

2-й 913

73171

т. 4

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

вып. 1 ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

# МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ IV

Выпуск 1

СИЛИКАТЫ СО СТРУКТУРОЙ,  
ПЕРЕХОДНОЙ ОТ ЦЕПОЧЕЧНОЙ К СЛОИСТОЙ

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ  
(каолиновые минералы, серпентины,  
пирофиллит, тальк, слюды)

120267  
F9Y021



МОСКВА «НАУКА»

1992

Первый выпуск тома IV справочника «Минералы» содержит характеристику минералов со структурой, переходной от цепочечной к слоистой (биопириболы), и слоистых силикатов (каолиновые минералы, серпентины, пирофиллит, тальк, слюды). Многие из этих минералов имеют большое практическое значение. При составлении статей критически использованы опубликованные в СССР и за рубежом результаты новейших исследований (рентгеноструктурных, химических, оптических и др.), указаны условия образования минералов и главные их месторождения, приведены данные о синтезе и основных направлениях использования.

Справочник предназначен для широкого круга специалистов, имеющих дело с изучением и использованием минерального сырья. Ил. 116. Библиогр. 7460 назв.

Главный редактор академик

Ф. В. ЧУХРОВ

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Н. Н. СМОЛЬЯНИНОВА

ОТДЕЛЕНИЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
Библиотека по специальности  
наукам АН СССР

М  $\frac{1804020000-299}{042(02)-92}$  408-90, II пол.

ISBN 5-02-003245-X

© Издательство «Наука», 1992



## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем выпуске IV тома приводится описание силикатов со структурой, переходной от цепочечной к слоистой (биопириболы), и слоистых силикатов (минералы группы каолинита, серпентины, пирофиллит, тальк, слюды). Их кристаллохимическая классификация разработана Ф. В. Чухровым и Б. Б. Звягиным. Материал изложен в том же порядке, что и в предыдущих томах.

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

Е. А. Борисова — магнезиальные серпентины: антигорит, лизардит, хризотил (совместно с В. П. Петровым), карлопидит, карлостуранит.

И. В. Витовская — непуит, пекораит.

И. С. Делицин — пирофиллит, феррипирофиллит.

А. П. Жухлистов — структура литиевых слюд.

Н. И. Забавникова — гриналит.

Н. И. Зардиашвили — анандит, битит, клинтонит (совместно с Н. И. Забавниковой).

Б. Б. Звягин — структура биопириболов, серпентинов, дополнения к описанию структур других минералов.

В. А. Корнегова — битит, эфесит (совместно с Н. И. Забавниковой).

В. И. Кудряшова — аннит, буркхардит, гюмбелит, истонит, лейкофиллит, прайсверкит, сидерофиллит, сколит, тобелит, уонезит, тетраферрислюды, дополнения к другим собственно слюдам.

О. С. Ломова — дополнения к биотиту.

И. В. Островская — серпентины: амезит, баумит, бертьерин, бриндлейит, келлиит, кронштедтит, фрепонтит; браммалит, гидромусковит, иллит; дополнения к селадониту и глаукониту.

В. П. Петров — магнезиальные серпентины: антигорит, лизардит, хризотил (совместно с Е. А. Борисовой); собственно слюды (совместно с Е. Д. Белянкиной при участии В. И. Кудряшовой, О. С. Ломовой, М. Н. Соколовой, М. В. Скосыревой — ИМГРЭ, Н. Н. Смольяниновой).

И. В. Рождественская — составление списков минералов по элементам.

П. П. Смолин — группа талька.

Н. Н. Смольянинова — группа чапманита.

С. В. Соболева — структура собственно слюд и хрупких слюд.

М. Н. Соколова — группа биопириболов, дополнения к литиевым слюдам.

В. И. Финько — диккит, каолинит, накрит.

С. С. Чекин — галлуазит.

М. Б. Чистякова — маргарит.

Описания кристаллических структур минералов отредактированы Б. Б. Звягиным, данные инфракрасной спектроскопии — Е. В. Власовой, Т. А. Зиборов, Е. С. Рудницкой, термических свойств — Г. О. Пилояном. В общем редактировании статей принимала участие Е. А. Борисова. Пересчеты химических анализов серпентинов и слюд выполнены Е. А. Борисовой и Н. А. Панкиной. Библиографические ссылки унифицированы Н. С. Кулиш. В подготовке рукописи к печати принимали участие Л. Ф. Жукова, Н. С. Кулиш, Н. А. Панкина, И. В. Рождественская.

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

- Бетехтин А. Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 956 с.
- Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф.* Структура минералов. М.: Мир, 1967. 389 с.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия / Пер. с англ. под ред. Д. С. Белянкина. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 561 с.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптические свойства искусственных минералов / Пер. с англ. под ред. В. В. Лапина. М.: Мир, 1967. 526 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы / Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М.: Мир, 1966. Т. 3. 316 с.
- Кей Дж., Лэби Т.* Таблицы физических и химических постоянных / Пер. с англ. под ред. К. П. Яковлева. 12-е изд. М.: Физматгиз, 1962. 247 с.
- Лазаренко Е. К., Винар О. М.* Мінералогічний словник. Київ: Наук. думка, 1975. 773 с.
- Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом / Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М.: Недра, 1965. 463 с.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. 4-е изд. М.: Госгеолиздат, 1955. 248 с.
- Трёгер В. Е.* Оптическое определение породообразующих минералов / Пер. с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М.: Недра, 1980. 208 с.
- Micas. Miner. Soc. Amer. / Ed. S. W. Bailey // Rev. Miner.* 1984. Vol. 13. 584 p.
- Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Ed. G. W. Brindley, G. Brown. L., 1980. 495 p.*
- Dana E. S.* System of mineralogy. 6th ed. N. Y.; L., 1892—1915. 1134 p. App. I—III. I — 1914. 75 p.; II — 1914. 114 p.; III — 1915. 87 p.
- Doelter C.* Handbuch der Mineralchemie. Dresden; L.: Verlag von Theodor Steinkopff, 1912—1931. Bd. 1. 1008 S.
- Goldschmidt V.* Atlas der Kristallformen. Heidelberg: Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 1913. Bd. 2. 200 S.
- Goldschmidt V.* Krystallographische Winkeltabellen. B.: Verlag von Veit und Comp. 1897. 432 S.
- Hey M. H.* An index of mineral species and varieties arranged chemically. L., Printed by Order of the Trustees of British Museum, 1955. 728 p.
- Hintze C.* Handbuch der Mineralogie. L.; B.: