состав томсенолита и пахнолита одинаков). Незначительная часть F может быть замещена (OH).

Анализы:

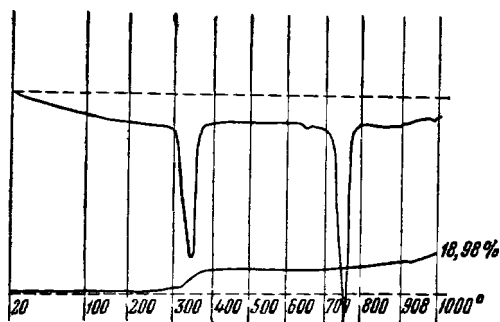
	1	2	3	4
Na	7,15	10,10	10,02	10,43
Mg	—	—	0,39	—
Ca	14,51	16,79	17,22	17,22
Al	14,27	13,74	13,04	13,26
F	50,08	50,37	50,65	50,61
H_2O	9,70	9,00	8,48	8,42
SiO_2	2,00	—	—	—
Сумма	97,71	100,00	99,80	99,94
Уд. в.	2,75 (?)	2,937	—	—

1—4 Ивигтут: 1 — анал. Хагеман [6]; 2 — анал. Кёниг [7]; 3 и 4 — анал. Бранда [8]; 3 — кристаллы кубического облика; 4 — кристаллы призматического облика.

Диагн. исп. Растворяется в растворе $AlCl_3$. Растертый в порошок легко разлагается H_2SO_4 .

П. п. тр. легко сплавляется в прозрачное стекло. В пламени свечи сильно растрескивается. В закр. тр. при нагревании выделяет воду, разъедающую стекло, затем образуется белый возгон.

Повед. при нагр. Кривая нагревания (фиг. 41) характеризуется двумя четко выраженными эндотермическими эффектами: около 350° и около 750° (плавление).



Фиг. 41. Кривые нагревания и потери веса томсенолита, Ивигтут (по новым данным Цветкова)

Находк. Очень редок. Как аксессуарный минерал установлен в некоторых криолитсодержащих щелочных гранитах. Встречается в криолитсодержащих пегматитах в ассоциации с ральстонитом, пахнолитом, местами с прозопитом, флюоритом. Образование вторичное в результате гидротермального изменения криолита и хиолита.

В Ильменских горах (Челябинская обл.) встречен в гнезде алюмофторидов в центральной части амазонитового пегматита. Наблюдается преимущественно у контакта и по трещинкам в пегматите. Образует зернистые агрегаты, скелетные ступенчатые кристаллы и правильные таблитчатые кристаллы величиной до 4 мм (фиг. 37,2). Прожилки томсенолита с резко подчиненным количеством ральстонита и прозопита пересекают более ранние выделения криолита, криолитнонита и хиолита; томсенолит замещал эти минералы.

В Ивигтуте (Юго-Западная Гренландия) [3] в штоке криолита среди микроклино-кварцевого пегматита в ассоциации с пахнолитом, ральстонитом и прозопитом наблюдается в виде ступенчатых сростков кристаллов величиной до 5 мм и зернистых агрегатов, иногда в смеси с ральстонитом и лимонитом (хагеманнит), реже образует корочки на кристаллах криолита, а также сталактитовые и агатовидные агрегаты с перемежающимися различно окрашенными слоями (от 0,5 до 4 мм) флюорита и томсенолита [9]. Томсенолит с подчиненным количеством сопутствующих минералов замещал криолит. На томсенолит нарастают пахнолит и ральстонит. Встречаются ориентированные сростания томсенолита с пахнолитом.

В Сент-Питерс-Дом (Пайкс-Пик, шт. Колорадо, США) [10] томсенолит встречен в микроклино-кварцевых пегматитах щелочных гранитов среди ячеистых агрегатов пахнолита по криолиту. Наблюдается в виде очень мелких призматических кристаллов, нарастающих на кристаллы пахнолита и покрытых в свою очередь мелкими кристаллами прозопита.

В Эрзинском гранитном массиве (Восточная Тува) томсенолит вместе с криолитом является обычным аксессуарным минералом в альбито-рибеки-

товых метасоматических породах (по данным В. С. Кудрина). Аналогична акцессорная вкрапленность в альбито-рибекитовых метасоматитах Верхнего Эсне (Тарбагатай, Каз. ССР) (по данным В. И. Степанова). В Северной Нигерии на плато Джос [12] акцессорная вкрапленность томсенолита обнаруживается в массиве альбито-рибекитовых гранитов вместе с топазом, криолитом и пироксеном.

Недостаточно указание на находку томсенолита в микроклинокварцевом пегматите Таюкамайяма (провинция Оми, Япония) [10] — минерал определен по облику кристаллов.

Искусств. [13]. При длительной обработке порошка криолита раствором CaCl_2 было получено вещество, по составу отвечающее томсенолиту и пахнолиту.

Отл. В игольчатых кристаллах томсенолит сходен с пахнолитом, но отличается совершенной спайностью по (001). Тонкозернистые и фарфоровидные агрегаты похожи на агрегаты веберита, пахнолита, прозонита и ярлита, но томсенолит легко отличается по оптическим свойствам и наличию спайности.

Межплоскостные расстояния томсенолита из Пивгута *

Cu-излучение, Ni-фильтр											
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	
002	5	8,19	211; 210; 120	5	2,47	223; 018	10	1,883	5	1,540	
004	100	4,02	204	5	2,40	206; 108	5	1,823	5	1,513	
104; 112	10	3,43	106; 116; 123	10	2,29		30	1,761	5	1,450	
113	10	3,28	204; 213; 124	20	2,16		10	1,714	10	1,385	
113	5	3,04	025	5	2,09		10	1,679	10	1,340	
114	50	2,92	008	80	1,996		20	1,640	10	1,292	
200	10	2,78	221; 108; 220	90	1,963		5	1,606	10	1,245	
114	5	2,70									

* ASTM, 5—0343.

Л и т е р а т у р а

1. Ferguson R. B. Trans. Roy. Soc. Canada, 1946, 40, Ser. 3, Sect. 4, 11.
2. Websky M. N. Jb. Min., 1867, 810 (описаны кристаллы томсенолита, ошибочно принятого за криолит): Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., 1874, 2, No 4, 84; Des Cloizeaux A. Bull. Soc. fr. min., 1882, 5, No 9, 314; Krenner J. A. Math. naturwiss. Ber. aus Ungarn, 1883, 1, 162; Gordon S. G. Notulae naturae Acad. nation. sci. Philadelphia, 1939, No 11, 1.
3. Böggild O. B. Zs. Krist., 1913, 51, 601.
4. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 35.
5. Падуров Н. Зап. Мин. о-ва, 1925, 54, вып. 2, 209.
6. Nagemann G. Am. J. Sci., 1866, 42, 93.
7. Koenig G. A. Proc. Acad. Nation. Sci., Philadelphia, 1876, 28, 42.
8. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 470; Brandl G. Sitzungsber. Akad. Wiss., München, 1882, 12, H. 1, 120.
9. Böggild O. B. Medd. Grönland, 1953, 149, Nr 3, 96.
10. Cross W., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1883, 26, No 154, 276.
11. Jimbo K. J. College Sci. Imper. Univ., Tokyo, 1899, 11, 234.
12. Jacobson R. R. E., McLead W. N. Mem. Geol. Soc. London, 1958, No 1, 1.
13. Lemberg J. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1876, 28, 620; Noellner A. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1881, 33, 139.

Пахнолит Pachnolite



Назван от греч. $\rho\alpha\chi\nu\eta$ (пахне) — иней и $\lambda\iota\tau\omicron\varsigma$ (литос) — камень, по внешнему виду некоторых выделений (Кноп, 1863).

Синон. Пироконит — rugosonite (Вёлер, 1875).

Характ. выдел. Тонкозернистые агрегаты, массивные и ячеистые халцедоновидные натечные образования, друзы кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$ или C_s^4 — Cc . $a_0 = 12,14$, $b_0 = 10,41$, $c_0 = 15,71 \text{ \AA}$; $\beta = 90^\circ 20'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,166 : 1 : 1,509$. $Z = 16$ (Фергусон, 1946 [1]). Диморфен с томсенолитом.

По-видимому, призмат. кл. C_{2h} — $2/m$ (L_2PC); $a : b : c = 1,1665 : 1 : 1,5092$; $\beta = 90^\circ 20'$ (по Фергусону).

Формы [1, 2]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ 00'$	$0^\circ 20'$	q 221	$40^\circ 40'$	$75^\circ 54'$
m 110	$40^\circ 36'$	$90^\circ 00'$	e 311	$68^\circ 47'$	$76^\circ 31'$
p 111	$40^\circ 44'$	$63^\circ 20'$	v 331	$40^\circ 39'$	$80^\circ 29'$
s 554	$40^\circ 42'$	$68^\circ 06'$	x 551	$40^\circ 38'$	$84^\circ 15'$
t 553	$40^\circ 41'$	$73^\circ 13'$	r 111	$-40^\circ 29'$	$63^\circ 15'$
mm (110) : (110) = $98^\circ 48'$			pp (111) : (111) = $85^\circ 15'$		

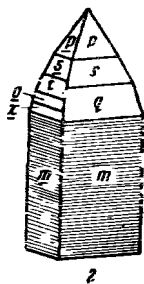
Недостовверны формы (101) и (011).

Чаще всего развиты грани m и p .

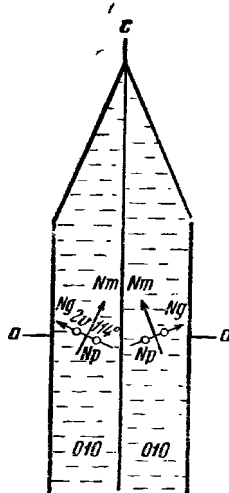
Кристаллы псевдоромбического развития, удлинены по оси c , столбчатые до игольчатых. Почти без исключения являются двойниками по (100), часто с почти равномерным развитием обоих индивидов (фиг. 42, 43); в двойниках pp (111) : (111) = $71^\circ 21'$. На гранях (110) развита горизонтальная штриховка, головки кристаллов нередко имеют ступенчатое развитие, обусловленное неоднократным чередованием различных граней (hhl).



Фиг. 42. Двойник пахнолита, Ивигтут (по Креннеру)



Фиг. 43. Двойник пахнолита, Ивигтут (по Креннеру)



Фиг. 44. Оптическая ориентировка в двойнике пахнолита

Отмечено ориентированное нарастание кристаллов томсенолита на кристаллы пахнолита (стр. 88, фиг. 38), также полное обрастание кристаллов пахнолита кристаллами томсенолита (стр. 88, фиг. 39) [1, 3].

Физ. Сп. по (001) неясная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 3. Уд. в. 2,92—3,00 (вычисл. 2,97). Бесцветен до белого, иногда буроватый и желтый от примесей. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Двухосный (+). Пл. опт. осей \perp (010) (фиг. 44), $cNg = 68^\circ$ в тупом углу β , $Np = b$ [2,3,4].

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Автор
1,418	(1,411)	1,407	0,011	—	Ландес [5]
1,420	1,413	1,411	0,007	76°	Ларсен
—	—	1,4119	—	$66 \pm 2^\circ$	Бётгильд [3]

По Гроту [2] и Падурову [4] $2V$ около 68° ; дисперсия слабая $r < v$. Характерно двойниковое строение, часты полисинтетические двойники, иногда решетчатые [5].

Хим. Теор. состав, как у томсенолита: Na — 10,36; Ca — 18,05; Al — 12,14; F — 51,34; H₂O — 8,11.

Анализы:

	1	2	3	4
Na	10,23	7,35	12,04	10,23
Ca	18,14	17,07	17,44	18,06
Al	12,50	13,16	10,37	12,14
F	51,54	51,94	51,15	51,33
H ₂ O	8,19	9,40	8,63	8,10
Сумма	100,60	98,92	99,63	99,86
Уд. в.	3,008	—	—	2,965

1—3 Ивигтут: 1 — кристаллы; анал. Кёниг [6]; 2 — сталактиты; анал. Кёниг [6]; 3 — кристаллы; анал. Хагеман [7].
4 — Пайкс-Пик; анал. Хилебранд [8].

Диагн. исп. В H₂SO₄ легко растворяется.

П. п. тр. легко плавится. При нагревании в закр. тр. сильно растрескивается, выделяет кислую воду, разъедает стекло с образованием студенистого кремнезема.

Нахожд. Очень редок. Встречен в криолитсодержащих пегматитах как продукт гидротермального изменения криолита. Ассоциируется с другими вторичными алюмофторидами.

В Ивигтуте (Гренландия) [2, 3, 9] в штоке криолита среди микроклинового пегматита ассоциируется с томсенолитом, прозопитом и ральстонитом, образующими неправильные ячеистые скопления на месте выделений криолита и прожилки в криолитовых агрегатах. Встречается в виде хорошо образованных кристаллов (до 15×3 мм) всегда с томсенолитом, часто на его выделениях; иногда в ориентированных срастаниях с томсенолитом, также в виде сталактитовых халцедоновидных агрегатов на криолите, кварце, сидерите и других минералах (длина сталактитов до 2 см).

В Пайкс-Пик в округе Эль-Пасо (шт. Колорадо, США) [5, 10] встречен в микроклино-кварцевом криолитсодержащем пегматите, в котором после кварца и полевого шпата является наиболее распространенным минералом. Замещал криолит, особенно интенсивно на его контакте с полевым шпатом. Наблюдается в виде мелких (до 2 мм) хорошо образованных кристаллов на стенках ячеистых агрегатов по криолиту (кристаллы располагаются в основном под прямым углом к стенкам); также в виде зернистых агрегатов, состоящих из сросшихся индивидов пахнолита; иногда встречаются компактные грубозернистые скопления. В подчиненном количестве присутствует более поздний томсенолит, наросший на пахнолит.

Изм. [5]. В процессе гипергенного изменения переходит частично в глинистое вещество.

Искусств. [11, 12] Вещество, сходное по составу с пахнолитом (и с томсенолитом), было получено при взаимодействии криолита и раствора CaCl₂.

Отл. От сходных по облику кристаллов томсенолита отличается отсутствием совершенной спайности.

Межплоскостные расстояния пахнолита из Ивгитута *

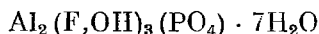
Cu-излучение, Ni-фильтр					
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
004	100	3,95	$\bar{1}\bar{5}3; 153$	5	1,916
$\bar{1}31; 131$	10	3,26	$\bar{5}33; \bar{3}36; 533;$ $\bar{4}26; 336; 426$	10	1,858
400	20	3,02	$\bar{2}28; 228$	10	1,754
$\bar{1}15; 115$	10	2,92	$\bar{6}24; 047;$	10	1,696
$\bar{2}24; 224$	70	2,79	$624; 062$		
$\bar{3}15; 206; 404;$				5	1,679
$315; 206; 404$	10	2,40		5	1,640
$\bar{3}33; 333; \bar{4}23;$				5	1,569
$\bar{5}11; 423; 026;$	5	2,34		5	1,571
511				5	1,540
$\bar{2}42; 242$	10	2,27		5	1,511
$044; \bar{1}17; \bar{5}13;$				10	1,485
$117; 513$	50	2,16		5	1,423
$440; \bar{5}31;$	90	1,971		10	1,394
$531; 008$					

* ASTM, 5-0356.

Л и т е р а т у р а

1. Ferguson R. B. Trans. Roy. Soc. Canada, 1946, 40, Ser. 3, Sect. 4, 17.
2. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 457.
3. Böggild O. B. Zs. Krist., 1913, 51, 601 и 614.
4. Падуров Н. Зап. Мин. о-ва, 1925, 54, вып. 2, 209.
5. Landes K. K. Am. Min., 1935, 20, No 5, 319.
6. Koenig G. A. Proc. Acad. Nation., Sci. Philadelphia, 1876, 42.
7. Hagemann G. Am. J. Sci., 1886, 41, 119.
8. Cross W., Hillebrand W. F. U. S. Geol. Surv.. Bull. 1885, No 20, 49
9. Böggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 91.
10. Cross W., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1883, 26, No 154, 276.
11. Lemberg J. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1876, 28, 620.
12. Noellner A. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1881, 33, 139.

Флюеллит Fluellite



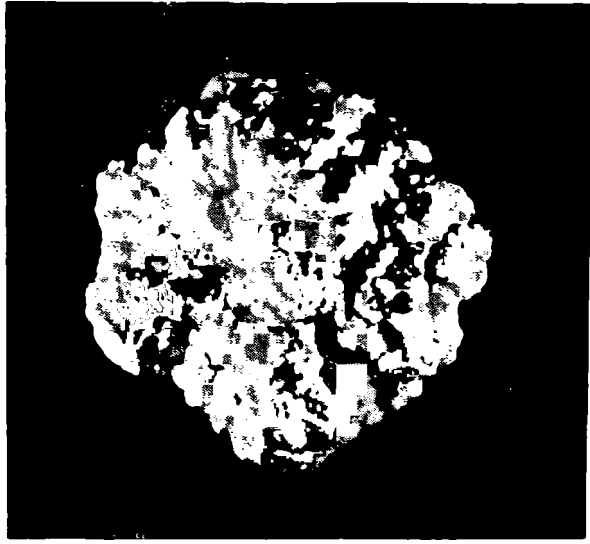
Известен с 1807 года (Соуэрби) [1]. Название дано по составу Воластоном, считавшим флюеллит фторидом алюминия (по Леви) [2].

Синон. Плейштейнит — pleysteinite (Грот, 1916) [3], крещбергит — kreuzbergite (Любман и Штайнмец, 1920) [4], первоначально принятые за фосфат алюминия.

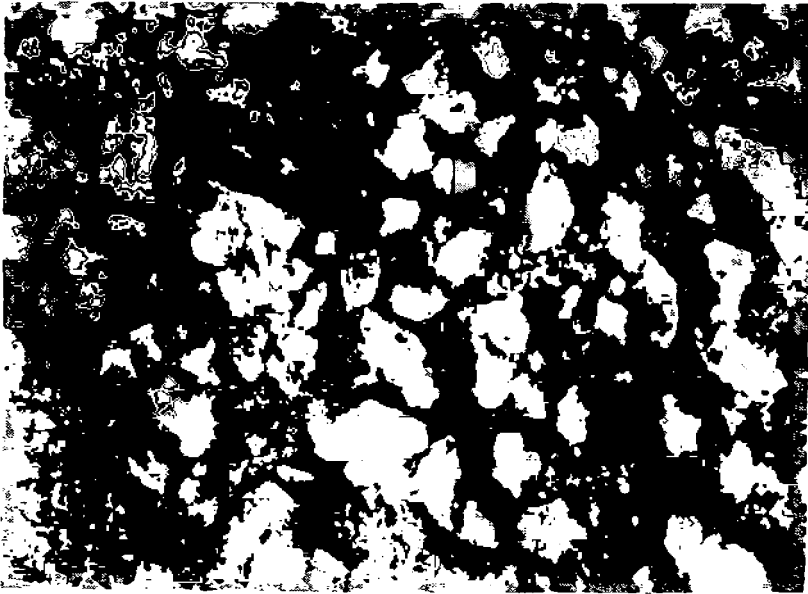
Характ. выдел. Конкреции и прожилки, сложенные мелкозернистым или землистым агрегатом, друзы (фиг. 45), веерообразные группы и отдельные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{24} - Fddd (?)$; $a_0 = 11,42$; $b_0 = 21,18$; $c_0 = 8,54 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,539 : 1 : 0,403$ (по Дана); $Z = 8$ [5].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,5325 : 1 : 0,4098$ (Дана, 1951).



Фиг. 45. Конкреция флюорита, Казахстан.
Увел. в $4\frac{1}{2}$ раза



Фиг. 46. Друза флюорита на грейзене, Корнуэлл. Напылено MgO. Увел. в 30 раз.

Наблюдавшиеся формы [4, 6—8]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
$b\ 010$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
$m\ 110$	$61\ 58$	$90\ 00$	$0\ 00$	$28\ 02$	$90^\circ 00'$	$61\ 58$
$r\ 111$	$61\ 58$	$41\ 05$	$67\ 43$	$54\ 33$	$37\ 35$	$72\ 01$

$$rr(111) : (\bar{1}11) = 70^\circ 55'; \quad rr(111) : (11\bar{1}) = 97^\circ 50'; \quad rr(111) : (\bar{1}\bar{1}1) = 35^\circ 59'$$

Кристаллам придавалась различная установка. Сопоставление установок и обозначений разных авторов:

Дана, 1951	a	b	c	$b(010)$	$m(110)$	$r(111)$
Милер, Грот, Шольц и Штрунц	b	c	a	$c(001)$	—	$r(111)$
Лаубман и Штайнмец, Зелвер	c	b	a	$b(010)$	$q(011)$	$o(111)$

Кристаллы обычно дипирамидальные с доминирующими гранями r , вытянутые по оси b , со слабым развитием пинакоида $b(010)$ (фиг. 46, 47), реже в пегматитах на кристаллах более сильно развит пинакоид, иногда наблюдается и $m(110)$, редко кристаллы таблитчатые по $b(010)$. Грани $r(111)$ обычно слабо искривлены и покрыты вициналями (несовершенство измеренных кристаллов обусловило некоторые расхождения в данных измерений разных авторов).

Физ. Отмечалась неясная спайность по $b(010)$ [8] и по $r(111)$ [9] (возможно, это слабо выраженная отдельность, вызванная наличием микроскопических твердых включений по зонам роста [5]). Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. 3. Уд. в. 2, 12—2,17 (вычисл. 2,13). Бесцветен до белого. Черта белая. Бл. стеклянный до матового у землистых агрегатов. Прозрачен до просвечивающего.

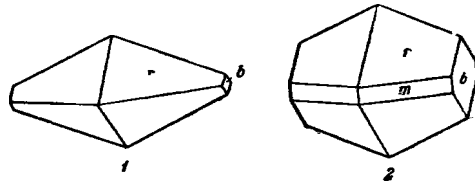
В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует [5].

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (001); $Ng = b$, $Nm = c$, $Np = a$. $n_g = 1,508$, $n_m = 1,491$, $n_p = 1,477$, $n_g - n_p = 0,031$ [5]; $2V = 85^\circ$ [10]; дисперсия $r < v$ слабая до отчетливой.

В литературе [7, 10, 11] имеются некоторые расхождения в значениях показателей преломления: n_g 1,511—1,506, n_p 1,473—1,490; однако при сравнительном определении показателей преломления флюеллита из Казахстана, из Баварии и из Корнуэлла, выполненном Степановым, выяснилось их постоянство, что указывает и на видимое постоянство состава минерала.

Кристаллы нередко обнаруживают секториальное строение и зональность, а иногда скелетные реберные формы. По зонам роста часто наблюдаются твердые включения галлуазита и других минералов (Корнуэлл, Казахстан) [5]. Центральная часть кристаллов иногда мутная, по-видимому, за счет газовых или жидких включений (Арженто) [11]. При изготовлении шлифов иногда вследствие дегидратации становится изотропным [5].

Хим. Ошибочно считался водным фторидом Al [9, 7, 11], тогда как является водным фосфатфторидом. Вопрос о количестве молекул воды в формуле требует уточнения (6 или 7 H_2O). F и OH, по-видимому, находятся в соотношении 4 : 1. Теор. состав (при F : OH = 4 : 1 и 7 H_2O) : Al — 16,30; PO_4 — 28,72; F — 13,78; (OH) — 3,08; H_2O — 38,12%.



Фиг. 47. Кристаллы флюеллита:

1 — Корнуэлл (по Дана); 2 — Плейштейн (по Лаубману и Штайнмecu)

Анализы:

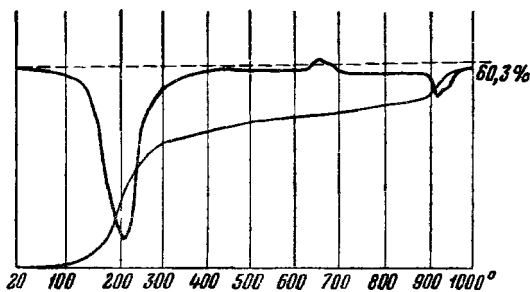
	Al	F	(PO) ₄	(OH)	H ₂ O	Прочие	Сумма	Уд. в.
1.	16,83	14,80	28,44	[3,32]	35,89	0,77	100,05	2,17
2.	17,04	14,62	28,97	[3,59]	35,36	0,33	99,91	2,17
3.	18,84	16,00	27,56	[6,53]	[31,07]	—	[100,00]	2,12

1 — конкреция; Центральный Казахстан; анал. Молева [5]; анализ пересчитан, в оригинале: Al₂O₃ — 31,80; P₂O₅ — 24,26; H₂O₊ — 6,10; H₂O₋ — 31,62; прочие — лимонит; 2 — конкреция; Центральный Казахстан; анал. Молева [5]; анализ пересчитан, в оригинале: Al₂O₃ — 32,20; P₂O₅ — 21,65; H₂O₊ — 6,30; H₂O₋ — 31,00; прочие — лимонит; 3 — кристаллы; Арженто, Бельгия; анал. Ван Тасел [11]; анализ пересчитан, в оригинале: Al₂O₃ — 35,6, P₂O₅ — 20,6, H₂O — 34,5 по разности; содержание (OH) вычислено из расчета компенсации валентности Al.

Диагн. пеп. Легко растворяется в HCl при нагревании. Качественное определение фосфора с молибденово-кислым аммонием затруднено из-за образования фторо-фосфорных комплексных анионов. Фосфор качественно легко определяется сплавлением с металлическим Mg в закр. трубке, а F — с цирконализариновым лаком.

П. п. тр. легко выделяет воду и не плавится.

Повед. при нагр. Неплавков. На дифференциальной кривой нагревания образца из Центрального Казахстана (хим. анализ 1) (фиг. 48) фиксируются эндотермический эффект около 200° за счет потери всей кристаллизационной воды, экзотермический эффект при 650° и эндотермический при 910°.



Фиг. 48. Кривые нагревания и потери веса флюореллита, Казахстан (по новым данным Цветкова)

Находж. Очень редок. Встречается в зоне гипергенеза в полевошпатово-кварцевых пегматитах, богатых фторфосфатами и сульфидами. Найден в нижних частях зоны гипергенеза различных рудных месторождений, содержащих заметные количества пирита, флюорита, апатита или других фосфатов. Образование флюореллита — результат нейтрализации кислых растворов, возникающих при окислении сульфидов и обогащенных фосфором и фтором за счет выщелачивания минералов, содержащих эти элементы. Нейтрализация обычно происходит в участках, где более или менее устойчивыми являются первичные и гипергенные сульфиды.

В месторождении Верхние Кайракты в Центральном Казахстане [5, 12], где серицито-биотито-кварцевые сланцы содержат вкрапленность пирита и апатит, имеется штокверк пирито-кварцевых и полевошпатово-кварцевых прожилков с шеелитом, вольфрамитом, мусковитом, флюоритом, и развита зона гипергенеза, флюореллит встречен в нижней части зоны гипергенеза в участках, обогащенных неизменными сульфидами, в виде конкреций в прожилках монтмориллонита в ассоциации с более поздним кридитом. Конкреции флюореллита также обнаружены в пустотах флюорито-

топазовых жил. Мелкозернистый флюеллит выполняет пустоты в друзах крицита в кварцевых прожилках. Частично флюеллит замещен опалом.

В Стена Гвин (Корнуэлл, Англия) [3, 5] флюеллит наблюдается в виде друз очень мелких кристаллов в трещинах грейзена около вольфрамово-кварцевых жил; ассоциируется с флюоритом, касситеритом и частично с арсенипитом, пиритом и блеклой рудой. Флюеллит нарастает на грейзен, обломки замещенного гранита, гидрослюдисто-опаловые корочки, кристаллы и сферолиты тавистокита. Иногда сопровождается ортенитом и торбернитом.

В Арженто (Визе, Бельгия) [11] обнаружен в нижней части зоны гипергенеза в виде небольших конкреций и друзовых корочек в пустотах брекчии вместе с эванситом и аллофаном (?).

В Хагендорфе [7, 13] и Плейштейне [4, 13] (Бавария, ФРГ) флюеллит встречается в кварцево-полевошпатовых пегматитах среди желваков выветрелых первичных фосфатов, всегда содержащих вкрапленные пирит и сфалерит, нарастает на штрэнгит, фосфосидерит и кварц, иногда образует псевдоморфозы по апатиту. Содержит включения гринокита и ковеллина.

В месторождении Кьянжварт (Кёнигсварт) около Марианске Лазне (Чехословакия) [8] таблитчатые кристаллы флюеллита встречены в центральной части желваков выветрелого триплита, замещенного пурпуритом, дюфренитом и фосфосидеритом, среди кварцево-полевошпатовых пегматитов.

Находки минерала в зоне гипергенеза уранового месторождения в Балэн Монэк, Мэрисвейл (шт. Юта, США) [17] и в аляскидах бассейна р. Индигирки в Якутской АССР [18] требуют подтверждения. Тенне и Кальдерон [14] привели ошибочные данные Пачеко о находке флюеллита [15] в Монтанья де Касерес, Эстремадура (Испания); в более поздней сводке Кальдерона [16] он не упоминается.

Изм. Установлено замещение флюеллита опалом [5].

Отл. Конкрекции флюеллита очень похожи на таковые крицита, геарксунтита, отличаются меньшим уд. весом и более высоким светопреломлением. От адуниита и варисцита флюеллит отличается заметно меньшим уд. весом и меньшими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния флюеллита из Казахстана *
FeK α -излучение, $D = 57,3$ мм

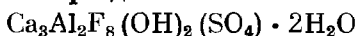
I	d	I	d	I	d	I	d
10	6,50	5	2,25	6	1,569	5	1,199
2	5,51	9	2,16	2	1,543	1	1,186
2	5,29	3	2,14	7	1,525	6	1,176
5	4,96	4	2,04	4	1,495	5	1,160
3	3,93	3	1,979	4	1,469	5	1,145
5	3,77	6дв.	1,934	4	1,427	5	1,137
3	3,38	3	1,875	3	1,401	5	1,130
9	3,25	2	1,809	3	1,386	2	1,114
8	3,09	5	1,800	4	1,377	5	1,103
4	2,99	5	1,759	4	1,362	1	1,096
2	2,93	2	1,754	6	1,332	2	1,088
4	2,86	8	1,696	2	1,306	2	1,082
8	2,75	3	1,680	2	1,269	3	1,073
9	2,66	3	1,675	Здв.	1,243	3	1,061
3	2,47	2	1,643	3	1,227	2	1,055
7	2,44	5	1,631	2	1,215	4	1,042
2	2,38	1	1,596	2	1,208	3	1,022

* Оригинал анализа 1.

Л и т е р а т у р а

1. Sowerby J. Brit. Mineral., 1809, 3, 85.
2. Levy A. Ann. Philos., 1824, 8, No 4, 242.
3. Groth P. Zs. prakt. Geol., 1916, 24, H. 9, 190.
4. Laubmann H., Steinmetz H. Zs. Krist., 1920, 55, 537 (подробное описание парагенезиса в фосфатном пегматите Плейшштейна).
5. Новые данные В. И. Степанова.
6. Phillips W., Brooke H. J., Miller W. H. An elementary introduction to mineralogy. London, 1852, 607.
7. Scholz A., Strunz H. Zbl. Min., 1940, A, 133.
8. Sellner F. Zs. Krist., 1924, 59, 510.
9. Groth P. Zs. Krist., 1883, 7, 482 (подробное описание парагенезиса в Стена Гвин).
10. Ларсен Е. С., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937, 118.
11. Van Tassel R. Bull. Soc. belge géol., 1959, 68, F. 2, 240.
12. Степанов В. И., Молева В. А. Зап. Всес. мин. о-ва, 1962, 91, вып. 5, 574.
13. Strunz H. N. Jb. Min., Abhandl., 1952, 84, H. 1, 77 (подробное описание месторождений Хагендорф и Плейштейн в Баварии).
14. Tenne C. A., Calderon D. S. Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel. Berlin, 1902, 142—143.
15. Dörpninghaus W. T. Arch. Lagerstättenforsch., 1914, H. 16, 16.
16. Calderon D. S. Los minerales de Espana. Madrid, 1910, 1, 2.
17. Gruner J. W., Fetzer W. G., Rapaport I. Econ. Geol., 1951, 46, No 3, 243.
18. Орлова З. В. Тр. Всес. н.-и. ин-та золота и редких металлов, 1956, 2, раздел 2, вып. 16, 131.

Кридит Creedite



Назван по месту первой находки в Криде, шт. Колорадо (Ларсен и Уэлс, 1916)

[1]. Синон. Белянкит — belyankite (Дорфман, 1950; Флейшер, 1952; Ермалова и Молева, 1953) [2, 3, 4].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, друзы (фиг. 49), сферолиты, радиально-лучистые и параллельные сростки. Также тонкозернистые агрегаты, иногда округлые конкреции (фиг. 50).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$ (Уулф и Фрондел, по Дана, 1951,) или C_s^4 — Cc (Френцель) [5].

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	М-ния	Автор
13,91	8,58	10,00	94°24'	1,621 : 1 : 1,167	Крида	Уулф и Фрондел
13,47	8,46	9,89	93°±30'	1,592 : 1 : 1,169	Казахстан	Дорфман [2]
14,03	8,51	9,93	94 30	1,649 : 1 : 1,166	Колкири	Френцель [5]

$Z = 4$.

Класс не установлен.

$a : b : c = 1,6199 : 1 : 1,1597$; $\beta = 94^\circ 30'$ (Фошаг) [6].

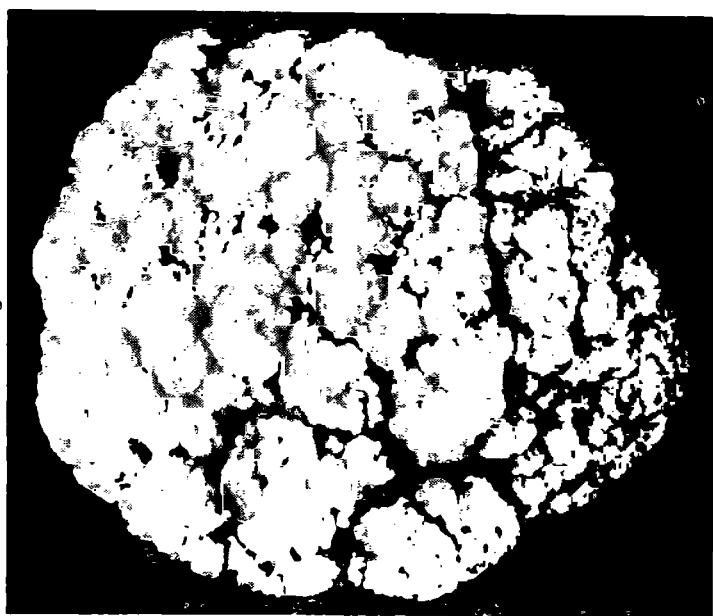
Формы [6, 7]:

c	φ	ρ	i	φ	ρ
001	90°00'	4°30'	$\bar{1}01$	—90°00'	32°33'
100	90 00	90 00	p 111	34 30	54 36
m 110	31 46	90 00	d 221	33 09	70 09
δ 101	90 00	38 33	v 331	32 42	76 24
l 201	90 00	56 34	n $\bar{1}11$	—28.52	52 56
mm (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) =	116°28'	pp (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) =	84°24'	nn ($\bar{1}11$) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) =	88°39'
mc (110) : (001) =	87 38	pc (111) : (001) =	52 09	nc ($\bar{1}11$) : (001) =	55 12
pn (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) =	50 09	pn (111) : (110) =	35 29	nm ($\bar{1}11$) : (110) =	66 58

Наиболее обычны формы m , p , n , c .



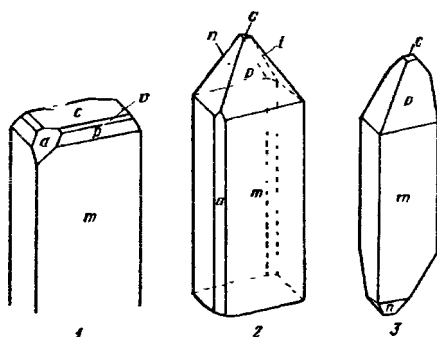
Фиг. 49. Кристаллы кридита, Казахстан. Нашпылено MgO. Увел. в 5 раз



Фиг. 50. Конкреции кридита, Казахстан

Кристаллы призматические до игольчатых, удлинены по оси c с сильно развитым базопинакоидом (фиг. 51,1) или чаще с небольшой гранью $c(001)$ и с преобладанием в головке граней $p(111)$ (фиг. 51,3) или $n(\bar{1}11)$; также с равным их развитием (фиг. 51,2). Иногда кристаллы почти лишены призматических граней и благодаря преобладанию граней p и n приобретают веретенообразный облик, а в друзах псевдопирамидальный. Грани $m(110)$ нередко искривлены, обычно несут штриховку параллельно оси c [5]. Грань $c(001)$ в случае сильного развития имеет ступенчатое или мозаичное строение. Дв. по (100) (по Винчелу).

Физ. Сп. по (100) ясная до хорошей, по (110) заметная. Изл. кристаллов раковистый, агрегатов — неровный. Хрупок. Тв. $3\frac{1}{2}$ — 4. Уд. в.



Фиг. 51. Кристаллы кридита:

1 — Невада (по Фошагу); 2 — Колорадо (по Фошагу); 3 — Казахстан (по Смольяниновой)

2,70—2,735, колебания вызваны различной пористостью и механическими примесями (2,74 вычисленный при параметрах ячейки по Уулфу и Фронделу). Бесцветен или белый, нередко с бледно-лиловым, реже с розоватым оттенком. Иногда окрашен включениями окислов железа в буровато-желтый или красный цвет, а примесью нонtronита — в зеленоватый. Порошок белый. Бл. стеклянный до матового. Иногда слабо опалесцирует от включений галлуазита. Прозрачен до просвечивающего.

В тонкозернистых агрегатах в ультрафиолетовых лучах обнаруживает бледное голубовато-белое свечение.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двусный (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 42^\circ 30'$. Оптические свойства, по-видимому, постоянны [1], отмечающиеся колебания [2, 4, 7—9] следует отнести за счет точности измерения: $n_p = 1,459$ — $1,468$; $n_m = 1,475$ — $1,478$, $n_g = 1,483$ — $1,485$; $n_g - n_p \approx 0,021$ — $0,024$; $2V = 64$ — 70° .

Хим. Теор. состав: Ca — 24,43; Al — 10,96; F — 30,88; SO_3 — 16,26; O — 6,50; H_2O — 10,97. Характерен довольно постоянный состав.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mg	—	—	0,07	Сл.	0,01	—	Сл.	0,02	0,04
Ca	23,98	23,72	24,34	24,40	23,42	24,30	24,47	24,43	24,30
Al	11,58	11,74	10,77	10,81	11,04	11,02	10,88	10,93	10,82
Fe	—	—	—	—	0,43	Сл.	—	—	—
F	[30,35]	30,30	30,50	30,56	32,09	30,70	30,68	30,46	30,62
SO_3	15,27	15,92	15,92	16,02	15,49	16,10	16,06	16,00	15,97
O	[7,02]	[7,54]	[6,55]	[6,52]	[5,85]	[6,61]	[6,57]	[6,70]	[6,49]
H_2O_+	11,08	10,72	10,72	11,00	11,56	10,80	10,90	10,88	10,86
H_2O_-	0,72	0,06	0,18	0,18	0,07	0,20	0,20	0,22	0,14
SiO_2	—	—	1,26	0,70	—	0,36	0,32	0,58	1,05
Сумма	100,00	100,00	100,31	100,19	99,96	100,09	100,08	100,22	100,29
Уд. в.	2,730	2,713	2,735	2,714	2,70	—	2,700	2,710	2,720
n_g	1,485	—	1,483	1,483	1,485	1,483	1,484	1,484	1,483
n_m	1,478	—	1,475	—	—	1,478	—	—	—
n_p	1,461	—	1,462	1,460	1,464	1,459	1,462	1,462	1,46

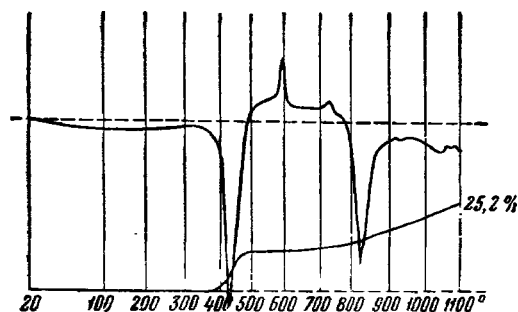
1 и 2 — Уэгон-Уил-Гэп, Колорадо: 1 — анал. Уэлс [1]; анализ пересчитан, в оригинале: SO_4 — 18,32; O — 3,97; 2 — анал. Фошаг [6]; анализ пересчитан, в оригина-

ле: SO_4 — 19,10; O, — 4,36; 3 — Караоба, Центральный Казахстан; анал. Молева [4]; анализ пересчитан, в оригинале: MgO — 0,12; CaO — 34,06; Al_2O_3 — 20,36; 4 и 5 Батыстау, Центральный Казахстан; 4 — анал. Молева [4]; анализ пересчитан, в оригинале: CaO — 34,14; Al_2O_3 — 20,42; 5 — анал. Книпович [8]; анализ пересчитан, в оригинале: MgO — 0,02; CaO — 32,77; Al_2O_3 — 20,86; Fe_2O_3 — 0,64; 6 — Вост. Коунрад, Центральный Казахстан; анал. Молева [9]; анализ пересчитан, в оригинале CaO — 34,00; Al_2O_3 — 20,82; 7 — Акмая, Центральный Казахстан; анал. Молева [4]; анализ пересчитан, в оригинале: CaO — 34, 24, Al_2O_3 — 20,56; 8 — Верхние Кайракты, Центральный Казахстан; анал. Молева [4]; анализ пересчитан, в оригинале: MgO — 0,04; CaO — 34,18; Al_2O_3 — 20,65; 9 — Акчатау, Центральный Казахстан; анал. Молева [4]; анализ пересчитан, в оригинале: MgO — 0,06; CaO — 34,00; Al_2O_3 — 20,45.

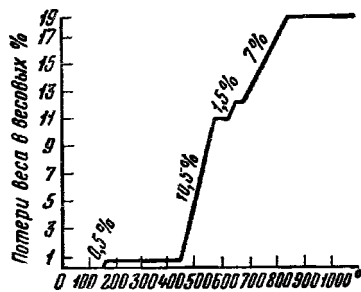
Диагн. исп. Легко растворим в кислотах.

П. п. тр. всучивается и легко сплавляется в эмалевидное стекло. В закр. тр. выделяет воду. При нагревании с H_2SO_4 выделяет HF , которая разъедает стекло.

Повед. при nagr. На кривой нагревания [4, 8, 10, 11] фиксируются эндотермические эффекты при 420—450°, 600—700, 790—810° и экзотермические эффекты при 560—570° и 690—700°; последний наблюдается не всегда (фиг. 52). Потеря веса [8] (в %): 0,5 при 150°; 10,5 при 450—575°;



Фиг. 52. Кривые нагревания и потери веса кридита, Казахстан



Фиг. 53. Кривая потери веса кридита, Казахстан (по Цыкунковой)

1,5 при 625—650°; 7,0 при 700—800° (фиг. 53). Нагревание [10] до 300° не изменяет минерала, выделяется гигроскопическая вода; около 480°, потеряв кристаллизационную воду, минерал становится изотропным, непрозрачным, $n = 1,483$; продукт нагревания до 600° двупреломляет, $n_g - n_p = 0,003-0,004$, $n = 1,507$; после нагревания до 800° — имеет бурый цвет, $n = 1,564$.

Нахожд. Редок, однако, по-видимому, более распространен, чем принято считать. Встречается в зоне гипергенеза различных месторождений, в рудах которых содержатся пирит, флюорит, а в зоне окисления нередок ярозит. Обнаружен в большом количестве в Центральной части Казахской ССР в жильных и штокверковых молибденитовых и вольфрамитовых месторождениях; встречается в трещинах среди неизмененных руд непосредственно ниже зоны окисления и меньше — в зоне окисления. Ассоциируется с галлуазитом, геарксутитом, нонтронитом, лимонитом, гипсом, иногда с гипергенным флюоритом, флюеллитом, ральстонитом, чухровитом и др. (Акчатау, Караоба [12], Восточный Коунрад [9], Шелитовое, Западное и многие другие месторождения).

Крупные скопления наблюдались в коре выветривания гранато-пироксеновых скарнов со свинцово-цинковым или вольфрамовым оруденением в

ассоциации с нонтронитом, галлуазитом, геарксутитом, гипергенным флюоритом, лимонитом, хризоколлаой в Центральной части Казахской ССР (Батыстау [10], Акмая и др.), а также в ассоциации с пиритом, галенитом, флюоритом, карбонатами и глинистыми минералами в Дарвине (шт. Калифорния США) [14]. Вместе с лимонитом встречается в трещинах среди сульфидных руд оловорудного месторождения Колкири в Боливии [13]; в зоне окисления барито-флюоритовых и золоторудных флюорито-кварцевых жил в ассоциации с галлуазитом, гидрогоematитом, гипсом в Уэгон-Уил-Гэп в шт. Колорадо [1] и в Грэнити в шт. Невада США [7].

Отл. В плотных тонкозернистых массах сходен с ральстонитом, геарксутитом, гипсом, каолинитом, алюминитом. Радиально-лучистые агрегаты напоминают гребенчатый кварц. От ральстонита и геарксутита отличается наличием сульфатной серы и по оптическим данным, от каолинита — легкой растворимостью в кислотах и плавкостью, от гипса — большей твердостью.

Межплоскостные расстояния кридита из Уэгон-Уил-Гэп [3]

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

hkl^*	I	d	hkl^*	I	d	hkl^*	I	d	hkl^*	I	d
110	9	7,3	420,131	7	2,71	3	1,918	2	1,439		
200	9	6,9	511	6	2,61	4	1,884	1	1,418		
111	8	5,79	511,223	6	2,50	5	1,852	1	1,407		
002	6	4,98	422,330	6	2,44	1	1,817	1	1,390		
112,202	4	4,18		2	2,41	1	1,789	2	1,320		
310	4	4,08		3	3,35	5	1,751	4	1,283		
202	9	3,92		5	2,32	1	1,711	1	1,256		
311	7	3,67		6	2,29	3	1,678	1	1,245		
221,400	10	3,48		6	2,19	3	1,644	2	1,232		
312	7	3,27		9	2,161	4	1,610	1	1,217		
113	8	3,07		4	2,103	3	1,580	1	1,189		
222	4	3,01		2	2,062	1	1,547	1	1,178		
113	4	2,98		5	2,023	3	1,517	3	1,159		
222	5	2,90		3	2,002	1	1,504	1	1,156		
130	4	2,82		4	1,975	1	1,479	1	1,143		
402	7	2,76		5	1,937	1	1,457				

ASTM, 8—72

Л и т е р а т у р а

1. Larsen E. S., Wells R. C. Proc. Nat. Acad. Sci., Washington, 1916 2, No 7, 360.
2. Дорфман М. Д. ДАН СССР, 1950, 75, № 6, 851.
3. Fleischer M. Am. Min., 1952, 37, No 9—10, 785.
4. Ермилова Л. П., Молева В. А. ДАН СССР, 1953, 86, № 5, 905.
5. Frenzel G. N. Jb. Min. Monatsh., 1953, H. 11, 241.
6. Foshag W. F. U. S. Nat. Mus. Proc., 1922, 59, 419.
7. Foshag W. F. Am. Min., 1932, 17, No 2, 75.
8. Цыкунова Н. А. Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 19, 199.
9. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 185.
10. Мирониченко Л. А. Изв. АН Каз. ССР, 1955, вып. 19, 135.
11. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 300.
12. Ермилова Л. П., Молева В. А., Клевцова Р. Ф. Зап. Всес. мин.-ова, 1960, 89, вып. I, 15.
13. Herzenberg R. Novedades de la Mineralogia Boliviana. Publ. Tecn. Inst. Boliviano Ingen. Minas y Geol., 1949, 4 (по реферату Min. Mag., 1950, 29, № 208. Abstr. 11, No 1, 59).
14. Pabst A. Rocks and Minerals, 1952, 27, No 1—2, 19.

Геарксутит *Gearksutite*

Название от греч. γῆ (ge) — земля и *arksutite* — хиолит, с учетом характера выделений и из-за предполагавшегося сходства по составу с хиолитом (Дана, 1868).

Синон. Эвигтокит — *evigtokite* (Флайт, 1883), парагеарксутит — *paragearksutite* (Смолянинов и Исаков, 1946; Чухров, 1955) [1, 2]; геарксит — *gearksite* (Григорьев и Доломанова, 1951, 1959) [3, 4].

Характ. выдел. Каолиноподобные рыхлые и плотные скопления мельчайших иголочек или чешуек, иногда в форме желваков (фиг. 54).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. (на основе оптических данных Ларсена и Уэлса) [5]. Под электронным микроскопом кристаллы таблитчатые, удлиненные в одном направлении (фиг. 55).



Фиг. 54. Желваки геарксутита, Казахстан. Натур. вел.



Фиг. 55. Электронная микрофотография кристалликов геарксутита, Ильменские горы. Увел. в 15 000 раз; обволакивающая угольная реплика

Физ. Изл. землистый до неровного. Тв. 1—2½. Пачкает руки, легко истирается пальцами [6]. Уд. в. 2,68—2,78 [2, 5—10]. Цв. белый или слегка кремовый. Бл. тусклый, иногда мерцающий.

Светится в ультрафиолетовых лучах белым и голубовато-белым цветом с послесвечением.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Агрегаты состоят из мельчайших вытянутых вдоль оси *c* кристалликов (иглы, волокна) (фиг. 56). Двусный (—). Данные по оптической ориентировке разноречивы: по Ларсену $Np = b$, cNg очень большой; по Винчелу $Np = b$, cNg малый; по Бёггильду [11] угол погасания по отношению к удлинению пластинок до 16°; по Соловьёву и Левандо [12]: 15°; по Коржинскому и другим [9] погасание прямое. $n_g = 1,455 - 1,460$; $n_m = 1,454$; $n_p = 1,443 - 1,448$ [1, 2, 5, 8, 9, 10]. $2V$ — средней величины.

Хим. Теор. состав: Ca — 22,51; Al — 15,14; F — 42,68; H₂O — 15,18; O — 4,49. Небольшой недостаток F в старых анализах указывает, по-видимому, на неточность его определения. Анализы (см. также анализы геарксутита из Белухи [1], Джиды [1], Этыки [4], Калангуя [12] в Забайкалье; из Центрального Казахстана [6] и более старые, приведенные в справочнике Дёльтера):

	1	2	3	4	5	6	7
Na	0,04	0,20	0,06	—	—	—	—
K	0,07	0,05	0,06	—	—	—	—
Mg	—	—	—	0,06	—	—	—
Ca	22,41	22,15	22,13	22,40	22,20	22,44	22,46
Al	15,11	15,09	15,38	15,07	15,29	15,19	15,50
Fe	Сл.	—	—	0,12	—	—	0,08
F	41,00	40,20	41,26	41,00	41,20	42,20	42,10
SO ₃	—	—	—	0,25	—	—	—
O	[5,09]	[5,42]	[4,88]	[5,23]	[5,17]	[4,75]	[5,10]
H ₂ O ₊	15,20	15,52	15,88	16,10	15,40	15,20	15,20
H ₂ O ₋	0,44	—	0,12	0,12	0,40	Не обн.	0,20
SiO ₂	—	—	—	—	0,30	0,62	Не обн.
H. о.	—	0,96	0,23	—	—	—	—
Сумма	99,36	99,59	100,00	100,35	99,96	100,40	100,64
Уд. в.	2,768	—	2,72	2,72	—	2,75	2,737

1 — Уэгон-Уил-Гэп, Колорадо; анал. Уэлс [5]; 2 — Хот Спрингс, Виргиния; анал. Уилемз [13]; 3 — Джинджин, Зап. Австралия; анал. Боули [7]; 4 — Караоба, Центральный Казахстан; анал. Молева (по новым данным Ермиловой); 5 — Северный Коунрад, Центральный Казахстан; анал. Молева [14]; анализ пересчитан, в оригинале: CaO — 31,06; Al₂O₃ — 28,90; 6 — Криолитовая копь, Ильменские горы; анал. Молева (новые данные); 7 — Джиды, Забайкалье; анал. Нисенбаум [10]; анализ пересчитан, в оригинале: CaO — 31,43; Al₂O₃ — 29,27; F₂O₃ — 0,12.

Диагн. исп. Легко растворяется в кислотах.

П. п. тр. легко плавится в белую эмаль. При слабом подогревании в закрытой трубке выделяет воду, при более сильном нагревании стекло разбьедается и становится матовым.

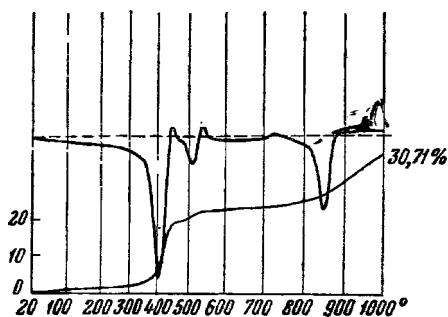
Повед. при нагр. [2]. Плавится инконгруэнтно около 1000°. На кри-вых нагревания фиксируются эндотермические эффекты при 400°, 500° и 850°, экзотермические эффекты при 450°, 540° и при 730° (слабый) (фиг. 57).

Согласно кривой потери веса [9] (фиг. 58), до 345—385° удаляется кристалли-зационная вода, n понижается до 1,430, число линий на рентгенограмме сокращается. В интервале 385—720° удаляются конституционная вода (в две стадии) и HF; обра-зуется скрытокристаллический агрегат, вероятно, состава CaF₂·AlOF с $n = 1,452$.

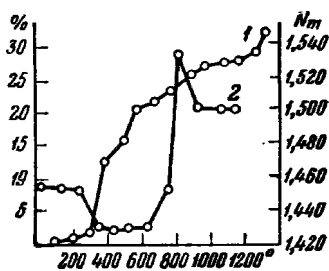


Фиг. 56. Прожилки геарксутита в кварце, Казахстан. Увел. в 6 раз. Николи скрещены

В интервале $740-855^\circ$ n увеличивается до 1,531, в продуктах прокаливания — флюорит и корунд. Продукт прокаливания до 1200° скрытокристаллический, $n - 1,621$, содержит включения флюорита и корунда.



Фиг. 57. Кривая нагревания геарксутита



Фиг. 58. Кривые потери веса (1) и изменения n_m (2) геарксутита при прокаливании (по Коржинскому и др.)

Наход. Мало распространен. Встречается, главным образом, в зоне гипергенеза криолитсодержащих пегматитов и в гидротермальных месторождениях, руды которых содержат флюорит и пирит. Реже образуется в полях сольфатарной деятельности вулканов. Первоначально найден в

месторождениях криолита совместно с пахнолитом, томсенолитом, прозопитом и другими минералами — Ивигтут, в Гренландии [11], Криолитовая копь в Ильменских горах (Челябинская обл.), а также в Пайкс-Пик у Сент-Питерс-Дом в шт. Колорадо (США).

В молибдено-вольфрамовых, оловянных и флюоритовых месторождениях встречается непосредственно ниже зоны окисления в трещинах и пустотах среди неизменных пирит- и флюоритсодержащих руд в ассоциации с галлуазитом, монтмориллонитом, кридитом, а также в зоне окисления этих месторождений совместно с галлуазитом, кридитом, гидрөгематитом, лимонитом, нонтронитом, иногда с гипергенным флюоритом, чухровитом, англезитом, брошантитом, ильземанитом и другими минералами: в СССР — Северный Коунрад [14], Караоба [15] и многие другие месторождения в Центральном Казахстане, Букука, Белуха [1], Джидда [10], Этыка [4], Калангуй [12] в Забайкалье; в США — Уэгон-Уил-Гэп [6] в шт. Колорадо и Мэрисвейл, Пайют Каунти, шт. Юта [16]. В коре выветривания гранато-пироксеновых скарнов с вольфрамовым или свинцово-цинковым оруденением в ассоциации с нонтронитом, кридитом, гипергенным флюоритом, лимонитом, галлуазитом обнаружен в месторождениях Акмая и Батыстау в Центральном Казахстане.

Относительно крупные скопления геарксутита в виде прожилков, желваков и землистых масс известны в вулканическом пепле острова Вулкано (Италия) [8], а также в Хот Спрингс и Уорм Спрингс в Виргинии (США) [13] в глинистых пластах среди известняков, которые подвергались воздействию горячих вод, содержащих небольшие количества фтористого кальция.

Неясного происхождения зернистые массы геарксутита встречены в глауконитовых и фосфоритовых песчаниках мелового возраста в Джинджине (Зап. Австралия) [7].

Искусств. Были получены водные фториды кальция и алюминия, но их идентичность с геарксутитом не доказана [17].

Отл. От тонкозернистого кридита отличается чешуйчатым или волокнистым сложением; от минералов группы каолинита и галлуазита — легкой растворимостью в кислотах, реакцией на F, легкоплавкостью, низкими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния геарксутита из Караобы [2]
Fe-излучение, $D=57,3$ мм

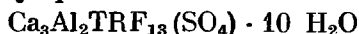
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
9	4,56	9	2,16	3	1,696	1*	1,334
4	3,50	7	2,10	5	1,673		1,296
6	3,33	8	2,07	2	1,584	2	1,263
8	3,15	1	2,00	2	1,538	3	1,241
1	2,70	1	1,970	3	1,495	4	1,206
1	2,64	10	1,934	5	1,460	3	1,184
1	2,53	9	1,905	3	1,438	4	1,127
1	2,47	5	1,825	4	1,395	4	1,100
9	2,29	8	1,736	5	1,371		

* Полоса.

Л и т е р а т у р а

1. Смольянинов Н. А., Исаков Е. Н. В кн.: «Академику Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 145.
2. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 294.
3. Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 93 (описан как геарксит).
4. Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 185.
5. Larsen E. S., Wells R. C. Proc. Nat. Acad. Sci., Washington, 1916, 2, 360.
6. Дорфман М. Д. Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 97.
7. Simpson E. S. Min. Mag., 1920, 19, No 89, 23; Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2, 362.
8. Вернаер F. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1941, 93, H. 2—3, 72.
9. Коржинский А. Ф., Васильев Е. К., Лебедева В. С. Зап. Всес. мин. о-ва, 1960, 89, вып. 6, 670.
10. Повилайтис М. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24, 125.
11. Vöggild O. V. Medd. Grønland, 1953, 149, Nr 3, 89.
12. Соловьев А. Т., Левандо Е. П. ДАН СССР, 1958, 119, № 1, 158.
13. Henderson E. P. Am. Min., 1929, 14, No 7—8, 281.
14. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 183.
15. Ермилова Л. П., Молева В. А., Клевцова Р. Ф. Зап. Всес. мин. о-ва 1960, 89, вып. 1, 15.
16. Gruner J. W., Fetzner W. G., Rapaport I. Econ. Geol., 1951, 46, No 3, 243.
17. Mellor O. B., A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, L., 1924, 5, 308.

Чухровит Chukhrovite



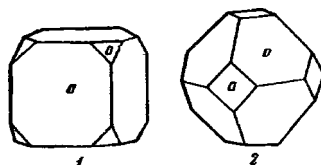
Назван по имени советского минералога Ф. В. Чухрова (Ермилова, Молева, Клевцова) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см) и агрегаты изометрических зерен.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_h - m\bar{3}$; $a_0 = 16,80 \text{ \AA}$; $Z = 8$.

Наблюдавшиеся формы: $a(100)$ и $o(111)$. Кристаллы кубического и кубооктаэдрического облика (фиг. 59). Грани матовые, обычно искривленные.

Физ. Сп. неясная по (111). Тв. около 3. Изл. неровный. Хрупок. Уд. в. 2,35—2,40 (вычисл. по рентгенометрическим данным 2,34, по составу и показателю преломления — 2,41). Бесцветен и прозрачен или белый (с сиреневым оттенком) фарфоровидный, полупрозрачный. Бл. стеклянный, у белого — слабый перламутровый. Сложение кристаллов зональное: прозрачные зоны чередуются с полупрозрачными, содержащими большое количество мельчайших жидких включений.



Фиг. 59. Кристаллы чухровита, Караоба (по Ермиловой)

В ультрафиолетовых лучах только мелкокристаллический светится в бледных голубоватых тонах.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Аномально анизотропен. $n = 1,440—1,442$ (Na). Интерференционная окраска аномально-серая. Погасание секториальное.

Хим. Теор. состав (при $\text{Ce} : \text{Y} = 1 : 1$): Ca — 14,77; Al — 6,62; Y — 5,46; Ce — 8,96; SO_3 — 9,83; F — 30,31; O — 1,96; H_2O — 22,09.

Анализы:

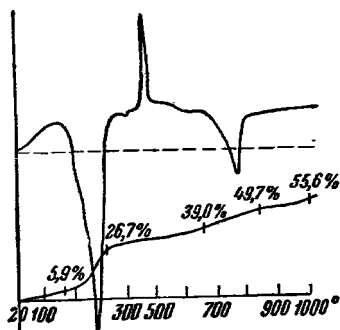
	1	2		1	2
(Na, K) ₂ O	Сл.	—		—	—
MgO	0,40	0,44	Mg	0,24	0,26
CaO	21,52	21,00	Ca	15,38	15,08
Al ₂ O ₃	10,56	10,70	Al	5,59	5,66
TR ₂ O ₃	18,00	18,12	TR	14,98	15,08
ThO ₂	Сл.	—		—	—
SO ₃	10,38	10,30	SO ₃	10,38	10,30
F	28,32	27,88	F	28,32	27,88
H ₂ O ₊	10,80	11,00	H ₂ O ₊	10,80	11,00
H ₂ O ₋	12,00	12,20	H ₂ O ₋	12,00	12,20
Н. о.	Сл.	Сл.	O	[2,40]	[2,47]
Сумма	111,98	111,64		100,09	99,93
— O = F ₂	11,89	11,71			
Сумма	100,09	99,93			
Уд. в.	2,353	2,40			

1 и 2 — Караоба; анал. Молева [1]

Состав TR₂O₃ в % к общей сумме: La₂O₃—5; Ce₂O₃—15; Pr₂O₃—4; Nd₂O₃—12; Sm₂O₃—7,2; Eu₂O₃—0,2; Gd₂O₃—6,5; Tb₂O₃—0,9; Dy₂O₃—4,1; Ho₂O₃—0,8; Er₂O₃—1,7; Tm₂O₃—0,3; Yb₂O₃—1,2; Lu₂O₃—0,2; [Y₂O₃—40,9] (анал. Баринский) [1].

Диагн. исп. Легко растворяется в разбавленных HCl и H₂SO₄. Из солянокислого раствора минерала под действием аммиака выпадает белый хлопьевидный осадок гидратов окиси алюминия и редких земель.

П. п. тр. вспучивается и легко сплавляется в кремово-белую эмаль.



Фиг. 60. Кривые нагревания и потери веса чухровита

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются эндотермические прогибы при 280° (потеря кристаллизационной воды) и при 780° и экзотермический пик при 480° (фиг. 60). При нагревании до 350° становится белым, полупрозрачным, рентгеноаморфным ($n = 1,380$), при 550° переходит в серовато-белое полупрозрачное изотропное кристаллическое вещество с $n = 1,540$.

Находж. Очень редок. Встречен в молибдено-вольфрамовом месторождении Караоба в пустыне Бетпақдала (Каз. ССР) в небольшом количестве. Наблюдался в зоне окисления и ниже ее в неизмененных рудах в вольфрамито-кварцевых и гюбнерито-сульфидно-кварцевых жилах в полостях среди друзового кварца или жильбертита. Сопровождается галлуазитом, а также геарксутитом, гипергенным флюоритом, кридитом, англезитом и гидроокислами железа.

Возможно, что чухровитом является и «второй кубический минерал» из Ивигтута (Гренландия), кратко предварительно охарактеризованный Бёггильдом [2]. Он наблюдался в участках криолитовых тел, содержащих слюду, кварц, флюорит, циркон и др. Кристаллы его кубического облика с небольшими гранями (111). Уд. в. 2,377. Под микроскопом строе-

вне секториальное, анизотропен, (-), $n = 1,442$; качественно в минерале обнаружены: Na, Ca, Al.

Отл. От внешне сходного ральстонита чухровит отличается несколько более высоким показателем преломления, от менее сходного флюорита — отсутствием совершенной спайности, легкой растворимостью в кислотах, несколько более высоким показателем преломления.

Межплоскостные расстояния чухровита из Караобы [1]
Fe-излучение, $D = 57,3$ м.м

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
400	7	4,256	953	3	1,564
331	4	3,893	11.1.1; 775	8	1,512
331 β ; 511 β	3	3,607	10.4.4; 882	8	1,460
333; 511	9	3,261	10.6.2	8	1,417
531	8	2,843	12.2.2; 10.6.4	4	1,361
620	7	2,664	10.6.6	8	1,279
533	9	2,572	12.6.0; 10.8.4	6	1,248
642 β	3	2,480	14.0.0; 12.6.4	5	1,198
731 β	3	2,420	13.5.3; 11.9.1	6	1,181
711; 551	5	2,359	10.2.10; 14.2.2	6	1,171
642	9	2,249	13.5.5; 13.7.1;	6	1,137
731; 553	10	2,193	11 7.7		
842 β	3	2,024	12.8.4	6	1,129
822; 660	4	1,982	13.7.3; 11.9.5;	2	1,117
751; 555	5	1,937	15.1.1		
842	10	1,834	12.10.6 β	2	1,108
931	3	1,758	14.6.4; 12.10.2	4	1,067
10.0.0; 860	8	1,684	15.5.1; 11.9.7	4	1,061
10.2.0; 862	3	1,645	10.10.8; 16.2.2	4	1,037
10.2.2; 666	7	1,616	12.10.6	5	1,006

Л и т е р а т у р а

1. Ермилова Л. П., Молева В. А., Клевцова Р. Ф. Зап. Всес. мин. о-ва, 1960, ч. 89, вып. 1, 15.
2. Bøggild O. B. Zs. Krist., 1913, 51, Н. 6, 608.

Недостаточно изученные и сомнительные фториды

	Сингония	Уд. в.
Иттрокальциофлюорид $(Y, Er)F_3 \cdot CaF_2?$?	4,3
Оксифторид свинца Pb_2F_2O	Тетраг	?
Метаноцерин	?	?
Псевдопоцерин	?	?

Иттрокальциофлюорид Yttrium calcium fluoride. $(Y, Er)F_3 \cdot CaF_2?$

Назван по составу (Гент и Пенфилд, 1892) [1].

Синон. Иттрокальциофторид (Шубникова, 1937) — yttriumcalciumfluorid, иттриево-кальциевый флюорид (русский перевод Дана, 1954).

Зернистые агрегаты. Сп. намечается. Тв. 4. Уд. в. 4,316. Содержит: CaO — 19,41; $(Y, Er)_2O_3$ — 47,58; La_2O_3 — 1,55; CeO_2 — 0,83; п. н. 1,57.

Ca : TR = 1 : 1. Разлагается H_2SO_4 с выделением HF и SiF_4 . Встречен с кварцем, астрофиллитом и даналитом в каньоне Уэст-Чейен в округе Эль Пасо (шт. Колорадо, США).

Л и т е р а т у р а

1. Genth F. A., Penfield S. L. Am. J. Sci., 1892, 44, 386.

Оксифторид свинца — lead oxyfluoride. Pb_2F_2O . (Мандарино и Уильямс, 1961) [1]. Тетраг. с. $D_{4h}^{15} - P4_2/nmc$; $a_0 = 8,152$; $c_0 = 5,718$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,701$ (Бистрём [2], для искусств.). Рентгенограммы минерала и искусственного соединения идентичны [1]. Мелкие желтые таблички с сильным алмазоподобным блеском. Теор. состав: Pb — 88,47; F — 8,11; O — 3,42. Обнаружен в ничтожно малом количестве в месторождении теллура около Монтезума в шт. Сонора (Мексика).

Межплоскостные расстояния Pb_2F_2O [2]

hkl	I		hkl	I		hkl	I	
	d	d		d	d		d	d
201	10	3,32	420; 402	2	1,819	104	3	1,404
211	5	3,07	322	6	1,770	512	3	1,393
220	8	2,88	421	7	1,733	413	3	1,368
002	5	2,86	203	3	1,691	600; 531	5	1,354
102	6	2,695	213	5	1,685	214; 324β	2	1,327
310; 311β	3	2,577	402	5	1,655	601	5	1,318
112	2	2,558	412	3	1,624	423	3	1,315
301	4	2,499	510; 332	5*	1,595	620	5	1,286
311	5	2,345	501; 431	3	1,565	442	4	1,283
212; 400β	5	2,244	303; 502β	4	1,556	304	2	1,262
400	7	2,034	511; 422	3	1,536	621	2	1,254
222	7	2,027	521	3	1,495	503; 433	5	1,236
330; 401	5	1,918	323	6	1,437	324	5	1,205
103; 213β	4	1,857	502; 432;	4	1,413	523	6	1,183
			620β					

* Размытая линия.

Л и т е р а т у р а

1. Mandarino J. A., Williams S. J. Science, 1961, 133, No 3469, 28.
2. Buström A. Ark. kemi, min., geol., 1947, 24 A, N. 5, No 33, 1.

Метаноцерин, метаноцерит — metanoserite, metanoserin (Зандбергер, 1892) [1]. Мелкие белые шероховатые кристаллы, «напоминающие ноцерин». Тв. $4\frac{1}{2}$. Качественно определены F, Ca и Mg в равных количествах; также Na и немного Al. В закр. тр. воду не выделяет. П. н. тр. сплавляется с трудом (труднее ноцерина) в бесцветную пузыристую эмаль, окрашивая пламя в красно-желтый цвет.

Наблюдался в штуфе бабингтонита из Арендаля (Норвегия) с роговой обманкой и эпидотом.

Л и т е р а т у р а

1. Sandberger F. N. Jb. Min., 1892, 1, 221.

Псевдоноцерин, псевдоноцерит — *pseudopocerin*, *pseudopocerite* (Скакки, 1885) [1] мелкие, прозрачные игольчатые кристаллики неизвестного состава, содержащие фтор; «внешне похожи на ноцерин» (по последним данным ноцерин не фторид, а фтороборат из ряда флюоборита). П. п. тр. плавится. Трудно растворим в кипящей HCl; при действии H₂SO₄ выделяет HF. Наблюдался в составе вулканических бомб среди пещла в Пачоньяно в Неаполитанском заливе (Италия).

Л и т е р а т у р а

S c a c c h i A. Mem. Accad. Napoli, 1885, 2, 69.

ХЛОРИДЫ, БРОМИДЫ, ЙОДИДЫ

<i>Структура типа нашатыря</i>	
нашатырь	NH_4Cl
<i>Структура типа галита</i>	
группа галита	
галит	NaCl
сильвин	KCl
группа хлораргирита	
хлораргирит	AgCl
эмболит	$\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br})$
бромаргирит	AgBr
<i>Структура типа сфалерита</i>	
группа нантокита	
нантокит	CuCl
маршит	CuJ
майерсит	$(\text{Ag}, \text{Cu})\text{J}$
купройодаргирит	$(\text{Cu}, \text{Ag})\text{J}$
<i>Структура типа кристобалита</i>	
группа мозезита	
мозезит	$\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{MoO}_4, \text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}?$
[клеинит]	$\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
<i>Структура типа вюртцита</i>	
группа йодаргирита	
йодаргирит	AgJ
[токорналит]	$(\text{Ag}, \text{Hg})\text{J}?$
<i>Структура типа коннеллита</i>	
группа коннеллита	
коннеллит	$\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
буттгенбахит	$\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{NO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа диаболита</i>	
диаболит	$\text{Pb}_2\text{CuCl}_2(\text{OH})_4$
<i>Структура типа каломели</i>	
группа каломели	
каломель	Hg_2Cl_2
эглестонит	$\text{Hg}_6\text{Cl}_{4-2x}\text{O}_{1+x}$
терлингваит	Hg_2ClO
[кокцинит]	Hg^{I}
[бордозит]	?

*Структура типа матлокита*группа *матлокита*

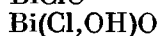
матлокит



бисмоклит



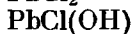
[добрент]

группа *котуннита*

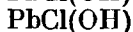
котуннит



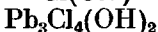
лаурионит



[шаралаурионит]



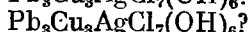
[фидлерит]

*Структура типа болеита*группа *болеита*

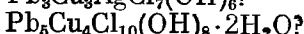
болеит



[перцилит]



[исевдоболеит]



[куменгит]

*Структура типа лавренсита*группа *лавренсита*

хлоромангезит



скаккит



лавренсит

*Искаженная структура типа рутила*

гидрофилит

*Структура типа молизита*

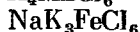
молизит

*Структура типа риннеита*группа *риннеита*

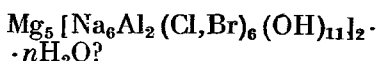
хлорманганокалит



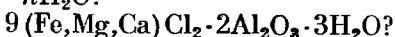
рипнеит

*Структура типа кёненита*группа *кёненита*

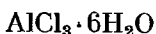
кёненит



[цирклерит]

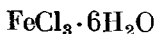
*Структура типа хлоралюминита*группа *хлоралюминита*

хлоралюминит

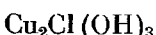


[гексагидрат хлорно-

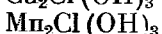
го железа]

*Структуры типа атакамита и боталлакита*группа *атакамита*

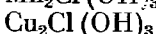
атакамит



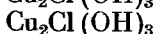
[жемшит]



[шаратакамит]



[боталлакит]



Структура типа мөндипита

группа мөндипита

мөндипит
[давизит]
[пенфильдит]

$Pb_3Cl_2O_2$
оксихлорид Pb
 $Pb_3Cl_4O^?$

Структура типа надорита

группа надорита

надорит
перит
[экдемит]
[гелиофиллит] }
[охролит]
[гематофанит]
бликсит
[лореттоит]
[хлороксицит]

$PbSbClO_2$
 $PbBiClO_2$
 $Pb_3AsCl_{<2}O_{<4}$
 $Pb_4Sb_2O_7 \cdot 2PbCl_2^?$
 $Pb_5Fe_4(Cl, OH)_2O_{10}$
 $Pb_4Cl_2O_3^?$
 $Pb_7Cl_2O_6^?$
 $Pb_3CuCl_2(OH)_2O_2$

Искаженная структура типа флюорита

эриохальцит

$CuCl_2 \cdot 2H_2O$

группа эритросидерита

эритросидерит
кремерзит

$K_2FeCl_5 \cdot H_2O$
 $NH_4KFeCl_5 \cdot H_2O$

Структура типа бишофита

бишофит

$MgCl_2 \cdot 6H_2O$

Структура не выяснена

псевдокотуннит
хлорокальцит
гидрогалит
митчерлихит
дугласит
карналлит
кальюметит *
антониит *
тахгидрит
труделлит
кадваладерит
арцрунит

K_2PbCl_4
 $KCaCl_3$
 $NaCl \cdot 2H_2O$
 $K_2CuCl_4 \cdot 2H_2O$
 $K_2FeCl_4 \cdot 2H_2O^?$
 $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$
 $Cu(OH, Cl)_2 \cdot 2H_2O$
 $Cu(OH, Cl)_2 \cdot 3H_2O$
 $CaMg_2Cl_6 \cdot 12H_2O$
 $Al_{10}Cl_{12}(OH)_{12}(SO_4)_3 \cdot 30H_2O^?$
 $AlCl(OH)_2 \cdot 4H_2O^?$
 $3CuCl_2 \cdot Cu(OH)_2 \cdot PbSO_4 \cdot PbO \cdot 3H_2O$

Сомнительные минералы

гидромеланоталлит
меланоталлит
саравакит
цимапанит
водный хлорид
никеля

$Cu_2Cl_2(OH)_2 \cdot H_2O^?$
 $CuCl(OH)^?$
?
хлорид V?
 $NiCl_2 \cdot 6H_2O$

* Описание см. в дополнении.

СТРУКТУРА ТИПА НАШАТЫРЯ

Нашатырь NH_4Cl Куб. с. a_0 3,87. Уд. в. 1,53Нашатырь *Salammoniac*

Название от арабского *nušādīr* — вздыхать, нюхать (толковый словарь Ушакова).
Синон. Сальмиак — *Salmiak* (Валериус, 1750), хлористый аммоний — *Chlorammonium* (Рамельсберг, 1855).

Характ. выдел. Рыхлые землистые массы, пушистые игольчатые налеты; друзы кристаллов, сталактиты, полые наросты, натечные корочки, кашлевидные формы в нишах и пещерах, веерообразные, шестоватые, ячеистые и параллельно-волокнистые агрегаты; иногда заполняет поры лавы, цементирует куски лавы, слагает устья некоторых fumarol.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^1 - Pm\bar{3}m$; $a_0 = 3,87 \text{ \AA}$; $Z = 1$ (Берглет и Лапгюр) [1].

Структура аналогична структуре CsCl : атомы Cl располагаются по вершинам элементарного куба, группы NH_4 в центре или наоборот. Каждая группа NH_4 окружена восемью атомами Cl и наоборот.

Эта структура характерна для соединений AX с теоретическим отношением ионных радиусов $R_A : R_X$ более 0,732. Такую же структуру имеют CsBr , CsI . В нашатыре расстояние $\text{H} - \text{N} = 0,95 \pm 0,07 \text{ \AA}$ [2]. $\text{NH}_4 - \text{Cl} = 3,35 \text{ \AA}$.

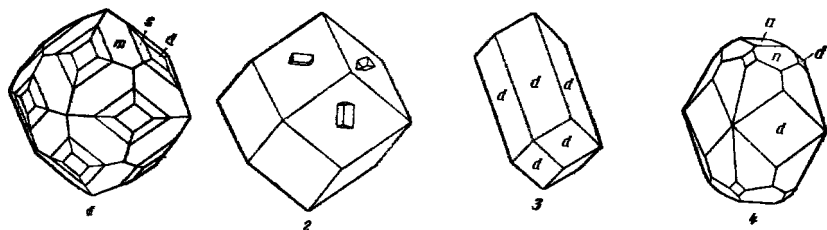
Кроме модификации, устойчивой при обычной температуре, известны еще две модификации: одна из них характеризуется более низкой энергией кристаллической решетки и параллельной ориентировкой ионов NH_4 , устойчива при температуре ниже -30° и имеет пространственную группу $T_d^1 - P\bar{4}3m$; другая устойчива при температуре выше $+184,3^\circ$, имеет структуру типа NaCl с $a_0 = 6,546 \text{ \AA}$; $Z = 4$ [1].

Гипоморфен: по морфологическим данным, в отличие от структурных, относится к пентагон-триоктаэдрическому классу $O - 43 (3L_4 4L_3 6L_2)$, а не к гексоктаэдрическому $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$.

Формы (по Гольдшмидту):

<i>a</i> 100	<i>o</i> 111	<i>e</i> 210	<i>n</i> 211	<i>m</i> 311	4.4.11	874	943
<i>d</i> 110	<i>g</i> 320	<i>f</i> 340	γ 522	μ 411	<i>s</i> 321	875	

Кристаллы (фиг. 61) тетрагонально-триоктаэдрического, ромбододэкаэдрического, изредка кубического облика. Часто удлинены



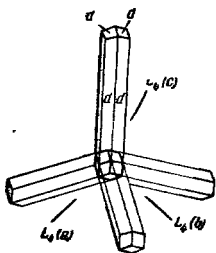
Фиг. 61. Кристаллы нашатыря:

1 — Везувий (по Скакки); 2 — Везувий (по Мюге); 3 — Монголия (по Покровскому); 4 — Везувий (по Славичу)

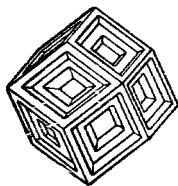
по оси третьего или четвертого порядка и имеют псевдотригональный (фиг. 61,3), псевдотетрагональный (фиг. 61,4), редко псевдоромбический облик. Обычно кристаллы развиты очень несовершенно, характерны

скелетные формы в виде «елочек», скипетровидные кристаллы [3]. Известны скелетные сростки лучистого сложения (фиг. 62), ромбододекаэдры со ступенчато-вогнутыми гранями (фиг. 63) [4] и кристаллы, уплощенные по двум граням куба. Грань $n(211)$ нередко сильно искривлена; на (100) отмечалась тонкая штриховка \perp ребру $(100) : (321)$ [5]; на гранях $d(110)$ — фигуры травления в виде углублений со сторонами, параллельными граням куба (фиг. 64,2) [6].

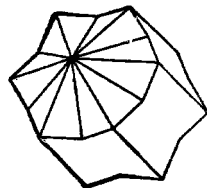
На искусственных тетрагонально-триоктаэдрических кристаллах, полученных Чермаком, наблюдались фигуры травления, указывающие на отсутствие плоскостей симметрии [7].



Фиг. 62. Сросток кристаллов нашатыря, Монголия (по Покровскому)



Фиг. 63. Скелетный кристалл нашатыря (по Гольдшмидту и Шредеру)



Фиг. 64. Двойник нашатыря, Техас (по Шанду)

Двойники по (111) (фиг. 64) [8]. Нередки включения газов, обычно немногочисленные, иногда расположенные параллельными рядами [3].

Физ. Сп. по (111) несовершенная. Скольжение $T(110)$, $t[100]$ (на искусственных кубических кристаллах) [9]. Изл. раковистый. Пластичен; в порошок истирается с трудом. Тв. 1—2. Уд.в. у искусств. 1,532 [10] (вычисл. 1,535). Бесцветен или белый, часто окрашен в желтые, оранжевые до красного и бурые тона благодаря примеси серы и железосодержащих минералов. Иногда серый от включений углистого вещества. Бл. стеклянный. Прозрачные кристаллы из отложений фумарол при остывании на воздухе растрескиваются и мутнеют.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен, участками замутнен, иногда окрашен пятнисто. Изотропен, изредка обнаруживает слабое аномальное двупреломление. $n = 1,638—1,639$ (Хамарин-Хурал-Хид) [3], 1,641 (Ключевский вулкан [11]); значительна дисперсия показателей преломления [12].

Хим. Теор. состав: NH_4 — 33,72; Cl — 66,28. Часто содержит значительное количество Fe (вероятно, в виде субмикроскопических вrostков хлоридов, см. ниже), Br — до 0,12%; J — до 0,0000n% [13]; по данным спектрального анализа — следы Cu, Ag, Co, Ni, Zr, Mo, Ga, Cr, V, Ba, Sr [11]. В виде изоморфной примеси может содержать при комнатной температуре до 3,24 KCl [14].

Анализ нашатыря из месторождения бурых углей Хамарин-Хурал-Хид (анал. Петропавловская) [3]: NH_4 — 33,34; Cl — 63,53; н. о. — 0,44; сумма — 97,28.

Диагн. исп. Легко растворим в воде (при 20° в 100 г воды растворяется 37,5 г нашатыря). Вкус вяжущий и соленый, жгучий.

П. н. тр. легко улетучивается без плавления с образованием дыма; в закр. тр. возгоняется, не плавясь; при нагревании с щелочами и при сплавлении с содой — запах аммиака. Из водного раствора AgNO_3 осаждает белый осадок AgCl .

Повед. при нагр. Возгоняется при 335° при давлении в 1 атм. (по Бёрчу и др.).

Находк. Образуется в процессе современной вулканической деятельности; при горении каменного угля под землей и в отвалах; при разложении органических соединений (гуано); в выцветах на поверхности почвы; изредка наблюдается в месторождениях каменной соли и в отложениях соляных источников.

О происхождении нашатыря в вулканических возгонах имеются следующие гипотезы: 1) нашатырь образуется в результате воздействия магматических масс на растительный покров [5, 11]; 2) азот нашатыря находился в магме в виде гипотетических соединений типа N_2Fe_5 , Si_3N_4 и т. п. [5]; 3) аммиак образуется в результате воздействия раскаленных масс лавы на азот воздуха в присутствии катализаторов [12]. Наблюдения на Ключевской сопке показали, что при равных условиях застывания лавы и одинаковом составе летучих компонентов, большие скопления нашатыря наблюдались лишь на лавовых потоках, заливших растительность [11], но с другой стороны, он отмечался также на только что упавших лапиллях и на поверхности лавы в кратере [5]. Образуется, как правило, спустя некоторое время после излияния лавы в температурном интервале $150-300^\circ$ как из кислых, так и из щелочных газов (Ключевская сопка), иногда и в очень значительных количествах; является главным минералом возгонов некоторых фумарол. Форма выделения зависит от условий отложения: в открытых местах образует пушистые или землянистые налеты, в закрытых от ветра участках — плотные образования. Ассоциируется с кермеситом, серой, гипсом, галитом, сильвином, криптогалитом, которые часто образуют в нем мелкие включения. Крупные скопления встречены в СССР на Ключевском вулкане [11, 12, 15] и на вулкане Толбачек (Камчатка) [16], в Италии на Везувии, Этне, о-ве Стромболи; наблюдается на Гавайских о-вах, в Исландии и в других вулканических областях.

В качестве продукта возгона при подземном горении каменного угля отмечался с серой, квасцами, реже с реальгаром, аурипигментом, масканьитом в Дутвайлер, Саарская обл. (ФРГ), Плауеншен Грунд близ Дрездена (ГДР), близ Сент-Этьенна (Франция), в Ньюкастле и Нортумберленде (Англия), в Хамарин-Хурал-Хид (МНР) [3] и др. В отложениях гуано на о-вах Гуаньяне и Чипча в Перу, на о-ве Тарапака в Чили. В виде выцветов на поверхности почвы на Апшеронском п-ве (Азерб. ССР), в Венгрии, в Южной Америке.

Искусств. Кристаллы получены при возгонке; образуется также при кристаллизации из водных растворов [17], причем из чистого водного раствора получены лишь мелкие зерна и скелетные кристаллы; крупные кристаллы получены из раствора, содержавшего $FeCl_3$ или другие хлориды (Хинце). Получены кристаллы нашатыря с хлоридами Fe, Co и Ni, представляющие собой субмикроскопические ориентированные сращения NH_4Cl с $FeCl_3 \cdot H_2O$, $CoCl_2 \cdot 2H_2O$ и $NiCl_2 \cdot 2H_2O$; максимальное содержание указанных примесей соответственно 7,5, 14 и 19% [18].

Практ. знач. Природный нашатырь практического значения не имеет, так как встречается в небольших количествах.

Межплоскостные расстояния искусственного NH_4Cl по Михееву
Mo-излучение, ZrO_2 -фильтр

hkl^*	I	d	hkl^*	I	d	hkl	I	d
100	8	3,857	220	7	1,365	321	7	1,0324
110	10	2,733	300;221	5	1,287	400	1	0,9654
111	5	2,229	310	7	1,222	410; 322	2	0,9363
200	9	1,931	311	4	1,1645	411; 330	3	0,9104
210	7	1,727	222	3	1,1145	331	1	0,8862
211	9	1,577	320	2	1,0702			

Отл. От встречающихся совместно с ним и сходных сильвина, галита и селитры отличается выделением аммиака при нагревании со щелочами (см. диагн. исп.) и по форме кристаллов.

Л и т е р а т у р а

1. Bartlett G., Langmuir J. J. Am. Chem. Soc., 1921, 43, 84 (сходные данные см.: Vegard L. Zs. Phys., 1921, 5, 17).
2. Laschkarew W. E., Usyskin J. D. Zs. Phys., 1933, 85, 618; дополнительные данные по структуре см.: Wusckoff R. W. G. Am. J. Sci., 1922, 3, 177; 1922, 4, 469; Mathieu J. P. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, N° 4—6, 881.
3. Покровский П. В. Зап. Всес. мин. о-ва, 1949, 78, вып. I, 40.
4. Goldschmidt V., Schröder R. Zs. Krist., 1908, 45, 220 и 221.
5. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 75.
6. Mügge O. N. Jb. Min., 1898, 1, 146.
7. Tschermak G. Tscherm min., petr. Mitt., 1882, 4, H. 6, 531; Slavik F. Zs. Krist., 1902, 36, 268.
8. Shand S. J. Min. Mag., 1910, 15, No 72, 403.
9. Johnsen A. N. Jb. Min., 1902, 2, 149.
10. Groth P. Chemische Kristallographie, Leipzig, 1906, 1, 182.
11. Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 116.
12. Пийп Б. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 274.
13. Селиванов Л. С. Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1947, № 11, 31.
14. Krickmeier R. Zs. phys. Chem., 1896, 21, 73.
15. Попков В. Ф. Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1946, № 12, 50.
16. Пийп Б. И. Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1946, № 13, 18.
17. Ehrlich F. Zs. anorg., allgem. Chem., 1931, 203, 26.
18. Neuhaus A. Chem. d. Erde, 1930, 5, 554.

СТРУКТУРА ТИПА ГАЛИТА

ГРУППА ГАЛИТА

		Сингония	a_0	Уд. в.
Галит	NaCl	Куб.	5,640	2,16
Сильвин	KCl	Куб.	6,289	1,99

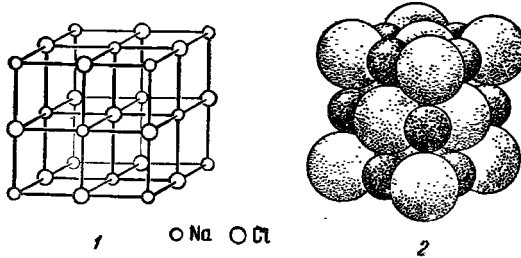
Галит и сильвин имеют структуру типа NaCl.

В структуре атомы Na и Cl равномерно чередуются в узлах простой (примитивной) кубической решетки с $a_0 = 2,82 \text{ \AA}$; ввиду различия между Na и Cl нужно говорить о двух гранецентрированных решетках (Na и Cl) с $a_0 = 5,64 \text{ \AA}$, вставленных одна в другую (фиг. 65,1). Поскольку ионный радиус Cl значительно больше радиуса Na, структуру можно представить как плотнее упаковку кубическую упаковку атомов Cl, во всех октаэдрических пустотах находятся атомы Na (фиг. 65,2). Координационное число как Cl, так и Na равно 6, координационный многогранник — октаэдр. Совершенная спайность по граням куба связана с тем, что эти плоскости равномерно заселены катионами и анионами и потому электронейтральны. Преобладает ионный тип связи.

Эта структура характерна для соединений типа AX, у которых теоретическое отношение ионных радиусов $R_A : R_X$ составляет 0,732—0,414.

Структура типа NaCl характерна также для минералов виллиомита, кароббита, хлораргирита, бромаргирита, эмболита, ольдгамита, алабадина, клаусталита, алтаита, галенита, периклаза, бунзенина, манганозита и других, для многих искусственных соединений (RbF, RbCl, CsF, RbJ, KBr, SrO, BaO, BaTe, SrSe, MgS, MgSe и т. д.). Нашатырь может иметь такую структуру только при температуре выше $184,3^\circ$, при обычной температуре вследствие большого размера иона (NH_4) он обладает

структурой типа CsCl. Константа Маделунга для структурного типа NaCl равна 1,75. Твердость по отношению к царапанью в соединениях со структурой типа NaCl повышается с возрастанием зарядов ионов.



Фиг. 65. Структура NaCl:

Галит и сильвин имеют ряд близких свойств: они бесцветны, хорошо растворимы в воде, имеют соленый вкус, низкую твердость, обнаруживают склонность к образованию скелетных кристаллов. Для сильвина характерно несоответствие симметрии внутреннего строения симметрии кристаллов и фигур травления. Энергии решеток галита и сильвина соответственно равны: по Ферсману 179 и 157, по Капустинскому 179,9 и 163,2, по Борну-Габеру 183,7 и 166,0.

Галит Halite NaCl

Назван от греч. αλς (але) — соль (Глокер, 1847).

Синон. Каменная соль — rock salt, Steinsalz (часто также применяется для обозначения породы, состоящей из галита), поваренная соль — Kochsalz, хлористый натрий — sodium chloride, озерная соль, самосадочная соль, ледяная соль, синяя соль (для синего галита), частично волосистая соль — Faserzalz, β-галит — β-halite (Панике, 1933), соляной шпат — saltpar (Мурзаев, 1941) [1] — крупнокристаллические выделения.

Трескучая соль (Лебедев, Учебник минералогии, 1907) — соль, содержащая включения газов, потрескивающая при растворении, соколя соль (Лебедев, там же) — местное название, употреблявшееся в Якутии, мартинсит — martinsite, описанный Карстеном (1845) — галит из Стасфурта с примесью $MgSO_4$, натрикалит — natrikalite (Адам, 1869) — смесь галита и сильвина с Везувия, каллар — kallar (Дана, 1892) — нечистая соль из Индии, цубер — Zuber — галопелитовая порода, сцементированная галитом. Гуантахайит — huantajayite — галит, содержащий до 11% серебра, возможно, представляет смесь (Раймонди, 1876).

Характ. выдел. Характерны агрегаты от мелкозернистых до гигантозернистых; нередки отдельные кристаллы, друзы. Также образует параллельно-волокнистые агрегаты [2, 3], натечные корки, сталактиты [4, 5], пушистые налёты, корочки, выцветы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^5 — $Fm\bar{3}m$; $a_0 = 5,640 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Фрондел) [6].

В решетке галита расстояния Na — Cl = 2,814 Å.

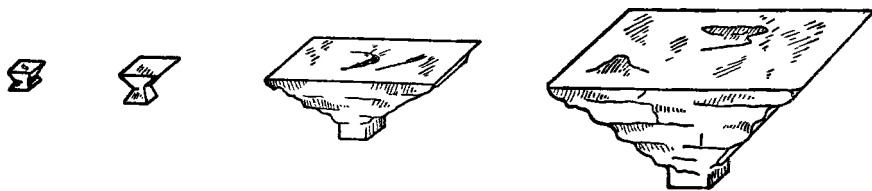
Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Главные формы: a (100), o (111).

Редкие формы:

d 110	θ 430	l 530	f 310	η 510	r 332	s 321*
ζ 540	g 320	e 210*	h 410	n 211	p 221	543

* По Землячченскому, 1899 [8]

Кристаллы кубические, очень редко октаэдрические, иногда достигают значительных размеров. Кубические кристаллы NaCl образуются из нейтральных растворов, октаэдрические — из активных, кислых или щелочных растворов [9]. Очень характерны скелетные образования [10, 11, 12] — хрупкие мутно-белые полые пирамидки — «лодочки» (фиг. 66), плавающие на поверхности рапы вершинкой вниз (см. ниже, стр. 125); стенки



Фиг. 66. «Лодочки» галита (по Валяшко)

лодочек обычно ступенчаты, часто несут рубец или «шов», образующийся вследствие роста от ребер по стенкам навстречу друг другу. Лодочки обычно зональны в результате неравномерного расположения включений маточного раствора, образующих обычно цепочки, параллельные граням куба. Нередко лодочки деформированы и срastaются друг с другом. Встречены также скелетные кристаллы со структурой «ёлочки», так называемые «соляные зубы» (фиг. 67). Их своеобразный облик обусловлен неравномерным распределением включений, которое вызвано изменением скорости роста в условиях неравномерного поступления вещества при изменении скорости испарения рассола.



Фиг. 67. «Соляной зуб» галита (по Шафрановскому)

Известны кубические кристаллы с воронкообразно-вогнутыми гранями [13]. Иногда кристаллы искривлены или имеют искаженную (ромбоэдрическую или пластинчатую) форму вследствие роста в условиях направленного давления [14]. Отмечались также чечевицеобразные кристаллы, выросшие в глине, ориентированные осью третьего порядка перпендикулярно слоистости глины [15].

Грани кристаллов нередко ровные и блестящие, иногда ступенчатые или ямчатые. Фигуры травления, соответствующие гексоктаэдрическому классу, образуются даже при воздействии влажного воздуха. Фигуры травления на искусственных кристаллах, полученные при действии уксусной кислоты, изменяют свою форму в зависимости от примесей, добавляемых в уксусную кислоту [16].

Двойники по (111) получены только искусственно из растворов, содержащих значительные количества $MnCl_2$, $CaCl_2$, $CoCl_2$ [17]. Механические двойники получены путем неоднородного сжатия при температуре 500—600° [18].

Часто содержит обильные включения маточного раствора, иногда со взвешенными в нем иголочками ангидрита; включения имеют неправильную форму или форму отрицательных кристаллов. Нередки включения твердых частиц — зерна сильвина, иголки ангидрита, кристаллики, шаровидные и мучнистые скопления карбонатов, глинистых частичек, гематита и гётита [12, 19]; реже содержит карналлит в виде желвачков и по трещинам спайности [20], изредка — минералы бора, иногда — органические вещества, нефть, газы (углеводороды, сероводород, уголекислоту, гелий).

Кристаллы галита нередко симметрично или асимметрично зонально в результате неравномерного распределения включений или окраски. Замутненные участки располагаются часто в периферии кристаллов, ближе к вершинам и ребрам, т. е. в направлениях наиболее быстрого роста кристаллов.

Физ. Сп. по (100) совершенная, по (110) несовершенная [21, 22] (тонкая структура плоскостей спайности изучалась под электронным микроскопом) [23]. Скольжение по T (110), t [110], T (100), t [110] [24]. Изучено расположение дислокаций в кристаллах, деформированных сосредоточенной нагрузкой [25]. В природе скольжения возникают в результате тектонических воздействий [26]. Кубический коэф. сжимаемости $4,26 \cdot 10^{-6}$ см/кг. Изл. раковистый. Довольно хрупок, но при нагревании пластичность значительно возрастает (в горячем насыщенном растворе легко гнется руками) [27]; делается пластичным также при продолжительном одностороннем давлении (о степени пластической деформации галита можно судить по значениям оптической плотности в области 380—600 $m\mu$, которая зависит от степени рассеяния света на деформированных участках) [28]. Тв. 2, несколько различная при царапании вдоль ребра и вдоль диагонали куба [29]. Средняя твердость на грани куба меньше, чем на грани октаэдра [30]. Твердость темно-синей соли существенно выше [31]. Микротвердость 18—22 $кг/мм^2$ [3]. Полируется легче всего по граням куба, труднее по (110) и хуже всего по (111) [32]. Фигура удара имеет вид четырехлучевой звезды из трещин в плоскости ромбододекаэдра.

Уд. в. 2,173 [33] (вычисл. 2,164), часто колеблется из-за наличия включений, например, у соли из Калуща от 1,9732 до 2,2100; отмечалось увеличение уд. в. с увеличением интенсивности синей окраски [3]. Бесцветен и прозрачен, часто белый, серый до черного, красный, коричнево-желтый, синий (небесно-голубой до темного индиго), фиолетовый, розово-лиловый до темно-пурпурного [3, 31, 34]; изредка зеленый [35].

Серая окраска часто обуславливается включениями глины; черная и бурая, исчезающие при нагревании, — примесью органических веществ. Коричневые и желтые тона иногда связаны с примесью соединений железа, в частности мельчайших игол гематита; в последнем случае окраска обычно распределяется неравномерно или струйчато. Зеленая окраска может вызываться включениями дугласита, в этом случае на воздухе галит с поверхности бурет [35]. Синяя, фиолетовая и исчезающая на свету желтая окраски вызываются воздействием радиоактивного излучения. Источником β -излучения в соляных месторождениях служит K_{40} и сопровождающий его радиоактивный Rb, что подтверждается неоднократно отмечавшимся фактом окрашивания галита в синий цвет в соседстве с сильвинном и другими калийными солями, а также лабораторными исследованиями [36]. Характер и интенсивность окрашивания обуславливаются количеством β -радиации, полученной образцом, и его чувствительностью к облучению. Последняя зависит от многих причин, главнейшими из которых являются следующие: 1) степень деформированности решетки и наличие в ней тех или иных напряжений; 2) количество и характер элементов-примесей в облучаемом материале, например, в голубой соли отмечалось повышенное содержание Ca, в фиолетовой — Cu; общее количество примесей в фиолетовой и голубой соли превышает количество их в желтой [37]; в синей соли из Соликамска установлены нейтральные атомы Na [38]; 3) скорость роста окрашиваемых кристаллов. Очень часто синяя окраска распределяется в кристаллах неравномерно благодаря локальности облучения или восприимчивости к нему кристаллов: в виде зон, параллельных граням куба, неправильных, изолированных друг от друга участков, каемок, пятен, извилистых полос и т. д. Самы окрашенные участки отличаются друг от друга структурой, различной под лупой: сетчатой, точно-сетчатой, штриховой, пятнистой, зональной, спиральной и т. д. Иногда это явление обусловлено обрастанием окрашенных скелетных кристаллов бесцветной солью [3, 26]. Окраска, вызванная радиоактивным излучением, исчезает при нагревании на свету, но образцы сохраняют повышенную способность к окрашиванию.

Бл. стеклянный, на несвежей поверхности жирноватый до жирного. Галит гигроскопичен, но на воздухе не расплывается.

Непроводник электричества. Диэлектрическая постоянная 5,85 [39].

Диамагнитен, уд. магнитная восприимчивость при комнатной температуре от $-1,8 \cdot 10^{-6}$ до $-0,51 \cdot 10^{-6}$ *cgs*, у синей соли несколько выше, [3, 38].

При растирании или сдавливании кристаллов NaCl наблюдалась триболоминесценция [40]. Флуоресцирует красным цветом при содержании Mn наряду с 0,00n% Pb [41]. Изучалось свечение кристаллов, активированных рентгеновским облучением, термообработкой и т. п. [42, 43]. Обладает большой прозрачностью в инфракрасной области спектра.

Методом электронного парамагнитного резонанса исследованы примеси Mn^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} , *F*-центры и *V*-центры [44].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,5442$ (Na), под действием гидростатического давления увеличивается [45].

Для галита вулканического происхождения отмечалось аномально низкое светопреломление, $n = 1,520$, возможно, благодаря изоморфной примеси KCl [46, 47]. После теплового воздействия может появиться слабое двупреломление. При одностороннем давлении параллельно нормали к граням куба или октаэдра становится одноосным (—) [45]. Синий галит иногда слабо анизотропен с прямым погасанием относительно трещин спайности и плеохроирует в нежных тонах: от фиолетового или розового до синего [26], от бледно-розового до светло-желтого, от фиолетово-красного до фиолетово-синего [42]. У синего галита отмечено понижение показателя преломления по мере увеличения интенсивности окраски (до 1,5320 у темно-синего галита) [3].

Хим. Теор. состав: Na — 39,34; Cl — 60,66. Состав очень чистого материала соответствует теоретическому. В виде изоморфной примеси содержит Br (до 0,098%) [48, 49]. Отмечались также следующие примеси: He, NH₃, Mn, Cu, Ga, As, J, Ba, Tl, Pb [50]. Часто обнаруживаются K, Ca, SO₃ за счет примеси сильвина и гипса.

Легко растворяется в воде (35,7 г в 100 см³ воды при 20°). Растворимость мало зависит от температуры, увеличиваясь на 7 г от 0 до 100°; значительно уменьшается, если в растворе имеется CaCl₂ или MgCl₂; заметно возрастает при повышении давления. Растворение сопровождается значительным поглощением тепла. Плохо растворим в спирте (0,065% при 18,5°).

Диагн. исп. На вкус соленый. П. п. тр. плавится, часто с растрескиванием. Окрашивает пламя в желтый цвет. С AgNO₃ дает реакцию на Cl.

Повед. при нагр. Т-ра плавления 800° [51]. При нагревании показатель преломления уменьшается (до 1,5246 при 425°), синяя и фиолетовая соль обесцвечиваются. Теплота образования NaCl 195 тыс. *кал*. Теплота плавления 6780 *кал/моль* (по Ляшенко) [52]. Коэф. линейного расширения при 0° 38,59 · 10⁻⁶, в пределах 40—60° 40,39 · 10⁻⁶ (по Ниггли), коэф. кубического расширения при комнатной температуре 120 · 10⁻⁶ (по Винклеру). В интервале 18—328° средняя молекулярная теплоемкость 12,77 *кал/град·моль*, в том же интервале уд. средняя теплоемкость 0,2184 *кал/г·град* (по Ляшенко) [52]. Теплопроводность при 0° — 69,7 · 10⁻³ *ватт/см·град.*, при 100° — 48,5 · 10⁻³ (Берч и др.).

Находж. Чрезвычайно широко распространенный минерал. Основная масса галита в природе находится в крупных залежах среди осадочных пород, в значительных количествах содержится в отложениях соляных озер и источников, выделяется в процессе вулканической деятельности, образуется в солончаках, известен как продукт выветривания Cl-содержащих минералов [53].

Ископаемый галит осадочного происхождения встречается в отложениях почти всех геологических эпох. Наибольшее развитие имеют

пермские соленосные отложения (в Предуралье, Прикаспийской низменности и Донецком прогибе; на территории ГДР, ФРГ, Польши, Дании, Англии; в южных штатах США), а также третичные (в Закавказье, в Закарпатье и Предкарпатье, в Ферганской впадине и ряде межгорных впадин Тянь-Шаня; во Франции, Испании, на о-ве Сицилия, в Румынии, Турции и Иране). В кембрии каменная соль отлагалась на окраинах Сибирской платформы, в силуре — в области Великих озер в Северной Америке, в девоне — на Русской платформе в Средне-Русской синеклизе и в Днепровско-Донецкой впадине, на севере Восточной Сибири в Хатангском прогибе (Красноярский край) и в Тувинской впадине, в юре — на Северном Кавказе, в Западно-Гиссарской зоне, в Восточном Туркменистане, в Таджикском прогибе, на территории штата Юта в США, в мелу — в Южной Америке от Перу до Эквадора, в Колумбии и Чили [54].

Галит слагает мощные толщи, прослой и линзы каменной соли, всегда в значительных количествах содержится в залежах калийных солей, нередко в виде вкрапленности или цемента в глинах, мергелях и песчаниках. Пласты соли часто залегают горизонтально и проявляют отчетливую слоистость, выражающуюся в наличии глинистых прослоев и в чередовании прослоев галита с различными структурными и текстурными особенностями. Но нередко пластичные массы соли под влиянием тяжести вышележащих пород или в результате складкообразовательных движений выдавливаются в ослабленные зоны, образуя своеобразные соляные купола размером до нескольких десятков километров, в которых массы галита претерпевают сложные макро- и микроскладчатые деформации [55].

Галит в месторождениях каменной соли имеет как первичное, так и вторичное происхождение. Первичный галит выкристаллизовывался непосредственно из рапы древних солеродных бассейнов, вероятно, в условиях сухого жаркого климата при значительной степени солености рапы (25—27%) в определенных тектонических условиях, в участках земной коры, испытавших продолжительное устойчивое прогибание [54, 56]. Он образует зернистые агрегаты в тесном срастании с другими минералами. Даже на значительных глубинах (до 1000 м) [57] иногда сохраняет скелетно-зональное строение. Изучение галита различных стадий кристаллизации показало, что поздний галит отличается от раннего галита большим содержанием брома, причем содержание брома возрастает постепенно и достигает максимума в зоне кристаллизации калийных солей, что позволяет использовать эту типоморфную особенность галита как поисковый признак на калийные соли [58, 59]. Высокое содержание брома установлено, например, в галите Индерского поднятия, проросшем карналлитом [20].

Вторичный галит образуется в результате перекристаллизации и переотложения первичного галита во время диагенетического этапа формирования месторождений, в периоды тектонических движений и в процессе разрушения соляных толщ при подземном выщелачивании. Перекристаллизованный галит отличается чистотой, прозрачностью и крупнозернистостью, образует почти мономинеральные линзы или гнезда. Переотложенный галит местами замещал сильвин в сильвинитах при воздействии на последние восходящих вод, отделяющихся при уплотнении нижележащих толщ каменной соли и насыщенных хлористым натрием [60]. Очень часто переотложенный галит встречается в виде прожилков, секущих пласты соли, глинистые прослои и вмещающие породы. Иногда прожилки располагаются настолько густо, что образуются своеобразные брекчиевидные соляные породы [61]. Галит в прожилках зернистый, белый грубоволокнистый или тонковолокнистый, прозрачен, с периферии окрашен в синий цвет. Волокна располагаются перпендикулярно или слегка наклонно к стенкам прожилков и растут навстречу друг другу с образованием в цен-

тральной части прожилков шва или зернистых выделений [3]. Вторичный галит, кристаллизующийся из рудничных рассолов и в естественных пещерах на местах выхода соляных пластов, обнаруживает большое морфологическое разнообразие: друзы крупных кубических кристаллов, натечные образования, иногда полые сталактиты [4, 5], шестоватые и спутанноволокнистые агрегаты.

В последнем случае каждое волоконце состоит из нескольких сросшихся друг с другом капиллярных соляных трубочек. Они вырастают в выработках на пористом основании из пестано-глинистой породы. Приток питающего раствора в этом случае идет по внутренним каналам волосков, которые к концу роста сгибаются под собственной тяжестью и закручиваются [3].

Минеральный состав залежей каменной соли очень прост: преобладающим минералом является галит, в качестве примесей присутствуют ангидрит, карбонаты, глинистые минералы и незначительное количество калийных солей. В залежах каменной соли, связанных с месторождениями калийных солей, галит ассоциируется с сильвином, карналлитом, полигалитом, каинитом, кизеритом, бишофитом, лангбейнитом и другими солями; иногда в ассоциации с галитом наблюдаются различные бораты.

В СССР [54] месторождения галита многочисленны, наиболее крупные из них сосредоточены в Европейской части Союза. На Дальнем Востоке месторождений соли не обнаружено. Значительные месторождения каменной соли имеются на юго-западе и юге Европейской части СССР: в БССР месторождения Белорусское (Старобинское) и Давыдовское, в УССР — Сологвинское (в Закарпатье), Роменское (Сумская обл.), Славянское, Артемовское и Ново-Карфагенское (в Донбассе); в Ереванском соляном бассейне Аванское месторождение (Арм. ССР) [62] и в Нахичеванском бассейне месторождения Нахичеванское и Неграмское (Азерб. ССР) [63]. Обширные соленосные площади располагаются на Востоке Европейской части СССР: Сольвычегодское месторождение (Архангельская обл.), Сереговское (Коми АССР) [64]; вдоль склона Урала расположены соляные бассейны — Верхнепечорский, Верхнекамский (Соликамское месторождение, Пермская обл.) и Сылвенско-Чусовской (Шумковское месторождение, Пермская обл.), огромные запасы каменной соли имеются в Прикаспийском и примыкающих к нему Башкирском и Оренбургско-Актюбинском соляных бассейнах, где известно значительное число солянокупольных структур — месторождения Яр-Бишкадакское [65], Стерлитамакское и Стерлибашевское (Башкирская АССР), Илецкое (Оренбургская обл.), Чапчачи, Жилинка (Каз. ССР), Озинки (Саратовская обл.), Баскунчакское (Астраханская обл.), Эльтонское (Волгоградская обл.) и многие другие. Неисчерпаемые запасы каменной соли имеются в Восточной Сибири: в Хатангском соляном бассейне, месторождение Нордвинское (Красноярский край) [66], месторождения Усольско-Булайское, Усть-Кутское (Иркутская обл.), Пеледуйское, Усть-Бирюкское, Солянское, Наманинское, Кемпендяйское (Якутская АССР). Многочисленные месторождения галита находятся в Средней Азии: Бардымкульское, Ходжамуминское, Шаритузское, Танацшиское, Нурекское и др. (Тадж. ССР), Ходжаиканское (Узб. ССР), Узунсу, Ляйлимканское, Окузбулакское, Тузканское (Туркм. ССР), Джельдысу, Кочкорское, Кетмень-Тюбе и Тупук-Туз [67] (Кирг. ССР). Крупное Туз-Тагское [68] месторождение известно в Тувинской АССР.

За рубежом — Стасфурт, Леопольдсхал (Саксония-Анхальт, ГДР), Величка (Польша), Зальцбург (Австрия), Бексе (кантон Во, Швейцария), Джирдженти и Ракальмунто (о-в Сицилия, Италия), близ Дакса и Ланды, (Франция), близ Кардоны (Испания), в Нортвич (Чешир, Англия), в Солт-Рейндж (Индия), в США в штатах — Нью-Йорк, Огайо, Мичиган,

Луизиана, Канзас, Аризона, Невада, Нью-Мексико, Техас, в Канаде — в Онтарио и т. д.

В современную эпоху галит отлагается при экзогенных процессах, протекающих в соленых озерах морского или континентального происхождения и в мелководных лагунах в условиях жаркого засушливого климата. Садка галита происходит как в летнее время при интенсивном испарении воды, так и зимой при пересыщении рапы в результате охлаждения. Частично галит образуется по гидрогалиту, выкристаллизовывающемуся при отрицательных температурах. Галит начинает выпадать несколько позднее начала кристаллизации кальцита и гипса одновременно с ангидритом и обладает способностью не вступать во взаимодействие с постоянно концентрирующимся маточным рассолом [59, 69], так что в последующие стадии он сопровождает садку более растворимых сложных солей, сульфатов Na, K, Mg, а также хлоридов K и Mg (карналлит, сильвин, мирабилит, тенардит, эпсомит, астраханит и др.).

Кристаллики галита зарождаются на поверхности рапы в виде мельчайших скелетных образований; благодаря усиленному нарастанию вещества вдоль осей L_3 они превращаются в полые пирамидки с квадратным основанием, плавающие на поверхности рассола вершинкой вниз, так называемые «лодочки» или «воронки» (см. выше, структ. и морф. крист.). Нередко они срстаются на поверхности концентрированной рапы и образуют соляную «шугу», затем оседают на дно бассейна [57], где такие лодочки и их обломки продолжают расти в направлении вершины, обращенной кверху, образуя так называемые «соляные зубы». Образование кубических кристаллов галита происходит лишь при перекристаллизации скелетных кристаллов или при кристаллизации из донной рапы [69].

Среди озерных отложений галита различают следующие типы [59]: 1) новосадка — отлагается поверх ила, состоит из хрупкого агрегата сросшихся «лодочек», «елочек» или «зубов» галита матово-белого, розового или голубоватого цвета; 2) старосадка — отложения галита, захороненные в иле, частично перекристаллизованные; 3) корневой галит — кристаллизуется из донной рапы при ее охлаждении и при перекристаллизации старосадки; 4) гранатка — россыпь кристаллов донной соли.

В СССР многочисленные соляные озера [56] приурочены к соленосной полосе, которая протягивается от границы с Румынией до Забайкалья, захватывая приморские степи Молдавии и Крыма, Азовское побережье, Прикаспийскую низменность, полупустыни и пустыни Казахстана, южные части Западной Сибири и Средней Азии, Абаканские степи. Наиболее известные месторождения: Эльтон в Волгоградской обл., Баскунчак в Астраханской обл., Бурлинское в Алтайском крае, Сиваш (УССР); за границей: Боракс в Калифорнии, Большое Соленое озеро в Юте, США, Виктория в Центральной Австралии, Тебриз в Иране и пр.

В связи с вулканической деятельностью галит начинает отлагаться уже в самые первые стадии остывания лавы в виде голубоватого налета на лавовых глыбах и бомбах [46], также при fumarольной деятельности из сухого газа при температуре около 500° в виде легкого пушистого налета, состоящего из иголок NaCl с мельчайшими включениями KCl [47]. На Везувии в пустоте блока лейцит-тефритовой породы, выброшенного при извержении 1906 г., галит встречен в виде желтоватых кубооктаэдрических кристаллов, выросших на кристаллы бесцветного или голубоватого сильвина с включениями галита [70].

Для вулканогенного галита характерно тесное срстание с сильвином; возможно, что высокотемпературный галит содержит изоморфную примесь калия. Соотношение $\text{NaCl} : \text{KCl}$ в галито-сильвиновых налетах соответствует приблизительно соотношению Na и K в лаве; так на Ключевской сопке (Камчатка) преобладает NaCl , на Везувии KCl [47].

Своеобразные прожилки галита точно не установленного происхождения отмечались в диабазовом силле, секущем кварцевые жилы одного из золоторудных месторождений Онтарио [71].

Изм. Галит легко растворяется водой, и на месте его выделений остаются пустоты, иногда сохраняющие отпечатки тончайшей скульптуры граней кристаллов. Часто такие пустоты выполняются мергелем, глиной, гипсом, доломитом, ангидритом, целестином, полигалитом, кварцем, гематитом, пиритом [43, 72—75]. При метаморфизме галит соляных месторождений перекристаллизовывается, в результате чего увеличиваются прозрачность его зерен и величина монокристаллов, а также изменяется их ориентировка.

Искусств. Легко получается при осаждении из водного раствора. Водяно-прозрачные кристаллы могут быть получены при добавлении FeCl_3 или сильных кислот и оснований. Образуется также при возгонке хлорида натрия. Известны методы получения нитевидных кристаллов [76].

С KCl при обычной температуре изоморфно не смешивается, изоморфные смеси были получены лишь при быстром остывании расплава [77]. При температуре выше 500° образуется ряд двойных солей, показатели преломления которых изменяются прямо пропорционально содержанию компонентов, при охлаждении они распадаются на галит и сильвин [78]. Изучены многие физико-химические водные системы с NaCl [79, 80] (см. также сильвин, карналлит и другие растворимые соли).

Практ. знач. Необходимый пищевой продукт и консервирующее средство, также важнейшее химическое сырье в производстве соды, хлора, соляной кислоты, натрия, едкого натра и ряда солей. Применяется в пищевой, анилино- и лакокрасочной, лесохимической, азотной, текстильной, металлургической, фармацевтической, кожевенной, нефтяной промышленности, в производстве пластмасс, мыловарении, в холодильном деле и т. д.; крупные водяно-прозрачные кристаллы — в оптических приборах.

Отл. От других растворимых в воде солей отличается соленым (но не горьким) вкусом. Отличия от сильвина см. на стр. 133.

Межплоскостные расстояния искусственного NaCl *

Cu-излучение					
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
111	13	3,258	511	1	1,0855
200	100	2,821	440	2	0,9969
220	55	1,994	531	1	0,9533
311	2	1,701	600	3	0,9401
222	15	1,628	620	4	0,8917
400	6	1,410	533	1	0,8601
331	1	1,294	622	3	0,8503
420	11	1,261	444	2	0,8141
422	7	1,1515			

* ASTM, 5—0628.

Л и т е р а т у р а

1. Мурзаев П. М. ДАН СССР, 1941, 33, № 4, 305.
2. Кореневский С. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 1, 48.
3. Коробцова М. С. Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований» Изд. Львовск. ун-та, 1955, кн. 2, 3.
4. Драверт П. Тр. Якутск. обл. статистич. комитета, 1908, вып. 1, 9.
5. Голубкова Ю. М. Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1950, вып. 21, геол.-геогр., кн. 2, 3.

6. Frondel C. Am. Min. 1955, 49, No 9—10, 876.
7. Bragg W. L. Proc. Roy. Soc., 1914, Ser. A, 89, 468 (по реферату N. Jb. Min., 1916, 2, 4).
8. Земятченский П. А. Тр. СПб. об-ва ест., 1899, 27, вып. 1, 1.
9. Шафрановский И. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 1, 5.
10. Gahn J., Nасken R. N. Jb. Min. Abhandl., 1954, 86, N. 3, 309 (теоретическое рассмотрение вопросов скелетообразования у NaCl).
11. В а л я ш к о М. Г. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1952, вып. 23, 25.
12. Д у б и н и н а В. И. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1954, вып. 29, 3.
13. Leith E. Univ. Toronto Stud., Geol. Ser., 1941, No 46, 69.
14. Friedel G. Bull. Soc. fr. min., 1930, 53, N° 1—6, 122.
15. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Госгеолтехиздат, 1961, 240; G ö r g e y R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1912, 31, 376; R i n n e F., Zs. Krist., 1912, 50, 259; M ü g g e O. Zs. Krist. 1924, 59, 366.
16. Рожанский В. Н., Парвова Е. В., Степанова В. М., Предводителей А. А. Кристаллография, 1961, 6, вып. 5, 704; К о с т и н Н. Ф., Л у б е н е ц С. В., А л е к с а н д р о в К. С. Кристаллография, 1961, 6, вып. 5, 737.
17. L ö f f l e r M. N. Jb. Min., 1934, B.-Bd. 68, A, 125.
18. К л а с с е н - Н е к л ю д о в а М. В. Журн. exper. и теор. физики АН СССР, 1942, 12, вып. 9, 349.
19. Д у б и н и н а В. И. ДАН СССР, 1951, 79, № 5, 859.
20. Я р ж е м с к и й Я. Я. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5, 607.
21. T e r t s c h H. Zs. Krist., 1932, 81, 264.
22. Р у з в м и н А. М. Геология и геофизика, 1960, № 6, 60.
23. H ü c h e r M. Bull. Soc. fr. min., 1962, 85, N° 1, 5; B e t h g e H. Fortschr. Min., 1960, 38, N. 1, 79.
24. B u e r g e r M. J. Am. Min., 1930, 15, No 5, 174; No 6, 226.
25. Предводителей А. А., Рожанский В. Н., Степанова В. М. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 418.
26. Ч и р в и н с к и й П. Н. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, вып. 1, 51.
27. M i t c h L. N. Jb. Min., 1909, 1, 60.
28. Г а р б е р Р. И., К и р и л л о в В. С. Кристаллография, 1962, 7, вып. 1, 142.
29. R e i s A., Z i m m e r m a n n L. Zs. Krist., 1922, 57, 471.
30. E x n e r F. Härte an Kristallflächen. Wien, 1873.
31. П ш и б р а м К. Окраска и люминесценция минералов. Изд-во Иностран. лит.-ры, 1959, 194.
32. Engelhardt W., H a u s s ü h l S. Kolloidzeitschrift, 1960, 173, N 1, 20.
33. G o s s n e r V. Zs. Krist., 1904, 38, 132.
34. В р а с к и й С. Б., Г о г о б е р и д з е Д. Б., Ф л е р о в а М. Н. Сб.: «Кристаллография». Металлургия, 1951, вып. 1, 171.
35. O c h s e n i u s C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze unter spez. Berücks. der Flözte von Douglasshall in den Egelnschen Mulden. Halle, Pfeffer, 1877, 94 (по реферату Zs. Krist., 1877, 1, 412); P r e c h t H. Ber. Dtsch. Chem. Ges., 1880, 13, 2327.
36. H o w a r d C. L. H., K e r r P. F. Science, 1960, 132, No 3443, 26.
37. T h o m s o n S. J., W a r d l e G. Geoch., cosm. acta, 1954, 5, No 4, 169.
38. В и н о к у р о в В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4, 504.
39. H o w e l l B. F., L i c a s t r o P. H. Am. Min., 1961, 46, No 3—4, 269.
40. K l e b e r W. Einführung in die Kristallographie. Berlin, 1961, 296.
41. M u r a t a K. J., S m i t h P. L. Am. Min., 1946, 31, No 11—12, 527.
42. Ф е д о н о в Н. Н. Тр. Сиб. физ.-техн. ин-та, 1939, 5, вып. 3, 164.
43. Б е с с о н о в Л. Ф. Журн. exper. и теор. физ. АН СССР, 1947, 17, вып. 11, 1011.
44. K i p A. F., K i t t e l C., L e v y R. A., P o r t i s A. M. Phys. Rev., 1953, 91, 1066; A b e H., N a g a n o H., N a g u s a M., O s h i m a K. J. Chem. Phys., 1956, 25, 375; F o r r e s t e r P. A., S c h n e i d e r E. E. Proc. Phys. Soc., 1956, Sect. B, 69, 833; L o w W. Proc. Phys. Soc., 1956, Sect. B, 69, 837; C a s t n e r T. G., K a n z i g W. Phys. Chem. Solids, 1958, 3, 178.
45. Н а й Дж. Физические свойства кристаллов. Изд-во Иностран. лит.-ры, 1960, 301; L e i b s s l e H. Zs. Krist. 1960, 114, 457.
46. Н а б о к о С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 113.
47. П и й Б. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 281.
48. С е л и в а н о в Л. С. Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1947, № 11, 26.
49. Н и к о л а е в В. И. Природа, 1936, № 6, 91.
50. H e r g m a n n A. G. Freiburger Forschungshefte, 1958, S 43, 33.
51. K o r r e n g E. N. Jb. Min., 1914, B.-Bd. 37, A, 62.

52. Ляшенко В. С. *Металлургия*, 1935, № 11, 85.
53. Волков А. Н. Сб.: «Нерудные ископаемые Советской Азии». Изд-во «Сов. Азия», 1932, 73.
54. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. сер., 1960, 35, 1 (геология галогенных отложений СССР; библиография).
55. Дзенис-Литовский А. И. *Природа*, 1937, № 8, 39; 1947, № 1, 54.
56. Герасимов А. П. Сб.: «Естественные производительные силы России», Изд. Росийск. АН, 1924, 4, вып. 35, 3 (исторический обзор теорий образования соляных месторождений).
57. Яржемский Я. Я. Сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956, 162.
58. D'Ans J., Kühn R. *Zs. Kali*, 1940, 34, H. 4, 42.
59. Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. *Тр. Н.-и. ин-та галургии*, 1952, вып. 23, 54; Валяшко М. Г. *Закономерности формирования месторождения солей*. Изд. МГУ, 1962, 122.
60. Ходьков А. Е. *Тр. Н.-и. ин-та галургии*, 1956, вып. 32, 314.
61. Ходьков А. Е., Шевченко И. Н. *Тр. Н.-и. ин-та галургии*, 1959, вып. 35, 189.
62. Месропян А. И. *Изв. АН Арм. ССР*, сер. геол. и геогр., 1959, 12, № 1, 23.
63. Панахи Ш. А. *Тр. Азерб. индустр. ин-та*, 1956, вып. 12, 61.
64. Пахтусова Н. А. *Матер. по геол. и пол. ископ. С.-З. СССР*, 1957, 1, 83.
65. Герасимова В. В. *Тр. Н.-и. ин-та галургии*, 1956, вып. 32, 339.
66. Калинин М. К. *Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики*, 1958, 97, 42.
67. Дружинин И. Г., Зиновьев А. А., Кадынов М., Батырчаев И. Е., Лопина М. Д. *Тезисы докладов Всес. совещания по физ.-хим. анализу*. Изд-во АН СССР, 1960, 57.
68. Пастухова М. В. *Тр. Н.-и. ин-та галургии*, 1960, вып. 40, 245.
69. Валяшко М. Г. *Мин. сб. Львов. геол. об-ва*, 1951, № 5, 65.
70. Lacroix A. C. R., Paris, 1906, 142, 1249.
71. Searls F. *Econ. Geol.*, 1956, 51, No 2, 192.
72. Link O. *Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges.*, 1946, Nr 470, 1.
73. Кротов Б. П. *Зап. Мин. об-ва*, 1925, 54, вып. I, 85.
74. Ясинская А. А., Колтун В. И. *Мин. сб. Львов. геол. об-ва* 1956, № 10, 339.
75. Staples L. W. *Am. J. Sci.*, 1950, 248, No 2, 124.
76. Есенский Б., Хартманн Э. *Кристаллография*, 1962, 7, вып. 3, 433.
77. Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф. *Журн. русск. физ.-хим. об-ва*, 1906, 38, вып. I, отдел 1, 49.
78. Slawson C. B. *Am. Min.*, 1926, 14, No 8, 293.
79. Пельш А. Д. *Тр. Н.-и. ин-та галургии*, 1953, вып. 27, 3 и 17.
80. Kennedy G. C. *Am. J. Sci.*, 1962, 260, No 2, 115.

Сильвин Sylvite

KCl

Назван по имени химика Сильвия де-ля Баш (Бедан, 1832).

Синон. Хлористый калий — potassium chloride, сильвиит — Silviit (Глокер, 1847) гёвелит — hoevelite (Жирар, 1863), леопольдит — Leopoldit (Цинкен, 1865), перцеллит — Schätzellit (Бишоф, 1865).

Хлорнатрокалиит — chlornatrokalite (Джонстон-Левис, 1906; Спенсер, 1908) — сильвин с примесью галита, меллахит — mellahite — смесь солей KCl, NaCl, MgSO₄, MgCl₂, образующаяся при выпаривании морской воды (Николи, 1925), сильвиногалит — sylvinohalite (Шубникова, 1937) и галитосильвин — Halitosylvin (Бёке, 1909) — смеси галита и сильвина.

Характ. выдел. Зернистые и плотные массы часто со слоистой текстурой. Шестоватые и волокнистые агрегаты, корочки, землистые налеты, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^5 — $Fm\bar{3}m$; $a_0 = 6,289 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (От, 1926) [1].

Структура аналогична структуре NaCl [2]. Расстояние K — Cl = 3,14 Å.

Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m$ ($3L_44L_36L_29PC$). Класс подтверждается рентгеновским изучением, но фигуры травления и удара обычно указывают на более низкую симметрию [3].

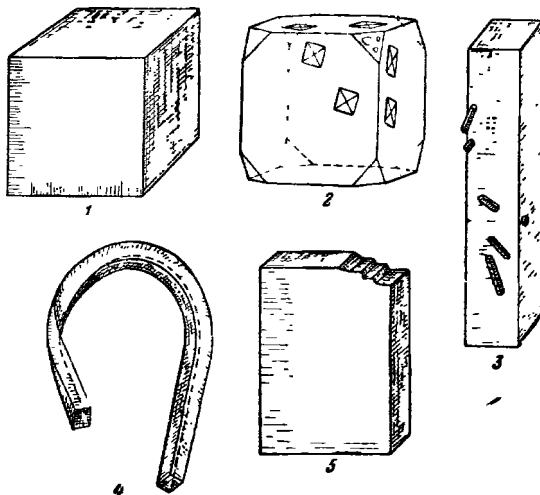
Более часто наблюдавшиеся формы:

a 100	o 111	k 520	n 211	A 722	s 321	w 841
d 110	ζ 540	β 322	m 311	μ 411	t 421	γ 931

Редкие и недостоверные формы:

740	855	911	441	432	851	942	16.15.12
210	10.3.3	11.11.9	653	12.9.8	532	941	12.4.1
720	711	443	652	854	742	721	20.4.1
433							

Кристаллы (фиг. 68,1) кубические (иногда вершины притуплены гранями октаэдра (фиг. 68,2)); изредка октаэдрические, призматического развития (фиг. 68,3), иногда изогнутые (фиг. 68,4) и таблитчатые (фиг. 68,5) [4]. Скелетные кристаллы в отличие от галита редки. На гранях куба часто фигуры



Фиг. 68. Кристаллы сильвина:

1 — Калуш (по Коробцовой); 2 — Стасфурт (по Линку);
3 — 5 — Калуш (по Коробцовой)

травления [3], нередко в виде квадратных углублений, повернутых косо относительно ребер куба. Искусственно получены также симметричные фигуры травления [5]. Дв. по (111) наблюдались только у искусственных кристаллов. Иногда отмечается зональность [6]. Нередки очень обильные включения. Микровключения галита в сильвине чрезвычайно разнообразны по форме и величине: каплевидные, призмочки, кубики и кубооктаэдры, ориентированные параллельно плоскостям спайности сильвина [7, 8]. Мельчайшие чешуйки гематита шестиугольной или ромбовидной формы иногда расположены параллельно (100), (111) и (110) сильвина; отмечаются также включения окислов железа [9, 10] в виде игл, волокон и хлопьевидных агрегатов. Часты включения ангидрита и полигалита, иногда многочисленны включения воздуха [11], возможно содержащего небольшие количества метана и водорода; описаны включения рапы в виде амебообразных полостей и заполнений отрицательных кристаллов, а также отмечались включения мельчайших иголочек криptomелана [12].

Физ. Сп. по (100) совершенная. Изл. неровный. Хрупок, но в несколько меньшей степени, чем галит. При продолжительном одностороннем давлении делается пластичным. Скольжение $T(110)$, $t[1\bar{1}0]$; $T(100)$, $t[1\bar{1}0]$ [13].

Кубический коэф. сжимаемости KCl при 30° $5,62 \cdot 10^{-6}$ $см^2/кг$. Фигура удара на грани куба имеет вид четырехлучевой звезды, не симметричной по отношению к ребрам кристалла. Тв. 2. Микротвердость $10-16$ $кг/мм^2$; на грани куба несколько выше, чем на грани октаэдра [4, 7]. Полируемость разных граней различна: легче всего полируется по грани (100), наиболее трудно по грани (111), но анизотропия полирования несколько ниже, чем у галита [14]. Уд. в. 1,993 (средний из нескольких измерений) (вычисл. 1,990). Бесцветен и прозрачен, цв. молочно-белый, обусловленный включениями галита [8] или газа [11], серовато-белый, голубой (от включений синего галита [15]), часто желтый, красный или желтовато-красный (от включений гематита) [9]. В последнем случае окраска часто распределяется полосами (около трещинок) или зонально, обычно она гуще к краям зерна, иногда параллельно граням куба. Бл. стеклянный.

Диамагнитен или слабо парамагнитен. Непроводник электричества. Диэлектрическая постоянная 5,03 [16]. При облучении катодными и рентгеновскими лучами, а также при нагревании в парах K и Na окрашивается в голубой или фиолетовый цвет [17]. Слабо радиоактивен вследствие содержания K_{40} .

Методом электронного парамагнитного резонанса исследованы примеси Mn^{2+} , Fe^{2+} , Cu^{2+} , Eu^{2+} , F -центры, V -центры, M -центры, Z -центры [17a].

Обладает большой прозрачностью в инфракрасной области спектра.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен, изотропен. $n=1,4902$ (Na) [18]. Дисперсия показателя преломления (Мартенс, 1902, по Хинце):

λ , $m\mu$	643	533	508	441
n	1,48764	1,49397	1,49606	1,50377

Иногда слабое аномальное двупреломление, в этом случае у окрашенных кристаллов отчетливый плеохроизм. При одностороннем сжатии вдоль нормали к грани куба становится одноосным (+), вдоль нормали к грани октаэдра — одноосным (—); под действием гидростатического давления 1 $дин/см^2$ показатель преломления повышается на $17,35 \cdot 10^{-13}$ [19].

Хим. Теор. состав: $K - 52,44$; $Cl - 47,56$. Всегда содержит в виде изоморфной примеси Br [4, 20—22], иногда незначительное количество J [23]. При комнатной температуре KCl может содержать до $3,02\%$ NH_4Cl [24]. Также отмечались U , He [25] и Ar_{40} , образующийся в результате распада K_{40} [26, 27]. Указываются также следы Ba , Pd , Fe , Ra , Cu , Mn , Tl [28].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na	Не обн.	0,07	Не обн.	5,28	—	—
K	52,34	52,23	51,65	44,68	44,807	53,20
Mg	Сл.	0,02	—	—	0,207	0,015
Ca	Не обн.	Не обн.	—	—	—	0,07
CaO	—	—	—	—	—	0,002
Cl	47,49	47,47	48,22	49,28	49,316	47,26
SO_3	Не обн.	Не обн.	—	—	—	0,003
H_2O	0,23	Не обн.	0,05	0,90	—	0,38
$H. o.$	0,015	0,03	—	—	0,205	—
Сумма (100,075)		99,82	99,92	103,14	94,535	100,93

1—2 — Соликамское м-ние; анал. Морачевский [21]: 1 — молочно-белый (в оригинале сумма 100,05); 2 — мясо-красный; 3—4 — Кадуш; анал. Коробцова [4]: 3 — кубические кристаллы; 4 — призматические кристаллы; содержали примесь галита; 5 — Стасфурт; анал. Прице [29], уд. в. 1,98; 6 — Леопольдсхал; анал. Бродкорб [30].

В 100 г воды при комнатной температуре растворяется $34,7$ г KCl (по Хинце).

Диагн. исп. На вкус горьковато-соленый, слегка жгучий. В пламени свечи плавится.

П. п. тр. испаряется, окрашивает пламя в фиолетовый цвет, лучше наблюдаемый через синее стекло. При добавлении AgNO_3 в раствор, подкисленный HNO_3 , выпадает творожистый осадок AgCl .

Капля раствора PtCl_4 , нанесенная на шлиф, над сильвином мутнеет вследствие образования платината калия, в то время как над галитом такой же раствор остается прозрачным [31].

Повед. при нагр. Т-ра плавл. 778° [32]. Теплота плавл. $360 \text{ дж/г} \cdot \text{град}$ (по Берчу и др.), 6290 кал/моль ($353 \text{ дж/г} \cdot \text{град}$) по Ляшенко [33], теплота образования ($2\text{K} + \text{Cl}_2$) 211 ккал [34]. Коэф. линейного расширения при 40° $37,1 \cdot 10^{-6}$ [35], коэф. кубического расширения при комнатной температуре $115 \cdot 10^{-6}$ [36]. Теплопроводность при 0° — $69,6 \cdot 10^{-3}$, при 100° — $49,2 \cdot 10^{-3} \text{ ватт/см} \cdot \text{град}$ (по Берчу и др.). В интервале $18\text{—}321^\circ$ средняя молекулярная теплоемкость — $12,82 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$, уд. средняя теплоемкость $0,1718 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$ [33]. При нагревании происходит потеря в весе вследствие испарения, но показатель преломления не изменяется [4].

Находк. Значительные скопления образует в соленосных осадочных породах, известен в осадках современных бассейнов, встречается в виде выцветов на почве и среди продуктов возгонов вулканов.

В соленосных породах скопления сильвина наиболее значительны в толщах пермского возраста (на территории Центральной Европы, Восточной Европы, в Новой Мексике), а также третичного (в СССР — Предкарпатье и Закавказье, в Испании, Франции, на о-ве Сицилии, в Иране).

Сильвинсодержащие соляные отложения образовались также в кембрии (Восточная Сибирь, Индия), в силуре и девоне (Припятский прогиб в БССР, р-н Великих Озер в Северной Америке, Тувинская впадина в Сибири) [37, 38].

Сильвин встречается среди отложений галита, но значительно реже и в меньших количествах. В отличие от галита крупных мономинеральных масс сильвин не образует, а входит в состав зернистых галито-сильвиновых пород, так называемых сильвинитов, которые имеют массивную или полосчатую текстуру; иногда для них характерно тонкое чередование прослоев галита и сильвина. В калийных месторождениях с сульфатными минералами сильвин входит в состав ангидрито-сильвино-галитовых и кизерито-сильвино-галитовых пород, носящих название твердой соли. Калийные соли, включающие сильвиниты и сильвинсодержащие породы, обычно тяготеют к верхней части соляной толщи и заключены между подстилающей и покровной каменной солью. Внутри зоны калийных солей сильвиниты и сильвинсодержащие породы снизу вверх и по простиранию чередуются с пачками карналлита и галита. Кроме того, отмечались сравнительно небольшие линзы и гнезда чистого крупнокристаллического сильвина и прожилки волокнистого строения, иногда с кристалликами галита в средней части, приуроченные, как правило, к глинистым прослоям [4]. В месторождениях, бедных сернокислыми солями (Приуралье, Испания), сильвин ассоциируется с галитом, карналлитом, ангидритом, гидрокислами железа, в богатых сернокислыми соединениями месторождениях (Предкарпатье, Северная Германия) — также с кизеритом, каинитом, лангбейнитом, полигалитом, эпсомитом, шенитом, калиборитом и др.

В ССР. Сильвин встречается в каменной соли ряда районов. Крупные залежи известны в Припятском бассейне (месторождение Белорусское или Старобинское, БССР) [38] и в Предкарпатье [39, 40] (месторождения Калушское и Стебникское, УССР). В Предуралье расположен крупнейший Верхнекамский калийный район [38, 41], калийные соли обнару-

жены также в Верхнепечорском соляном бассейне. Сильвин встречен во многих солянокупольных структурах в Прикаспийском, Башкирском и Оренбургско-Актюбинском бассейнах [39, 42]: Стерлибашево (Башкирская АССР), Линевка (Оренбургская обл.), Озинки (Саратовская обл.) [43], Жилианка, Аще-Булак [43, 44, 45], Акдзар, Кенкияк, Иддер [44], Сагиз, Тамдыкуль, Байзак, Жиренкара, Новобогатинск, Челкар и Григорьевка (Каз. ССР); также в Роменской соляно-купольной структуре, УССР [46]. Залежи сильвинита имеются в Средней Азии на территории, охватывающей Восточный Туркменистан (Гаурдакское месторождение) и Южный Узбекистан [47, 48]. Признаки калийных солей обнаружены в Сибири в Ангаро-Ленском соляном бассейне и верховьях Нижней Тунгуски (Красноярский край), незначительные количества сильвина отмечались в Туз-Тагском месторождении в Тувинской АССР.

В СССР сильвин добывается в Верхнекамском, Калужском и Стебникском месторождениях, за рубежом [40] — в Стасфурте и Леопольдскале (Саксония-Анхальт, ГДР), в Верхнем Рейне (ФРГ), в Эльзасе и Аквитанском бассейне (Франция), в Эбро (Испания), в Клодаве (Польша), в штатах Нью-Мексико [49], Юта и Техас (США), в Северном Саскачеване (Канада) и др.

В современную эпоху образование сильвина наблюдалось по берегам озера Сёрлис (Калифорния, США) и Мертвого моря (Израиль). Сильвин встречается в выцветших почвах в областях жаркого и сухого климата, среди отложений селитры в Перу и Чили, а также в виде землистых и пушистых налетов в смеси с галитом на стенках кратеров вулканов и в трещинах лавы (Ключевская сопка на Камчатке и Везувий в Италии) (см. галит).

Генезис сильвина в соляных месторождениях явился предметом длительной дискуссии. Ранее господствовало представление об исключительно вторичном происхождении сильвина за счет изменения карналлита. Оно было выдвинуто немецкими исследователями в процессе геологического изучения северогерманских калийных месторождений и основывалось на классических работах Вант-Гоффа [50] по изучению диаграммы равновесий системы Na , K_2 , Mg , Cl_2 , SO_4 , H_2O . Справедливость этих выводов для сильвина из твердой соли северогерманских месторождений подтверждается современными минералого-петрографическими исследованиями Брауча [51].

В результате детальных геолого-петрографических и минералогических исследований, проведенных в СССР в связи с разработкой Соликамского месторождения [7, 37, 52, 53], были установлены факты, свидетельствующие об образовании значительных масс сильвина непосредственно из рассола в процессе выпадения химических осадков в солеродных бассейнах. Принципиальная возможность выпадения KCl из рапы в природных условиях была доказана рядом физико-химических исследований [54—57].

По данным Валашко [40, 58], начало кристаллизации сильвина в бассейне, концентрирующем метаморфизованную океаническую воду, должно приблизительно совпадать с началом превращения его в сухое озеро, поэтому образование пластов сильвина могло происходить лишь в местах прогибания свежееотложенной галитовой толщи, куда устремлялись пропитывающие ее поровые растворы, насыщенные KCl и NaCl . Образование сильвинитов, вероятно, могло также происходить локально в результате притока извне вод, насыщенных KCl [7, 37]. По данным Уразова [54], колебание содержания сильвина в сильвините объясняется изменением температурных условий отложения: чем выше температура образования сильвинита, тем больше он содержит сильвина. Образование тонкого переслаивания сильвина и галита объясняется сезонным изменением состава и концентрации рапы или периодическим притоком метаморфизованных растворов. Выпадение сильвина могло происходить и из рапы, содержащей значительное количество сульфатов [56, 59], но обычно вне зоны отложения терригенного материала.

В процессе диагенетического уплотнения соляных пород сильвин может переотлагаться и вновь образовываться под влиянием растворов, отделяющихся в процессе уплотнения соляных толщ и отжимающихся кверху. По данным Ходькова [60], механизм этого явления на примере Соликамского месторождения представляется следующим образом: на различных стадиях диагенеза поровые растворы из толщи подстилающей каменной соли поднимались вверх. Благодаря наличию водонепроницаемых

глинистых прослоев и неравномерной трещиноватости разгрузка этих вод происходила локально. Будучи насыщенными NaCl, растворы при прохождении через зону первичного сильвинита растворяли сильвин и отлагали на его месте галит. При дальнейшей миграции вверх они попадали в зону карналлита, извлекали из нее MgCl₂ и обуславливали формирование сильвинита на месте карналлит-галитовой породы, так как были насыщены KCl и NaCl и недонасыщены MgCl₂. Одновременно могла происходить кристаллизация сильвина в трещинных и других полостях.

Типоморфной особенностью вторичного сильвина является значительно более низкое содержание в нем брома. Если в первичном сильвине может содержаться до 0,28% Br [61], то во вторичном сильвине его содержание в несколько раз меньше. Пониженное содержание брома в сильвине свидетельствует о перекристаллизации этого минерала, его переотложении в процессе диагенетического изменения соляной толщи или о кристаллизации в бассейне, рассол которого образовался не путем сгущения морской воды, а в процессе размывания соляных толщ [62, 63].

Изм. Отмечалось замещение сильвина галитом и полигалитом.

Искусств. Легко получается при кристаллизации из водных растворов, из паров, при медленном остывании расплава в виде кубических и кубооктаэдрических кристаллов. Прозрачность значительно возрастает при добавлении в раствор NaOH, Na₂CO₃, CuCl₂. Своеобразные скелетные формы получены из насыщенного раствора [6]. Исследовались системы, соответствующие составу морской воды и рапы оз. Индер [56], а также система KCl — NaCl — MgCl₂ — H₂O [43, 64] и др.

Практ. знач. Большая часть добываемого сильвина идет на производство калийных удобрений; он является также сырьем для получения соединений калия, имеющих самое различное применение. Прозрачные кристаллы используются для изготовления призм спектрометров.

Отл. От галита отличается по жгуче соленому вкусу, по косому расположению фигур удара, травления и роста относительно ребер куба, более частым развитием граней октаэдра, способностью окрашивать пламя в фиолетовый цвет. Сильвин несколько мягче и пластичнее, царапается галитом, при сжатии между двумя стеклянными пластинками мелкие зерна сильвина расплющиваются, а зерна галита превращаются в порошок. В тесном срастании с галитом (в сильвините) сильвин можно отличить путем травления полированной поверхности насыщенным раствором NaCl; при этом сильвин мутнеет, а галит остается блестящим; в отраженном свете на поверхности образца четко выявляются даже мелкие включения одного минерала в другом [65]; в шлифах от галита отличается меньшим показателем преломления и реакцией с раствором хлористой платины. От карналлита — более жирным блеском, заметной спайностью и тем, что царапается беззвучно, в то время как карналлит издает характерный звук.

Межплоскостные расстояния сильвина из Стасфурта по Михеу
Fe-излучение, без фильтра, $D = 46,00$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
200β	4	3,491	400β	2	1,738	442β	2	1,153
200	8	3,158	400	6	1,574	440	7	1,109
220β	5	2,456	420β	3	1,552	620β	2	1,093
220	9	2,225	420	10	1,403	622β	1	1,052
222β	3	2,006	422	9	1,282	442	10	1,045
222	7	1,816	440β	1	1,223			

Л и т е р а т у р а

1. Ott H. Zs. Krist., 1926, 63, 222; сходные данные см.: Wagner E. Ann. Phys., 1916, 49, 625; Vegard L. Zs. Phys., 1921, 5, 17; Hallighurst R. J., Mask E., Blake F. C. J. Am. Chem. Soc., 1924, 46, 2368; Zs. Krist., 1926, 64, 164; Ту Y. Phys. Rev., 1932, 40, 662.
2. Bragg W. L. Proc. Roy. Soc., 1913, Ser. A, 89, 448 (первое описание структуры); см. также: Lark-Horowitz J. K., Miller E. P. Phys. Rev., 1936, 49, 418.
3. Kreuz St. Zs. Krist., 1913, 21, 209.
4. Коробцова М. С. Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львовск. ун-та, 1955, кн. 2, 107.
5. Lowry T. M., Vernon M. A. Zs. Krist., 1929, 70, 384.
6. Корневский С. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 1, 48.
7. Дубинина В. Н. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1954, вып. 29, 3.
8. D'Ans J., Kühn R. Zs. Kali, 1938, 32, 152 (по реферату N. Jb. Min., 1938, 2, 671).
9. Разумовская Е. Э. Матер. общей и прикл. геол., 1927, вып. 105, 61.
10. Leonhardt J., Tiemeyer R. Naturwissenschaften, 1938, 26, Н. 24—25, 410.
11. Пуаре И. В. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 90.
12. Sun Ming-Shan Am. Min., 1962, 47, No 1—2, 152.
13. Buerger M. J. Am. Min., 1930, 15, No 5, 174.
14. Engelhardt W., Haussühl S. Kolloid Zs., 1960, 173, Н. 1, 20.
15. Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. Изд-во Иностран. лит-ры, 1959, 252.
16. Pisani M. Zs. Krist., 1900, 41, 315.
17. Estermann I., Leivo W. J., Stern O. Phys. Rev., 1949, 75, 627; см. также Хинце.
- 17а. Abe H., Nagano H., Nagusa M., Oshima K. J. Chem. Phys., 1956, 25, 378; Forrester P. A., Schneider E. E. Proc. Phys. Soc., 1956, Sect. B, 69, 833; Low W. Proc. Phys. Soc., 1956, Sect. B, 69, 837; Abraham M., Kedzie R. W., Jeffris C. D. Phys. Rev., 1957, 108, 58; Fehrer G. Phys. Rev., 1957, 105, 1122; Fukuda K., Uchida Y., Yoshimura H. J. Phys. Soc. Japan, 1958, 13, 971; Hayes W., Jones D. A. Proc. Phys. Soc., 1958, Sect. B, 71, 503; Kawamura H., Ishiwatari K. J. Phys. Soc. Japan, 1958, 13, 33 и 574.
18. Sprockhoff M. N. Jb. Min., 1904, B.-Bd. 18, A, 132.
19. Leibssle H. Zs. Krist., 1960, 114, 457; Ней Дж. Физические свойства кристаллов. Изд-во иностран. лит-ры, 1960, 301.
20. Lindberg M. L. Am. Min., 1946, 31, No 9—10, 486.
21. Морачевский Ю. В. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 113.
22. Воеке Н. Е. Zs. Krist., 1908, 45, 386.
23. Erdmann E. Zs. angew. Chem., 1910, 23, Nr 8, 342.
24. Crickmeyer B. Zs. phys. Chem., 1896, 21, 73.
25. Strutt R. J. Proc. Roy. Soc., Ser. A, 1908, 81, 278 (по реферату Zs. Krist., 1911, 48, 676).
26. Герлинг Е. К., Титов Н. Е. Изв. АН СССР, сер. хим., 1949, № 2, 128.
27. Амирханов Х. И., Брандт С. Б., Бартницкий Е. Н., Вороневский С. Н. Геохимия, 1959, № 6, 538.
28. Нерманн А. G. Freiburger Forschungshefte, 1958, C43, 33.
29. Huysen Sitzungsber. naturf. Ges., Halle, 1867, 23 (по реферату N. Jb. Min., 1868, 483).
30. Brodtkorb Zs. Naturwiss., 1863, 22, 35 (по Хинце).
31. Воеке Н. Е. N. Jb. Min., 1909, 2, 33.
32. Тамманн G., Veszi G. Zs. anorg. Chem., 1927, 150, 360.
33. Ляшенко В. С. Металлургия, 1935, № 11, 85.
34. Plato W. Zs. phys. Chem., 1906, 55, 721.
35. Voigt W. Zs. Krist., 1891, 18, 656.
36. Winkler H. Struktur und Eigenschaften der Kristalle. Berlin, 1950, 185.
37. Иванов А. А. Геология рудных месторождений, 1959, № 4, 65; Иванов А. А., Левидский Ю. Ф. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1960, 35, 1 (геология, галогенных отложений СССР).
38. Морачевский Ю. В. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1939, вып. 17, 64 и 81. Щербина В. Н. ДАН Бел. ССР, 1960, 4, № 2, 66.
39. Лепешков И. Н. Калийные соли Волга — Эмбы и Прикарпатья. Изд-во АН СССР, 1946, 105.
40. Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, 1962, 228 и 308.
41. Разумовская Е. Э. Тр. Главн. развед. управл. ВСНХ СССР, 1931, вып. 54, 1.
42. Корневский С. М. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, 57, 147.

43. Курнаков Н. С., Буялов Н. И., Лепешков И. Н. Калий, 1936, № 9, 1.
44. Буялов Н. И., Лепешков И. Н., Рябчиков Д. И. Калий, 1937, № 1, 5.
45. Буялов Н. И. Тр. Казахстан. базы АН СССР, 1935, вып. 8, 17.
46. Хрущов Д. П. Геол. журн. АН Укр.ССР, 1962, 22, вып. 3, 87.
47. Петров Н. П. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 94; сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956, 222.
48. Вольный В. Среднеазиатская калийная соль. УЗГИЗ, 1932.
49. Duplar J. C. Eosop. Geol., 1951, 46, No 8, 909.
50. Вант-Гофф Я. Г. Океанические соляные отложения. ОНТИ, 1936, 9.
51. Braitsch O. Kali und Steinsalz, 1960, 3, N. 1, 1.
52. Вахрамеева В. А. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1954, вып. 29, 129.
53. Дубинина В. Н. ДАН СССР, 1951, 80, № 2, 233.
54. Уразов Г. Г. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 41.
55. Яржемский Я. Я. Зап. Мин. об-ва, 1940, 69, вып. 1, 71.
56. Курнаков Н. С., Николаев В. И. Изв. Сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР, 1938, 10, 333; Курнаков Н. С., Шойхет Д. Н., Изв. Сектора физ.-хим. анализа, ИОНХ АН СССР, 1938, 10, 305; Валяшко М. Г., Соловьева Е. Ф. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1949, вып. 21, 197; 1953, вып. 27, 159; Валяшко М. Г., Роскина Р. С. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1953, вып. 27, 171.
57. Валяшко М. Г. Геохимия, 1957, № 6, 470; Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львовск. ун-та, 1956, кн. 3—4, 252.
58. Валяшко М. Г. ДАН СССР, 1951, 77, № 6, 1055.
59. Лобанова В. В. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1956, вып. 32, 164.
60. Ходяков А. Е. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1956, вып. 32, 314.
61. D'Ans J., Kühn R. Zs. Kali, 1940, 34, N. 5, 59.
62. Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1952, вып. 23, 54.
63. Мягков В. Ф. Геохимия, 1961, № 8, 708.
64. О системах см. симпозиум, Freiburger Forschungshefte, 1959, A — 123, 1—486.
65. Schaller W. T. U.S. Geol. Surv. Bull., 1949, No 992, 83.

ГРУППА ХЛОРАРГИРИТА

		Сингония	α ,	Уд. в.
Хлораргирит	AgCl	Куб.	5,55	5,56
Эмболит	Ag(Cl, Br)	Куб.	—	—
Бромаргирит	AgBr	Куб.	5,79	6,42

В группе хлораргирита объединяются галоидные соединения серебра со структурой типа NaCl. В природе AgCl и AgBr дают непрерывный ряд изоморфных смесей, крайние члены которого соответственно называются хлораргиритом и бромаргиритом, средние объединены под названием эмболита. Йод может входить в ограниченном количестве в решетку богатых бромом членов ряда. Предельное количество йода, которое может входить в решетку типа NaCl, не может считаться пока точно установленным. По Прайору и Спенсеру [1], оно составляет не менее 10%. Наибольшее содержание йода (15,05%) установлено Лазо [2] в эмболите из Дербаха (йодэмболите). Маттес [3] на основании изучения тройной системы AgCl — AgBr — AgJ высказал предположение, что йод не может в значительных количествах входить в решетку типа NaCl, не изменяя изотропного характера материала, Барт и Лунде [4], напротив, считают, что минералы этого ряда могут содержать до 70% AgJ. Возможно, что в галогенидах серебра кубической сингонии AgJ выделяется в виде пластинок йодаргирита вдоль плоскостей (111).

В минералах группы хлораргирита с возрастанием содержания брома размер элементарной ячейки и уд. в. увеличиваются, цвет изменяется от серого и бесцветного у хлораргирита до зеленого у бромаргирита и желтого у йодэмболита. Характерным свойством минералов этой группы является способность разлагаться под действием света с выделением мельчайших частичек серебра, в результате чего окраска изменяется до черной [5].

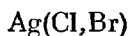
Л и т е р а т у р а

1. Prior G. T., Spencer L. J. Min. Mag., 1902, 13, No 60, 184.
2. Lasaulx A. N. Jb. Min., 1878, 619.
3. Matthes F. N. Jb. Min., 1911, B.-Bd. 31, A, 342.
4. Barth T., Lunde G. Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, N. 4, 281.
5. Mott N. F., Gurney R. W. Electronic processes in ionic crystals. Oxford, 1950.

Хлораргирит Chlorargyrite



Эмболит Embolite



Бромаргирит Bromargyrite



Названы по составу от греч. ἀργύρος (аргирос) — серебро, бром (Рамельсберг, 1860) и хлор (Вайсбах, 1875); эмболит от греч. ἐμβόλιον (эмболлион) — вставной, промежуточный (Брайтхаупт, 1849).

Синон. хлораргирита: роговое серебро — Hornsilber (Валериус, 1747), роговая руда — Hornerz (Кронстедт, 1758), серебряная роговая руда — Silberhornerz (Леонхард, 1821), хлористое серебро — Chlorsilber (Науман, 1828), серебряный роговой шпат — Silberhornspath (Глокер, 1831), серебряный керат — Silber-Kerat (Брайтхаупт, 1832), кераргир — kerargyre (Бедан, 1832), хлоросеребряный шпат — Chlorsilberspath (Глокер, 1839), кераргирит — cerargyrite (Брайтхаупт, 1841), керат — Kerat (Хайдинггер, 1845), серебряный шпат — Silberspath (Глокер, 1847), аргироцератит — argyrocseratite (Глокер, 1847).

Оствальдит — ostwaldite (Корню, 1909) — кристалографический хлораргирит. Синон. эмболита: хлоробромистое серебро — Chlorbromsilber, бромхлористое серебро — Bromchlorsilber, мегабромит — megabromite и микробромит — microbromite (Брайтхаупт, 1859), хлоробромит — chlorobromite (Еремеев, 1887), ортобромит — orthobromite (Самойлов, 1906), бромхлораргирит — bromchlorargyrite.

Синон. бромаргирита: бромистое серебро — bromic silver, серебряный бромид, бромит — bromite (Хайдинггер, 1845), бромшпат — Bromspath (Глокер, 1847), бромит — bromyrite (Дана, 1854).

Некоторые старые названия относятся, вероятно, как к хлораргириту, так и к бромаргириту и эмболиту.

Разнов. эмболита — йодэмболит.

Характ. выдел. Сплошные восковидные выделения (для хлораргирита весом иногда до нескольких килограммов), корочки, налеты, дендритовидные пленки, натеки, проволокообразные выделения, зерна, кристаллики, желвачки.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^5 — $Fm\bar{3}m$; $a_0 = 5,55 \text{ \AA}$ у искусств. хлораргирита (Уилси) [1], $a_0 = 5,626 \text{ \AA}$ у эмболита из Брокен-Хилла (Бери и Томпсон) [1], $5,79 \text{ \AA}$ у бромаргирита (Кох и Фоглер) [2]; a_0 возрастает постепенно с увеличением содержания Br. $Z = 4$.

Структура типа NaCl. Вследствие сильной поляризующей способности иона Ag расстояния Ag — Cl (2,77 Å) и Ag — Br (2,88 Å) значительно меньше суммы их принятых ионных радиусов (3,07 и 3,22 Å), химическая связь приближается к ковалентной. Вследствие иного, чем у галита, характера связей сцепление между плоскостями (100) сильное, и спайность по этому направлению отсутствует.

Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$). Формы: $a(100)$, $d(110)$, $o(111)$.

У хлораргирита отмечались также редкие и недостоверные формы: $\lambda(211)$, $\mu(411)$, $\rho(221)$, $\rho(441)$.

Кристаллы (фиг. 69) кубического и кубооктаэдрического облика, реже октаэдрического. Иногда субпараллельные или ступенчатые сростки. Двойники по (111) [3], у бромаргирита менее часты, чем у хлораргирита. Известны закономерные сростания AgBr с AgJ : $(001)\text{AgJ} \parallel (111)\text{AgBr}$ [4].

Физ. Сп. не наблюдалась. Изл. неровный до полураковистого. Ковки, очень пластичны, режутся ножом. Тв. хлораргирита $2\frac{1}{2}$, у бромаргирита, по некоторым данным, несколько выше. Кубический коэф. сжимаемости хлораргирита $2,4 \cdot 10^{-6}$ (по Берчу и др.), бромаргирита при $30^\circ - 2,74 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^2/\text{кг}$ (по Винклеру). Уд. в.

хлораргирита 5,556 [5] (вычисл. 5,56), бромаргирита — 6,35 (вычисл. 6,42). Хлораргирит на свежем изломе бесцветен или серый, иногда с зеленым или бурым оттенком, на свету разлагается, темнеет, становится фиолетово-коричневым и, наконец, черным [6]. Цв. бромаргирита зеленый различных оттенков, желтовато-зеленый, желтый, на свету изменяется в меньшей степени, чем цвет хлораргирита. Просвечивают. Черта блестящая, у бромаргирита зеленая или желтоватая. Бл. у кристаллов смоляной до алмазного, у скрытокристаллических масс — как у рогового вещества; несвежая поверхность матовая.

Хлораргирит плохой проводник электричества, диэлектрическая постоянная 12,6 (по Ниггли). Бромаргирит непроводник электричества [7].

Магнитная восприимчивость хлораргирита — $0,28 \cdot 10^{-6}$ (по Ниггли).

Хлораргирит слабо фосфоресцирует после продолжительного нагревания, светится под действием рентгеновских лучей [8].

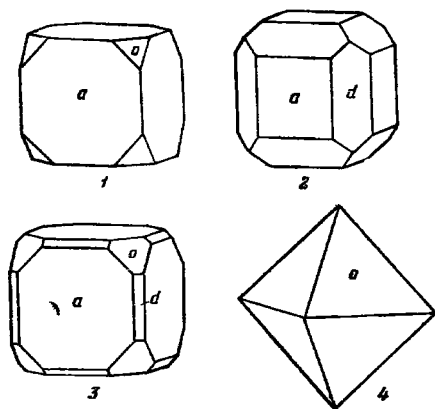
Эмболит по физическим свойствам занимает промежуточное положение между хлораргиритом и бромаргиритом.

Методом электронного парамагнитного резонанса исследованы примеси Mn^{2+} в AgBr , Mn^{2+} и Cu^{2+} в AgCl [8a].

Микр. В шл. в прох. св. хлораргирит бесцветен, бромаргирит зеленовато- или желтовато-белый. Изотропны. $n = 2,07$ (Na) у хлораргирита [9], 2,253 у бромаргирита [10]. У зерен хлораргирита, подвергшихся даже слабому давлению, появляется двупреломление, но, как правило, без плеохроизма даже у окрашенных разностей [11]. Деформированные зерна бромаргирита также обнаруживают двупреломление, исчезающее при нагревании [10].

Хлораргирит в шл. в отраж. св. серовато-белый. Отраж. спос. очень низкая. Полируется с большим трудом.

Хим. Теор. состав хлораргирита: Ag — 75,26; Cl — 24,74; эмболита (при $\text{AgCl} : \text{AgBr} = 1 : 1$): Ag — 65,2; Cl — 10,7; Br — 24,1; бромаргирита: Ag — 57,44; Br — 42,56. Часто содержат изоморфные примеси: хлораргирит — Br, иногда Hg (Чили), эмболит — J (см. разнов. йодэмболит), иногда Hg (Чили), бромаргирит — Cl и J.



Фиг. 69. Кристаллы хлораргирита (1, 2, 4) и бромаргирита (3):

1 — Корнуэлл (по Моосу); 2 — Иоганн-георгенштадт (по Моосу); 3 — Мексика (по Шрауфу); 4 — Сибирь (по Моосу)

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Ag	74,76	73,5	66,91	64,07	65,49	63,35	64,46
Hg	0,07	—	—	1,78	—	—	—
Cl	24,68	21,9	13,20	11,12	11,17	8,21	9,97
Br	—	4,9	19,71	23,07	23,34	28,44	24,81
J	—	0,1	0,16	—	—	—	0,76
Сумма	99,51	100,4	99,98	100,04	100,00	100,00	100,00
Уд. в.	—	—	5,66	—	—	—	—
	8	9	10	11	12	13	14
Ag	56,7	60,37	63,93	56,93	61,86	67,28	65,68
Hg	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,6	7,11	11,60	1,96	8,36	14,36	12,49
Br	38,9	22,35	15,66	32,22	22,21	15,85	18,21
J	2,6	10,39	8,81	8,77	7,57	2,35	3,62
Сумма	98,8	100,22	100,00	99,88	100,00	99,84	100,00
Уд. в.	—	6,17	—	6,31	—	5,82	—

1 — 2 — хлораргирит: 1 — белый, прожилки в плотной серебряной руде; Болако, Чаньярсилло; анал. Мозста [12]; 2 — из пустоток в самородной сере; Майкаин; анал. Селиванов; анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 88,6; AgBr — 11,6; AgJ — 0,2 [13]; 3—7 — амболит: 3 — зеленовато-серый, псевдоморфозы по самородному серебру; Брокен-Хилл; анал. Прайор [5]; 4 — зеленовато-желтые зернистые массы в известняке; Чаньярсилло; анал. Мозста [12]; 5 — Семенов бугор; анал. Самойлов [14]; 6 — Михайловское м-ние; анал. Бек [15]; 7 — мелкие выделения в тесной ассоциации с золотом; Майкаин; анал. Селиванов; анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 40,3; AgBr — 58,3; AgJ — 1,4 [13]; 8 — бромаргирит; темно-зеленый; Томбстон; анал. Каррилло [16]; 9—14 — йодамболит: 9 — оранжево-желтые кубооктаэдрические кристаллы из пустоток известняка с йодаргиритом; Чаньярсилло; анал. Прайор [5]; 10 — из полостей кварца и барита, в ассоциации с коркитом; Майкаин; анал. Селиванов; анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 46,9; AgBr — 36,8; AgJ — 16,3 [13]; 11 — оранжево-желтые кубооктаэдрические кристаллы на самородном сере; Брокен-Хилл; анал. Прайор [5]; 12 — из пустоток в самородной сере; Майкаин; анал. Селиванов; анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 33,8; AgBr — 52,2; AgJ — 14,0 [13]; 13 — зеленовато-желтые кубооктаэдрические кристаллы с вростками коричневого граната; Брокен-Хилл; анал. Прайор [5]; 14 — мелкие зерна в тесной ассоциации с золотом; Майкаин; анал. Селиванов; анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 50,5; AgBr — 42,8; AgJ — 6,7 [13].

AgCl почти нерастворим в воде (в 100 г воды при 18° растворяется $1,34 \times 10^{-4}$ г, при 100° — $2,18 \cdot 10^{-3}$ г). Растворимость AgBr еще ниже.

Диагн. исп. В кислотах нерастворимы. Хлораргирит растворяется в растворе NH_4OH , даже в разбавленном, а также в растворе NH_4Cl , KCN , $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$. Бромаргирит легко растворяется лишь в концентрированном растворе NH_4OH , в разбавленном — с трудом.

П. п. тр. на угле, особенно с содой, дают королек серебра. Хлораргирит на цинковой пластинке, смоченной каплей воды, вспучивается, чернеет и восстанавливается до металлического серебра. В закр. тр. плавится без разложения. С окисью меди в окислительном пламени окрашивает перл фосфорной соли в лазурно-синий цвет. Бромаргирит п. п. тр. плавится с выделением бурых паров Br.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. AgCl 455°, AgBr 434° [17]. Теплопроводность обоих очень высокая. Теплопроводность природного хлораргирита при 0° 0,0026, уд. теплоемкость 0,09 (между 15 и 100°) (Ниггли), теплоемкость при — 200° 0,251 дж/г, при 0° — 0,354, 200° — 0,408, 400° — 0,462 (Берч и др.). Коэф. лин. расш. при 40° AgCl $32,94 \cdot 10^{-6}$ AgBr $34,69 \cdot 10^{-6}$. Теплота образования AgCl 30 ккал/моль.

Находк. В природе различные галогениды серебра встречаются часто совместно, последовательность их выделения может быть различной и зависит, по-видимому, не только от их относительной растворимости, но и от количественного соотношения хлора, брома и йода в водах. На некоторых месторождениях отмечалось зональное распределение галоидов серебра в зоне окисления [12, 13, 18]. Хлораргирит является главнейшей минеральной формой нахождения серебра в зоне гипергенеза. Наибольшие скопления образуются в условиях жаркого сухого климата, в зоне окисления рудных месторождений, первичные руды которых содержат серебро в той или иной форме, главным образом за счет самородного серебра и сульфидов — аргента, прустита, пираргирита, а также гессита; хлораргирит иногда образует псевдоморфозы по этим минералам. Возникают также при гипергенном изменении серебристого золота и сульфидов, содержащих серебро в виде изоморфной примеси. В зоне окисления медных и свинцово-цинковых месторождений ассоциируются с лимонитом, ярозитом, церусситом, малахитом, азурином, атакамитом, пироморфитом, вульфенитом и другими минералами. Образуются, вероятно, на различных стадиях выветривания, обычно после ярозита — выделяются на нем и возникшем по нему лимоните. В рудах зоны окисления часто представлены мельчайшими выделениями. В серебряных и золоторудных месторождениях встречаются с вторичным золотом, электрумом, серебром.

Хлораргирит отмечался во многих месторождениях.

В СССР встречается в ряде свинцово-цинковых месторождений Алтая в виде мелких выделений среди различных гипергенных минералов, в полостях выщелачивания сульфидных руд, в трещинках барита [19]. В месторождении Майкаин (Каз. ССР) — в пустотах самородной серы (бромистый хлораргирит) [13]. Упомянулся также в месторождении Лачин-Хана (Узб. ССР) [20], в Безымянном месторождении (Якутская ССР) [21], в Блявинском месторождении (Оренбургская обл.) [22], в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья [23]. В значительных количествах хлораргирит встречался в Иоганнсгеоргенштадте (Саксония, ГДР), в Чаньярсилло и Тарапака (Чили), в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия), в Испании. В западных горно-рудных районах США (шт. Айдахо, Невада, Нью-Мексико, Колорадо) находили массы хлораргирита весом в несколько тонн.

Эмболит в СССР встречен в железной шляпе месторождения Семенов бугор в Нагольном кряже (УССР), с самородным серебром, киноварью и амальгамой серебра [14], в Михайловском месторождении (Челябинская обл.) в железистой глине по зальбандам кварцевой жилы [15, 24], в месторождении Джеламбет (Каз. ССР) в полостях пирита или на золоте, в месторождении Майкаин (Каз. ССР) в пустотах самородной серы или на скорлупках бурого железняка с вторичным золотом, в месторождении Бесъочку (Каз. ССР) в белом халцедоне с малахитом и церусситом [13]. Известен в серебряных месторождениях Чили, Испании, Италии (на о-ве Сардиния), в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [25], в руднике Мамот (шт. Аризона, США) [26].

Бромаргирит встречен в месторождениях Сакатекас (Мексика), Томбстон (шт. Аризона, США) [26], в Чаньярсилло (Чили), в некоторых месторождениях Испании, Франции.

Изм. Хлораргирит на свету разлагается с выделением тонкодисперсного серебра. Иногда замещается самородным серебром [25].

Искусств. AgCl образуется при непосредственном воздействии хлора на серебро; из растворов и расплавов. Изучены бинарные системы AgCl — AgBr, AgBr — AgJ и AgCl — AgJ и тройная система AgCl — AgBr — AgJ [27].

Практ. знач. Являются составной частью некоторых серебряных руд

Отл. Хлораргирит от бромаргирита, йодэмболита, йодаргирита отличается по цвету и, главным образом, химическими реакциями. В свежем виде иногда похож на церуссит, отличается ковкостью и не вскипает в HCl. Потемневшие разности, сходные с флюоритом, отличаются отсутствием спайности и ковкостью. Бромаргирит от хлораргирита отличается несколько большей твердостью и в общем более светлыми тонами окраски, так как мало изменяется на свету, значительно труднее растворяется в аммиаке.

Разнов. Йодэмболит — jodembolite — J-содержащая разновидность эмболита.

Назван по составу (Прайор и Спенсер, 1902) [5].

Синон. Йодобромит — jodobromite (Лазо, 1878) [28], бромойодистое серебро йодобромохлористое серебро — Jodobromchlorsilber.

Мелкие, кубоктаэдрические и октаэдрические кристаллы, иногда сплюснуты по оси третьего порядка.

На кристаллах из Дёрнбаха (Нассау, ФРГ) наблюдалась спайность по (111), возможно, она вызвана ориентированными нарастаниями йодаргирита на грани октаэдра. Уд. в. 5,7 — 6,3 (колеблется в зависимости от соотношения между Cl, Br, J). Цв. желтый, оранжево-желтый до зеленовато-желтого у разностей, содержащих немного йода.

Непроводник электричества.

Анализы 9—14 см. выше, стр. 138.

Условия нахождения как у хлораргирита и бромаргирита. Часто наблюдается совместно с йодаргиритом. В СССР обнаружен в месторождении Майкаин (Каз. ССР) [13] в полостях кварца и барита с коркитом и в пустотах серы. Встречен в Дёрнбахе около Нассау (ФРГ), в Чаньярсилло (Чили), в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия) [25].

От эмболита отличается несколько большей твердостью, более четко выраженным желтым оттенком окраски.

Межплоскостные расстояния хлораргирита из Лачин-Ханы [20]

Cu-излучение, Ni-фильтр, $D = 57,3$ мм

hkl	d	hkl	d	hkl	d
5	3,20	3	1,386	3	0,938
1	3,01	2	1,272	6	0,925
10	2,81	9	1,242	6	0,878
10	1,960	8	1,132	7	0,837
4	1,671	1	1,067	4	0,800
4	1,598	2	0,980		

Межплоскостные расстояния эмболита из Брокен - Хилла по Бери и Томпсону [1]

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	2	3,24	400	1	1,408	440	1	0,993
200	10	2,81	331	1/2	1,290	600; 442	2	0,938
220	6	1,989	420	4	1,258	620	1	0,889
311	1	1,698	422	3	1,152	622	1	0,849
222	3	1,623						

Межплоскостные расстояния искусственного AgBr по Михееву

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
200	10	2,83	331	1	1,320	600	4	0,963
220	9	2,03	420	8	1,289	620	4	0,913
222	6	1,66	422	7	1,178	622	4	0,871
400	4	1,441	440	2	1,019			

Л и т е р а т у р а

1. Wilsey R. B. Philos. Mag., 1921, 42, 262; сходные данные см.: Davey W. P. Phys. Rev., 1922, 19, 248; Barth T., Lunde G. Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, H. 4, 281; Wilman H. Proc. Phys. Soc., 1940, 52, Pt. 3, No 291, 323; о дефектах структуры см.: Burgers W. G., Tan Koen Hiok Nature, 1946, 157, No 3975, 19; Berry L. G., Thompson R. M. Geol. Soc. Am., 1962, Mem. 85, 215.
2. Koch P. P., Vogler H. Ann. Phys., 1925, 77, 495; сходные данные см.: Wilsey R. B. [1]; Davey W. P. [1]; Barth T., Lunde G. [1]; Wilman H. [1]; Brentano J. C. M., Spencer L. C. Phys. Rev., 1947, 71, 142; J. Chem. Phys., 1949, 17, No 10, 944.
3. Cugnac A., Chateau H. Bull. Soc. fr. min., 1960, 83, No 4—6, 143.
4. Schwab G. M. Naturwissenschaften, 1943, 31, 322; Trans. Faraday Soc., 1947, 43, 715 (по Struct. Rep., 1947, 11, 517).
5. Prior G. T., Spencer L. J. Min. Mag., 1902, 13, No 60, 184.
6. Mott N. F., Gurney R. W. Electronic processes in ionic crystals. Oxford, 1950.
7. Beijerinck F. N. Jb. Min., 1897, B.-Bd. 11, A, 462.
8. Keilhack K. Zs. Dtsch. geol. Ges., Verhandl., 1898, 50, 133.
- 8a. Abe H. J. Phys. Soc. Japan, 1957, 12, 435; Tucher R. F. Phys. Rev., 1958, 112, 725.
9. Des Cloizeaux A. Bull. Soc. fr. min., 1882, 5, No 6, 143.
10. Wernicke. Ann. Phys., 1871, 142, 565; J. prakt. Chem., 1858, 73, 409 (по Хипце).
11. Cornu F. Zbl. Min., 1908, 393.
12. Moesta F. Ueber das Vorkommen der Chlor-, Brom- u. Jodverbindungen des Silbers in der Natur. Marburg, 1870, 41.
13. Чухров Ф. В. ДАН СССР, 1940, 27, № 3, 244; 1940, 27, № 7, 699; Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950, 56.
14. Самойлов Я. В. Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа. 1906, 143.
15. Beck W. N. Jb. Min., 1876, 167.
16. Rasor Ch. A. Am. Min., 1938, 23, No 3, 157.
17. Кэй Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. Изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962, 127.
18. Burgess J. A. Econ. Geol. 1911, 6, No 1, 13.
19. Пилипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 408.
20. Дунни-Барковская Э. А. Узб. геол. журн., 1960, № 4, 39.
21. Смирнов С. С., Константинов М. М., Борисов Г. И. Проблемы Советской геологии, 1935, № 12, 1119.
22. Шадлу Т. Н. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 96, 25.
23. Смирнов С. С. Зона окисления рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1951, стр. 55, 56 и 221.
24. Кулибин К. А. Зап. Мин. об-ва, 1876, 11, 310.
25. Smith G. Dept. of Mines, New S. Wales, Min. Res., 1926, No 34, 39.
26. Palache Ch. Am. Min., 1941, 26, No 10, 605.
27. Matthes F. N. Jb. Min., 1911, B.-Bd. 31, A, 342.
28. Lasaulx A. N. Jb. Min., 1878, 619.

СТРУКТУРА ТИПА СФАЛЕРИТА

ГРУППА НАНТОКИТА

		Сингония	a ₀	Уд. в.
Нантоцит	CuCl	Куб.	5,419	4,22
Маршит	CuJ	Куб.	6,03	5,60
Майерсит	(Ag, Cu)J	Куб.	6,36	—
[Купройодаргирит]	(Cu, Ag)J	—	—	—

Минералы группы характеризуются структурой типа сфалерита (см. «Минералы», т. 1, стр. 195), атомы Cl или J образуют плотнейшую упаковку, атомы Cu занимают половину тетраэдрических пустот. Структура типа сфалерита характерна для соединений AX, у которых теоретическое

отношение ионных радиусов $R_A : R_X$ составляет 0,414—0,225. Из минералов такую структуру имеют также хоуллит, метациннабарит, тиманит, штиллеит, колорадонит и другие, из искусственных соединений — CuF , MgTe , BeO , BeS , BeTe , MnSe , ZnTe и др.

Для минералов группы нантокита характерны спайность по (110) и алмазный блеск. Искусственный CuCl дает с CuI лишь ограниченный ряд твердых растворов, не наблюдавшихся в природе [1], для CuI и AgI искусственно получен непрерывный ряд твердых растворов [1, 2]. В природных условиях кубическая модификация AgI ($\alpha\text{-AgI}$), не содержащая Cu , не найдена; в майерсите часть Ag замещена Cu , и соотношение $\text{CuI} : \text{AgI} = 1 : 4$, по-видимому, является предельным; при большем содержании Ag его излишек обособляется в виде тончайших вростков йодаргирита [3]. CuI в ряду $\text{CuI} - \text{AgI}$ является главным компонентом, определяющим свойства минерала даже при значительном преобладании AgI [2].

Купройодаргирит — мало изучен, может рассматриваться как разновидность майерсита, обогащенная Cu .

Л и т е р а т у р а

1. M ö n k e m e y e r K. N. Jb. Min., 1906, B.-Bd. 22, A, 41.
2. B a r t h T., L u n d e G. Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, N. 4, 281.
3. S p e n c e r L. J. Min. Mag., 1901, 13, No 59, 45.

Нантоки т Nantokite

CuCl

Назван по месту первой находки Нантоко в Чили (Брайтхаупт, 1868) [1].
Синон. Хлористая медь — Cuprochlorid, Kupferchlorür.

Характ. выдел. Сплошные зернистые массы.

Структ. и морф. крист. $T_d^2 - F\bar{4}3m$; $a_0 = 5,405 \pm 0,005 \text{ \AA}$ для минерала из Казахстана (по новым данным); $a_0 = 5,419 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (для искусств., Барт и Лунде) [2]. Структура типа сфалерита.

Природные кристаллы не наблюдались; искусственные — тетраэдрического облика.

Физ. Сп. недостоверная по (100) отмечалась на материале из Нантоко [1], у искусственных кристаллов по (110) [3]. Изл. мелкокоряковистый. Тв. 2—2 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,930 (Нантоко), 4,0 (Джезказган), у искусств. 4,436 [4] (вычисл. 4,22); измеренный уд. в. обычно занижен из-за наличия примеси продуктов изменения. Свежий нантоки т бесцветен, водянопрозрачен; цв. серый или зеленый (у образцов, затронутых процессами изменения). Черта белая. Бл. смоляной, до алмазного. В катодных лучах светится зеленовато-желтым цветом [5].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 1,93$ (искусств., по Ларсену), $n = 1,947 \pm 0,003$ (Джезказган) [5].

Хим. Теор. состав: $\text{Cu} - 64,18$; $\text{Cl} - 35,82$. Анализы:

	Cu	Cl	Сумма	Уд. в.
1.	64,17	35,52	99,69	3,930
2.	64,28	35,82	100,10	~4,3
3.	64,4	34,2	98,6	4,0

1 — Нантоко; анал. Сивеккиг [6]; 2 — Брокен-Хилл; анал. Амстронг и Кармихаэль [7]; 3 — Джезказган; анал. Зайцева [5].

Диагн. исп. В воде не растворяется, но при смачивании, особенно нагретый, частично разлагается. В холодной HNO_3 (1 : 1) растворяется с выделением газообразного хлора, раствор окрашивается в зеленовато-голубой

цвет. В HCl (1 : 1) растворяется без вскипания, раствор приобретает желто-зеленую окраску. В конц. NH₄OH растворяется медленно, покрываясь корочкой канареечно-желтого цвета. В KOH покрывается черной пленкой [5]. Растворяется в растворах галоидных соединений щелочей [8].

П. н. тр. легко плавится, окрашивая пламя в лазурно-синий цвет; на угле оставляет налеты — коричневато-красный и в некотором отдалении — белый, исчезающие в окислительном пламени; легко образуется металлическая медь.

Повед. при нагр. При 150° ощущается запах хлора, при 350° начинает возгораться, при 425° плавится с частичным разложением. На термограмме дает только один пик, который соответствует плавлению [5].

Нахожд. Встречен на глубоких горизонтах зоны окисления в Нантоко, Копьяпо (Чили), в жилах, содержащих халькопирит, ассоциируется с купритом, самородной медью, атакамитом и гематитом [6]; также в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия) в жилах серебряных руд в тесной смеси с купритом и самородной медью, в ассоциации с церусситом, гематитом и кварцем [7]. В Джезказганском меднорудном месторождении (Каз. ССР) образовался на поверхности агрегатов самородной меди и куприта [5].

Изм. Легко переходит в атакамит, вследствие чего по извлечении на поверхность постепенно становится зеленым до темно-зеленого, затем снаружи превращается в порошок [1,7] или покрывается тонкой плотной корочкой, предохраняющей его от дальнейшего изменения [9].

Искусств. Получается при воздействии газообразного хлора на медь при обычной температуре, при нагревании меди в конц. HCl с добавлением KClO₃, при электролизе раствора CuCl в HCl и т. д. Кристаллы можно получить на медной пластинке, погруженной частично в раствор HCl [10]. Изучены системы CuCl — NaCl, CuCl — KCl [11], CuCl — CuBr, CuCl — CuJ [12].

Межплоскостные расстояния нантокита из Джезказгана *

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
111β	7	3,46	311	8	1,627		1	1,1473
111	10	3,12	400 β	1	1,500	422	7	1,1039
200	3	2,708	331 β	1	1,366		1	1,0550
220β	5	2,113	400	4	1,354	333;	7—6	1,040
220	9	1,914	331	6	1,241	511		
311β	4	1,798		1	1,218		2	1,0072

* По данным рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

- Breithaupt A. N. Jb. Min., 1872, 814.
- Barth T., Lunde G. Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, H. 4, 281. Сходные данные см.: Wyckoff R., Posnjak E. [4].
- Gossner B. Zs. Krist., 1904, 38, 131.
- Wyckoff R. W. G., Posnjak E. J. Am. Chem. Soc., 1922, 44, 30.
- Козловская З. А. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1961, вып. 1, 45.
- Domeyko I. Minerálogia Santiago de Chile, 1897, 2, 211.
- Liversidge A., Min. Mag., 1894, 10, No 48, 326.
- Bodländer G., Storbeck. Zs. anorg. allgem. Chem., 1902, 31, 458.
- Smith G. Dept of Mines, New S. Wales, Min. Res., 1926, No 34, 42.
- Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, 1923, 3, 157.
- Korng E. N. Jb. Min., 1914, B.-Bd. 37, A, 51.
- Bönkemeyer K. N. Jb. Min., 1906 B.-Bd. 22, A, 41.

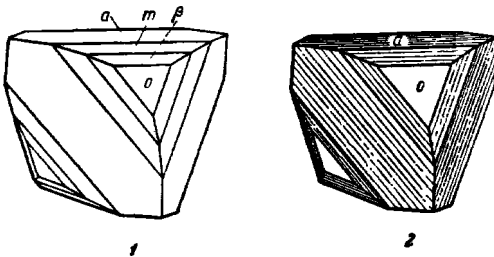
Маршит *Marshite*

CuJ

Назван по имени Ч. Марша, впервые описавшего минерал (Ливерсайдж, 1892) [1].
Синон. Марчит, марзит, йодистая медь — native copper jodide (Марш, 1892) [2]

Характ. выдел. Отдельные кристаллы и кристаллические корочки.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^2 - \bar{F}43m$; $a_0 = 6,03 \text{ \AA}$; $Z = 4$; (Аминов для оригинала анализа 1) [3] (для искусств. $a_0 = 6,06$ по Барту и Лунде, 6,11 по Уайкофу и Позняку, 6,09 по Дэви), [3] 6,05 Å по ASTM. Структура типа сфалерита [2] отвечает искусственной γ -модификации. Известны также гексагональная β -модификация со структурой вюрцита, устойчивая в интервале от 369 до 407° ($a_0 = 4,32$; $c_0 = 7,07 \text{ \AA}$) и кубическая α -модификация, устойчивая выше 407° ($a_0 = 6,14$ при 430°) [4].



Фиг. 70. Кристаллы маршита, Чукикамата (по Джерелу)

Гексатетраэдр. кл. $T_d - \bar{4}3m$ ($4L_3 3L_2 6P$). Формы: $a(100)$, $o(111)$, $\bar{o}(\bar{1}11)$, $\beta(322)$, $m(311)$ и ряд неопределенных тригон-тетраэдров.

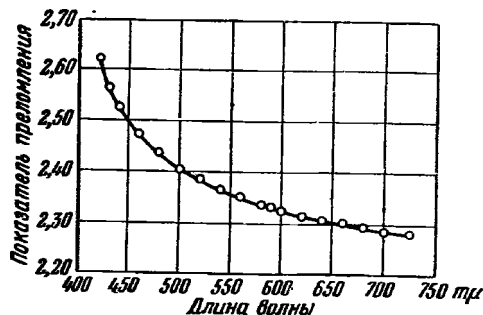
Кристаллы тетраэдрического (фиг. 70) и кубооктаэдрического облика, иногда округленные благодаря развитию узких граней тригон-тетраэдров.

На гранях куба и тетраэдров штриховка параллельна ребрам зоны. Двойники по (111), иногда повторные. Часто параллельные сростки.

Физ. Сп. по (110) совершенная. Изл. полураковистый. Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,590 (Брокен-Хилл), 5,68. (Чукикамата) (вычисл. 5,60). Свежий бесцветен, иногда бледно-желтый, прозрачен. При длительном нахождении в воздушной среде — на свету и в темноте — становится бледно-розовым до кирпично-красного и теряет прозрачность. Черта желтовато-белая [5], лимонно- или оранжево-желтая, даже у бесцветных кристаллов [6]. Бл. смоляной до алмазного.

В ультрафиолетовых лучах — темно-красная флюоресценция [5].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Изотропен, иногда аномальное двупреломление. $n - 2,346$ (Na) [6] значительно колеблется для различных длин волн [5, 6] (фиг. 71); дисперсия больше, чем у алмаза.



Фиг. 71. Показатели преломления маршита для разных длин волн (по Джерелу)

Хим. Теор. состав: Cu — 33,37; J — 66,63. Отмечалась изоморфная примесь Ag и Cl.

Анализы:

	Cu	Ag	Cl	J	Сумма	Уд. в.
1.	32,35	1,19	—	65,85	99,39	5,590
2.	33,01	Не обн.	0,33 *	66,67	100,01	5,68

* Частично за счет незначительной примеси атакамита.

1 — Брокен-Хилл; анал. Прайор [7]; 2 — Чукикамата; анал. Гонизер [5].

Диагн. исп. Растворяется в аммиаке, в $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_6$, KCN, в разбавленных HCl, H_2SO_4 , HNO_3 (Хинце), в значительных количествах в концентрированной HJ [8]. В HNO_3 чернеет благодаря выделению свободного йода (кроме кристаллов, содержащих примесь Ag) [6]. В закр. трубке выделяет пары йода, который концентрируется в ее холодном конце, образуя кристаллы [5].

Повед. при нагр. При нагревании окрашивается в слегка зеленый цвет, затем появляется красное окрашивание, вещество становится двупреломляющим, кристаллы распадаются на кусочки; при охлаждении обесцвечивается [8]. При сильном нагревании чернеет и разлагается без плавления, по Спенсеру [6]; по Мёнкемайеру [9] плавится при 590° , по Берчу и др. — при $605 \pm 5^\circ$. При отжиге пленок CuJ в вакууме при $300-350^\circ$ происходит частичное испарение J и обогащение медью, при этом избыточные атомы меди располагаются в октаэдрических пустотах плотнейшей упаковки [4].

Нахожд. Образуется в условиях засушливого климата в зоне окисления медьсодержащих месторождений в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия) — в виде кристаллов двух генераций на поверхности псиломелана, инкрустирующего рыхлую смесь лимонита и церуссита, с зернами кварца, граната, куприта, халькозина; местами на скоплениях куприта, содержащего самородную медь [6], на кристаллах церуссита, иногда англезита [2]. В Чукикамата, в пустыне Атакама (Чили) — в тесном прорастании с атакамитом в трещинах каолинитизированного и серицитизированного гранодиорита.

Изм. На воздухе меняет окраску (см. выше). Установлен переход маршита в тенорит [2].

Искусств. Образуется при действии HJ на металлическую медь или халькозин [10]. Агрегат кристаллов можно получить из раствора CuJ в HJ, медленно удаляя избыток последней [8]. Изучены пределы смешимости и устойчивость в системах CuCl — CuJ и CuJ — CuBr [9].

Межплоскостные расстояния искусственного γ -CuJ*

Cu-излучение, $D = 58,00$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	100	3,493	400	7	1,5127	440	3	1,0696
200	12	3,025	331	32	1,3881	531	6	1,0228
220	56	2,139	420	4	1,3529	600	1	1,0084
311	32	1,824	422	10	1,2351	620	3	0,9568
222	5	1,746	511	7	1,1644	533	2	0,9228
						622	<1	0,9121

* ASTM, 6—0246.

Литература

1. *Liversidge A.* Proc. Roy. Soc. New S. Wales, 1892, 26, 328.
2. *Marsh C. W.* Proc. Roy. Soc. New S. Wales, 1892, 26, 326.
3. *Aminoff G.* Geol. för. förhandl., 1922, 44, H. 3—4, N : o 349, 475; сходные данные: *Barth T., Lunde G.* Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, H. 4, 281; *Wyckoff R. W. G., Posnjak E. J.* Am. Chem. Soc., 1922, 44, 30; *Davey W. P.* Phys. Rev. 1922, 19, 248.

4. Курдюмова Р. Н., Семилетов С. А. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 366.
5. Jaggell O. W. Am. Min., 1939, 24, No 9—10, 629.
6. Spencer L. J. Min. Mag., 1904, 13, No 59, 38.
7. Prior G. T. Min. Mag., 1902, 13, No 60, 189.
8. Gossner B., Zs. Krist., 1904, 38, 110.
9. Mönkemeyer K. N. Jb. Min., 1906, 22, 41.
10. Meusel E. Ber. Dtsch. Chem. Ges., 1870, 3, 123.

Майерсит Miersite

(Ag, Cu)J

Назван по имени английского минералога Г. Майерса (Спенсер, 1898) [1].
Синон. Миерсит, мирсит.

Характ. выдел. Корочки и агрегаты кристаллов.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^2 - F\bar{4}3m$; $a_0 = 6,36 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Аминов, для оригинала анализа) [2]; для искусств. $3AgJ \cdot CuJ$ $a_0 = 6,389 \text{ \AA}$, для AgJ 6,504 (по Барту и Лунде) [2].

Структура типа сфалерита.

Гексатетраэдр. кл. $T_d - \bar{4}3m (4L_3 3L_2 6P)$. Формы: $a(100)$, $o(111)$, $-\bar{o}(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$.

Облик кристаллов, характер граней и двойники как у маршита. Отмечались закономерные сростания с йодаргиритом [1, 3].

Физ. Сп. по (110) совершенная. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,640 [4] у оригинала анализа (вычисл. 5,832 при $Cu : Ag = 1 : 4$). Цв. канареечно-желтый. Черта желтая. Бл. смоляной до алмазного. Прочевивает.

Микр. В шл. в прох. св. бледно-желтый. $n = 2,20$ (по Ларсену).

Хим. Теор. состав (при $Cu : Ag = 1 : 4$): $Cu - 5,63$; $Ag - 38,20$; $J - 56,17$. Содержание Cu несколько колеблется; отношение $Cu : Ag = 1 : 4$, установленное единственным анализом минерала, является предельным; при большем содержании Ag в майерсите имеются выделения йодаргирита. Иногда содержит очень небольшую примесь Cl .

Состав майерсита из Брокен-Хилла (анал. Прайор) [4]: $Cu - 5,64$; $Ag - 38,17$; $J - 56,58$; сумма — 100,39.

Диагн. исп. В разбавленной HNO_3 не растворяется. В сернокислом растворе с Zn дает металлические Ag и Cu .

Повед. при нагр. При нагревании становится ярко-оранжево-желтым, затем кирпично-красным, оставаясь изотропным. Плавится, образуя темно-красный расплав.

Нахожд. Встречен в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия) на зернистом кварце, содержащем халькозин и бурый гранат, с лимонитом, также с малахитом, вадом, церусситом, купритом. Иногда в тесном сростании с йодаргиритом. Отмечена параморфоза майерсита по кристаллу йодаргирита.

Отл. От йодаргирита отличается хрупкостью — при раздавливании дает угловатые осколки, а не искривленные пластинки; от маршита — желтым цветом, не изменяющимся на воздухе, и менее совершенным развитием кристаллов.

Межплоскостные расстояния майерсита по Михееву

hkl	l	d	hkl	l	d
111	6	3,72	220	2	1,483
200	10	3,23	422	2	1,320
220?	8	2,28	?	2	1,290
311	8	1,924			

Л и т е р а т у р а

1. Spencer L. J. Min. Mag., 1901, 13, No 59, 38; Nature, 1898, 57, 574.
2. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1922, 44, H. 3—4, N:o 349, 478; Barth T., Lunde G. Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, H. 4, 293; Wilsey R. B. Philos. Mag., 1923, 46, 487.
3. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, B.-Bd. 16, A, 349.
4. Prior G. T. Min. Mag., 1902, 13, No 60, 186.

Купройодаргирит Cuproiodargyrite [1]
(Cu, Ag) J

Назван по составу [1], так как первоначально был принят за медистую разновидность йодаргирита [2].

Цв. серно-желтый, полупрозрачен. Тв. выше, чем у йодаргирита. Теор. состав (при Cu : Ag = 1 : 1): Cu — 14,94; Ag — 25,37; J — 59,69. Состав купройодаргирита из Гуантахайя: Cu — 15,91; Ag — 25,58; J — 57,75; сумма — 99,24. Встречен в Гуантахайя, близ порта Икике (Чили) в трещинах известняка как продукт изменения штрмейерита. Покрыт корочкой атакамита.

Л и т е р а т у р а

1. Schulze H. Chemikerzeitung, 1892, 16, 1952 (по реферату Zs. Krist., 1895, 24, 626).
2. Spencer L. J. Min. Mag., 1901, 13, No 59, 38

СТРУКТУРА ТИПА КРИСТОБАЛИТА

ГРУППА МОЗЕЗИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Мозезит	$Hg_2N(Cl, SO_4, MoO_4, CO_3) \cdot H_2O?$	Куб.	9,52	—	7,7
[Клейнит]	$Hg_2N(Cl, SO_4) \cdot nH_2O?$	Гекс.	13,56	11,13	8,0

Мозезит и клейнит представляют собой минералы с весьма своеобразной структурой: атомы ртути в них тесно связаны с азотом и образуют решетку типа кристобалита и высокотемпературного тридимита, соответственно. На месте кремния находится азот, на месте кислорода — ртуть. Анионы располагаются в каналах решетки и могут обмениваться без нарушения ее целостности.

Встречаются обычно в виде желтых хрупких кристалликов, изменяющих на свету свою окраску.

Мозезит *Mosesite*



Назван по имени проф. А. Мозеса, впервые описавшего оксихлориды ртути из Терлингуа (Кэнфилд, Хилебранд и Шэлер, 1910) [1].

Характ. выдел. Кристаллы и сростки кристаллов.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^2 - F\bar{4}3m$; $a_0 = 9,52 \text{ \AA}$; $Z = 8$ (Суицер и др., 1953) [2].

Структура аналогична структуре «основания Милона» $Hg_2NOH \cdot 2H_2O$, где группы $(Hg_2N)^+$ образуют решетку типа кристобалита, анионы располагаются в полых каналах и могут легко обмениваться без нарушения структуры и даже без существенного изменения параметров решетки.

По наличию в решетке широких каналов и по способности к ионному обмену напоминает цеолиты, но в данном случае могут обмениваться не катионы, а анионы [2].

Гексатетраэдр. кл. $T_d - \bar{4}3m (4L_3 3L_2 6P)$. Наблюдавшиеся формы [3]: $a(100)$, $d(110)$, $o(111)$, $n(211)$, $\mu(411)$, $\phi(611)$. Преобладают a и o . Кристаллы размером до 2 мм, обычно октаэдрического, изредка кубического облика, иногда уплощенные параллельно паре октаэдрических граней [3]. Грани всегда неровные. Двойники по шпинелевому закону. Кристаллы часто срastaются в параллельном или субпараллельном положении или образуют сложные сростки сферической формы. Известны зональные кристаллы с янтарным ядром и бледно-окрашенной внешней частью; зоны отличаются по содержанию Мо [2].

Физ. Сп. по (111) несовершенная. Изл. неровный. Очень хрупок. Тв несколько более 3. Уд. в. 7,72 (у оригинала анализа 1) [2] (вычисл. для этого же образца 7,53). Цв. густой лимонно-желтый, канареечно-желтый, янтарный до черного. Окраска на свету очень медленно изменяется до светло-оливково-зеленой. Черта бледно-желтая. Бл. алмазный. Просвечивает.

Микр. В шл. в прох. св. бледно-желтый, не плеохроирует. $n = 2,065$ (по Ларсену). При обычной температуре аномально анизотропен с низким двупреломлением; в шлифах очень сходен с клейнитом. Мельчайшие кусочки, полученные при раздавливании между стеклами, изотропны.

Хим. Теор. состав для $Hg_2NCl \cdot H_2O$: Hg — 85,6; N — 3,0; Cl — 7,6; H_2O — 3,8. В мозезите Cl в значительной степени замещается анионами SO_4^{2-} , MoO_4^{2-} , CO_3^{2-} , AsO_4^{3-} . SO_4^{2-} присутствует во всех образцах, Мо в ощутимых количествах — только в мозезите из Уауастла, а As — в образце из Эль Доктор. Часть Hg находится обычно в одновалентном состоянии. Спектрально обнаружены Si, Al, Mg, Ca, Fe, B, V, Ag, Mn, Ba, Cu [2].

Анализы:

	Hg ⁺	Hg ⁺	Cl	SO ₄	MoO ₄	CO ₃	N	H ₂ O	Сумма
1.	79,4	3,6	3,3	5,4	2,0	0,8	2,4	3,2	100,1
2.	83,0		5,0	7,0	—	—	2,07	—	97,07
3.	—		5,0	3,5	—	—	—	—	—

1 — Уауастла; анал. Фай и Олфорд [2]; 2 — Фитинг; анал. Смут [4]; анализ пересчитан, в оригинале 2,20 NH₃; 3 — Терлингва [1].

Диагн. исп. Разлагается в HCl с образованием каломели (HgCl), иногда при этом сохраняется форма кристаллов. В фильтрате обнаруживается Hg²⁺, но [NH₄]⁺ отсутствует [2]. В HNO₃ нерастворим.

В закр. тр. при быстром нагревании растрескивается на мельчайшие кусочки и улетучивается. При медленном нагревании кристаллы сначала становятся красновато-коричневыми, почти черными, затем белыми. Одновременно образуется возгон каломели и ртути. При продолжительном нагревании полностью улетучивается.

Повед. при нагр. При нагревании до 186° кристаллы становятся изотропными. После охлаждения медленно переходит в первоначальное состояние [1].

Наход. Редкий вторичный минерал. Встречается в верхних горизонтах месторождений киновари в известняках. Обычно образует агрегаты кристаллов на кальците. Ассоциируется с монтроидитом, клейнитом, самородной ртутью, гипсом; в тех же месторождениях отмечались эггестонит, терлингвайт, каломель. Возникает, вероятно, при действии на ртутные минералы вод, содержащих аммиак, который образовался при разложении растительных остатков.

В СССР обнаружен на Чукотском полуострове в виде пленок на окварцованном липарите, пропитанном киноварью, в ассоциации с каломелью, эггестонитом, терлингуаитом, самородной ртутью, гипсом и гидроокислами железа [5]. Установлен в Терлингуа, шт. Техас [3] и в руднике Клак-Квиксилвер в районе Фитинг, шт. Невада в США [4], а также у Уауастла, шт. Герреро и в Эль Доктор, шт. Керетаро в Мексике.

Искусств. Легко получается при взаимодействии каломели и гидрата окиси аммония. Ион SO_4^{2-} и другие анионы могут быть введены путем ионного обмена [2].

Отл. От очень сходного по ряду свойств клейнита отличается тем, что растворяется в HCl с выделением каломели и очень медленно изменяет на свету окраску до светло-оливково-зеленой (клейнит до оранжевой).

Межплоскостные расстояния мозезита из Уауастла *

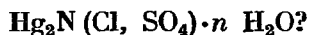
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
111	40	5,44	333; 511	50	1,83	622	70	1,44
311	80	2,86	440	70	1,68	444	20	1,38
222	100	2,74	531	60	1,61	711; 551	30	1,33
400	50	2,38	533	10	1,45	731; 553	50	1,24
331	60	2,18						

* ASTM 6—0,490.

Л и т е р а т у р а

1. Canfield F. A., Hillebrand W. F., Schaller W. T. Am. J. Sci. 1940, 30, No 177, 202; Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, No 509, 104.
2. Switzer G., Foshag W. F., Murata K. J., Fahey J. J. Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1225.
3. Canfield F. A. School Mines Quart., 1913, 34, No 3, 276.
4. Bird P. H. Am. Min., 1932, 17, No 12, 541.
5. Бабкин П. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 299.

Клейнит Kleinite



Назван по имени К. Клейна, профессора минералогии Берлинского университета (Закс, 1905) [1].

Синон. Меркураммонит — mercurammonite (Хилебранд, 1906) [2].

Характ. выдел. Отдельные кристаллики, их сростки, кристаллические корочки, порошковатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. По рентгеновским и морфологическим данным гексагональный, но под микроскопом кристаллы оказываются состоящими из мельчайших двусосных индивидов. Вероятно, это параморфоза низкотемпературной триклинной модификации по высокотемпературной гексагональной.

Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ (?); $a_0 = 13,56$; $c_0 = 11,13 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,821$ (Херич) [3].

Структура клейнита, по-видимому, аналогична структуре высокотемпературного тридимита, Hg занимает места O, азот — места Si. Анионы Cl^- и SO_4^{2-} располагаются в пустотах [3].

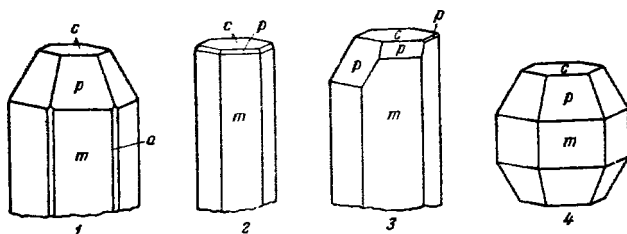
Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm (L_66L_27PC)$; $a : c = 1,6642$ (Хилебранд и Шэлер) [4].

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	x 10 $\bar{1}2$	60°00'	43°51'
a 11 $\bar{2}0$	30°00'	90 00	p 10 $\bar{1}1$	60 00	62 31
m 10 $\bar{1}0$	60 00	90 00			
pp (10 $\bar{1}1$: (01 $\bar{1}1$) = 52°40'			xm (10 $\bar{1}2$) : (10 $\bar{1}0$) = 46°09'		

В гониометрическом отношении осей значение c в два раза больше, чем в рентгеновском, которое принято в справочнике Дана. Символы x (10 $\bar{1}1$) и p (20 $\bar{2}1$), приведенные Дана, отвечают x (10 $\bar{1}2$) и p (10 $\bar{1}1$).

Наиболее развитыми формами являются c (0001), m (10 $\bar{1}0$) и p (10 $\bar{1}1$). Кристаллы обычно короткопризматические, несколько различающиеся по облику в результате различного развития дипирамиды p (10 $\bar{1}1$) (фиг. 72, 1, 2, 3), иногда более изометрические (фиг. 72, 4). Грани (0001) обычно тусклые и



Фиг. 72. Кристаллы клейнита (по Хилебранду и Шэлеру)

не дают отсветов, иногда на них отмечаются концентрические фигуры, грани m (10 $\bar{1}0$) и p (10 $\bar{1}1$) редко плоские, обычно округлые и горизонтально исстрихованы. Часто содержит включения глинистых частиц.

Физ. [4]. Сп. по (0001) ясная; плоскости спайности неровные, иногда округлые; сп. по (10 $\bar{1}0$) несовершенная. Довольно хрупок. Изл. неровный. Тв. 3½. Уд. в. 7,9—8,0, возможно несколько выше [4]. Цвет бледно-желтый, канареечно-желтый, обычно при экспозиции на свету темнеет, становится красновато-желтым или оранжевым, но встречаются кристаллы, не изменяющие окраски. В темноте восстанавливается первоначальный цвет. Отмечалось зональное окрашивание; темная окраска внутри кристаллов сменяется светлой к периферии. Черта бледно-желтая, быстро темнеет на свету. Бл. алмазный до жирного. Обычно непрозрачен благодаря мелкозернистому сложению, частично из-за включений мельчайших непрозрачных частиц; просвечивает лишь в мелких кристалликах.

Микр. В пл. в прох. св. желтый, не плеохроирует. Гексагональные кристаллы состоят из мельчайших кристаллических индивидов, не имеющих определенной формы и определенной ориентировки по отношению друг к другу и к внешним очертаниям кристалла [4]. Оптические свойства отдельных индивидов определяются с трудом в очень тонких срезах. По Ларсену, двуосный (—). Погасание, по-видимому, косое. $n_g = 2,18$; $n_m = 2,18$, $n_p = 2,16$; $2V$ малый до среднего; дисперсия сильная. После нагревания выше 130° становится одноосным (+) с $n_e = 2,21$ и $n_o = 2,19$ (Ларсен), затем при 190° изотропным [5]. По данным Хилебранда и Шэлера, показатели преломления ниже, приблизительно 1,8 [4]. Двойников под микроскопом не обнаружено.

Хим. Формула достоверно не установлена. Теор. состав для $Hg_2NCl \cdot \frac{1}{4}H_2O$: Hg — 88,14; Cl — 7,79; N — 3,08; H_2O — 0,99. Содержит некоторое количество He [4].

Анализы (за вычетом глинистого вещества):

	Hg	Cl	SO ₄	N	H ₂ O	Сумма
1.	86,40	6,87	1,14	0,63	[4,95]	99,99
2.	85,29	6,97	3,09	2,30	[2,35]	100,00
3.	85,82	7,23	3,18	2,61	1,03	99,87

1—3—Терлингуа: 1—серно-желтый; анал. Закс; среднее из 2-х анализов; содержание N колеблется от 0,38 до 1,10%; частное определение Hg из навески особо чистого материала дало 87,07% Hg; анализ пересчитан, в оригинале: NH₂—0,72; O—4,86 [1]; 2—оранжевый; анал. Закс; анализ пересчитан, в оригинале: NH₂—2,63; O—2,02 [1]; 3—анал. Хилебранд, среднее из 22 полных и частных анализов.

Различий в составе оранжевых и желтых кристаллов не обнаружено [4].

Формула установлена Херичем на основании кристаллохимических данных и аналогии с мозезитом. Хилебранд и Шэлер, подробно исследовавшие ранее этот минерал, указали, что часто содержание азота недостаточно велико, чтобы приписать минералу указанную формулу, и высказали предположение, что клейнит, представляет собой твердый раствор соединения типа Hg₂NCl и оксихлорида Hg.

Диагн. исп. Растворяется в теплой HCl, в HNO₃ без образования каломели, а также в растворах Na₂S и NH₄Br, в последнем с выделением аммиака. В H₂S быстро чернеет с поверхности.

При нагревании в закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. При 130—150° становится бурым. До 260° даже после многочасового нагревания никаких возгонов не образуется. При 260—280° образуется возгон Hg и HgCl, остаток постепенно светлеет и становится белым. Азот выделяется постепенно, образования аммиака не наблюдалось. При 400° белый остаток разлагается и частично улетучивается, образуя белый возгон. При расплавлении еще не разложившегося остатка и этого белого возгона в закр. тр. образуется темно-красноватая жидкость, застывающая в желтоватую, затем белеющую массу [4]. При 130° в тонких препаратах становится одноосным, вероятно, триклинная модификация переходит в гексагональную (см. «Микр»). При постепенном остывании в течение нескольких месяцев переходит в первоначальное состояние [4]. Более толстые кусочки нагревались до 175° без каких-либо заметных изменений оптических свойств. При 186° становится изотропным [5].

Нахожд. Найден только в Терлингуа (шт. Техас, США) в виде отдельных кристалликов, сростков, корочек, порошковатых включений в белом, розовом, частью несколько ожелезненном глинистом материале. Ассоциируется обычно с кальцитом и гипсом, реже с баритом или каломелью. Характерно отсутствие в непосредственной ассоциации с клейнитом каких-либо других минералов ртути за исключением мозезита. Встреченные в том же месторождении монтроидит, терлингуаит и эглестонит располагаются на кальците, иногда покрывающем глинистый клейнитсодержащий материал [4].

Отл. В отличие от терлингуаита и эглестонита на свету становится оранжевым или не изменяется, тогда как окраска эглестонита меняется на бурую до черной, а терлингуаит становится оливково-зеленым. Отличие от мозезита см. на стр. 149.

Межплоскостные расстояния клейнита из Терлингуа [6]

I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
2	5,23	10	2,615	2	1,836	2	1,614	4	1,434	1	1,077
6	3,88	1	2,504	2	1,762	2	1,568	4	1,242	1	0,945
10	2,914	9	2,013	2	1,694	2	1,503	1	1,135	1	0,825

Л и т е р а т у р а

1. Sachs A. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, 1905, 52, 1091; Zbl. Min. 1906, 200.
2. Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1906, 21, No 121, 85; Science, 1905, 2.2, No 575, 844; J. Am. Chem. Soc., 1906, 28, 122.
3. Heritsch H. Tschemm. min., petr. Mitt., 1949, 1, H. 3, 300; Anzeiger Österreich. Akad. Wiss., Mat.-nat. Kl., 1954, Nr 1, 1.
4. Hillebrand W. F., Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1909, No 405, 18.
5. Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1912, No 509, 108.
6. Bird P. H. Am. Min., 1932, 17, No 12, 544.

СТРУКТУРА ТИПА ВЮРТЦИТА

ГРУППА ЙОДАРГИРИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Йодаргирит	AgJ	Гексаг.	4,59	7,50	5,69
[Токорналит]	(Ag, Hg)J (?)	Гексаг.	—	—	5,5

Йодаргирит характеризуется структурой типа вюртцита (см. «Минералы» т. 1, стр. 208). К этому структурному типу принадлежат минералы гринокит, β -алабандин, кадмоселит, бромеллит, цинкит и другие, а также ряд искусственных соединений — MgTe, MnSe и т. д.

Йодаргирит представляет собой одну из модификаций AgJ, установленных экспериментально, и отвечает β -AgJ. Кубическая модификация — α -AgJ в чистом виде в природе не установлена (см. майерсит, стр. 146).

Токорналит, отнесенный условно в группу иодаргирита, недостаточно изучен.

Йодаргирит *Jodargyrite*

AgJ

Назван по составу (Рамельсберг, 1860).

Синон. Йодистое серебро — Jodsilber, iodic silver, серебряный йодид, йодит — Jodit (Хайдингер, 1845), йодирит — jodyrite (Дана, 1854), аргиройдит — argyroidite (Барт и Лунде, 1926).

Характ. выдел. Отдельные кристаллики, пластинчатые и чешуйчатые агрегаты, сплошные массы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. C_{6v}^4 — $P6_3mc$; $a_0 = 4,59 \text{ \AA}$; $c_0 = 7,50 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,634$; $Z = 2$ (Колькмайер и Хенгель, 1934) [1].

Структура типа вюртцита. Атомы J уложены по закону двуслойной (гексагональной) плотнейшей упаковки. Атомы Ag занимают половину тетраэдрических пустот, каждый атом Ag окружен четырьмя J, так же как и каждый J четырьмя Ag. Заселенные Ag-тетраэдры обращены своими вершинами в одну сторону, вдоль шестерной оси, которая таким образом полярна. Расстояние J — J = 4,59 Å, каждый J окружен четырьмя Ag на расстоянии 2,78 Å вдоль шестерной оси и на расстоянии 2,83 от J в основании тетраэдра.

Идеальная структура вюртцита устанавливается только при 180°, при обычной температуре она, по-видимому, несколько искажена за счет того, что атомы Ag расположены статистически по тетраэдру вокруг идеального положения [2].

Кроме описанной гексагональной модификации AgJ (β -AgJ), известны еще три кубические: низкотемпературная со структурой сфалерита (α -AgJ), с $a_0 = 6,47 \text{ \AA}$ (см. также майерсит), высокотемпературная с $a_0 = 5,03 \text{ \AA}$ и модификация, устойчивая при давлении выше 3550 атм со структурой NaCl, $a_0 = 6,07 \text{ \AA}$ [2, 3, 4].

действии конц. раствора NaCl) гексагональные на базисе и клинообразные на гранях призмы [5]. Двойники срастания по (3034), (фиг. 73,5), четверники по (3034) тетраэдрического облика, без входящих углов (фиг. 73,6), (возможно это параморфозы по кубическим кристаллам) [8, 9]. Характерны параллельные ростки по (0001), обычно гемиморфного развития (фиг. 73, 7, 8); на базопинакоиде передко — углубление вплоть до образования полых кристаллов [5, 6]. Известны розеткообразные срастания. У искусственного AgJ отмечались ориентированные срастания с AgBr: (0001)AgJ || (111) AgBr [10]; такие же срастания йодаргирит дает с майерситом [11].

Физ. Сп. по (0001) совершенная. Изл. раковистый. Гибок. Тв. 1—1½. Уд. в. 5,504 у минерала из Брокен-Хилла [5], 5,693 у искусств. [1] (вычисл. 5,70). Цв. желтый различных оттенков, желто-зеленый; свежий йодаргирит бесцветен, на свету быстро желтеет и при дальнейшей экспозиции не изменяется. Черта желтая блестящая. Бл. жирный до алмазного, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен.

Непроводник электричества [13].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (+). $n_e = 2,22$; $n_o = 2,21$; $n_e - n_o = 0,01$ (по Ларсену). Аномальные зеленые интерференционные цвета. Иногда неровное погасание, в сходящемся свете фигура, напоминающая фигуру двусного кристалла.

Хим. Теор. состав: Ag — 45,95; J — 54,05.

Анализы:

	1	2	3	4
Ag	45,95	45,02	46,42	46,76
Cl	He обн.	—	0,22	0,50
Br	He обн.	—	0,77	0,82
J	54,01	54,25	52,59	51,92
Сумма	99,96	99,27	100,00	100,00
Уд. в.	5,504	—	—	—

1 — светло-желтый; Топопа; анал. Краус и Кук; среднее из двух параллельных анализов, Pb и Hg не обнаружены [5]; 2 — серно-желтый; Чаньярсилло; анал. Мозста [14]; 3 — зеленовато-желтый; Майкаи; анал. Селиванов; анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 0,9; AgBr — 1,8; AgJ — 97,3 [15]; 4 — серно-желтый; Джекказган; спектроскопически обнаружено только Ag; анализ пересчитан, в оригинале: AgJ — 96,06; AgBr — 1,92; AgCl — 2,02 [15].

Диагн. исп. В воде нерастворим; слабо растворяется при кипячении в растворе KCl или NaCl. Растворяется в концентрированном растворе KJ, из которого выпадает при разбавлении водой. При нагревании в концентрированных HNO₃ и H₂SO₄ разлагается с образованием AgNO₃ или Ag₂SO₄, но при добавлении воды частично образуется вновь. В закр. тр. легко дает темно-оранжевый расплав.

П. п. тр. улетучивается, окрашивая пламя в зеленый цвет. На угле дает королек Ag, особенно легко с содой или бурой. На цинковой пластинке при смачивании каплей воды чернеет, образуется металлический Ag.

Свед. при нагр. Плавится при 552° [16]. При нагревании до 70° вдоль оси с сокращается, в перпендикулярном направлении расширяется; коэффициент расширения по данным Физо (по Хинце) по оси с (—) $4,26 \cdot 10^{-8}$, \perp с $1,38 \cdot 10^{-8}$, объемное сжатие $1,51 \cdot 10^{-8}$. При 146° переходит в высокотемпературную кубическую модификацию [17].

Нахожд. Образуется вместе с другими галогенидами серебра в зоне окисления серебросодержащих руд различных месторождений. Кристаллы

разнообразны по облику даже в одном и том же месторождении, но различные типы кристаллов редко находятся совместно. Например, в месторождении Монмин таблитчатые кристаллы являются наиболее поздними [6].

В СССР в месторождении Майкаин (Каз. ССР) [15] йодаргирит образует корочки (0,1—0,2 мм) на кварце, в Джезказгане (Каз. ССР) [15] — выделения в трещинах песчаника, сцементированного халькозином, с малахитом и азурином. Отмечался в Александровском месторождении (Каз. ССР) в сульфидной руде, состоящей из сфалерита, галенита, халькопирита, пирита и ковеллина [15]. В зоне окисления молибденово- и оловянно-свинцово-цинковых месторождений Забайкалья — в виде прожилков и вкрапленности в галлуазите, развивающемся по туфам кварцевых порфиров [18].

Встречен в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия) в виде кристаллов с лимонитом, псиломеланом, малахитом, церусситом, купритом, пироморфитом, англезитом, каламином, азурином, вадом или образует пленки на белом каолине [5, 8, 19]; в Тонона (шт. Невада, США) наблюдается преимущественно в нижних горизонтах зоны окисления как продукт изменения золота, аргента и полибазита, в глинистом веществе, в трещинах руды с окислами марганца или с ярозитом [20, 5]; в Голдфилде (шт. Невада, США) — с бисмоклитом [7]; в долине Лейк (шт. Нью-Мексико, США) с кальцитом и ванадатами, часто вырастает в кристаллы деклуазита и ванадинита [21]; в Дерббахе (Нассау, ФРГ) с йодистым бромаргиритом, изредка с коркитом [9], во многих серебряных рудниках Чили (напр. в Чаньярсилло), в месторождении Монмин (департ. Алье, Франция) [6], в Катанге, Конго [22], в ряде месторождений Испании и Мексики.

Изм. Отмечено замещение йодаргирита хлораргиритом и эмболитом (в обогащенных окислами марганца жилах месторождения Тонона) [20], также самородным серебром [19].

Искусств. Может быть получен при нагревании Ag с J, при смешении растворов солей Ag с HJ или растворами иодидов металлов и другими способами. В обычных условиях при избытке в растворе ионов J⁻ выпадает гексагональная модификация AgJ — йодаргирит (например, при разбавлении водой насыщенного раствора AgJ в KJ), при избытке ионов Ag⁺ — кубическая модификация со структурой сфалерита (например, при разбавлении водой насыщенного раствора AgJ в AgNO₃) [1]. Хорошие кристаллы можно получить из насыщенного раствора AgJ в HJ, если сверху налить слой спирта, в который постепенно переходит HJ [2]. Изучался в системах AgBr — AgJ, AgJ — AgCl [16, 23] и AgCl — AgBr — AgJ [24].

Отл. От галогенидов группы хлораргирита отличается наличием совершенной спайности, от майерсита — гибкостью спайных пластинок.

Межплоскостные расстояния йодаргирита из Невады [25]

Си-излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i>
10 $\bar{1}$ 0	3	3,97	0006; 30 $\bar{3}$ 2	3	1,254
0002	10	3,75	20 $\bar{2}$ 5; 10 $\bar{1}$ 6	1	1,199
11 $\bar{2}$ 0	8	2,30	31 $\bar{4}$ 0; 11 $\bar{2}$ 6; 22 $\bar{4}$ 2	4	1,101
11 $\bar{2}$ 2	6	1,965	32 $\bar{5}$ 0; 30 $\bar{3}$ 6	1/2	0,912
20 $\bar{2}$ 3	1/2	1,558	11 $\bar{2}$ 8; 41 $\bar{5}$ 0	1	0,870
21 $\bar{3}$ 0	2	1,501	22 $\bar{4}$ 6; 41 $\bar{5}$ 2	1/2	0,846
30 $\bar{3}$ 0	3	1,329			

* $a_a = 4,60$, $c_c = 7,55 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. Kolkmeijer N. H., van Hengel J. W. A. Zs. Krist., 1934, 88, 317; сходные данные: Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1922, 44, H. 3—4, No 349, 444 и у Хелмхольца [2].
2. Helmholtz L. J. Chem. Phys., 1935, 3, 740 (по Strukturber., 1937, 3, 233).
3. Jacobs R. B. Phys. Rev., 1938, 54, 325; сходные данные о четырех модификациях AgJ см. Lieser K. H. Fortschr. Min., 1958, 36, H. 2, 96.
4. Strock L. W. Zs. phys. Chem. 1934, 25, 441 (по Strukturber., 1937, 3, 232).
5. Kraus E. H., Cook C. W. Zs. Krist., 1909, 46, 417.
6. Schnaebelé E. Bull. Soc. fr. min., 1922, 45, 62.
7. Schaller W. T. Am. Min. 1944, 26, No 11, 654.
8. Spencer L. J. Min. Mag., 1901, 13, No 59, 45.
9. Westenberger H. Aufschluss, 1961, 12, Nr 5, 119.
10. Schwab G. M. Naturwissenschaften, 1943, 31, 322; Trans. Faraday Soc., 1947, 43, 715 (по Str. Rep., 1947, 11, 517).
11. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, B.-Bd. 16, A, 349.
12. Damour A. Ann. Mines, 1853, 4, 329.
13. Beijerinck F. N. Jb. Min., 1897, B.-Bd. 11, 403.
14. Moesta F. Ueber das Vorkommen der Chlor-, Brom- und Jodverbindungen des Silbers in der Natur. Marburg, 1870, 41.
15. Чухров Ф. В. ДАН СССР, 1940, 27, № 7, 697; ДАН СССР, 1940, 27, № 3, 244; Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950, 56.
16. Mönckemeyer K. N. Jb. Min., 1906, B.-Bd. 22, A, 29.
17. Bloch R., Möller H. Zs. phys. Chem., 1930, 152, A, 245 (по Strukturber., 1937, 2, 212)
18. Дубинина В. Н., Корнилович И. А. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 49, 147.
19. Smith G. Dept of Mines, New S. Wales, Min. Res., 1926, No 34, 41.
20. Burgess J. A. Econ. Geol., 1911, 6, No 1, 13.
21. Genth F. A., Rath G. Zs. Krist., 1885, 10, 459.
22. Buttgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1926, 50, B 41.
23. Barth T., Lunde G. Norsk geol. tidsskr., 1926, 8, H. 4, 293.
24. Matthes F. N. Jb. Min., 1911, B.-Bd. 31, A, 342.
25. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. Soc. Am, 1962, Mem. 85, 215.

Токорналит — Тосогалит. (Ag, Hg)J ?

Назван по имени М. Токорнала, ректора университета в Сант-Яго (Домейко, 1867) 1].

Малоизученный минерал. Плотные или пористые, рассыпающиеся в порошок скопления. Цв. светло-желтый, темнеющий на свету. Черта желтая. Уд. в. около 5,5. Хим. анализ: Ag— 33,80; Hg — 3,90; J — 41,77; н. о. — 16,65; сумма — 96,12. Также была обнаружена вода, которая, вероятно, связана с кремнистым веществом, дающим нерастворимый остаток. Встречен в Чаньярсилло (Чили).

Под тем же названием описан малоизученный минерал из Брокен-Хилла (Новый Южный Уэльс, Австралия), встречающийся в виде ярко-желтого темнеющего на свету порошка, в ассоциации с йодаргиритом и кинноварью [2]. Возможно, является смесью.

Л и т е р а т у р а

1. Domoyko I. Mineralojia, Santiago de Chile, 1867, 2, App., 41; 1897, 2, 432.
2. Smith G. Dept of Mines, New S. Wales, Min. Res., 1926, No 34, 42.

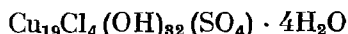
СТРУКТУРА ТИПА КОННЕЛЛИТА

ГРУППА КОННЕЛЛИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Коннеллит	$\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Гексаг.	15,85	9,16 Å	3,41
Буттгенбахит	$\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{NO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гексаг.	15,85	9,16 Å	3,42

Минералы изоструктурны, размеры их элементарных ячеек одинаковы (в пределах ошибки измерения). Кроме Cl, содержат добавочные анионы SO_4^{2-} и NO_3^- . Предполагается, что SO_4^{2-} может замещаться двумя ионами NO_3^- . При этом, по Штрунцу, вхождение в решетку двух дополнительных атомов кислорода компенсируется уменьшением количества воды в ячейке до двух молекул. Однако возможность полного изоморфизма между этими минералами нельзя считать доказанной, так как промежуточные члены не известны. Буттгенбах на материале из Ликази (Конго) наблюдал совместное нахождение кристалликов, приближающихся по свойствам к коннеллиту, с одной стороны, и к буттгенбахиту, с другой. Учитывая отсутствие в природе минералов промежуточного состава, коннеллит и буттгенбахит описываются отдельно.

Коннеллит Connellite



Назван по имени А. Коннела, впервые описавшего минерал (Дана, 1850).

Синон. Футеит — footeite (Кёниг, 1891; Форд и Брэдли, 1915); церулеофибрит — ceruleofibrite (Холден, 1922 и 1924).

Таллингит—tallingite (Чёрч, 1865) — смесь коннеллита и паратакамита (Бэнистер и др., 1950).

Характ. выдел. Игольчатые кристаллики, радиально-лучистые стяжения, кристаллические корочки с почковидной поверхностью, спутанно-волоконистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. Предположительно $D_{6h}^1 - P6_3/mmc$, возможно, $D_{3h}^1 - C6_2c$ или $C_{6v}^1 - P6_3mc$; $a_0 = 15,85$; $c_0 = 9,16 \text{ Å}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,578$; $Z = 2$ (из Корнуэлла, Бэнистер, Хэй и Клэрингбэл) [1].

Изоструктурен с буттгенбахитом (Бэнистер).

У Дана (1951) приведены неопубликованные данные Вайхеля для материала из Висби: $a_0 = 13,60$; $c_0 = 9,09 \text{ Å}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,668$; $Z = 2$. Установка Вайхеля отличается от установки Бэнистера поворотом кристаллов вокруг оси c на 30° . Принятое ниже морфологическое отношение осей Мэскелайна [2] соответствует установке Бэнистера и других, но отличается в два раза большим значением c . Установка Пенфилда [3], как и установка Вайхеля, отличается от установки Мэскелайна поворотом кристаллов на 30° вокруг оси c . Отношения осей различных авторов и соответствующие им символы наблюдавшихся форм:

	$a : c$	p	d	s
Мэскелайн	1 : 1,1562	10 $\bar{1}$ 1	11 $\bar{2}$ 1	22 $\bar{4}$ 3
Пенфилд	1 : 1,3392 (=0,669·2 или $1,1562 \cdot \frac{2}{\sqrt{3}}$)	11 $\bar{2}$ 2	30 $\bar{3}$ 2	10 $\bar{1}$ 4
Бэнистер	1 : 0,578 (=1,1562 : 2)	20 $\bar{2}$ 1	22 $\bar{4}$ 1	44 $\bar{8}$ 3
Вайхел (Дана)	1 : 0,668 (=0,578· $\frac{2}{\sqrt{3}}$)	11 $\bar{2}$ 1	30 $\bar{3}$ 1	20 $\bar{2}$ 1

(В справочнике Дана (1951) символы граней не отвечают принятому отношению осей 1 : 0,668).

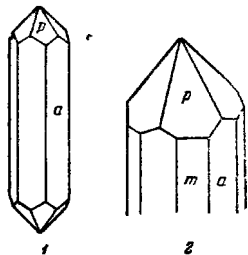
Предположительно, дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h}^1 - 6/mmm$ ($L_66L_2 7PC$); $a : c = 1 : 1,1562$ (Мэскелайн) [2].

Формы [2—6]:

a	$11\bar{2}0$	$30^{\circ}00'$	$90^{\circ}00'$	d	$11\bar{2}1$	$30^{\circ}00'$	$66^{\circ}37'$
m	$10\bar{1}0$	$60\ 00$	$90\ 00$	p	$10\bar{1}1$	$60\ 00$	$53\ 10$
s	$22\bar{4}3$	$30\ 00$	$57\ 02$				

pp ($10\bar{1}1$): ($01\bar{1}1$) = $47^{\circ}11'$	pa ($10\bar{1}1$): ($11\bar{2}0$) = $46^{\circ}07'$	sm ($22\bar{4}3$): ($10\bar{1}0$) = $43^{\circ}24'$
dd ($11\bar{2}1$): ($12\bar{1}1$) = $54\ 38$	ps ($10\bar{1}1$): ($22\bar{4}3$) = $24\ 48$	dm ($11\bar{2}1$): ($10\bar{1}0$) = $37\ 21$
ss ($22\bar{4}3$): ($24\bar{2}3$) = $49\ 36$	pd ($10\bar{1}1$): ($11\bar{2}1$) = $29\ 03$	

Кроме того, отмечались ($11.2.13.3$) с p около $79^{\circ}30'$ [2] и $c(0001)$ в виде несовершенной округленной грани, распадающейся на несколько плоскостей, слегка наклоненных к идеальному положению [4].



Фиг. 74. Кристаллы конхеллита, Корнуэля:

1 — по Мескелайну;
2 — по Трехману

Кристаллы всегда мелкие, вытянутые вдоль оси c , призматические до игольчатых (фиг. 74), обычно без конечных граней. На гранях призм штриховка параллельна удлинению, нередко они округлены.

Отмечались ориентированные срастания с купритом: иголки конхеллита параллельны ребру (111):(110) куприта [7].

Физ. Сп. не отмечалась. Тв. 2—3. Уд. в. 3.41 (для оригинала рентгеновского изучения) [1] (вычисл. 3,43). Цв. ярко-синий, различных оттенков. Черта светло-зеленовато-голубая. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. голубой, без заметного плеохроизма. Одноосный (+). Удлинение (+). $n_e - n_o = 0,010 - 0,024$

n_e	n_o	М-ние	Автор
1,754	1,730	Бисби	Форд и Брэдли, оригиналы хим. анализов 2 и 3 [8]
1,758	1,735	Сардиния	Пелу [5]
1,752	1,738	Бисби	Вайхел (по Дана), оригинал рентгеновского изучения
1,746	1,724	Бисби	Пэлэч и Мервин, оригинал хим. анализа [9]
1,745	1,735	Треба	Гиймэн и Пьеро [10]

Хим. Теор. состав: $\text{Cu} - 58,56$; $\text{Cl} - 6,88$; $\text{SO}_3 - 3,89$; $\text{O} - 13,19$; $\text{H}_2\text{O} - 17,48$. Иногда содержит N_2O_5 .

Анализы:

	1	2	3	4
Cu	60,68	58,62	58,64	57,8
Cl	6,37	6,82	7,05	7,4
SO_3	3,43	3,15	3,84	4,9
N_2O_5	—	0,72	0,30	—
O	13,84	13,23	13,18	12,8
H_2O	16,07	17,13	16,81	16,8
Сумма	100,39	99,67	99,82	99,7
Уд. в.	3,396	—	—	3,364

1 — р-ки Кальюмет и Аризона, Бисби (шт. Аризона); анал. Мервин; навеска 0,73 г; анализ пересчитан, в оригинале: $\text{CuO} - 75,96$; $\text{O} = \text{Cl}_2 - 1,44$ [9]; 2 — «футейт»; р-к Цар, Бисби (шт. Аризона), анализ пересчитан, в оригинале: $\text{CuO} - 73,38$; $\text{O} = \text{Cl}_2 - 1,53$ [8]; 3 — р-к Эврика, Тивтик (шт. Юта); анализ пересчитан, в оригинале: $\text{CuO} - 73,41$; $\text{O} = \text{Cl}_2 - 1,59$ [8]; 4 — Нэмборн (Корнуэля); анал. Пенфилд; навеска 0,074 г [3]; анализ пересчитан, в оригинале: $\text{CuO} - 72,3$; $\text{O} = \text{Cl}_2 - 1,7$; исключена потеря веса при 100° , равная 0,4%.

Диагн. исп. В воде нерастворим. Легко растворяется в кислотах и в аммиаке. После прокаливания кристаллы чернеют, но долго сохраняют блеск. [11].

В закр. тр. выделяет воду, имеющую кислую реакцию. П. п. тр. сплавляется в черный шарик, окрашивая пламя в зеленый цвет. При слабом нагревании кристалликов в смеси разбавленной серной кислоты и азотно-кислого серебра образуются белые псевдоморфозы по коннеллиту, вероятно, AgCl [11].

Повед. при нагр. Большая часть воды выделяется при $220-300^\circ$; 0,25% ниже 220° , 12,06% в интервале $220-260^\circ$, 2,10% при $260-300^\circ$, 1,66% выше 300° (у оригинала анализа 1) [9].

Нахожд. Образуется в зоне окисления медных месторождений. Наиболее характерно нахождение с купритом, малахитом, азурином и брошантитом, иногда также с спанголитом. При этом малахит и азурит, как правило, развиваются по куприту, брошантит нарастает на эти минералы, иголки и сферолиты коннеллита образовались, по-видимому, еще позднее, нарастают на брошантит или сростаются с ним, а также непосредственно нарастают, иногда ориентированно, на не подвергшиеся изменению кристаллы куприта.

Отмечался также в ассоциации с хризоколлой, стильномеланом и волокнистым теноритом (в Треба, Тарн, Франция) [10], изредка с халькофиллитом, в этом случае, как правило, без куприта (Корнуэлл) [12]. Встречен в ряде месторождений Корнуэлла (Англия) [4, 12; 13], в Намаквалэнде (Юго-Западная Африка) [15], в Ликази (Катанга, Конго) [7] (см. также буттгенбахит), на о-ве Сардиния (Италия) [5]. Коннеллит («сталлингит») также наблюдался в руднике Боталлак в Корнуэлле (Англия) в ассоциации с паратакамитом или атакамитом, за счет которых он, по-видимому, образовался.

Изм. Отмечался переход коннеллита в светло-зеленое вещество [13].

Отл. От буттгенбахита отличается положительным удлинением и большим двупреломлением; у коннеллита в направлении, перпендикулярном удлинению, показатель преломления всегда меньше 1,74, у буттгенбахита больше 1,74. От азурита отличается отсутствием вскипания при растворении в кислотах и одноосностью. От цианотрихита — реакцией на Cl , значительно более высокими показателями преломления, одноосностью, от-

Межплоскостные расстояния коннеллита из Корнуэлла [1]
Cu K_α -излучение, $D=60$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
10 $\bar{1}$ 0	10	13,70	42 $\bar{6}$ 0	6	2,59	3	1,673	
11 $\bar{2}$ 0	10	8,00	41 $\bar{5}$ 2	8	2,51	2	1,644	
20 $\bar{2}$ 0	2	6,90	51 $\bar{6}$ 0	2	2,46	9	1,613	
20 $\bar{2}$ 1	6	5,51	51 $\bar{6}$ 1; 50 $\bar{5}$ 2	4	2,38	6	1,580	
21 $\bar{3}$ 0	7	5,20	60 $\bar{6}$ 0	10	2,29	4	1,546	
0002; 30 $\bar{3}$ 0	6	4,59		5	2,25	3	1,520	
10 $\bar{1}$ 2	6	4,35		5	2,20	8	1,488	
11 $\bar{2}$ 2; 21 $\bar{4}$ 0	3	3,98		4	2,09	2	1,464*	
31 $\bar{4}$ 0; 20 $\bar{2}$ 2	6	3,82		4	2,04	3	1,443	
21 $\bar{3}$ 2	6	3,48		5	1,98	4	1,419	
30 $\bar{3}$ 2	9	3,27		3	1,91	5	1,392	
10 $\bar{1}$ 3; 22 $\bar{4}$ 2;	3	2,96*		3	1,855	3	1,371	
32 $\bar{5}$ 1; 41 $\bar{5}$ 0				5	1,811	4	1,354	
41 $\bar{5}$ 1	3	2,85		5	1,799	2	1,333	
50 $\bar{5}$ 0	10	2,75		7	1,754	7	1,313	
32 $\bar{5}$ 2; 50 $\bar{5}$ 1;	7	2,62		2	1,725			
33 $\bar{6}$ 0								

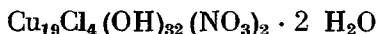
* Широкая линия.

сутствием плеохроизма. От серпирита — отсутствием совершенной спайности, одноосностью, значительно бóльшим показателем преломления, отсутствием плеохроизма, отрицательной реакцией на цинк.

Л и т е р а т у р а

1. Bannister F. A., Hey M. H., Claringbull G. F. Min. Mag., 1950, 29, No 211, 280.
2. Story-Maskelyne N. Philos. Mag., Ser. 4, 1863, 25, 39.
3. Penfield S. L. Am. J. Sci., 1890, 40, 82; Zs. Krist., 1891, 18, 507.
4. Miers H. A. Min. Mag., 1885, 6, No 30, 164.
5. Pelloux A. Ann. mus. civico stor. nat. Genova, 1912, 5, 205.
6. Trechmann C. O. Min. Mag., 1885, 6, No 30, 171.
7. Buttgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1926, 50, Bull. N° 1, 35.
8. Ford W. E., Bradley W. M. Am. J. Sci., 1915, 39, 670.
9. Palache C., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1909, 28, 537.
10. Guillemin C., Pierrot R. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, N° 4—6, 235.
11. Koenig G. A. Zs. Krist., 1891, 19, 601.
12. Semmons W. Min. Mag., 1885, 6, No 30, 160.
13. Miers H. A. Min. Mag., 1894, 10, No 48, 273.
14. Holden E. F. Am. Min., 1922, 7, No 7, 80; Am. Min., 1924, 9, No 3, 55.
15. Prior G. T. Min. Mag., 1889, 8, No 39, 182.

Буттгенбахит *Buttgenbachite*



Назван по имени бельгийского минералога А. Буттгенбаха (Скуп, 1925) [1].

Характ. выдел. Скопления мелких игольчатых кристаллов.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с.; $a_0 = 15,85$; $c_0 = 9,16 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,578$; $Z = 2$ (Банистер и др., 1950) [2], $a_0 = 15,82$; $c_0 = 9,16 \text{ \AA}$ (ASTM); размеры элементарной ячейки в пределах ошибки равны такому коннеллиту. По неопубликованным данным Вайхела, приведенным у Дана (1951), $a_0 = 13,56$; $c_0 = 9,15 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,675$ (соотношение установок см. при коннеллите).

Изоструктурен с коннеллитом.

Предположительно дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm (L_6 6L_2 7PC)$; $a : c = 1 : 1,1584$ (на основе измерений Мелона и Тусена) [3].

Формы [3—5]:

	φ	ρ		φ	ρ
$a \ 11\bar{2}0$	$30^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$p \ 10\bar{1}1$	$60^\circ 00'$	$53^\circ 13'$
$m \ 10\bar{1}0$	$60 \ 00$	$90 \ 00$			
$pa \ (10\bar{1}1) : (11\bar{2}0) = 46^\circ 05'$			$pp \ (10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 47^\circ 13'$		

Недостоверна форма $n(13\bar{4}0)$ [4].

В оригинале работы Мелона и Тусена дано отношение $c/a = 0,5792 (=1,1584 : 2)$ по аналогии с рентгеновскими данными; здесь, как и для коннеллита, принята гониометрическая установка, которая приводит к более простым символам (см. при коннеллите).

Кристаллы очень мелкие, игольчатые, редко имеют ограниченную головку. Отмечалось ориентированное срастание с купритом: иголки буттгенбахита параллельны ребру $(111):(110)$ куприта [5].

Физ. Сп. не отмечалась. Тв. около 3. Уд. в. 3,42 (Банистер, для оригинала рентгеновского изучения); 3,33 (Скуп, для оригинала хим. анализа) [1] (вычисл. 3,42). Цв. лазурно-синий. Черта голубая. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. синий. Плеохроизма не наблюдалось. Одноосный (—). Удлинение (—). $n_o = 1,748$, n_e несколько ниже 1,747; двупреломление очень низкое [1]. Тщательное оптическое изучение минерала из

Ликази показало, что некоторая часть кристалликов имеет оптические свойства коннеллита, бóльшая же часть кристалликов имеет оптические свойства буттгенбахита, но, по данным микрохимических определений, вещество таких кристалликов содержит серу [5].

У Дана (1954) приведены для буттгенбахита неопубликованные данные Вайхела: $n_e = 1,752$; $n_o = 1,738$ (оригинал рентгеновского изучения); эти константы не согласуются с данными Скуша и Буттгенбаха и скорее относятся к коннеллиту.

Хим. Теор. состав: $\text{Cu} - 58,79$; $\text{Cl} - 6,1$; $\text{N}_2\text{O}_5 - 5,26$; $\text{O} - 13,25$; $\text{H}_2\text{O} - 15,79$. По-видимому, иногда содержит SO_3 [5]. Состав буттгенбахита из Ликази (анал. Скуп и Губо) [1]: $\text{Cu} - 57,17$; $\text{Cl} - 6,02$; $\text{N}_2\text{O}_5 - 5,40$; SO_3 — не обн.; $\text{O} - 13,11$; $\text{H}_2\text{O} - 17,34$; сумма — 99,04 (анализ пересчитан, в оригинале: $\text{CuO} - 71,56$; $\text{O} = \text{Cl}_2 - 1,28$).

Диагн. исп. В воде нерастворим. Легко растворяется в кислотах, дает реакцию на медь, хлор и азот.

Повед. при нагр. При нагревании в течение нескольких часов при 150° теряет только 0,36% веса, в интервале $290-310^\circ$ выделяются пары, содержащие азот, воду и хлористую медь; потеря в весе после одночасового нагревания составляет 20,96%, а при 850° достигает 48%, после чего остается черный порошок [1].

Находк. Встречен только в Ликази в Катанге (Конго). Образует спутанно-волокнистые агрегаты мелкоигльчатых кристаллов в пустотах куприта в ассоциации с самородным серебром [1]; иногда в виде отдельных иголок ориентированно нарастает на куприт.

Отл. см. «Коннеллит», стр. 159.

Межплоскостные расстояния буттгенбахита из Ликази [2]

CuKa-излучение, $D = 60$ мм									
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	
10 $\bar{1}$ 0	10	13,70	32 $\bar{5}$ 2;50 $\bar{5}$ 1;	6	2,61*		1	1,730	
11 $\bar{2}$ 0	10	7,95	33 $\bar{6}$ 0				2	1,680	
20 $\bar{2}$ 1	5	5,51	41 $\bar{5}$ 2	8	2,51		1	1,649	
21 $\bar{3}$ 0	7	5,20	51 $\bar{6}$ 0	1	2,47		9	1,621	
0002;30 $\bar{3}$ 0	6	4,59	51 $\bar{6}$ 1;50 $\bar{5}$ 2	4	2,38		6	1,587*	
10 $\bar{1}$ 2	5	4,35	60 $\bar{6}$ 0	10	2,30		2	1,549	
11 $\bar{2}$ 2;22 $\bar{4}$ 0	2	3,98		5	2,26		1	1,520	
31 $\bar{4}$ 0;20 $\bar{2}$ 2	6	3,82		5	2,20		7	1,488*	
21 $\bar{3}$ 2	6	3,44		2	2,10		4	1,422	
30 $\bar{3}$ 2	8	3,27		2	2,05		5	1,399	
10 $\bar{1}$ 3;22 $\bar{4}$ 2;	2	2,93*		5	1,98		2	1,377	
32 $\bar{5}$ 1;41 $\bar{5}$ 0				2	1,92		2	1,356	
41 $\bar{5}$ 1	1	2,85		1	1,861				
50 $\bar{5}$ 0	10	2,75		5	1,811*				
				6	1,760				

* Широкая линия.

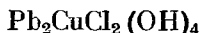
Л и т е р а т у р а

1. Schoer A. C. R., Paris, 1925, 181, 421, Ann. Soc. géol. Belg., 1927, 49, Bull. № 24, 308.
2. Bannister F. A., Hey M. H., Claringbull G. F. Min. Mag., 1950, 29, No 241, 280.
3. Mélon J., Toussaint J. Ann. Soc. géol. Belg., 1952, 75, Bull. № 10, 293.
4. Schoer A. Ann. Soc. géol. Belg., 1927, 50, Bull. № 8, 221.
5. Buttgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1926, 50, Bull. № 2, 35.

СТРУКТУРА ТИПА ДИАБОЛЕИТА

Диаболеит $\text{Pb}_2\text{CuCl}_2(\text{OH})_4$ Тетраг. с. a_0 5,87 c_0 5,49 Уд. в. 5,12

Диаболеит Diaboleite

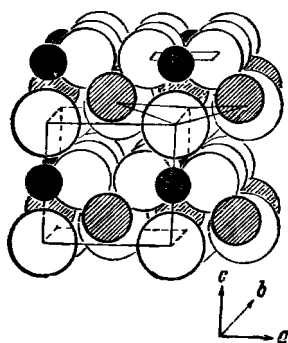


Название от греч. δια (диа) — отдельно и болеит — «отличный от болеита» (Спенсер, 1923) [1].

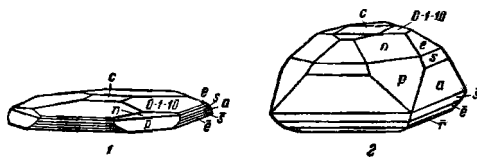
Характ. выдел. Отдельные кристаллы, параллельные и неправильные сростки кристаллов, мелкие зерна.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $C_{4v}^1 - P4mm$; $a_0 = 5,870$; $c_0 = 5,494 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,9359$ (Бистрём и Вильхелми на материале Пэлэча из рудника Мамот) [2] $Z = 1$.

В структуре выделяются слои состава $\text{Pb}_2\text{CuCl}_2(\text{OH})_4$, параллельные (001) и связанные между собой слабыми связями, что обуславливает совершенную спайность. Внутри слоев связи, главным образом, ионные. Слои характеризуются асимметричным строением. Каждый атом Pb с одной стороны слоя связан с четырьмя группами OH, образующими над ним квадрат, и с противоположной стороны искаженным



Фиг. 75. Структура диаболеита (по Бистрёму и Вильхелми). Черные круги — Cu, заштрихованные — Pb, большие белые — Cl, меньшие — OH



Фиг. 76. Кристаллы диаболеита, Мамот (по Пэлэчу)

квадратом из четырех атомов Cl, повернутым относительно квадрата из OH на 45° . Таким образом, координационный полиэдр вокруг атомов Pb — закрученный куб. Каждый атом Cu находится в октаэдре, экватор которого составляют четыре группы OH, а в полюсах располагаются два атома Cl. Каждый слой $\text{Pb}_2\text{Cu}(\text{OH})_4\text{Cl}_2$ состоит из слоя Cu · 4OH, слоя 2Pb и слоя 2Cl; половина атомов Cl несколько выдвинута и связывается с атомами Cu следующего слоя (фиг. 75) [2].

Дитетраг.-пирамид. кл. $C_{4v} - 4mm (L_44P)$; $a : c = 1 : 0,9361$ (Пэлэч) [3].

Формы:

Нижние	Верхние	φ	ρ	Нижние	Верхние	φ	ρ
\bar{c}	\bar{c}	001	—	\bar{e}	e	101	90°00' 43°07'
	a	100	90°00'	\bar{s}	s	201	90 00 61 53
	m	110	45 00	\bar{n}	n	112	45 00 33 30
	\bar{r}	r	102 90 00	p	p	111	45 00 52 56
ne	(112) : (101)	= 28°54'		pe	(111) : (101)	= 34°21'	
ns	(112) : (201)	= 42 30		ps	(111) : (201)	= 38 35	
				pa	(111) : (100)	= 55°39'	
				na	(112) : (100)	= 67 02	

Недостоверные формы: (1.0.10), (209), (104), (203), (302), (401).

Кристаллы мелкие в виде четырех- и восьмиугольных пластинок, иногда толсто-таблитчатые, с диаметром до 1,5 см (фиг. 76), обычно очень

хорошо образованы. Большой базопинакоид принят за нижний, отрицательный; эти грани обычно гладки или покрыты штриховкой, параллельной кристаллографическим осям. Верхний пинакоид иногда совсем отсутствует или проявляется в виде небольшой квадратной грани, переходящей в виденальные пирамиды с малым ρ . Грани $m(110)$ редки, но если присутствуют, то очень совершенны. В отличие от $p(111)$ и $n(112)$, грани $\bar{n}(11\bar{2})$ отмечались в единичном случае. Виденальные грани пирамид с малым ρ иногда неравномерно развиты, что затушевывает тетрагональную симметрию кристаллов.

Двойники не встречены. Характерны параллельные сростки. Отмечалось закономерное срастание с перцилитом (зоны перцилита в кристаллах диаболеита) [4].

Физ. Сп. по (001) совершенная, но не всегда легко проявляется. Плоскости спайности с алмазным блеском. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,42 [3] (вычисл. 5,44).

Значение уд. веса, по Маунтину, 6,41 [1], вероятно, ошибочно, так как не согласуется с данными химического и рентгеновского анализов.

Цв. ярко-синий. В очень тонких пластинках отмечался зеленоватый оттенок. Черта голубая. Бл. алмазный.

Микр. В пл. в прох. св. голубой, более толстые участки синие с абсорбцией $N_o > N_e$, хорошо заметной лишь при достаточной толщине шлифа [3]. Спенсер [1] на отдельном кристаллике наблюдал плеохроизм: по N_o синий, по N_e светло-голубой, почти бесцветный. Одноосный (—). Иногда одноосная фигура в сходящемся свете искажается, вероятно, благодаря субпараллельному срастанию. $n_o = 1,98$, $n_e = 1,85$; $n_o - n_e = 0,13$ [3].

Хим. Теор. состав: Pb — 67,18; Cu — 10,30; Cl — 11,49; O — 5,19; H₂O — 5,84.

Анализы:

	Pb	Cu	Cl	O	H ₂ O	н. о.	Сумма
1.	66,92	10,30	10,89	5,31	6,14	—	99,56
2.	66,85	10,13	11,42	5,14	6,03	0,19	99,76

1 — р-к Хайер-Питс; анал. Маунтин [1]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 72,09; CuO — 12,90; O=Cl₂—2,46; 2 — р-к Мамот; анал Гонзэр; спектрально обнаружены: Ca, Si, Cr, Fe (0,1%), в меньших количествах Al, Ba, Zn, Mg, Ti [3]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 72,01. CuO — 12,68; O=Cl₂ — 2,57.

Диагн. исп. Растворяется в HNO₃. При нагревании в закр. тр. распадается по спайности на кусочки без растрескивания и выделяет одновременно пары воды и хлорид свинца. Остаток расплавляется в коричневую жидкость, затвердевающую в ярко-зеленое стекло.

Наход. В сравнительно большом количестве встречается на руднике Мамот (шт. Аризона, США) [3] на глубине 120—150 м обычно в друзовых полостях кварца с церусситом, вульфенитом, реже с аширитом. На диаболеит нарастают кристаллы болейта, псевдоболейта (?), кварца и сферолиты каламина. Тонкие прожилки последнего также секут диаболеит. Отмечались срастания диаболеита с фосгенитом, имеющие характер структур замещения одного минерала другим. Иногда диаболеит наблюдается в ассоциации с линаритом и не определенными зелеными и белыми минералами.

В незначительных количествах в виде мельчайших зерен установлен в руднике Хайер-Питс (Сомерсетшир, Англия) в желваках мендишита, с поверхности превращенного в гидроцеруссит и церуссит. Диаболеит врастает в мендишит и хлороксифит, а также заключен в массе мелкозернистого гидроцеруссита; частично, вероятно, образовался за счет

хлороксифита [4]. Отмечался также в руднике Христиан Левин около Эссена (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ) в тесном сростании с перцилитом, слагающим отдельные зоны в кристаллах диаболента; диаболент образовался в результате воздействия на рудные жилы горячих, насыщенных хлоридами, вод из отложений цехштейна [4].

Изм. Иногда замещается неизученным веществом светло-голубого цвета.

Отл. От других ярко-синих минералов отличается: от линарита более интенсивной окраской, иным характером спайности, одноосностью, большим уд. весом, меньшей твердостью; от коннеллита и буттгенбахита — таблитчатой формой кристаллов, наличием спайности, большим уд. весом, значительно большим двупреломлением; от цианотрихита — по форме кристаллов, значительно большими уд. весом и показателями преломления, по одноосности.

Межплоскостные расстояния диаболента из рудника Мамот [2]

Си-излучение								
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
001	10	5,496	130	6	1,854	114	8	1,304
110	6	4,152	003	6	1,831	241	6	1,276
011	4	4,016	131	10	1,756	024	9	1,244
111	10	3,305	113	6	1,675	332	6	1,235
200	8	2,929	222	4	1,655	242	6	1,182
002	4	2,742	023	8	1,553	150	1	1,151
021	8	2,583	132	8	1,536	224;043	6	1,145
012	4	2,473	400	6	1,471	151	6	1,125
112	10	2,291	041	6	1,416	134	6	1,103
220	8	2,072	004	8	1,372	243	6	1,066
022	6	2,07	331	6	1,339	115;152	6	1,060
122	4	1,893	240	6	1,314			

Л и т е р а т у р а

1. Spencer L. J., Mountain E. D. *Min. Mag.*, 1923, 20, No 102, 78.
2. Byström A., Wilhelmi K. A. *Ark. kem.*, 1950, 2, N. 4, N:o 27, 397.
3. Palache Ch. *Am. Min.*, 1941, 26, No 10, 605.
4. Seeliger E. *Arch. Lagerstättenforsch.*, 1950, N. 80, 21.

СТРУКТУРА ТИПА КАЛОМЕЛИ

ГРУППА КАЛОМЕЛИ

		Сингония	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	Уд. в.
Каломель	Hg ₂ Cl ₂	Тетраг.	—	4,46	10,91	7,22
Эглестонит	Hg ₆ Cl _{4-2x} O _{1+x}	Куб.?	8,03	—	—	8,33
Терлингуайт	Hg ₂ ClO	Монокл	11,65	5,77	9,30	8,73
[Кокцинит]	HgI	Куб.?	—	—	—	—
[Бордозит]	?	?	—	—	—	—

В группе объединены галоидные и оксигалоидные соединения ртути, из которых в настоящее время достаточно охарактеризованными являются только каломель, эглестонит и терлингуайт. В трех этих минералах одновалентная ртуть образует «молекулярные» группы Hg₂. В эглестоните вся ртуть одновалентная, как в каломели. В терлингуаите наряду с одновалентной содержится двухвалентная ртуть, количества ионов хлора и кис-

лорода равны, и структура представляет собой своеобразное сочетание элементов структуры HgCl и HgO .

Все три минерала встречаются в виде хорошо образованных кристалликов, очень богатых формами, имеют небольшую твердость, высокий уд. вес, алмазный блеск, высокий показатель преломления, каломель и терлингуаит также — очень высокое двупреломление.

Каломель Calomel



Названа по соответствующему химическому соединению (Бедан, 1832).

Синон. Роговая ртуть — horn mercury (Уулф; 1776), Hornquecksilber (Хаусман, 1813), турпет — turpeth (Манхайм, 1782) ртутная роговая руда — Quecksilber-Hornertz (Вернер, 1789), Merkur-Hornertz (Брайтхауит, 1823), хлористан ртуть — Chlormercur (Науман, 1828), Chlorquecksilber (Кобель, 1830), ртутный роговой шпат — Quecksilberhornspath (Глокер, 1831), хлорортутовый шпат — Chlormerkurspath (Глокер, 1839), ртутный шпат — Merkurspath (Глокер, 1839), Quecksilberspath (он же 1847), гидраргирит — Hydrargyrit (Глокер, 1847), ртутный керат — Merkur-Kerat (Брайтхауит, 1841), каломелит — calomelite (Гагарин и Куомо, 1949).

Хлороселенистая ртуть — Chlorselenquecksilber, вероятно, загрязненная каломель (Кастилло, 1865; Вебски, 1877).

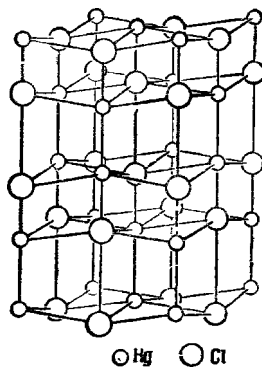
Характ. выдел. Кристаллические корки, землистые массы, мелкие кристаллики.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{17}-I4/mmm$; $a_0=4,46$, $c_0=10,91 \text{ \AA}$: $a_0 : c_0 = 1 : 2,446$; $Z = 2$ (Марк и Штайнбах, месторождение не указано) [1]; $a_0 = 4,48$; $c_0 = 10,94 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 2,442$ (Бери и Томпсон для каломели из Терлингуа, для которой приводятся данные порошкограммы) [2].

В структуре можно выделить цепочки, параллельные оси c . В каждой из них два атома Hg чередуются с двумя атомами Cl, причем расстояние между двумя Hg значительно меньше, чем между двумя Cl, так что цепочки как бы расчлениются на группы Hg_2Cl_2 . Расстояния (по вертикали) $\text{Hg}-\text{Hg} = 2,55$; $\text{Hg}-\text{Cl} = 2,57$; $\text{Cl}-\text{Cl} = 3,30 \text{ \AA}$. В соседних цепочках каждая пара атомов Hg располагается против пары атомов Cl; таким образом, вдоль плоскости (001) образуются нечетко выраженные двойные слои из попеременно чередующихся атомов Hg и Cl (фиг. 77). Отдельные плоские сетки вдоль этого направления очень сходны по строению с плоскими сетками хлораргирита, параллельными граням куба. Ионы Hg и Cl располагаются здесь также в шахматном порядке, но поверхность сеток неровна вследствие сдвигания Cl и Hg вдоль оси c в противоположных направлениях [1].

Отдельные слои из двух сближенных сеток, параллельные (001), прочно связаны между собой группами Hg_2 , и спайность в этом направлении не проявляется. Спайность имеется параллельно электронейтральным сеткам (100) и вдоль плоскостей (111) (в морфологической установке), где выделяются сетки, сложенные только атомами Cl. Структуру типа каломели имеют также Hg_2F_2 , Hg_2Br_2 , Hg_2J_2 .

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h}-4/mmm$ (L_4L_25PC); $a : c = 1 : 1,7232$ (Хилебранд и Шэлер) [3].



Фиг. 77. Структура каломели

Формы [3, 4]:

	φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ		φ	ρ			
c	001	—	t	102	90°00'	40°45'	r	111	45°00'	67°41'	n	312	71°34'	69°51'
a	100	90°00'	e	101	90 00	59 52	o	221	45 00	78 24	ψ	311	71 34	79 36
m	110	45 00	s	201	90 00	73 49	p	331	45 00	82 12	v	513	78 42	71 10
γ	104	90 00	α	113	45 00	39 05	π	214	63 26	43 56				
z	103	90 00	i	112	45 00	50 37	ρ	315	71 34	47 28				

$$\begin{aligned} \gamma\gamma (104) : (014) &= 32^\circ 29' & ee (101) : (011) &= 75^\circ 24' & ii (112) : (\bar{1}\bar{1}2) &= 66^\circ 16' \\ zz (103) : (013) &= 41 14 & \alpha\alpha (113) : (\bar{1}\bar{1}3) &= 52 57 & rr (111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) &= 81 43 \end{aligned}$$

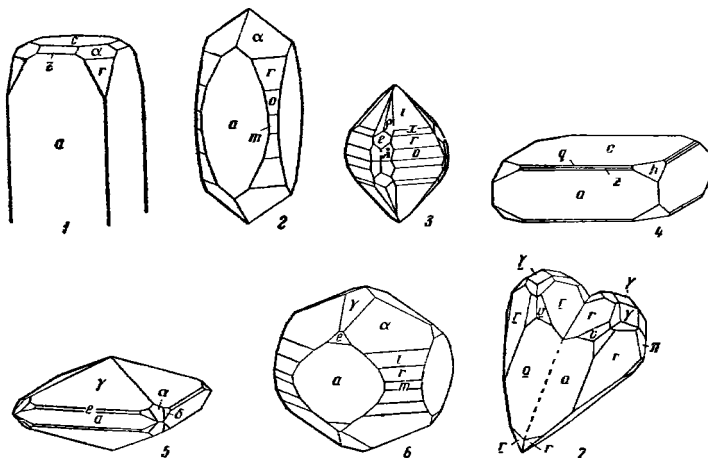
Чаще всего наблюдаются a , r , α , m и c (по Болдыреву); теоретическая последовательность значимости форм c , r , a , α (по Шафрановскому).

Редкие и недостоверные формы:

l	210	Y	108	d	301	h	114	K	553	F	5311	D	18.4.9
ξ	920	δ	106	k	401	y	559	u	552	λ	14.5.10	f	614
g	610	q	105	ζ	119	x	558	H	214	B	313	σ	8.1.10
μ	710	Φ	305	v	117	T	334	S	4.3.10	ϕ	412		

Рентгеновская установка, принятая Дана (1951), отличается от принятой здесь морфологической установки Хилебранда и Шэлера (также Гольдшмидта и Хинце) поворотом на 45° вокруг оси c ($1,7232 \cdot \sqrt{2} = 2,437$). Формула перехода от установки Дана (1951) к установке Хилебранда и Шэлера: $110/110/001$, для обратного перехода: $110/110/002$.

Кристаллы столбчатые, дипирамидальные, таблитчатые по c (001) и a (100), изометрические, иногда очень богатые формами (фиг. 78). На c (001)



Фиг. 78. Кристаллы каломели:

- 1 — Терлингва (по Мозесу); 2 — Щупля Стена (по Врба); 3 — Мопелландсберг (по Шрауфу);
4 — Щупля Стена (по Врба); 5, 6 — Виль Доктор (по Вебски); 7 — Мопелландсберг (по Шрауфу)

отмечалась штриховка параллельно оси b ; иногда две грани a (100) ровные и блестящие, две другие неровные. Двойники срастания и прорастания по e (104) (фиг. 78, 7). Отмечались сноповидные сростки.

Физ. Сп. по a (100) ясная, но с неровной поверхностью плоскостей, по r (111) неотчетливая. Изл. раковистый. Гибка. Тв. 1—2. Измеренный уд. в. природных и искусственных кристаллов колеблется в широких пределах от 6,4 до 7,18 (вычисл. 7,22). Бесцветна или белая, иногда желтовато-белая, желтовато-серая, серая. На свету темнеет (возможно, только при

содержании органических веществ). Черта желтовато-белая. Прозрачна до просвечивающей.

Непроводник электричества. В катодных лучах флуоресцирует красновато-желтым цветом (Хинце).

Микр. В пл. в прох. св. бесцветна. Искусственная $HgCl$ иногда плеохроирует: по *No* светло-вишно-желтая, по *Ne* бледно-коричневая (Хайдингер). Одноосная (+). Дисперсии показателей преломления и двупреломления очень сильные [5]:

Свет	Na	Li	Tl
n_e	2,656	2,6006	2,7129
n_o	1,973	1,9556	1,9908
$n_e - n_o$	0,683	0,6450	0,7220

Хим. Теор. состав: $Hg - 84,98$; $Cl - 15,02$. Анализы природной каломели отсутствуют.

Диагн. исп. Легко и полностью растворяется в царской водке, в HCl — при кипячении с доступом воздуха. При обработке КОН моментально чернеет.

П. п. тр. улетучивается; на угле легко плавится, дает белый налет. В закр. трубке возгоняется с образованием белого налета. С перлом фосфорной соли, насыщенным окисью меди, окрашивает пламя в голубой цвет.

Повед. при нагр. При нагревании возгоняется без плавления. В закр. тр. плавится при 543° (по Берчу и др.).

Нахожд. Редка. Образуется, как и другие хлористые минералы ртути, в зоне окисления ртутных месторождений в процессе поверхностного изменения киновари, амальгам, ртутьсодержащих сульфидов. Киноварь очень устойчива в зоне гипергенеза, поэтому ртутные гипергенные минералы очень редки. Экспериментально и при наблюдении природных образований было доказано, что киноварь может окисляться при действии на нее раствора сульфата окисного железа и что этот процесс значительно ускоряется в присутствии $NaCl$ в растворе. Вторичные минералы ртути встречаются совместно и, по-видимому, могут переходить друг в друга при изменении химизма среды [6]. Обычно хлориды и оксихлориды ртути образуются в районах с жарким и сухим климатом. Однако благоприятная обстановка для их образования складывается и в условиях многолетней мерзлоты, где их выпадению способствует замедленная циркуляция грунтовых вод, незначительный объем жидкой фазы в зоне окисления и, следовательно, высокая концентрация растворов [7].

В СССР наблюдалась на Чукотском полуострове в тесной ассоциации с эггестонитом, терлингуаитом, мозезитом, самородной ртутью, гипсом и гидроокислами железа; образует пленки и корочки на липаритах, изредка мелкие (десятые доли мм) удлиненные дипирамидальные кристаллики [7]. Отмечалась также в песчанике из Никитовки (УССР) [8].

Наиболее значительные скопления известны в Терлингуа (шт. Техас, США) с самородной ртутью, эггестонитом и кальцитом. Иногда содержит мельчайшую вкрапленность ртути, видимую на свежих плоскостях спайности; тесно сростается с эггестонитом, образуя кристаллические корочки; часто выделялась ранее указанных минералов. Иногда ассоциируется с клейнитом, терлингуаитом, монтроидитом [3, 9]. В Щупля Стена близ Белграда (Югославия) — с самородной ртутью в друзовых полостях роговикового ячеистого лимонитизированного кварца, образует корочки на кристаллах кварца, барита и киновари [10]. В Эль Доктор (шт. Керетаро, Мексика) — в грубозернистом красном (от окислов железа) известняке как продукт изменения онофрита; более ранние

кристаллы уплощенные, более поздние имеют изометрический облик и округленные ребра [11].

Встречена также в Мошелландсберге (Бавария, ФРГ) с киноварью; близ Альмадена (Испания) в прожилках кальцита в уплотненной глине и в тонкозернистом ртутьсодержащем песчанике; близ Джакпорт (штат Арканзас, США) с эглестонитом, ртутью и киноварью, близ Редвуд Сити (шт. Калифорния, США) в серпентините с монтроидитом и эглестонитом.

Искусств. Образуется при взаимодействии хлора с ртутью, при избытке последней; при действии HCl или растворимых хлоридов на соли закиси ртути; нагреванием $HgCl_2$ с Hg. Кристаллы могут быть получены при возгонке порошка каломели.

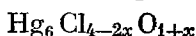
Межплоскостные расстояния каломели из Терлингва [2]

Сп-излучение, Ni-фильтр								
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
011	8	4,17	220	1	1,588		1/2	1,061
110	10	3,18		3	1,482		2	1,039
013	1	2,83		1	1,421		1/2	0,986
112;004	3	2,74		1	1,373		1/2	0,974
020	3	2,25		1	1,261		1	0,943
022;114	5	2,07		1/2	1,236		1	0,869
121;015	6	1,969		1	1,173		1	0,826
123	1/2	1,762		1/2	1,083		1	0,809
024	2	1,737						

Л и т е р а т у р а

1. Mark H., Steinbach J. *Zs. Krist.*, 1926, 64, 79; сходные данные см.: Mauguin Ch. C. R., Paris, 1924, 178, 1913; Havighurst R. J. *Am. J. Sci.*, 1925, 10, 15; Hylleraas E. *Zs. Phys.*, 1926, 36, 859; Havighurst R. J. *J. Am. Chem. Soc.*, 1926, 48, 2113.
2. Berry L. G., Thompson R. M. *Geol. Soc. Am.*, 1962, Mem. 85, 216.
3. Hillebrand W. F., Schaller W. T. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1909, No 405, 11 и 157 (среднее из более 150 измерений различных авторов).
4. Goldschmidt V., Mauritz B. *Zs. Krist.*, 1908, 44, 393.
5. Dufet H. *Bull. Soc. fr. min.*, 1898, 21, No 4, 90.
6. Сауков А. А. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39, 37; 1946, вып. 78, 99.
7. Бабкин П. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 299.
8. Федоров Е. С. Зап. Горн. ин-та, 1907, I, вып. I, 81.
9. Moses A. J. *Zs. Krist.*, 1904, 39, 12.
10. Vrba C. *Zs. Krist.*, 1889, 15, 455.
11. Websky. *N. Jb. Min.* 1878, 72.

Эглестонит Eglestonite



Назван по имени проф. минералогии и металлургии Колумбийского университета Т. Иглстона (Эглестона) (Мозес, 1903) [1].

Синон. Игльстонит.

Характ. выдел. Отдельные кристаллы, кристаллические корочки, зернистые агрегаты, порошковатые налеты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^8 — $Im\bar{3}m$; $a_0 = 8,03 \text{ \AA}$; $Z = 2$ (Хедлик) [2].

В структуре эглестонита, как и в структуре каломели, атомы Hg связаны в группы Hg_2 . Оси этих групп направлены вдоль осей четвертого порядка кубической ячейки. Атомы Cl в пределах элементарной ячейки образуют куб. Взаимное расположение групп Hg_2 и Cl соответствует распределению атомов в структуре Pt_3O_4 . Атомы O помещаются по обеим сторо-

нам каждой группы Hg_2 , на продолжениях осей групп, в местах, которые в Pt_3O_4 пустуют. Часть Cl может замещаться кислородом (фиг. 79) [2].

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$.

Главные формы [1, 3, 4]:

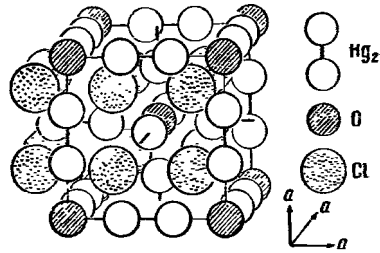
a 100 d 110 o 111 n 211 ϕ 611 r 332 s 321

Второстепенные и редкие формы:

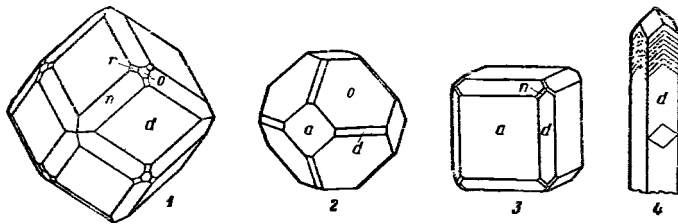
e 210 p 221 M 432 j 761 ε 541 v 11.7.4 F 621
 f 310 ρ 441 i 981 w 651 k 641 l 743

Кристаллы до 1 мм в поперечнике, обычно 0,5 мм и менее, большей частью хорошо развиты; изометрического, ромбодекаэдрического (фиг. 80,1), октаэдрического (фиг. 80,2) или кубического облика (фиг. 80,3), иногда призматические, значительно вытянутые вдоль одной из осей четвертого порядка (фиг. 80,4). Грани обычно ровные и блестящие. На гранях d (110) и n (211) развита штриховка параллельно ребру dn . В зоне dn часто наблюдается много мелких граней со сложными индексами. Иногда на поверхности кристаллов имеются углубления, заполненные металлической ртутью [1, 3, 4].

Физ. Сп. нет. Изл. неровный, иногда неясно раковистый. Хрупок. Тв. 2—3. Уд. в. 8,33 (Терлингуа, по Мозесу, среднее из 2-х измерений 8,309



Фиг. 79. Структура эглестонита, по Хедлику



Фиг. 80. Кристаллы эглестонита:

1 — Терлингуа (по Шэлеру); 2—4 — Сан-Матео (по Роджерсу)

и 8,345) [1]; 8,45 (Терлингуа, Уулф, по Дана, 1951); 8,13 (Карасу, возможно, с незначительной примесью каломели и других минералов) [5]. Цв. буровато-желтый, оранжево-желтый, желто-бурый; на свету быстро темнеет, становится бурым, затем почти черным, сохраняя сильный блеск. Черта желтая, на свету становится зеленой, затем черной. Бл. алмазный до смоляного. Прозрачен до просвечивающего.

Микр. В шл. в прех. св. желто-бурый или бурый. Изотропен, со слабым аномальным двупреломлением. $n = 2,49$ (Li) (по Ларсену).

Хим. На основании химических анализов не удалось точно установить формулу, так как содержания Hg и Cl показали заметные колебания. Мозес, впервые описавший минерал, предложил формулу $Hg_6Cl_3O_2$. Хилебранд считал, что данные анализов лучше согласуются с формулой Hg_4Cl_2O . По данным структурного анализа [2], формула эглестонита — Hg_6Cl_4O . Часть Cl, по-видимому, замещается кислородом, соответственно формула $Hg_6Cl_{4-2x}O_{1+x}$ при x , близком к 0,5 (по Struct. Rep., том 13, стр. 199).

Теор. состав для формулы $\text{Hg}_6\text{Cl}_4\text{O}$: Hg — 88,41; Cl — 10,42; O — 1,17; при замещении 0,5 атома Cl на O: Hg — 89,31; Cl — 9,24; O — 1,48.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Hg	88,67	90,45	90,72	88,25	89,70	88,33	88,94	89,73	88,00
Cl	8,72	7,24	7,81	7,68	8,20	8,32	8,23	8,12	7,43
O	2,60	2,26	—	—	—	1,72	1,84	1,80	—
Сумма	99,99	99,95	—	—	—	98,37	99,01	99,65	—

1—8 — Терлингва; 1—5 — анал. Маккорд [1]; 6—8 — анал. Хилебранд; за вычетом соответственно 0,63; 1,39 и 2,50 невозгоняемого остатка [4]; 9 — Сан-Матео [3].

Диагн. исп. Растворяется в HNO_3 и HCl с выделением HgCl_2 . В разбавленной холодной HNO_3 кристаллы приобретают серую окраску от выделяющейся ртути. Разлагается в холодной уксусной кислоте, при действии HCl на фильтрат выпадает обильный осадок HgCl_2 . От H_2S и аммиака быстро чернеет.

П. п. тр. на угле полностью улетучивается без плавления, образуя незначительный сероватый возгон. В закр. тр. при быстром нагревании растрескивается, при медленном становится красным и выделяет белые пары, затем оранжево-красным и полностью улетучивается. В вакууме краснеет с образованием возгона, затем чернеет и снова становится коричнево-красным [4]. При дальнейшем нагревании появляется красный возгон.

При растирании с HCl на медной пластинке образуется ртутное зеркало. При прокаливании с содой дает возгон металлической ртути. При нагревании в воде с поверхности переходит в вещество серо-зеленого цвета с меньшим уд. весом [5].

Находж. Редкий минерал. Встречается в зоне окисления некоторых ртутных месторождений. Обычно ассоциируется с каломелью и ртутью.

В СССР обнаружен на Чукотском полуострове, где образует пленки, корочки и почковидные выделения на липарите, пропитанном тонкодисперсной киноварью [7]. Также в Карасу [5] в южных предгорьях Мальгузарских гор (Узб. ССР) в виде плотных кристаллических образований размером до 4,5 см в пустотах прожилка киновари или в виде корочек на стенках пустот. По данным рентгеновского изучения, содержит незначительную примесь каломели, монтроидита, возможно также α -кристобалита и терлингуайта. В Терлингва (шт. Техас, США) [1, 4] — в глинистом материале среди известняков с кальцитом, каломелью, самородной ртутью, терлингуайтом и монтроидитом; обычно на кристаллах каломели, изредка на терлингуаите или кальците, содержит включения самородной ртути. В Сан-Матео [3] (шт. Калифорния, США) в кремнистых участках в серпентините образует мелкие кристаллики и корочки в пустотах в тесной ассоциации с каломелью и ртутью. Отмечался также в округе Пайк (шт. Арканзас, США) [6] и в руднике Монарх в Трансваале (Южно-Африканский Союз) (по Дана, 1951).

Зам. Наблюдались кристаллы, сохранившие форму эггестонита, серо-черные с поверхности, желтые и тусклые внутри, содержащие избыток Cl и O по сравнению с эггестонитом [4].

Отл. От мозезита, сходного по облику кристаллов, отличается способностью быстро темнеть на свету, отсутствием сульфатной серы [3]. Иногда напоминает мелкие кристаллы сфалерита [1]. Отличия от терлингуаита см. на стр. 174.

Межплоскостные расстояния эггстонита из Карасу [5]

hkl	Cu-излучение, Ni-фильтр, D = 57,3 мкм		
	I	d	hkl I d
	2	4,1	332 7 1,703
200	6	4,0	422 5 1,638
211	9	3,25	2 1,588
	3	3,14	1 1,554
220	1	2,93	3 1,531
	1	2,81	3 1,502
	2	2,73	521 5 1,463
310	2	2,60	530;433 6 1,377
	9	2,53	600;442 7 1,340
222	4	2,31	620 6 1,269
	1	2,254	541 4 1,237
400	4	2,068	622 2 1,216
	2	2,005	631 5 1,182
—	3	1,961	444 3 1,151
411;330	10	1,890	640 1 1,115
420	1	1,797	721;633 8 1,091
			552 I d
			642 1 1,075
			730 2 1,057
			1 1,036
			1 1,019
			1 0,998
			5 0,987
			1 0,976
			4 0,957
			2 0,945
			2 0,933
			1 0,920
			3 0,907
			3 0,887
			4 0,846
			3 0,825

Л и т е р а т у р а

1. Moses A. J. Am. J. Sci., 1903, 16, No 93, 253; Zs. Krist., 1904, 39, 3.
2. Hedlik A. Experientia, 1948, 4, F. 2, 66; Tschemm. min., petr. Mitt., 1950, 1, H. 4, 378.
3. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1911, 32, No 187, 47.
4. Hillebrand W. F., Schaller W. F., U. S. Geol. Surv. Bull., 1909, No 405, 11 и 143.
5. Финкельштейн Ю. В. ДАН Узб. ССР, 1961, № 12, 30.
6. Sohlberg R. G. Am. Min., 1933, 18, No 1, 4.
7. Бабкин П. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 299.
8. Bird P. H. Am. Min., 1932, 17, No 12, 547 и 549.

Терлингуаит Terlinguaite



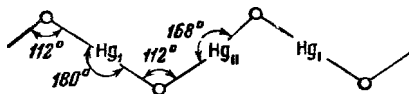
Назван по месту нахождения (Мозес, 1903) [1]. Ранее это название применялось для обозначения группы перасчлененных ртутных минералов из Терлингуа.

Синон. Терлингуаит.

Характ. выдел. Отдельные кристаллы, кристаллические корочки, порошковатые массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 11,65$; $b_0 = 5,77$; $c_0 = 9,30$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,019 : 1 : 1,611$; $\beta = 105^\circ 37'$; $Z = 7$ (Уулф у Дана, 1951).

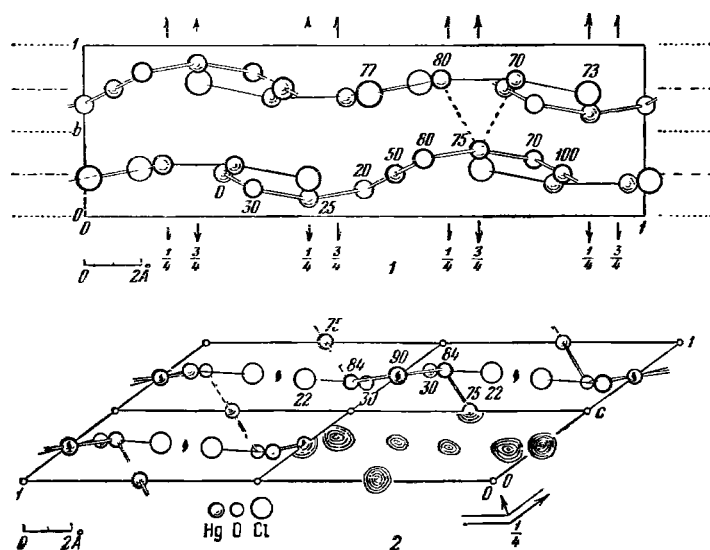
Аналогичные данные, приведенные в другой установке, получены Щавничаром [2] для искусственного терлингуаита, приготовленного методом Фишера: $C_{2h}^6 - C2/c$; $a_0 = 19,53$, $b_0 = 5,92$, $c_0 = 9,48$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,299 : 1 : 1,601$; $\beta = 144^\circ$; $Z = 8$. Сопоставленные установки см. ниже.



Фиг. 81. Цепочки HgO в структуре терлингуаита

Структура, по Щавничару, слоистая, представляет собой своеобразное сочетание элементов структуры каломели и HgO, определенным образом искаженных взаимным влиянием. Атомы двухвалентной ртути

связаны с кислородом в бесконечные зигзагообразные цепочки $\text{Hg} - \text{O} - \text{Hg} - \text{O} - \text{Hg}$ (фиг. 81). Расстояние $\text{Hg} - \text{O} = 2,03 \text{ \AA}$, угол между направлениями связи при атоме $\text{O} = 112^\circ$, при атомах Hg^{2+} попеременно 180 и 168° . Цепочки вытянуты по направлению $(010) : (\bar{1}01)$ таким образом, что атомы Hg образуют слои по $(\bar{1}01)$, чем объясняется совершенная спайность по этим плоскостям. Одновалентная ртуть образует с хлором группы Hg_2Cl_2 . В отличие от каломели, расстояние между атомами Hg равно $2,66 \text{ \AA}$, т. е. несколько больше, и атомы не располагаются по одной линии, угол $\text{Cl} - \text{Hg}^+ - \text{Hg}^+$ на 19° отклоняется от 180° . Это вызвано влиянием соседних атомов Hg^{2+} и O . Атомы Hg^+ каждой группы Hg_2Cl_2 образуют приблизительно равносторонние треугольники с Hg^{2+} кислородных цепочек, имеющих угол связи 168° . Таким образом, атомы Hg^+ оказываются приближенными к слоям из Hg^{2+} , а атомы Cl отодвинуты в межслоевые пространства. Все группы Hg_2Cl_2 ориентированы вдоль оси a (в установке Шавнича) (фиг. 82).



Фиг. 82. Структура терлингванта

1 — проекция на (001) ; 2 — проекция на (010) (установка по Шавнича)

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,6050 : 1 : 2,0245$; $\beta = 105^\circ 37'$ (Шалер) [3].

Главные формы [1, 3]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	$90^\circ 00'$	$15^\circ 37'$	$15^\circ 37'$	$90^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
j 120	17 58	90 00	90 00	17 58
m 110	32 58	90 00	90 00	32 58
δ 210	52 22	90 00	90 00	52 22
d 011	7 52	63 56	15 37	27 09
t 102	90 00	43 06	-43 06	90 00
n $\bar{1}02$	-90 00	20 39	-20 39	90 00
u $\bar{1}01$	-90 00	45 56	-45 56	90 00
Q 302	-90 00	59 23	-59 23	90 00
x 201	-90 00	66 55	-66 55	90 00
Z 122	24 49	65 51	43 07	34 05
p 111	38 11	68 47	57 52	42 53
i 211	55 08	74 14	71 01	55 44

$ia (211) : (100) = 37^{\circ}51'$ $pa (111) : (100) = 54^{\circ}49'$ $Za (122) : (100) = 67^{\circ}29'$
 $ic (211) : (001) = 61^{\circ}41'$ $pc (111) : (001) = 59^{\circ}45'$ $Zc (122) : (001) = 60^{\circ}11'$

Часто наблюдаемые формы:

b 010 L $\bar{1}04$ π 112 s 311 Ψ $\bar{1}22$ A $\bar{2}17$
 f 013 λ 115 β $\bar{1}15$ X $\bar{1}33$ Δ $\bar{2}33$ g $\bar{2}11$
 D 031 O 113 T 213 I $\bar{1}31$ l $\bar{4}33$ α 313

Менее обычные, редкие и сомнительные формы:

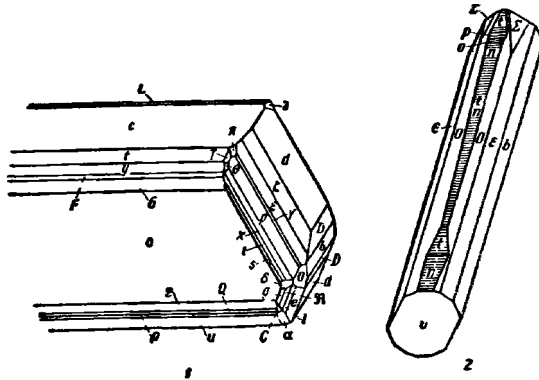
\mathfrak{B} 230 n 105 M $\bar{1}07$ Φ $\bar{5}01$ e 133 12.7.7 $\bar{6}77$ V 319
 B 320 o 104 \mathfrak{B} $\bar{1}03$ \mathfrak{I} $\bar{7}01$ Λ 131 \mathfrak{D} 215 $\bar{4}35$ q 315
 w 520 p 103 \mathfrak{E} $\bar{3}05$ \mathfrak{S} $\bar{1}2.0.1$ Φ 128 θ 212 \mathfrak{B} $\bar{3}24$ o 311
 d 830 j 308 N $\bar{2}03$ \mathfrak{B} 337 \mathfrak{K} 126 632 \mathfrak{R} $\bar{3}22$ $\bar{2}7.8.18$
 e 610 r 203 y $\bar{3}04$ k 334 Σ 124 c 317 u $\bar{2}16$ $\bar{4}.1.11$
 l 017 \mathfrak{R} 304 R $\bar{4}05$ H $\bar{1}14$ v 355 314 t $\bar{2}15$ \mathfrak{D} $\bar{4}15$
 h 015 y 101 P $\bar{6}05$ ρ $\bar{1}13$ Y 233 411 ξ $\bar{2}13$ C $\bar{4}13$
 029 \mathfrak{s} 403 P $\bar{4}03$ Ξ 334 3.4.14 511 Ω $\bar{2}12$ γ $\bar{4}11$
 0.3.13 F 503 \mathfrak{B} $\bar{5}03$ e $\bar{1}11$ \mathfrak{R} 344 c $\bar{1}55$ m $\bar{6}35$ $\bar{9}.2.18$
 b 025 W 301 $\bar{1}5.0.8$ \mathfrak{G} $\bar{1}.10.10$ r 433 ϕ $\bar{1}44$ μ $\bar{6}32$ u 519
 a 049 G 401 $\bar{2}1.0.10$ τ 188 \mathfrak{B} 328 L $\bar{2}55$ K $\bar{6}31$ v 515
 \mathfrak{h} 012 B 501 \mathfrak{E} $\bar{5}02$ \mathfrak{D} 166 \mathfrak{Z} 326 u $\bar{1}24$ \mathfrak{Q} $\bar{5}24$ E 513
 g 035 η 901 z $\bar{3}01$ q 155 χ 322 ω $\bar{3}55$ c 522 J $\bar{6}.1.15$
 f 045 \mathfrak{R} $\bar{1}2.0.1$ S $\bar{4}01$ ζ 144 \mathfrak{R} 533 Γ $\bar{3}44$ U $\bar{3}.1.11$ \mathfrak{F} 814

Формула перехода к установке Шэлера от рентгеновской установки Уулфа, принятой в Дана в качестве морфологической: $001/010/100$; от установки Мозеса к установке Шэлера: $300/010/001$; от установки Щавничара к установке Шэлера: $001/010/102$; от установки Шэлера к установке Дана: $001/010/100$.

Сопоставление символов некоторых форм в различных установках:

Шэлер	100	001	010	011	$\bar{1}01$	$\bar{1}02$	211	111	122
Мозес	100	001	010	011	$\bar{1}03$	$\bar{1}06$	233	133	166
Дана	001	100	$0\bar{1}0$	$\bar{1}10$	$\bar{1}01$	$\bar{2}01$	$\bar{1}12$	$\bar{1}11$	$\bar{2}\bar{2}1$
Щавничар	$\bar{2}01$	$\bar{1}00$	010	$\bar{1}10$	$\bar{1}0\bar{1}$	$00\bar{1}$	512	$\bar{3}11$	$\bar{4}21$

Кристаллы призматические, обычно удлиненные вдоль оси b (фиг. 83, 1), иногда по $[h0l]$ (фиг. 83, 2), нередко сплющены по a (100), также изометрического облика. Размеры их чаще всего не превышают 3 мм, изредка достигают 15 мм в длину, хорошо образованы и очень богаты формами. Наиболее



Фиг. 83 Кристаллы терлингуаита, Терлингуа (по Шэлеру)

развиты зона оси b (36 форм $h0l$) и зона (100) : (011). Все грани ($h0l$) иштрихованы параллельно оси b , грани других зон обычно ровные, иногда несут штриховку. Отмечались включения самородной ртути.

Физ. Сп. по (101) совершенная. Изл. перовый. Хрупок. Тв. 2—3. Уд. в. 8,725 [1] (вычисл. 8,73). Цв. серно-желтый, зеленовато-желтый, изредка бурый, на свету медленно изменяется до оливково-зеленого. Черта лимонно-желтая, зеленеет на свету. Бл. алмазный, изредка жирноватый. Прозрачен до просвечивающего.

Микр. В пл. в прох. св. плеохроизм слабый от бледного оливково-зеленого до желто-зеленого. Двуосный (—). Пл. опт. осей \parallel оси b и наклонена к оси a под углом в 7° . $n_g = 2,66$, $n_m = 2,64$, $n_p = 2,35$ (Li); $2V = 20 \pm 2^\circ$ (красный свет); дисперсия очень сильная $r < v$ (Ларсен; Хилебранд и Шэлер) [3].

Хим. Теор. состав: Hg — 88,63; Cl — 7,83; O — 3,54. Содержит как одновалентную, так и двухвалентную ртуть.

Анализы:

	Hg	Cl	O	Сумма	Уд. в.
1.	88,24	7,89	3,47	99,60	8,725
2.	88,61	7,83	3,75	100,19	—

1 и 2 — Терлингуа; 1 — анал. Мозес; Hg — среднее из 3-х определений, Cl — из двух определений; O — из отдельной навески [1]; 2 — анал. Хилебранд; Hg — среднее из 2-х определений [3].

Диагн. исп. Разлагается в HCl, HNO₃ и уксусной кислоте с выделением HgCl. Фильтрат содержит Hg²⁺. От H₂S чернеет немедленно, от NH₄OH через некоторое время.

При быстром нагревании бурно растрескивается и выделяет пары HgCl и ртути, затем становится красно-коричневым до ярко-красного (застывший — оранжево-желтый). При дальнейшем нагревании дает возгон HgO и полностью улетучивается. При медленном нагревании растрескивания не происходит, после выделения всего Cl образуются короткопризматические блестящие красные кристаллы HgO. При нагревании в вакууме прежде, чем кристаллы полностью становятся оранжево-коричневыми, некоторые их грани становятся оливково-зелеными [3].

Нахожд. Очень редкий минерал зоны окисления. В СССР наблюдался на Чукотском полуострове с другими хлоридами ртути; образует пленки, порошокватые налеты и корочки на липарите с киноварью [4]. Известен в ртутном месторождении Терлингуа (шт. Техас, США), где наблюдается в виде кристаллических корочек на кальците в тесной ассоциации с монтроидитом и самородной ртутью; иногда в порошокватых выделениях в связи с розовой глинистой массой; изредка ассоциируется с эггестонитом, нарастающим на него в виде корочек кристаллов, и с каломелью [3].

Искусств. Соединение состава Hg₂ClO в виде удлиненных кристаллов красного цвета было синтезировано при сплавлении эквивалентных количеств HgCl и HgO в присутствии воды при 180° в течение 60 часов (сингония не определялась) [5]. Щавничар, изучая рентгенометрически кристаллы, полученные этим методом, подтвердил их идентичность с природным терлингуаитом [2].

Отл. От клейниты и эггестонита можно легко отличить по реакции с NH₄OH: терлингуаит темнеет только через некоторое время, а клейнит и эггестонит — тотчас же. От эггестонита, кроме того, отличается по характеру кристаллов наличием двупреломления по лучшей растворимости в

HNO_3 , по более слабому изменению от действия света; от монтроидита — значительно большей хрупкостью [4, 3].

Межплоскостные расстояния терлингуйта из Терлингва [6]
Мо-излучение

i	d	I	d	I	d
4	5,877	10	2,506	2	1,590
4	4,182	2	2,204	2	1,492
4	3,884	2	2,091	1	1,258
10	3,263	4	1,966	$\frac{1}{2}$	1,164
6	2,814	1	1,837	$\frac{1}{2}$	1,133
2	2,633	6	1,762	$\frac{1}{2}$	1,090

Л и т е р а т у р а

1. Moses A. J. Am. J. Sci., 1903, 16, No 93, 255; Zs. Krist., 1904, 39, 6.
2. Šćavničar S. Acta cryst., 1956, 9, 956.
3. Hillebrand W. F., Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1909, No 405, 11 и 83.
4. Бабкин П. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 299.
5. Fischer T., Wartenberg H. Chemiker-Zeitung., 1905, 29, Nr 23, 308.
6. Bird P. H. Am. Min., 1932, 17, No 12, 548—549.

Кокцинит—*coccinite* (Мозес, 1901) HgJ . [4]. Недостоверно установленный минерал.

Синон. Подистая ртуть — *Quecksilberjodid*, *Jodquecksilber*, гошпингит — *hoppingite* (Гагарин и Куомо, 1949).

Найден в месторождении Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия) в виде тонких блестящих корочек ярко-красного до оранжево-красного цвета, состоящих из кубических и кубооктаэдрических кристалликов размером до 0,1 мм. При нагревании на стеклянной пластинке полностью улетучивается [1, 2].

Кокцинит из Касас-Вьехаса (Мексика), вероятно, является одним из оксихлоридов ртути, кокцинит из Цимапан и Кулебрас (Мексика) — каломелью (Дана, 1951).

Л и т е р а т у р а

1. Moses A. J. Am. J. Sci., 1901, 12, 98; Zs. Krist., 1902, 35, 417.
2. Smith G. Dept of Mines, New S. Wales, Min. Res., 1926, No 34, 20.

Бордозит—*bordoseite*—зернистое вещество желтого, желто-оранжевого или красного цвета, быстро становящееся черным на свету.

Назван по месту находки (Бертран) [1]. Необходимо отличать от бордозита Домейко (1879), представляющего собой богатую ртутью разновидность серебра.

Анализ: Hg — 59,71; Ag — 23,50; Cl — 14,57; O — 1,68; сумма — 99,46 (в оригинале: HgCl — 45,53; AgCl — 31,23; HgO — 22,70). Обнаружен в Лос-Бордос (Чили), ассоциируется с хлораргиритом, содержит включения амальгамы серебра, богатой ртутью [1].

Бертран предполагал, что бордозит является смесью HgO и хлорида ртути и серебра. Однако тесная ассоциация свободных HgO и HgCl кажется маловероятной. По-видимому, в данном случае были встречены оксихлоридные соединения ртути, например, эгместонит, с включениями самородной ртути и хлораргирита.

Л и т е р а т у р а

1. Bertrand E. Ann. Mines, 1872, 1, 412.

СТРУКТУРА ТИПА МАТЛОКИТА

ГРУППА МАТЛОКИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Матлокиит	PbFCl	Тетраг.	4,10	7,22	7,16
Бисмоклиит	BiClO	Тетраг.	3,90	7,38	7,70
[Добреит]	Bi(Cl, OH)O	Тетраг.	3,86	7,41	7,56

В группе матлокиита объединены разнородные химически, но изоструктурные минералы — матлокиит и бисмоклиит, а также добреит, близкий к бисмоклииту. Их структура может быть выведена из структуры котуннита путем замены атомов Cl₁ на F для матлокиита и на O для бисмоклиита, для последнего также Pb на Bi. При этом значение параметра c_0 почти не изменяется, но слоистость по (001) становится очень четко выраженной в результате взаимодействия атомов F с Pb и, соответственно, O с Bi. Это обуславливает совершенную спайность по базопинакоиду. Матлокиит и бисмоклиит не дают смешанных кристаллов [1].

В добреите, по сравнению с бисмоклиитом, половина атомов Cl замещена на группу OH. Промежуточных членов между бисмоклиитом и добреитом в природе не обнаружено, но искусственно было получено соединение с 10,25% Cl. Добреит, возможно, окажется предельным членом изоморфного ряда, поскольку соединения с формулой Bi(OH)O получить не удалось даже искусственно [1, 2]. Структуру типа матлокиита имеет также заварицкит — BiFO.

Для минералов этой группы характерна совершенная спайность по одной плоскости, небольшая твердость, высокий уд. вес, бледные тона окраски, сильный блеск, высокие показатели преломления.

Литература

1. Bannister F. A. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 587.
2. Frondel C. Am. Min., 1943, 28, No 9—10, 536.

Матлокиит Matlockite



Назван по месту первой находки близ Матлока (Грег, 1851) [1].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы и их сростки.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^7 — $P4/nmm$; $a_0 = 4,10$; $c_0 = 7,22 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,761$; $Z = 2$ (Бэнистер, для оригинала хим. анализа 1) [2].

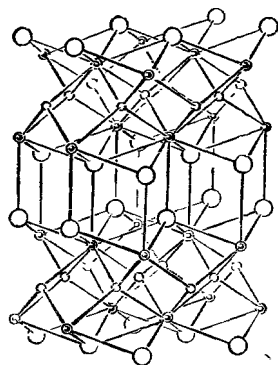
Структура слоистая (фиг. 84), характеризующаяся наличием пачек, каждая из которых состоит из пяти атомарных слоев: Cl — Pb — F — Pb — Cl; связи между такими пачками ослаблены, так как здесь соприкасаются друг с другом два атомарных слоя Cl, несущих одинаковый отрицательный заряд, в противоположность связям в сторону Pb. Внутри слоя взаимное расположение атомов Pb и F сходно с описанным для структуры PbF₂ и флюорита: атомы Pb располагаются поочередно над или под центрами квадратов из атомов F (Pb — F = 2,52 Å). Каждый атом Pb связан, кроме этого, с четырьмя атомами Cl (Pb — Cl = 3,07 Å), которые располагаются во внешних частях слоя в виде квадратной сетки, ориентированной под $\angle 45^\circ$ к сетке из атомов F, и с одним атомом Cl соседнего слоя; этот атом располагается на одной вертикали с Pb на расстоянии несколько большем, чем четыре остальные Cl (Pb — Cl = 3,21 Å). Таким образом, Pb имеет координационное число 9 (4F и 5Cl); соответствующий «координационный» многогранник — закрученный куб, у которого верхняя «крышка»

повернута относительно основания на $[45^\circ$; над более крупной «крышкой» из атомов Cl в центре помещается девятый сосед — атом Cl. F окружен четырьмя Pb, Cl, соответственно, — пятью Pb [3].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4^1/mmm$
($L_4 4L_2 5PC$); $a : c = 1 : 1,7627$ (Грег) [1].

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
$c\ 001$	—	$0^\circ 00'$	$e\ 101$	$90^\circ 00'$	$60^\circ 26'$
$a\ 100$	$90\ 00$	$90\ 00$	$r\ 111$	$45\ 00$	$68\ 08$
$m\ 110$	$45\ 00$	$90\ 00$			
$er\ (101) : (111) =$		$41^\circ 01'$	$ee\ (011) : (101)_1 =$		$75^\circ 54'$
$em\ (101) : (110) =$		$52\ 03$	$rr\ (111) : (111)_1 =$		$82\ 02$

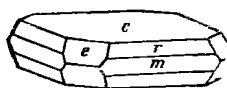


0 1 2 3 4 5 Å Pb F Cl

Фиг. 84. Структура матлокита

Кристаллы обычно таблитчатые по (001) (диаметром до 2,5 см) (фиг. 85). Базошпакоид имеет часто несовершенную, иногда волнистую поверхность, вероятно, вследствие вицинального роста. Отмечались дипирамидальные кристаллы с небольшими призматическими гранями и сложно развитыми гранями дипирамид.

Нередки субпараллельные сростки и полусферические розетко-подобные агрегаты [2]. Иногда содержит включения кубиков прозрачного флюорита [2]. На спайных листочках матлокита искусственно получены ориентированные нарастания иголок $PbCl_2$ [4] (см. стр. 184).



Фиг. 85. Кристалл матлокита, Кромфорд (по Дана)

Физ. Сп. по (001) совершенная. Изл. неровный, слегка раковистый. Спайные листочки хрупки. Тв. $2\frac{1}{2} - 3$. Уд. в. матлокита из Кромфорда 7,21, по Грегу [1]; 7,12, по Фронделу (Дана, 1951) (вычисл. 7,16). Бесцветен, прозрачен, иногда бледно-желтый с зеленоватым оттенком, бледно-янтарный, зеленоватый. Бл. близок к алмазному, на плоскостях спайности с перламутровым отливом.

Светится под действием рентгеновских лучей [5].

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (—). Иногда кажется двуосным с малым $2V$ вследствие тонкого субпараллельного срастания кристалликов. У минерала из Кромфорда сильная дисперсия показателей преломления [2]:

λ , м μ	425	589,3	670,8
n_o	2,24	2,145	2,124
n_e	2,07	2,006	1,991
$n_o - n_e$	0,17	1,139	0,133

Хим. Теор. состав: Pb — 79,49; F — 7,26; Cl — 13,55.

Первоначально матлокиту приписывалась формула Pb_2Cl_2O , так как F в анализах пропускался [1,6]. Идентичность с $PbFCl$ была доказана в 1933—1934 гг. Ньювенкампом [3] и Бэннстером [2].

Анализы:

	Pb	F	Cl	Сумма	Уд. в.
1.	79,55	7,11	13,44	100,10	7,05
2.	78,92	7,25	13,57	99,74	—

1 — Кромфорд; анал. Хей; Са не обнаружен [2]; 2 — Мамот; анал.

Гонизер (по Дана, 1951); в оригинале сумма 99,67.

В 100 г воды при 18° растворяется 0,325 г, при 100° — 0,1081 г $PbFCl$ [7].

Диагн. исп. Растворяется в HNO_3 , в H_2SO_4 разлагается с выделением осадка PbSO_4 .

П. п. тр. на угле легко плавится, дает королек Pb и налет PbCl_2 . В закр. тр. растрескивается и желтеет.

Повед. при нагр. Плавится при 490° . При нагревании до 200° некоторые более толстые спайные пластинки разрушаются, более тонкие до 400° сохраняют свои оптические свойства [2].

Нахожд. Встречен в зоне окисления ряда свинцово-цинковых месторождений: близ Кромфорда, около Матлока (Дербишир, Англия) в пустотах галенито-баритовой жильной массы с англезитом, церусситом, фосгенитом и бесцветным флюоритом [2]; в той же ассоциации и вместе с боленитом, каледонитом, диаболентом, паралаурнонитом и другими минералами в руднике Мамот (шт. Аризона, США) [8]. В руднике Христиан Левин (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ) — совместно с котуннитом, образовался под воздействием на галенит соленых вод из отложений цехштейна [9].

Отмечался также с перциллитом на горе Чальякосьо (Тарапака, Чили) [6], с англезитом в древних шлаках Лаврсона (Греция), сброшенных в море [10], среди продуктов извержения Везувия [11], с деклуазитом в руднике Венус, Сьерра-де-Кордоба (Аргентина) [12], но эти находки нельзя считать в достаточной степени достоверными.

Изм. В руднике Мамот замещался церусситом (по Дана, 1954).

Искусств. Выпадает в осадок при сливании нейтрального раствора NaF и избытка почти насыщенного раствора PbCl_2 [7].

Межплоскостные расстояния матлокта из Кромфорда *
Cu-излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i> **	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i> **	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i> **	<i>I</i>	<i>d</i>
001	20	7,22	213	4	1,461	320	1	1,1386
002	70	3,61	220	3	1,452	321	1	1,1254
101	100	3,56	005	1	1,448	304	1	1,0322
110	47	2,904	301; 222	3	1,346	322	1	1,0863
102	35	2,714	310	4	1,299	323	1	1,0300
103	6	2,409	115	3	1,293	400	1	1,0265
112	38	2,263	214	5	1,289	216	2	1,0078
103	14	2,079	302; 311	1	1,281	402	2	0,9872
200	24	2,053	223	1	1,244	117	1	0,9735
201	1	1,974	312	2	1,223	330	2	0,9664
113	4	1,855	006	1	1,2041	324	3	0,9639
004	1	1,808	303	2	1,1911	412	2	0,9608
211	36	1,780	205	2	1,1826	207	1	0,9223
104	11	1,654	106	2	1,1565	413	1	0,9203
212	7	1,637	313	2	1,1443	420	1	0,9185
203	1	1,564						

* ASTM, 4-0460.

** $a_c = 4,106$, $c_c = 7,23$.

Л и т е р а т у р а

1. Greg R. P. Philos. Mag., 1851, 2, 120; Rammeisberg C. Ann. Phys. Chem., 1852, 85, 141.
2. Bannister F. A. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 587.
3. Nieuwenkamp W., Bijvoet J. M. Zs. Krist., 1931, 81, 469; Nieuwenkamp W. Zs. Krist., 1933, 86, 470.
4. Seifert H. Zbl. Min., 1940, A, 152.
5. Keilhack K. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1898, 50, 133.
6. Ramondi A. Minéraux du Pérou, Paris, 1878, 172.
7. Starck G. Zs. anorg. Chem., 1911, 70, H. 3, 173.
8. Palache Ch. Min. Mag., 1950, 29, No 211, 341; Am. Min., 1941, 26, No 10, 605.
9. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 19.
10. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1908, 31, N° 8, 85.
11. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 110.
12. Bodenbender G. Minerales Repúbl. Argentina, 1899, 94.

Бисмоклит Bismoclite



Назван по составу (Маунтин, 1935) [1].

Характ. выдел. Землистые и кристаллические массы, мелкие чешуйки, сферолиты, псевдоморфозы по первичным висмутовым минералам, пленки. В массивных выделениях иногда шестоватый или волокнистый.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{3h}^{21} - 4P/nmm$; $a_0 = 3,90$; $c_0 = 7,38 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,892$; $Z = 2$ (Бэнистер) [2].

Структура аналогична структуре матлокита, места Pb заняты Bi, на местах F располагается O.

Природные кристаллы не наблюдались, искусственные таблитчатые по (001) — квадратные пластинки с очень плоской висячей пирамидой [2].

Физ. Сп. по (001) совершенная. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 7,36 (оригинал анализа 1), 7,45 (оригинал анализа 2), искусств. 7,17 [2], (вычисл. 7,70). Цв. кремово-белый, бледно-зеленый, серый. Серые с поверхности образцы в свежем изломе нередко имеют более светлую (до кремово-белой) окраску, распределенную неравномерно по всей массе агрегата. Бл. на плоскостях спайности перламутровый, в агрегатах жирный или шелковистый. Просвечивает только в мелких зернах.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен или желтоватый. Одноосный (—). $n_0 = 2,15$ [2], двуреломление очень низкое; скрытокристаллический под микроскопом кажется изотропным [3]; в тонком порошке бисмоклит из-за непрозрачности не определим под микроскопом [4].

Хим. Теор. состав: Bi — 80,24; O — 6,15; Cl — 13,61. Cl может частично замещаться ионом OH.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Cu	Сл.	0,67	1,09	—	—	—
Pb	Сл.	1,02	0,35	4,91	Не обн.	—
Al	—	0,07	0,41	0,14	—	—
Fe	0,08	0,03	0,05	0,04	0,08	0,20
Sb	—	0,74	Не обн.	—	—	—
Bi	79,37	76,19	75,45	71,27	80,20	51,73
F	—	—	—	0,08	—	—
Cl	13,00	12,84	10,78	12,00	12,90	8,15
O	6,23	6,33	6,94	6,00	6,33	4,18
CO ₂	—	Не обн.	0,19	—	0,41	—
SO ₃	—	0,15	0,09	2,16	Не обн.	—
MoO ₃	—	Не обн.	3,50	Не обн.	—	—
WO ₃	—	Не обн.	Не обн.	0,30	—	—
H ₂ O ⁺	0,45	0,43	0,66	2,48	—	1,03
H ₂ O ⁻	0,42	0,20	0,10	0,25	0,53	0,13
H. o.	0,77	0,50	0,37	0,45	—	34,81
Сумма	100,32	99,17	99,98	100,08	100,45	100,23
Уд. в.	7,36	7,45	7,26	7,24	—	—

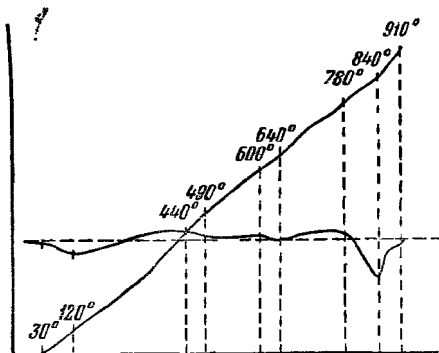
1 — Намаквалэнд; анал. Маунтин [1]; анализ пересчитан, в оригинале: Fe₂O₃ — 0,12; Bi₂O₃ — 88,49; O = Cl₂ — 2,93; 2—4 — Караоба; с тонкими примесями глинистого вещества, окислов железа и англезита; анал. Сендерова; спектрально определены Ag, Te, Sr [3]; 2 — серый бисмоклит; примесей ~ 3%; MgO, CaO, As₂O₅ не обнаружены; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 0,84; PbO — 1,10; Al₂O₃ — 0,14; Fe₂O₃ — 0,04; Sb₂O₃ — 0,89; Bi₂O₃ — 84,94; O = Cl₂ — 2,90; 3 — желто-зеленый бисмоклит, ~ 6% механических примесей; MgO, CaO, As₂O₅ не обнаружены; MoO₃ и избыточное количество Bi₂O₃ по отношению к количеству Cl, вероятно, за счет при-

меси кёхлинита (Bi_2MoO_6); анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 1,37; PbO — 0,38; Al_2O_3 — 0,78; Fe_2O_3 — 0,07; Bi_2O_3 — 84,12; $\text{O} = \text{Cl}_2$ — 2,43; 4 — светло-серый бисмоклит; механических примесей $\sim 8,5\%$; MgO не обнаружено; CaO сл.; анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 5,30; Al_2O_3 — 0,27; Fe_2O_3 — 0,06; Bi_2O_3 — 79,47; $\text{O} = \text{Cl}_2$ — 2,74; 5 — Рио-Марина; с примесью бисмутинита и лимонита; анал. Маринелли; Ag — сл., Br не обнаружен [4]; анализ пересчитан, в оригинале: Fe_2O_3 — 0,11; Bi_2O_3 — 89,41; $\text{O} = \text{Cl}_2$ — 2,91; 6 — Голдфилд; анал. Шэлер; спектрально определены Ag , Sn , Cu , Pb , Sb ; не обнаружены As , V , Be , Cd , Zn , W ; принадлежность к бисмоклиту подтверждена порошкограммой [5]; анализ пересчитан, в оригинале: Fe_2O_3 — 0,28; Bi_2O_3 — 57,67; $\text{O} = \text{Cl}_2$ — 1,84.

Диагн. исп. Растворяется в кислотах без вскипания, при разбавлении вновь выпадает в осадок. Раствор в конц. HCl бледно-коричнево-желтого цвета, в конц. HNO_3 всегда бесцветен.

П. п. тр. окрашивает пламя в бледно-голубой цвет. В закр. тр. при легком нагревании выделяется влага, имеющая сильно-кислую реакцию, одновременно порошок с поверхности становится серым. При дальнейшем нагревании снова становится белым, затем желтеет и дает белый возгон; при более высокой температуре становится оранжевым, возгон собирается в лимонно-желтые капли, затем плавится; застывает в лимонно-желтую массу [1].

Повед. при нагр. На кривой нагревания отмечены эндотермические эффекты при 120, 640 и 840° (фиг. 86) [3].



Фиг. 86. Кривая нагревания [бисмоклита]

Находж. Образуется в гипергенных условиях за счет изменения первичных минералов висмута в областях с жарким засушливым климатом.

Впервые обнаружен в образце из пегматитовой жилы в Штейнкопфе, в Намаквалэнде (Юго-Зап. Африка) в виде мелкокристаллических выделений, пронизанных чешуйками мусковита [1]. В СССР встречен в зоне окисления месторождения Караоба (Каз. ССР) [3] в кварцевых жилах с вольфрамитом, висмутином, козалитом, самородным висмутом. Образуется скрытокристаллические агрегаты серого и желто-зеленого цвета размером до $5 \times 3 \times 2$ см, представляющие псевдоморфозы по висмутину и козалиту; также наблюдается в трещинках спайности этих минералов; содержит примесь англезита, бисмита, окислов железа, иногда минерала типа кёхлинита; изредка образует пленки и тонкие корочки на кварце. Обнаружен также в нескольких рудниках области Голдфилд (шт. Невада, США) в жильном кварце в ассоциации с йодаргиритом (ранее описывался как бисмит) [5]. В железорудном месторождении Рио-Марина на о-ве Эльба (Италия) в минерализованных сланцах, подстилающих серые вулканические породы, образует кристаллические выделения на висмутине, ассоциируется с бисмутитом и лимонитом [4].

Искусств. Мелкие кристаллики образуются при медленном гидролизе BiCl_3 , растворенного в HCl [2].

Отл. Выделения бисмоклита по внешнему виду практически не отличимы от бисмита и бисмутита. Для точной диагностики необходимы химические определения и рентгеновское изучение.

Межплоскостные расстояния бисмоклита из Караобы *

Fe-излучение, без фильтра, $D = 57,3$								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
001	4	7,36	113	9	1,832	214	9	1,269
002	3	3,68	202	1	1,725	302	9**	1,227
101	9	3,43	211	9	1,696	223	5	1,201
110	9	2,75	104	9	1,669	106	2	1,178
102	10	2,66	212	10	1,574	312	6	1,170
112 β	4	2,46	203	8	1,528	026 β	1	1,145
112	7	2,21	005	1	1,483	116	10	1,126
020 β	1	2,15	220	8	1,378	313	9	1,101
103	1	2,07	221	1	1,359	321	9	1,070
113 β	1	2,03	204	1	1,346	$\beta?$	7	1,062
020	9	1,949	115	1	1,303	322	10	1,036
201	3	1,895	222	1	1,290			

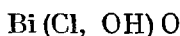
* По данным рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР.

** Двойная линия.

Л и т е р а т у р а

1. Mountain E. D. Min. Mag., 1935, 24, No 149, 59.
2. Bannister F. A., Hey M. H. Min. Mag., 1935, 24, No 149, 49; Sillén L. G. Svensk. kem. tidskr., 1941, 53, 39 (по реферату Struct. Rep., 1951, 11, 312).
3. Чухров Ф. В., Сендерова В. М., Ермаилова Л. П. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 5.
4. Marinelli G. Atti Soc. tosc. sci. nat., 1959 (1960), A, 66 No 2, 337.
5. Schaller W. T. Am. Min., 1941, 26, No 11, 651.

Добреит Daubrèeite



Назван по имени французского минералога и геолога Г. А. Добре (Домейко, 1876) [1].

Характ. выдел. Землистый и в виде мелких пластинок.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^7 - P4/nmm$; $a_0 = 3,86$; $c_0 = 7,41 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,920$; $Z = 2$ (Бэнистер) [2].

Структура, вероятно, аналогична структуре бисмоклита.

Физ. Сп. по (001) совершенная. Тв. 2 — $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,4 — 6,5 (по Домейко; данные, вероятно, заниженные) (вычисл. 7,56). Цв. желтовато- или серовато-белый. Бл. перламутровый.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (—). $n_0 = 1,91$. Двупреломление около 0,01 (по Ларсену).

Хим. Теор. состав (при $\text{OH} : \text{Cl} = 1 : 1$): $\text{Bi} - 83,19$; $\text{Cl} - 7,06$; $\text{O} - 6,37$; $\text{OH} - 3,38$ ($\text{O} - 7,96$; $\text{H}_2\text{O} - 1,79$). Вероятно, является конечным членом изоморфного ряда $\text{BiClO} - \text{Bi}_2\text{O}_2\text{ClOH}$, поскольку соединение состава BiOON неизвестно [2]. Состав добреита из рудника Констансия (анал. Добре) [1]: $\text{Bi} - 80,37$; $\text{Fe} - 0,50$; $\text{Cl} - 7,50$; $\text{O} - 7,76$; $\text{H}_2\text{O} - 3,84$ сумма 99,97 (анализ пересчитан, в оригинале: $\text{Bi}_2\text{O}_3 - 89,60$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,72$; $\text{O} = \text{Cl}_2 - 1,69$).

Диагн. исп. Растворяется при нагревании в HCl полностью без вскипания. Раствор более или менее интенсивно желтый в зависимости от концентрации кислоты. При достаточном разбавлении выпадает осадок.

П. п. тр. окрашивает пламя в бледно-голубой цвет, оплавляется по краям; после охлаждения оплавленные участки становятся черными, а прилежащие к ним желтыми до оранжевых. В закр. тр. сначала становится серым и выделяет воду, дающую сильно-кислую реакцию, затем желтеет, и выделение воды прекращается.

Находж. Обнаружен в руднике Констансия (Тасна, Боливия) в значительном количестве в виде землистой массы, включающей большое число кристаллических пластинок; смешан с глинистым минералом, вероятно, каолинитом. Иногда имеются следы столбчатости, указывающей на образование по висмутину [1, 2].

Отмечен в рудниках Игл и Блю Белл (окр. Тинтик, Юта, США) в виде розеток и отдельных желто-бурых кристалликов с алмазным блеском в массе кварца, барита и церуссита с адунитом, ярозитом и бисмитом; изучен недостаточно, возможно, в действительности является бисмоклитом или близким к нему минералом.

Искусств. Образуется при добавлении большого избытка аммиака к раствору BiCl_3 [2].

Л и т е р а т у р а

1. Domeyko J. C. R., Paris, 1876, 82, № 16, 923.
2. Van nister F. A., Heu M. H. Min. Mag., 1935, 23, No 149, 49.
3. Means A. H. Am J. Sci., 1916, 1, No 241, 126.

ГРУППА КОТУННИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Вычисл. уд. в.
Котуннит	PbCl_2	Ромб.	9,05	4,53	7,62	—	5,91
Лаурионит	$\text{PbCl}(\text{OH})$	Ромб.	9,62	4,03	7,12	—	6,25
[Паралаурионит]	$\text{PbCl}(\text{OH})$	Монокл.	10,79	3,98	7,19	$117^\circ 13'$	6,28
[Фидлерит]	$\text{Pb}_3\text{Cl}_4(\text{OH})_2$	Монокл.	16,62	8,02	7,20	102 12	5,63

В группе объединены структурно близкие друг другу чистый хлорид — котуннит с лаурионитом, паралаурионитом и фидлеритом, в анионной части которых наряду с хлором находится группа (ОН) и которые можно рассматривать как продукты замещения хлора в котунните на группу (ОН). Структура минералов этой группы очень сходна со структурой минералов группы матлокита (см. стр. 176), где Pb также находится в девятерной координации [1, 2], однако слоистость здесь не проявлена столь отчетливо.

Структуру типа котуннита имеет также ряд соединений: PbBr_2 , BaCl_2 , BaBr_2 , BaJ_2 , SmCl_2 , ThS_2 и др.

Все минералы группы имеют псевдотетрагональную ячейку с очень близким параметром c_0 (от 7,62 до 7,12) и параметрами a_0 и b_0 приблизительно равными или кратными четырем (тоже у минералов группы матлокита).

Между двумя полиморфными модификациями PbClOH , лаурионитом и паралаурионитом, имеется очень большое сходство в кристаллографических свойствах: характере развития граней, углах между ними, типах двойникования; фигуры травления обоих минералов также сходны [3]. На близость структур указывает наличие параллельных сростаний и сходные параметры ячейки: c_0 и b_0 соответственно близки; a_0 лаурионита $\approx \approx a_0 \sin \beta$ паралаурионита. Показатели преломления вдоль оси b у обоих ми-

нералов равны. Вполне вероятно, что параморфизм в данном случае вызван субрентгеновским двойникованием, как это предполагал еще Ктена [3].

Общими отличительными чертами минералов данной группы являются тенденция кристаллов удлиняться вдоль оси b и уплощаться по a (100), спайность в одном направлении, бесцветность, сильный блеск, низкая твердость, значительный удельный вес и высокие показатели преломления.

Л и т е р а т у р а

1. Goldshtaub S. C. R., Paris, 1937, 204, No 8, 702.
2. Strunz H., Tennyson C. Rend. Soc. min. Ital., 1956, 12, 214.
3. Ktenas A. Bull. Soc. fr. min., 1910, 33, No 3—4, 173.

Котуннит Cotunnite

PbCl_2

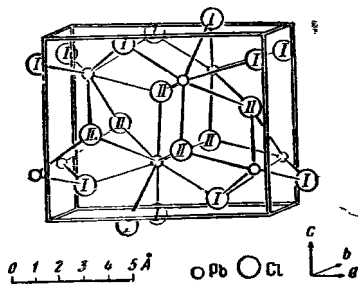
Назван по имени Д. Котуньо, профессора анатомии университета в Неаполе (Монтчелли и Ковелли, 1825).

Синон. Хлористый свинец — Chlorblei, свинцовый хлорид — lead chloride.

Характ. выдел. Порошковатые налеты, кристаллические, лучистые и спутанно-волокнистые агрегаты, отдельные кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pcm$; $a_0 = 9,05$; $b_0 = 4,53$; $c_0 = 7,62 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,998 : 1 : 682$; $Z = 4$ (Брэкен в установке Штрунца) [1].

По Брэкену [1], атомы Pb в решетке PbCl_2 окружены девятью атомами Cl, которые образуют координационный девятивершинник, а именно четырнадцатигранник, имеющий форму двух сросшихся гранями искаженных октаэдров (число вершин 2·6 — 2, число граней 2·8 — 2); при этом Pb располагается в плоскости общей наибольшей грани октаэдров. Уточнение расстояний Pb — Cl [2] показало, что координационное число Pb правильнее было бы снизить до семи, так как два из девяти атомов Cl находятся на значительно больших расстояниях от Pb, чем семь остальных: расстояния Pb — Cl равны [2]: 2,90 (2 расстояния), 2,86 (1), 3,06 (1), 3,08 (3), 3,64 (2). Атомы Cl двух типов: Cl_I в четверном окружении Pb и Cl_{II} с координационным числом 5.



Фиг. 87. Структура котуннита

В структуре можно отметить нечетко выраженную слоистость, параллельную плоскости (001): пространства между слоями Pb попеременно заполняются то атомами Cl_I , то Cl_{II} . Однако совершенная спайность проходит параллельно плоскости (100), параллельно которой также намечается некоторая слоистость и имеются ослабленные зоны между атомами Cl (фиг. 87). Атомы Cl_I способны замещаться группой OH, давая начало образованию фидлерита и лаурионита, а также фтором, в результате чего образуется матлокит.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m(3L_23PC)$, по структурным данным. Искусственные кристаллы, выращенные из раствора, содержащего декстрин или амилозу, гипоморфны — имеют более низкую внешнюю симметрию ($3L_2$), чем симметрия кристаллической решетки [3].

$a : b : c = 1,9935 : 1 : 1,6815$ (установка по Штрунцу; углы на основе измерений Замбонини кристаллов с Везувия) [4].

Формы [4—6]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>m</i> 110	26 38	90 00	0 00	63 22	90 00	26 38
<i>u</i> 102	90 00	22 52	90 00	67 08	22 52	90 00
<i>e</i> 101	90 00	40 09	90 00	49 51	40 09	90 00
<i>v</i> 201	90 00	59 20	90 00	30 40	59 20	90 00
<i>q</i> 111	26 38	62 00	30 44	66 41	40 09	37 53
<i>p</i> 211	45 06	67 14	30 44	49 13	59 20	49 23

$$qa(111):(100) = 66^\circ 41' \quad pb(211):(010) = 49^\circ 24' \quad em(101):(110) = 73^\circ 12'$$

$$qb(111):(010) = 37 53 \quad pm(211):(110) = 29 00 \quad vm(201):(110) = 67 19$$

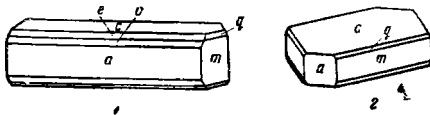
$$pa(211):(100) = 49 13 \quad um(102):(110) = 79 58$$

Установка кристаллов котуннита менялась неоднократно. Здесь принята установка Штрунца, так как она соответствует установке, принимаемой для лаурионита, паралаурионита и фидлерита. Соотношение кристаллографических осей различных установок:

Штрунец	Шабус-Грот, Брэкен и др.	Милер	Штёбер [5]	Дана (1951)
<i>a</i>	<i>c</i>	<i>c</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>c</i>
<i>c</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>

Формула перехода от установки Шабуса-Грота, которой придерживались Замбонини, Лакруа, Хинце, Гольдшмидт, Брэкен и большинство авторов, к установке Штрунца: 001/100/010; от установки Милера к установке Штрунца 001/010/100, от установки Штёбера к таковой Штрунца 100/001/010 и от установки Дана (1951) к установке Штрунца 010/001/100 (в справочнике Дана (1951) соотношение установок указано неправильно).

Кристаллы обычно вытянуты по оси *b* (фиг. 88, 1) до игольчатых, иногда табличчатые по (001) (фиг. 88, 2) [4]. Величина их достигает 3, редко 5 мм. Таблички иногда имеют псевдогексагональный облик вследствие того, что



Фиг. 88. Кристаллы котуннита, Везувий. (кристалл Замбонини, перечерчен в установке Штрунца)

угол $am(100):(110)$ приближается к 60° ($63\frac{1}{2}^\circ$), а грани *b* (010) часто отсутствуют. Иногда на кристаллах с Везувия наблюдается неполное число граней зон [001] или [010], в связи с чем кристаллы приобретают псевдомоноклиный облик [4].

Двойники по (201) наблюдались только у искусственного $PbCl_2$.

Отмечены природные ориентированные нарастания котуннита на грани куба галенита: 1) (201) и ось удлинения [010] котуннита \parallel (100) и [110] галенита, 2) (100) и [010] котуннита \parallel (100) и [100] галенита [7]. Искусственно полученные ориентированные нарастания котуннита с матлокитом: на плоскости спайности по (001) матлокита — сетка из иголочек котуннита, ориентированных параллельно [100] и [010] матлокита, оси *c* обоих минералов совпадают; также получены сростания с фосгенитом: (100) и [010] котуннита параллельны соответственно (100) и [001] фосгенита или (010) и [100] котуннита параллельны (100) и [001] фосгенита; (101) и [100] котуннита параллельны (110) и [001] фосгенита [8].

Физ. Сп. совершенная по (100). Изл. полураковистый. Тв. $2\frac{1}{2}$ Уд. в 5,336 для оплавленного котуннита с Везувия (по Монтичелли и Ковел.

ли) [4], 5,801 у искусств. [9] (вычисл. 5,912). Бесцветен и прозрачен; иногда желтоватый или зеленоватый за счет примесей других соединений свинца. Блеск кристаллов алмазовидный, в агрегатах шелковистый, жирноватый или перламутровый.

Непроводник электричества [10]. Котуннит с Везувия радиоактивен.

Микр. [4, 5]. В пл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (001); $N_g = b$. $n_g = 2,2596$; $n_m = 2,2172$; $n_p = 2,1992$ (Na). $2V = 66^\circ 12'$ (вычисл. $67^\circ 12'$) [5].

Хим. Теор. состав: Pb — 74,50; Cl — 25,50. В котунните с Везувия неоднократно отмечалось наличие F [4]; в образцах из Чили — Sb [11], отмечено наличие в котунните Th ($6 - 7 \cdot 10^{-5}$ з на 1 з) [12].

Анализы котуннита с Везувия (анал. Скакки) [4]:

	Pb	Cl	Сумма	
1.	74,29	25,36	99,65	Оранжево-желтый*
2.	73,98	25,33	99,31	Белые таблитчатые кристаллы

Диагн. исп. Порошок растворяется в холодной дистиллированной воде, лучше в горячей.

При нагревании в закрытой трубке полностью улетучивается. П. п. тр. испаряется, окрашивая пламя в голубоватый цвет. Образование остатка свидетельствует о наличии примесей, обычно это SiO_2 или шлак из SiO_2 и PbO . В восст. пл. дает королек Pb.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. 495° [13].

Нахожд. Образуется из возгонов вулканов и, при некоторых особых условиях, в зоне окисления свинцовых месторождений. Неоднократно наблюдался среди продуктов вулканической деятельности Везувия (Италия) в виде морфологически весьма разнообразных выделений вплоть до клееноподобных глобуль; отлагался в кратере, на лаве и на шлаке [4]. Встречается на западном побережье Южной Америки в Чили и Перу [11], в областях, где не бывает больших дождей, особенно в провинции Тарапака (Чили); ассоциируется с матлокитом, англезитом, церусситом, нарастает на галенит. В рудниках Христиан Левин и Вильям-Келер-Ганг (Вестфалия, ФРГ) образовался на галените при отсутствии сколько-либо значительных скоплений карбонатов, под влиянием теплых, богатых NaCl растворов из отложений цехштейна; наблюдается в непосредственной близости от кристалликов марказита, выросших на корродированные грани кристаллов галенита, в ассоциации с англезитом, лаурионитом и серой, иногда с фосгенитом [14, 15].

Отмечалось возникновение котуннита на свинцовых частях остовов затопленных в море кораблей [6, 16].

Изм. Замещается англезитом [14], возможно лаурионитом [15].

Искусств. Кристаллы $PbCl_2$ можно получить из водного раствора $PbCl_2$; при медленном охлаждении горячего водного раствора образуются агрегаты шестиугольных табличек, при более быстром охлаждении — тонкие иглы [5]. Более совершенные кристаллы, нередко с пониженной внешней симметрией, были получены различными методами из раствора $PbCl_2$ в HCl; в присутствии ацетата натрия или аммония образуется двойная соль (Майле) [4].

Отл. От всех других природных соединений свинца отличается способностью растворяться в воде. Кроме того, от англезита можно отличить по показателям преломления; от сходных по облику кристаллов лаурионита, с которым иногда котуннит находится в сростании, отличается большим значением показателя n_p и меньшим $2V$, также положительным оптическим знаком; от бесцветного фосгенита отличается двуосностью, несколько меньшим уд. весом, от церуссита — характером спайности, меньшей

твердостью, меньшим уд. весом, положительным оптическим знаком, значительно большим $2V$ и большими показателями преломления; от ледгиллита и ланаркита большими показателями преломления, положительным оптическим знаком, меньшим уд. весом; от мендишита меньшим уд. весом; от пенфильдита двуосностью и обликом кристаллов, от фидлерита большим показателем преломления и положительным оптическим знаком.

Межплоскостные расстояния искусственного $PbCl_2$ по Михееву

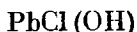
Со-излучение, без фильтра								
hkl^*	l	d	hkl^*	l	d	hkl^*	l	d
200	4	4,486	310	9	2,493	213	2	1,984
101	4	4,033	103	2	2,433	422	2	1,471
201	6	3,870	311	2	2,370	115	6	1,423
002	6	3,796	020;400	6	2,259	602	9	1,399
111	10	3,572	203	6	2,201	132	2	1,384
012;202	2	2,900	113	9	2,146	330	6	1,348
112	8	2,761	312	9	2,087		3	1,269
							3	1,213

* Индексы приводятся в установке Штрунца.

Л и т е р а т у р а

1. Braekken H. Zs. Krist., 1932, 83, 222; очень близкие к этим значения получены: Miles F. D. Proc. Roy. Soc., 1931, Ser. A., 132, 266; Döhl W., Klemm W. Zs. anorg. Chem., 1939, 241, H. 2—3, 248; Sahl K., Zemmann J. [2].
2. Sahl K., Zemmann J. Naturwissenschaften, 1961, 48, H. 20, 641.
3. Philipsborn H., Frein R., Hodenberg R. Fortschr. Min., 1960, 38, H. 2, 128.
4. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 86.
5. Stöber F. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. Sci., 1895, 29, 345 (по реферату Zs. Krist., 1897, 28, 108).
6. Russell A. Min. Mag., 1920, 19, No 90, 64.
7. Ramdohr P. N. Jb. Min. Monatsh., 1948, H. 1—4, 16.
8. Seifert H. Zbl. Min., 1940, A, 148.
9. Schabus C. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 1850, 4, 456.
10. Wartmann E. Mém. Soc. hist. nat., Genève, 1853, 12, 1 (по Beijerinck F. N. Jb. Min., 1897—1898, B.-Bd. 11, A, 462).
11. Raimondi A. Minéraux du Pérou, Paris, 1878, 172.
12. Begemann F. Helv. phys. acta, 1954, 27, 451 (по реферату Chem. Abstr., 1955, 49, 3673).
13. Mönkemeyer K. N. Jb. Min., 1906, B.-Bd. 22, A, 23.
14. Ramdohr P. Abhandl. Dtsch Akad. Wiss., Math.-natur. Kl., 1947, Nr 4, 1.
15. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 19.
16. Lacroix A. C. R., Paris, 1910, 151, 276.

Лаурионит Laurionite



Назван по месту нахождения (Кёхлин, 1887) [1].

Синон. Лаврионит.

Характ. выдел. Отдельные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pcmn$; $a_0 = 9,62$; $b_0 = 4,03$; $c_0 = 7,12 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,387 : 1 : 1,767$; $Z = 4$ (Штрунц и Теннисон) [2].

Структура лаурионита очень сходна со структурой котуннита и легко выводится из последней замещением всех атомов Cl_I на группу OH [3].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$: $a : b : c = 2,4084 : 1 : 1,7668$ (Пэлэч) [4].

Формы [1, 4—8]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>a</i> 100	90°00'	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>d</i> 110	22 33	90 00	0 00	67 27	90 00	22 33
<i>e</i> 310	51 15	90 00	0 00	38 45	90 00	51 15
<i>l</i> 102	90 00	20 09	90 00	69 51	20 09	90 00
<i>k</i> 101	90 00	36 16	90 00	53 44	36 16	90 00
<i>h</i> 302	90 00	47 44	90 00	42 16	47 44	90 00
<i>n</i> 201	90 00	55 43	90 00	34 17	55 43	90 00
<i>o</i> 111	22 33	62 24	29 31	70 08	36 16	35 04
<i>q</i> 211	39 42	66 28	29 31	54 09	55 43	45 08
<i>u</i> 312	51 15	54 41	48 32	50 29	47 45	59 17
<i>r</i> 311	51 15	70 30	29 31	42 41	65 35	53 50
<i>s</i> 411	58 57	73 44	29 31	34 40	71 11	60 19
<i>t</i> 511	64 17	76 12	29 31	28 58	74 45	65 05
<i>p</i> 812	73 15	71 56	48 32	24 27	71 11	74 06

<i>dd</i> (110) : ($\bar{1}10$) = 45°06'	<i>pa</i> (812) : (100) = 24°27'	<i>pd</i> (812) : (110) = 52°59'
<i>kk</i> (101) : ($\bar{1}01$) = 72 31	<i>qa</i> (211) : (100) = 54 09	<i>qd</i> (211) : (110) = 28 50
<i>nn</i> (201) : (20 $\bar{1}$) = 68 33	<i>ra</i> (311) : (100) = 42 41	<i>rd</i> (311) : (110) = 34 13
<i>kd</i> (101) : (110) = 76 53	<i>sa</i> (411) : (100) = 34 40	<i>sd</i> (411) : (110) = 39 24

Чаще всего наблюдаются *a*, *k*, *d*, *n*, *p*.

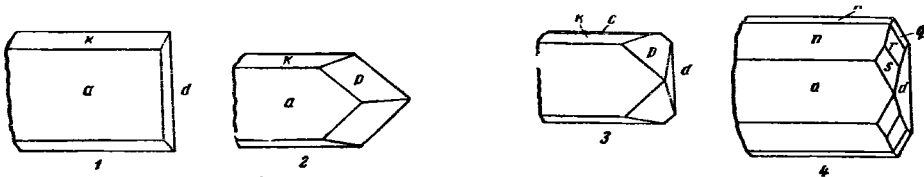
Недостовверные формы: (104), (203), (403), (601), (912), (10.1.2).

Кристаллам лаурионита неоднократно придавалась различная установка а также при одинаковой установке за единичную грань принимались различные грани. Соотношение кристаллографических осей различных установок:

Ктена [5]-Пэлэч	Рата [6]	Кёхлина [1]	Гольдштауб
<i>a</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>b</i>
<i>b</i>	<i>c</i>	<i>c</i>	<i>c</i>
<i>c</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>a</i>

Формула перехода от установки Кёхлина, которой придерживались также Шульцен [7], Смит [8], Дана (1892), Гольдшмидт и Хинце, к установке Пэлэча: $010/001\frac{1}{2}/100$; от установки Рата к установке Пэлэча $100/001\frac{1}{8}/02\frac{1}{9}0$; от установки Гольдштауба [3] к установке Пэлэча $010/001/100$.

Кристаллы, обычно размером $5 \times 1 \times 0,1$ мм, иногда до 1 см, всегда в той или иной степени уплощены по *a* (100) и вытянуты по оси *b* (фиг. 89).

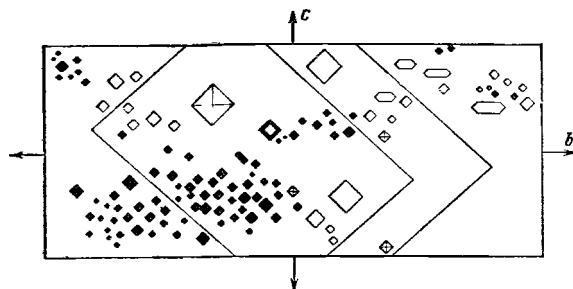


Фиг. 89. Кристаллы лаурионита, Лаврон (по Пэлэчу)

Грани *d* (110) блестящие, характерна штриховка на гранях *a* (100), параллельная ребрам *a* : *p* (при существенном развитии этой штриховки, она проявляется лишь на одной из двух параллельных граней *a* [1]; грани *p* (812) всегда дают при измерении сложные сигналы, обусловленные наличием ряда видциальных граней [4].

Фигуры естественного травления на гранях *a* представляют собой квадратные углубления с диагоналями, параллельными осям *b* и *c*, и уплощенные шестиугольники, удлиненные вдоль оси *b* (фиг. 90) [5].

Отмечались сростания кристаллов по a (100) с поворотом отдельных индивидов относительно друг друга на 90 , 34 и 75° [5], а также ориентированные сростания с паралаурионитом [5] и ориентированные нарастания на грани a (100) галенита [9].



Фиг. 90. Фигуры травления на грани a (100) лаурионита, Лаврион (по Ктена)]

Физ. Сп. по (101) ясная [4]. Не хрупок. Тв. $3-3\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,241 при 15° (искусств.) [7] (вычисл. 6,247). Бесцветен или белый. Бл. алмазовидный. Прозрачен.

По Пэлэчу, на плоскостях a (100) блеск перламутровый, несмотря на то, что спайность по этой плоскости не обнаруживается. Отмеченная Цезаро [10] для лаурионита твердость 2 и способность пластинчатых кристаллов гнуться, вероятно, относятся к паралауриониту. Указанная тем же автором спайность по (100) никем не отмечалась; по-видимому, ошибочно и указание Рата на наличие спайности по (001) (по (010) в установке Рата).

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (—). Шл. опт. осей $\parallel a$ (100); $N_g = b$; $N_p = c$. Удлинение (+).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Автор]
2,1580	2,1161	2,0767	0,0813 (Na)	$81^\circ 32'$ (вычисл.)	Смит [8]
2,16	—	2,08	0,08	большой	Берман [4]

Хим. Теор. состав: Pb — 79,80; Cl — 13,65; OH — 6,55 (O — 3,08; H₂O — 3,47). Анализ лаурионита из Лавриона (анал. Бетендорф) [6]: Pb — 79,38; Cl — 13,77; O — 3,17; H₂O — 3,68; сумма 100.

Диagn. исп. Кристаллы лаурионита медленно разрушаются холодной водой. При кипячении в воде быстро тускнеют [7]. Порошок минерала частично растворяется в холодной воде. Полностью растворяется в разбавленной HNO₃.

П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в бледно-голубой цвет; после охлаждения образуется желтоватый непрозрачный шарик. На угле с содой дает королек Pb. В закр. тр. растрескивается и выделяет немного воды. Выделение воды начинается при 142° [6].

Нахожд. Впервые обнаружен в Лаврионе (Лауриум), в Греции, в древних серебряно-свинцовых шлаках, сброшенных в море и в течение двух тысячелетий подвергавшихся действию морской воды. В многочисленных пустотках шлака, покрытых зеленовато-желтыми и коричневыми корочками различных новообразований, образует радиально-лучистые группы кристалликов. Тесно ассоциируется с паралаурионитом. В тех же пустотках часто наблюдаются пирит, фосгенит и церуссит, реже англезит и джорджиадезит. Все эти минералы образовались позже лаурионита. В ассоциации с лаурионитом отмечались также фидлерит и пенфильдит.

Установлен в образце из серебряно-свинцового рудника Уил Роз, Ситней (Корнуэлл, Англия), состоящем из лимонита, сидерита, ожелезнен-

ного кварца и небольшого количества галенита; в пустотах лимонита нарастает на кристаллы фосгенита и англезита [6, 7, 11].

В рудниках Христан Левин и Вильям-Келер-Ганг (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ) среди минералов, образовавшихся в результате воздействия на галенит теплых, богатых NaCl вод из отложений пещштейна, Зелигер [9] отмечает лаурионит, нарастающий на грани галенита, иногда ориентированно, в смеси с котуннитом, англезитом, серой, реже с фосгенитом.

Приведенные Зелигером свойства лаурионита из ФРГ не дают возможности отличить его от очень сходного паралаурионита. Более того, указание на способность кристаллов легко сгибаться вокруг оси *b*, что, по Пэлэчу, характерно только для паралаурионита, заставляет предположить, что это смесь лаурионита и паралаурионита или чистый паралаурионит.

Искусств. Совершенные кристаллики лаурионита были получены при действии раствора NaCl на горячий раствор уксуснокислого свинца с выдерживанием на водяной бане 12—16 часов. Может образовываться и при обычной температуре [7].

Отл. Очень сходен с паралаурионитом, но в отличие от последнего в пластинках по *a* (100) в сходящемся свете не дает интерференционной фигуры; пластинчатые кристаллы не изгибаются легко вокруг оси *b*, что характерно для паралаурионита [4]. От котуннита можно отличить по более низким показателям преломления. Может быть принят за гипс, от которого отличается значительно ббльшим уд. весом и более высокими показателями преломления. По уд. весу, показателям преломления, твердости трудно отличим от фосгенита. От мандипита отличается меньшим уд. весом, несколько меньшими показателями преломления, отрицательным оптическим знаком и отрицательным удлинением.

Межплоскостные расстояния лаурионита из Лавриона [12]

CuK _α -излучение							
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	5,72	3	2,84	3	2,05	2	1,69
2	4,82	3	2,61	3	2,00	1	1,62
2	4,01	4	2,51	2	1,87	1	1,55
1	3,70	5	2,29	2	1,79	1	1,50
2	3,55	2	2,12	1	1,75	1	1,40
10	3,28						

Межплоскостные расстояния искусственного PbCl(OH) *

Fe-излучение, <i>D</i> = 57,3 мм							
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
4	5,70	8	2,29	3	1,504	4	1,134
4	4,88	1	2,21	4	1,475	4	1,111
4β	4,46	5	2,13	5	1,407	1	1,106
10	4,02	4	2,06	3	1,383	4	1,094
4	3,54	4	2,00	3	1,354	1	1,080
	3,36	4	1,881	3	1,312	1	1,070
4**	3,30	4	1,798	7	1,292	1	1,050
1β	3,15	3	1,750	2β	1,263	7	1,042
4	2,87	1β	1,723	4β	1,229	1	1,032
	2,57	5	1,695	5	1,197	7	1,025
	2,53	4β	1,627	2	1,188	1	1,014
	2,43	7	1,558	5	1,174	1	1,008
	2,39	3	1,518	8	1,147	7	0,999
1	2,34						

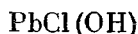
* Получен Островской по методу Шульцена; по данным рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР.

** Двойная линия.

Л и т е р а т у р а

1. Köchlin R. Ann. naturhist. Hofmus., Wien, 1887, 2, H. 2, 188.
2. Strunz H., Tennyson Ch. Rend. Soc. Min. Ital., 1956, 12, 214.
3. Goldshtaub S., C. R., Paris, 1937, 204, N° 9, 702; 1939, 208, N° 16, 1234; Basseur H. Bull. Soc. Roy. Sci., Liège, 1940, 9, N° 11, 166.
4. Palache Ch. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 573.
5. Ktenas A., Bull. Soc. fr. min., 1910, 33, N° 3—4, 173.
6. Rath G. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Natur.-Heilk., Bonn, 1887, 102, 49 (по реферату Zs. Krist., 1890, 17, 105).
7. Schulten A. Bull. Soc. fr. min., 1897, 20, N° 6, 186.
8. Smith G. F. Min. Mag., 1899, 12, No 55, 102.
9. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 19.
10. Cesàro G. Bull. Acad. roy. Belg., Cl. sci., 1904, 1198 (по реферату N. Jb. Min. 1907, 1, 194).
11. Lacroix A., Schulten A. Bull. Soc. fr. min., 1908, 31, N° 2, 79.
12. Goni J., Guillemin C., Perrimon-Tronchet R. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, 474.

Паралаурионит Paralaurionite



Название отражает полиморфные отношения с лаурионитом (Смит, 1899) [1].
Синон. Рафаэлит — rafaelite (Арцруни и Фаддеев, 1899; Смит, 1899)[2,1].

Характ. выдел. Отдельные кристаллики.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 10,79$; $b_0 = 3,98$; $c_0 = 7,19 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,711 : 1 : 1,807$; $\beta = 117^\circ 13'$; $Z = 4$ (Уулф) [2].

Структура, по-видимому, близка к структуре лаурионита.

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 2,7052 : 1 : 1,8090$; $\beta = 117^\circ 13'$ (Пэлэч, 1950) [3].

Формы:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	90°00'	27°13'	27°13'	90°00'	<i>k</i> 401	—90°00'	68°09'	—68°09'	90°00'
<i>a</i> 100	90 00	90 00	90 00	90 00	<i>l</i> 501	—90 00	75 57	—75 57	90 00
<i>m</i> 110	22 34	90 00	90 00	22 34	<i>p</i> 111	34 59	65 38	51 42	41 44
<i>n</i> 310	51 16	90 00	90 00	51 16	<i>o</i> 112	— 8 42	42 28	— 7 53	48 08
<i>e</i> 201	90 00	63 39	63 39	90 00	<i>P</i> 111	— 7 29	61 16	—13 22	29 37
<i>g</i> 203	—90 00	0 44	0 44	90 00	<i>y</i> 411	62 49	75 50	74 09	63 42
<i>d</i> 101	—90 00	13 22	—13 22	90 00	<i>S</i> 311	—43 55	68 17	—60 08	48 00
<i>v</i> 403	—90 00	26 02	—26 02	90 00	<i>T</i> 511	—60 52	74 56	—72 52	61 58
<i>h</i> 201	—90 00	44 42	—44 42	90 00	<i>U</i> 711	—69 09	78 52	—78 06	69 34
<i>w</i> 301	—90 00	60 08	—60 08	90 00					

<i>mc</i> (110) : (001) = 79°53'	<i>pa</i> (111) : (100) = 58°31'	<i>ya</i> (411) : (100) = 30°24'
<i>jpc</i> (111) : (001) = 52 43	<i>oa</i> (112) : (100) = 84 08	<i>ta</i> (511) : (100) = 32 29
<i>sc</i> (311) : (001) = 88 02	<i>pa</i> (111) : (100) = 83 27	<i>sa</i> (311) : (100) = 49 53
		<i>pp</i> (111) : (111) = 38 03

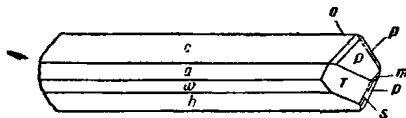
Более редкие и недостоверные формы [1—5]:

b 010 *r* 140 *s* 203 *f* 401 *u* 102 *i* 501 *j* 801 *o* 112 *t* 511

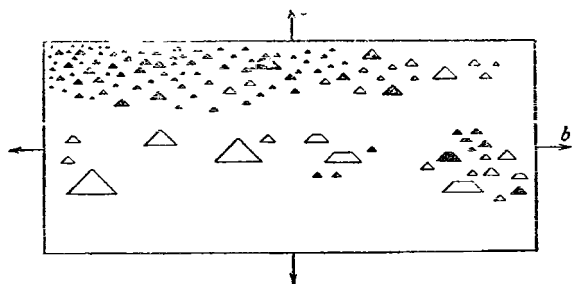
В отличие от Пэлэча-Смита Арцруни для «рафаэлита» выбрал другую единичную грань при той же установке кристаллов. Грань (132) Арцруни отвечает (111) Пэлэча-Смита. Формула перехода от символов Арцруни к символам Пэлэча-Смита: $200/0^2/30/001$.

Кристаллы вытянуты по оси b (фиг. 91), нередко одновременно уплощены по (100) вплоть до образования пластинок в составе двойниковых сростков. Несдвоенные кристаллы редки, достоверно описаны лишь из рудника Мамот, где длина их достигает $2\frac{1}{2}$ см. Кристаллы обычно хорошо образованы с гладкими блестящими гранями. На грани (100) кристаллов из Лавриона отмечались естественные фигуры травления в виде прямоугольных треугольников и трапеций, расположенных симметрично относительно плоскости симметрии кристалла (фиг. 92) [4].

Двойники очень распространены. Характерны двойники по a (100) с дв. осью, перпендикулярной к (100) с поворотом на 180° , имеющие псевдоромбический облик, нередко полисинтетические (фиг. 93). Встречаются

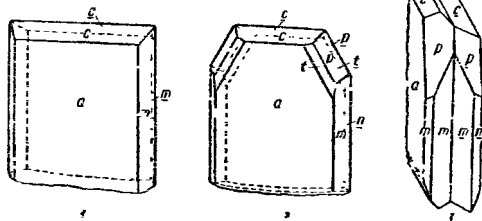


Фиг. 91. Кристалл паралаурионита, Мамот (по Пэлэчу)

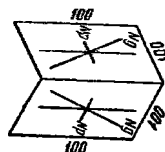


Фиг. 92. Фигуры травления на грани a (100) паралаурионита, Лаврион (по Ктена).

также сложные двойники двойников срастания и прорастания с поворотом индивидов относительно друг друга на 90° , 75° , $60\frac{1}{2}^\circ$ и 34° [4, 5]. Наблюдались закономерные срастания двойников паралаурионита с кристаллами лаурионита — взаимно параллельные и под углом 75° [4].



Фиг. 93. Двойники паралаурионита, Лаврион (по Пэлэчу)



Фиг. 94. Оптическая ориентировка в двойниковом кристалле паралаурионита (по Берману)

Физ. Сп. по (001) совершенная. Мягок. Пластинки паралаурионита легко гнутся вокруг оси b , так что их трудно бывает, не нарушив, отделить от субстрата [5]. Уд. в. 6,05 (Смит) [1], 6,45 (Берман, у Дана, 1954) (вычисл. 6,280). Бесцветен или белый, иногда бледно-сиреневый, фиолетово-красный (рафаэлит). Бл. приближается к алмазному. Прозрачен или просвечивающий.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. У фиолетово-красного плеохроизм по Nm фиолетовый, $\perp Nm$ фиолетово-красный или в очень тонких кристал-

лах, бледный красновато-желтый. $Nm > Ng$ и Np . Окраска часто расщеплена неравномерно, наблюдаются зоны, параллельные внешнему ограничению кристаллов, с различной интенсивностью окрашивания. Двухосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (010)$. $N_m = b$, $cNg = 25^\circ$ в тупом углу β (фиг. 94), погасает параллельно удлинению. $n_m = 2,463$ (Na), по Смигу [4], $n_g = 2,20$, $n_m = 2,45$; $n_p = 2,05$; $n_g - n_p = 0,45$; $2V$ средний до большого, дисперсия сильная $r < v$, по Берману [5].

Хим. Теор. состав: Pb — 79,80; Cl — 13,65; (OH) — 6,55; (O — 3,08; H₂O — 3,47).

Анализы:

	Pb	Cl	O	H ₂ O	Сумма	Уд. в.
1.	78,1	14,9	[3,6]	3,4	100,00	6,05
2.	77,75	12,84	[6,00]	3,51	100,10	—

1 — Лаврион; анал. Прайор [4]; 2 — Мамот; анал. Гоньэр (по Дана, 1951).

Диагн. исп. По отношению к растворителям и перед паяльной трубкой ведет себя аналогично лауриониту; для «рафаэлита» отмечалась плохая растворимость в HNO₃ [2].

Повед. при нагр. При 180° теряет воду [4].

Наход. Образуется в гипергенных условиях при воздействии на свинцовые минералы и металлический свинец растворов, содержащих хлориды щелочей. В Лаврионе (Лауриум), Греция, образовался за счет свинца и галенита в древних свинцовых шлаках, сброшенных в море еще афинянами около 2000 лет тому назад; тесно ассоциируется с лаурионитом [1, 4, 5, 6] и образовался, вероятно, после него, а также с фосгенитом, церусситом, реже с англезитом и джорджиадезитом.

Обнаружен наряду с англезитом, церусситом, атакамитом, азурином, болейтом, брошантитом, деклуазитом, эмболитом, гемиморфитом, матлокитом, фосгенитом, вульфенитом и другими минералами в зоне окисления в руднике Мамот (шт. Аризона, США), где является одним из наиболее поздних гипергенных минералов и встречается в виде тонких иголок в пустотах церуссита или в грубокристаллических агрегатах, особенно с ледгиллитом, который местами образовался еще позднее [3]. В руднике Сан Рафаэль, Сьерра Горда (Чили), корочки игольчатых кристаллов паралаурионита (рафаэлита) образовались на агрегатах галенита, кварца, целестина, шварцембергита (?) и ардрунита (?) [2]. Обнаружен также в образце из Корнуэлла (Англия) с фосгенитом в пустотах лимонита [7]. Возможно, описан под названием лаурионита из рудника Христиан Левин (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ) (см. «лаурионит»).

Отл. Очень похож на лаурионит и фидлерит. Сдвойникованные по $a(100)$ пластинки паралаурионита (он почти всегда встречается в виде двойников) легко отличить от выделений лаурионита по характерной для них аномальной интерференционной фигуре на плоскости $a(100)$. По Пэлэчу [5], отличительным свойством паралаурионита является способность его пластинок легко гнуться вокруг оси b .

Межплоскостные расстояния паралаурионита из Лавриона [8]
CuK_α-излучение

h	d	h	d	h	d
7	5,17	3	2,69	5	2,00
2	4,80	6	2,49	2	1,72
10	3,48	6	2,43	4	1,70
10	3,21	2	2,22	4	1,60
10	2,97	2	2,16		

Л и т е р а т у р а

1. Smith L. F. H. Min. Mag., 1899, 12, No 55, 108; 1899, 12, No 56, 183.
2. Arzruni A., Thaddeeff K. Zs. Krist., 1899, 31, 233 u 243.
3. Palache Ch. Min. Mag., 1950, 29, No 211, 341.
4. Ktenas A. Bull. Soc. fr. min., 1910, 33, N^o 3—4, 173.
5. Palache Ch. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 578.
6. Lacroix A., Schulten A. Bull. Soc. fr. min., 1908, 31, N^o 2, 79.
7. Russell A., Hutchinson A. Min. Mag., 1927, 21, No 116, 225.
8. Goni J., Guillemin C., Perrimond-Tronchet R., Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, 474.

Фидлерит Fiedlerite
Pb₃Cl₄(OH)₂

Назван по имени горного инженера К. Фидлера (Pat, 1887) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики в пустотках.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^5 — $P2_1/a$; $a_0 = 16,62$; $b_0 = 8,02$; $c_0 = 7,20$ Å; $\beta = 102^\circ 12'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,072 : 1 : 0,898$; $Z = 4$ (Вольф и Фрондел, по Дана, 1951).

Призмат. кл. C_{2h} — $2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 2,0488 : 1 : 0,8992$; $\beta = 102^\circ 30'$ (среднее из измерений Рата [1], Смита [2] и Пэлзча [3] в установке Дана, 1951).

Формы:

	Φ	P	Φ_2	P_2		Φ	P	Φ_2	P_2
<i>c</i> 001	90°00'	12°30'	12°30'	90°00'	<i>y</i> 401	—90°00'	57°37'	—57°37'	90°00'
<i>a</i> 100	90 00	90 00	90 00	90 00	<i>t</i> 111	36 44	48 17	33 51	53 15
<i>l</i> 120	14 02	90 00	90 00	14 02	<i>p</i> 111	—14 13	42 51	—12 50	48 45
<i>w</i> 210	45 00	90 00	90 00	45 00	<i>e</i> 122	26 24	45 07	24 03	50 36
<i>m</i> 520	51 20	90 00	90 00	51 20	<i>s</i> 321	41 08	67 17	57 32	46 00
<i>n</i> 310	56 18	90 00	90 00	56 18	<i>r</i> 211	51 16	55 10	48 16	59 06
<i>g</i> 015	39 03	19 23	12 30	75 04	<i>o</i> 522	56 15	58 17	53 23	61 48
<i>f</i> 011	13 51	42 48	12 30	48 43	<i>u</i> 311	60 12	61 04	57 30	64 13
<i>d</i> 201	90 00	48 16	48 16	90 00	<i>v</i> 322	—26 43	45 11	—24 21	50 41
<i>x</i> 201	—90 00	34 07	—34 07	90 00					

<i>ra</i> (211) : (100) = 50°41'	<i>ea</i> (122) : (100) = 71°38'	<i>nr</i> (310) : (211) = 35°09'
<i>ta</i> (111) : (100) = 63 29	<i>ua</i> (311) : (100) = 40 34	<i>nt</i> (310) : (111) = 45 18
<i>pa</i> (111) : (100) = 80 23	<i>dr</i> (201) : (211) = 30 54	<i>wt</i> (210) : (111) = 42 23

Разными авторами, при той же установке кристаллов, за единичную грань принимались разные грани. По Рату $a : b : c = 0,8192 : 1 : 0,8915$, $\beta = 102^\circ 40'$; по Смигу — $0,8299 : 1 : 0,7253$, $\beta = 102^\circ 29'$, по Гольдшмидту — $0,6554 : 1 : 0,8915$, $\beta = 102^\circ 40'$; по Пэлзчу — $1,0121 : 1 : 0,8996$, $\beta = 102^\circ 41'$. Формулы перехода к символам принятой здесь установки Дана: от символов Пэлзча 200/010/001; от символов Рата $5/400/010/001$; от символов Смита $5/400/010/001$, от символов Гольдшмидта 300/010/001.

Кристаллы обычно несовершенные, замеренные углы для отдельных граней иногда дают значительные отклонения от теоретических; наибольшим совершенством обладает грань *a* (100). Отдельные кристаллики сильно вытянуты вдоль оси *b* и иногда несколько сплюснены по (001) [4], обычно длина их до 2 мм, иногда до 5 мм. Чаще встречается в виде двойников по *a* (100), сильно уплощенных по этой плоскости и представляющих собой пластиночки, иногда слегка вытянутые по оси *b* (фиг. 95).

Физ. Сп по *a* (100) ясная. Тв. около 3½. Уд. в. 5,88 (оригинал хим. анализа) (вычисл. 5,634). Бесцветен до белого. Бл. полуалмазный. Прозрачен.

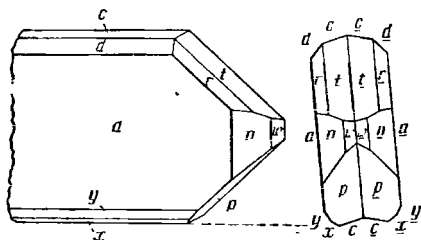
Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (010), $Ng = b$, $cNm = 34^\circ$ в остром углу β , по Берману [3] (фиг. 96); $cNm \sim 6^\circ$,

по Смит [2]. Удлинение (+). $n_g = 2,10$, $n_m = 2,04$, $n_p = 1,98$; $n_g - n_p = 0,12$. $2V$ большой. Дисперсия заметная $r < v$ (Берман) [3]. На гранях a (100) иногда в результате двойникования полное погасание не наблюдается.

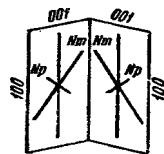
Хим. Теор. состав: Pb — 77,95; Cl — 17,78; OH — 4,27 (O — 2,01; H₂O — 2,26). Анализ фидлерита из Лавриона (анал. Шультен) [4]: Pb — 77,95; Cl — 17,48; O — 2,08; H₂O — 2,33; сумма — 99,84.

Анализ пересчитан, в оригинале: Pb — 51,01; PbO — 29,02. Некоторый избыток Pb против теоретического объясняется тем, что кристаллы с поверхности были несколько изменены и, вероятно, потеряли часть PbCl₂ [4].

Диагн. исп. Довольно легко разрушается холодной водой: уже через час кусочки минерала в воде становятся непрозрачными. Растворяется на холоду в HNO₃, но несколько труднее, чем лаурионит.



Фиг. 95. Двойник фидлерита, Лаврион (по Пэлэчу)



Фиг. 96. Оптическая ориентировка в двойниковом кристалле фидлерита (по Берману)

При нагревании в закр. тр. растрескивается, становится непрозрачным и теряет воду (при $\sim 150^\circ$), затем плавится с выделением возгона PbCl₂.

Находж. Встречен только в Лаврионе (Греция), где обнаружен в пустотах свинцовых шлаков, сброшенных в море и в течение двух тысячелетий подвергавшихся действию морской воды. Тесно ассоциируется с пенфильдитом. Лакруа [4] подчеркивал, что фидлерит находится с лаурионитом на одних и тех же блоках шлака, но в различных пустотах; Смит [2] описал фидлерит, находящийся в смеси с лаурионитом.

Межплоскостные расстояния фидлерита
из Лавриона [5]
CuK_α-излучение

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	8,17	5	3,22	6	2,01
10	3,89	8	2,81	2	1,91
5	3,54	10	2,55	3	1,63
5	3,33	2	2,26	3	1,62

Л и т е р а т у р а

1. Rath G. Sitzungsher. Niederrhein. Ges. Natur.-Heilk., Bonn, 1887, 102, 157. (по реферату Zs. Krist., 1890, 17, 105).
2. Smith G. F. Min. Mag., 1899, 12, No 55, 107.
3. Palache Ch. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 581.
4. Lacroix A., Schulten A. Bull. Soc. fr. min., 1908, 31, N° 2, 79; Schulten A. C. R., Paris, 1905, 140, N° 5, 315
5. Goni J., Guillemin C., Perriquet R. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, 474.

СТРУКТУРА ТИПА БОЛЕИТА

ГРУППА БОЛЕИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Болеит	$Pb_3Cu_3AgCl_7(OH)_8 ?$	Тетраг.	15,27	60,94	5,08
[Перцилит]	$Pb_3Cu_3AgCl_7(OH)_8 ?$	Куб.	15,4	—	5,254
[Псевдоболеит]	$Pb_5Cu_4Cl_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O ?$	Тетраг.	15,4	31,2	4,92
[Куменгит]	$PbCuCl_2(OH)_2 ?$	Тетраг.	15,20	24,76	4,71

В группе объединены минералы, имеющие сходный химический состав и некоторые общие черты структуры; отдельные свойства их закономерно изменяются от одного минерала к другому. Для минералов этой группы характерен яркий синий цвет, сильный блеск. Все они, кроме перцилита, тетрагональные, оптически отрицательные. Наиболее простой состав имеет куменгит, по сравнению с ним болеит, псевдоболеит и перцилит содержат то или иное дополнительное количество Ag и Cl при некотором недостатке Cu. Структурное родство минералов группы, кроме идентичности параметра a_0 , подчеркивается наличием их характерных закономерных сростаний [4]. Все минералы группы могут встречаться совместно и сменяют друг друга при определенных условиях, в частности, вероятно, при изменении содержания серебра и отношения свинца и меди в растворе.

В литературе существует некоторая путаница относительно перцилита и болеита. Оба эти минерала и их взаимоотношения нельзя считать достаточно изученными. Маллар и Кюманж [2], описавшие болеит как новый минерал, отметили, что он очень сходен с перцилитом, но отличается от последнего наличием серебра. Однако первый химический анализ перцилита [3, 4], на основании которого ему была приписана формула $PbCuCl_2(OH)_2$, показал наличие серебра. Но так как анализ проводился на очень нечистом материале, серебро отнесли за счет примесей. Последующие анализы синих кубических кристаллов хлоридов свинца и меди неизменно также обнаруживали наличие серебра (см. «перцилит»), и минералы описывались или как болеит [5], или как серебросодержащий перцилит [6].

Естественно было бы предположить, что оба минерала идентичны. Однако некоторые крупные кристаллы из Болео имеют своеобразное внутреннее строение, их внешняя часть явно анизотропна, одноосна, отрицательна и имеет спайность, характерную для тетрагональных кристаллов. Лакруа [7] предложил условно к перцилиту отнести все изотропные кристаллы с очень малым двуупреломлением, не превышающим 0,001, к болеиту — вещество с большим двуупреломлением, предполагая, что болеит отличается от перцилита меньшим содержанием серебра. Поскольку вопрос о взаимоотношениях этих двух минералов и о природе внутренних частей кристаллов из Болео до настоящего времени остался не выясненным, ниже условно в статье о перцилите описаны все изотропные и слабо-двуупреломляющие кубические минералы этой группы, в том числе изотропные кристаллы из Болео, а в статье о болеите — сложные кристаллы из Болео, причем константы даны для внешней, наиболее сильно двуупреломляющей части кристаллов. Внутреннюю изотропную часть кристаллов с этой точки зрения следовало бы отнести к перцилиту, который постепенно сменяется болеитом во внешней части кристаллов.

Л и т е р а т у р а

1. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 24.
2. Mallard E. Comenge E. C. R., Paris, 1891, 113, N° 16, 519.
3. Brooke H. J. Philos. Mag., 1850, 36, No 241, 131.
4. Percy J. N. Jb. Min., 1852, 75.

5. **Liversidge** A. J. and Proc. Roy. Soc. New South Wales, 1894, 28, 94.
 6. **Raimondi** F. Minéraux du Pérou, Paris, 1878, 174.
 7. **Lacroix** A. Bull. Mus. histoire natur., 1895, N° 2, 39.

Болект *Voleite*



Назван по месторождению Болео в Мексике (Малар и Кюманж, 1891) [1].

Синон. Аргентоперцилит (аргентоперсилит) — *argentopericylite* (Шульце, 1953).

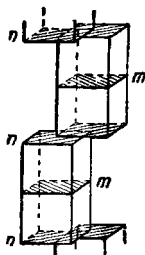
Характ. выдел. Отдельные кристаллы, закономерные сростки с псевдоболеитом и муменгитом.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с.

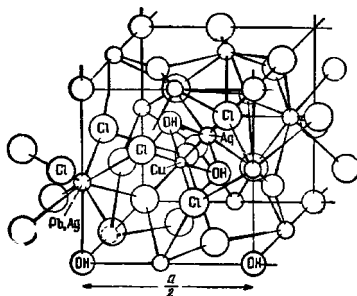
a_0	c_0	$a_0 : c_0$	Z	Формула	Автор
15,4*	62,0*	1 : 4,026	12	$9\text{PbCl}_2 \cdot 8\text{CuO} \cdot 3\text{AgCl} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Окар [2]
15,27	60,94	1 : 3,991	4	$26\text{PbCl}_2 \cdot 24\text{CuO} \cdot 9\text{AgCl} \cdot 27\text{H}_2\text{O}$	Ито [3]

* Для наиболее сильно двупреломляющей внешней части кристалла.

Согласно Ито [3], в основе структуры болеита лежит кубическая ячейка с $a_0 = 15,27 \text{ \AA}$. Тетрагональная симметрия минерала обуславливается тем, что такие ячейки в направлении, параллельном одной из осей четвертого порядка, чередуются путем попеременного отражения то в плоскости m , то в плоскости n (фиг. 97).



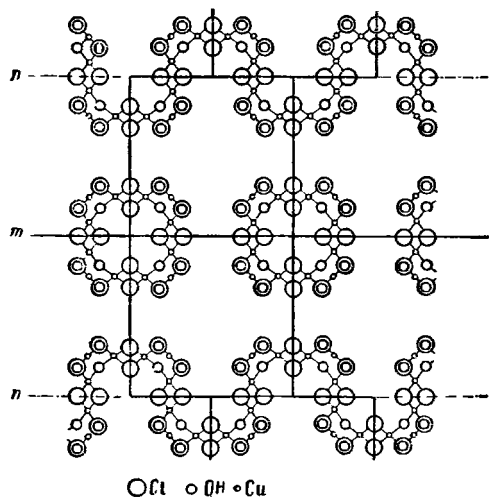
Фиг. 97. Схема образования тетрагональной ячейки болеита из кубических ячеек



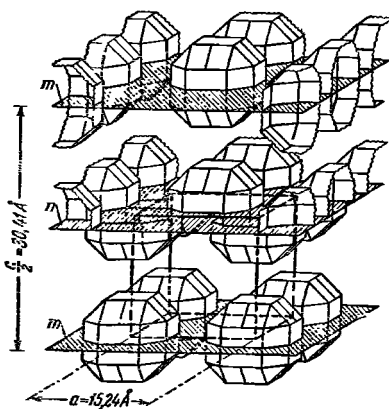
Фиг. 98. Структура болеита, $1/8$ кубической или $1/32$ тетрагональной ячейки (по Ито)

В структуре (фиг. 98) имеются группы $\text{CuCl}_2(\text{OH})_2$, представляющие собой квадраты из Cl и (OH) с Cu в центре. Каждая такая группа связана с тремя соседними, имея с одной из них два общих Cl, с двумя другими по одной общей группе (OH). В результате образуются два вида «гигантских молекул»: конечные группы состава $[\text{CuCl}(\text{OH})]_{24}$ и бесконечные цепи состава $[\text{CuCl}(\text{OH})]_{\infty}$, очень сходные по строению и различающиеся только тем, что в первых плоскостью симметрии является плоскость отражения m , а во вторых она замещена плоскостью скольжения n (фиг. 99 и 100).

В промежутках между группами $[\text{CuCl}(\text{OH})]_{24}$ и цепями $[\text{CuCl}(\text{OH})]_{\infty}$ располагаются атомы (Pb, Ag), Ag, Cl и OH. Атомы (Pb, Ag) окружены шестью Cl и тремя (OH) или восемью Cl и одним (OH), атомы Ag — четырьмя Cl и четырьмя (OH). Структурная формула может быть написана следующим образом: $(\text{Pb}_{26}\text{Ag}_3)\text{Ag}_6\text{Cl}_{37}(\text{OH})_{24}\text{Cu}_{24}\text{Cl}_{24}(\text{OH})_{24} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.



Фиг. 99. Проекция основных элементов структуры болейта на плоскость куба (по Ито)



Фиг. 100. Изображение «гигантских молекул» в структуре болейта в виде сложных полиэдров (по Ито)

$a : c = 1 : 3,996$ (Фридель, 1906) [4].

Кристаллы псевдокубические размером до 2 см, изредка с гранями псевдооктаэдра (o) и псевдододекаэдра (m и e). Грани несовершенные.

Формы [1, 4]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	e 101	90°00'	75°57'
m 110	45°00'	90 00	o 114	45 00	54 32
f 104	90 00	44 58			

Отмечалось также несколько недостоверных форм [5].

Малар и Фридель считали, что псевдокубические кристаллы болейта представляют собой тройники тетрагональных кристаллов, проросших один другой таким образом, что два базисных тетрагональных кристалла образовали две противоположные грани псевдокуба [1, 4, 6]. Изотропность центральных частей кристаллов они объясняли суммарным эффектом тетрагональных индивидов. Хаддинг [5] и Госнер [7] считали болейт кубическим, и анизотропность относили за счет оптических аномалий. Характерно сложное неоднородное строение кристаллов. Внутренняя часть кристаллов изотропна, часто включает в себя в различной степени двупреломляющие участки в виде пятен и волокон. Это ядро окружено двупреломляющей оболочкой, составленной из шести тетрагональных индивидов с осями c, перпендикулярными соответствующим граням псевдокуба, соприкасающимися одна с другой по диагональным направлениям. Когда на кристалле есть грани других форм, двупреломляющая оболочка прерывается и остается лишь в виде изолированных пластинок на гранях псевдокуба. Переход от изотропной части к анизотропной иногда нечеткий, иногда относительно четкий. Нередко анизотропные участки проникают в изотропную часть в виде пучков волокон, которые в вершинах псевдокубов направлены внутрь кристалла, преимущественно параллельно диагоналям псевдокубических граней, а в центральных частях граней — параллельно четверным осям. Иногда внутри двупреломляющей оболочки развиваются зоны изотропного вещества, идентичные ядру.

Характерны закономерные сростания с псевдоболейтом и куменгитом.

Физ. Сп. по псевдокубу совершенная, по (101) ясная.

Сп. развита в кристалле неравномерно: в секторах, соответствующих каждой псевдокубической грани, преобладает направление спайности, параллельное этой грани, остальные направления по псевдокубу выражены слабее. Спайность по (101) преимущественно развита во внешних частях кристаллов, но отблески этих плоскостей отмечены и в их центральных частях. Все плоскости спайности блестят только мелкими участками, чередующимися с матовыми, т. е. они не непрерывны.

Тв. несколько выше 3. Уд. в. 5,08 по Малару [1], 5,054 по Фриделю [4, 6]; по Хаддингу [5] изменяется от 4,802 до 5,155 в зависимости от величины кристаллов п, вероятно, обуславливается различным содержанием серебра (вычисл. уд. в. 5,098 для формулы $26\text{PbCl}_2 \cdot 24\text{CuO} \cdot 9\text{AgCl} \cdot 27\text{H}_2\text{O}$ и 5,228 для формулы $9\text{PbCl}_2 \cdot 8\text{CuO} \cdot 3\text{AgCl} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$). Цв. темно-синий с черноватым оттенком на гранях. Черта темно-синяя с зеленоватым оттенком. Бл. на плоскостях спайности по псевдокубу почти перламутровый с темным отливом. Полуупрозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. синий с зеленым оттенком. Плеохроизм отсутствует. В центральных частях кристаллов изотропен, во внешних частях одноосный (—). *Np* перпендикулярна соответствующей грани псевдокуба. $n = 2,07$ (оригинал хим. анализа 1—2), 2,08 [5]. Двупреломление изменяется от 0 до 0,025, наибольшее значение во внешней оболочке. Переход от изотропных участков к наиболее сильно двупреломляющим иногда постепенный (см. выше).

Хим. По Малару [1] и Госнеру и Арму [7], формула болеита $\text{Pb}_3\text{Cu}_3\text{AgCl}_7(\text{OH})_8 - 3\text{PbCl}_2 \cdot 3\text{CuO} \cdot \text{AgCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (теор. состав: Cu — 15,01; Pb — 48,93; Ag — 8,49; Cl — 19,54; O — 3,78; H_2O — 4,25); некоторый недостаток Cu в анализах объясняется замещением части Cu(OH)₂ на PbCl_2 и AgCl. Фридель [4] дает формулу $9\text{PbCl}_2 \cdot 8\text{CuO} \cdot 3\text{AgCl} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (теор. состав: Cu — 13,62; Pb — 49,98; Ag — 8,67; Cl — 19,95; O — 3,43; H_2O — 4,35). По Ито [3] формула $26\text{PbCl}_2 \cdot 24\text{CuO} \cdot 9\text{AgCl} \cdot 27\text{H}_2\text{O}$ (теор. состав: Pb — 49,35; Cu — 13,97; Ag — 8,89; Cl — 19,84; O — 3,52; H_2O — 4,46; часть Ag замещает Pb). Содержание Ag, по-видимому, уменьшается от центра к периферии кристаллов.

Анализы болеита из Болео:

	1	2	3	4
Cu	13,95	14,50	13,72	13,80
Pb	48,45	49,75	49,16	49,52
Ag	8,85	8,70	9,05	8,40
Cl	19,98	19,00	20,02	19,96
H_2O	4,77	4,00	4,35	4,35
O	[4,00]	[4,05]	3,45	3,48
H. o.	—	—	0,21	0,25
Сумма	100,00	100,00	99,96	99,76

1 и 2 — псевдокубические кристаллы [1]; 3 — анал. Фридель; внутренняя зона кристаллов [4]; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 17,17; AgCl — 12,03; Cl — 17,04; 4 — анал. Фридель; внешняя зона кристаллов [4]; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 17,28; AgCl — 11,16; Cl — 17,20.

Диагн. исп. В воде не растворяется. Растворим в HNO_3 . Сплавляется в пламени свечи. В закр. тр. сначала медленно плавится с выделением воды, затем затвердевает и чернеет [1].

Повед. при нагр. При легком нагревании становится зеленым, подобно кументиту, но более светлым; после остывания снова синет [8].

Находк. Болеит встречен в медном месторождении Болео, около Санта-Росалия (шт. Нижняя Калифорния, Мексика), в участках, затопляемых морем; образовался, вероятно, в результате воздействия морской воды на медную руду. Наблюдается в виде идиоморфных кристаллов в красновато- или зеленовато-белой глине (продукт выветривания эффузивных пород), которая перекрывает собственно меденосный слой, содержащий малахит, азурит, тенорит, куприт, атакамит и другие минералы меди. Болеит нередко нарастает на кристаллы англеизита и гипса, реже кварца,

тесно сростается с псевдоболеитом и куменгитом, ассоциируется также с фосгенитом, церусситом, атакамитом.

Отмечался в руднике Мамот (шт. Аризона, США), где наряду с кварцем нарастает на кристаллы диаболента, ассоциирующегося с церусситом, вульфенитом, диоптазом [9].

Искусств. Получен в сростании с куменгитом при действии раствора CuCl_2 на смесь содержащей воду окиси Рb и окиси Си с отмученной глиной [6].

Отл. Очень сходен с псевдоболеитом (отличие, см. стр. 202). От куменгита отличим по форме кристаллов, перламутровому с темным отливом блеску на плоскостях спайности, значительно более слабому двупреломлению, отсутствию даже слабого плеохроизма, содержанию серебра, большому уд. весу, несколько большей твердости. От диаболента отличается по форме кристаллов, зеленоватому оттенку черты, положительной реакции на серебро. От коннелита и буттгенбахита — по форме кристаллов, значительно большому уд. весу, по отсутствию SO_3 , большим показателям преломления. От линарита — зеленоватым оттенком черты, отсутствием плеохроизма, одноосностью. От азурита — значительно большим уд. весом и показателями преломления, зеленым оттенком черты. От цианотрихита — зеленоватым оттенком черты, перламутровым блеском, значительно большим уд. весом и большими показателями преломления, отсутствием плеохроизма.

Межплоскостные расстояния боленга по Михееву

<i>r</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	5,10	8	2,56	6	1,847	4	1,290
2	4,86	2	2,47	8	1,798	2	1,262
10	4,40	10	2,38	6	1,747	2	1,237
10	3,83	10	2,32	4	1,670	2	1,200
8	3,50	2	2,15	2	1,612	2	1,168
2	3,34	2	2,12	4	1,525	2	1,139
10	3,13	2	2,07	2	1,475	2	1,091
4	2,95	2	2,02	2	1,417	2	1,032
6	2,83	8	1,985	2	1,350	2	0,981
10	2,69	2	1,900	2	1,321	2	0,920

Л и т е р а т у р а

1. Mallard E., Cumenge E. C. R., Paris, 1891, 113, N° 16, 519; Mallard E. Bull. Soc. fr. min., 1893, 16, 184.
2. Hocart R. Zs. Krist., 1930, 74, 20.
3. Ito Tei-ichi. X-ray studies of polymorphism. Maruzen. Tokyo, 1950, 70.
4. Friedel G. Bull. Soc. fr. min., 1906, 29, N° 2, 21; Zs. Krist., 1930, 73, 147.
5. Hadding A. Geol. för. förhandl., 1919, 41, H. 2, N:o, 331, 175.
6. Friedel C. Bull. Soc. fr. min., 1894, 17, 6.
7. Goßner B., Arm M. Zs. Krist., 1929, 72, 218; Goßner B. Am. Min., 1928, 13, No 12, 580; Zs. Krist., 1930, 75, 365.
8. La croix A. Bull. Mus. histoire natur., 1895, N° 2, 39.
9. Palache Ch. Am. Min., 1941, 26, No 10, 605.

Перцилит *Percylite*



Назван по имени английского металлурга Дж. Перси (Брук, 1850) [1].
Синон. Персилит.

О соотношении боленга и перцилита см. во введении к группе (стр. 195).

Характ. выдел. Мелкие кристаллики, кристаллические корочки, плотные выделения.

Структ. и морф. крист. Куб. с. Согласно измерениям Госнера и Арма [2], выполненным на очень слабо двупреломляющих кристаллах из Болео (авторы называли эти кристаллы болейтом), $a_0 = 15,4 \text{ \AA}$; $Z = 9$ для формулы $\text{Pb}_3\text{Cu}_2\text{AgCl}_7(\text{OH})_6$.

Формы: a (100), d (110), o (111), l (210).

Кристаллы обычно кубического облика, реже додекаэдрического. На кристаллах из Брокен-Хилла наблюдались прорастания, напоминающие двойники флюорита, на гранях — различимая под лупой штриховка [3]. Обычно грани очень несовершенные. Отмечены закономерные сростания с диаболентом [4].

Физ. Сп. по (110) совершенная, по (111) несовершенная [3]. Тв. 2—3 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,02 (Брокен-Хилл) [3], 5,254 (Болео) [5]. Цв. небесно-голубой, индигово-синий. Черта голубая. Блеск сильный стеклянный. Прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. голубой. $n = 2,05$ (Дана, 1951). Изотропен. Иногда очень слабое двупреломление.

Хим. Перси и Брук, впервые описавшие минерал, приписали ему формулу $\text{PbCuCl}_2(\text{OH})_2$, вычисленную на основании анализа весьма нечистого материала [1]. Отмеченное в анализе Ag было ими отнесено за счет примесей. Однако Ag указывается во всех без исключения последующих анализах перциллита и, по-видимому, входит в состав минерала. По данным Флетчера [6] и Зандбергера [7], перциллит не содержит воды. Теор. состав для формулы $\text{Pb}_3\text{Cu}_2\text{AgCl}_7(\text{OH})_6$: Pb — 48,93; Cu — 15,01; Ag — 8,49; Cl — 19,54; OH — 8,03 (O — 3,78; H₂O — 4,25).

Анализы:

	Pb	Cu	Ag	Cl	H ₂ O	O	Сумма
1.	47,20	13,50	8,25	19,20	5,44	6,10	99,69*
2.	49,51	14,15	8,66	19,98	4,48	3,56	100,34

* В оригинале ошибочно цифры для Cu и Cl переставлены местами.

1 — Брокен-Хилл; анал. Кармизаль и Армстронг; прямое определение воды Ливерсайджем дало 6,39% [3]; 2 — Болео; мелкие слабо-двупреломляющие кристаллы; анал. Арм; среднее из двух анализов; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 17,71 [2].

Диагн. исп. Растворяется в разбавленной HNO_3 [8] и в H_2SO_4 [7].

П. п. тр. окрашивает окислительное пламя в синеваато-зеленый цвет, в восстановительном — дает королек Pb, Cu и сплав обоих металлов. На угле образует белый налет. В закр. тр. растрескивается и выделяет незначительное количество воды, не дающей кислой реакции [1]. Возможно, что это вода примесей. Плавится в бурюю жидкость, застывающую в бурое трещиноватое стекло.

Повед. при нагр. При легком нагревании голубая окраска переходит в изумрудно-зеленую, при остывании минерал снова становится голубым [1].

Находж. Встречается в зоне окисления рудных жил, содержащих свинец, медь и серебро, в областях жаркого засушливого климата. Отмечался в нескольких пунктах на западном побережье Америки, где образовался, вероятно, при воздействии на бурнонит и галенит вод, связанных с засоленными участками почв и отложениями селитры: в Сонора (Мексика) наблюдался в массе кварца и гидроокислов железа в виде мелких кристалликов в ассоциации с золотом [1], вероятно, частично также в месторождении Болео (шт. Нижняя Калифорния, Мексика) наряду с болейтом; на горе Чальяколь, район Пайк (Тарапака, Чили) — плотные выделения в матлоките в тонкой смеси с кремнеземом [8] и кристаллические разности [5]; в Сьерра Горда (Антофагаста, Чили) — корочки в трещинах кварца с галенитом, покрытые караколитом и фосгенитом [7] или в тесной ассоциации с массивным англезитом, покрытым корочками караколита и биндгеймита; также на кальците с лимонитом, хлораргиритом и др. [6], иногда в ассоциации с пенфильдитом [9]. В Брокен-Хилле (Новый

Южный Уэльс, Австралия) в тесной смеси с гематитом, а также с кварцем, хлораргиритом, нантокином, купритом [3]. Образование перцилита в виде кубических кристалликов и зон в кристаллах диаболеита отмечалось также для свинцово-цинковых жил Северного Рейна-Вестфалии (ФРГ) при воздействии на рудные минералы горячих соляных растворов из отложений пехштейна [4]. Имеются указания на нахождение перцилита в Южной Африке [40].

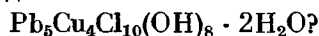
Искусств. Получен Фриделем [11] путем воздействия раствора CuCl_2 на PbO . Наибольшая кристалличность осадка достигалась при очень медленном добавлении CuCl_2 , независимо от температуры. Фридель получил два вида синих кристаллов — кубические и тетрагональные; те и другие были приняты за перцилит, идентичность с природным материалом нельзя было установить достоверно. Возможно, что полученные Фриделем тетрагональные кристаллы принадлежали куменгиту.

Отл. От других синих гипергенных минералов отличается кубической формой кристаллов и изотропностью.

Л и т е р а т у р а

1. Brooke H. J. Philos. Mag., 1850, 36, No 241, 131; Percy J. N. Jb. Min., 1852, 75.
2. Goßner B., Arm M. Zs. Krist., 1929, 72, 218.
3. Liversidge A. J. and Proc. Roy. Soc. New South Wales., 1894, 28, 94.
4. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 21.
5. Lacroix A. Bull. Mus. histoire natur., 1895, N° 2, 39
6. Fletcher L. Min. Mag., 1889, 8, No 39, 171.
7. Sandberger F. N. Jb. Min., 1887, 2, 75.
8. Raimondi F. Minéraux du Pérou, Paris, 1878, 174.
9. Gordon S. G. Notul. natur. Acad. nation. sci. Philadelphia, 1941, 69, 1.
10. Maskelyne N. St., Flight W. J. Chem. Soc. London, 1872, 25, 1051.
11. Friedel Ch. Bull. Soc. fr. min., 1892, 15, 96.

Псевдоболеит Pseudoboleite



Назван по сходству с болеитом (Лакруа, 1895) [1].

Характ. выдел. Только в виде закономерных сростаний с болеитом.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $a_0 = 15,4$; $c_0 = 31,2 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 2,026$; $Z = 12$ (Окар) [2].

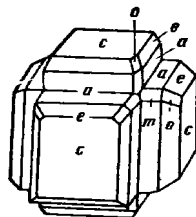
$a : c = 1 : 2,023$ (Фридель) [3].

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	e 101	90°00'	63°42'
a 100	90°00'	90 00	o 112	45 00	55 03
m 110	45 00	90 00			

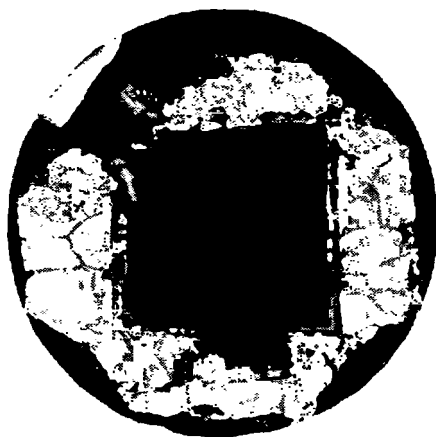
Самостоятельных кристаллов не встречено, закономерно нарастает на болеит так, что грани псевдокубов болеита параллельны с(001) псевдоболеита. Сростки имеют вид кубов с входящими углами, образованными двумя гранями e(101) или e(101) и a(100) псевдоболеита (фиг. 101). Угол между гранями (101) двух соседних индивидуумов псевдоболеита, образующими входящий угол, равен $116^\circ 18'$. Иногда на псевдоболеит закономерно нарастает куменгит.

Физ. Сп. по (001) совершенная, по (101) менее совершенная. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,92 по Лакруа, 4,996 по Фриделю, 4,85 по Ларсену (вычисл. 4,89). Цв. синий. Бл. на плоскостях спайности перламутровый с темным отливом.



Фиг. 101. Закономерное нарастание псевдоболеита на кристаллы болеита (по Фриделю)

Микр. В пл. в прох. св. синий. Плеохроизма нет. Одноосный (—). $n_o = 2,03$; $n_e = 2,00$; $n_o - n_e = 0,03$ (по Ларсену). В шлифах (фиг. 102) псевдоболеит четко ограничен от боленита.



Фиг. 102.* Нарастание псевдоболеита на кристаллы боленита (по Фриделю). Увел. 12. Николи скрещены

Хим. Теор. состав: Pb — 55,10; Cu — 16,89; Cl — 18,86; O — 3,40; H₂O — 5,75 (H₂O — 1,92; OH — 7,23).

Состав псевдоболеита из Болео (анал. Фридель) [3]: Pb — 53,5; Ag — 1,2; Cu — 13,2; Cl — 20,6; O — 3,3; H₂O — 5,5; н. о. — 0,8; сумма — 98,1. Уд. в. 4,996 (анализ пересчитан, в оригинале: AgCl — 1,6; CuO — 16,5; Cl — 20,2).

Фридель [3] предполагал, что наличие Ag объясняется примесью боленита. Лакруа [1] допускал, что псевдоболеит содержит немного Ag.

Диагн. исп. В воде нерастворим. Хорошо растворяется в подогретой разбавленной HNO₃.

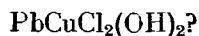
Нахожд. Встречен в медном месторождении Болео, около Санта-Росалия (шт. Нижняя Калифорния, Мексика), в сростании с боленитом.

Отл. От боленита отличается наличием граней (101) с $\rho = 63^\circ 42'$, характером и направлением спайности, более высоким двупреломлением.

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. Bull. Mus. histoire natur., 1895, N° 2, 39.
2. Hocart R. Zs. Krist., 1930, 74, 20.
3. Friedel G. Bull. Soc. fr. min., 1906, 29, N° 2, 14; Zs. Krist., 1930, 73, 147.

Куменгит *Cumengite*



Назван по имени французского горного инженера Э. Кюманжа (Малар, 1893) [1].
Синон. Куменгит — *cumengeite*.

Характ. выдел. Отдельные кристаллы и закономерные сростки с псевдоболеитом и боленитом.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{3h}^{17} - I4_1mmm$, $D_{3h}^{18} - I4_1mcs$, $D_{3h}^{19} - I4_1amd$ или $D_{3h}^{20} - I4_1/acd$.

a_0	c_0	$a_0 : c_0$	Z	Формула	М-ние	Автор
15,20	24,76	1 : 1,629	44	$PbCl_2Cu(OH)_2$	Болео	Госнер, Арм [2]
14,9	24,17	1 : 1,622	8	$4PbCl_2 \cdot 4CuO \cdot 5H_2O$	Болео	Окар [3]

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{3h} - 4/mmm (L_4^4L_2^5PC)$; $a : c = 1 : 1,625$ (Фридель) [4].

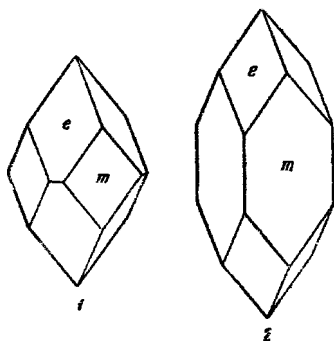
Формы [1—5].

	φ	ρ	φ	F
$c\ 001$	-	$0^\circ 00'$	$e\ 101$	$90^\circ 00'$
$m\ 110$	$45^\circ 00'$	$90\ 00$		$58^\circ 24'$

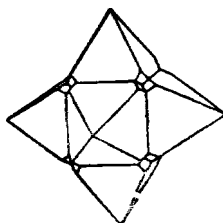
Сходные данные у Госнера и Арма [2]: $a : c = 1 : 1,628$; по Малару [1] $a : c = 1 : 1,6469$. Хаддинг [5] для различных кристаллов получил значения $a : c$ от $1 : 1,7011$ до $1 : 1,6186$.

Кристаллы дипирамидальные до призматических (фиг. 103), иногда с вершинами, притупленными базопинакOIDом. Грани (101) блестящие, но обычно несовершенно образованы, замещаются вициналями.

Очень часто дает закономерные сростания с болеитом и псевдоболеитом. Начиная отла-



Фиг. 103. Кристалл куменгита, Болео (по Хаддигу)



Фиг. 104. Закономерное нарастание куменгита на кубический кристалл болейта (по Хаддигу)

гаться во входящих углах сростка болейта и псевдоболейта, куменгит постепенно обрастает его, образуя на каждой грани псевдокуба пирамиду (фиг. 104).

Физ. Сп. по (101) четкая, по (110) менее четкая, по (001) несовершенная. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,67 по Фриделю [4], 4,71 по Малару [1], 4,73 по Госнеру и Арму [2] (вычисл. 4,60).

Приведенные значения уд. в. измерялись на отдельных кристаллах куменгита. Пирамиды куменгита из сростков с болейтом и псевдоболейтом имеют повышенный уд. в.: 4,75—4,88 [2, 5].

Цв. темно-синий. Черта небесно-голубая. Бл. слабый стеклянный. Полупрозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. по Nr лазурно-голубой, по Ng зеленовато-синий, несколько более темный [6]. Одноосный (-).

n_o	n_e	$n_o - n_e$	
2,026	1,965	0,061	Малар, для $\lambda\ 510$ [1]
2,041	1,926	0,115	Хаддинг [5]

Хим. Формула точно не установлена. Возможно $PbCuCl_2(OH)_2$ — $PbCl_2 \cdot CuO \cdot H_2O$ (теор. состав: Pb — 55,45; Cu — 16,91; Cl — 18,88; O — 4,26; H_2O — 4,80) или $4PbCl_2 \cdot 4CuO \cdot 5H_2O$ (теор. состав: Pb — 54,50; Cu — 16,74; Cl — 18,65; O — 4,24; H_2O — 5,93).

Анализы куменгита из Болео:

	Pb	Cu	Cl	O	H_2O	н. о.	Сумма
1.	54,47	16,19	19,03	4,08	5,90	0,19	99,86
2.	54,17	15,92	19,13	4,01	6,19	—	99,42

1 — анал. Фридель [4]; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 20,27; 2 — анал. Госвер и Арм [2]; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 19,93.

Диагн. исп. Растворяется в HNO_3 .

Повед. при нагре. При легком нагревании становится зеленым, как атакамит, при охлаждении — снова синим [6].

Нахожд. Встречен в медном месторождении Болео (шт. Нижняя Калифорния, Мексика) (см. «болеит»). Отмечался также в руднике Христиан Левин (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ), где образовался в результате воздействия горячих соляных растворов из отложений цехштейна на рудные минералы свинцово-цинковых жил [7].

Искусств. Получен в сростании с болеитом (см. «болеит»).

Отл. Отличие от болеита см. стр. 199. От псевдоболеита отличим по углу между плоскостями спайности (101) — около 63° у куменгита, около $52\frac{1}{2}^\circ$ у псевдоболеита, немного меньшему уд. весу, наличию плеохроизма в шлифах, более сильному двупреломлению. От линарита — по форме кристаллов, по меньшему уд. весу, одноосностью, зеленоватым оттенком плеохроизма, большим показателями преломления. От азурита, серпирита и цианотрихита — значительно большим уд. весом, большими показателями преломления и одноосностью.

Л и т е р а т у р а

1. Mallard E. Bull. Soc. fr. min., 1893, 16, 184; Mallard E., Cumenegite E. C. R., Paris, 1894, 113, N° 16, 519.
2. Góßner B., Arm M. Zs. Krist., 1929, 72, 223.
3. Hocart R. Zs. Krist., 1930, 74, 20.
4. Friedel G. Bull. Soc. fr. min., 1906, 29, 14.
5. Hadding A. Geol. för. förhandl., 1919, 41, H. 2, N:o 334, 182.
6. Lacroix A. Bull. Mus. histoire natur., 1895, N° 2, 39.
7. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 24.

СТРУКТУРА ТИПА ЛАВРЕНСИТА

ГРУППА ЛАВРЕНСИТА

	Сингония	a_h	c_h	Уд. в.	
Хлоромгнезит	$MgCl_2$	Триг.	3,60	17,63	2,40
Скакит	$MnCl_2$	Триг.	3,68	17,48	3,05
Лавренсит	$FeCl_2$	Триг.	3,59	17,56	3,22

В группе объединены изоструктурные минералы — безводные хлориды двувалентных металлов — Fe, Mn и Mg.

Структура их слоистая. Атомы Cl располагаются по принципу плотнейшей кубической упаковки. Атомы Fe (соответственно Mn, Ag) заполняют половину октаэдрических пустот, так что слои заполненных и не заполненных октаэдров чередуются. Таким образом, перпендикулярно оси третьего порядка образуются тройные слои из двух слоев Cl и одного слоя атомов металла между ними. Тройные слои ориентированы относительно

друг друга так, что только четвертый слой повторяет первый, пятый — второй и т. д. (фиг. 105). Внутри тройных слоев ван-дер-ваальсова связь достигает значительной величины, тогда как между слоями она значительно меньше, что обуславливает совершенную спайность по базису. Такую же структуру имеет ряд искусственных соединений: CdCl_2 , CoCl_2 , NiCl_2 . Минералы этой группы чрезвычайно гигроскопичны и неустойчивы. Структура и свойства изучались на искусственном материале.

Хлоромгнезит Chloromagnesite



Назван по составу (Скакки, 1872).

Синон. Хлористый магний.

Характ. выдел. Предположительно, мелкие выделения в смеси хлоридов щелочных металлов.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_h = 3,60 \text{ \AA}$; $c_h = 17,635 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 4,90$; $Z = 3$; $a_{rh} = 6,23 \text{ \AA}$; $\alpha = 33^\circ 30'$; $Z = 1$ (для искусств., Полинг, 1929 [1]; Феррари, 1927) [2].

Изоструктурен с лавренситом и скаккитом.

Физ. Сп. по (0001) совершенная. Мягк. Уд. в. вычисл. 2,40. Бесцветен или белый.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (—) $n_o = 1,675$; $n_e = 1,59$; $n_o - n_e = 0,085$ (по Ларсену).

Хим. Теор. состав: Mg — 25,54; Cl — 74,46. Анализы минерала отсутствуют.

Диagn. исп. Хорошо растворяется в воде; очень гигроскопичен, расплывается, поглощая влагу воздуха, вследствие чего его состав иногда изображался формулой $\text{MgCl}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ [3].

Повед. при нагр. При нагревании во влажном состоянии MgCl_2 отделяет хлор с образованием окиси магния и оксихлоридов. При 300° запах хлора становится заметным, при 500° начинают выделяться пары MgCl_2 , при 718° плавится [4].

Теплота плавления 9790 кал/мол [5]. В температурном интервале $19 - 188^\circ$ удельная средняя теплоемкость $0,1922 \text{ кал/г}$, средняя молярная теплоемкость $18,30 \text{ кал} \cdot \text{град}^{-1} \cdot \text{моль}^{-1}$ [5].

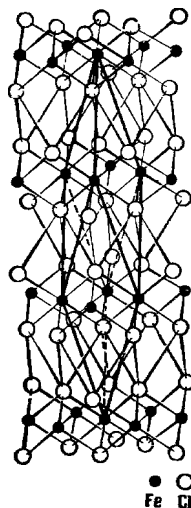
Находк. Очень редок. Наблюдался среди продуктов фумарольной деятельности на Везувии в смеси с другими хлоридами [3], а также в белых и желтых возгонах около фумарол на лавовых потоках Ключевского вулкана [6].

Искусств. Получается при нагревании $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Межплоскостные расстояния искусственного MgCl_2 *
Мо-излучение, Zr-фильтр

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
29	5,85	11	1,55	2	1,08
10	3,40	23	1,48	10	1,05
57	2,96	3	1,43	3	0,988
100	2,56	2	1,34	1	0,955
1	2,35	9	1,28	2	0,910
9	1,98	3	1,18	1	0,869
63	1,82	14	1,15	2	0,855
10	1,74	1	1,12	1	0,811

* ASTM, 3-0854.



Фиг. 105. Структура лавренсита

Л и т е р а т у р а

1. Pauling L. Proc. Nat. Acad. Sci., Washington, 1929, 15, No 7, 709.
2. Ferrari A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1927, 6, 56.
3. Monticelli T., Covelli N. Prodr. Min. Vesuv., 1825, 123; Pilla L. Lo Spettatore del Vesuvio, 1835; Scacchi A. Mem. sullo incendio Vesuv. del mese di maggio, 1855, 182; Atti Accad. sci. fis. mat., Napoli, 1874, 6, No 2, 44 (по Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 90).
4. Korreng E. N. Jb. Min., 1914, B.-Bd. 37, A, 64.
5. Ляшенко В. С. Металлург, 1935, 10, № 11, 85.
6. Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 120.

Скаккит Scacchite



Назван по имени итальянского минералога А. Скакки (Адам, 1869).

Синон. Скаккит, скаккит, хлористый марганец — Manganchlorür, манганохлорид — Manganochlorid.

Характ. выдел. Примесь в выделениях хлоридов щелочных металлов, редко — расплывающиеся массы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_h = 3,68$; $c_h = 17,485 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 4,75$; $Z = 3$; $a_{rh} = 6,21 \text{ \AA}$; $\alpha = 34^\circ 32'$; $Z = 1$ (Феррари, Челери, Джорджо, 1929 [1]; Полинг, 1929) [2].

Изоструктурен с лавренситом и хлоромангезнитом.

Физ. Мягк. Уд. в. вычпсл. 3,05. В свежем виде белый, на воздухе быстро становится розовым, красным п, наконец, бурым.

Хим. Теор. состав: Mn — 43,65; Cl — 56,35. Анализы минерала отсутствуют.

Диагн. исп. Легко растворяется в воде, очень гигроскопичен. На воздухе расплывается, поглощая влагу.

Повед. при нагр. Легкоплавок, при высокой температуре улетучивается. Т-ра плавления 650° (по Берчу и др.).

Нахожд. Редок. Наблюдается только в отложениях фумарол Везувия в виде примеси в корках, налетах и неправильных выделениях хлоридов, которые окрашиваются им в розовый цвет. Ассоциируется с галитом, сильвинном, лавренситом (?), гидрофилитом. В относительно больших количествах найден в вулканической бомбе, содержащей гематит [3].

Изм. На воздухе быстро превращается в различные водные хлориды марганца.

Искусств. Получается при взаимодействии нагретого $MnCO_3$ с парами HCl. Искусственно получен непрерывный изоморфный ряд $FeCl_2 - MnCl_2$ [1]; изучался в системе $MnCl_2 - CaCl_2$ [4]. При кристаллизации из растворов, содержащих катионы других металлов, $MnCl_2$ образует двойные соли.

Межплоскостные расстояния искусственного $MnCl_2$ *

Mo-излучение, ZrO-фильтр

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
100	5,8	80	1,84	8	1,29
50	3,12	32	1,76	12	1,17
20	2,89	16	1,50	16	1,15
70	2,57	16	1,46	8	1,06
16	2,35				

* ASTM, 1—0172.

Л и т е р а т у р а

1. Ferrari A., Celeri A., Giorgio F. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1929, 9, 782.
2. Pauling L. Proc. Nat. Acad. Sci., Washington, 1929, 15, No 7, 709.
3. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 85.
4. Ferrari A., Inganni A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1929, 10, 253.

Лавренсит Lawrencite



Назван по имени американского химика и минералога Дж. Лоуренса Смита. (Добрэ, 1877) [1].

Синон. Лауренсит, лоренсит; хлористое железо — Eisenchlorür, Ferrochlorid. Стагматит — stigmatite (Добрэ, 1877) — каплеобразный, частично измененный лавренсит. Иногда название лавренсит применяется к соединению (Fe, Ni) Cl₂ (Грот). Лавренсит не всегда отрицывается от моллизита — FeCl₃.

Характ. выдел. Мелкие включения в метеоритах, каплевидные «выпоты» на их естественной или искусственно припильфовой поверхности.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_h = 3,59$; $c_h = 17,56 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 4,894$; $Z = 3$; $a_{rh} = 6,20 \text{ \AA}$; $\alpha = 33^\circ 33'$; $Z = 1$ (Феррари, Челери, Джорджо для искусств. FeCl₂) [2]. О структуре см. на стр. 204.

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$. Кристаллы в природе не встречены, искусственные — тонкие шестиугольные пластинки, уплотненные по (0001).

Физ. Сп. по (0001) совершенная, в природных образцах не проявляется из-за способности минерала «расплываться», поглощая влагу воздуха. Мягок. Уд. в. искусств. 3,16 [3] (вычисл. 3,22). Неизменный искусственный белый. Природный обычно зеленый, благодаря примеси никеля, или бурый, благодаря частичному окислению железа.

Микр. Одноосный (—). Двупреломление слабое.

Хим. Теор. состав: Fe — 44,06; Cl — 55,94. Лавренсит из метеоритов содержит изоморфную примесь Ni.

Диагн. исп. Легко растворим в воде. Сильно гигроскопичен. П. п. тр. легко плавится и улетучивается.

Нахожд. Редок. Встречается в железных, реже каменных метеоритах в виде мелких выделений в пустотках или трещинках в ассоциации с камаситом, танитом, шрейберзитом, плесситом, добреелитом, иногда с троилитом и графитом. Отмечался во многих метеоритах; в последние годы установлен в метеоритах Албукерк, штат Нью-Мексико, и Одесса, штат Техас (США) [4], Толуа и Глорнета (Мексика) [5], предположительно — в метеорите Саратов (моллизит?) [6], в самородном железе из Овифака (Гренландия). Вероятно, наряду с моллизитом присутствует в отложениях фумарол действующих вулканов [7] (см. также моллизит).

Образуется в среде с низким окислительным потенциалом.

Изм. На воздухе расплывается, поглощая влагу, и, окисляясь, переходит в моллизит и гидроксиды железа.

Искусств. Образуется при действии газообразных HCl и NH₄Cl на раскаленное железо или хлора на окись железа. Кристаллы получаются при возгонке. Изучался в системах FeCl₂ — ZnCl₂, FeCl₂ — SrCl₂, FeCl₂ — CaCl₂ [8]. С хлоридами щелочных металлов FeCl₂ образует двойные соли.

Межплоскостные расстояния искусственного FeCl_2 *Мо-излучение, ZrO_2 -фильтр

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
63	5,8	2	1,63	2	1,12
30	3,06	4	1,56	2	1,07
100	2,54	20	1,46	8	1,04
7	2,32	5	1,42	1	0,98
7	2,09	3	1,27	2	0,90
13	1,95	2	1,17	2	0,85
63	1,80	18	1,14	2	0,80
13	1,72				

* ASTM, 1—1106.

Л и т е р а т у р а

1. Daubrée A. C. R., Paris, 1877, 84, N° 2, 69.
2. Ferrari A., Celeri A., Giorgio F. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1929, 9, 782.
3. Bilz W., Birk E. Zs. anorg. und allgem. Chem., 1924, 134, 125.
4. Beck C. W., La Paz L. Popular Astron., 1950, 58, 85; 1951, 59, 145.
5. Beck C. W. Popular Astron., 1951, 59, 24; Beck C. W., La Paz L., Stevenson R. G. Popular Astron., 1951, 59, 151.
6. Ротко М. А. Метеоритика, 1958, вып. 16, 131.
7. Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 119.
8. Ferrari A., Inganni A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1929, 10, 253; 1930, 12, 688.

ИСКАЖЕННАЯ СТРУКТУРА ТИПА РУТИЛА

Сингония a_0 b_0 c_0 Уд. в.Гидрофилит CaCl_2 Ромб. 6,25 6,44 4,21 2,22

Гидрофилит Hydrophilite

 CaCl_2

Назван от греч. ύδωρ (идор) — вода и φίλος (филос) — дружественный, благодаря ярко выраженным гигроскопическим свойствам (Хаусман, 1813).

Синон. Хлористый кальций — Chlorcalcium.

Характ. выдел. Мельчайшие вкрапленные зерна, мучнистые налеты и пятнистые выделения.

Приведенные ниже свойства определены лишь для искусственного соединения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с., псевдотетрагональный; $D_{2h}^{12} - Pnnt$ или $C_{2v}^{10} - Pnn2$; $a_0 = 6,25$; $b_0 = 6,44$; $c_0 = 4,21$ Å; $a : b : c = 0,970 : 1 : 0,654$; $Z = 2$ (Беве́р и Ньивенкамп, 1935) [1]; $a_0 = 6,22$; $b_0 = 6,42$; $c_0 = 4,15$ Å по ASTM.

Имеет несколько искаженную структуру типа рутила. Псевдооктаэдр несколько повернуты вокруг оси *c*. Порошкограмма не соответствует описанной структуре, вероятно, при измельчении происходит переход в другую модификацию [1].

Физ. Сп. совершенная по (110). Уд. в. 2,22 (вычисл. 2,17). Очень гигроскопичен.

Микр. В пл. в прох. св. обычно наблюдается двойниковое строение, в некоторых разрезах напоминающее микроклинтовую решетку [2]. Отдельные пластинки параллельны одной паре граней призм и погасают симметрично; в некоторых пластинках двусосный (+), пл. опт. осей || другой паре граней призм. $2V$ умеренный. $n_g = 1,613$, $n_m = 1,605$, $n_p = 1,600$.

Хим. Теор. состав: Ca—36,11; Cl—63,89.

CaCl_2 хорошо растворяется в воде и в спирте, на воздухе расплывается, поглощая воду.

Повед. при нагр. П. п. тр. плавится. При нагревании в присутствии водяных паров разлагается: $\text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CaO} + 2\text{HCl}$; в индифферентной атмосфере при 773° плавится [3].

Наход. Наличие гидрофилита отмечено в ряде пунктов среди продуктов вулканической деятельности, выцветов на почве и в соляных месторождениях, но во всех случаях без достоверной химической характеристики; возможно, что CaCl_2 частично или полностью входит в состав более сложных галоидных солей, например, хлорокальцита KCaCl_3 .

Отмечался в фумаролах Этны (Италия) в смеси с NaCl и сульфатами [4] и в кратере о-ва Баррен в Бенгальском заливе (Индия) в красных и оранжевых корках в смеси с окислами железа и основными сульфатами алюминия (по Дана, 1892).

В Перу и Чили наблюдался в виде кажущихся влажными пятен на почве в смеси с глиной. Вероятно, образуется при реакции между CaCO_3 и NaCl [5].

В соляном месторождении Люнеберг (Нижняя Саксония, ФРГ) — с галитом в ангидриде и гипсе, содержащих также включения борацита [1].

По данным пересчета химических анализов, возможен в Верхне-Камском месторождении (Пермская обл.) в зоне кристаллизации калиевых солей [6] и в каменной соли Аванского месторождения (Арм. ССР) [7]. Предполагается, что в подобных месторождениях CaCl_2 образуется в процессе метаморфизации рассолов и осадков по следующим реакциям: $2\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{MgCl}_2 = \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaCl}_2 + 2\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$; $\text{CaCO}_3 + \text{MgCl}_2 \rightleftharpoons \text{MgCO}_3 + \text{CaCl}_2$; $\text{Ca-алюмосиликат} + \text{MgCl}_2 \rightarrow \text{Mg-алюмосиликат} + \text{CaCl}_2$ [6]; $\text{CaSO}_4 + 2\text{KCl} \rightleftharpoons \text{K}_2\text{SO}_4 + \text{CaCl}_2$; повышение температуры и давления не благоприятствует образованию CaCl_2 [8].

Искусств. Изучался в поликомпонентной водной системе, содержащей Ca , Mg , Sr , K , Na [9], системах CaCl_2 с FeCl_2 , CoCl_2 , MnCl_2 и CdCl_2 [10], в системе $[\text{CaSO}_4 + 2\text{KCl} \rightleftharpoons \text{K}_2\text{SO}_4 + \text{CaCl}_2] - \text{H}_2\text{O}$ [8] и др.

Отл. От галита и сильвина можно отличить по хорошей растворимости в спирте и гигроскопичности.

Межплоскостные расстояния искусственного CaCl_2 *

		Мо-излучение			
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
60	4,46	80	2,32	80	1,90
20	3,43	60	2,23	60	1,85
100	3,03	60	2,07	60	1,78
60	2,84			80	1,52

* ASTM, 2-0621.

Л и т е р а т у р а

1. Bever A. K., Nieuwenkamp W. Zs. Krist., 1935, 90, 374; см. также Jensen A. T., Lannung A. Danske Vidensk. Selskabs. Skr., Mat.-Fys. Medd., 1943, 20, No 15, 33.
2. Slawson C. B. Am. Min., 1929, 14, No 4, 160.
3. Korreng E. N. Jb. Min., 1914, B.-Bd. 37, A, 65.
4. Jervis G. Tesori sott. Ital., 1881, 3, 301 (по Хипце).
5. Ramondi A. Minéraux du Pérou. Paris, 1878, 267 и 253.
6. Морачевский Ю. В., Поленова Т. Б. Тр. Н.-и. ин-та геолургии, 1939, вып. 17, 3; Морачевский Ю. В., Безденежных А. Г., Тихомирова М. М. Тр. Н.-и. ин-та геолургии, 1939, вып. 17, 35.
7. Месропян А. П. Изв. АН Арм ССР, сер. геол.-геогр., 1959, 12, № 1, 28.
8. Свешникова В. П. ДАН СССР, 1951, 79, № 3, 447.
9. Assarsson G. O., Valder A. J. Phys. Chem., 1955, 59, 631; 1954, 58, 253.
10. Ferrari A., Indanni A., Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Linzei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1929, 10, 253; Strukturber., 1937, 2, 246.

СТРУКТУРА ТИПА МОЛИЗИТА

Молизит FeCl_3 Триг. с. a_h 5,93 c_h 17,29 Уд. в. 3,07Молизит *Molysite*

Назван от греч. μόλις (молизис) — пятнать, пачкать, по характеру выделений на поверхности остывающей лавы (Дана, 1868).

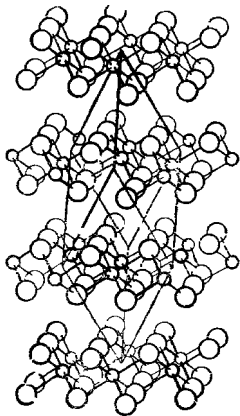
Синон. Хлорид железа, хлорное железо, железистый хлорид — *Eisenchlorid* (Хау-сман, 1847).

Характ. выдел. Налеты, корочки, смеси с другими солями.

Свойства определены на искусственном материале.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$; $a_h = 5,93$, $c_h = 17,29 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,917$; $Z = 6$; $a_{hk} = 6,70 \text{ \AA}$; $\alpha = 52,30'$; $Z = 2$ (Уустер) [1].

Структура слоистая (фиг. 106). Атомы Cl расположены по принципу несколько искаженной гексагональной плотнейшей упаковки. Атомы Fe заполняют третью часть всех октаэдрических пустот таким образом, что перпендикулярно главной оси чередуются слои с заселенными и незаселенными октаэдрами. Катионы несколько сближают два соседних слоя анионов, образуются пачки из двух слоев атомов Cl и слоев Fe между ними. Атомы Fe заполняют октаэдрические пустоты по корундовому закону: образуется гексагональная сетка с пустыми октаэдрами внутри колец. В соседних пачках вдоль вертикальной оси один пустой октаэдр чередуется с двумя заполненными [1].



○ Fe ○ Cl

Фиг. 106. Структура молизита (по Уустеру)

К структурному типу молизита принадлежат также соединения: ScCl_3 , TiCl_3 , VCl_3 , CrBr_3 , FeBr_3 . Ромбоэдр. кл. $C_{3i} - \bar{3} (L_3C)$. Естественные кристаллы не известны, искусственные образуют таблички гексагонального облика.

Норденшельдом определена гексагональная сингония $a : c = 1 : 1,235$. Формы по приблизительным недостоверным измерениям: (0001), (1010), (1011), (3032), (3034) [2]. Формула перехода к рентгеновской установке $1100/0110/1010/0002$.

Физ. Сп. по (0001) совершенная (в соответствии со слоистой структурой). Мягк. Уд. в. 3,07 (вычисл.). Цв. желтый, буровато-красный, красный (в корочках в смеси с другими хлоридами). Искусственные кристаллы гранатово-красные в проходящем свете и темно-зеленые в отраженном. На воздухе распыляется.

В спектре поглощения видимого света наряду с полосами главной абсорбции, начинающейся приблизительно при $\lambda = 500 \text{ м\mu}$, имеются отчетливые полосы поглощения шириной 5—10 м\mu при 620 м\mu [3].

В ультрафиолетовых лучах молизит из метеорита Саратов давал ярко-белое свечение с желтоватым оттенком [4].

Микр. В пл. в прох. св. ярко-красный. Одноосный (—), n (средний) около 1,6, двупреломление очень высокое около 0,34 [1].

Хим. Теор. состав: Fe — 34,43; Cl — 65,57. В виде изоморфной примеси иногда, возможно, содержит Br [5]. Анализ чистого природного материала нет.

Диагн. исп. Легко растворяется в воде.

Повед. при нагр. При нагр. возгоняется, т-ра плавл. 306° , кипения 317° [6].

Находж. Встречается среди продуктов деятельности fumarol действующих вулканов. Обнаружен на Ключевской сопке на Камчатке [7, 8],

на Везувии [9], на Этне [10] (Италия). Образует красно-бурые расплывающиеся на воздухе налеты на поверхности лавы и в пустотах, иногда в смеси с другими солями. Вероятно, частично образуется при действии HCl на железосодержащие минералы лав. Ассоциируется с напатырем, галитом, сильвином, кермезитом, гипсом, серой, иногда с реальгаром или алунитом. Присутствием включений молизита часто объясняют красную окраску напатыря [7], однако, по-видимому, при этом в ряде случаев за молизит, принимаются другие соли красного цвета, например, кремерзит [11].

Образуется в метеоритах в результате окисления лавренсита. При описании минералов метеоритов лавренсит и молизит не всегда разграничиваются.

Предположительно молизит присутствует в некоторых соляных минералах (таххидрите, сильвине, карналлите, галите) в качестве пигмента [12].

Изм. На воздухе расплывается и переходит в гидроокислы железа.

Искусств. Кристаллики на стенках стеклянной трубки получены при пропускании быстрого потока Cl₂ над нагретой железной проволокой [1]. С хлоридами ряда металлов FeCl₃ легко образует двойные соли (см. эритросидерит и кремерзит).

Межплоскостные расстояния искусственного FeCl₃ *

Mo-излучение, ZrO₂-фильтр

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
32	5,9	2	2,52	32	1,75	3	1,19
5	5,1	2	2,40	6	1,67	5	1,12
<6	4,79	2	2,23	16	1,63	2	1,08
<3	4,50	40	2,08	6	1,46	3	1,06
3	3,03	2	2,02	5	1,34	2	1,01
3	2,90	3	1,96	2	1,30	3	0,99
100	2,68						

* ASTM, 1-1059.

Л и т е р а т у р а

1. Wooster N. Zs. Krist., 1932, 83, 35.
2. Nordensköld A. E. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., Bihang, 1874, 2, N:o 2 (по Дана).
3. Rawlins F. I. G., Snow C. P. Zs. Krist., 1932, 83, 41.
4. Ротко М. А. Метеоритика, 1958, вып. 16, 131.
5. Селпванов Л. С. Бюлл. Вулкан. станции на Камчатке АН СССР, 1947, № 11, 31.
6. Stirnemann E. N. Jb. Min., 1925, B.-Bd. 52, A, 355.
7. Диттерихс Ф. М., Кулаков В. С., Святловский А. Е. Тр. Камчатск. вулкан. станции АН СССР, 1948, вып. 2, 3.
8. Набоко С. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 1, 50; Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 118.
9. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 90 и 84.
10. Silvestry O. N. Jb. Min., 1870, 263.
11. Пийп Б. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 297.
12. Воеке Н. Е. N. Jb. Min., 1911, 1, 49.

СТРУКТУРА ТИПА РИННЕИТА

ГРУППА РИННЕИТА

		Сингония	<i>a_h</i>	<i>c_h</i>	Вычисл. уд. в.
Хлорманганогалит	K ₄ MnCl ₆	Триг.	11,98	14,84	2,29
Риннеит	NaK ₃ FeCl ₆	Триг.	11,89	13,84	2,40

Минералы изоструктурны, Fe и Mn играют аналогичную роль. В отличие от риннеита в хлорманганогалите все атомы Na замещены K, соответственно параметры решетки имеют большую величину.

Хлорманганокалит Chlormanganokalite



Назван по составу (Джонстон-Левис, 1906) [1].

Синон. Хлормангалит — chlormankalite, хлороманганокалит — chlormanganokalite.

Характ. выдел. Кристаллы в пустотах породы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 11,98$; $c_h = 14,84 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,2387$; $Z = 6$; $a_{rh} = 8,48 \text{ \AA}$; $\alpha = 89^\circ 32'$; $Z = 2$ (Беланка, 1948) [2].

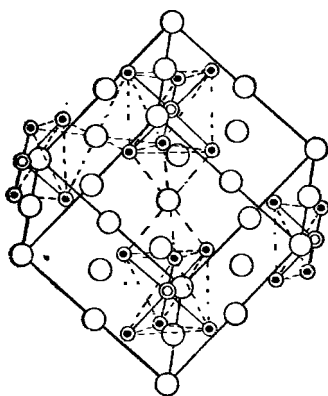
В структуре (фиг. 107) атомы Cl связаны с Mn в дискретные октаэдрические группы $MnCl_6$, расположенные так, что ось третьего порядка каждой группы вертикальна. Крупные атомы K располагаются против каждой грани октаэдрической группы, и каждый из них находится между группами $MnCl_6$ [3].

Изоструктурен с риннеитом [2].

Дитриг. - скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m$ ($L_3\bar{3}L_2\bar{3}PC$); $a : c = 1 : 1,16$ (в рентгеновской установке, на основе приблизительных измерений Спенсера) [4].

Формы:

	φ	ρ		ψ	ρ
a	$11\bar{2}0$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	r	$10\bar{1}2$
				$60^\circ 00'$	$33^\circ 49'$
			rr	$(10\bar{1}2) : (\bar{1}102) = 57^\circ 38'$	



○ К ⊙ Mn ⊗ Cl

Фиг. 107. Структура хлорманганокалита (по Беланка)

Установка Спенсера отличается от принятой здесь рентгеновской установки вдвое меньшим отрезком по оси c ; грань r , по Спенсеру, имеет символ $(10\bar{1}1)$.

Кристаллы ромбоэдрического облика, притупленные гранями призмы, по облику аналогичны кристаллам риннеита [4] или удлинены по вертикальной оси. На гранях штриховка [5]. Отмечались параллельные сростки кристаллов.

Содержит в пустотах трехфазные включения с жидкостью, газовым пузырьком и двумя твердыми фазами [4].

Физ. Сп. нет. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,31 [4] (глыч. 2,29). Цв. лимонно- или канареечно-желтый. Бл. стеклянный. На воздухе быстро тускнеет.

Микр. В пл. в прох. св. желтый; плеохроизм отсутствует. Одноосный (+), n около 1,59 [4]. По Лакруа — двуосный с очень малым $2V$ и очень слабым двупреломлением [5]. На искусственных кристаллах отмечалась аномальность поляризационных окрасок, появление коричневой окраски в первом порядке [6].

Хим. Теор. состав: K — 36,88; Mn — 12,95; Cl — 50,17.

Состав хлорманганокалита с Везувия (анал. Джонстон - Левис) [4]: Na — 0,38; K — 36,34; Mn — 11,52; Mg — 0,04; Cl — 48,13; SO_4 — 0,81; H_2O — 1,52; н. о. — 0,71; сумма — 99,45.

Диагн. исп. Хорошо растворяется в воде.

Повед. при нагр. При интенсивном нагревании на стекле не теряет прозрачности и не изменяет оптических свойств. В закр. тр. растрескивается и плавится в прозрачную желтую жидкость.

Находж. Встречен только на Везувии во время извержения в апреле 1906 г. в глыбах очень пористого крепкого шлака, выброшенных из кратера. В тесной ассоциации с сильвинном и галитом выполняет пустоты.

Вероятно, образовался сублимационным путем в глубоких частях кратера при довольно высоких температурах. По Лакруа, отлагался после сильвина или одновременно с ним, до образования хлоридов железа [5].

Изм. На воздухе впитывает влагу и расплывается в желтую жидкость. Отмечались матово-оранжевые непрозрачные, зональные псевдоморфозы по кристаллам хлорманганокалита [4].

Искусств. Получен из водного раствора при 75° в кристаллах, аналогичных природным, которые образовались в процессе сублимации. Может возникать при температуре не ниже 62.6° [6].

Отл. От ассоциирующихся с ним сильвина и галита отличается по желтому цвету и более высокой гигроскопичности.

Межплоскостные расстояния искусственного $K_2MnCl_6^*$

Мо-излучение, Zr-фильтр

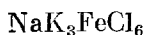
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110	50	5,90	220	8	3,00	006	24	2,50
201;003	16	4,90	131	28	2,82	402	8	2,44
121	4	3,78	132	80	2,69	231	4	2,34
104	50	3,55	401	100	2,55	134	12	2,27
300;122	24	3,45						

* ASTM, 3—0856

Л и т е р а т у р а

1. Johnston-Lavis H. J. Nature, 1906, 74, 103.
2. Bellanca A. Period. min., Roma, 1948, 16, 211.
3. Bellanca A. Period. min., Roma, 1947, 16, 73.
4. Johnston-Lavis H. J., Spencer L. J. Min. Mag., 1910, 15, No 68, 54.
5. Lacroix A. C. R., Paris, 1907, 144, 1397; Bull. Soc. fr. min. 1907, 30, № 6, 243.
6. Süss J. Zs. Krist., 1913, 51, 259.

Риннеит Rinneite

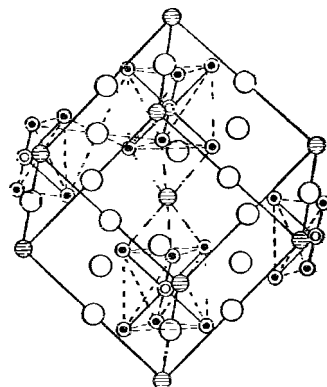


Назван по имени немецкого петрографа и кристаллографа Ф. Ринне (Бёке, 1908) [1].

Характ. выдел. Грубозернистые массы; крапленность в соляных породах.

Структ. и морф. крист. Триг. с. D_{3d}^6 — $R\bar{3}c$; $a_h = 11,89$; $c_h = 13,84 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,164$; $Z = 6$; $a_{rh} = 8,42 \text{ \AA}$; $\alpha = 92^\circ 25'$; $Z = 2$ (Ченг [2] для природных образцов; сходные данные для искусственного риннеита получены Беланка) [3].

В структуре атомы Fe окружены шестью атомами Cl с образованием октаэдрических групп $FeCl_6$, расположенных так, что две грани октаэдра перпендикулярны оси *c*. Против этих граней расположены атомы Na, которые, чередуясь с группами $FeCl_6$, образуют бесконечные цепочки $Na - FeCl_6 - Na - FeCl_6 \dots$. Атомы K занимают места против граней октаэдров $FeCl_6$, расположенных наклонно к оси *c*; каждый атом K при-



○ K ⊖ Na ⊙ Fe ⊗ Cl

Фиг. 108. Структура риннеита (по Беланка)

надлежит двум соседним группам FeCl_6 . Таким образом, цепочки из групп FeCl_6 и Na связываются между собой атомами К, которые в свою очередь образуют цепочки вдоль оси с. Ромбоэдрическая ячейка приближается к кубу (фиг. 108) [3].

Дитриг.- скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 1,4532$ (Дана, 1951, на основе измерений Бёке).

Формы [1, 4] (в установке Дана):

c^*	φ	ρ	r	φ	ρ
* 0001	—	0°00'	0112	0°00'	33°39'
a 1120	30°00'	90 00	R^* 1011	60 00	53 05

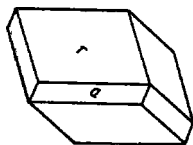
* Только на искусственных кристаллах [2].

$$rr(10\bar{1}2) : (\bar{1}102) = 57^\circ 22' \quad ra(10\bar{1}2) : (11\bar{2}0) = 61^\circ 49'$$

Установка Бёке [1] и Шнайдера [4] отличается от принятой здесь установки Дана и рентгеновской установки вдвое меньшим значением с, следовательно, в два раза меньшим значением четвертого индекса.

Кристаллы ромбоэдрического облика (фиг. 109).

Фигуры травления, полученные действием муравьиной или винной кислот, подтвердили принадлежность риннеита к дитригонально-скаленоэдрическому классу [2]. От действия воды или спирта фигуры травления не образуются.



Дв. по (0001) наблюдались у искусств. кристаллов.

Физ. Сп. по (11 $\bar{2}$ 0) отчетливая. Изл. занозистый [4] или раковистый [5]. Очень хрупок [5]. Полируется плохо. Тв. около 3. Уд. в. 2,3474 при 14° для природного риннеита из соляных месторождений [1]; 2,5476 при 20° для риннеита с Везувия [3] (вычисл. 2,40). В свежем изломе белый, часто слегка розовый, фиолетовый или желтоватый вследствие начавшегося процесса окисления железа. Бл. сильный, часто шелковистый [1].

В ультрафиолетовом свете не флуоресцирует [5].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен или желтоватый. Одноосный (+), иногда двуосен с очень малым $2V$ [5]. Удлинение (+) [6]. Показатели преломления [4]:

	(Li)	(Na)	(Ti)
n_o	1,5836	1,5886	1,5930
n_e	1,5842	1,5894	1,5939

Характерны аномальные интерференционные окраски [1]. Двупреломление несколько возрастает при повышении температуры.

Хим. Теор. состав: Na — 5,62; К — 28,69; Fe — 13,66; Cl — 52,03. Fe может замещаться на Mn [7], так как риннеит изоструктурен с хлорманганокалитом (K_4MnCl_6). Cl частично замещается Br [7]. Отмечалось незначительное содержание J [8].

Анализы:

	Na	K	Mg	Mn	Fe	Cl	Br	Сумма
1.	5,69	28,68	—	—	13,91	51,94	0,04	100,26
2.	5,69	28,99	0,03	—	13,57	52,02	—	100,44*
3.	5,66	28,68	—	0,18	13,53	51,94	—	99,99

* В том числе 0,12% SO_4 , 0,02% H_2O .

1 — Волькрамсхаузен; анал. Бёке [1]; Ti, Li, Rb, Cs не обнаружены. 2 — Хильдезия; анал. Ринне и Кольб [9]; примесь 0,17% кизерита; 3 — Ескдейл (Йоркшир); анал. Вилсент; среднее из двух анализов [5].

У Шнайдера [4] приведен анализ риннеита, содержащего большой избыток NaCl против формулы (NaCl—27,17; KCl—45,80; FeCl₂ — 26,27), значительно отличающийся от анализов Ринне и Кольба (то же месторождение) и первого анализа Бёке. Предположения Шнайдера о том, что Na изоморфно замещает K, не подтвердились. Вероятно, анализировался нечистый материал.

Легко растворяется в воде. При охлаждении раствора, полученного при растворении риннеита в полуторном количестве воды, сначала выпадает KCl, затем KCl + NaCl, риннеит же не образуется. FeCl₂ можно полностью извлечь спиртом, причем KCl и NaCl остаются нерастворенными [4].

Диагн. исп. На вкус вяжущий.

П. п. тр. легко плавится, превращаясь в бурюю жидкость.

Нахожд. Риннеит встречен в калийных соляных месторождениях и в продуктах вулканических возгонов.

В калийных соляных залежах обычен в виде вкрапленности, но иногда встречается в значительных количествах в крупнокристаллических выделениях. Наиболее крупные скопления приурочены к так называемой твердой соли (ильвино-галитовые породы с ангидритом или кизеритом) или находятся вблизи толщ карналлита. Характерна тесная ассоциация с галитом и ильвином. Вероятно, возникал во время эпигенетических процессов в восстановительной среде при тектонических подвижках и привносе FeCl₂ [7]. В Южном Гарце (ГДР) в окрестностях Нордхаузена, в Волькрамсхаузене — линзы чистого риннеита в ангидритсодержащем ильвините, параллельные напластованию пород, размером 80 × 25 см до 3 м × 1 м; иногда прорастается ангидритом или сечется красными прожилками железной слюдки [4]. В северо-западном Гарце (ФРГ), в окрестности Хильдесгейма, отмечался в Хильдесии близ Дикхольцена и в Зальцдетфурте в связи с кизеритсодержащими ильвинитами; образует риннеитовую породу с округлыми вкрапленниками кизерита или ильвино-галито-риннеитовые прослойки мощностью до нескольких сантиметров [9]. На ганноверской равнине (ФРГ) в Риделе близ Хенигзена — в виде вкрапленности в ильвините [9], также близ Хона [10] в тесной ассоциации с цирклеритом. В Йоркшире (Англия) — вкрапленность в ильвиносодержащем крупнокристаллическом перекристаллизованном галите [5], а также с галитом, ильвином и карналлитом в прожилках среди мергелей соляной толщи [11].

Среди вулканических возгонов обнаружен на Везувии в составе корочек хлоридов; образует включения мелких удлиненных кристалликов в галите и ильвине [6].

Изм. В соляных породах проявляется замещение риннеита вторичным галитом и ильвином [5]. По данным Бёке, на воздухе остается сухим, но постепенно приобретает бурюю окраску вследствие окисления двухвалентного железа; предохранить от этого окисления можно при хранении в бензине или керосине [4]. По данным других исследователей, на воздухе расплывается, превращаясь в бурюю жидкость, из которой кристаллизуются кубики галита и ильвина [5]. Иногда покрывается с поверхности мелкими густо-красно-бурными кристалликами эритросидерита [5, 12]. При длительном хранении превращается в бурюю смесь ильвина, галита и гидроокислов железа [5]. По-видимому, характер изменения риннеита определяется влажностью воздуха и скоростью процессов изменения.

Искусств. Получен из водного раствора FeCl₂, KCl и NaCl при 38° в атмосфере водорода; в соприкосновении с насыщенным раствором может существовать только при температуре выше 26,4° [4]. Изучен в системе KCl — NaCl — FeCl₂ — H₂O [4] и в системе H₂O — NaCl — KCl — MgCl₂ — FeCl₂ при 55° в условиях насыщения NaCl [7].

Отл. От некоторых природных солей легко и быстро можно отличить по вяжущему вкусу. Даже находясь в соляной породе в виде мелких вклю-

чений, риннеит придает ей вязкий привкус [9]. Характерна способность изменять цвет при экспозиции на воздухе; иногда хорошо отличается по занозистому излому. Под микроскопом выделяется аномальными интерференционными окрасками. От цирклерита отличается значительно меньшим двупреломлением.

Л и т е р а т у р а

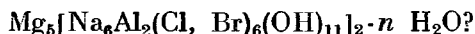
1. В о е к е Н. Е. Kali, 1908, Н. 23, 514; N. Jb. Min., 1909, 2, 19; Zbl. Min., 1909, 72; N. Jb. Min., 1911, 1, 48.
2. С h e n g С h e n - W e n. Diss. phil. Fak. Leipzig, 1929, 62, (по реферату N. Jb. Min., 1931, 1, 52).
3. B e l l a n c a A. Period. min., Roma, 1948, 16, 199.
4. S c h n e i d e r O. Zbl. Min., 1909, 504.
5. S t e w a r t F. H. Min. Mag., 1951, 29, No 213, 562.
6. Z a m b o n i n i F., R e s t a i n o S. Ann. R. Osservatorio Vesuviano, 1925, ser. 3, 1, 121 (по реферату Min. Mag., 1926, 21, No 113, Abstr., 3, No 2, 104); Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 105.
7. D' A n s J., F r e u n d H. E. Kali und Steinsalz, 1954, Н. 6, 3.
8. H e r r m a n n A. G. Freiburger Forschungshefte, 1958, C43, 49.
9. R i n n e F., K o l b R. Zbl. Min., 1911, 337.
10. H a r b o r t E. Kali, 1928, 22, Н. 11, 157.
11. F l e c k A. Chemistry and Industry, Suppl., 1950, 1.
12. S l a v i k F. Bull. Intern. Acad. Sci. Bohème, 1912, 17, 3.

СТРУКТУРА ТИПА КЁНЕНИТА

ГРУППА КЁНЕНИТА

		Сингония	Уд. в.
Кёненит	$Mg_5 [Na_6Al_2 (Cl, Br)_6 (OH)_{11}]_2 \cdot n H_2O?$	Триг.	2,15
[Цирклерит]	$9 (Fe, Mg, Ca) Cl_2 \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3H_2O?$	Триг.?	2,6

Кёненит Koenenite



Назван по имени немецкого геолога А. Кёнена, впервые обнаружившего этот минерал (Ринне, 1902) [1].

Синон. Юстит — Justit (Кёхлиц, 1904) [2], коротейт — korteite (Прагер, 1923?; по Спенсеру, идентичен кёнениту) [3].

Характ. выдел. Кристаллические корочки, розетки, листоватые массы, акцессорные включения.

Структ. и морф. крист. Триг. с. Структура слоистая, удвоенные слои, содержащие Cl или OH, чередуются попеременно, причем допустима замена части Cl на OH (Хардер, диссертация, по Кюну, 1959) [4].

Кристаллы несовершенные, наблюдались острые скаленоздры, образующие на плоскости спайности (0001) плоские углы 152 и 88°, и ромбоздры [1].

Кристаллы вытянутые, веретенообразные [1], боченкообразные до диеквидных [5], таблитчатые [6], с весьма несовершенными гранями. Корочки кёненита имеют шероховатую поверхность, кристаллы в них располагаются таким образом, что плоскости спайности всегда перпендикулярны поверхности корочки. Иногда таблитчатые кристаллы образуют розетки. В ряде случаев содержит обильные включения мельчайших частичек гематита. Между спайными листочками кёненита (или продукта его изменения — «продукта превращения 1») наблюдались мельчайшие включения галита, сильвина и бишофита. Отмечались закономерные сростания с сильвином и кизеритом: (0001) кёненита || (h0l) сильвина (в Бергмансзегене, по-видимому, || (104) сильвина) [7].

Физ. Сп. по (0001) совершенная. Очень мягок. Спайные листочки чрезвычайно гибки, могут быть смяты и при осторожном распрямлении полностью разглаживаются. Смятые листочки становятся непрозрачными и приобретают серебристый блеск вследствие выделения части NaCl из кёненита [7]. Уд. в. 2,15 [7]. Бесцветен или бледно-желтый, иногда темно-красный от включений гематита. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен до просвечивающего.

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен. Красно-бурый кёненит плеохропует: по No красно-бурый, по Ne бесцветный. Одноосный (+).

n_e	1,55	1,565	1,585	1,584
n_o	1,52	1,540	1,555	1,552
М-ние	Юстус I	Юстус I	Бергманс- зеген	Роненберг
Автор	Ларсен	Кюн [4]	Кюн [7]	Кюн [7]

Колебания показателей преломления частично объясняются наличием изоморфных примесей.

Хим. Формула кёненита окончательно не установлена.

Первоначально формула была выведена Ринне в виде: $2MgCl_2 \cdot 3Mg(OH)_2 \cdot 2Al(OH)_3$; хлориды щелочей он отнес за счет механических примесей галита и сивьина [1]. Кюн, анализируя очень тщательно отобранный материал из того же месторождения, определил в нем содержание NaCl, точно соответствующее четырем молекулам NaCl в формуле, на основании чего предположил, что NaCl входит в решетку кёненита, и написал этому минералу формулу: $4NaCl \cdot 4MgCl_2 \cdot 5Mg(OH)_2 \cdot 4Al(OH)_3 \cdot 7H_2O$. Вхождение NaCl в решетку кёненита в дальнейшем было подтверждено рентгеновским изучением [4, 8]. По последним данным Кюна [7], формула кёненита: $Mg_5[X_3Al_2(Cl, Br)_6(OH)_{11}]_2 \cdot nH_2O$, где X = Na, K, Ca, Sr, Mg; H_2O , возможно, результат гигроскопичности. Для кёненита из месторождения Юстус I — X = (Na, K), Mg_2 и $n = 1,33-8,33$, для кёненита из Бергмансзегена — X = (Na_2, K_2) , Mg_2 и $n = 0$. Формулы соответственно: $(Na, K)_{12}Mg_{27}[Al_2(Cl, Br)_6(OH)_{11}]_6$ и $Na_{10}(Ca, Sr)_5Mg_{23}[Al_2(Cl, Br)_6(OH)_{11}]_6$.

Предполагаемые Кюном изоморфные замещения вряд ли можно считать доказанными. В формуле $Mg_5[Na_3Al_2(Cl, Br)_6(OH)_{11}]_2$ за X_3^{2+} условно принимается Na.

Cl частично замещается на Br, причем для кёненита характерна относительно высокая концентрация Br, в 1,84 раза превышающая его содержание в галите, парагенетически связанном с кёненитом [7].

Анализы:

	1	2	3	4
NaCl	} 15,94	} 18,48	16,26	15,16
KCl			0,98	—
MgCl ₂	30,47	29,95	28,62	20,37
CaCl ₂	—	—	—	14,94
SrCl ₂	—	—	—	0,11
MgO	16,91	19,05	13,76	16,22
Al ₂ O ₃	14,25	14,83	14,11	16,23
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,10
H ₂ O*	22,49	17,44	24,32	16,14
SiO ₂	—	—	0,27	—
Н. о.	0,35	0,245	0,21	0,05
Сумма	100,41	99,995	98,53	99,32

* Повышенное содержание воды в анализах 1 и 3, по-видимому, объясняется тем, что образцы хранились во влажном воздухе [7].

1—3—Юстус I; в пересчете Кюна [7]; 1—анал. Зундмахер [1]; 2—анал. Бухгольц [1]; 3—содержит также 0,0494 Br; не обнаружены Ca, Li, B, SO₃, F, P₂O₅, CO₂ [7]; 4—Бергмансзеген; анал. Ритер; содержит 0,0492 Br [7].

Разлагается водой без нарушения целостности спайных листочков с образованием ряда продуктов изменения: 1) Уже при повышенной влажности или кратковременной обработке холодной водой образует фазу, не содержащую NaCl, так называемый «продукт превращения I» [8], который дает порошкограмму, очень сходную с порошкограммами минералов группы пироаурита — шёгрениита. Процесс, вероятно, необратим в обычных условиях; помещение этого вещества в концентрированный раствор NaCl не приводит к образованию кёненита. 2) При более длительном воздействии воды листочки с краев становятся оптически отрицательными, внутри сохраняется оптически положительный кёненит, между ними появляется узкая полоска изотропного вещества. После кипячения в воде в течение нескольких часов или многодневного нахождения в воде при комнатной температуре полностью теряет хлор и часть магния и приобретает состав $5\text{MgO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ — «чешуйчатый продукт изменения» по Ринне [1] или «продукт превращения II» по Лозе [8], одноосный, отрицательный, с $n_o = 1,495$ и $n_e = 1,489$; на воздухе поглощает CO_2 ; после помещения в насыщенный раствор MgCl_2 вновь переходит в продукт превращения I. 3) В результате 100-часового кипячения в концентрированном растворе аммиака (для предотвращения поглощения CO_2 из воздуха) образуются оптически одноосные (—) псевдоморфозы $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ по кёнениту, названные Ринне метакёненитом. После прокаливания можно получить псевдоморфозы Al_2O_3 по кёнениту.

При кипячении распадается на спайные листочки, на которых различимы тонкие штрихи в трех направлениях, пересекающихся под углом 120° [6].

Согласно Кюну, чистый кёненит не гигроскопичен. Очень неустойчив при растирании: уже слабое растирание приводит к отделению NaCl и образованию продукта превращения I [8]. При длительном растирании переходит в «прокёненит» [9].

Повед. при нагр. При нагревании до 400° теряет $\frac{2}{3}$ воды, вся вода отделяется после нагревания при $700\text{—}800^\circ$ [5]. При нагревании в пламени газовой горелки красно-бурого кёненита, содержащего включения чешуек Fe_2O_3 , его листочки веерообразно расщепляются и обесцвечиваются, вероятно, в связи с растворением гематита соляной кислотой, образующейся при гидролизе MgCl_2 [1].

Нахожд. [5, 7]. Кёненит установлен только в соляных породах цехштейна северогерманского калийного района. Он довольно широко распространен в виде аксессуарного минерала в ряде залежей твердой соли и карналлита. Более крупнокристаллические выделения связаны с минерализованными трещинами в соленосных глинах, реже в ангидрите. В классическом месторождении кёненита Юстус I, около Вольприхаузена на плато Золинг (ФРГ), ассоциируется с прозрачным крупнокристаллическим, иногда голубым галитом, нередко вырастает в последний; частично с фиолетовым ангидритом, галитом и красным, местами волокнистым карналлитом; изредка образует прожилки в карналлите. Сходные кёненитсодержащие прожилки в соляной глине отмечались недалеко от Ганновера (ФРГ) в месторождениях Глюкауф, Зарштедт и Бергмансзеген под Лерте. В «голубой глине» Ронненберга под Ганновером кёненит с небольшой примесью кварца образует оболочки на кристаллах галита в глине. В Ваглинге, к югу от Целле (Нижняя Саксония, ФРГ) — в прожилках ангидритовых пород с вторичным ангидритом, сильвином, карналлитом.

В большинстве случаев имеет вторичное происхождение, на что указывает его нахождение в трещинах совместно со вторичными галитом и ангидритом, появление синей окраски у галита вблизи выделений кёненита. Однако в некоторых случаях аксессуарный кёненит, вероятно, может рассматриваться как первичный или раннедиагенетический минерал. Так, иногда он тонко распылен в соляной толще вне связи с трещинами; в

карналлите и сильвине, интенсивно окрашенных в красный цвет, обнаружен волокнистый кёненит, образовавшийся в результате замещения вещества железистых бактерий [7]. Характерен для соляных фаций, сильно обогащенных $MgCl_2$. Интересен тот факт, что в кёненитсодержащих соляных породах не встречается апарит, характерный для других залежей в окрестностях Ганновера.

Изм. Очень неустойчив. Уже при повышенной влажности переходит в продукт превращения I, который встречается в природе наряду с кёненитом. Не исключена возможность нахождения в природе и продукта превращения II (см. выше), который является частым компонентом нерастворимого остатка при переработке калийных солей в Германии.

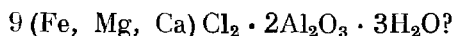
Искусств. Синтез продукта превращения I кёненита (в понимании Лозе) и близких к нему по составу и строению «прокёненитов» был осуществлен при изучении ряда водных хлоридных и сульфатно-хлоридных систем с Mg и Cl, частично при комнатной температуре [9]. При этом отмечалась возможность замещения части $MgCl_2$ на хлориды щелочей. Для всех этих веществ, включая природный продукт, была выведена общая формула $Mg_xAl_yO_zCl_z(OH)_{2x+y-z}$, где $x + y = 5$, $1 \leq y \leq 2$, $z < 4$.

Отл. Красный кёненит по цвету очень похож на карналлит, окрашенный окислами железа, но легко отличается по наличию совершенной спайности, а в мелких выделениях нерастворимостью в спирте. В тонких корочках легко узнается среди других минералов по чрезвычайно малой твердости. От цирклерита отличается по значительно более высокому двупреломлению.

Л и т е р а т у р а

1. Rinne F. Zbl. Min., 1902, 493; Fortschr. Min., 1913, 3, 170.
2. Koeschlin R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1904, 23, H. 1, 97.
3. Spencer L. J. Min. Mag., 1949, 28, No 206, 731.
4. Kühn R. Kali und Steinsalz, 1959, 2, H. 10, 337.
5. Kühn R. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, H. 1, 1.
6. Erdmannsdörffer O. H. Zbl. Min., 1913, 449.
7. Kühn R. N. Jb. Min., Abhandl., 1961, 97, H. 4, 112.
8. Lohse H. H., Burzlaff H. N. Jb. Min., Monatsh., 1960, H. 4, 80; Lohse H. H. Fortschr. Min., 1961, 39, H. 2, 351.
9. Berdesinski W. N. Jb. Min., Abhandl., 1952, 84, H. 2, 147.

Цирклерит Zirklerite



Назван по имени директора калийного концерна Цирклера (Харборт, 1928) [1]. Изучен недостаточно.

Структ. и морф. крист. Триг. или гексаг. с. Структурно, вероятно, близок, а может быть, и аналогичен кёнениту [2].

Кристокристаллический или тонкозернистый. Иногда различимы шестиугольные сечения отдельных кристалликов. Часто волокнистый.

Физ. Сп. по ромбоэдру отчетливая. Тв. предположительно около $3\frac{1}{2}$. Уд. в. около 2,6. Одноосный (+), $n = 1,552$; двупреломление несколько меньше, чем у кварца.

Хим. Анализировался весьма загрязненный материал. Состав цирклерита из рудника Адольфсглюк после вычитания 31,26% кварца и глины, 5,08% ангидрита, 15,64% галита и пересчета на 100: Mg — 1,74; Ca — 0,89; Al — 6,50; Fe — 25,20; Cl — 38,67; O — 5,79; H₂O — 21,23; сумма — 100,2 (анализ пересчитан, в оригинале: MgCl₂ — 6,83; CaCl₂ — 2,47; FeCl₂ — 57,20; Al₂O₃ — 12,29) [1].

Диагн. исп. Растворяется в воде с отделением глиновидной мути, причем Fe^{2+} вскоре окисляется.

Наход. Встречен в рудниках Адольфсглюк и Мариенглюк в Ганновере (ФРГ). Является главной составной частью светло-серых плотных тонкозернистых цирклерито-глинистых пород, образующих участки в каменной или калийной соли. Под микроскопом обнаруживает брекчиевидное сложение. Цирклерит отлагался вокруг глинистых обломков и внутри этих обломков с образованием тонкой агрегатно поляризующей смеси цирклерита и глины. Агрегат глины и цирклерита прорастается кристаллами кварца и тонкими кристаллами ангидрита. Иногда наблюдается в тесном контакте с риннеитом, реже ассоциируется с доломитом, хлоритом и кварцем. Вероятно, цирклеритосодержащие породы образовались в процессе термодинамометаморфического преобразования серой соляной глины, и их наличие может рассматриваться как доказательство вторичного происхождения близлежащих силвинитов.

В соприкосновении с воздухом цирклеритосодержащие породы быстро покрываются тонкой бурой корочкой, которая со временем переходит в корочку гидроокиси железа толщиной до нескольких миллиметров.

Отл. От риннеита, который также содержит закисное железо и буреет на воздухе, отличается значительно большим двупреломлением, от кёненита — значительно более слабым двупреломлением.

Л и т е р а т у р а

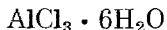
1. Harbort E. Zs. Kali, 1928, 22, Н. 11, 157.
2. Kühn R. Kali und Steinsalz, 1959, 2, Н. 10, 341.

СТРУКТУРА ТИПА ХЛОРАЛЮМИНИТА

ГРУППА ХЛОРАЛЮМИНИТА

		Сингония	a_h	c_h	Уд. в.
Хлоралюминит	$AlCl_3 \cdot 6H_2O$	Триг.	11,82	11,82	1,68
[Гексагидрат хлорного железа]	$FeCl_3 \cdot 6H_2O$	Триг.	—	—	—

Хлоралюминит Chloraluminite



Назван по химическому составу (Скакки, 1874) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 11,82$; $c_h = 11,82 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,00$; $Z = 6$; $a_{rh} = 7,87 \text{ \AA}$; $\alpha = 97^\circ$; $Z = 2$ (Андрес и Карпентер, 1934) [2].

В структуре [2] (фиг. 110) молекулы H_2O располагаются вокруг Al по вершинам дискретного октаэдра. Расстояние Al — $H_2O = 1,87$. Октаэдрические группы $Al(H_2O)_6$ расположены по вершинам и в центрах ромбоэдрической ячейки, причем октаэдры, находящиеся в вершинах, повернуты относительно других октаэдров на 24° вокруг тройной оси. Внутри каждой ячейки располагаются 2 группы атомов Cl, по три атома в каждой, так, что вдоль главной оси группы $Al(H_2O)_6$ чередуются с плоскими группами $(Cl)_3$, ориентированными перпендикулярно оси.

Дитриг.-скаленоэдр. кл $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 0,5063$ (Такахаша и др.) [3].

Формы [3, 4]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	r 10 $\bar{1}1$	60°00'	30°19'
a 11 $\bar{2}0$	30°00'	90 00			
rr (10 $\bar{1}1$) : (1101) = 51°51'			ra (10 $\bar{1}1$) : (11 $\bar{2}0$) = 64°05'		

Гониометрическое отношение осей отличается от рентгеновского вдвое меньшим c .

Кристаллы — в виде тупых ромбоэдров, несколько округлены, иногда удлинены по вертикальной оси (фиг. 111).

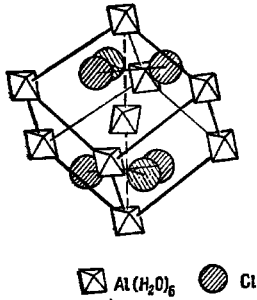
Физ. Уд. в. для искусств. 1,79 (вычисл. 1,68). Цв. белый, светло-желтый или бесцветный.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (—). Сильное двупреломление [5]. Для искусственных кристаллов $n_o = 1,560$, $n_e = 1,507$; $n_o - n_e = 0,053$ [3].

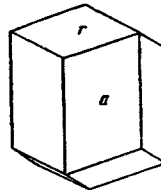
Хим. Теор. состав: Al — 11,17; Cl — 44,06; H₂O — 44,77. Идентичность природного материала с искусственным AlCl₃·6H₂O доказана Лакруа [5].

Диагн. исп. Легко растворим в воде.

Нахожд. В значительных количествах обнаружен на Везувии при



Фиг. 110. Структура AlCl₃·6H₂O (по Андресу и Карпентеру)



Фиг. 111. Кристаллы искусственного хлоралюминита (по Такахашии)

извержениях 1872 г. [4] и 1906 г. [5] в составе светло-желтых сталакти овых коричневых корочек совместно с хлоромagnesитом. Упомянулся при описании продуктов fumarольной деятельности Ключевского вулкана (Камчатка) [6, 7].

Изм. На воздухе расплывается.

Искусств. Получен в виде мелких призматических кристалликов при добавлении концентрированной HCl в холодный концентрированный раствор AlCl₃ [4].

Межплоскостные расстояния искусственного AlCl₃·6H₂O *

Mo-излучение, ZrO₂-фильтр

Γ	d	Γ	d	Γ	d	Γ	d
17	6,0	11	2,75	27	1,94	11	1,41
20	5,2	40	2,57	8	1,82	13	1,38
13	3,89	53	2,30	27	1,76	5	1,35
27	3,69	27	2,18	13	1,68	9	1,32
11	3,41	53	2,05	11	1,65	5	1,29
100	3,29	8	1,99	11	1,51	13	1,23
12	2,95			17	1,48		

* ASTM, 1-0662.

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Atti Accad. Sci. fis. mat., Napoli, 1874, 6, 43.
2. Address K. R., Carpenter C. Zs. Krist., 1934, 87, 446.
3. Takahashi G., Hayakawa K., Nakazawa K. J. Geol. Soc. Japan, 1928, 35, No 419, 439.
4. Dennis L. M. Zs. anorg. Chem., 1895, 9, 340.
5. Lacroix A. Bull. Soc. fr. Min., 1907, 30, 254.
6. Дитерихс Ф. М., Кулаков В. С., Святловский А. Е. Тр. Камчатск. вулкан. станции АН СССР, 1948, вып. 2, 3.
7. Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 120.

Гексагидрат хлорного железа



Установлен [1] в железорудном месторождении Рио-Марина на о-ве Эльба. Входит в состав тонких хрупких ярко-оранжево-красных корок и налетов. На порошкограмме имеются линии 6,00, 4,00, 3,46 и 1,95, характерные для искусств. $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Искусств. тригональный с.

Отдельные зерна не видны даже под бинокулярной лупой. Гигроскопичен.

П. микр. в прох. св. желтый. Погасание прямое, отчетливое двупреломление. Показатель преломления очень высокий (точно определить не удалось, так как кристаллы разрушаются иммерсионными жидкостями). При больших увеличениях различаются отдельные зерна, часто удлинённые, с корродированными краями, без четких контуров.

Теор. состав: Fe — 20,66; Cl — 39,35; H_2O — 39,99. Анализировался в смеси с гипсом, галитом, хлоридами Ca и Mg. Оставшиеся после пересчета Fe^{3+} , Cl и H_2O дали отношение, близкое к теоретическому. Валентность железа (Fe^{3+}) подтверждена анализом.

При подогревании растворяется в своей кристаллизационной воде.

Образовался в уникальных условиях в результате воздействия морской воды, проникшей в рудник во время наводнения, на железные руды, содержащие копинит и другие продукты изменения пирита. Находится в тесном сростании с галитом, гипсом, хлоромagneзитом (?), гидрофилитом (?).

Межплоскостные расстояния искусственного $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ *

Мо-пзлучение, ZrO_2 -фильтр								
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	6,0	38	2,42	10	1,75	3	1,42	
	38	4,40	25	2,19	8	1,69	3	1,39
	20	4,00	3	2,04	3	1,63	3	1,36
	38	3,50	3	1,99	3	1,60	3	1,34
	75	3,14	38	1,94	3	1,56	3	1,30
	3	3,00	20	1,90	3	1,53	3	1,27
	50	2,76	3	1,84	3	1,50	3	1,24
	31	2,57	5	1,79	3	1,45		

* ASTM, 1—0153.

Л и т е р а т у р а

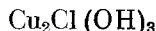
1. Caravelli C. Period. min., Roma, 1958. 27, 211.

СТРУКТУРЫ ТИПА АТАКАМИТА И БОТАЛЛАКИТА

ГРУППА АТАКАМИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Атакамит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	Ромб.	6,02	9,15	6,85	3,76
[Кемпит]	$\text{Mn}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	Ромб.	—	—	—	2,94
[Паратакамит]	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	Триг.	13,68	—	13,98	3,75
[Боталлакит]	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	Монокл.	5,63	6,12	5,71	3,6

Группа объединяет три полиморфные модификации $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$, а также кемпит, вероятно, изоструктурный с атакамитом. Из трех минералов меди наиболее устойчивым в природных условиях и наиболее распространенным является атакамит, наименее устойчивым и мало распространенным — боталлакит. Все три минерала встречаются в сходных условиях и переходят друг в друга (боталлакит → паратакамит → атакамит), поэтому на порошкограммах могут быть обнаружены линии двух фаз. Переход от боталлакита к паратакамитам в лабораторных условиях происходит через несколько промежуточных фаз, не наблюдавшихся в природе [1]. Расстояния $\text{Cu} - \text{OH}$ и $\text{Cu} - \text{Cl}$ боталлакита близки к таковым атакамита.

Атакамит *Atacamite*

Назван по месту находки в провинции Атакама, Чили (Людвиг, 1804).

Синон. Медный песок — Kupfersand (Карстен, 1800), солянокислая медь — saizsaures Kupfer (Карстен, 1800), медная роговая руда — Kupferhornerz (Людвиг, 1804), соленая медная руда — Salzkupfererz (Блюменбах, 1805), смарагдахальцит — Smaragdchalzit (Хаусман, 1813), хлорохальцит — Chlorochalzit (Глокер, 1831), галохальцит — Halochalzit, Hal-Chalzit (Брайтхаупт, 1841), ремолинит — remolinite (Брук и Миллер, 1852), частично марсилит — marsylite (Шепард, 1856), перуанский зеленый песок — green sand of Peru (по Честеру, 1896).

Атлазит — atlasite (Брайтхаупт, 1865) — смесь атакамита с азуриком в малахитом.

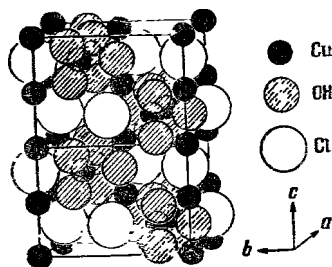
Характ. выдел. Отдельные кристаллики, сферические агрегаты игольчатых кристаллов, волокнистые, почковидные, мелкочешуйчатые агрегаты, в виде рыхлого песка.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pnam$; $a_0 = 6,02$; $b_0 = 9,15$; $c_0 = 6,85 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,658 : 1 : 0,749$; $Z = 4$ (Торо и Верхулст) [1, 2].

В структуре (фиг. 112) половина атомов Cu связана группами OH в цепочки, параллельные оси a , остальные атомы Cu располагаются между цепочками и связывают их между собой таким образом, что образуется каркас, состоящий из пересекающихся между собой слоев Cu и OH , параллельных (011) и $(0\bar{1}\bar{1})$. В промежутках расположены атомы Cl . Cu находится в шестерной координации: $4\text{OH} + 2\text{Cl}$ или $5\text{OH} + 1\text{Cl}$, при этом четыре связи $\text{Cu} - \text{OH}$ сильные, остальные две слабые [3].

Структуру можно рассматривать как псевдокубическую с анионами, уложенными по закону плотнейшей кубической упаковки, и катионами, располагающимися в половине октаэдрических пустот, так что в каждом слое структуры чередуются ряды заселенных октаэдров с пустыми; отклонение от кубической сингонии обуславливается различием свойств анионов Cl и OH , составляющих кубическую упаковку.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,6617 : 1 : 0,7535$ (на основе измерений Унгемаха [4], в установке Мос-Цше).



Фиг. 112. Структура атакамита

Главные формы [4—9]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2	
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	0 00
γ	150	16 49	90 00	0 00	73 11	90 00	16 49
<i>s</i>	120	37 05	90 00	0 00	52 55	90 00	37 05
<i>l</i>	230	45 13	90 00	0 00	44 47	90 00	45 13
<i>m</i>	110	56 30	90 00	0 00	33 30	90 00	56 30
β	210	71 42	90 00	0 00	18 18	90 00	71 42
<i>e</i>	011	0 00	37 00	53 00	90 00	0 00	53 00
<i>g</i>	031	0 00	66 08	23 52	90 00	0 00	23 52
<i>B</i>	061	0 00	77 32	12 28	90 00	0 00	77 32
<i>h</i>	201	90 00	66 18	90 00	23 42	66 18	90 00
Φ	131	26 44	68 26	23 52	65 16	48 42	33 51
<i>M</i>	123	37 05	32 12	63 20	71 15	20 48	64 50
<i>n</i>	121	37 05	62 06	33 34	57 48	48 42	45 10
<i>r</i>	111	56 30	53 47	53 00	47 43	48 42	63 33
<i>q</i>	221	56 30	69 53	33 34	38 28	66 17	58 47
<i>z</i>	331	56 30	76 17	23 52	35 54	73 41	57 35

<i>ee</i> (011) : (0 $\bar{1}$ 1) = 74°00'	<i>rb</i> (111) : (010) = 63°34'	<i>nm</i> (121) : (110) = 33°33'
<i>mm</i> (110) : (1 $\bar{1}$ 0) = 66 59	<i>nb</i> (121) : (010) = 45 09	<i>re</i> (111) : (011) = 42 17
<i>rr</i> (111) : (1 $\bar{1}$ 1) = 52 53	<i>rm</i> (111) : (110) = 36 13	<i>ne</i> (121) : (011) = 37 04

Второстепенные и редкие формы:

<i>a</i> 100	δ 270	λ 340	ψ 035	<i>C</i> 071	ρ 443	<i>N</i> 122	<i>S</i> 171
<i>j</i> 190	<i>k</i> 130	μ 790	<i>d</i> 023	<i>D</i> 091	σ 332	<i>O</i> 132	<i>T</i> 312
<i>v</i> 180	ε 250	<i>t</i> 560	<i>i</i> 0.10.9	<i>E</i> 0.18.1	<i>H</i> 551	ζ 142	<i>f</i> 211
<i>w</i> 170	η 470	ν 320	ω 053	<i>u</i> 101	<i>J</i> 881	<i>P</i> 253	<i>U</i> 231
α 160	Δ 350	π 016	<i>o</i> 021	<i>F</i> 112	<i>K</i> 124	<i>Q</i> 141	<i>V</i> 241
\varkappa 140	<i>k</i> 570	χ 013	<i>A</i> 051	<i>G</i> 223	<i>L</i> 154	<i>R</i> 151	<i>y</i> 321

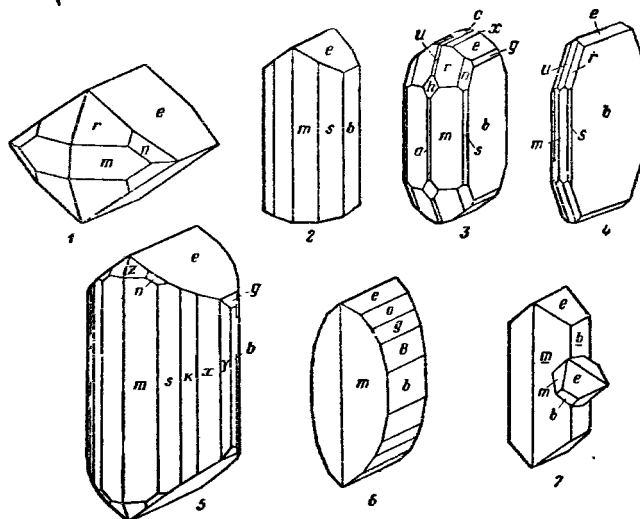
Недостовверные формы:

7.12.0	13.19.0	780	0.30.1	772	2.11.9	275	5.14.9	385
13.21.0	450	890	117	992	297	273	4.11.7	891
580	670	092	773	12.12.1	3.11.8	4.13.9	388	762

Установка Мос-Ципе, принятая также Хинце, Дана и Гольдшмидтом, отличается от установки Леви-Унгемаха взаимным перемещением осей *c* и *b*. Формула перехода от установки Леви к установке Мос-Ципе 100|001|010 (во всех символах меняются местами второй и третий индексы).

Габитус кристаллов определяется в основном формами *e*(011), *m*(110), *b*(010), *r*(111). Кристаллы мелкие, иногда изометрические (фиг. 113, 1), часто удлинены по оси *c* (обычно кристаллы этого типа наиболее крупные и имеют только одну головку) (фиг. 113, 2), изредка удлинены по *a*, нередко игольчатые, волосовидные. Характерны также кристаллы, уплощенные по *b*(010) (фиг. 113, 3) до тонкопластинчатых (фиг. 113, 4). В некоторых кристаллах преимущественным развитием пользуются грани вертикальных призм (фиг. 113, 5), в других — грани призм *Okll* (фиг. 113, 6). Нередко развиты вициналы, искажающие облик кристаллов [7], отмечались скелетные кристаллы [4]. Грани *r*(111) и *e*(011), иногда *u*(101), блестящие, остальные менее совершенны. На гранях вертикальных призм удлиненных кристаллов штриховка параллельна оси *c*; на *b*(010) иногда легкая штриховка параллельно ребру *c* *r*(111) (Унгемах), на грани *h*(201) отмечалась штриховка параллельно ребру *c* *e*(011) [8].

Фигуры травления на природных кристаллах редки, на кристаллах из Антофагаста (Чили) наблюдались на гранях (010) в виде правильных углублений с краями, параллельными ребрам (011) : (010) и (110) : (010) [4]; при травлении разбавленной азотной, соляной или серной кислотой.



Фиг. 113. Кристаллы атакамита:

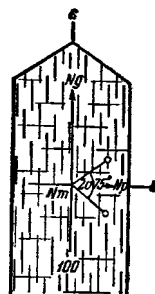
1 — Чукшамата (по Полячу); 2 — Гила, Аризона (по Мозесу); 3 — Антофагаста, Чили (кристалл Унгемаха в установке Мос-Ципе); 4 — Копиано, Чили (по Рату); 5 — Ремолинос, Чили (кристалл Унгемаха перечерчен в установке Мос-Ципе); 6 — Ремолинос, Чили (кристалл Унгемаха, перечерчен в установке Мос-Ципе); 7 — двойник, Коллау-раси, Чили (по Форду)

на $m(110)$ возникают углубления в виде равнобедренных треугольников, на $b(010)$ — вертикальные штрихи, более широкие к одному концу кристалла; на $s(120)$ фигуры травления не образуются [8].

Двойники сравнительно редки. Описаны двойники прорастания, у которых один индивид повернут относительно другого на $112^{\circ}40'$ вокруг перпендикуляра к грани $e(011)$, так что грань $e(011)$ второго индивида параллельна грани $e(011)$ первого, а $e(0\bar{1}1)$ второго индивида лежит в зоне вертикальных призм первого индивида (фиг. 113, 7) [4, 9]. Предположительно это поворот на 120° вокруг [950] или на 180° вокруг [544] [10]. Один индивид обычно значительно меньше другого; часты многократно sdвойникованные кристаллы. Указание (Дана, 1858) на двойники по (110) недостоверно (Дана, 1951).

Физ.. Сп. по (010) совершенная, по (101) ясная, обнаруживается на таблитчатых кристаллах. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $3-3\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,760 (среднее из лучших измерений, по Дана), 3,776 (Унгемах на кристаллах из Антофагаста) (вычисл. 3,756). Цв. зеленый различных оттенков от яркого изумрудно-зеленого до черно-зеленого. Черта яблочно-зеленая. Бл. стекл. лянный до алмазовидного. Просвечивает до прозрачного.

Непроводник электричества [11].



Фиг. 114. Оптическая ориентировка атакамита

Микр. В пл. в прох. св. заметный плеохроизм: по *Ng* бутылочно-зеленый, по *Nm* желто-зеленый, по *Np* бледно-зеленый. Двусный (—). Пл. опт. осей \parallel (100), $Np = b$ (фиг. 114). $n_g = 1,880$, $n_m = 1,861$, $n_p = 1,831$ (зеленый свет); $n_g - n_p = 0,049$; $2V = 74^\circ 56'$ [8]; дисперсия сильная $r < v$.

В пл. в отраж. св. серый, в косом свете изумрудно-зеленый. При скрещенных николях внутренние рефлексy не заметны. Хорошо полируется.

Хим. Теор. состав: Cu — 59,51; Cl — 16,60; O — 11,24; H₂O — 12,65 (ОН — 23,89). Отмечалось содержание Br — $6,1 \cdot 10^{-4}$ %.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Cu	57,72	58,21	59,33	58,73	59,56	58,95	60,23
Cl	16,02	14,45	16,48	16,22	16,55	16,51	16,72
O	[10,93]	[11,41]	[11,23]	[11,13]	[11,27]	[11,12]	[11,39]
H ₂ O	12,70	12,85	13,09	13,15	12,69	12,42	9,03
Прочие	2,51	2,74	—	0,44	—	0,79	2,63
Сумма	99,88	99,66	100,13	99,67	100,07	99,79	100,00
Уд. в.	3,874	—	3,776	3,775	—	—	—

1 — Центральный Казахстан; анал. Сендерова; прочие: H₂O — 0,30; CaO — 1,69; Fe₂O₃ — 0,52; Mg, Pb, Zn не обнаружены; по данным Н. Н. Смольяниновой; 2 — Блявинское м-ние; анал. Покровская [12]; анализ пересчитан, в оригинале: CuO — 72,87; O = Cl₂ — 3,25; прочие: H₂O — 0,47; SiO₂ — 0,93; TiO₂ — сл.; Al₂O₃ — 0,34; Fe₂O₃ — 0,48; MgO — 0,25; CaO — 0,27; данные термического и рентгеновского анализа позволяют предположить наличие в образце атакамита и паратакамита; 3 — Айтфагаста (Чили); анал. Унгемас [4]; анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 14,75; CuO — 55,81; 4 — Болео (Нижняя Калифорния, Мексика); анал. Унгемас [4]; анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 14,53; CuO — 55,33; прочие: CoO — 0,21; CaO — 0,23; CO₂ — сл.; 5 — Коллаурасп (Тарапака, Чили); анал. Форд; анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 14,82; CuO — 56,01; 6 — взоетрические кристаллы; Паиса (Антофагаста, Чили); анал. Келер [13]; анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 14,79; CuO — 55,28; прочие: н. о. — 0,79; 7 — Саяк I (Каз. ССР); анал. Нестерова; анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 14,98; CuO — 56,64; прочие: R₂O₃ — 1,69; SO₃ — 0,42; н. о. — 0,52 [14].

Диагн. исп. В воде практически нерастворим. Хорошо растворяется в кислотах, а также в аммиаке и в кипящем растворе цианистого калия (Хинце). По Чуманову [15], разлагается KOH, взаимодействует с конц. растворами NH₄NO₃, (NH₄)₂SO₄, HgCl₂, AgNO₃, NH₄J, NH₄Br.

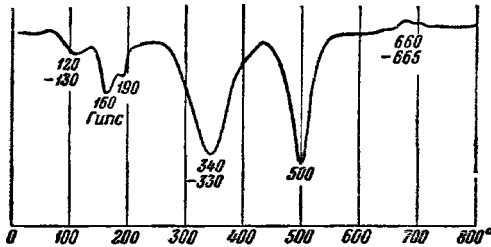
П. п. тр. на угле плавится и окрашивает пламя в голубой цвет; в окисл. пл. дает коричневатый и серовато-белый налеты, исчезающие при соприкосновении с восстановительным пламенем, при долгом нагревании остаются лишь металлическая медь. В закр. тр. выделяет воду и чернеет.

В полир. пл. от HNO₃ и HCl поверхность становится ямчатой, от FeCl₃ слабо выступает структура травления, от KOH образуется налет, синий в косом свете; от KCN поверхность становится темной и шероховатой; от SnCl₂ в течение 10—20 мин. появляется бесцветный кристаллический осадок; HgCl₂ не действует.

Посед. при нагр. При нагревании до 190° почти не изменяется. При 200° медленно разлагается. При 250° разложение происходит в течение нескольких дней, выделяются пары воды и остается гигроскопический порошок смеси окислов и хлорида меди. При нагревании выше 250° выделяются пары HCl (Хинце). На дифференциальной кривой нагревания отмечаются два глубоких эндотермических пика при 330—340° и при 500° (фиг. 115).

Наход. Атакамит довольно характерный минерал зоны гипергенеза областей засушливого климата, где он присутствует во всех медьсодержащих рудных телах, образует часто сравнительно крупные мономинеральные выделения; нередко атакамитом обогащены верхние горизонты

медистых песчаников. Менее распространен в областях с влажным климатом. Характерен в основном для средних стадий формирования зоны окисления [14]. Обычно образуется после куприта и ранних сульфатов, но ранее других хлоридов, карбонатов и силикатов. Характерна тесная парагенетическая связь с купритом, с которым он иногда встречается в тесной смеси. Часто наблюдается в виде кристаллов и корочек на поверхности или в пустотах кристаллов куприта. Нередко в виде мелких кристалликов встречается в массе гидроокислов железа с гипсом. Иногда — с паратакамитом, от которого не всегда отграничивается. Ассоциируется также с крёмкитом и натрохальцитом или караколитом [8], нарастает на кристаллы



Фиг. 115. Кривая нагревания атакамита, Атакама, Чили (по Гаравелли)

лейтонита, в виде прожилков сечет выделения бирюзы (Чили); также с брошантитом, лангитом и боталлакитом (Корнуэлл, Англия) [17], с более поздними антофагаститом и бандилитом (Кветена, Чили) [7]; в меденосных песчаниках на плоскостях слоистости, в виде прожилков и цемента с купритом, хризоколлой, малахитом, брошантитом (Каз. ССР); в свинцово-цинковых месторождениях с пироморфитом, азуритом, линаритом, англезитом, самородной медью, биверитом, антлеритом, бурым железняком и флюоритом.

В СССР известен в Казахстане (месторождения Акчагыл [18], Джебказган, Саяк 1, Самомбет, Чокпак, Сарыадыр, Усакбюрат, Кызыл-Эспе, Гульшад, Беркара, Коунрад [14]), в Средней Азии [19, 20], во многих рудниках Рудного Алтая [21, 22], на Урале в месторождении Блява (Оренбургская обл.) [12], отмечался также в некоторых других районах. Возможно, часто пропускается в массе других зеленых медных гипергенных минералов.

Крупнейшие месторождения находятся в Чили (рудники близ Сьерра-Горда, Папоса, Кошьяпо, Ремолинос, Чукикамата, Талтал, Колдаураси и др.), также в Перу, в Мексике [23], в Нижней Калифорнии (Эль-Торо, Болео), в Южной Австралии (рудники Уоллару, Мунта, Бёрэ). В значительно меньших количествах встречается в США (шт. Аризона и Арканзас), в Англии (в Корнуэлле), в Италии (в Сардинии), в Испании, в Конго (Катанга), в Тасмании и др. странах.

Атакамит образуется также на поверхности древних медных и бронзовых предметов в виде ярко-зеленых кристаллических или землистых налетов толщиной до 1,5 мм. Возникает медленно; переходной стадией от меди к атакамиту является куприт [24, 25]. В виде изумрудно-зеленых корочек встречен на кристаллах коричневатой каменной соли в соляном руднике Ричнер под Хальштаттом в Австрии, где медь, вероятно, была заимствована из растворившихся древних медных и бронзовых орудий [26].

Отмечался среди продуктов деятельности фумарол на Везувии и Этне (Италия), также предположительно на Ключевской сопке (Камчатка) [27].

Иногда встречается в россыях.

Изм. Замещается малахитом, нередко до образования полных псевдоморфоз, например, на Урале в Турьинских рудниках [28, 29]; такие псевдоморфозы могут быть также получены искусственно [30]. Реже замещается хризоколой и азуриком. Под влиянием сульфатных вод может изменяться в кренкит, брошантит, натрохальцит [4]. Отмечалось замещение паратакамитом [23].

Искусств. Получается различными путями (возможно, частично паратакамит): нагреванием $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ с крепким раствором NaCl при 200° в течение нескольких часов; нагреванием до 100° аммиачного раствора CuSO_4 с избытком NaCl [31]; при смешивании растворов CuCl_2 и NaOH , при помещении порошка Cu в раствор CuCl_2 с пропусканием через него воздуха или кислорода [32] и т. д. Экспериментально доказано существование многочисленных оксихлоридов с формулой $x\text{CuCl}_2 \cdot y\text{CuO} \cdot z\text{H}_2\text{O}$, среди которых атакамит является наиболее устойчивым [33]. Условия равновесия атакамита и тенорита в водных растворах зависят от pH и температуры [34].

Отл. От ассоциирующегося с ним малахита отличается по прямому погасанию, более слабому двупреломлению и по реакции на Cl с AgNO_3 . Отличия от паратакамита см. на стр. 232.

Межплоскостные расстояния атакамита по Михееву

Cu-излучение

<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
011	10	5,40	223	4	1,780	2	1,347	
110	10	5,00	133	6	1,741	2	1,315	
120; 301; 220	10	2,82	004	4	1,706	2	1,285	
031	10	2,75		4	1,665	4	1,246	
221	2	2,62		8	1,603	2	1,193	
131	4	2,52		8	1,556	2	1,125	
040	10	2,26	400	2	1,500	2	1,098	
231	4	2,19		2	1,465	2	1,058	
104	6	2,13		2	1,440	2	1,047	
141; 023	2	2,03		6	1,414	2	1,015	
031	4	1,945		2	1,387	2	0,960	
142	8	1,815		2	1,368			

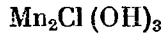
* $a_0 = 6,01$; $b_0 = 9,06$; $c_0 = 6,83$ А.

Л и т е р а т у р а

1. Thoreau J., Verhulst J. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 5 Ser., 1938, 24, 716.
2. Brasseur H., Toussaint J. Bull. Soc. Roy. sci., Liège, 1942, 11, 555.
3. Wells A. F. Acta cryst., 1949, 2, 175.
4. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1911, 34, 148.
5. Liffa A., Tokody L. Földt. közl., 1928, 58, 39 и 140.
6. Buttgenbach H. Ann. Soc. Géol. Belg., 1929, 52, Publ. Congo Belge, C. 65.
7. Bandy M. C. Am. Min., 1938, 23, No 11, 706.
8. Smith G. F. H. Min. Mag., 1898, 12, No 54, 15.
9. Ford W. E. Amer. J. Sci., 1910, 30, 16.
10. Friedel G. Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, 45.
11. Beijerinck F. N. Jb. Min., 1897, V.-Bd. 11, A, 462.
12. Герман Л. Д. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 117.
13. Keller H. F. Proc. Am. Phil. Soc., 1908, 47, 79.
14. Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950, 59.
15. Чуманов С. Журн. Русск. хим. об-ва, 1915, 47, 1268.
16. Garavelli C. Rend. Soc. min. Ital., 1955, 11, 166.
17. Kingsbury A. W. G. Min. Mag., 1956, 31, No 235, 349.
18. Витовская И. В. Сб.: «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 83.

19. Попов В. И., Воробьев А. Л. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 8, 231.
20. Баскаков М. П. Тр. Узб. фил. АН СССР, сер. 8, 1941, вып. 7, 57.
21. Пилипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 444.
22. Болгов Г. П., Вейц Б. П. и др. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изд. АН Каз. ССР, 1957, 2, 37.
23. Williams S. A. Econ. Geol., 1962, 57, No 1, 111.
24. Чухров Ф. В. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 3, 190.
25. Скпндер В. А. Изв. СПб. АН, 1908, 2, № 4, 381.
26. Zirkl E. J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1951, 2, H. 1, 40.
27. Дитерихс Ф. М., Кулаков В. С., Святловский А. Е. Тр. Камчатск. вулкан. станции АН СССР, 1948, вып. 2, 18; Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 122.
28. Кокшаров Н. Зап. Мин. об-ва, 1872, ч. 7, 311.
29. Федоров Е. С. Зап. Горн. ин-та, 1911, 3, вып. 2, 158.
30. Tschermak G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1873, H. 1, 39.
31. Чирвинский П. Н. Искусственное получение минералов в 19 столетии. Киев, 1903—1906, 229.
32. Feitknecht W., Magnet K. Helv. chim. acta, 1949, 32, 1639.
33. Rafael V. M. Ing. quim Univ. Concepcion, Chile, 1951, 10, No 10, 73.
34. Barton P. V., Bethke P. M. Am. J. Sci., 1960, 258—A, Bradley Volume, 21.

Кемптит Kempite



Назван по имени Дж. Кемпа, профессора геологии Колумбийского университета (Роджерс 1924) [1].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Вероятно, изоструктурен с атакамитом. Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,677 : 1 : 0,747$.

Формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
a	100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'
m	110	55 54	90 00	0 00	34 06	90 00
d	011	0 00	36 46	53 14	90 00	0 00
t	121	36 27	61 42	33 48	58 28	47 49

$$mm(110) : (1\bar{1}0) = 68^\circ 12'$$

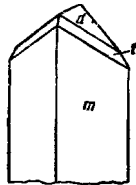
$$dm(011) : (110) = 70^\circ 24'$$

$$dd(011) : (0\bar{1}1) = 73^\circ 32'$$

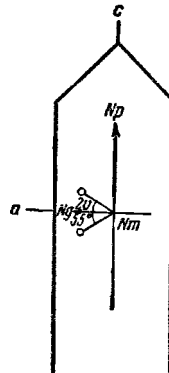
$$tm(121) : (110) = 33^\circ 53'$$

Кристаллы призматические по оси c , габитус определяется формами m , d и t , грани a и b плохо развиты или отсутствуют (фиг. 116).

Физ. Тв. около $3\frac{1}{2}$. Уд. в. около 2,94. Цв. изумрудно-зеленый.



Фиг. 116. Кристаллы кемпитта, Калифорния (по Роджерсу)



Фиг. 117. Оптическая ориентировка кемпитта

Микр. В пл. в прох. св. зеленый. Двуосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (010)$. Удлинение (—). $N_g = a$, $N_m = b$, $N_p = c$ (фиг. 117); $n_g = 1,698$, $n_m =$

$= 1,695$, $n_p = 1,684$ (оранжевый фильтр); $n_g - n_p = 0,014$; $2V = 54^\circ 52'$ (вычисл.).

Хим. Теор. состав: Mn — 55,95; Cl — 18,06; O — 12,22; H₂O — 13,77 (ОН — 31,83). Состав кемпита из Калифорнии (после исключения 5,23% нерастворимого остатка и пересчета на 100; анал. Крук и Роджерс): Mn — 50,59; Cl — 16,41; O — [21, 40]; H₂O — 11,60.

Диагн. исп. Растворим в разбавленных HNO₃ и HCl, растворение в HCl сопровождается выделением хлора. В закр. тр. выделяет воду, дающую кислую реакцию.

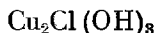
Нахожд. Обнаружен в очень незначительном количестве около г. Сан-Хосе (Калифорния, США), в валуне марганцовой руды, содержащей тефроит, гаусманнит, родохрозит, барит, пиррохроит, псиломелан, ганофиллит, алабандин. Выделился в виде хорошо образованных кристаллов, до 2 мм длиной, в пустотах руды в ассоциации с пиррохроитом, а также в виде мелкой вкрапленности в плотном гаусманните.

Изм. По периферии кристаллов частью замещен родохрозитом, некоторые выделения кемпита покрыты корочкой непрозрачного буровато-красного вещества.

Л и т е р а т у р а

1 Rogers A. F. Am. J. Sci., 1924, 8, 145; Bull. Geol. Soc. Am, 1949. 60, No 12, 1944.

Паратакамит Paratacamite



Унгемах [1] на основе гониометрического изучения кристаллов атакамита и паратакамита пришел к выводу, что паратакамит является сложноствойникованным атакамитом. Фрондел и Гаравелли, основываясь на данных рентгенометрического, термического и оптического анализа, выделяют паратакамит в самостоятельный минеральный вид. Вероятно, обе полиморфные разновидности встречаются совместно, переходят одна в другую. Не исключена возможность наличия промежуточных фаз.

Назван по близости к атакамиту (Смит, 1906) [2].

Синон. Ателит — atelite (Скакки, 1873) [3].

Структ. и морф. крист. Триг. с. D_{3d}^5 — $R\bar{3}m$; $a_0 = 13,68$; $c_0 = 13,98 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,022$; $Z = 24$; $a_{rh} = 9,17 \text{ \AA}$; $\alpha = 96^\circ 28'$; $Z = 8$ (Фрондел, 1950) [4].

Структура, по-видимому, слоистая и аналогична структуре $\text{Co}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ [5].

Дитриг.-скаленоэдр. кл. D_{3d} — $\bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 1,0248$ (Смит, 1906).

Формы [2]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	$0^\circ 00'$	v 7.0.7.13	$60^\circ 00'$	$32^\circ 30'$
a 1120	$30^\circ 00'$	90 00	u 4017	60 00	34 04
e 0112	0 00	30 37	r 1011	60 00	49 48
f 0221	0 00	67 06	l 2461	19 06	80 55
w 2025	60 00	25 20			

$$re (10\bar{1}1) : (01\bar{1}2) = 41^\circ 25' \quad rw (10\bar{1}1) : (02\bar{2}5) = 41^\circ 41'$$

$$rf (10\bar{1}1) : (02\bar{2}1) = 52 55 \quad af (11\bar{2}0) : (32\bar{2}1) = 37 05$$

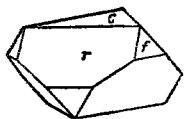
Габитус кристаллов обычно определяется формами r , также f и c (фиг. 118); v , u , l редки и плохо развиты. Кристаллы почти всегда двойникованы по $r(10\bar{1}1)$; наблюдаются двойники сростаения двух типов [2]; двойникованы кристаллы ромбоэдрического развития (фиг. 119, I)

или удлиненные вдоль ребра rf (фиг. 119, 2); отмечались также сложные двойники, возможно, по другим законам, и полисинтетические двойники.

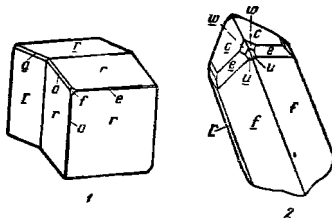
Физ. Сп. по (10 $\bar{1}1$) ясная. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 3. Уд. в. 3,74 [2] (вычисл. 3,75). Цв. ярко-зеленый. Черта зеленая. Бл. стеклянный.

Микр. В пл. в прох. св. зеленый. Заметного плеохроизма нет. Одноосный (+). $n_e = 1,848$, $n_o = 1,842$; $n_e - n_o = 0,006$ [4].

Очень часто обнаруживает двуосность, по Фронделу $2V = 50^\circ$ [4]; сильная дисперсия $r > v$. Погасание часто волнистое или пятнистое, наблюдаются аномальные синие цвета интерференции.



Фиг. 118. Кристалл паратакамита, Ремолинос (по Фронделу)



Фиг. 119. Двойники паратакамита, Сьерра-Горда (по Смиту)

Хим. Теор. состав: Cu — 59,51; Cl — 16,60; O — 11,24; H₂O — 12,65 (ОН — 23,89).

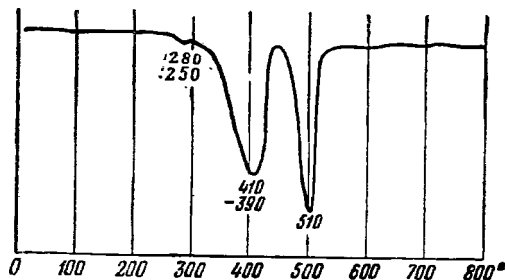
Анализы:

	Cu	Cl	O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Уд. в.	n_o	n_e
1.	59,09	15,97	[11,28]	14,10	—	100,44	3,74	1,842	1,848
2.	53,32	16,29	[11,26]	13,10	0,03	100,00	3,72	1,843	1,849

1 — Генероса; анал. Прайор [2]; анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 14,27; SiO — 56,10; 2 — Ремолинос; анал. Пек [4]; пересчет, после исключения 0,97 нерастворимого остатка.

Диagn. исп. Аналогичны таковым атакамита.

Повед. при нагр. При нагревании до 260° не изменяется, при дальнейшем нагревании начинает чернеть и изменять вес. На кривой нагревания отмечаются два четко выраженных эндотермических эффекта, при 390—410 и 510° [4, 6] (фиг. 120).



Фиг. 120. Кривая нагревания паратакамита, Атакама, Чили (по Гаравелли)

Находж. Образуется при изменении медьсодержащих минералов в зоне окисления наряду с атакамитом. Встречен в Чили, в рудниках Херминия и Генероса в Сьерра-Горда в виде неправильных масс с галенитом и

караколитом, кварцем, шварцбергитом, в руднике Болако в Сан Кристобал с самородным золотом [2], в Ремолинос в виде ромбоэдрических кристаллов, вкрапленных в массу антлерита. С коннеллитом в скрытокристаллических корочках в руднике Боталлак (Корнуэлл, Англия) [4]; в Капо Каламита на о-ве Эльба (Италия) в составе зеленых губчатых корочек на доломите в смеси с кварцем, малахитом, зеленым медьсодержащим гипсом, каолинитом и гидроокислами железа [6]. В руднике Алгома, (шт. Мичиган, США) развивается по атакамиту [7].

В рудных жилах Рурского бассейна (ФРГ) образовался при воздействии на медьсодержащие сульфиды грунтовых вод, сформировавшихся в соленосных горизонтах [8].

Совместно с атакамитом возникает при окислении древних медных и бронзовых предметов, причем атакамит чаще в виде кристаллических, а паратакамит в виде плотных или порошковатых корочек [4].

Обнаружен на Везувии среди продуктов деятельности фумарол («ателит»), образовался по тенориту [3]; встречен с солями Na и K в фумаролах Этны [9].

Искусств. Быстро образуется при экспозиции хлорида меди на влажном воздухе или на влажной фильтровальной бумажке, также при помещении медной стружки на фильтровальную бумажку, смоченную разбавленным раствором HCl.

Наблюдалось возникновение паратакамита по нантокиту и эриохальциту после многолетнего нахождения их образцов на воздухе [4]. При коррозии меди в растворе NaCl возникают две формы $Cu_2Cl(OH)_3$ наряду с Cu_2O [10].

Отл. По внешнему виду и свойствам очень сходен с атакамитом. Различаются на основе порошкограмм. Заметные отличия имеются на дифференциальных кривых нагревания: у атакамита эндотермические эффекты при 340—330 и 500°, у паратакамита при 410—390 и 510°. Возможность отличия под микроскопом затрудняется тем, что паратакамит обычно проявляет аномальную двусность, волнистое погасание. Показатели преломления близки, но двупреломление у атакамита выше. Для паратакамита характерны аномальные синие цвета интерференции. Кристаллы атакамита и паратакамита обычно различны, но некоторые двойники паратакамита сходны с удлинёнными кристаллами атакамита. В этом случае углы rf и rc паратакамита равны 52°55' и 49°48', сходные углы атакамита bm и be равны 56°30' и 53°00'.

Межплоскостные расстояния паратакамита
из Капо Каламита [5]

CuK_{α} -излучение, $D = 57,3$ мм

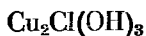
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
201	10	5,46	422	4	2,14	443	4	1,61
003	4	4,66	333	4	2,05	525	4	1,57
300	4	4,03*	007	4	2,00	615	4	1,52
220	4	3,39	207	6	1,89	542	4	1,48
402	10	2,74	406	8	1,83	445	4	1,46
304	2	2,63	523	4	1,76	616	6	1,43
413	10	2,26	434	8	1,71	527	4	1,38
116	2	2,20	621	4	1,64			

* Вероятно, связана с примесью.

Л и т е р а т у р а

1. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1911, 34, 148.
2. Smith G. F. II. Min. Mag., 1906, 14, No 65, 170.
3. Scacchi A. Rend. Accad. Sci. fis. mat., Napoli, 1873, 12, 165.
4. Frondel C. Min. Mag., 1950, 29, No 208, 34.
5. Embrey P. G. Brit. J. Appl. Phys., 1957, 8, No 11, 433.
6. Garavelli C. Rend. Soc. Min. Ital., 1955, 11, 147.
7. Williams S. A. Econ. Geol., 1962, 57, No 1, 111.
8. Seeliger E. Arch. Lagerstättenforsch., 1950, H. 80, 19.
9. Franco S. Atti Accad. Gioenia sci. nat Catania, 1942, 5, Ser. 6, 175 (по реферату Zbl. Min., 1951, 164).
10. Feitknecht W., Schütz E. W. Rev. métall., 1955, 52, 327.

Боталлакит Botallackite



Назван по месту находки — руднику Боталлак (Черч, 1865) [1].

Характ. выдел. Кристаллические корочки.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$; $a_0 = 5,632$; $b_0 = 6,124$; $c_0 = 5,715$ Å; $\beta = 92^\circ 45'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,920 : 1 : 0,933$; $Z = 2$ (Эмбри, 1957) [2]. Сходные данные получены Аэби [3] для искусственного боталлакита: $a_0 = 5,73$; $b_0 = 6,11$; $c_0 = 5,65$ Å; $\beta = 93^\circ 45'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,938 : 1 : 0,925$ (оси a и c Эмбри взаимно перемещены).

В структуре имеются псевдогексагональные слои из атомов Cu, параллельные (001). Атомы Cu окружены группами OH и Cl, образующими вокруг каждого атома Cu искаженный октаэдр [2]. Боталлакит является наименее устойчивой полиморфной модификацией $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$, встреченной в природе. Изоструктурен с $\text{Cu}_2\text{Br}(\text{OH})_3$, для которого данная структура устойчива [3].

Физ. Сп. ясная, вероятно, по (001), наблюдалась под микроскопом [4]. Уд. в. 3,6 [1] (вычисл. 3,60). Цв. малахитово-зеленый. Черта белая.

Микр. В пл. в прох. св. плеохроизм в голубовато-зеленых тонах. Двуосный (+). $Ng \perp$ спайности. $n_g = 1,846$, $n_m = 1,800$, $n_p = 1,775$; $n_g - n_p = 0,071$; $2V$ умеренно большой; дисперсия сильная, $r > v$ [4].

Хим. Теор. состав: Cu — 59,51; Cl — 16,60; O — 11,24; $\text{H}_2\text{O} - 12,65$, (OH — 23,89).

Состав боталлакита из Боталлака (анал. Черч): Cu — 52,92; Cl — 14,51; O — [10,06]; $\text{H}_2\text{O} - 22,60$; сумма 100,09.

Анализ пересчитан, в оригинале: Cu — 66,25; O = Cl — 3,27 [1].

Диагн. исп. По отношению к растворителям и п. п. тр. ведет себя аналогично атакамиту.

Нахожд. Впервые встречен в месторождении Боталлак (Корнуэлл, Англия) на участках, где наблюдается инфильтрация морской воды; ассоциируется с атакамитом и таллингитом [1]; также был найден в виде мелких кристалликов в пустотах руд в месторождении Клига Хид (Корнуэлл, Англия) [2]. Обнаружен как новообразование в составе зеленовато-голубых налетов на египетской бронзе [4].

Изм. Легко переходит в паратакамит.

Искусств. Образуется при действии раствора CuCl_2 на свежесажденную водную окись меди [3].

Отл. От атакамита и паратакамита достоверно отличается по порошкограмме, от брошантита — положительным оптическим знаком, отрицательной реакцией на S, положительной на Cl. От малахита — отрицательной реакцией на уголекислоту, значительно более слабым двупреломлением и слабым плеохроизмом.

Межплоскостные расстояния боталлакта из Богаллака по Фронделу [4]

CuK α -излучение, Ni-фильтр

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	5,66	3	2,68	2	2,06	1/2	1,81	1	1,58	1	1,42	2	1,35
1/2	4,14	7	2,57	2	1,98	1/2	1,70	1	1,56	1	1,41	2	1,32
1/2	3,26	1	2,46	3	1,93	1	1,62	4	1,53	1	1,37	1	1,30
4	2,84	8	2,40	1	1,89	2	1,60	2	1,48				

Межплоскостные расстояния искусственного боталлакта по Аэби [3]

CuK α -излучение, *D* = 114 мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	9—10	5,74	20 $\bar{2}$	3—4	2,07
011	1—2	4,10	22 $\bar{1}$	3—4	1,98
111	1—2	3,27	224	3—4	1,93
200	3—4	2,86	310	1—2	1,82
002	3—4	2,81	0 3	7—8	1,59
120	5—6	2,68	12 $\bar{3}$	1—2	1,56
201	7—8	2,48	040	5—6	1,52
102	1—2	2,45	140	3—4	1,47
121	9—10	2,39	104	3—4	1,34
112	1—2	2,27			

Л и т е р а т у р а

1. Church A. H. J. Chem. Soc. London, 1865, 18, 212.
2. Embrey P. G. Min. Mag., 1957, 31, No 236, Min. Abstr., 13, 237; Brit. J. Appl. Phys., 1957, 8, No 11, 433.
3. Aebi F. Acta cryst., 1950, 3, 370.
4. Frondel C. Min. Mag., 1950, 29, No 208, 41.

СТРУКТУРА ТИПА МЕНДИПИТА

ГРУППА МЕНДИПИТА

		Сингония	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	Уд. в.
Мендипит	Pb ₃ Cl ₂ O ₂	Ромб.	9,52	11,89	5,88	7,22
[Давизит]	Оксихлорид Pb	Ромб.	—	—	—	—
[Пенфильдит]	Pb ₃ Cl ₄ O?	Гексаг.	11,15	—	9,8	6,64

Структурно изученным минералом этой группы является только мендипит. В отличие от других оксихлоридов свинца и висмута он имеет слоистую, а цепочечную структуру. Давизит очень сходен с мендипитом, однако имеет ряд отличительных свойств (см. ниже). Пенфильдит отнесен в эту группу по составу; его структура не изучалась, и формула пока точно не установлена.

Мендипит Mendipite



Назван по месту первой находки (Глокер, 1839).

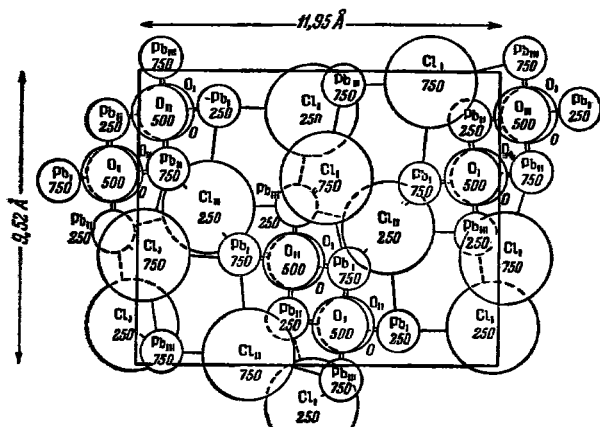
Синон. Солянокислый свинец — salzsaures Blei (Берцелиус, 1823), хлористый шпат — Chlorspath (Брайтхаупт, 1832), берцелит — berzelite (Леви, 1837), чёрчиллит — churchillite (Дюфренуа, 1856), псевдомендипит — pseudomendipite (Риман, 1918). Керазин — kerazine — частью нечистый мендипит, частью фосгенит (Бёдан, 1832).

Характ. выдел. Желваки крупнокристаллического или радиально-лучистого сложения до нескольких сантиметров в диаметре.

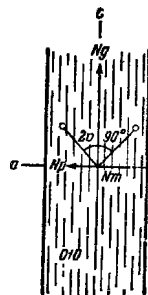
Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_2^4 - P2_12_12_1$ [1].

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Z	М-ние	Автор
9,52	11,89	5,88 Å	0,801 : 1 : 0,495	4	Мендип-Хилс	Бэнистер [2]; ASTM
9,52	11,95	5,87	0,797 : 1 : 0,491	4	Лонгбан	Габриэльсон [1]

В структуре (фиг. 121) вдоль оси с протягиваются бесконечные цепочки из двоянных тетраэдров Рb, центрированных атомами О. Каждый тетраэдр цепочки имеет общие ребра с тремя соседними. Связи Рb — О (2,33 Å), вероятно, ковалентные. Плоскости уплотнения цепочек параллельны диагоналям элементарной ячейки, чем обуславливается совершенная спайность мендицита по (110). Атомы Cl располагаются между РbО-цепочками, расстояния Рb — Cl имеют различную длину, от 2,93 до 3,44 Å; характер связи, вероятно, ионный. Координация атомов Рb различна:



Фиг. 121. Структура мендицита. Проекция на (001) (по Габриэльсону)



Фиг. 122. Оптическая ориентировка мендицита

Рb_I окружены двумя О и четырьмя Cl, размещенными в вершинах сильно искаженной тригональной призмы; Рb_{II} — четырьмя О в углах квадрата и тремя Cl в углах треугольника; Рb_{III} — двумя атомами О и пятью атомами Cl [1].

Ромбо-тетраэдр. кл. $D_2 - 222 (3L_2)$. Кристаллические индивиды в желваках достигают 8 см в поперечнике, но ограниченные кристаллы не встречены. Угол между плоскостями спайности $mm(110) : (110) = 77^\circ 20'$, откуда $a : b = 0,8002 : 1$ (Спенсер) [3].

Физ. Сп. по (110) совершенная, по (100) и (010) менее отчетливая. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 7,24 (Мендип-Хилс) [3], 7,16 (Лонгбан) [4] (вычисл. 7,22). Цв. белый или серый, желтоватый или розоватый, серо-зеленый (с желтыми пятнами). Черта белая. Бл. в изломе смоляной до алмазовидного, на плоскостях спайности алмазный, перламутровый до шелковистого. Редко прозрачен, обычно просвечивает по краям зерен.

Микр. В пл. в прох. св. почти бесцветен. Двусосный (+). Пл. опт. осей $\parallel (010), Ng = c, Np = a$; удлинение (+) (фиг. 122).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	2V	М-ние	Автор
2,31	2,27	2,24	0,07	около 90°	Брилон	Ларсен
2,31	2,28	2,24	0,07	около 80°	Лонгбан	Гони [4]

Дисперсия очень сильная $r < v$.

Хим. Теор. состав: Рb — 85,80; О — 4,41; Cl — 9,79. В мендиците из Лонгбана обнаружены следы As.

Анализы:

	Pb	Cl	O	Сумма	Уд. в.
1.	85,87	9,35	[4,53]	99,75	7,24
2.	85,69	9,87	[4,44]	100,00	—

1 — Хайер-Питс, Мендип-Хилс; анал. Маунтин; Fe, Mn, H₂O, CO₂ не обнаружены [3]; 2 — Куниберт, Брилон; анал. Шнабель [5]; материал предварительно был высушен при 120°.

Диagn. исп. Растворяется в разбавленной HNO₃. В закр. тр. растрескивается и желтеет, затем плавится в желтую жидкость, выделяя белые пары PbCl₂.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. предположительно 693° (по Берчу и др.).

Нахожд. В месторождениях Хайер-Питс и Чёрчилл в горах Мендип-Хилс (Сомерсетшир, Англия) образует желваки с неровной поверхностью до нескольких сантиметров в диаметре, заключенные в массе марганцовой руды, состоящей из вада и кальцита. Иногда содержит вросстки тонких пластинок хлороксифита; с поверхности покрыт корочками гидроцеруссита и церуссита, иногда с примесью малахита, креднерита, диаболента. Образовался, вероятно, при воздействии морской воды на обломки свинцовой руды [3]. В Лонгбане (Швеция) наблюдался в виде корочек толщиной до 1/2 мм на поверхности жильной массы, состоящей из кальцита, тефроита и якобсита [4].

Обнаружен также в руднике Куниберт около Брилона (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ) [5, 6] в виде кристаллических желваков в желтовато-белой массе из смитсонита и кальцита с небольшой примесью котуннита (?). Не вполне достоверна находка в руднике Виллиам-Кёлер-Ганг (Северный Рейн-Вестфалия, ФРГ), где мендипит (?) (с фосгенитом и котуннитом) нарастает на галенит в виде мелких игольчатых кристаллов [7]. Предположительно в виде порошковатой массы серно-желтого цвета, по Пилипенко, встречается в ячеях крупно-листоватого барита среди вторичных минералов Змеиногорского рудника на Алтае [8].

Изм. Изменяется в гидроцеруссит и церуссит [3].

Искусств. Отмечался в системе PbO — PbCl₂; образуется при добавлении раствора KOH к раствору PbCl₂ в воде или при смешивании Pb(OH)₂ с раствором KCl.

Отл. Очень сходен с котуннитом, отличается характером спайности, бóльшим уд. в., бóльшим углом 2V и тем, что не улетучивается полностью в закрытой трубке, а плавится в желтую жидкость. Отличие от давизита см. в разделе «Давизит».

Межплоскостные расстояния мендипита
из Мендип-Хилс *
CuK_α-излучение

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	10	7,38	012 ?	40	2,90	251	10	2,00
120;101	10	4,99	320;301	70	2,78		50	1,882
021	10	4,15	231;311	20	2,71		40	1,807
	10	4,01	041;022	70	2,64		10	1,775
121	40	3,78	122	10	2,53		40	1,738
211	60	3,50	202;330	10	2,48		70	1,649
031	20	3,29	241;410	20	2,31		50	1,617
131	100	3,09	340	40	2,17		10	1,577
310;230	70	3,04	232;312	70	2,11		60	1,542

* ASTM, 8—111.

Л и т е р а т у р а

1. Gabrielson O. Ark. min., geol., 1958, 2, Н. 4, nr 16, 299.
2. Bannister F. A. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 596.
3. Spencer L. J. Min. Mag., 1923, 20, No 102, 70.
4. Coñi J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1953, 76, N° 4—6, 216.
5. Schnabel C. Ann. Phys. Chem., 1847, 11, 516; 1847, 71, 516.
6. Rhodius R. Ann. Chem., Pharm., 1847, 62, 373 (по реферату N. Jb. Min., 1848, 704).
7. Rechenberg H. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, Н. 1, 20.
8. П и л и п е н к о П. П. Минералогия Зап. Алтай, Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 414.

Давизит *Daviesite*

Оксихлорид Рb

Назван по имени минералога Британского музея Т. Дэвиса (Флетчер, 1889) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики в пустотах.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $a : b : c = 0,7940 : 1 : 0,4778$ (на основе измерений Флетчера [1], в установке Гольдшмидта).

Формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	00° 0'	90° 00'	90° 00'	0° 00'	90° 00'
<i>b</i> 010	0° 00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>m</i> 110	51 33	90 00	0 00	38 27	90 00	51 33
<i>f</i> 011	0 00	25 32	64 28	90 00	0 00	64 28
<i>g</i> 031	0 00	55 06	34 54	90 00	0 00	34 54
<i>h</i> 051	0 00	67 17	22 43	90 00	0 00	22 43
<i>d</i> 101	90 00	31 02	90 00	58 58	31 02	90 00
<i>e</i> 301	90 00	61 01	90 00	28 59	61 01	90 00
<i>v</i> 221	51 33	56 57	46 18	48 58	50 17	58 35
<i>s</i> 121	32 12	48 28	46 18	66 29	31 02	51 42
<i>t</i> 211	68 21	52 19	64 28	42 39	50 17	73 01
<i>r</i> 251	26 44	69 30	22 43	65 05	50 17	33 13

fm (011) : (110) = 74° 27' *rm* (251) : (110) = 31° 46' *sg* (121) : (031) = 25° 59'
gm (031) : (110) = 59 20 *rf* (251) : (011) = 47 25 *sf* (121) : (011) = 29 23
dm (101) : (110) = 66 11 *st* (121) : (211) = 27 55 *rg* (251) : (031) = 27 34

В установке Флетчера по сравнению с принятой здесь установкой Гольдшмидта оси *a* и *b* меняются местами. Формула перехода от установки Флетчера к установке Гольдшмидта 010/100/001.

Кристаллы вытянуты вдоль оси *c* и несколько уплощены по *b* (010) (фиг. 123) (не превышают 1 мм). Зона призмы всегда образована гранями *b* и *m*, головка — только гранью *c* или гранями *f* и *g*, а также комбинациями *c, f, r, d* или *f, g, r, s, t, h*. Грани обычно совершенные, на *b* (010) — иногда горизонтальная штриховка.

Физ. Отчетливой спайности не обнаружено, возможно имеется сп. по (011). Изл. полураковистый. Уд. в. значительно превышает 3. Бесцветен и прозрачен. Бл. сильный, стеклянный до алмазного.

Микр. В пл. в прох. св. прозрачен. Двуосный. Погасание прямое [1]. Пл. опт. осей (100), $Ng = c$.



Фиг. 123. Кристалл давизита, Миза Беатрикс (по Дана)

В справочнике Дана (1954) ошибочно указано, что пл. опт. осей || (010).

Хим. Качественно определены только Pb и Cl; так как в воде не растворим, предположительно является оксихлоридом свинца. Na и S не обнаружены.

Диагн. исп. В воде при обычной температуре не растворим. Растворяется в HNO_3 без вскипания, в H_2SO_4 частично; вероятно, также в HCl. При сплавлении с содой на угле дает ковкий королек свинца.

При нагревании в закр. тр. до 300° сохраняет прямое погасание; не изменяется до значительной температуры, затем распадается на остроугольные кусочки, которые остаются прозрачными и бесцветными. Только когда стекло трубки начинает плавиться, они мутнеют и становятся непрозрачными, сохраняя четкие очертания в массе размягченного стекла. При этом наблюдается едва заметное замутнение в трубке.

Нахожд. Обнаружен в непосредственной близости от кристаллов карколита в пустотках образца из Мина Беатриз, Сьерра-Горда (Атакама, Чили), сложенного плотными англезитом и перцеллитом и покрытого корочкой биндгеймита [1]. Отмечался в Мина Эсперанза, Чалья-кольо (Тарапака, Чили) в ассоциации с арцрунитом и лаваркитом (идентичность с давизитом Флетчера установлена только на основании гониометрических данных) [2].

Отл. От мендиита отличается характером спайности, ориентировкой оптической индикатрисы, значительно более высокой температурой плавления, лучшей растворимостью в HNO_3 , наличием хорошо образованных кристаллов.

Л и т е р а т у р а

1. Fletcher L. Min. Mag., 1889, 8, No 39, 174.
2. Arzruni A., Thaddeeff K. Zs. Krist., 1899, 31, 231.

Пенфильдит Penfieldite



Назван по имени американского минералога и кристаллографа С. Пенфильда (Гент 1892) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $a_0 = 11,15$; $c_0 = 9,8 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,88$ (вычислено Органовой на основе порошкограммы Гони и др.) [2].

В отношении морфологии кристаллов данные разных авторов несколько расходятся и требуют дополнительного уточнения. Пенфильд [3] наблюдал призматические кристаллы (до 3 мм длиной) с тусклыми гранями m ($10\bar{1}0$), s (0001) и p ($1\bar{1}22$) ($\rho = 41^\circ 53'$); на $(10\bar{1}0)$ — горизонтальная штриховка, как результат многократного чередования граней $(10\bar{1}0)$ и $(h0\bar{h}l)$ с большим значением угла ρ ; кристаллы нередко суживаются к одному концу вплоть до образования заостренных кристаллов без граней s (0001). По Пенфильду, $a : c = 1 : 0,8967$ (близки к этому значению данные расчета рентенограммы). Гольдшмидт в Атласе принял иную установку кристаллов $a : c = 1 : 0,7765$ — поворот на 30° вокруг оси c и в два раза меньшее значение c ($0,8967 \cdot \sqrt{3} = 1,553$; $1,553 : 2 = 0,7765$) — соответственно $(10\bar{1}0)$ и грани $(h0\bar{h}l)$ Пенфильда приняты за $(1\bar{1}20)$ и $(hh\bar{2}hl)$, а p ($1\bar{1}22$) за $(10\bar{1}1)$. Гордон, приняв установку Гольдшмидта для кристаллов из Сьерра-Горда, богатых гранями и вициналями (около 0,5 мм), вычислил $a : c = 1 : 0,7848$, что близко к данным Гольдшмидта, основанным на измерениях Пенфильда, однако призму с развитой горизонтальной штриховкой и грани пирамид, образующие эту штриховку и заостренность, он принимает за $(10\bar{1}0)$ и $(h0\bar{h}l)$, что противоречит наблюдению Пенфильда (это призма $(1\bar{1}20)$ в установке Гольдшмидта—Гордона). У Гордона очень сложны и символы распространенных форм — $u(11.0.\bar{1}\bar{1}.2)$, $x(11.0.\bar{1}\bar{1}.1)$, а также $r(4.0.\bar{4}.13)$; грань Пенфильда с $\rho = 41^\circ 53'$ становится $d(4487)$. Наиболее часто встречающиеся грани по Гордону: o , u , v , s , x , t , l , r (в порядке

распространенности). Разъяснить намекающиеся неточности на основе расчетов не удается.

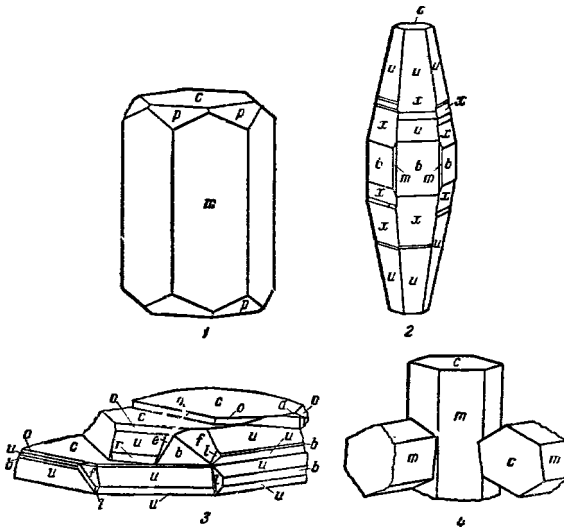
Ниже приведены гониометрические данные Гордона, хотя они и вызывают некоторое сомнение.

Формы:

	ρ	ρ	ϕ	ρ
c 0001	—	00°00'	0 7079	60°00' 35°03'
b 1010	60°00'	90 00	q 11.0.11.5	60 00 63 22
m 1120	30 00	90 00	s 9092	60 00 76 13
l 2130	40 53	90 00	t 5051	60 00 77 37
e 3140	46 06	90 00	u 11.0.11.2	60 00 78 39
p 2029	60 00	11 23	v 6061	60 00 79 35
δ 1013	60 00	16 49	w 8031	60 00 82 04
τ 3037	60 00	21 15	x 11.0.11.1	60 00 84 16
v 5.0.5.12	60 00	20 41	d 4487	30 00 41 53
o 1012	60 00	24 23	e 6.6.12.1	30 00 83 56
g 6.0.6.11 *	60 00	26 30	f 10.5.15.1	40 53 85 14
ω 5058	60 00	29 32		

* В оригинале дан символ 2.0.2.11, что не соответствует углу ρ . Из таблицы, приведенной в оригинале, исключены и форма p (1011), которая Гордоном не наблюдалась и была включена условно, и форма r (11.0.11.5), для которой символ не соответствует приведенному углу ρ , а вычисленный символ очень сложен.

Кристаллы призматические (фиг. 124, 1) или дипирамидальные (фиг. 124, 2), также таблитчатые по (0001). Двойники, по Гордону, двух типов: 1) дв. ось — перпендикуляр к (2130), плоскость срastания с (0001); индивиды повернуты по отношению друг к другу вокруг общей оси c на 21°47' (фиг. 124,3); 2) дв. по (4154) с осями c , расположенными почти под прямым углом (фиг. 124, 4). Отмечались параллельные срastания [4].



Фиг. 124. Кристаллы пенфильдита:

- 1 — Лаврион (по Пенфильду); 2 — Сьерра-Горда (по Гордону);
- 3 — двойник, Сьерра-Горда (по Гордону); 4 — двойник, Лаврион (по Гордону)

Физ. Сп. по (0001) ясная. Не хрупок. Уд. в. 6,61 (Лаврион, по Гордону) [5]; 5,86 (по Берману, Дана, 1951). Бесцветен и прозрачен, белый до серого. В Сьерра-Горда иногда желтоватый или голубоватый (благодаря включениям перциллита). Бл. близок к алмазному, иногда жирный.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Одноосный (+). Оптические аномалии не отмечались.

n_e	n_o	$n_e - n_o$	
2,21	2,13	0,08	Лаврион (по Ларсену)
2,22	2,14	0,08	Каркеранн (по Гони и др.) [2]

Хим. Pb_2Cl_4O по Генту, Pb_2Cl_3OH по Гордону.

Первая формула представляется более вероятной по следующим причинам.

1. Наличие воды в пенфильдите нельзя считать достоверно доказанным. Гент подчеркивал, что пенфильдит не содержит воды. В работе Гордона в образце из того же месторождения определено 1,59% H_2O . Однако для определения использовалась большая навеска (2 г), вследствие чего, вероятно, трудно было освободиться от примесей постороннего материала.

2. Согласно формуле Pb_2Cl_3OH пенфильдит должен был бы относиться к минералам группы котунита, включающей минералы ряда $PbCl_2 - PbClOH$, где замещение части Cl на OH не вызывает коренной перестройки структуры. Однако по кристаллографическим характеристикам пенфильдит резко отличен от минералов группы котунита. Возможно, при более детальном изучении пенфильдит окажется оксихлоридом свинца, в котором атомы Cl или O частью замещены на группу OH.

Теор. состав для формулы Pb_2Cl_4O : Pb — 79,73; Cl — 18,21; O — 2,06; для формулы Pb_2Cl_3OH : Pb — 77,06; Cl — 19,78; O — 1,49; H_2O — 1,67.

Анализы:

	Pb	Cl	O	H_2O	Н. о.	Сумма	Уд. в.
1.	78,25	18,55	—	Не обн.	—	—	—
2.	76,55	19,82	1,47	1,59	0,14	99,57	6,61

1 — Лаврион; анал. Гент; заостренные прозрачные кристаллы; непрозрачные содержали 17,94 Cl [1]; 2 — Лаврион; анал. Мейер [5].

Диagn. исп. Разлагается подогретой водой с образованием желтоватого осадка. Легко растворяется в разбавленной HNO_3 .

В закр. тр. растрескивается и выделяет обильный $PbCl_2$ [1, 2].

Нахожд. Образуется при воздействии морской воды на металлический свинец. Отмечался также в зоне окисления свинцовых руд. В Лаврионе (Греция) образовался на месте сферических выделений металлического свинца в шлаках, сброшенных в море две тысячи лет тому назад; ассоциируется с англезитом, лаурионитом и игольчатыми неизвестного минерала с шелковистым блеском, возможно, также являющегося пенфильдитом [1, 5]. Обнаружен в Средиземном море недалеко от Махедии (Сус, Тунис) и около Каркеранна (Вар, Франция) на штоках древних якорей на глубине около 40 м в составе корочек толщиной до 2 см, содержащих также англезит, фосгенит, небольшие количества церуссита, гидроцеруссита, самородной меди и остатки морских растений и животных [2]. Вблизи Сьерра-Горда (Чили) — с кальцитом и перциллитом в пустотах жильного кварца с галенитом [5].

Межплоскостные расстояния пенфильдита из Лавриона [2]

CuK_{α} -излучение

l	d	l	d	l	d	l	d
3	5,58	4	2,72	3	1,97	1	1,50
3	4,83	4	2,56	3	1,83	1	1,47
10	3,69	5	2,25	1	1,85	1	1,40
2	3,27	2	2,02	2	1,77	1	1,15
5	3,19			2	1,61		

Л и т е р а т у р а

1. Genth F. A. Am. J. Sci., 1892, 44, No 261, 260.
2. Goñi J., Guillemin C., Perrimon d-Tronchet R. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, N° 1—3, 476.
3. Penfield S. L. Am. J. Sci., 1894, 48, No 284, 114; Zs. Krist., 1894, 23, 261.
4. Lacroix A., Schulten A. Bull. Soc. fr. min., 1938, 31, N° 2, 83.
5. Gordon S. G. Notul. natur. Acad. nation. sci. Philadelphia, 1941, 69, 1.

СТРУКТУРА ТИПА НАДОРИТА

ГРУППА НАДОРИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Надорит	$PbSbClO_2$	Ромб.	5,60	5,44	12,22	7,05
Перит	$PbBiClO_2$	Ромб.	5,627	5,575	12,425	8,24
{Экдемит}	$Pb_3AsCl_{<2}O_{<4}$	Тетраг.	10,8	10,8	25,6	7,14
{Гельофиллит}		Ромб.				6,89
{Охролит}	$Pb_4Sb_2O_7 \cdot 2PbCl_2 ?$	Ромб.	—	—	—	—
{Гематофанит}	$Pb_5Fe_4(Cl, OH)_2O_{10}$	Тетраг.	7,817	—	15,26	7,70
Бликсит	$Pb_4Cl_2O_3 ?$	Ромб.	5,832	5,694	25,47	7,35
{Лореттоит}	$Pb_7Cl_2O_3 ?$	Тетраг. ?	—	—	—	7,6—7,9
{Хлороксифит}	$Pb_3CuCl_2(OH)_2 O_2$	Монокл.	10,36	5,74	6,53	7,07

В группе объединены оксихлориды Pb и трехвалентных металлов со слоистой структурой и близкие к ним минералы, структура которых не изучена. Для этих минералов характерны совершенная спайность по (001) (по {101} у хлороксифита), высокий уд. в., окраска преимущественно в желтых тонах, высокие показатели преломления. При значительном различии химического состава минералы этой группы, по-видимому, имеют сходное внутреннее строение (как было показано Силеном для Bi-содержащих оксихлоридов) [1]. Это проявляется в большом сходстве их рентгенограмм и в очень близких величинах углов кристаллов. Эти минералы, вероятно, могут давать смешаннослойные образования, как глинистые минералы.

Л и т е р а т у р а

1. Sillén L. G. Naturwissenschaften, 1942, 30, N. 22, 318.

Надорит Nadorite



Назван по месторождению (Флажоло, 1870) [1].

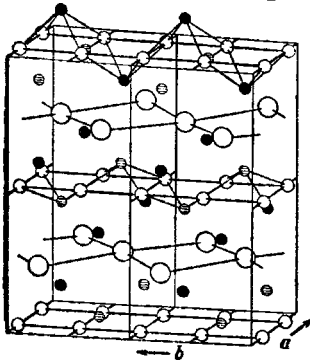
Характ. выдел. Прожилки мощностью до 10 см и друзы кристаллов в пустотах.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{17} - Bmmb$; $a_0 = 5,60$; $b_0 = 5,44$; $c_0 = 12,22 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,029 : 1 : 2,246$; $Z = 4$ (Силэн и Меландер, 1941) [2].

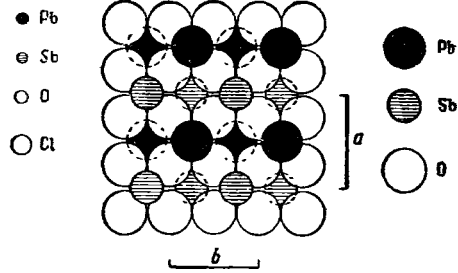
Структура слоистая, слои из атомов кислорода и катионов чередуются со слоями атомов хлора в направлении, перпендикулярном оси c , чем обусловлена совершенная спайность надорита по (001) (фиг. 125). Вблизи кислородных слоев атомы Pb и Sb располагаются рядами, вытянутыми вдоль оси b (фиг. 126). Атомы Sb в структуре более приближены к кислородным слоям, чем атомы Pb. Атомы Sb окружены четырьмя O на расстоя-

нии 2,17 Å и четырьмя Cl (Sb—Cl 3,39 и 3,54 Å); Pb — четырьмя O (2,44 Å) и четырьмя Cl (3,18 Å) [2].

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$); $a : b : c = 1,031 : 1 : 2,247$ (на основе измерений Цезаро [3], в установке Силэна и Меландера).



Фиг. 125. Структура надорита (по Силэну и Меландеру)



Фиг. 126. Расположение атомов металлов в кислородном слое структуры надорита (по Силэну и Меландеру)

Формы:

	ψ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0 00	90 00	90 00	0 00 90 00
<i>b</i>	010	0 00	90 00	00 00	90 00	— 0 00
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00 90 00
<i>m</i>	110	44 07	90 00	0 00	45 53	90 00 44 07
<i>p</i>	014	0 00	29 20	60 40	90 00	0 00 60 40
<i>q</i>	012	0 00	48 20	41 40	90 00	0 00 41 40
<i>r</i>	011	0 00	66 00	90 00	24 00	66 00 90 00
δ	1.0.11	90 00	11 12	90 00	78 48	11 12 90 00
ϵ	107	90 00	17 18	90 00	72 42	17 18 90 00
<i>d</i>	106	90 00	19 58	90 00	70 02	19 58 90 00
<i>e</i>	105	90 00	23 33	90 00	66 27	23 33 90 00
η	103	90 00	36 00	90 00	54 00	36 00 90 00
<i>l</i>	101	90 00	65 21	90 00	24 39	65 21 90 00
<i>s</i>	113	44 07	46 15	53 10	59 49	36 01 58 48

$sa (113) : (100) = 59^\circ 49'$
 $sb (113) : (010) = 58 46'$

$sr (113) : (011) = 40^\circ 58'$
 $sm (113) : (101) = 41 48'$

Редкие и малодостоверные формы: 1.0.15; 8.0.45; 0.1.15; 2.2.45; 12.17.111; 4.5.51

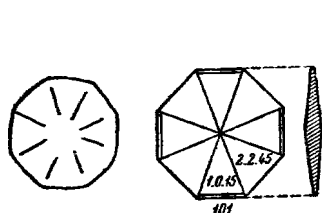
Здесь принята установка Силэна и Меландера, в которой за вертикальную ось *c* принята псевдотетрагональная ось, перпендикулярная к направлению слоев структуры и, соответственно, спайности. Формулы перехода к принятой здесь установке от установки Цезаро: $00^{1/3}/0^{1/3}0/100$; от установки Дана (1951) $100/001/010$; от установки Гольдшмидта $00^{1/3}/0^{1/2}00/010$.

Соотношение символов главных форм в различных установках:

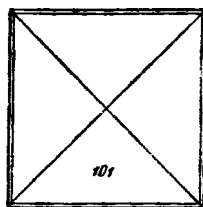
Принятая здесь	100	010	001	113	106	101	103	011	110
Деклуазо [4]	010	001	100	352	650	150	350	102	—
Цезаро [3]; Барту [6]	001	010	100	111	201	103	101	130	011
Гольдшмидт, 1920	001	100	010	233	021	013	011	210	203
Дана, 1951	100	001	010	131	160	110	130	011	101

Наиболее распространены кристаллы, сильно уплощенные по (001), с характерным замещением граней (001) рядом тусклых искривленных граней, с небольшим углом ρ , вследствие чего кристаллы приобретают чечевицеобразную форму с шестиугольными (фиг. 127) или квадратными

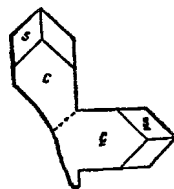
очертаниями (фиг. 128); по наибольшему измерению достигают нескольких сантиметров. Обычно группируются в веерообразные и сноповидные агрегаты [5, 6]. Значительно более редки кристаллы, вытянутые по оси *a*.



Фиг. 127. Чечевицеобразный кристалл надорита, Надор (по Барту). Вид сверху и сбоку



Фиг. 128. Кристалл надорита, Надор (по Барту). Вид сверху



Фиг. 129. Двойник надорита, Надор (по Барту)

и несколько уплощенные по (001), и кристаллы с формами (105), (011) и (103), иногда (010), проявляющие склонность к образованию параллельных сростаний.

Большинство граней кристаллов надорита тусклые, нередко округленные, (010), (011), (101) и (113) частью блестящие; на (101) часто штриховка, параллельная оси *b*. Часты двойники по (110), в которых индивиды сростаются почти под прямым углом, а грани (001) сливаются собой тонкие квадратные пластинки с узкими диагональными углублениями на *c* (001) (фиг. 130) [3, 4, 7]. Сдвойчкованные кристаллы часто образуют параллельные сростания.

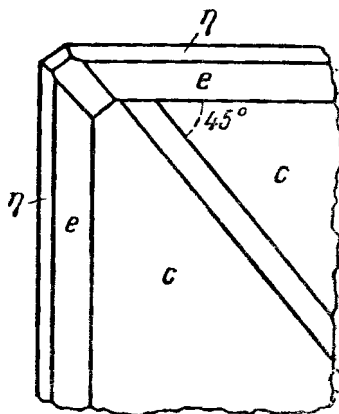
Физ. Сп. по (001) совершенная, по (101) несовершенная. Тв. около 4. Хорошо полируется. Уд. в. 7,02 [1] (вычисл. 7,05). Цв. буровато-желтый, красновато-бурый, окраска нередко распределена неравномерно, иногда по зонам. Черта бледно-желтая или серая. Бл. смоляной до алмазного. На поверхности излома иногда легкий радужный отлив.

Микр. В шл. в прох. св. по *Ng* бесцветный или буровато-желтый, по *Nm* бледно-желтый, иногда несколько розовый, по *Np* зеленовато-желтый. Двуосный (+). Пл. опт. осей || (010); $N_g = a, N_p = c$. $n_g = 2,40, n_m = 2,35, n_p = 2,30; n_g - n_p = 0,1$ (по Ларсену); $2V$ очень большой; дисперсия сильная $r > v$ [4].

В полир. шл. в отраж. св. серовато-белый. Отраж. спос. средняя, для белого света несколько выше, чем у сфалерита; измеренная с помощью фотоэлемента 0,20—0,22%. Анизотропен. Отмечены внутренние рефлекссы [8].

Хим. Теор. состав: Pb — 52,27; Sb — 30,71; O — 8,07; Cl — 8,95. Анализы надорита из Джебель Надора:

	Pb	Sb	O	Cl	H ₂ O	Сумма	
1.	51,88	31,17	8,22	9,00	—	100,27	
2.	51,60	31,55	8,00	8,85	—	100,00	
3.	50,69	31,21	8,56	8,15	0,67	99,28	
1 —	анал. Пизани [9];					2 —	анал. Флажоло [1];
3 —	анал. Тоблер [10].						



Фиг. 130. Двойник надорита, Надор (по Деклуазо)

Диагн. исп. Полностью растворяется в разбавленной HCl. При очень большом разбавлении после охлаждения выпадают кристаллы $PbCl_2$. При добавлении воды раствор в HCl сильно мутнеет [9]. Полностью растворяется также в смеси азотной и виннокаменной кислот.

П. п. тр. дает белый палет Sb_2O_3 и королек Pb. В откp. тр. растрескивается и выделяет белые пары. В закр. тр. не дает возгона, становится оранжево-желтым, после охлаждения лимонно-желтым [1].

Нахожд. Минерал зоны окисления. В значительных количествах встречен только в Джебель Надоре (Константина, Алжир) в верхних частях рудных залежей в железистом смитсоните, содержащем незначительные количества галенита, церуссита, миметезита. Образует прожилки мощностью до 10 см с раздувами. Иногда прожилки и точечные выделения в массе флайолотита. Нередко содержит включения галенита. Образовался, вероятно, за счет свинца галенита и сурьмы флайолотита [8].

В руднике Боданон, около Энделиона (Корнуэлл, Англия) — в пустотках неизмененного джемсонита (до 2 см в поперечнике); выстилает поверхность пустот, пронизывается иглочками джемсонита или образует тонкие кристаллики на агрегатах кварца и биндгеймита, заполняющих центральные части пустот [7].

Изм. Замещается биндгеймитом и церусситом до образования полных псевдоморфоз каждого из этих минералов или их смесей.

Искусств. Получался спеканием смеси $SbOCl$ и PbO (в пропорции, соответствующей составу надорита) при температурах ниже точек плавления обоих веществ (при $600-650^\circ$, 1000 кг/см^2 , в течение 7 дней или при $250-300^\circ$, 300 кг/см^2 , в течение месяца) [11]. При сплавлении $PbCl_2$ с Sb_2O_3 или со смесью Sb_2O_3 и PbO были получены две модификации надорита: ромбическая и тетрагональная, очень близкие структурно, с одним и тем же значением параметра c , но отличающиеся тем, что в тетрагональной модификации Pb и Sb распределены статистически, а в ромбической упорядоченно. Ромбический надорит образовался при стехиометрических соотношениях Sb_2O_3 и $PbCl_2$, при избытке $PbCl_2$ и из проб, обогащенных PbO , тетрагональный — при избытке Sb_2O_3 в расплаве. При кипячении искусственного надорита с водой получалась тетрагональная фаза [2].

Л и т е р а т у р а

1. Flajolot. C. R., Paris, 1870, 71, N° 3, 237; N° 10, 406; Zs. Dtsch. geol. Ges., 1872, 24, 46.
2. Sillén L. G., Melander L. Zs. Krist., 1944, 103, 420.
3. Cesàro G. Bull. Soc. fr. min., 1888, 11, 44.
4. Des Cloizeaux A. Bull. Soc. fr. min., 1882, 5, 122.
5. Lacroix A. Minéralogie de la France, Paris, 1910, 4, 355.
6. Barthoux J. Bull. Soc. fr. min., 1925, 48, N° 6—8, 246.
7. Russell A. Min. Mag., 1927, 21, No 117, 272.
8. Bolfa J. C. R. Congr. Soc. Savantes Paris et Départements, sect. sci., 1953, 171.
9. Pisani F. C. R., Paris, 1870, 71, N° 5, 319.
10. Braun M. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1872, 24, 40.
11. Bolfa J., Pastant R., Voubault M. C. R., Paris, 1949, 228, N° 22, 1739.

Перит *Perite*



Назван по имени шведского геолога и петролога Пера Гейера (Гилберг, 1961) [1].

Характ. выдел. Агрегаты мелких пластинчатых кристаллов.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{17} — *Vmm*; $a_0 = 5,627$; $b_0 = 5,575$; $c_0 = 12,425 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,009 : 1 : 2,229$; $Z=4$. Структура типа надорита,

расстояния $Pb - O = 2,45$; $Pb - Cl = 3,30$ и $3,25$; $Bi - O = 2,27$; $Bi - Cl = 3,45$ и $3,42$ Å.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m (3L_23PC)$. Кристаллы в виде мелких (до 0,5 мм) несовершенных табличек по (001), сросшихся в агрегаты.

Физ. Сп. по (001) ясная. Тв. около 3. Уд. в. 8,16 (после поправки на примеси) (вычисл. 8,24). Цв. серно-желтый. Черта желтая. Бл. алмазный.

В ультрафиолетовых лучах не флуоресцирует.

Микр. Показатель преломления, вероятно, больше 2,4.

Хим. Теор. состав: $Pb - 42,84$; $Bi - 43,21$; $Cl - 7,33$; $O - 6,62$. Часть Cl может замещаться группой (OH).

Состав перита из Лонгбана с небольшой примесью кальцита (2,70%) и гаусманнита (анал. Парвел) в %: $Pb - 41,61$; $Bi - 41,03$; $Mg - 0,04$; $Ca - 1,03$; $Mn - 0,36$; $Cl - 6,71$; $O - 6,95$; $CO_2 - 1,19$; $H_2O_+ - 0,10$; $H_2O_- - 0,04$; н. о. — 1,00; сумма — 100,06 (анализ пересчитан, в оригинале: $PbCl_2 - 26,33$; $PbO - 23,69$; $Bi_2O_3 - 45,74$; $MgO - 0,07$; $CaO - 1,44$; $MnO - 0,46$).

Диагн. исп. Легко растворяется в разбавленных кислотах.

Наход. Очень редок. Встречен в трещинах марганцового скарна месторождения Лонгбан (Швеция). Ассоциируется с гаусманнитом, кальцитом, черным минералом, вероятно, из группы людовигита-вонсенита и неопределенным минералом красного цвета.

Искусств. Получен при сплавлении эквивалентных количеств PbO и Bi_2O_3 с избытком $PbCl_2$ (очень медленное остывание). Избыток $PbCl_2$ вымывался холодной дистиллированной водой. Полученный продукт имел $a_0 = 5,593$, $b_0 = 5,558$, $c_0 = 12,428$ Å.

Межплоскостные расстояния перита из Лонгбана [1]

CuK_{α} -излучение, $D = 114,83$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
002	5	6,18	131	6	1,745
111	8	3,77	026	7	1,660
004	6	3,08	133	9	1,620
113	10	2,86	226	6	1,427
200; 020	7	2,78	400	6	1,394
006	7	2,07	119; 331	5	1,301
220	7	1,970	404	3	1,273
222	2	1,881	420	8	1,251
			424	7	1,158

Литература

- Gillberg M. Ark. min., geol., 1961, 2, nr 44, 565.

Экдемит Ecdemite Гелиофиллит Heliophyllite $Pb_3AsCl_{2-4}O_{<4}$

Экдемит из месторождения Лонгбан впервые был описан в 1877 г. Норденшельдом как тетрагональный минерал [1]. Позднее Флингом [2] был изучен минерал из рудника Харстиг, очень близкий по составу к экдемиту, но отнесенный, главным образом на основании оптических свойств, к ромбической сингонии (гелиофиллит). Детальное исследование Хамберга [3], произведенное на оригинальном материале Норденшельда и Флинга, показало, что как гелиофиллит, так и экдемит состоят из двух фаз: тетрагональной и ромбической, закономерно распределенных одна в другой, однако в экдемите ромбической фазы значительно меньше, чем

тетрагональной. Обе фазы, если и различаются по химическому составу, то незначительно, разделить их не представлялось возможным. Хамберг считал целесообразным название экдемит сохранить для тетрагональной фазы, а гелиофиллит — для ромбической. Согласно данным Силэна и Меландера, обе фазы очень мало различаются структурно [4]. Ниже экдемитом называется описанный Норденшельдом минерал, содержащий небольшое количество ромбической фазы, гелиофиллитом — минерал, изученный Флинком, содержащий значительное количество ромбической фазы.

Название экдемит от греч. ἐκδεῖτος (экдемос) — необычный, чужой; имелась в виду необычность состава (Норденшельд, 1877). Гелиофиллит от греч. ἥλιος (элиос) — солнце и φύλλον (филлон) — лист, по цвету и облику кристаллов (Флинок, 1888).

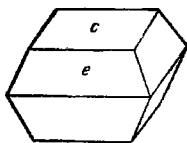
Характ. выдел. Листоватые массы, отдельные зерна, кристаллические налеты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. и ромб. с. (псевдотетрагональный) $a_0 = 10,8 \text{ \AA}$; $c_0 = 25,6 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 2,370$ (Силэн и Меландер) [4]; $Z = 16$ (Штрунц) [5].

Размеры элементарной ячейки были установлены Силэном [4] на материале из Харстига («гелиофиллит» Флинка). Согласно его данным, минерал относится к дитетраг.-дипирамид. классу ($D_{4h} - 4/mmm$). Незначительные отклонения от тетрагональной сингонии удалось наблюдать лишь в снимках, полученных с тщательно отделенных двумерных частей кристаллов.

Структура слоистая, вероятно, сходна со структурой надорита. Ромбическая и тетрагональная фазы структурно отличаются друг от друга незначительно [4, 5].

Кристаллы экдемита и гелиофиллита обычно листоватые, собраны в агрегаты и недоступны гониометрическому измерению. Реже табличчатые по (001) (гелиофиллит) с гранями дипирамиды e (101) (фиг. 131). Брёггер считал их двойниками по (110) с гранями (011) с $\rho = 65^\circ 36'$ и определил отношение осей $1,0343 : 1 : 2,2045$ [2]. Хамберг [3] описал также остропирамидальные кристаллы, часто совсем без базопинакоида, с сильно иштрихованными в горизонтальном направлении гранями дипирамид, имеющими ρ в пределах $52-58^\circ$.

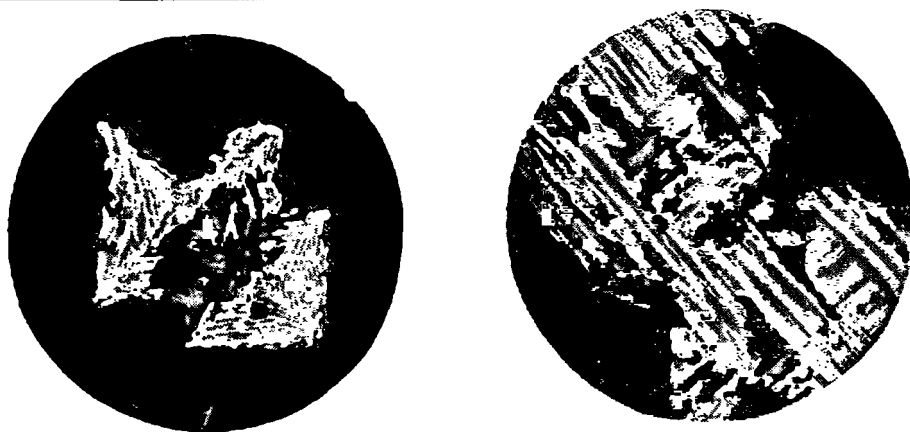


Фиг. 131. Кристалл гелиофиллита, Лонгбан (по Норденшельду)

Внутреннее строение кристаллов неоднородно. В пластинках по спайности отчетливо наблюдаются две фазы — одноосная и двуосная.

Хамберг выделяет два типа распределения ромбической фазы в тетрагональной. 1. Кристаллы состоят из чередующихся друг с другом одноосных и двуосных пластинок, перпендикулярных плоскости спайности (переход между отдельными пластинками нерезкий); в листочках по спайности отчетливо видны две системы пластинок, пересекающихся под прямым углом (фиг. 132, 1); таковы крупнолистоватые кристаллы из Харстига. 2. Ромбическая фаза образует «елочки» внутри тетрагональной, как это видно в шлифах, параллельных направлению спайности (фиг. 132, 2). Системы ромбических пластинок образуют двойники под прямым углом, сходные с двойниками надорита. Указанные особенности наблюдались в остропирамидальных кристаллах из Харстига и менее четко в экдемите из Лонгбана.

Физ. Сп. по (001) совершенная. Хрупки. Легко растрепаются. Тв. 2—3. Уд. в. 7,14 (экдемит из Лонгбана) [4]; 6,886 (гелиофиллит из Харстига) [2]. Цв. светло-желтый, серно-желтый, иногда с зеленоватым оттенком. В тонких листочках просвечивают. Бл. в изломе жирный, на плоскостях спайности сильный стеклянный до алмазного.



Фиг. 132. Распределение ромбической и тетрагональной фаз в гелиофиллите (по Хамбергу):

1 — тип II; 2 — тип I

Микр. В шл. в прох. св. не плеохроируют. Одноосная фаза (—). $n_o = 2,32$; $n_e = 2,25$ (Li) (Ларсен, на образце из Лонгбана). Содержит иногда в значительном количестве двусосную фазу, закономерно распределенную в одноосной и обладающую следующими свойствами. Двусосный (—), пл. опт. осей \perp (001) кристаллов. В разрезах, параллельных направлению спайности, одноосная фаза изотропна, двусосная имеет низкое, но отчетливое двупреломление; в разрезах, наклонных к направлению спайности, кристаллы кажутся однородными и имеют довольно сильное двупреломление. В разрезах по направлению спайности двусосные участки погасают параллельно диагонали квадратных спайных пластинок или под углом 25° к диагонали. $2V$ большой; сильная дисперсия $r < v$.

Хим. Точная формула не установлена. Возможно, состав несколько колеблется.

Норденшельд [1] для экдемита из Лонгбана (анализ 1) вычислил формулу $Pb_5As_2O_8 \cdot 2PbCl_2$. Флинк [2] дал для гелиофиллита из Харстига формулу $Pb_4As_2O_7 \cdot 2PbCl_2$, однако данные анализа этого образца отвечают промежуточной формуле между формулами Флинка и Норденшельда. Хамберг [3] установил, что состав кристаллов с различным соотношением ромбической и тетрагональной фаз, по-видимому, не имеет существенных различий, и предложил на основании своих двух анализов и анализа Флинка для гелиофиллита из Харстига формулу $Pb_9As_4O_{15} \cdot 4PbCl_2$ или $Pb_{13}As_4O_{15}Cl_8$. Штрунц [5], анализируя данные рентгеновского анализа Силэна [4], пришел к выводу, что экдемит и гелиофиллит имеют структуру, сходную с надоритом, в которой, однако, имеются незаполненные места Cl в O. На основании этих соображений он предложил формулу этих минералов писать по аналогии с надоритом в следующем виде: $Pb_3AsCl_{<2}O_{<4}$.

Анализы:

	1	2	3	4
PbO	77,47	74,91	75,22	75,18
FeO + MnO	—	0,54	0,07	0,16
CaO	—	—	0,08	0,11
As ₂ O ₃	8,03	8,85	8,22	7,94
Sb ₂ O ₃	—	—	0,47	1,15
Cl	8,00	8,00	8,05	7,96
O	6,74	6,83	6,73	6,80

Сумма 100,24 99,13 98,84 99,30

1—Лонгбан, анал. Норденшельд (экдемит); на очень чистом материале [1]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO—83,45; As₂O₃—10,60; O=Cl₂—1,81; 2—Харстиг, анал. Флинк (гелиофиллит) [2]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO—80,70; As₂O₃—11,69; O=Cl₂—1,80; 3—Харстиг, анал. Хамберг, кристаллы типа I [3]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO—81,03; As₂O₃—10,85; Sb₂O₃—0,56; O=Cl₂—1,80; 4—Харстиг, анал. Хамберг, кристаллы типа II [3]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO—81,03; As₂O₃—10,85; Sb₂O₃—0,56; O=Cl₂—1,80; 4—Харстиг, анал. Хамберг, кристаллы типа II [3]; анализ пересчитан, в оригинале: PbO—80,99; As₂O₃—10,49; Sb₂O₃—1,38; O=Cl₂—1,79.

Диагн. исп. Легко растворяются в HNO_3 . Разлагаются в нагретой HCl с выделением PbCl_2 . Также растворимы в KOH и NaOH .

П. п. тр. на угле дают королек Pb и двухцветный налет: внутри желтый (PbO) и во внешней части белый (PbCl_2). В закр. тр. растрескиваются и превращаются в порошок, затем плавятся в желтую массу и одновременно выделяют возгон PbCl_2 .

Повед. при нагр. При нагревании до 200° не изменяются и сохраняют двухфазовое строение.

Наход. Встречены в провинции Верmland (Швеция): в марганцовых рудниках Лонгбана, где экдемит образует груболистоватые массы в желтом марганцовистом кальците и кристаллические налеты, гелиофиллит — вкрапленные лимонно-желтые зерна в белом кальците, выполняющем пустоты в массе бурого граната; в руднике Харстиг, около Пайсберга, в пустотах с баритом и инезитом [2].

Изм. Гелиофиллит превращается часто в серое землистое вещество [2].

Л и т е р а т у р а

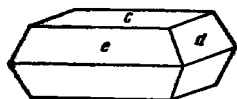
1. Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., 1877, 3, H. 12, N:o 40, 379.
2. Flinck G. Öfers. Vet. Akad. Stockholm, Förhandl., 1888, 45, N:o 9, 574.
3. Hamberg A. Geol. för. förhandl., 1889, 11, H. 4, N:o 123, 229.
4. Sillén L. G., Melander L. Zs. Krist., 1941, 103, 420.
5. Strunz H. Naturwissenschaften, 1942, 30, H. 5—6, 89.

Охролит — ochrolite. $\text{Pb}_4\text{Sb}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{PbCl}_2$?

Недостаточно изученный минерал. Флинк [1] считал, что охролит является сурьмяным аналогом гелиофиллита. Силэн и Меландер [2], изучая оригинальный материал Флинка, сняли две рентгенограммы качания и нашли, что они совпадают с рентгенограммами ($h0l$) и (hkl) надорита, на основании чего охролит был отождествлен с надоритом. Однако если учесть, что оксихлориды описываемой группы имеют очень сходную структуру, п. соответственно, близкие значения координат граней кристаллов при существенных различиях в составе и соотношении компонентов, не представляется обоснованным относить охролит к надориту только на основании идентичности рентгенограмм по двум направлениям и считать анализ Флинка неверным. Если учесть также, что по облику кристаллов охролит скорее сходен с гелиофиллитом, чем с надоритом, и количество свинца в анализе охролита значительно превышает его количество в надорите (Флинк считал отношение $\text{Pb} : \text{Cl}$ достаточно точно установленным), кажется целесообразным до более подробного изучения считать охролит самостоятельным минералом со стехиометрическими соотношениями компонентов, близкими к таковым гелиофиллита и экдемита.

Назван от греч. $\omega\chi\rho\acute{o}\varsigma$ (охрос) — светло-желтый и $\lambda\iota\theta\omicron\varsigma$ (литос) — камень.

Встречен в руднике Харстиг [1], около Пайсберга (Швеция). Образует веерообразные агрегаты в друзовых полостях вместе с баритом, миметезитом (?) и гематитом. Кристаллы толстотаблитчатые, несколько вытянутые вдоль оси b (фиг. 133), величина их до нескольких миллиметров; ограничены формами $c(001)$, $e(101)$ $c\rho = 65^\circ 48'$ и $d(011)$ $c\rho = 63^\circ 36'$; $a : b : c = 0,90502 : 1 : 2,0138$; обычно срastaются таким образом, что их оси b параллельны, а сами индивиды повернуты вокруг оси b на некоторый угол. Цв. серно-желтый, иногда с сероватым оттенком. Бл. алмазный. Кристаллы слабо просвечивают по краям. В шлифах в массе изотропного вещества различимы небольшие двупреломляющие участки, погасающие параллельно кристаллографическим осям. По Ларсену,



Фиг. 133. Кристалл охролита (по Флинку)

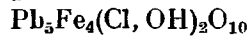
$n_g = 2,36$, $n_m = 2,34$, $n_p = 2,30$; $n_g - n_p = 0,06$ (Li). Анализ, произведенный из очень небольшой навески (0,1914 г), за вычетом 5% CaCO_3 , дал следующие результаты: Pb — 71,03; Sb — [14,69]; Cl — 7,72; O — 6,56; сумма 100 (анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 76,52; Sb_2O_3 — [17,59]; O = Cl₂ — 1,83).

Растворяется в HNO_3 и KOH [1].

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. Öfers. Vet. Akad. Stockholm, Förhandl., 1889, 46, 5.
2. Sillén L. G., Melander L. Zs. Krist., 1941, 103, 420.

Гематофанит Hematophanite



Назван от греч. *αιμα τό* (эма то) — кровь и *φαινετα* (фэнетэ) — казаться, в соответствии с кроваво-красным цветом в проходящем свете (Йоханссон, 1928) [1].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы и субпараллельные агрегаты в кальците.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{2d}^1 - P\bar{4}2m$, $C_{4v}^1 - P4mm$, $D_4^1 - P422$ или $D_{4h}^1 - P4/mmm$; $a_0 = 7,817$; $c_0 = 15,26 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,952$; $Z = 3$ (Йоханссон).

Кристаллы таблитчатые по (001), величиной до 5 мм, с довольно значительным количеством мелких блестящих граней, замеры которых затруднены невозможностью достаточно хорошей их очистки от кальцита.

Физ. Сп. по (001) совершенная. Иногда отмечаются зеркальные плоскости скольжения под большим или меньшим углом к плоскости спайности. Тв. 2—3. Уд. в. 7,70. Цв. темный красно-бурый. Черта желто-красная. Бл. на плоскостях спайности близок к полуметаллическому. Очень тонкие пластинки просвечивают.

Микр. В шл. в прох. св. кроваво-красный. Одноосный (—). Двупреломление низкое.

Хим. Теор. состав (при Cl : OH = 1 : 1): Pb — 70,38; Fe — 15,18; Cl — 2,41; O — 10,87; OH — 1,16 или PbO — 60,66; Fe_2O_3 — 24,70; PbCl_2 — 9,45; $\text{Pb}(\text{OH})_2$ — 8,19.

Среднее из двух анализов гематофанита из Якобсберга: Pb — 68,01; Fe — 15,39; Cl — 2,17; O — 11,38; H_2O_+ — 0,73; Na_2O — 0,38; K_2O — 0,17; MgO — 0,06; CaO — 0,26; MnO — 0,29; FeO — 0,22; FeTiO_3 — 0,20; н. о. — 0,42; сумма — 99,68 (анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 73,26; Fe_2O_3 — 22,01; O = Cl₂ — 0,49); Sb_2O_3 и As_2O_3 не обнаружены.

Межплоскостные расстояния гематофанита из Якобсберга, по Михееву

			Fe-излучение					
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
200β	1	4,59	400β	1	2,157	408	1	1,362
200	4	3,902	400	3	1,950	444	1	1,295
220β	3	3,029	008	1	1,903	604; 620	2	1,232
204β	3	2,998	404; 420	2	1,742	446	1	1,211
220	8	2,757	422; 208	1	1,710	624	1	1,174
204	8	2,735	424	3	1,590	448	1	1,117
310; 302	1	2,465	228	1	1,567	644	2	1,042
224	2	2,237	440	1	1,381	4.2.12	1	1,027

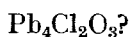
Диагн. исп. Легко растворяется в разбавленной HCl, а также в HNO₃ средней концентрации. Разлагается уксусной кислотой с образованием охристого вещества.

Нахожд. Встречен в зернистом известняке в месторождении Якобсберг (Вермланд, Швеция) вместе с плюмбоферритом, яkobситом, андрадитом, самородной медью, купритом и церусситом.

Л и т е р а т у р а

1. Johansson K. Zs. Krist., 1928, 68, 102.

Бликсит Blixite



Назван по имени шведского химика Р. Бликса, выполнившего большое количество анализов минералов из Лонгбана (Габриэльсон и др., 1960) [1].

Характ. выдел. Тонкие кристаллические корочки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $a_0 = 5,832$; $b_0 = 5,694$; $c_0 = 25,47 \text{ \AA}$ (вычислено на основе порошкограммы с учетом ее сходства с порошкограммой надорита); $a_0 : b_0 : c_0 = 1,024 : 1 : 4,473$.

Кристаллы не встречены.

Физ. Сп. отчетливая по одному направлению. Тв. около 3. Уд. в. 7,35. Цв. и черта бледно-желтые. Бл. стеклянный, частью матовый.

Не флуоресцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. Двусный (+). Пл. опт. осей перпендикулярна направлению спайности. n_g около 2,20, n_p около 2,05; $n_g - n_p$ около 0,15; $2V$ около 80°.

Хим. Формула не может считаться точно установленной. Расчет хим. анализа дает формулу $\text{Pb}_4\text{Cl}_2\text{O}_3$ (теор. состав: Pb — 87,46; Cl — 7,48; O — 5,06). При этом вода (0,73%) не учитывается, так как содержание ее не велико, и она выделяется до 200°. Однако поскольку размеры элементарной ячейки и порошкограмма бликсита очень сходны с таковыми для надорита PbSbClO_2 , предполагается, что бликсит имеет дефектную структуру, и его формула может быть представлена в следующем виде: $\text{Pb}_{16}\text{Cl}_8(\text{O}, \text{OH})_{16-x}$ при значении x приблизительно 2,6.

Состав бликсита из Лонгбана (анал. Перуэл): Pb — 86,99; Ca — 0,21; Cl — 7,69; O — 5,07; H₂O — 0,79; сумма — 100,75 (анализ пересчитан, в оригинале: PbCl₂ — 30,16; PbO — 69,50; CaO — 0,30). Спектрально определены следы As, Sb, Bi, Mg, Mn, Fe, щелочные металлы. F не обнаружен.

Диагн. исп. Легко растворяется в разбавленных минеральных кислотах.

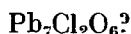
Повед. при нагр. При нагревании до 150° теряет 0,74% воды, до 175° еще 0,073%, после нагревания при 200° общая потеря воды достигает 0,294%. При этом окраска становится канареечно-желтой, по порошкограмме обнаруживается небольшое, но отчетливое отличие от неизменного бликсита и отсутствие сходства с желтым $\text{Pb}_4\text{Cl}_2\text{O}_3$, полученным сплавлением PbO и PbCl₂.

Нахожд. Наблюдался в месторождении Лонгбан (Вермланд, Швеция) в виде кристаллических корочек в трещинах гаусманнитсодержащего доломита, частью в ассоциации с самородной медью. Обнаружен также в образцах мангановиллитового скарна из того же месторождения.

Межплоскостные расстояния бликвита из Лонгбана [1]						
Cu-излучение, $D = 114,83$ мкм						
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	
004	4	6,39	0.0.16; 318; 2.2.10;	2	1,591	
011	3	5,53	322; 230	1	1,522	
112	8	3,88	0.3.10; 139	4	1,467	
008	5	3,18	2.0.15; 327; 0.3.11	1	1,435	
116; 200	10	2,93	3.0.12; 403; 328	1	1,418	
020	6	2,83	404; 2.1.15; 1.2.15;	1	1,418	
210	1	2,59	0.3.12; 041; 042	2	1,336	
214	1	2,40	1.1.18; 145	4	1,295	
216	1	2,21	409; 3.1.14; 1.2.17;	4	1,295	
208	5	2,15	421; 147; 336	4	1,278	
0.0.12	6	2,12	3.0.15; 240; 241	2	1,256	
220	6	2,04	2.2.16; 425; 244	1	1,214	
301; 224	1	1,933	0.0.21; 1.1.20; 0.2.19;	2	1,182	
1.1.12; 225	1	1,884	0.4.11; 1.4.10	4	1,164	
0.0.14; 2.1.10;			0.4.12	4	1,144	
312; 034	1	1,820	501; 1.1.21; 0.2.20	2	1,096	
132	2	1,786	515; 1.3.18; 150;	3	1,079	
2.0.12; 228	5	1,715	151			
0.0.15; 0.2.12;	1	1,700	508; 1.2.21; 3.2.17;			
135			2.4.12			
316	4	1,688	509; 2.2.20; 520;			
308; 136	8	1,660	348			

Л и т е р а т у р а

Gabrielson O., Parwell A., Wickman F. Ark. min., geol., 1960, 2, N. 5, nr 32, 411.

Лореттоит *Lorettoite*

Назван по месту находки (Уэлс и Ларсен, 1916) [1].

Под названием лореттоит здесь объединено описание трех недостаточно изученных оксихлоридов свинца: лореттоит из Лоретто [1], «оксихлорид» из коллекции Калифорнийского университета, по данным Уэлса и Ларсена, и чубутит (*chubutite*) из Чубута, описанный Корти (1918). Все они близки друг другу по ряду свойств, но различаются по соотношению окисного и хлористого свинца, по уд. весу, возможно, по величине показателей преломления. Спенсер предполагал, что лореттоит и чубутит идентичны [3], Римап считал, что это близкие члены изоморфного ряда PbO и PbCl_2 [4].

Характ. выдел. Листоватые выделения толщиной до 2,5 см, радиальные агрегаты толстых волокон, ограниченных плоскостями спайности.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с.? Кристаллы не наблюдались. На спайных выколках «оксихлорида» из коллекции Калифорнийского университета отмечены слабо выраженные полоски в двух направлениях под углом 90° , образованные газовыми включениями. Иногда содержит обильные включения пузырьков газа (Лоретто). У чубутита отмечены прямоугольные очертания сечений пластинок. Ширина спайных листочков лореттоита достигает 0,5 мм.

Физ. Сп. по (001) совершенная; возможно, и по другим плоскостям (чубутит). Тв. $2\frac{1}{2}$. Чубутит очень хрупок. Уд. в. 7,39 (Лоретто; возможно, занижен из-за наличия газовых включений); 7,65 («оксихлорид»); 7,95 (Чубут). Цв. медово-желтый, черта желтая (Лоретто), или желтый,

местами красноватый или зеленоватый с канареечно-желтой чертой (Чубут). Бл. алмазный, иногда перламутровый.

Микр. [1]. В шл. в прох. св. желтый, зеленовато-желтый. Плеохроизма нет. Одноосный (—). В свете Li:

n_o	n_e	$n_o - n_e$	
2,40	2,37	0,03	Лоретто
2,35	2,33	0,02	«Оксихлорид»

Хим. Теор. состав: Pb — 89,68; Cl — 4,38; O — 5,94.

Анализы:

	1	2	3
Pb	88,38	87,24	—
Sb	0,58	—	—
As	Сл.	—	—
Al	0,06	0,04	—
Fe	0,13	—	—
Cl	3,78	3,98	4,94
O	6,20	5,88	—
H ₂ O	Сл.	0,03	—
H. o.	0,11	0,58	—
Прочие	0,76	1,66	—
Сумма	103,00	99,41	—
Уд. в.	7,95	7,39	7,65

1 — Чубут; анал. Бедер; уставовлены также Sn, Cr, N, Mo, SO₃, P₂O₅ и связанная вода; Sb, возможно, входит в состав минерала [2]; прочие: 0,76 SiO₂; анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 95,20; Sb₂O₃ — 0,69; Al₂O₃ — 0,12; Fe₂O₃ — 0,13; O = Cl₂ — 0,85; 2 — Лоретто; анал. Уэлс; повторное определение Cl на очень чистом материале дало 4,09; Br, J, F не обнаружены; проба содержала около 2% примесей, главным образом карбоната, и небольшое количество непрозрачного свинцово-серого минерала [1]; прочие: MgO — 0,56; CaO — 0,48; ZnO — 0,31; CO₂ — 0,20; P₂O₅ — 0,11; анализ пересчитан, в оригинале: PbO — 93,98; Al₂O₃ — 0,08; O = Cl₂ — 0,93; 3 — «оксихлорид» из коллекции Калифорнийского университета, месторождение неизвестно; анал. Уэлс [1].

Диагн. исп. В горячей воде не растворяется. Легко растворим в горячей разбавленной HNO₃. Плохо растворим в HCl и H₂SO₄. Из раствора в горячей разбавленной HCl после охлаждения выпадает PbCl₂. Растворяется в OH (30%).

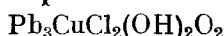
Лореттоит легко плавится в пламени свечи, при остывании дает желтый кристаллический шарик. Чубутит при нагревании становится темно-бурым, при его остывании образуется зеленоватое стекло. В струе H₂ дают корольки Pb, черный блестящий налет Sb и капли воды от соединения кислорода минерала с водородом.

Нахожд. Образуется в зоне окисления при изменении сульфидных минералов свинца. Обнаружен с церусситом и галенитом (?) в Лоретто (Теншесси, США) и в Лас Коронас (Чубут, Аргентина).

Л и т е р а т у р а

1. Wells R. C., Larsen E. S. J. Washington Acad. Sci., 1916, 6, No 20, 669.
2. Corti H. An. Soc. quimica Argentina, 1918, 6, 65.
3. Spencer L. J. Min. Mag., 1919, 18, 376.
4. Riman E. An. Soc. quimica Argentina, 1918, 6, 323.

Хлороксифит Chloroxiphite



Назван от греч. χλωρός (хлорос) — зеленый и ξίφος (ксифос) — меч, по цвету и форме кристаллов (Спенсер и Маунтин, 1923) [1].

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$; $a_0 = 10,36$; $b_0 = 5,74$; $c_0 = 6,53 \text{ \AA}$; $\beta = 97^\circ 11'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,805 : 1 : 1,138$; $Z = 2$ (Берман, на материале Спенсера, по Дана, 1951).

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,805 : 1 : 1,138$; $\beta = 97^\circ 11'$ (по рентгеновским данным).

Наблюдавшиеся формы:

$$a \ 100 \quad \overset{\circ}{\circ} \ 90^\circ 00' \quad \overset{\circ}{\circ} \ 90^\circ 00' \quad D \ 101 \quad \overset{\circ}{\circ} \ 90^\circ 00' \quad \overset{\circ}{\circ} \ 27^\circ 00'$$

$$aD \ (\bar{1}00) : (\bar{1}01) = 63^\circ 00'$$

В работе Спенсера и Маунтина $D \ (\bar{1}01)$ принята за пинакоид $c \ (001)$, соответственно $\beta = 117^\circ$.

Кристаллы несовершенны; в виде тонких пластинок по $D(\bar{1}01)$, вытянутых по оси b (наибольшие достигали 3 см в длину, 1 см в поперечнике и 1 мм в толщину). На гранях $D(101)$ грубая штриховка, параллельная удлинению. Наблюдались субпараллельные сростки. Обычно кристаллы хлороксифита вырастают в мендицит под косым углом к направлению его спайности.

Физ. Сп. по $(\bar{1}01)$ совершенная, по (100) несовершенная. Очень хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,763 по Маунтину; 6,93 по Берману-Дана (вычисл. 7,07). Цв. тусклый оливково- или фиштакково-зеленый. Черта очень характерная — бледно-зеленовато-желтая. Бл. смоляной до алмазного.

Микр. В шл. в прох. св. плеохроизм очень сильный: яркий изумрудно-зеленый вдоль удлинения (по Ng) и желтовато-коричневый вкост удлинению спайных пластинок. Двусный (—). Пл. опт. осей под очень острым углом к грани a . $Ng = b$, Np почти $\perp (\bar{1}01)$. Удлинение (+). $n_g = 2,25$; $n_m = 2,24$; $n_p = 2,16$; $n_g - n_p = 0,09$; $2V$ около 70° ; дисперсия средняя до сильной, $r > v$.

Хим. Теор. состав: Pb — 75,61; Cu — 7,73; Cl — 8,63; O — 5,84; H_2O — 2,19. Анализы хлороксифита из рудника Хайер-Питс (анал. Маунтин):

	Pb	Cu	Cl	O	H_2O	Сумма
1.	75,34	8,71	7,19	6,38	2,56	100,18
2.	74,10	8,37	8,97	5,79	2,52	99,75

1 — из навески в 0,4376 г; с незначительной примесью мендицита и диаболита; 2 — из навески 0,1585 г.

Диагн. исп. Легко растворим только в HNO_3 .

В закр. тр. растрескивается и выделяет воду, при более сильном нагревании разлагается с образованием возгона PbCl_2 в виде белого налета на стенках, сплавляющегося затем в желтые капли. Остаток расплавляется в коричневую жидкость, которая застывает в ярко-зеленое стекло, состоящее из окислов Pb и Cu.

Повед. при нагр. При нагревании выше 110° становится желтовато-коричневым и выделяет воду. Несколько ниже 250° чернеет и теряет всю воду.

Находж. Встречен только на руднике Хайер-Питс в Мендиц-Хилс (Сомерсетшир, Англия), где в виде тонких удлиненных пластинок вырастает в мендицит, образующий желваки в марганцовой руде (вад и кальцит). Ассоциируется также с более поздними минералами — гидроцерусситом, церусситом, малахитом, креднеритом, диаболитом. Предпо-

ложительно образовался наряду с мендипитом при воздействии морской воды на обломки медно-свинцовой руды в период формирования осадочной толщи.

Изм. Заменяется тонкозернистой смесью гидроцеруссита или церуссита с малахитом, иногда также с диаболентом.

Отл. По цвету, облику кристаллов, спайности и плеохронизму очень похож на эпидот, отличается значительно меньшей твердостью, характерной зеленовато-желтой чертой, вдвое большим уд. весом.

Межплоскостные расстояния хлороквита из Мендип-Хилс*
CuK α -излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
100	80	10,26	220;401	20	2,50	20	1,667	
001	20	6,55	401;221	50	2,30	50	1,645	
$\bar{1}01$	60	5,90	321;411	20	2,13	10	1,613	
$\bar{1}11$	50	4,12	312;122	60	2,06	40	1,595	
111;210	80	3,84	321;501	60	2,03	10	1,571	
211;300	40	3,45		10	1,98	40	1,553	
$\bar{1}02$	40	3,26		20	1,93	40	1,515	
310	50	2,95		10	1,863	10	1,482	
020	100	2,86		60	1,790	10	1,446	
$\bar{1}12$	70	2,80		10	1,760	40	1,428	
311;120	10	2,74		40	1,712			
112?	60	2,68		10	1,686			

* ASTM, 8-112

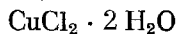
Л и т е р а т у р а

1. Spenser L. J., Mountain E. D. Min. Mag., 1923, 20, No 102, 75.

ИСКАЖЕННАЯ СТРУКТУРА ТИПА ФЛЮОРИТА

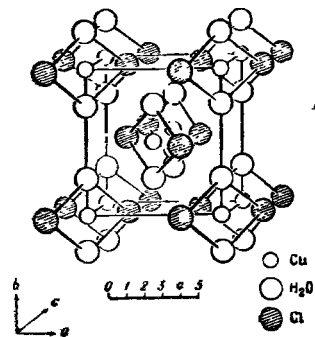
Симметрия	a_0	b_0	c_0	Уд. в.	
Эриохальцит $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	7,39	8,06	3,73	2,4

Эриохальцит Eriochalcite



Назван от греч. $\epsilon\rho\iota\omega\nu$ (эрион) — шерсть и $\chi\alpha\lambda\kappa\acute{o}\varsigma$ (халькос) — медь, по характеру и составу агрегатов (Скакки, 1870) [1].

Синон. Эриохальцит — eriochalcite (Скакки, 1870), эритрохальцит — erythrochalcite (Дана, 1892), эритрохальцит — Erythrochalcit (Грот, 1898), антофагастит — antofagastite (Пэлэч и Фошар, 1938 [2]; идентичность установлена Фронделом, 1950) [3].



Фиг. 134. Структура эриохальцита (по Харкеру)

Характ. выдел. Войлокоподобные агрегаты, лишайниковидные наросты, выпцеты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^2 — $Pbmn$; $a_0 = 7,39$; $b_0 = 8,06$; $c_0 = 3,73$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,917 : 1 : 0,463$; $Z = 2$ (Харкер) [4].

В структуре каждый атом Cu соединен ковалентной связью с двумя атомами Cl и двумя атомами кислорода воды, располагающимися вокруг него по углам квадрата (фиг. 134) [4].

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,9177 : 1 : 0,4631$ (Пэлэч и Фошар) [2].

Формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>m</i> 110	47 27	90 00	0 00	42 33	90 00	47 27
<i>t</i> 520	69 50	90 00	0 00	20 09	90 00	69 50
<i>s</i> 301	90 00	56 33	90 00	33 27	56 33	90 00
<i>p</i> 111	47 27	34 24	65 09	65 24	26 46	67 32

$$mm(110) : (1\bar{1}0) = 85^\circ 05'$$

$$pp(111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 44\ 55$$

$$pa(111) : (100) = 65^\circ 24'$$

$$pb(111) : (010) = 67\ 32$$

$$tt(520) : (\bar{5}\bar{2}0) = 40^\circ 19'$$

$$sa(301) : (100) = 33\ 27$$

На искусственных кристаллах наблюдались также формы *a* (100), *q* (103), *r* (104) [5].

Кристаллы удлинены по оси *c*, часто изогнуты и даже скручены. Двойники прорастания по (021) (Фрондел, по Дана, 1954).

Физ. Сп. по (110) совершенная, по (001) ясная. Хрупок. Изл. раковистый. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,4 [2] (вычисл. 2,55). Цв. голубой, синевато-зеленый, зеленовато-синий, иногда с желтоватым оттенком. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. по *Ng* голубой, по *Nm* оливково-зеленый, по *Np* ярко-зеленый. Двуосный (+). Пл. опт. осей (001); $Np = b$, $Ng = a$; удлинение (\pm) $n_g = 1,745$, $n_m = 1,685$, $n_p = 1,646$ (Na); $n_g - n_p = 0,099$; $2V = 75^\circ$; $r < v$ [2].

Хим. Теор. состав: Cu — 37,27; Cl — 41,60; H₂O — 21,13. Состав эриохальцита из Мина Кетена (анал. Фосаг) [2]: MgO — 0,04; CaO — 0,15; Fe₂O₃ — 0,20; Cu — 36,89; Cl — 40,68; H₂O — 20,81; п. о. — 0,95; сумма — 99,72; уд. в. 2,4.

Диагн. исп. Легко растворяется в воде (раствор бледно-голубой) и в NH₄OH (раствор синий).

П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в зеленый цвет, вблизи пробы в голубой. В закр. тр. выделяет воду, плавится и перекристаллизуется в желтый или светло-коричневый безводный хлорид [2].

Находж. Обнаружен на Безувни во время извержения 1869 г. и 1906 г. [1] среди продуктов возгона в кратере совместно с халькокианитом, долефанитом и эвхронтом.

Под названием автофагастита описан эриохальцит из зоны окисления рудника Мина Кетена в провинции Автофагаста (Чили), образующий лишайниковидные пятна на поверхности ожелезненных пород и кварца; ассоциируется с бандилитом и атакамитом, являясь более ранним по отношению к этим минералам; преобладает в более глубоких горизонтах зоны окисления [6].

Изм. На воздухе расплывается и стягивается в зернистую массу.

Искусств. Получается, если выпарить раствор окиси меди в HCl, остаток растворить в воде и снова выпарить; при смешивании растворов CuSO₄ и NaCl выпадает после Na₂SO₄ [7].

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Rend. Accad. Sci. fis. mat. Napoli, 1870, 9, 86; Bull. Soc. fr. min., 1878, 1, 132; Scacchi E. Rend. Accad. Sci. fis. mat. Napoli, 1884, 23, 162; Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1907, 30, 223; Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 90.
2. Palache Ch., Foshag W. T. Am. Min., 1938, 23, No 2, 85.
3. Frondel C. Min. Mag., 1950, 29, No 208, 44.
4. Harker D. Zs. Krist., 1936, 93, 136; сходные данные см.: Mac-Gillavry C. H., Bijvoet J. M. Zs. Krist., 1936, 94, 231.
5. Groth P. Chemische Kristallographie, Leipzig, 1906, 1, 238.
6. Bandy M. C. Am. Min., 1938, 23, No 11, 705.
7. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, London, 1923, 3, 168.

ГРУППА ЭРИТРОСИДЕРИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в
Эритросидерит $K_2FeCl_5 \cdot H_2O$	Ромб.	13,78	9,94	6,94	2,30
Кремерзит $NH_4KFeCl_5 \cdot H_2O$	—	—	—	—	—

Между искусственными солями $K_2FeCl_5 \cdot H_2O$ и $(NH_4)_2FeCl_5 \cdot H_2O$ существует непрерывный ряд изоморфных смесей. Конечные члены ряда имеют весьма близкие константы решетки (в Å):

	a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Z	Автор
$K_2FeCl_5 \cdot H_2O$	13,78	9,94	6,94	1,386 : 1 : 0,698	4	Беланка [1]
$(NH_4)_2FeCl_5 \cdot H_2O$	13,81	9,87	7,10	1,399 : 1 : 0,719	4	Линдквист [2]

Данные гониометрических измерений также показывают небольшие различия [3, 4]. Уд. вес изменяется от 2,372 у калиевого члена до 2,00 у аммониевого [4].

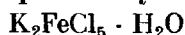
В структуре пять атомов Cl, а также H_2O располагаются вокруг Fe^{3+} по вершинам октаэдра, образуя группы $[FeCl_5H_2O]$, которые с двумя K^+ или NH_4^+ образуют несколько искаженную структуру типа CaF_2 (Линдквист, Беланка).

Эритросидерит является хорошо индивидуализированным минералом, кремерзит — средний член изоморфного ряда — выделен на основании одного анализа без описания свойств; аммониевый член ряда в природе достоверно не установлен. В справочнике Дана названия эритросидерит и кремерзит применяются к членам изоморфного ряда с $K > NH_4$ и $NH_4 > K$ соответственно.

Л и т е р а т у р а

1. Bellanca A. Period. min., Roma, 1948, 17, 59.
2. Lindqvist I. Ark. kemi, min., geol., 1947, 24, A, H. 1, N:o 4, 1.
3. Johnson A. N. Jb. Min., 1903, 2, 97.
4. Gossner B. Zs. Krist., 1905, 40, 72.

Эритросидерит Erythrosiderite



Назван от греч. $\epsilon\rho\sigma\theta\rho\acute{o}\varsigma$ (эритрос) — красный и $\sigma\acute{\iota}\delta\eta\rho\acute{o}\varsigma$ (сидерос) — железо (Скакки, 1872) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^6 — *Pnma*; $a_0 = 13,78$; $b_0 = 9,94$; $c_0 = 6,94$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,386 : 1 : 0,698$; $Z=4$ (Беланка, для искусств.) [2].

Структура — см. введение к группе.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$); $a : b : c = 1,3822 : 1 : 0,7178$ (Дана, на основе измерений Скакки кристаллов с Везувия).

Формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b 010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
a 100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
m 210	55 21	90 00	0 00	34 39	90 00	55 21
o 011	0 00	35 40	54 20	90 00	0 00	54 20
d 101	90 00	27 27	90 00	62 33	27 27	90 00
e 201	90 00	46 05	90 00	43 55	46 05	90 00

$$mm(210) : (2\bar{1}0) = 69^\circ 18' \quad ee(201) : (\bar{2}01) = 92^\circ 10' \quad om(011) : (210) = 70^\circ 38'$$

$$oo(011) : (0\bar{1}1) = 71 20 \quad dd(101) : (\bar{1}01) = 54 53 \quad oa(011) : (100) = 90 00$$

По Скакки: $a : b : c = 0,6911 : 1 : 0,7178$; формула перехода от символов по Скакки к символам по Дана: 200|010|001.

Кристаллы таблитчатые по a (100) и несколько вытянутые вдоль c (фиг. 135, 1) или псевдооктаэдрические (фиг. 135, 2). Небольшие холмики травления образуются на гранях вследствие распылывания кристалла на влажном воздухе [3].

Физ. Сп. по (210) и (011) совершенная, отмечалась лишь Госпером для искусственных кристаллов [4]. Уд. в. 2,320 [3], 2,372 (искусств.) [4] (вычисл. 2,30). Цв. буровато-красный, красновато-бурый. Бл. сильный стеклянный.

Микр. В шл. в прох. св. желтый, красноватый. Иногда слабый плеохроизм; по Nm — желтый до буровато-красного, по Ng — буровато-желтый с зеленоватым оттенком [3]. Двуосный (+). Пл. опт. осей $\parallel (001)$, $Ng = b$. $Nm = c$, $Np = a$. Удлинение (\pm) [5]. $n_g = 1,80$, $n_m = 1,75$, $n_p = 1,715$; $n_g - n_p = 0,085$; $2V = 62^\circ$; дисперсия сильная $r > v$ (Ларсен).

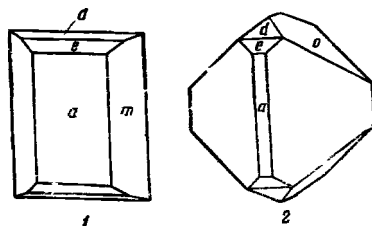
Хим. Теор. состав: K — 23,74; Fe — 16,96; Cl — 53,83; H_2O — 5,47. Состав эритросидерита с Везувия (анал. Скакки): K — 24,21; Fe — 16,81; Cl — 53,30; H_2O — [5,68]; сумма — 100. Более светлоокрашенные разности с Везувия содержат в виде изоморфной примеси Al до 3% [6].

Диагн. исп. Очень хорошо растворяется в воде. Во влажном воздухе распыляется.

Находж. Встречался в течение ряда лет на Везувии среди отложений кислых фумарол, характеризующихся высоким содержанием свободной соляной кислоты и паров воды и относительно низкими температурами. В смеси с другими хлоридами образует кристаллические корочки и сталактиты, которые окрашиваются им в красный цвет. Наблюдался также в виде мелких кристалликов с реальгаром и серой в пустотах лав (в этом случае он более светлый и содержит изоморфную примесь Al). Кроме того, образуется на поверхности излома корочек из хлоридов K, Na, Fe и Cu после экспозиции на воздухе при обычной температуре [6].

В соляных месторождениях псевдооктаэдрические кристаллы встречаются в виде выцветов на риннеите [3, 7], отмечался в виде включений желтого цвета в галите [7].

Искусств. Получается при медленном охлаждении теплого раствора равных молярных количеств $FeCl_3$ и KCl [4]. После растворения в воде может быть снова осажден при подкислении раствора соляной кислотой, причем после первого растворения таблитчатых кристаллов образуются кристаллы той же формы, после вторичного переосаждения — псевдооктаэдрические кристаллы оранжево-красного цвета. Из раствора эритросидерита в дистиллированной воде выпадают лишь кубики KCl [5].



Фиг. 135. Кристаллы эритросидерита:

1 — Везувий (по Скакки); 2 — Стасфурт (по Славику)

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Atti Reale Accad. sci. fis., mat., Napoli, 1872, 240; 1874, 6, 42 (по Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 106).
2. Bellanca A. Period. min., Roma, 1948, 17, 59.
3. Slavik F. Bull. Acad. sci. Bohême, 1912, 17, 5 (по реферату N. Jb. Min., 1913, 2, 9).
4. Gouber B. Zs. Krist., 1905, 40, 73.
5. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1907, 30, No 6, 252.
6. Zambonini F., Restano S. Ann. R. Osservatorio Vesuviano, 1925, ser. 3, 1, 121.
7. Stewart F. H. Min. Mag., 1951, 29, No 213, 561.

Кремерзит *Kremersite*

Назван по имени немецкого химика П. Кремерса, анализировавшего этот минерал (Кенгот, 1853).

Отмечается в кратерах действующих вулканов. На Везувии (Италия) часто выделяется вблизи гематита в тесном сростании с молизитом. Дипирамидальные кристаллы красного цвета, несколько удлинённые в одном направлении, выступают из смеси после того как молизит расплывается. Теор. состав: NH_4 — 5,85; K — 12,68; Fe — 18,12; Cl — 57,71; H_2O — 5,84. Состав кремерзита с Везувия (анал. Кремерс): Na — 0,16; K — 12,07; NH_4 — 6,17; Fe — 16,89; Cl — 55,15; H_2O — [9,56]; сумма 100 [1]. Свойства не изучались.

Минералы, принадлежащие к изоморфному ряду эритросидерит — кремерзит, отмечались в тесной ассоциации с нашатырем [2, 3]; по составу они, вероятно, соответствуют кремерзиту или приближаются к конечному аммониевому члену ряда. На Ключевской сопке (Камчатка) [2] встречены мелкие (до 0.2 мм) включения в нашатыре буровато-желтого цвета, иногда в виде несовершенных ромбических дипирамид. В пл. в прох. св. плеохроизм по *Nm* красновато-бурый, по *Np* и *Ng* буровато-желтый с зеленоватым оттенком. Двуосный (+). Погасание прямое. Пл. опт. осей \parallel (001). $n_g = 1,790$, $n_m = 1,758$, $n_p = 1,737$; $n_g - n_p = 0,053$; $2V = 59^\circ$; дисперсия сильная $r > v$.

Минерал со сходными свойствами отмечался на Ключевской сопке [2, 4] в виде корочек в ассоциации с сульфатами и фторосиликатами.

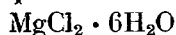
Возможно, что кремерзит, а также конечный член ряда иногда ошибочно описываются под названием молизита (см. «Молизит», стр. 210) [2].

Л и т е р а т у р а

1. Kremers P. Ann. Phys., 1851, 84, 79.
2. П и й п Б. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 280 и 297
3. Saccchi A. Atti Reale Accad. sci. fis., mat., Napoli, 1872, 210.
4. Н а б о к о С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 122.

СТРУКТУРА ТИПА БИШОФИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	9,92	7,16	6,41	94°	1,6

Бишофит *Bischofite*

Назван по имени Бишофа, немецкого химика, минералога и геолога (Оксениус, 1877) [1].

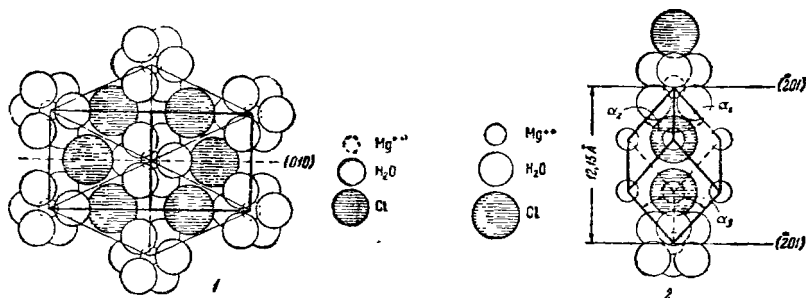
Характ. выдел. Зернистые, листоватые, волокнистые и параллельно-волокнистые агрегаты, скопления игольчатых кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$; $a_0 = 9,92$; $b_0 = 7,16$; $c_0 = 6,41$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,385 : 1 : 0,853$; $\beta = 94^\circ \pm 20'$; $Z = 2$ (Андрес и Гундерман, 1934, для искусств.) [2].

Моноклиническая ячейка может быть заменена примитивной триклинной псевдоромбической ячейкой в два раза меньшего размера с $a = 6,2$ Å и $\alpha_1 = \alpha_2 = 88^\circ$, $\alpha_3 = 72^\circ$.

В структуре каждый атом Mg окружен шестью молекулами воды по правильному октаэдру. Из восьми соседних с Mg атомов Cl, 2Cl находятся

ближе к комплексу $Mg(H_2O)_6$ и располагаются на двух противоположных концах линии, соединяющей середины граней октаэдра из H_2O . Таким образом, в структуре имеются группы $Mg(H_2O)_6Cl_2$, что свидетельствует о ее молекулярном характере. Остальные шесть атомов Cl расположены на несколько большем расстоянии от Mg и образуют кольцо в плоскости, перпендикулярной к оси молекулы. Оси удлинения молекул почти точно перпендикулярны к плоскости $(\bar{2}01)$ (фиг. 136, 1, 2) [2].



Фиг. 136. Структура бишофита (по Андрусу и Гундерману):

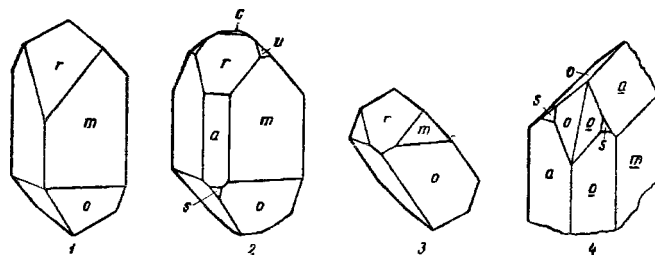
1 — проекция на $(\bar{2}01)$, выделено сечение моноклинной элементарной ячейки; 2 — проекция на плоскость, перпендикулярную к $(\bar{2}01)$; выделена псевдоромбоэдрическая ячейка

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,3873 : 1 : 0,8543$; $\beta = 93^\circ 42'$ (Мюге) [3].

	φ	ρ		φ	ρ
$c\ 001$	$90^\circ 00'$	$3^\circ 42'$	$r\ \bar{2}01$	$-90^\circ 00'$	$49^\circ 28'$
$a\ 100$	$90\ 00$	$90\ 00$	$o_1^a\ 111$	$38\ 35$	$47\ 32$
$m\ 110$	$35\ 51$	$90\ 00$	$u\ \bar{1}11$	$-32\ 53$	$45\ 29$
$s\ 201$	$90\ 00$	$52\ 23$			

$mm\ (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 108^\circ 17'$	$ra\ (\bar{2}01) : (\bar{1}00) = 40^\circ 32'$
$om\ (111) : (\bar{1}10) = 42\ 32$	$rm\ (\bar{2}01) : (\bar{1}\bar{1}0) = 63\ 34$
$oa\ (111) : (100) = 62\ 36$	$ro\ (\bar{2}01) : (111) = 84\ 54$

Облик кристаллов определяется формами m , o , r , резе a , в единичных случаях отмечались s , u и u (фиг. 137, 1, 2). Кристаллы вытянуты вдоль оси c или вдоль ребра зоны $(111) : (\bar{1}\bar{1}1)$ (фиг. 137, 3), короткопризматические до игольчатых. Грани иногда очень гладкие.



Фиг. 137. Кристаллы бишофита, Виненбург (по Мюге)

Двойники по $[112]$ с плоскостью срастания, почти параллельной (110) , и углом между осями c обоих индивидов, равным $83^\circ 04'$ (фиг. 137, 4) [3].

Физ. Сп. нет. Изл. раковистый до неровного. Тв. 1—2. Уже при минимальных нагрузках легко деформируется благодаря скольжению по плоскости (110) , движение происходит вдоль ребра $(\bar{1}10) : (\bar{2}01)$, грань

(201) перемещается параллельно самой себе [3]. Уд. в. 1,65 [1], искусств. 1,591 при 4° [4] (вычисл. 1,56) (уд. в. естественных кристаллов обычно повышен за счет включений галита). Бесцветен или белый, также мясокрасный [5]. Бл. стеклянный, иногда матовый. Прозрачен и полупрозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двусный (+). Пл. опт. осей \perp (010). $N_p = b$, cNm около $9\frac{1}{2}^\circ$.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	Автор
1,528	1,507	1,495	0,033	Гёргей [6]
1,519	1,506	1,492	0,027	Хендерсон [7]
1,529	—	1,494	0,035	Лепешков и Бодалева [5]

По Мюге, в бромнафталине $2H = 88^\circ 44'$, соответственно при $n_m = 1,507$ вычисленный $2V = 79^\circ 14'$; вычисления, исходя из значений, определенных Гёргей, дают $2V = 74^\circ$.

Расчеты показывают, что данные Хендерсона, по-видимому, не точны.

Дисперсия слабая $r > v$. В процессе полировки очень легко деформируется с образованием многочисленных двойниковых пластинок.

Хим. Теор. состав: Mg — 11,96; Cl — 34,88; H_2O — 53,16. В качестве изоморфной примеси может содержать Br, так как изоструктурен с $MgBr_2 \cdot 6H_2O$ [2]. В природном первичном бишофите отмечалось до 1% Br, вторичный бишофит из Озенок содержит не более 0,1% Br [8].

Состав бишофита из Леопольдсхала (анал. Кёниг): Mg — 11,86; Cl — 35,04; H_2O — [53,10]. Уд. в. 1,65 [1].

Диагн. исп. Очень легко растворяется в воде и в спирте. На вкус жгучий, горький.

Повед. при нагре. При нагревании в закр. тр. мутнеет, растрескивается, выделяет обильные пары воды, затем пары HCl. В условиях более медленного нагревания при $116,8^\circ$ плавится [4]. На кривой нагревания фиксируется несколько термических эффектов, соответствующих стадиям дегидратации [5]. Обезвоживание бишофита в различных условиях проводилось Серови и Тителем [9], среди продуктов обезвоживания рентгеновским методом обнаружены $MgCl_2 \cdot 4H_2O$, $MgCl_2 \cdot 2H_2O$ и $MgCl_2 \cdot H_2O$.

Нахожд. Встречается в месторождениях ископаемых солей и среди осадков озер.

В месторождениях каменной и калийных солей — в незначительных количествах наряду с другими второстепенными минералами соляных залежей. Ассоциируется с галитом, кизеритом, карналитом, сильвинном и ангидритом.

В Озінках (Саратовская обл.) в смеси с галитом образует пласты мощностью в несколько метров, а также встречается в виде прожилков в соляной толще, часто с тончайшими ответвлениями, отходящими далеко от основного прожилка [5]. В Леопольдсхале (Саксония-Анхальт, ГДР) в кизеритсодержащей каменной соли образует прослой мощностью 2—3 см, параллельно-волокнистого, реже листовато-зернистого сложения [1]. Встречается также в Стасфурте и Виненбурге (Саксония, ГДР) [4].

Вероятно, частично имеет первичное происхождение — осаждался в определенных условиях в конечные стадии усыхания солеродного бассейна. Также возникает в качестве вторичного образования в процессе диагенетического и эпигенетического изменения осадков, в частности, при разложении карналита.

В соляных озерах образуется периодически при интенсивном испарении рапы в виде блестящих игольчатых кристаллов. В некоторых соляных озерах СССР — в Крыму (Перекопская группа озер, Сакскоз) и Поволжье (Эльтон, Волгоградская обл.) в самое сухое время года в прохладные ночи выпадает слоем толщиной 7—10 см и утром вновь исчезает. На

оз. Старом (УССР) в засушливые годы наблюдалось непрерывное интенсивное выпадение бишофита в течение месяца [10, 11]. Садка бишофита ежегодно происходит также в озерах Аральского района в Казахской ССР [12].

Изм. На воздухе расплывается, особенно быстро при низкой температуре.

Искусств. Образуется при выпаривании водного раствора хлорида магния.

Условия кристаллизации и растворимости изучены в ряде водных хлоридных и сульфатно-хлоридных систем [13].

Практ. знач. Природный практического значения не имеет. Искусственная соль употребляется для получения металлического Mg, для изготовления магнезального цемента и медицинских целей.

Межплоскостные расстояния бишофита *

W-излучение

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
60	5,81	100	2,62	80	1,83	10	1,50
60	4,23	10	2,54	10	1,80	70	1,48
100	4,06	20	2,44	60	1,76	10	1,46
40	3,88	70	2,29	60	1,71	10	1,44
70	3,52	70	2,21	20	1,68	50	1,42
70	2,96	50	2,13	40	1,62	60	1,38
70	2,85	70	2,03	30	1,58	50	1,36
90	2,73	40	1,90	10	1,56	30	1,31

* ASTM, 2--0283.

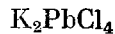
Л и т е р а т у р а

- Ochsenius C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle, 1877, 1 (по реферату Zs. Krist., 1877, 1, 412).
- Andress K. R., Gundermann J. Zs. Krist., 1934, 87, 345 (на искусственных кристаллах).
- Mügge O. N. Jb. Min., 1906, 1, 91.
- Przybylla C. Zbl. Min., 1904, 234.
- Лепешков И. Н., Бодалева Н. В. ДАН СССР, 1940, 27, № 9, 978; Дорохов В. Я. За недра Волго-Прикаспия, 1940, вып. 1, 31.
- Görgey R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1910, 29, H. 3, 200.
- Schaller W. T., Henderson E. P. U. S. Geol. Surv. Bull., 1932, No 833, 80.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1952, вып. 23, 63 и 82.
- Segow F., Tittel M. Freiburger Forschungshefte, 1959, A, 128, 46.
- Дзенс-Литовский А. И. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1957, вып. 34, 72.
- Шитиков М. Ф. Тр. 4-й Всес. геол. конфер. по цветным металлам. Цветметиздат, 1932, вып. 4, 80.
- Баллод К. А. Журн. хим. промышленности, 1934, 5, 10.
- Курнаков Н. С., Ронкин Б. А. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1933, 6, 185; Курнаков Н. С., Лепешков И. Н. Тр. Казахстан. базы АН СССР, 1935, вып. 8, 40; Курнаков Н. С., Николаев В. И. Изв. Сектора физ.-хим. анализа ИОНХ СССР, 1938, 10, 333; Пельш А. Д. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1953, вып. 27, 3, 17 и 84; Соловьева Е. Ф. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1953, вып. 27, 48, 67 и 142; Dietzel H. Freiburger Forschungshefte, 1958, A, 123, 317.

СТРУКТУРА НЕ ВЫЯСНЕНА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Псевдокотуннит	K_2PbCl_4	Ромб.	—	—	—	?
Хлорокальцит	$KCaCl_3$	Ромб. ?	—	—	—	?
Гидрогалит	$NaCl \cdot 2H_2O$	Монокл. ?	—	—	—	1,5?
Митчерлихит	$K_2CuCl_4 \cdot 2H_2O$	Тетраг.	7,46	—	7,90	2,41
Дугласит	$K_2FeCl_4 \cdot 2H_2O$?	—	—	—	—	—
Карналлит	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	Ромб.	9,56	16,05	22,56	1,60
Тахидрит	$CaMg_2Cl_6 \cdot 12H_2O$	Триг.	—	—	—	1,66
Труделлит	$Al_{10}Cl_{12} (OH)_{12} (SO_4)_3 \cdot 30H_2O$?	Триг. ?	—	—	—	1,93
Кадваллерит	$AlCl (OH)_2 \cdot 4H_2O$?	?	—	—	—	1,66
Арпрунит	$3CuCl_2 \cdot Cu (OH)_2 \cdot PbSO_4 \cdot PbO \cdot 3H_2O$	Ромб.	—	—	—	—

Псевдокотуннит Pseudocotunnite



Назван по сходству кристаллов с кристаллами котуннита (Скакки, 1873) [1].

Синон. Меллонит — mellonite (Пальмерп, 1878) [2] — загрязненный псевдокотуннит (Замбонини, 1935) [3].

Характ. выдел. Кристаллы, сростки кристаллов.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Формы: (100), (010) и неясные грани ($hk0$) и (0 kl). Кристаллы комьевидные или игольчатые, вытянуты по оси c и уплощены по (100) или по (010). Часты параллельные сростки и дендрито-подобные агрегаты.

Физ. Белый до бесцветного, чаще желтый или зеленоватый. Бл. очень слабый, в агрегатах шелковистый.

Микр. Погасание прямое, удлинение (+). n около 2 (Винчел); дву-преломление довольно высокое.

Хим. Теор. состав: K — 18,34; Pb — 48,45; Cl — 33,21. Анализ псевдокотуннита с Везувия (анал. Скакки) [1]: K — 17,13; Pb — 43,04; Na — 1,55; Ca — 2,18; Cl — 36,26; F — сл.; SO_4 — сл., сумма — 100,16 (в оригинале 100,15) или в пересчете на 100, после вычета Na и Ca в виде хлоридов, K — 18,97; Pb — 47,65; Cl — 33,38.

Диагн. исп. Растворяется в теплой воде.

П. п. тр. легко сплавляется, окрашивая пламя в фиолетовый цвет. На угле с содой восстанавливается до свинца.

Повед. при нагр. Плавится incongruently при 490°, распадается на KCl и жидкость (по Берчу и др.).

Нахожд. Редок. Был встречен на Везувии в fumarолах кратера после извержения 1872 г. совместно с котуннитом [1] и после извержения 1906 г. в виде волокнистых наростов и дендритов на шлаке с теноритом [3].

Искусств. Получен при охлаждении расплава 66 $\frac{2}{3}$ мол. % KCl — 33 $\frac{1}{3}$ мол. % $PbCl_2$; начиная с 550° выделялся чистый KCl, который при 420° (при достаточно медленном охлаждении) превращался в K_2PbCl_4 . В пустотах застывшего расплава эта соль образовала белые просвечивающие иглы длиной до 10 мм с прямым погасанием, сильным дву-преломлением, двусонные (+); на воздухе неустойчив, быстро мутнеет [4]. Имеется указание на получение псевдокотуннита из водного раствора [5].

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Atti Accad. Sci. fis. mat., Napoli, 1873, 6, No 9, 38.
2. Palmieri L. Rend. Accad. Sci. Napoli, 1873, 12, 92
3. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 103.
4. Treis K. N. Jb. Min., 1914, B.-Bd. 37, A, 779; Lorenz R., Ruckstuhl W. Zs. anorg. Chem., 1906, 51, 76.
5. Brönstedt J. N. Zs. anorg. Chem., 1912, 80, 216

Хлорокальцит Chlorocalcite



Назван по составу (Скакки, 1872).

Синон. Бёумлерит, бомлерит, бёмлерит — *baeumlerite* (Ренер, 1912).

Впервые описан Скакки [1]. Был ошибочно определен как CaCl_2 ; название хлорокальцит считалось синонимом гидрофилита. В 1910 г. Замбонини уточнил состав минерала и выделил его в самостоятельный минеральный вид [2]. Независимо описан Ренером в 1912 г. под названием бёумлерит [3]; идентичность обоих минералов установлена Замбонини (1912) [4].

Характ. выдел. Кристаллы, кристаллические корочки, сплошные выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. (?). Псевдокубический. Формы: $a(100)$, $d(110)$, $o(111)$ [1]. Кристаллы псевдокубического облика, иногда вытянуты вдоль одной из осей четвертого порядка или уплощены по (100), представляют собой сложные полисинтетические двойники; двойниковые швы параллельны грани псевдокуба. Отмечались включения чешуек гематита [2].

Физ. Сп. совершенная по трем плоскостям под углами около 90° , по одной более совершенная, чем по двум другим [2]. Тв. $2\frac{1}{2}$ — 3. Бесцветен и прозрачен или белый, иногда с фиолетовым оттенком, полупрозрачен. Гигроскопичен. Светится под действием трения [3].

Микр. В пл. в прох. св. прозрачен. Двуосный (—). n около 1,52. Двупреломление незначительное [3]. Пл. опт. осей \parallel грани псевдокуба. Выколки по наилучшему направлению спайности изогранны, по двум другим двупреломляют, одни более сильно, другие менее, первые волнисто погасают. Погасание косое [2]. Оптическое изучение очень затруднено интенсивным двойникованием, гигроскопичностью и способностью изменяться в иммерсионных жидкостях.

Хим. Теор. состав: К — 21,07; Са — 21,60; Cl — 57,33. Состав хлорокальцита с Везувия (за вычетом примеси гематита; анализировался кристалл 15×7 мм, анал. Замбонини) [2]: Na — 0,17; К — 21,44; Са — 21,40; Cl — 57,56; сумма — 100,57 (KCl — 40,89; CaCl_2 — 59,26; NaCl — 0,42).

Нахожд. Очень редок. Наблюдался на Везувии как продукт извержения 1872 г. в блоках лавы, выброшенной из кратера, в виде мелких кристалликов в ассоциации с сильвином, галитом и, возможно, хлороманганокалитом, с включениями чешуек гематита [1, 2]; во время извержения 1906 г. образовались бугорчатые корочки в тесном сростании с сильвином и галитом [5].

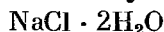
В калийном соляном месторождении Дездемона к югу от Ганновера (ФРГ) в виде тонких прослоек, часто в сростании с галитом и тахгидритом [3].

Изм. На воздухе поглощает влагу, расплывается и затем разлагается.

Искусств. Получен в виде кристаллов при испарении раствора, содержащего KCl и CaCl_2 [6]. Изучался в системе CaCl_2 — KCl — H_2O при 55° [7].

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Atti Accad. sci., fis. mat., Napoli, 1872, 10.
2. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 99.
3. Renner O. Zbl. Min., 1912, 106.
4. Zambonini F. Zbl., Min., 1912, 270.
5. Lascoix A. Bull. Soc. fr. min., 1907, 30, 255.
6. Свешникова В. Н. ДАН СССР, 1951, 79, № 3, 447.
7. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, London, 1923, 3, 719.

Гидрогалит *Hydrohalite*

Назван по химическому составу (Хаусман, 1847).

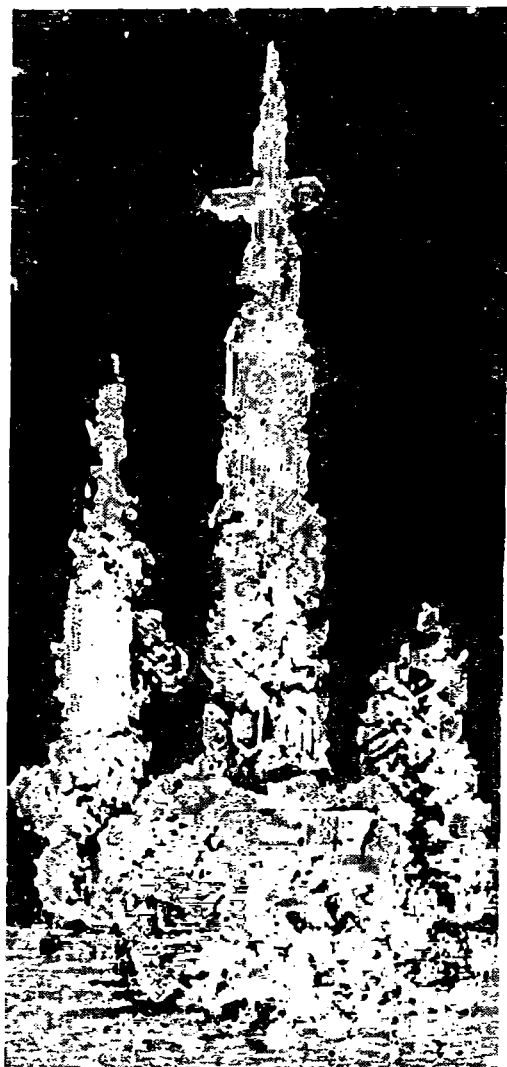
Синон. Бигидрат — *bihydrate*, маакит — *Maakit* (Поленов, 1908) [1].

Криогалит — *cryohalite* (Драверт, 1908) [1] — эвтектическая смесь гидрогалита и льда (Николаевский, 1938) [3].

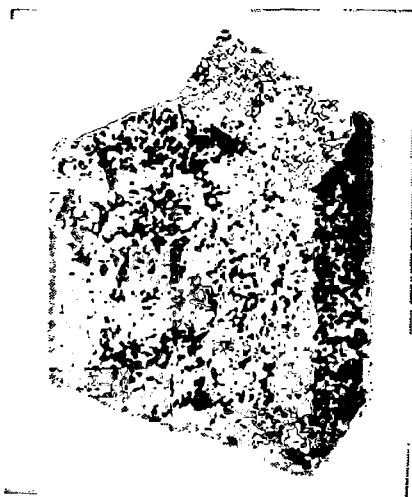
Гидрогалит — единственный водный хлорид щелочных металлов, известный в природе. При обычных условиях хлориды K, Na и NH_4 выпадают из водных растворов в виде безводных солей. Образование гидрогалита происходит лишь при низких температурах, минерал является сезонным образованием, очень трудно сохраняется и поэтому изучен еще очень слабо.

Характ. выдел. Друзы кристаллов (фиг. 138), зернистые массы, мельчайшие пластиночки и иголки, взвешенные в рапе.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. [2], или, возможно, трикл. с. [3]. Природные кристаллы уплощенные, с шестиугольными очертаниями, удлиненно-призматические (фиг. 139) и игольчатые.



Фиг. 138. Друза кристаллов гидрогалита из Кемпендзайского источника ($1/3$ натур. велич.) (по Драверту)



Фиг. 139. Кристаллы гидрогалита, Баскунчакское озеро. Зарисовка по фотографии Николаевского

Искусственные кристаллы моноклинные. Данные о них, однако, разноречивы. Возможно, это связано с различными условиями кристаллизации, в результате чего получались разные модификации или соединения с различающимся количеством воды. Королев [2] указывает на получение при медленном испарении раствора NaCl над H_2SO_4 уплощенных по (100) и вытянутых по оси *c* кристаллов в виде тончайших ше-

стигранных пластинок, образованных гранями (100), (011) и (010) с уд. в. 1,61. По Менделееву [4], из охлажденного насыщенного раствора сначала выпадают шестигранные пластинчатые кристаллы, затем из того же раствора — игольчатые кристаллы.

Ханкел [5] получил изометрические кристаллы с формами (001), (010), (110), (011), (021) и (111). $a : b : c = 0,6824 : 1 : 0,6367$, $\beta = 114^\circ 56'$. Пл. опт. осей предположительно (010).

Госнер [6] измерил при -5° кристаллы толстотабличчатые по (100), с формами: (001), (010), (100), (110), (011), (101), (111) и (111). $a : b : c = 1,1108 : 1 : 1,2357$; $\beta = 109^\circ 43'$. Сп. по (100) совершенная. Пл. опт. осей \perp (010). Уд. в. 1,480.

Данные Ханкела и Госнера сопоставить не удается. Королев углов не приводит.

Наблюдались параллельные сростки природных призматических кристаллов [7]; зональное строение кристаллов — результат их периодического роста, обрастания гидрогалита мутным криогалитом, в котором округлые зерна льда включены в монокристаллы гидрогалита [3]. Отмечалось нарастание на гидрогалит кубиков галита.

Физ. Сп. несовершенная. Тв. $1\frac{1}{2}$ — 2 [7], для кристаллов с прослоями криогалита при -17° тв. $2\frac{1}{2}$ —3 [3]. Уд. в. около 1,6 при -11° , при нескольких иных условиях 1,461 [7]. Бесцветен, в единичном случае отмечены розовые кристаллы. Бл. стеклянный. Прозрачен [7].

Микр. В пл. в прох. св. косое погасание (полного погасания не было ни в одном случае). $n = 1,461$, двупреломление слабое (0,0055 для оригинала анализа 3) [3].

Хим. Теор. состав: Na — 24,34; Cl — 37,53; H₂O — 38,13. Избыток воды против теоретического свидетельствует о наличии криогалита.

Анализы:

	Na	Cl	H ₂ O	Сумма
1.	23,95	36,92	39,13	100,00
2.	21,8	33,6	44,6	100,0
3.	21,89	33,74	44,57	100,20

1 — оз. Баскунчак, садка 1919 г. [3]; анализ пересчитан, в оригинале. NaCl 60,87; 2 — Кемпендяйский соляной источник; анализ Драверт [7]; возможно, содержит незначительную примесь солей Ca и Mg; анализ пересчитан, в оригинале: NaCl — 55,4; 3 — кристаллы, полученные из рапы Баскунчакского озера после выпаривания ее до насыщения и охлаждения до -15° [3]; анализ пересчитан, в оригинале: NaCl — 55,63.

Повед. при нагр. В кристаллическом состоянии существует только при отрицательных температурах. При $+0,15^\circ$ растворяется в своей кристаллизационной воде; раствор при дальнейшем нагревании выделяет кубики галита.

Нахожд. Является сезонным минералом. Выделяется в соляных бассейнах при температуре рапы от $+0,15^\circ$ до $-21,9^\circ$. Ниже этой температуры образуется криогалит — эвтектическая смесь гидрогалита и льда (диаграмма состояния растворов NaCl приведена у Николаевского) [3]. В пределах соляной зоны Европейской части СССР существует всего 1—3 месяца в году, в Якутии около 6 месяцев.

Уникальным месторождением является оз. Развал в Илецкой Защите (Оренбургская обл.) [8, 9, 10]. Благодаря тому, что в летнее время с глубины 4,5 м до дна (17,5 м) поддерживается отрицательная температура (от 0 до -8°), гидрогалит сохраняется в течение всего года и слагает соляной корень, мощность которого к 1945 г. достигала 4,5 м. В Кемпендяйском соляном ключе (Якутская АССР) и в близлежащих озерах наблюдался Дравертом [7] и Мааком [11] в 1880—1900 годах. Зимой кристаллы покрывали сплошь дно и края неглубокого бассейна, со дна которого бил ключ. При сильных морозах на месте бассейна образовывался соляной бугор высотой до 4 м и до 200 м в окружности. В ассоциации с гидрогали-

том отмечались тонкие призмы и волокнистые массы, вероятно, представляющие гидраты серноокислых солей.

Наблюдается в озерах Баскунчак (Астраханская обл.) [3] и Эльтон (Волгоградская обл.) [9], также в озерах Б. Таволжанское (Каз. ССР), Кучук, Бурлинское и других в Кулундинской степи (Алтайский край), где выделяется при -12° после садки мирабилита [12]. В Бурлинском озере образуется, кроме того, при действии охлажденной рапы на ново-садку галита, которая вследствие этого вспучивается с появлением своеобразных пик. Возможно, возникает в соляных буграх, если каменная соль в них к наступлению холодов содержит влагу [12].

В ледяном покрове Северного Ледовитого океана гидрат NaCl был встречен и описан еще Брангелем в 1820 г. под названием «морской соли» (Meersalz), образующей твердые (тверже льда) остроконечные кристаллы, покрывающие поверхность льда или врастающие в него; замечено, что лед, проросший морской солью, делается очень мягким, непрочным и легко разрушается (по Драверту) [7].

Образуется в зимнее время в навалах влажной каменной соли, вызывая ее слеживаемость. Выделяется зимой в трубах, проводящих рассол, в Зальдбурге (Австрия).

Изм. С поверхности кристаллы выветриваются (теряют воду даже на сильном морозе), от чего их можно предохранить, погружая в бензин. Легко замещается мелкокристаллическим галитом. Искусственные псевдоморфозы галита по гидрогалиту получены высушиванием на хорошо впитывающим влагу основании [7].

Искусств. Кристаллизуется из насыщенного раствора NaCl в интервале температур от $+0,45^{\circ}$ до $-21,2^{\circ}$. Ниже этой температуры образуется эвтектическая смесь гидрогалита и льда — криогалит. Выделение $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ происходит медленно, растворы могут быть значительно переохлаждены. Присутствие в растворе других солей снижает температуру выпадения гидрогалита. Так, при насыщении раствора KCl температура начала кристаллизации $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ снижается до $-2,3^{\circ}$ [13], при насыщении Na_2SO_4 — до $-0,40^{\circ}$ [14], значительно сильнее влияет MgCl_2 [2].

Изучался в системах: $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ [8], $\text{CaCl} - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ [15], $\text{NaCl} - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [16], $\text{NaCl} - \text{MgSO}_4$ [17]. Из растворов, содержащих CaSO_4 , были получены сростки кристаллов гидрогалита и галита [18].

Л и т е р а т у р а

1. Поленов Б. К. Протоколы Об-ва ест. Казанск. ун-та, 1908—1909, № 246, прилож. 1, 1.
2. Королев В. Ф. Бюлл. Центр. н.-и. лаб., 1939, № 7, 56.
3. Николаевский А. П. Природа, 1938, № 1, 86.
4. Менделеев Д. И. Основы химии, СПб., 1906, 553.
5. Naпkel Ann. Phys., 1841, 53, 623 (данные Ханкела, пересчитанные Госнером, приведены Гротом [6]).
6. Groth P. Chemische Kristallographie, 1906, 1, 234 (предварительные данные Госнера).
7. Драверт П. Л. Приложение к протоколам Об-ва ест. Казанск. ун-та, 1911—1912, № 278, 40; 1915, № 310, прилож., 1.
8. Бурдаков В. Я. Горный журн., 1915, 4, 151.
9. Дзэнс-Литовский А. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6, 121.
10. Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд. МГУ, 1962, 103.
11. Маак Р. Вилюйский округ Якутской области. СПб., 1886, ч. 2, 324.
12. Николаев А. В. Кулундинские соляные озера и пути их освоения. Зап. Сиб. Краевое изд-во, 1935, 68 и 142.
13. Cognes E., Krotzbach H. C. R., Paris, 1932, 194, 714
14. Chétién A. Ann. chim., 1929, 12, 22.
15. Янатьева О. К. Журн. прикладн. хим., 1946, 19, вып. 7, 709.

16. Лужная Н. П., Верещетина И. П. Журн. прикладн. хим., 1946, 19, вып. 7, 723.
 17. Ильинский В. П., Сагайдачный А. Ф. Журн. общей хим., 1931, 1, вып. 5, 584.
 18. Deicha G. Bull. Soc. fr. min., 1947, 70, N° 1—6, 172.

Митчерлихит Mitscherlichite



Назван по имени немецкого кристаллографа и химика Э. Митчерлиха, впервые приготовившего это соединение (Замбонини и Кароби, 1925) [1].

Характ. выдел. Мельчайшие кристаллики.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mmm$; $a_0 = 7,46$, $c_0 = 7,90$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,059$; $Z = 2$ (Хендрикс и Дикинсон) [2].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm$ ($L_4^4L_2^5PC$); $a : c = 1 : 1,0642$ (в рентгеновской установке, на основе измерений Вырубова) [3].

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>m</i> 110	45°00'	90°00'	<i>o</i> 101	90°00'	46°47'
<i>oo</i> (011) : (101)	= 62°02'		<i>om</i> (011) : (110)	= 58°59'	

В старой гониометрической установке кристаллы повернуты на 45° вокруг оси *c* и формы имеют соответственно символы *o* (111) и *a* (100).

Кристаллы призматические до дипирамидальных, в зависимости от того, какая из двух форм господствует [4] (чаще преобладает *m* над *o*, по Шафрановскому, теоретический порядок: *o*, *m*).

Двойники по (101) наблюдались на искусственных кристаллах [2].

Физ. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,418 при 20° [1]; 2,384 — 2,402 (для митчерлихита, содержащего железо) [5]; искусств. 2,410 [3] (вычисл. 2,41). Цв. зеленовато-синий. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. слабый плеохроизм: по *No* голубой, по *Ne* зеленый; $No > Ne$. Одноосный (—). $n_o = 1,6365$; $n_e = 1,6148$.

Хим. Теор. состав: К — 24,47; Си — 19,88; Cl — 44,38; H₂O — 11,27. Качественный анализ митчерлихита с Везувия показал наличие К, Си, Cl, H₂O и отсутствие заметных количеств других элементов [1]; иногда содержит Fe [5].

Нахожд. Наблюдался в виде мельчайших кристалликов на поверхности выделений солей в кратере Везувия. Является вторичным продуктом, образовавшимся за счет ранее выделившихся солей меди и калия. Ассоциируется с сильвином, метавольфином и гипсом [1, 4].

Искусств. Получается из насыщенного водного раствора CuCl₂ и KCl, взятых в стехиометрическом отношении [6]. Некоторые кристаллы, полученные из водного раствора, ясно двuosны, ромбические.

Межплоскостные расстояния искусственного K₂CuCl₄·2H₂O*

Мо-излучение, ZrO₂-фильтр

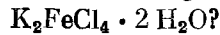
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
101	75	5,4	300; 103	5	2,48	214	3	1,70
002	15	3,95	221	3	2,37	412	3	1,64
200	8	3,73	222	5	2,19	224; 005	25	1,58
201	10	3,31	213	8	2,06	105; 304	5	1,54
112	44	3,17	312	20	2,02		3	1,49
211	25	3,07	004	15	1,98		3	1,46
202	75	2,71	400; 223	25	1,86		3	1,43
220; 003	100	2,64	303	5	1,80		8	1,36
212	3	2,56	313; 330	5	1,76			

* ASTM. 1—1073.

Л и т е р а т у р а

1. Zambonini F., Carobbi G. Ann. R. Osservatorio Vesuviano, 1925, ser. 3. 2, 7 (по реферату: Am. Min., 1929, 14, No 9—10, 387)
2. Hendricks S. B., Dickinson R. G. J. Am. Chem. Soc., 1927, 48, 2149; сходные данные см.: Chrobak L. Zs. Krist., 1934, 88, 43.
3. Yugouboff G. Bull. Soc. fr. min., 1887, 10, 125.
4. Zambonini F. Bol. Soc. geol. ital., 1930, 49, 179 (по реферату N. Jb. Min., 1932, 1, 534).
5. Carobbi G. Atti Soc. Nat. Mat., Modena, 1933, 64, 71 (по реферату N. Jb. Min., 1934, 1, 559).
6. Mitscherlich E. Ann. chim., phys., 1840, 73, 384 (по Хинце).

Дугласит Douglasite



Малоизученный минерал.

Назван по месту находки (Прехт, 1880) [1].

Образует мелкие включения в зеленом галите из соляной глины в Дугласхаль около Вестерегельна (ГДР).

Цв. зеленый, на воздухе делается грязно-буро-красным вследствие окисления двухвалентного железа.

Одноосный (+). Кристаллики в иммерсионном препарате имеют тенденцию ложиться на одну плоскость (базопинакоид). $n_o = 1,488$, $n_e = 1,500$; $n_e - n_o = 0,012$ (Ларсен, для природного материала).

Теор. состав: K — 25,07; Fe — 17,91; Cl — 45,47; H₂O — 11,55. В галите с включениями дугласита определено 3,57% FeCl₂ [2] и 7,88% KCl [1]. Формула установлена предположительно, по аналогии с искусственной солью, полученной Шабусом [3] из водного раствора трех частей KCl и четырех частей FeCl₂ · 4H₂O в виде голубовато-зеленых кристаллов, наряду с кубиками KCl. Кристаллы эти моноклинной сингонии, $a : b : c = 0,7367 : 1 : 0,5036$; $\beta = 104^\circ 46'$, с гранями $m(110)$, (011) , (001) , (100) , (201) , (111) ; $mm = 70^\circ 55'$. Уд. в. 2,162. Однако, по данным Бёке [4], при обычной температуре двойная соль образоваться не может; из раствора выпадают октаэдры KCl и моноклинные таблочки FeCl₂ · 4H₂O. Только при температуре выше 38,3° Бёке получил двойную соль состава KCl · FeCl₂ · 2H₂O. Соль состава 2KCl · FeCl₂ · H₂O приготовить вообще не удалось, что послужило для Бёке поводом считать, что Шабус исследовал нестабильное вещество или смесь [4, 5]. Таким образом, формулу минерала нельзя считать установленной.

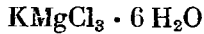
Прехт [1] высказал предположение, что двухвалентное железо, содержащееся в некоторых карналлитах, входит в состав дугласита; окисные соединения железа в карналлите, по Прехту, образовались из дугласита. Однако включений дугласита в карналлите обнаружено не было. Кроме того, Бёке экспериментально доказал, что двухвалентное железо в карналлите изоморфно замещает магний.

Под названием дугласит Вахромеевой и Чирвинским [6] были описаны включения в лимонно-желтом карналлите из Соликамска (Пермская обл.), которые представляли собой бесцветные кристаллики с восьмиугольным сечением, дающие реакцию на Fe²⁺ с красной кровяной солью. Их идентичность с дугласитом Прехта на основании приведенных данных нельзя считать доказанной, тем более, что характерная для дугласита зеленая окраска отсутствует; по совокупности отмеченных свойств эти включения, возможно, могли бы быть риннеитом.

Л и т е р а т у р а

1. Precht H. Ber. Dtsch. Chem. Ges., 1880, 13, 2327.
2. Ochsenius C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle, 1877, 94 и 117 (по реферату Zs. Krist., 1877, 1, 412).
3. Schabus Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 1850, 4, 475 (по Хинце).
4. Bocke H. E. N. Jb. Min., 1909, 2, 44.
5. Bocke H. E. N. Jb. Min., 1911, 1, 48.
6. Вахромеева В. А., Чирвинский П. Н. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, вып. 3—4, 220.

Карналлит Carnallite



Назван по имени немецкого горного инженера Р. Карналля (Розе, 1856).

Синон. Хлористый магний-калий — Kalium-magnesiumchlorid.

Альмерит — almerite (Томас и Фольш, 1914) [1], иначе альмеринит — Almerinit (Рёхлин, 1928) — малоизученный минерал, согласно химическому анализу имеет формулу $KCl \cdot NaCl \cdot MgCl_2 \cdot H_2O$, вероятно, представляет смесь карналлита с галитом [1]. Себкаинит — sebkainite (Бертон, 1922) [2] — смесь карналлита с эпсомитом и галитом из солевых чанов в Тунисе.

Характ. выдел. Зернистые массы в смеси с галитом, волокнистые образования, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^4 - Pban$; $a_0 = 9,56$; $b_0 = 16,05$; $c_0 = 22,56 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,596 : 1 : 1,406$; $Z = 12$ (Андрес и Зафе) [3].

Структура не выяснена. Для смешанных синтетических кристаллов «хлоркарналлита» и «бромкарналлита» найдена тетрагональная структура с Mg, окруженным шестью H_2O , и атомами К в окружении шести Cl(Br) [3].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,5930 : 1 : 1,3952$ (Дана, 1951, на основе измерений Буша) [4].

Главные формы (по Гольдшмидту):

	ρ	ρ_1	ρ_2	ρ_3
c 001	—	0°00'	90°0'	90°00'
b 010	0°00'	90 00	0 00	90 00
m 110	59 20	90 00	0 00	30 40
d 023	0 00	42 56	47 04	90 00
e 011	0 00	54 22	35 38	90 00
f 021	0 00	70 17	19 43	90 00
i 101	90 00	66 58	90 00	23 02
s 113	59 20	42 21	65 04	54 35
o 112	59 20	53 50	55 06	46 01
k 111	59 20	69 55	35 38	36 07

$mm (110) : (1\bar{1}0) = 61^\circ 20'$ $oo (112) : (1\bar{1}2) = 48^\circ 38'$ $fk (021) : (111) = 55^\circ 29'$
 $kk (111) : (1\bar{1}1) = 57 15$ $ik (101) : (111) = 28 37$ $eo (011) : (112) = 47 17$

Второстепенные и редкие формы:

$\chi 120$	$r 043$	$q 072$	$u 118$	$l 334$	$v 136$
$g 012$	$h 032$	$n 103$	$\sharp 114$	$y 132$	$w 126$

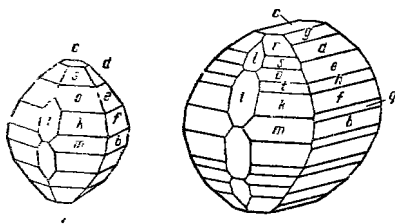
Установка Буша отличается от принятой здесь установки Деклуаво-Дана вдвое меньшим отрезком по оси c , отсекаемым единичной гранью. Формула перехода от символов Буша к символам Дана: $100/010/002$.

Кристаллы редки, дипирамидальные (фиг. 140, 1, 2) или толстотаблитчатые по (0001), часто псевдогексагональные вследствие равномерного развития граней дипирамид и призм: o и e или k и i , почти одинаково на-

клоненных к базису; иногда кристаллы несколько вытянуты вдоль оси a . Описаны игольчатые кристаллы, часто изогнутые и слегка закрученные, с восьмиугольным поперечным сечением [5].

Фигуры травления шестиугольной и ромбовидной формы [5]. Во влажном воздухе грани расплываются, причем наиболее легко растворяются грани зоны [100], самой устойчивой является грань (001) [6].

Очень часто полисинтетическое двойникование по (110) и ($\bar{1}\bar{1}0$), сходное с таковым плагиоклазов [5, 7, 8, 9]. Отдельные индивидуумы в агрегатах имеют часто неровные или изогнутые контуры, выклиниваются, пересекаются, иногда располагаются группами. Макроскопически эти двойники проявляются на гранях кристаллов в виде плоских валиков, соответствующих выходам двойниковых швов. Появление таких двойников обусловлено действием давления, и они никогда не встречаются на наростных и искусственных кристаллах. Отмечались также простые двойники с входящим углом.



Фиг. 140. Кристаллы карналлита
1 — Стасфурт (по Хесенбергу); 2 — Бай-
енроде (по Бушу)

Весьма характерно наличие мельчайших включений окисных соединений железа: шестиугольные чешуйки гематита, иглы гётита, гидротётит, хлопьевидные окислы железа, в черном карналлите из Стасфурта обнаружен также магнетит, частично в псевдоморфозах по гематиту [10].

Чешуйки гематита часто ориентированы закономерно; большая их часть лежит в плоскостях (001) или (110) и распределена неравномерно, иногда карналлит проявляет зональное строение по этим направлениям. В первом случае ребро (01 $\bar{1}2$):(0001) гематита параллельно [100] карналлита, во втором случае — [110] [7].

Включения газов иногда весьма обильны: некоторые образцы карналлита, извлеченные из рудника на дневную поверхность, растрескиваются и разлетаются на куски под влиянием давления газов включений. Включения имеют неправильную форму или форму удлинённых отрицательных кристалликов, располагающихся группами, иногда приурочены к трещинкам; содержат CO_2 , H_2S , CH_4 , водород, азот, гелий (в галите и сильвине наличие водорода и метана в составе включений не отмечалось). Нередки жидкие включения овальной формы [5, 11—15].

Обычны включения ангидрита, карбонатов (доломит, магнезит), глинистого вещества, а также галита, у кристалликов которого вершинки оказались растворенными [16]. В виде включений наблюдались также кварц, борацит, органическое вещество [17], селлаит [18] и дугласит (?), а также волокнистый кёненит и продукты его превращения, образующие тонкостенные трубочки с сечением до $0,5 \mu$ [19].

Физ. Сп. нет. Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$. Средняя микротвердость $20,05 \text{ кг/мм}^2$. Уд. в. 1,602 [20], обычно очень непостоянен благодаря наличию мельчайших включений (вычисл. 1,599). Чистый карналлит прозрачен и бесцветен или молочно-белый, но обычно карналлит окрашен окислами железа в различные тона розового, красного и бурого цвета, нередко пятнами или полосами, а также в желтый цвет [21]; описаны также черные [10] и бледно-зеленый карналлит [5]. Бл. в изломе жирный.

Непроводник электричества (по Ниггли). Диамагнитен, при наличии включений окислов железа парамагнитен. Уд. магнитная восприимчивость при $H = 400 \text{ э}$ для желтого карналлита от $-0,8$ до $-0,6 \cdot 10^{-6}$ эл. магн.ед./г, для красного от 0 до $+0,4 \cdot 10^{-6}$ [21].

Под воздействием ультрафиолетовых лучей теряет воду, но не окрашивается (по Хинце).

В инфракрасном спектре наблюдается интенсивная полоса H_2O при 1640 см^{-1} и широкие полосы при 610 и 470 см^{-1} [22].

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010); $N_g = a$, $N_p = c$. $n_g = 1,4937$, $n_m = 1,4753$, $n_p = 1,4665$ (Na); $n_g - n_p = 0,0272$; $2V = 69^\circ 48'$. Дисперсия слабая $r < v$ [4].

П. микр. часто наблюдаются двойниковые пластинки, сходные с двойниками плагиоклазов. В срезе, перпендикулярном оптической оси, двойниковые пластинки образуют угол в 36° с направлением погасания [23].

Хим. Теор. состав: К — 14,07; Mg — 8,75; Cl — 38,28; H_2O — 38,90. Содержит Br от 0,24 до 0,6% (теоретически может содержать до 12 молекулярных процентов) [13, 21, 24—32]. К изоморфно замещается NH_4 [33], Rb (до 0,009%), Cs (2% от солей Rb), Tl (следы) [13, 34]. Mg замещается Fe^{2+} и, в очень небольших количествах, Ni и Cu [10, 14, 21]. Отмечалось наличие незначительных количеств радиоактивных элементов — Ra, Th, также Ag, He, Ba, Pb, V, Sr, Tl [35, 36].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na	2,60	Сл.	0,80	0,04	0,03	Нет
K	12,98	14,07	13,97	14,88	14,20	14,39
Mg	8,12	8,80	8,46	8,65	8,71	8,71
Ca	Не обн.	—	0,032	0,004	0,014	0,006
Cl	39,25	38,32	38,65	38,38	38,38	39,47
Br	—	—	0,199	0,286	0,193	0,192
H_2O	36,29	38,38	37,34	38,62	38,76	38,20
Н. о.	0,30	0,04	0,28	Сл.	Сл.	0,10
R_2O_3	0,35	—	Не опр.	Не опр.	0,016	Не опр.
SO_4	Не обн.	—	0,065	0,007	0,027	0,012
Сумма	99,89	99,61	99,796	100,867	100,33	101,08
Уд. в.	1,618	—	—	1,586	1,567	—

1 — Калуж; анал. Коробцова; желтый волокнистый [21]; 2 — Нью-Мексико, окр. Эди; анал. Фэхи [23]; 3—6 — Соликамское м-ние; анал. Рязанцева [5]; 3 — оранжевый; 4 — бесцветный, водно-прозрачный; 5 — ледянистый, лимонно-желтый; 6 — золотисто-бурый.

Диагн. исп. Очень легко растворяется в воде, расплывается уже во влажном воздухе, также в спирте. Вкус горький [37].

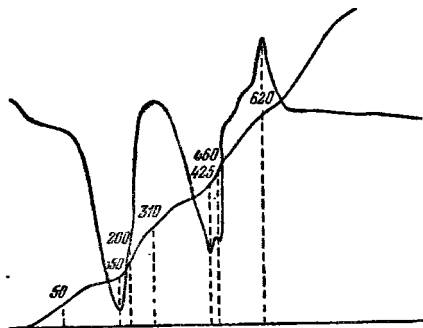
П. п. тр. легко плавится.

Повед. при нагр. По Коробцовой, начинает разлагаться уже при температуре около 100° , превращаясь в буроватую массу с вкраплениями зернышек сильвина [21]. При постепенном нагревании полностью обезвоживается до 250° ; при 425 — 440° полностью разлагается (фиг. 141) [38, 39]. При 270° обезвоживание происходит в течение 15 мин., при 230° потеря воды протекает медленнее (фиг. 142) [40]. Среди продуктов нагревания, проводившегося в различных условиях Серови и Тителем [41], обнаружены $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2$. По Вант-Гоффу, поле устойчивости карналита находится в интервале температур от -12° до $+167,5^\circ$ [42]. Теплота плавления $13\,190 \text{ кал/моль}$ [43]. Средняя молекулярная теплоемкость в интервале 18 — 114° — $31,70 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$, средняя уд. теплоемкость в том же интервале $0,1867 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$ [43].

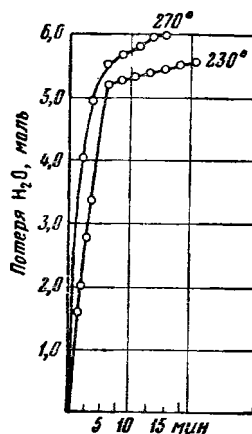
Находж. Является одним из главных калийных минералов в калийных соляных месторождениях, но имеет меньшее распространение, чем

сильвин. Обычно входит в состав галито-карналлитовых пород со слоистой, брекчиевидной или конгломератовидной текстурой, которые слагают мощные толщи. Количественные соотношения между карналлитом и галитом сильно варьируют. Нередко карналлит встречается в галите в виде вкрапленности. Иногда образует линзообразные тела и прожилки в соленосных глинах и каменной соли, также входит в состав сильвино-карналлитовых пород [39].

В бессульфатных калийных месторождениях (Верхнекамское) ассоциируется с галитом, сильвином и ангидритом, в месторождениях, содержащих растворимые сульфаты (Калуш, Стасфурт), также с кизеритом, каинитом, пикромеритом, эпсомитом, иногда с лангбейнитом и полигалитом.



Фиг. 141. Кривая нагревания карналлита (по Петрову)



Фиг. 142. Изотермы обезвоживания карналлита при 230 и 270° (по Фридману и Кругляковой)

В основном образуется непосредственно из рассолов в определенных физико-химических условиях [44].

По-видимому, всегда содержит первоначально в виде изоморфной примеси Fe^{2+} которое впоследствии, окисляясь, образует чешуйки Fe_2O_3 [10, 11], приуроченные всегда только к карналлиту и не прорастающие галит, находящийся в тесной смеси с карналлитом. По данным Кюна [19], окисл железа в карналлите частично могла образоваться в результате жизнедеятельности железистых бактерий.

Возникает также в уже сформированной соляной толще в результате воздействия на соляные минералы насыщенных растворов. Вторичный карналлит отличается от первичного по форме выделения: образует прожилки волокнистого или шестоватого строения, наростные кристаллы, гнезда, содержит меньше включений окислов железа, значительно беднее бромом [25]. Отмечалось его развитие по каиниту [21]. Однако при испарении рапы оз. Индер в естественных условиях удалось установить, что карналлит осаждается из раствора при весьма сложных взаимоотношениях с галитом и сильвином — происходит взаимное сингенетическое прорастание двух или всех трех минералов [45]. В некоторых случаях первичный карналлит можно принять за вторичный.

Крупнейшим месторождением карналлита в СССР является Верхнекамское (Пермская обл.). Многочисленные залежи карналлита обнаружены в солянокупольных структурах в Прикаспийской низменности и Южном Предуралье [46]: Озидская [47, 48] и Гремученская структуры (Саратовская обл.), Линевская и Буранная (Оренбургская обл.), Ащевулакская [49, 50], Аджарская, Индерская, Талдыкульская и Барлыккульская структуры и Жилианское месторождение в Каз. ССР. В существенных количествах встречен в Гаурдакском месторождении в восточной

части Туркменской ССР [39]. Незначительные выделения карналлита отмечались в Калужском месторождении (УССР) [21] и в Белорусском (Старобинском) месторождении в Припятском бассейне (БССР) [51].

Крупнейшие месторождения находятся в ГДР: в р-не Стасфурта и Ашерслебена [52], в Вестерегельне, в Леопольдсхале, в Байенроде, Мекленбурге и других районах. Также в оз. Чархай (Цайдам, КНР), в Каталонии (Испания), в пров. Верхний и Нижний Рейн (ФРГ) [53], в Мамане (Иран), в штатах Нью-Мексико и Техас (США), в Эфиопии и Тунисе. Отмечался в Йоркшире (Англия) [8].

В современную эпоху в тесном сростании с галитом образуется в соляных шишках на поверхности новосадки при отсутствии поверхностной рапы, за счет капиллярного поднятия подкорковой рапы в сухой и жаркий летний период. Таким образом, отложение карналлита в озерах происходит из рапы, не насыщенной относительно карналлита. Осенью во время притока вод растворяется, частично «запечатывается» в кристаллах галита и сохраняется [45, 54].

Изв. На воздухе распыляется; на впитывающем основании (например, картоне) покрывается корочкой KCl [5]. Замещается сильвинитом и галитом, иногда с сохранением внешнего облика кристаллов карналлита (по Хинце). Процессы замещения карналлита сильвинитом иногда идут очень широко, вплоть до образования мощных пачек вторичного сильвинита (Стасфурт).

Искусств. Образуется из водных растворов KCl и $MgCl_2$ при комнатной температуре; будучи раздроблен в порошок, уже через несколько дней проявляет следы перекристаллизации [55]. Изучался в ряде систем, содержащих Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , H_2O или часть этих компонентов [42, 56—62].

Практ. знач. Является важнейшей рудой на калий, магний, бром.

Отл. От галита и сильвина отличается большей хрупкостью, отсутствием спайности, гигроскопичностью; просто и безошибочно можно отличить также по характерному скрипу, издаваемому при сверлении металлическим острием, и по потрескиванию при растворении с выделением пузырьков газа [5, 63].

В шлифах от сопровождающих минералов отличается яркими интерференционными окрасками, наличием двойниковых полосок в двух направлениях, большим по сравнению с другими минералами содержанием чешуек гематита.

Межплоскостные расстояния карналлита *

CuK_{α} -излучение, $D = 90$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
114	50	4,65	136; 216	70	2,92	34	2,00	
006: 042	50	3,77	153	33	2,83	43	1,975	
214	50	3,56	343; 156	23	2,37	10	1,886	
205; 143	100	3,30	326; 228	34	2,33	11	1,865	
234: 312	30	3,01		27	2,12	20	1,458	
151								

* ASTM, 8—75.

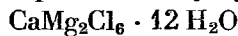
Л и т е р а т у р а

1. Tomás L., Folch J. Bull. Inst. Catalana Hist. Nat., 1914, 11, 11 (по реферату Min. Mag., 1925, 20, No 110, 445).
2. Berthou L. L'industrie minérale en Tunisie, 1922, 176 (по обзору Spencer L. J. Min. Mag., 1946, 27, No 194, 274).
3. Address K. R., Saffe O. Zs. Krist., 1939, 101, 451; сходные данные см.: Leonhardt J. Kali und verwandte Salze, 1930, 24, H. 15, 18.

4. Busz K. N. Jb. Min., 1907, Festband, 121 (в оригинале буквенные обозначения граней на чертеже не соответствуют принятым в тексте).
5. Вахрамеева В. А., Чирвинский П. Н. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, вып. 3—4, 213.
6. Laszkiewicz A. Kwartalnik Geol., Warszawa, 1958, 2, 239.
7. Johnsen A. Zbl. Min., 1909, 168; Zs. Kali, 1909, 3, Н. 6, 118.
8. Stewart F. H. Min. Mag., 1951, 29, No 212, 450.
9. Дубинина В. Н. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1954, вып. 29, 21.
10. Воеке Н. Е. N. Jb. Min., 1911, 1, 48.
11. Precht H. Zs. angew. Chem., 1905, 18, Н. 49, 1935.
12. Erdmann E. Zs. Kali, 1910, 4, Н. 7, 137.
13. Бурксер Е. С. Сб.: «Соликамские карналлиты». ОНТИ, 1935, 23.
14. Морачевский Ю. В. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1939, вып. 17, 64 и 81.
15. Соколов Н. А. Тр. Н.-и. ин-та горно-хим. сырья, 1957, вып. 3, 5.
16. Пуаре И. В. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 85.
17. Ochsinius C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle, 1877, 1 (по реферату Zs. Krist., 1877, 1, 412).
18. Kühn R. Fortschr. Min., 1952, 29—30, Н. 2, 390.
19. Kühn R. N. Jb. Min., Abhandl., 1961, 97, Н. 1, 112.
20. Przibylla C. Zbl. Min., 1904, 234.
21. Коробцова М. С. Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львовск. ун-та, 1955, кн. 2, 123.
22. Moenke H. Jenaer. Jb. (1959), Teil 2, 1960, 361.
23. Schaller W. T., Henderson E. P. U. S. Geol. Surv. Bull., 1932, No 833, 21.
24. Воеке Н. Е. Zs. Krist., 1908, 45, 384.
25. Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Тр. Н.-и. ин-та галургии, 1952, вып. 23, 54.
26. Морачевский Ю. В., Федорова А. Н. Вестн. Геолкома, 1928, № 4, 24.
27. Морачевский Ю. В. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 113.
28. Морачевский Ю. В. Сб.: «Соликамские карналлиты». ОНТИ, 1935, 13.
29. Ефремов Н. Н., Веселовский А. А. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 99.
30. D'Ans J., Kühn R. Zs. Kali, 1940, 34, Н. 5, 62.
31. Прихидько П. Л. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 90.
32. Lindberg M. L. Am. Min., 1946, 31, No 9—10, 486.
33. Biltz W., Marcus E. Zs. Kali, 1909, 3, 189 (по реферату N. Jb. Min., 1909, 2, 186).
34. D'Ans J. Zs. angew. Chem., 1950, 62, Nr 5, 118; Matsuda S. Mineral. J. Japan, 1958, 2, No 5, 339.
35. Иванов А. А. Сб.: «Соликамские карналлиты». ОНТИ, 1935, 9.
36. Негманн А. G. Freiburger Forschungshefte, 1958, S 43, 33.
37. Gögey R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1910, 29, Н. 3, 200.
38. Курнаков Н. С., Берг Л. Г., Лепешков И. Н. Тр. 3-го совещания по аксперим. минералогии и петрогр. Изд-во АН СССР, 1940, 103.
39. Петров Н. П. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 94.
40. Фридман Н. Г., Круглякова П. П. Тр. Казанск. фил. АН СССР, сер. хим., 1956, № 3, 86.
41. Serow F., Tittel M. Freiburger Forschungshefte, 1959, A 128, 7.
42. Вант-Гофф Я. Г. Океанические соляные отложения. ОНТИ, 1936, 9.
43. Ляшенко В. С. Металлург, 1935, 10, № 11, 85.
44. Валяшко М. Г. Геохимия, 1957, № 6, 470; Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львовск. ун-та, 1956, кн. 3—4, 252.
45. Валяшко М. Г., Розенкевич Т. В. Бюлл. Ин-та галургии, 1940, № 1—2, 27; Яржемский Я. Я. Зап. Мин. об-ва, 1940, 69, вып. 1, 71.
46. Корневский С. М. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, 57, 147.
47. Дорохов В. Я. За недра Волго-Прикаспия, 1940, вып. 1, 31.
48. Курнаков Н. С., Буялов Н. И., Лепешков И. Н. Калей, 1936, № 9, 1.
49. Буялов Н. И., Лепешков И. Н., Рябчиков Д. И. Калей, 1937, № 1, 5.
50. Лепешков И. Н. Калейные соли Волга-Эмбы и Прикарпатья. Изд-во АН СССР, 1946, 53 и 70.
51. Лупинович Ю. И. ДАН ВССР, 1962, 6, № 4, 247.
52. Löffler J. Freiburger Forschungshefte, 1960, S 87, 1.
53. Ваар А., Kühn R. N. Jb. Min., Abhandl., 1962, 97, Н. 3, 289.
54. Яржемский Я. Я. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5, 607.

55. Leonhardt J., Berdesinski W. Fortschr. Min., 1950, 28, Н. 1, 35; Kühn R. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, Н. 3, 148.
 56. Курнаков Н. С., Николаев В. И. Изв. Сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР, 1938, 10, 333.
 57. Валяшко М. Г., Соловьева Е. Ф. Тр. Н.-п. ин-та галургии, 1949, вып. 21, 197; 1953, вып. 27, 159.
 58. Уразов Г. Г. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1930, 4, вып. 2, 41.
 59. Курнаков Н. С., Шойхет Д. Н. Изв. Сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР, 1938, 10, 305.
 60. Лепешков И. Н., Бодалева Н. В. Изв. Сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР, 1949, 17, 338.
 61. Курнаков Н. С., Лепешков И. Н. Тр. Казахстан. базы АН СССР, 1935, вып. 8, 40.
 62. О системах и вопросе гевезиса см. симпозиум, Freiburger Forschungshefte, 1959, A 123, 1—486.
 63. Разумовская Е. Э. Матер. общей и прикл. геол., 1927, вып. 105, 61.

Тахгидрит Tachyhydrite



Назван от греч. τὰχος (тахис) — быстро и ἵδωρ (идор)—вода, так как быстро поглощает воду (Рамельсберг, 1856) [1].

Характ. выдел. Зерна и зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с.

В природе встречен только в виде округлых зерен, на искусственных кристаллах наблюдались $c(0001)$ и $r(10\bar{1}1)$ [2].

Отношение осей искусственного соединения точно не установлено, данные разноречивы, основываются лишь на измерениях прикладным гониометром спайных выколков.

$a : c$	1 : 1,76	1:2,112	1 : 1,900	1 : 1,72
ρ для $(10\bar{1}1)$	63°47'	67°42'	65°30'	63°16'
$(10\bar{1}1) : (\bar{1}101)$	101°58'	106°30'	104°00'	101°20'
Автор	Юнг [3]	Клинер [4]	Грот	Шульцен [2]

Отмечались включения беспорядочно расположенных чешуек гематита [4].

Физ. Сп. по $(10\bar{1}1)$ совершенная. Тв. 2. Уд. в. 1,665 [5]. Цв. восково-желтый до медово-желтого. На плоскостях спайности бл. стеклянный. Просвечивает.

Микр. В шл. в прох. св. желтый, окраска распределена равномерно, плеохроизм отсутствует. Очень слабый рельеф. Одноосный (—). $n_o = 1,520$; $n_e = 1,512$ (Na); $n_o - n_e = 0,0087$ [3, 4].

Хим. Теор. состав: Ca — 7,74; Mg — 9,40; Cl — 41,10; H₂O — 41,76. Cl может частично замещаться Br: тахгидрит из Нового Стасфурта содержит 0,158 — 0,166% Br [6]. Mg замещается Fe²⁺ (в тахгидрите из Мансфельдской мульды ~ 0,05% Fe²⁺) [4], а также Sr (в образце из Тойчен-талля 0,178% Sr) [7].

Анализы:

№	Ca	Mg	Cl	H ₂ O	Сумма	Уд. в.
1.	7,46	9,51	40,34	[42,69]	100,00	—
2.	7,16	9,97	40,85	42,50	100,48	—
3.	7,72	9,71	40,89	42,20	100,52	1,669

1 и 2 — Стасфурт: 1 — анал. Рамельсберг [1]; 2 — анал. Хамербахер (по Хинце); 3 — Крюгерсхаль близ Мансфельда; анал. Юнг [3].

Диагн. исп. Очень легко растворим в воде, притягивает влагу воздуха и расплывается. В 100 частях воды при 18,75° растворяется 160,3 части тахгидрита, при этом температура повышается до 26,5° (по Хинце). На вкус очень горький. Хорошо растворяется в спирте.

П. п. тр. оплавляется с поверхности и образует неплавкую массу, которая при прокаливании окрашивает пламя в желто-красный цвет (по Хинце).

Повед. при нагр. После постепенного многочасового нагревания при 110° потеря в весе составляет 17,25%, при 180° — 47,90%, при 400° — 63,7% [3].

Наход. Встречается только в ГДР, в районах Стасфурта и Мансфельда (Саксония-Анхальт). Образует вкрапленность, гнезда, секущие прожилки мощностью до 1 см в верхней карналлитовой зоне соляных месторождений; распределен неравномерно и составляет, по Клиngu [4], до 10% соляной массы. Обычно обогащенные тахгидритом соляные породы находятся в непосредственной близости с каинитсодержащими соляными породами. Характерны тесные срастания с карналлитом, содержит включения кизерита [4]; встречается в соляной глине, также в плотном ангидрите, содержит игольчатые включения ангидрита [1, 8], иногда образует прорастания с борацитом [9], также ассоциируется с галитом, первичным сильвинном.

По-видимому, образуется при действии на соляные залежи восходящих метаморфизирующих растворов. По экспериментальным данным, может образовываться только при температуре выше 22° , причем эта температура не меняется существенно от присутствия в растворе других солей или изменения давления [5]. Образование тахгидрита, возможно, связано с растворами, возникающими в связи с каинитообразованием в нижележащих слоях и несущими CaCl_2 , который воздействует на карналлит с выделением тахгидрита. Не исключена возможность образования тахгидрита в результате воздействия MgCl_2 -содержащих растворов на ангидрит [4, 5, 8].

Искусств. Получается из раствора CaCl_2 и MgCl_2 в воде, независимо от количественных соотношений этих компонентов [2, 5].

Изучен в системе $\text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [10, 11]. При реакции в твердом состоянии между бишофитом и $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — в интервале температур $21,95 - 25,15^\circ$ [12].

Межплоскостные расстояния искусственного $\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ *

Mo-излучение, ZrO ₂ -фильтр							
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
18	5,8	10	2,50	16	1,90	4	1,48
20	5,1	10	2,40	2	1,64	2	1,44
30	3,80	12	2,32	18	1,81	2	1,40
14	3,24	2	2,16	8	1,73	8	1,35
50	3,09	2	2,10	8	1,68	2	1,31
25	2,87	20	2,04	4	1,64	2	1,27
4	2,70	16	1,98	10	1,60	4	1,23
100	2,60			4	1,54		

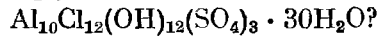
* ASTM, 1—1092.

Л и т е р а т у р а

1. Rammelsberg C. F. Ann. Phys., 1856, 98, 261.
2. Schulten A. C. R., Paris, 1890, 111, 928.
3. Jung J. Zbl. Min., 1926, A, 273.
4. Kling P. Zbl. Min., 1915, 11 п 44.
5. Van't Hoff J. H., Kenrick F. B., Dawson H. M. Zs. phys. Chem., 1902, 38, 27 (по реферату Zs. Krist., 1904, 39, 600); Van't Hoff J. H. Zs. anorg. Chem., 1905, 47, 412 (по реферату Zs. Krist. 1908, 44, 317); Вант-

- Гоффе Я. Г. Океанические соляные отложения. ОНТИ, 1936, 27, 257, 274 и 280.
6. Воекс Н. Е. Zs. Krist., 1908, 45, 365 и 388.
7. Herrmann A. G. N. Jb. Min., Monatsh., 1961, II, 6, 141.
8. Loewe L. Zs. prakt. Geol., 1903, 353.
9. Ochsenius C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze Halle, 1877, 122 (по реферату Zs. Krist., 1877, I, 412).
10. Янатьева О. К. Журн. прикладн. хим., 1946, 19, вып. 7, 709.
11. Assarsson G. O. J. Am. Chem. Soc., 1950, 72, No 4, 1442.
12. Kühn R. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, II, 3, 147.

Труделлит Trudellite



Назван по имени минералога из Филадельфии Х. В. Трудела (Гордон, 1925) [1].

Характ. выдел. Пржилки в измененной породе.

Структ. и морф. крист. Вероятно, триг. с. (определена на основании оптических свойств и по наличию ромбоэдрической спайности). Кристаллы не встречены.

Физ. Сп. по ромбоздру. Тв. около $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 1,93. Цв. янтарно-желтый. Бл. стеклянный.

Микр. Одноосный (-). $n_o = 1,560$; $n_e = 1,495$ (Na).

Хим. Теор. состав: Al — 15,61; Cl — 24,62; SO_3 — 13,90; O — 8,34; H_2O — 37,53. Содержание воды колеблется вследствие гигроскопичности. Состав труделлита из Серро-Пинтадоса (анал. Шенон): Na — 1,17; Ca — 1,11; Fe — 0,70; Al — 13,59; Cl — 24,42; SO_3 — 13,60; O — 7,75; H_2O — 36,60; SiO_2 — 0,57; MgO — 0,66; сумма — 100,17 (анализ пересчитан, в оригинале: Na_2O — 1,58; CaO — 1,56; Fe_2O_3 — 1,00; Al_2O_3 — 25,67; O = Cl₂ — 5,49).

Диагн. исп. Легко растворяется в воде с выделением Al в осадок. На вкус вязкий.

II. п. тр. не плавится. В закр. тр. выделяет много воды, имеющей кислую реакцию.

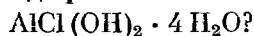
Находк. Встречен в канавах в километре от пикерингито-тамаругитового месторождения Серро-Пинтадос (Тарапака, Чили). Образует наряду с гипсом и пикерингитом прожилки, цементирующие брекчию, которая представляет собой сильно измененную крапчатокрасную или серую породу, состоящую в значительной степени из сульфатов. Труделлит часто содержит мельчайшие красные включения измененной породы, на месте которой он, вероятно, и образовался.

Изм. Возможно, замещается пикерингитом.

Л и т е р а т у р а

1. Gordon S. G. Proc. Acad. Nation. Sci., Philadelphia, 1925, 77, 317.

Кадваладерит Cadwaladerite



Шлохо изученный минерал.

Назван по имени Ч. Кадваладера, президента Академии естественных наук в Филадельфии (Гордон, 1941) [1].

Физ. Изл. раковистый. Уд. в. 1,66. Цв. лимонно-желтый. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего. Несколько менее гигроскопичен, чем галит.

Микр. Изотропен. $n = 1,513$ (Na) (несколько изменчив).

Хим. Теор. состав: Al — 16,01; Cl — 21,04; O — 9,49; H₂O — 53,46. Состав кадваладерита из Серро-Пинтадоса (анал. Питмен): Na — 1,37; K — 0,75; Ca — 1,48; Al — 14,55; Cl — 22,96; SO₃ — 0,82; O — 8,99; H₂O₊ — 24,99; H₂O₋ — 25,13; сумма — 101,04; после исключения примесей гипса, сивьина и галита и пересчета на 100%: Ca — 1,14; Al — 15,53; Cl — 21,51; O — 8,74; H₂O₊ — 26,27; H₂O₋ — 26,81 (анализ пересчитан, в оригинале: Na₂O — 1,85; K₂O — 0,90; CaO — 2,07; Al₂O₃ — 27,50; сумма в оригинале ошибочно 106,32 вместо 106,22).

Нахожд. Встречен в виде зерен и небольших вкраплений в бесцветном зернистом или столбчатом галите в старых отвалах рудника Серро-Пинтадос (Тарапака, Чили), в котором встречались гипс, пикерингит, тамаругит, труделлит, а также сульфаты железа, ботриоген и кошиашит.

Л и т е р а т у р а

1. Gordon S. G. Notul. natur. Acad. nation. sci. Philadelphia, 1941, No 80, 1.

Арцрунит Arzrunite 3CuCl₂·Cu(OH)₂·PbSO₄·PbO·3H₂O

Назван по имени А. Арцруни, профессора минералогии в Аахене, впервые обнаружившего минерал (Арцруни и Фаддеев, 1899) [1].

Характ. выдел. Кристаллические корочки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с., псевдогексагональный; $a : b : c = 0,577 : 1 : 0,413$ (вычислено на основе измерений Арцруни).

Формы:

	Ф	Р		Ф	Р
<i>c</i> 001	—	0°00'	<i>k</i> 021	0°00'	39°33'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	<i>o</i> 111	60 00	39 33
<i>m</i> 110	60 00	90 00			

$$ok(111) : (021) = 37^{\circ}08' \quad oo(111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 37^{\circ}08' \quad oo(111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 66^{\circ}56'$$

Хорошо образованные кристаллики относительно редки, длина их достигает 1 мм при вдвое меньшей толщине. Внешняя симметрия кристаллов соответствует гексагональной сингонии. Ромбическая сингония принята на основании изучения оптических свойств.

Физ. Сп. не отмечена. Уд. в. неизвестен. Цв. ярко-синий с зеленоватым оттенком.

Микр. Очень сильный плеохроизм: при прохождении света через одну пару противоположных граней псевдогексагональной призмы кристаллы кажутся неравномерно окрашенными в интенсивный синий цвет, перпендикулярно к одной из двух других пар граней — почти бесцветными или слабо синеватыми; в последнем случае в сходящемся свете наблюдается выход одной из оптических осей; погасание прямое.

Хим. Теор. состав: Cu — 23,50; Pb — 38,32; Cl — 19,67; SO₃ — 7,41; O — 4,44; H₂O — 6,66 (CuO — 29,42; PbO — 41,28). Формула, возможно, не совсем точна, так как анализы были произведены из малых навесок не чистого материала. Однако качественные реакции на совершенно чистых кристалликах из различных штуфов всегда показывали содержание Cu, Pb, S, Cl, H₂O.

Анализы арцрунита из Бона Эсперанса (анал. Фаддеев):

	CuO	PbO	CaO	ZnO	Fe ₂ O ₃	Cl	SO ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
1.	21,39	31,41	1,70	—	0,70	14,39	8,07	13,60	—	—
2.	14,54	33,38	1,87	4,08	1,81	9,46	13,06	8,88	11,01	98,09

Анализ 1 производился на более чистом материале, навеска 0,2 г; некоторый избыток PbO и SO₃ возможен за счет примеси ланаркита; анализ 2 — из навески 0,19 г.

Диагн. исп. Не растворяется даже в горячей воде. Разлагается в HNO₃ с образованием белого остатка, раствор дает отчетливую реакцию на Cl.

П. п. тр. на угле легко плавится, окрашивая пламя в голубой цвет (CuCl₂). После сплавления с содой на угле дает сильную реакцию на серную печень. В закр. тр. при нагревании становится бурым, выделяет воду, затем плавится частью в зеленовато-белую, частью темно-бурю массу.

Нахожд. Обнаружен в руднике Бона Эсперанса, Чальякольо, провинция Тарапака (Чили) в составе кристаллических корочек в пустотах ячеисто-пористой, преимущественно кварцевой жильной породы. Находится в белой массе, состоящей преимущественно из ланаркита, с которым тесно сростается. В тех же штуфах обнаружены кристаллики давизита.

Л и т е р а т у р а

1. Arzruni A., Thaddéeff K. Zs. Krist., 1899, 31, 230 п 238.

СОМНИТЕЛЬНЫЕ ХЛОРИДЫ

	Сингония	Уд. в.
Гидромеланоталлит Cu ₂ Cl ₂ (OH) ₂ ·H ₂ O?	?	?
Меланоталлит CuCl(OH)?	?	?
Саравакит ?	Тетраг.?	?
Цимапанит хлорид V?	?	?
Водный хлорид никеля NiCl ₂ ·6H ₂ O	?	?

Гидромеланоталлит — hydromelanothallite. Cu₂Cl₂(OH)₂·H₂O? (Замбонини, 1935) [1]. Сомнительный минерал, образующийся вследствие гидратации меланоталлита, в свою очередь недостоверного. Цв. зеленый. Анализ: Cu — 61,90; Cl — 20,55; O — 6,31; H₂O — 11,24; сумма — 100,00 (рассчитано из: CuCl — 57,37; CuO — 31,39) [2]. Отмечался среди возгонов фумарол Везувия [3, 4].

Фрондел произвел проверку образцов гидромеланоталлита с Везувия из коллекций Британского музея и Национального музея США. В обоих случаях качественно было установлено содержание в минерале K, Na, SO₄ и Cu, в одном образце Cl. Оптика и порошковая диаграмма одного образца аналогичны эвхлорину, другого — отличны как от эвхлорина, так и от других медных минералов. Ни один из образцов, числящихся гидромеланоталлитом, не отвечает характеристике какого-либо определенного минерала из группы основных хлоридов меди, заслуживающего особого названия, поэтому свойства гидромеланоталлита остались не определенными, а существование минерала сомнительным [5].

В 1959 г. под названием гидромеланоталлита С. И. Набоко описаны изумрудно-зеленые порошковатые налеты на лавовых потоках побочных кратеров Ключевского вулкана [6].

Л и т е р а т у р а

1. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli 1935, 112.
2. Scacchi E. Rend. Accad. sci. fis. mat. Napoli, 1884, 23, 158.

3. S c a c c h i A. Rend. Accad. sci. fis. mat. Napoli, 1870, 9, 86.
4. L a s t r o i x A. Bull. Soc. fr. min., 1907, 30, 224 (описан под названием «меланоталлит»).
5. F r o n d e l C. Min. Mag., 1950, 29, No 208, 42.
6. Н а б о к о С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 122.

Меланоталлит — melanothallite. $\text{CuCl}(\text{OH})?$ или CuCl_2 (Скакки, 1870) [1]. Сомнительный минерал. Встречен в кратере Везувия среди продуктов возгона в ассоциации с эриохальцитом, гидроцианитом, эвхлоритом и долерофанитом. Образует черные чешуйки, цвет которых быстро меняется на зеленый предположительно в результате гидратации. Хорошо растворим в воде, раствор имеет кислую реакцию. Предположительная формула $\text{CuCl}(\text{OH})$ выведена из анализа продукта гидратации [1], названного впоследствии гидромеланоталлитом [2]. Замбонини предложил формулу CuCl_2 .

Название от греч. μέλας (мелас) — черный и θάλλω (талло) — зеленый, в связи с меняющимся цветом. Водная хлорная медь — wasserhaltiges Chlorkupfer (Скакки, 1888) — меланоталлит или гидромеланоталлит.

Л и т е р а т у р а

1. S c a c c h i A. Rend. Accad. sci. fis. mat. Napoli, 1870, 9, 86; S c a c c h i E. Rend. Accad. sci. fis. mat. Napoli, 1884, 23, 158.
2. Z a m b o n i n i F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 111.

Саравакит — sarawakite. Формула неизвестна (Френцель, 1877) [1]. Не изучен. Наблюдался в Саравака (Борнео) в пустотах самородной сурьмы; мелкие кристаллики с алмазным блеском, бесцветные, частью вишне-желтые или зеленовато-желтые, прозрачные, очень мягкие. Кристаллики очень богаты гранями, ребра округлены, сингония, вероятно, тетрагональная. При нагревании полностью улетучивается. Главная составная часть — Sb. Воды не содержит. Предположительно является хлоридом сурьмы.

Л и т е р а т у р а

1. F r e n z e l A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1877, N. 3, 300.

Цимпанит — zimapanite (ванадхлорид — Vanadiochlorid). Хлорид V. Очень сомнительный минерал из Цимапана (Мексика), отмечаемый Дель-Рио [1].

Л и т е р а т у р а

1. A d a m M. Tableau minéralogique, 1869, 70 (по Хинце).

Водный хлорид никеля — $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Указывается (Шима, 1957) [1] в составе зеленого возгона фумарол вулкана Шипране (преф. Гумма, Япония); возгон в основном состоит из алуногена и содержит Ni — 1,64, Cl — 1,01%.

Достоверность определения вызывает сомнение; диагностика основывается на трех линиях порошкограммы смеси: 5,438, 4,928 и 3,351, тогда как наиболее интенсивные линии рентгенограммы $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, по ASTM (I—0200), отвечают d — 5,50, 4,85 и 3,53.

Л и т е р а т у р а

1. S h i m a M. J. Sci. Res. Inst. Tokyo, 1957, 51, No 1441, 11.

ДОПОЛНЕНИЕ

Кальюметит Calumetite



Назван по месту находки вблизи г. Кальюмет (Уильямс, 1963) [1].

Характ. выдел. Сферолиты и скопления чешуйчатых кристаллов.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. (на основе оптических данных).

Субпараллельные сростки чешуйчатых кристаллов. Чешуйки уплощены по (001), ограничены призмами (110) при угле призмы около 110°.

Физ. Сп. по (001) совершенная. Хрупок. Тв. 2. Цв. в агрегатах ярко-лазурный, на плоскостях спайности голубовато-белый с перламутровым блеском.

Микр. В пл. плеохроирует в голубоватых тонах. $Ng > Nm > Np$. $Np=c$; $Nm=a$; $Ng=b$. $n_g=1,690$; $n_m=1,690$; $n_p=1,666$ (Na); $2V=2^\circ$.

Хим. Анализ кальюметита из рудника Центениэль: Cu—44,1; Cl—5,3; AgCl—0,17; H_2O_+ —16,9; OH + H_2O_+ —33,5; сумма 99,97. Отношение (OH) : Cl = 8,28 : 1.

Диагн. исп. Растворяется в разбавленных холодных кислотах. Нерастворим в аммиаке и в воде. На воздухе не изменяется.

Нахожд. Встречен в руднике Центениэль и в ряде других рудников вблизи г. Кальюмет (шт. Мичиган, США) в пустотах и трещинах базальтов в ассоциации с самородной медью, куйритом, малахитом, атакамитом, паратакамитом, бутгенбахитом, с двумя неидентифицированными основными хлоридами меди, кварцем и эпидотом. Образовался, по-видимому, в результате воздействия хлорсодержащих растворов на самородную медь.

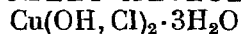
Межплоскостные расстояния кальюметита
СоK α -излучение

I	d	I	d	I	d
10	7,50	3	3,30	3	2,341
5	3,76	6	3,02	3	1,993
3	3,42	8	2,481	3	1,709
				2	1,656
				2	1,635
				2	1,465
				2	1,378

Литература

1. Williams S. A. Am. Min., 1963, 48, No 5—6, 614.

Антонит Anthonyite



Назван по имени Дж. Антони, проф. университета Аризоны (Уильямс, 1963) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Призм. кл. $C_{2h}-2/m$. $a:b:c = 0,6898:1:0,4271$; $\beta = 112^\circ 38'$.

Формы:

		Φ	ρ		Φ	ρ
c	001	90°00'	22°38'	n	120	48°05'
b	010	0 00	90 00	m	110	65°24'
a	100	90°00	90 00	d	103	90 00
x	140	29 47	90 00			32 47
$mm(110) : (110) = 49^\circ 12'$				$cm(001) : (110) = 69^\circ 31'$		

Кристаллы призматические (до 0,5 мм длиной): с преобладающими гранями $m(110)$ и развитой $c(001)$. Иногда изогнуты.

Физ. Сп. по (100) совершенная. Тв. 2. Цв. бледно-лиловый.

Микр. В пл. в прох. св. по Ng и Nm темно-серовато-голубой, по Np лиловый. $Ng=Nm > Np$. $Nm=b$; $cNg = 13^\circ$. $n_g = 1,602$; $n_m = 1,602$; $n_p = 1,526$ (Na); $2V = 3^\circ$.

Хим. Анализ антонита из рудника Центениэль: Cu —41,3; Cl —6,3; AgCl — 0,24; H_2O_+ — 16,4; $\text{OH} + \text{H}_2\text{O}$ — 35,5; сумма 99,74. Отношение $(\text{OH}) : \text{Cl} = 6,3 : 1$. Отсутствие других элементов подтверждено спектральными и микрохимическими определениями.

Диагн. исп. Легко растворяется в холодных разбавленных кислотах, в воде нерастворим.

Наход. Встречен в руднике Центениэль около г. Кальюмет (шт. Мичиган, США), в пустотах и трещинах базальтов в ассоциации с самородной медью, купритом, паратакамитом и неопределенным изотропным голубым основным хлоридом меди, так же с кварцем и эпидотом. Как и кальюметит, образовался, по-видимому, в результате воздействия хлорсодержащих растворов на самородную медь; при этом промежуточным продуктом являлся куприт.

Изм. При экзпозиции на воздухе в течение нескольких недель начинает изменяться и затем достаточно быстро разрушается в результате обезвоживания.

Межплоскостные расстояния антонита
СоK α -излучение

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>h</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	5,84	6	3,44	2	2,80	2	2,450
4	5,17	4	3,18	1	2,70	3	1,997
7	4,14	4	3,07	2	2,636		
6	3,99	6	2,87	2	2,602		

Литература

1. Williams S. A. Am. Min., 1963, 48, No 5—6, 614.

СПИСОК ОПИСАННЫХ МИНЕРАЛОВ, РАСПОЛОЖЕННЫХ ПО ОСНОВНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ

В список вошли минералы, в которых катионы фиксируются в формуле, т. е. содержание их составляет целые проценты. Катионы приведены в алфавитном порядке. В списке минералов одного катиона выделены фториды, хлориды, бромиды, йодиды и галогениды с добавочными анионами — SO_4 , PO_4 и др., которые нередко относятся к классам сульфатов, фосфатов и т. п. Внутри группировок по анионам минералы перечисляются в алфавитном порядке.

Дополнительно указаны минералы, содержащие редкие элементы заведомо в виде изоморфных примесей (названия приведены в скобках).

А з о т

Хлориды с дополнительными анионами

Клейнит	$\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Мозезит	$\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{MoO}_4, \text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}?$

А л ю м н и й

Фториды (алюмофториды)

Веберит	$\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$
Геарксутит	$\text{CaAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Криолит	Na_3AlF_6
Криолитионит	$\text{Na}_3\text{Al}_2(\text{LiF}_4)_3$
Пахнолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Прозопит	$\text{CaAl}_2(\text{F}, \text{OH})_8$
Ральстонит	$\text{Na}_x(\text{Mg}_x\text{Al}_{2-x})(\text{F}, \text{OH})_6 \cdot y\text{H}_2\text{O}$
Томсенолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Хлолит	$\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$
Эльпасолит	K_2NaAlF_6
Ярлит	$\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$

Фториды с дополнительными анионами

Бёггильдит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Al}_2\text{F}_9(\text{PO}_4)$
Флюеелит	$\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_3(\text{PO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Кридит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{F}_8(\text{OH})_2(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Стенонит	$\text{Sr}_2\text{AlF}_5(\text{CO}_3)$
Чухровит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{TRF}_{13}(\text{SO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Хлориды

Кадваладерит	$\text{AlCl}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} (?)$
Кёненит	$\text{Mg}_6[\text{Na}_6\text{Al}_2(\text{Cl}, \text{Br})_6(\text{OH})_{11}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} (?)$

Хлоралюминит	$\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Цирклерит	$9(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}) \text{Cl}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} (?)$

Хлориды с дополнительными анионами

Труделлит	$\text{Al}_{10}\text{Cl}_{12}(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_3 \cdot 30\text{H}_2\text{O} (?)$
-----------	--

Аммоний

Силикофториды

Барарит	$(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$
Криптогалит	$(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$

Хлориды

Кремерзит	$\text{NH}_4\text{KFeCl}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Нашатырь	NH_4Cl

Бор

Борофториды

Авогадрит	$(\text{K}, \text{Cs})\text{BF}_4$
Ферручит	NaBF_4

Ванадий

Хлорид

Цимапанит	хлорид V (?)
-----------	--------------

Висмут

Оксифторид

Заварицкит	BiFO
------------	---------------

Оксихлориды

Бисмоклит	BiClO
Добреит	$\text{Bi}(\text{Cl}, \text{OH})\text{O}$
Перит	PbBiClO_2

Галлий

(Галит)

Железо

Хлориды (и оксихлориды)

Гексагидрат хлорного железа	$\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Гематофанит	$\text{Pb}_5\text{Fe}_4(\text{Cl}, \text{OH})_2 \text{O}_{10}$
Дугласит	$\text{K}_2\text{FeCl}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} (?)$
Кремерзит	$\text{NH}_4\text{KFeCl}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Лавренсит	FeCl_2
Моллизит	FeCl_3
Риннеит	$\text{NaK}_3\text{FeCl}_6$
Цирклерит	$9(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{Cl}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} (?)$
Эритросидерит	$\text{K}_2\text{FeCl}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Иттрий

См. Редкие земли

К а л и й*Фториды (алюмо-, боро- и силикофториды)*

Авогадрид	(K, Cs) BF ₄
Гператит	K ₂ SiF ₆
Кароббит	KF
Эльпасолит	K ₂ NaAlF ₆

Хлориды

Дугласит	K ₂ FeCl ₄ · 2H ₂ O (?)
Карналлит	KMgCl ₃ · 6H ₂ O
Кремерзит	NH ₄ KFeCl ₃ · H ₂ O
Митчерлихит	K ₂ CuCl ₄ · 2H ₂ O
Псевдокотуннит	K ₂ PbCl ₄
Риннеит	NaK ₃ FeCl ₆
Сильвин	KCl
Хлорманганокалит	K ₄ MnCl ₆
Хлорокальцит	KCaCl ₃
Эритросидерит	K ₂ FeCl ₅ · H ₂ O

К а л ь ц и й*Фториды (и алюмофториды)*

Гагаринит	NaTRCaF ₆
Геарксутит	CaAlF ₄ (OH) · H ₂ O
Иттрокальциофлюорид	(Y, Er) F ₃ · CaF ₂ (?)
Пахнолит	NaCaAlF ₆ · H ₂ O
Прозопит	CaAl ₂ (F,OH) ₈
Томсенолит	NaCaAlF ₆ · H ₂ O
Флюорит	CaF ₂

Фториды с дополнительными анионами

Кридит	Ca ₃ Al ₂ F ₈ (OH) ₂ (SO ₄) · 2H ₂ O
Чухровит	Ca ₃ Al ₂ TRF ₁₃ (SO ₄) · 10H ₂ O

Хлориды

Гидрофилит	CaCl ₂
Тахгидрит	CaMg ₂ Cl ₆ · 12H ₂ O
Хлорокальцит	KCaCl ₃

К р е м н и й*Силикофториды*

Барарит	(NH ₄) ₂ SiF ₆
Гператит	K ₂ SiF ₆
Криптогалит	(NH ₄) ₂ SiF ₆
Малладрит	Na ₂ SiF ₆

Л и т и й*Фториды (алюмофториды)*

Криолитионит (Криолит) (Хиолит)	Na ₃ Al ₂ (LiF ₄) ₃
---------------------------------------	--

Магний*Фториды (и алюмофториды)*

Веберит	$\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$
Нейборит	NaMgF_3
Ральстонит	$\text{Na}_x(\text{Mg}_x\text{Al}_{2-x})(\text{F}, \text{OH})_6 \cdot y\text{H}_2\text{O}$
Селлаит	MgF_2

Хлориды

Бишофит	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Карналлит	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Кёненит	$\text{Mg}_5[\text{Na}_6\text{Al}_2(\text{Cl}, \text{Br})_6(\text{OH})_{11}\text{I}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} (?)$
Тахидрит	$\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Хлоромгнезит	MgCl_2

Марганец*Хлориды*

Кемпит	$\text{Mn}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$
Скаккит	MnCl_2
Хлорманганокалит	K_4MnCl_6

Медь*Хлориды (и оксихлориды)*

Антониит	$\text{Cu}(\text{OH}, \text{Cl})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Атакамит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$
Болеит	$\text{Pb}_3\text{Cu}_3\text{AgCl}_7(\text{OH})_6 (?)$
Боталлацит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$
Гидромеланоталлит	$\text{Cu}_2\text{Cl}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O} (?)$
Диаболеит	$\text{Pb}_2\text{CuCl}_2(\text{OH})_4$
Кальюметит	$\text{Cu}(\text{OH}, \text{Cl})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Күменгит	$\text{PbCuCl}_2(\text{OH})_2 (?)$
Меланоталлит	$\text{CuCl}(\text{OH}) (?)$ или $\text{CuCl}_2 (?)$
Митчерлихит	$\text{K}_2\text{CuCl}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Нантоцит	CuCl
Паратакамит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$
Перцилит	$\text{Pb}_3\text{Cu}_3\text{AgCl}_7(\text{OH})_6 (?)$
Псевдоболеит	$\text{Pb}_5\text{Cu}_4\text{Cl}_{10}(\text{OH})_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O} (?)$
Хлороксифит	$\text{Pb}_3\text{CuCl}_2(\text{OH})_2\text{O}_2$
Эриохальцит	$\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Хлориды с дополнительными анионами

Арцрунит	$3\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{PbSO}_4 \cdot \text{PbO} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Коннеллит	$\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Буттгенбахит	$\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{NO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Йодиды

Купройодаргирит	$(\text{Cu}, \text{Ag})\text{J}$
Майерсит	$(\text{Ag}, \text{Cu})\text{J}$
Маршит	CuJ

Мышььяк*Оксихлориды*

Гелиофиллит	$\text{Pb}_3\text{AsCl}_{<2}\text{O}_{<4}$
Экдемит	$\text{Pb}_3\text{AsCl}_{<2}\text{O}_{<4}$

Натрий*Фториды (и алюмо-, боро- и силикофториды)*

Веберит	$\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$
Виллшомит	NaF
Гагаринит	NaTRCaF_6
Криолит	Na_3AlF_6
Криолитионит	$\text{Na}_3\text{Al}_2(\text{LiF}_4)_3$
Малладрит	Na_2SiF_6
Нейборит	NaMgF_3
Пахнолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Ральстонит	$\text{Na}_x(\text{Mg}_x\text{Al}_{2-x})(\text{F}, \text{OH})_6 \cdot y\text{H}_2\text{O}$
Томсенолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Ферруцит	NaBF_4
Хиолит	$\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$
Эльпасолит	K_2NaAlF_6
Ярлит	$\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$

Фторид с дополнительным анионом

Бёггильдит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Al}_2\text{F}_9(\text{PO}_4)$
------------	--

Хлориды

Галит	NaCl
Гидрогалит	$\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Кёненит	$\text{Mg}_5[\text{Na}_6\text{Al}_2(\text{Cl}, \text{Br})_6(\text{OH})_{11}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}(?)$
Риннеит	$\text{NaK}_3\text{FeCl}_6$

Никель*Хлорид*

Водный хлорид никеля	$\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}(?)$
----------------------	--

Редкие земли*Фториды*

Гагаринит	NaTRCaF_6
Иттрокальциофлюорид	$(\text{Y}, \text{Er})\text{F}_3 \cdot \text{CaF}_2(?)$
Иттрофлюорит	$(\text{Ca}, \text{Y} \dots)\text{F}_2$
Флюоцерит	$(\text{Ce}, \text{La})\text{F}_6$
Церфлюорит	$(\text{Ca}, \text{Ce} \dots)\text{F}_2$
(Геарксутит)	
(Нейборит)	
(Флюорит)	

Фторид с дополнительным анионом

Чухровит	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{TRF}_{13}(\text{SO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
----------	---

Ртуть*Хлориды (и оксихлориды)*

Бордозит	?
Каломель	Hg_2Cl_2
Терлингваит	Hg_2ClO
Эггестонит	$\text{Hg}_6\text{Cl}_{4-2x}\text{O}_{1+x}$

Хлориды с дополнительными анионами

Клейнит	$\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O} ?$
Мозезит	$\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{MoO}_4, \text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O} ?$

Йодиды

Кокцинит	HgJ
Токорналит	(Ag, Hg)J (?)

Рубидий

(Карналлит)
(Криолит)
(Хиолит)

Свинец*Оксифторид*

Оксифторид свинца	Pb ₂ F ₂ O
-------------------	----------------------------------

Фторохлорид

Матлокиит	PbFCl
-----------	-------

Хлориды (и оксихлориды)

Бликсит	Pb ₄ Cl ₂ O ₃ (?)
Болеит	Pb ₃ Cu ₃ AgCl ₇ (OH) ₆ (?)
Гельофиллит	Pb ₃ AsCl _{<2} O<4
Гематофанит	Pb ₅ Fe ₄ (Cl, OH) ₂ O ₁₀
Давизит	оксихлорид Pb
Диаболеит	Pb ₂ CuCl ₂ (OH) ₄
Котуннит	PbCl ₂
Куменит	PbCuCl ₂ (OH) ₂ (?)
Лаурионит	PbCl(OH)
Лореттоит	Pb ₇ Cl ₂ O ₆ (?)
Мендипит	Pb ₃ Cl ₂ O ₂
Надорит	PbSbClO ₂
Охролит	Pb ₄ Sb ₂ O ₇ ·2PbCl ₂ (?)
Паралаурионит	PbCl(OH)
Пенфильдит	Pb ₃ Cl ₄ O или Pb ₂ Cl ₃ OH
Перит	PbBiClO ₂
Перцилит	Pb ₃ Cu ₃ AgCl ₇ (OH) ₆ (?)
Псевдоболеит	Pb ₅ Cu ₄ Cl ₁₀ (OH) ₈ ·2H ₂ O (?)
Псевдокотуннит	K ₂ PbCl ₄
Фидлерит	Pb ₃ Cl ₄ (OH) ₂
Хлороксицит	Pb ₃ CuCl ₂ (OH) ₂ O ₂
Экдемит	Pb ₃ AsCl _{<2} O<4

Хлорид с дополнительным анионом

Арцрунит	3CuCl ₂ ·Cu(OH) ₂ ·PbSO ₄ ·PbO·3H ₂ O
----------	---

Серебро*Хлориды*

Болеит	Pb ₃ Cu ₃ AgCl ₇ (OH) ₆ (?)
Бордозид	?
Хлораргирит	AgCl
Перцилит	Pb ₃ Cu ₃ AgCl ₇ (OH) ₆ (?)
Эмболит	Ag(Cl, Br)

Бромид

Бромаргирит	AgBr
-------------	------

Йодиды

Йодаргирит	AgJ
Купройодаргирит	(Cu, Ag) J
Майерсит	(Ag, Cu) J
Токорналит	(Ag, Hg) J (?)

Скандий

(Нейборит)

Стронций

Фторид

Ярлит	NaSr ₂ Al ₂ (F, OH) ₁₁
-------	---

Фториды с дополнительными анионами

Бёггильдит	Na ₂ Sr ₂ Al ₂ F ₉ (PO ₄)
Стенонит	Sr ₂ AlF ₅ (CO ₃)

Сурьма

Хлориды (и оксихлориды)

Надорит	PbSbClO ₂
Охролит	Pb ₄ Sb ₂ O ₇ · 2PbCl ₂ (?)
Саравакит	хлорид Sb (?)

Таллий

(Галит)
(Сильвин)
(Карналлит)

Торий

(Гагаринит)
(Флюоцерит)

Цезий

Борофторид

Авогадрид	(K, Cs) BF ₄
(Карналлит)	
(Криолит)	
(Хиолит)	

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ ¹

- Авогадрит 9, 14, 15
 Альмераит * 269
 Альмеринит * 269
 Андродамант 17
 Антозонит 17
 Антонит 114, 281
 Антозонит 17
 Антофагастит 254
 Аргентоперсилит 196
 Аргентоперцилит 196
 Аргиродит 152
 Аргироператит 136
 Аркзутит 67
 Арксунит 67
 Ардрунит 114, 278
 Атакамит 113, 223
 Ателит 230
 Атлазит * 223
- Барарит 9, 33, 36, 68
 Бёгильдит 10, 39, 78, 83
 Белонезит 63
 Белянкит 98
 Бёмлерит 263
 Берцелит (Левн) 234
 Бёумлерит 263
 Бигидрат 264
 Бисмоклит 113, 176, 179
 Бишофит 114, 258
 Бластонит * 17
 Бликсит 114, 241, 250
 Болдыревит 55
 Болеит 113, 195, 196
 Бомлерит 263
 Бордозит (Бертран) 112, 164, 175
 Боталлаит 113, 223, 233
 Бромаргирит 112, 118, 135, 136
 Бромирит 136
 Бромит 136
 Бромистое серебро 136
 Бромйодистое серебро 140
 Бромхлораргирит 136
 Бромохлористое серебро 136
 Бромшпат 136
 Брюначит 17
 Буттгенбахит 112, 157, 160
- Ванадпохлорид 280
 Веберит 10, 39, 76
 Виллиомит 9, 10, 118
 Вильомит 10
 Водный хлорид никеля 114, 280
 Волосистая соль 119
 Воночий флюорит 17
 Воночий шпат 17
- Гагаринит 9, 72
 Гагеманнит * 55
 Галит 112, 118, 119
 β-Галит 119
 Галитосильвин * 128
 Галохальцит 223
 Геарксит 103
 Геарксунит 10, 79, 103
 Гёвелит 128
 Гексагидрат хлорного железа 113, 122
 Гелиофиллит 114, 241, 245
 Гематофанит 114, 241, 249
 Гидраргирит 165
 Гидрогалит 114, 264
 Гидромеланоталлит 114, 279
 Гидропрозонит * 79
 Гидрофилит 113, 208
 Гиератит 9, 17, 33, 35
 Гошингит 175
 Гуантахайит * 119
 Гуннисонит * 17
- Давизит 114, 234, 237
 Дербиширский шпат 17
 Диаболит 112, 162
 Добреит 113, 176, 181
 Дугласит 114, 268
- Железистый хлорид 210
- Заварицкит 9, 66, 176
 Замбонинит * 63
- Игльстонит 168
 Иттриево-кальциевый флюорид 109
 Иттрокальциофлюорид 10, 109
 Иттрокальциофторид 109

¹ Полужирным шрифтом выделены названия описанных минералов и их разновидностей. Светлым обозначены неупотребляемые синонимы, устаревшие и лишние названия. Названия смесей даются со звездочкой.

Если одно название предложено для разных минералов, в скобках указана фамилия автора, давшего название.

- Иттрокальцит (Глюкер) 28
Иттрофлюорит 28
Иттроцеррит 29
Иттроцерокальцит 29
Иттроцерит 29
- Иодаргирит** 112, 142, 152
Иодирит 152
Иодистая медь 144
Иодистая ртуть 175
Иодистое серебро 152
Иодит 152
Иодобромит 140
Иодобромохлористое серебро 140
Иодэмболит 135, 140
- Иадваладерит 114, 277
Каллар * 119
Каломелит 165
Каломель 112, 164, 165
Кальюметит 114, 281
Каменная соль 119
Карналлит 114, 269
Кароббит 9, 13, 118
Кемпит 113, 229
Кёненит 113, 216
Керазин 234
Кераргир 136
Кераргирит 136
Керат 136
Клейнит 112, 147, 149
Кокцинит 112, 164, 175
Конселлит 112, 157
Коргеит 216
Котуннит 113, 176, 182, 183
Кредит — см. кридит
Крёйцбергит 93
Кремерзит 114, 256, 258
Кридит 10, 79, 98
Криогалит * 264
Криолит 9, 38, 39, 51
Криолитионит 9, 39, 52
Криптогалит 9, 17, 33, 36
Куменгеит 202
Куменгит (Малар) 113, 195, 202
Кушойодаргирит 112, 141, 147
- Лавренсит** 113, 204, 207
Лаврионит 186
Лауренсит 207
Лаурионит 113, 182, 186
Ледяная соль 119
Ледяной камень 39
Леопольдит 128
Липарит 17
Литослазули 17
Ложный аметист 17
Ложный изумруд 17
Ложный рубин 17
Ложный сапфир 17
Ложный топаз 17
Лоренсит 207
Лореттоит 114, 241, 251
- Маакит 264
Майерсит 112, 141, 142, 146, 152
Малладрит 9, 33, 37, 68
Манганохлорид 206
Марзит 144
Марсицит 223
Маргинсит (Карстен) * 119
- Марчит 144
Маршит 112, 141, 142, 144
Матлокит (Грег) 66, 113, 176, 182
Мегабромит 136
Медная роговая руда 223
Медный песок 223
Меланогаллит 114, 280
Меллахит * 128
Меллонит 262
Мендинит 114, 234
Меркураммонит 149
Метаноцерин 10, 110
Метаноцерит 110
Метаярлит 85
Миерсит 146
Микробромит 136
Мирсит 146
Митчерлихит 114, 267
Мозезит 112, 147
Моллизит 113, 210
Морская соль 266
- Надорит** 114, 241
Накалфит 72
Навтокит 112, 141, 142
Натрикалит * 119
Нашатырь 112, 115, 118
Нейборит 10, 75
Нифолит 67
- Озерная соль 119
Оксифторид свинца 10, 110
Орзутизат 39
Ортобромит 136
Оствальдит 136
Охролит 114, 241, 248
- Параатакамит — см. паратакамит
Парагеарксутит 103
Паралаурионит 113, 182, 189, 190
Паратакамит 113, 223, 230
Пахнолит 10, 79, 91
Пенфильдит 114, 238
Перит 114, 241, 244
Персплит 199
Перуанский зеленый песок 223
Перцилит 113, 195, 199
Пикрофлюит * 17
Проконит 91
Просмарагд 17
Плавик 17
Плавиковый иттрокальцит 28
Плавиковый шпат 17
Плейштейнит 93
Поваренная соль 119
Прозопит 10, 78, 79
Прозопит — см. прозопит
Псевдоболезит 113, 195, 201
Псевдокотуннит 114, 262
Псевдомендинит 234
Псевдоноцерин 10, 111
Псевдоноцерит 111
- Радиофлюорит 17
Ральстонит 9, 39, 55
Ратокит 28
Рафазлит (Арцруни, Фаддеев) 130
Ремоллинит 223
Риннит 113, 211, 213
Роговая ртуть 165

- Роговая руда 136
 Роговое серебро 136
 Ртутный керат 165
 Ртутная роговая руда 165
 Ртутный роговой шпат 165
 Ртутный шпат 165
- Саксит 206
 Сальмиак 115
 Самосадочная соль 119
 Саравакит 114, 280
 Свинцовый хлорид 183
 Себканиит * 269
 Селлаит 9, 63
 Серебряная роговая руда 136
 Серебряный бромид 136
 Серебряный йодид 152
 Серебряный керат 136
 Серебряный роговой шпат 136
 Серебряный шпат 136
 Сильвинит 128
 Сильвин 112, 118, 119, 128
 Сильвиногалит * 128
 Симпанит — см. цимпанит
 Синяя соль 119
 Скакит (Адам) 113, 204, 206
 Скакит 206
 Смарагдохальцит (Хаусман) 223
 Соколя соль 119
 Соленая медная руда 223
 Соляной шпат 119
 Солянокислая медь 223
 Солянокислый свинец 234
 Стагматит 207
 Стеенсенит 82
 Стекловатый шпат 17
 Стенонит 10, 78, 82
 Стинкфлюсс 17
- Таллинит * 157
 Тахидрит 114, 275
 Терлингваит 171
 Терлингуаит 112, 164, 165, 171
 Тизонит 60
 Тисонит 60
 Токорналит 112, 156
 Томсенолит 10, 79, 87
 Трескучая соль 119
 Труделлит 114, 277
 Турпет 165
- Ферручит 9, 14
 Фидлерит 113, 182, 193
 Флюселит 10, 79, 93
 Флюсбарит * 17
 Флюсоитроцерит 29
 Флюорит 9, 17
 Флюоцерит 60
 Флюоцерит 9, 60, 68
 Флюссбарит * 17
 Флюсситрокальцит 28
 Флюсситроцерит 29
 Флюссцерит 60
 Фтористый калий 13
 Фтористый магний 63
 Фтористый натрий 10
 Футепт 157
- Хагеманнит * 55
 Хлолит 9, 39, 67
 Хлоралюминит 113, 220
 Хлораргирит 112, 118, 135, 136, 165
 Хлорид железа 210
 Хлористая медь 142
 Хлористая ртуть 165
 Хлористое железо 207
 Хлористое серебро 136
 Хлористый аммоний 115
 Хлористый калий 128
 Хлористый кальций 208
 Хлористый магний 205
 Хлористый магний-калий 269
 Хлористый марганец 206
 Хлористый натрий 119
 Хлористый свинец 183
 Хлористый шпат 234
 Хлормагнезит — см. хлоромгнезит
 Хлорманганоканит 113, 211, 212
 Хлорманкалит 212
 Хлорнатрокалит * 128
 Хлорное железо 210
 Хлоробромистое серебро 136
 Хлоробромит 136
 Хлорокальцит 114, 263
 Хлороксифит 114, 241, 253
 Хлоромгнезит 113, 204, 205
 Хлороманганоканит 212
 Хлорортутный шпат 165
 Хлороселенистая ртуть 165
 Хлоросеребряный шпат 136
 Хлорофан 17
 Хлорохальцит 223
 Ходневит 67
 Хуантайяит — см. гуантахайит
- Цамбонинит — см. замбонинит
 Церулесфидрит 157
 Церфлюорит 29
 Цимпанит 114, 280
 Цирклерит 113, 219
 Цубер * 119
- Чёрчиллит 234
 Чубутит 251
 Чухровит 10, 79, 107
- Шетцеллит 128
- Эвигтоцит 103
 Эггестонит 112, 164, 168
 Экдемит 114, 241, 245
 Эльпазолит 51
 Эльпасолит 9, 39, 51
 Эмболит 112, 118, 135, 136
 Эриокальцит 254
 Эриохальцит 114, 254
 Эритросидерит 114, 256
 Эритрокальцит 254
 Эритрохальцит 254
- Юспит 216
- Ярлит 10, 79, 85

- Almeraite * 269
 Almerinit * 269
 Androdamant 17
Anthonyite 281
 Antofagastite 254
 Antozonite 17
 Argentopercylite 196
 Argyroceratite 136
 Argyrojodite 152
 Arksutite 67
Arzrunite 278
Atacamite 223
 Atelite 230
 Atlasite * 223
 Avogadrite 15

Baeumlerite 263
Bararite 36
 Belonesite 63
 Belyankite 98
 Berzélite (Lévy) 234
 Bihydrate 264
Bischofite 258
Bismoclite 179
 Blastonite * 17
Blixite 250
Boggsdite 83
 Boldyrevite 55
Boleite 196
Bordosite 175
Botallackite 233
Bromargyrite 136
 Bromchlorargyrite 136
 Bromchlorsilber 136
 Bromic silver 136
 Bromite 136
 Bromspath 136
 Bromyrite 136
 Bruiachite 17
Buttgenbachite 160

Cadwaladerite 277
Calomel 165
 Calomelite 165
Calumelite 281
Carnallite 269
Carobbiite 13
Carargyrite 136
Cerfluorite 29
 Ceruleofibrite 157
Chiolite 67
Chloraluminite 220
 Chlorammonium 115
Chlorargyrite 136
 Chlorblei 183
 Chlorbromsilber 136
 Chlorcalcium 208
Chlormanganokalite 212
 Chlornankalite 212
 Chlormercur 165
 Chlormerkurspath 165
 Chlornatrokalite * 128
 Chlorobromite 136
Chlorocalcite 263
 Chlorochalcit 223
Chloromagnesite 205
 Chloromanganokalite 212
 Chlorophane 17
Chloroxiphite 253
 Chlorquecksilber 165

 Chlorselenquecksilber 165
 Chlorsilber 136
 Chlorsilberspath 136
 Chlorspath 234
 Chubutite 251
Chukhrovite 107
 Churchillite 234
Coccinite 175
Connellite 157
Cofunnite 183
Creedite 98
 Cryohalite * 264
Cryolite 39
Cryolithionite 52
Cryptohalite 33
 Cumengeite 202
Cumengite (Mallard) 202
 Cuprochlorid 142
Cuproidargyrite 147

Daubrécieite 181
Daviesite 237
 Derbyshire spar 17
Diaboleite 162
Douglasite 268

Edemite 245
Eglestonite 168
 Eisenchlorid 240
 Eisenchlorür 207
 Eisstein 39
Elpasolite 51
Embolite 136
 Eriocalcite 254
Eriochalcite 254
 Erythrocalcite 254
 Erythrochalcit 254
Erythrosiderite 256
 Evigtokite 103

 False amethyst 17
 False emerald 17
 False ruby 17
 False sapphire 17
 False topaz 17
 Fasersalz 119
 Ferrochlorid 207
Ferruccite 14
Fiedlerite 193
Fluellite 93
 Fluobaryt * 17
 Fluocérine 60
Fluocerite 60
Fluorite 17
 Fluor spar 17
 Fluoyttrocerit 29
 Flussbaryt * 17
 Flusscerit 60
 Flussspat 17
 Flussyttrocalcit 28
 Footeite 157

Gagarinite 72
 Gearksite 103
Gearksufite 103
 Glasspat 17
 Green sand of Peru 223
 Gunnisonite * 17

 Hagemannite * 55
 Hal-Chalzit 223

- Halite** 119
 3-halite 119
 Halitosylvin * 128
 Halochalzit 223
Heliophyllite 245
Hematophanite 249
Hieratite 35
 Hoevelite 128
 Hoppingite 175
 Hornerz 136
 Horn mercury 165
 Hornquecksilber 165
 Hornsilber 136
 Huantajayite * 119
 Hydrargyrit 165
Hydrohalite 264
Hydromelanohallite 279
Hydrophilite 208
 Hydroprosopite * 79

 Iodic silver 152

Jarlite 85
Jodargyrite 152
Jodembolite 140
 Jodit 152
 Jodobromchloorsilber 140
 Jodobromite 140
 Jodquecksilber 175
 Jodsilber 152
 Jodyrite 152
 Justit 216

 Kalium-magnesiumchlorid 269
 Kallar * 119
Kempite 229
 Kerargyre 136
 Kerasine 234
 Kerat 136
 Khodnevite 67
Kleinite 149
 Kochsalz 119
Koenenite 216
 Korteite 216
Kremersite 258
 Kreuzbergite 93
 Kupferchlorür 142
 Kupferhornerz 223
 Kupfersand 223

Laurionite 186
Lawrencite 207
 Lead chloride 183
Lead oxyfluoride 110
 Leopoldit 128
 Liparit 17
 Lithoslazuli 17
 Lorettoite 251

 Maakit 264
 Magnesiumfluorid 63
Malladrite 37
 Manganchlorür 206
 Manganochlorid 206
 Marcylite 223
Marshite 144
Martinsite (Karsten) * 119
Matlockite (Creg) 176
 Meersalz 266
 Megabromite 136

Melanohallite 280
 Mellahite * 128
 Mellonite 262
Mendipite 234
 Mercurammonite 149
 Merkur-Hornerz 165
 Merkur-Kerat 165
 Merkurspath 165
 Meta-jarlite 85
Metanocerite 110
 Microbromite 136
Miersite 146
Mitscherlichite 267
Molysite 210
Mosesite 147

 Nacalifite 72
Nadorite 241
Nantokite 142
 Native copper jodide 144
 Natrikalite * 119
Neighborite 75
 Nipholite 67

Ochrolite 248
 Orsugisat 39
 Orthobromite 136
 Ostwaldite 136

Pachnolite 91
 Paragearksutite 103
Paralaurionite 190
Paratacamite 230
Penfieldite 238
Percylite 199
Perite 244
 Picrofluite * 17
 Pleysteinite 93
 Potassium chloride 128
 Potassium fluoride 13
Prosopite 79
Pseudoboleite 201
Pseudocotunnite 262
 Pseudomendipite 234
Pseudonocerin 111
 Pseudonocerite 111
 Pyroconite 91
 Pyrosmaragd 17

 Quecksilberjodid 175
 Quecksilber-Hornerz 165
 Quecksilberhornspath 165
 Quecksilberspath 165

 Radiofluorite 17
 Rafaelite (Arzruni, Thaddéeff) 190
Ralstonite 55
Ratofkite 28
 Remolinite 223
Rinneite 213
 Rock salt 119

Salammoniac 115
 Salmiak 115
 Saltspar 119
 Salzkupfererz 223
 Salzsaures Blei 234
 Salzsaures Kupfer 223
Sarawakite 280
Scacchite (Adam) 206

Schätzellit 128
Sebkhainite * 269
Sellaite 63
Silberhornerz 136
Silberhornspath 136
Silber-Kerat 136
Silberspath 136
Silviit 128
Smaragdochalcit (Hausmann) 223
Sodium chloride 119
Stagmatite 207
Steensenite 82
Steinsalz 119
Stenonite 82
Stinkfluss 17
Stinkspat 17
Sylvinothalite * 128
Sylvite 128

Tachyhydrite 275
Tallingite * 157
Terlinguaite 171
Thomsenolite 87
Tocornalite 156

Trudellite 277
Turpeth 165
Tysonite 60
Unnamed ($\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) 222
Unnamed ($\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) 280

Vanadiochlorid 280
Villiamite 10

Weberite 76

Yttrium calcium fluoride 10
Yttracalcite (Glocker) 28
Yttracalciumfluorid 109
Ytrococerite 29
Ytroceroicalcit 29
Ytrococerite 29
Ytthrofluorite 28

Zamboninite * 63
Zavaritzkite 66
Zimapanite 280
Zirklerite 219
Zuber * 119

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Условные обозначения и сокращения	5
Фториды	9
Хлориды, бромиды, йодиды	112
Дополнение	284
Список описанных минералов, расположенных по основным элементам	283
Указатель минералов	290

Минералы, т. II, вып. 1

Галогениды

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *Кудашева И. Г.* Технический редактор *Т. В. Полякова*

РИСО АН СССР 55-57. Сдано в набор 12/V 1963 г. Подписано к печати 15/X 1963 г.
Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 18,5-25,24 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 24,1 . Тираж 6200 экз.
Т.-12632. Изд. № 1758. Тип. зак. № 2245.

Цена 1 р. 65 к.

Издательство Академии наук СССР, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

СПИСОК ОПЕЧАТОК И ИСПРАВЛЕНИЙ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
28	17 стр.	1,4386	1,4586
34	14, 15 стр.	и NH_4Cl	, H_2SiF_6 и NH_4F
38	25 стр.	101	001
38	28 стр.	211	111
38	30 стр.	310	210
38	31 стр.	200	300
38	32 стр.	311	211
44	18, 19 стр.	а в криолите из Тувы — $0,0028 \text{Li}_2\text{O}$, $0,0008 \text{Rb}_2\text{O}$ и $0,008 \text{Cs}_2\text{O}$, $0,07\%$ К	$0,0028 \text{Li}_2\text{O}$, $0,0008 \text{Rb}_2\text{O}$ и $0,0008 \text{Cs}_2\text{O}$, а в криолите из Тувы — $0,07\%$ К,
61	8 стр.	11211	1121
83	10 стр.	1,2397	1,7397
93	6 стр.	153	153
145	13 стр.	32 1,3881	11 1,3881
151	1 стр.	9 2.013	6 2,013
153	5 стр.	54 52'	54°52'
153	13 стр.	$\bar{s} 15.0.15.8 u$	$\bar{s} 15.0.15.8 \bar{u}$
153	14 стр.	1013	1013
153	20 стр.	2021	2021
164	20 стр.	9 1,244	6 1,244
164	11 стр.	-4,46	4,46—
173	20 стр.	522	522
174	4 стр.	101	101
177	12 стр.	(111):(111)	(111):(111)
178	32 стр.	103	003
179	7 стр.	$4P/nmm$	$P4/nmm$
183	19 стр.	1:682	1:1,682
190	24 стр.	(Ууупф) [2]	(Ууупф) [3]
200	4 стр.	Cu_2	Cu_3
233	17 стр.	Cu	CuO
238	4 стр.	1120	1120
239	19 стр.	$\bar{2}.0.\bar{2}.11$	2.0.2.11
246	11 стр.	132,1	132,2
246	9 стр.	132,2	132,1
250	10 стр.	0,74	0,074
252	14 стр.	ОН	КОН
253	13 стр.	101 90°00'	101—90°00'
258	9 стр.	57,71	57,51
295	9 стр.	fluoride 10	fluoride 109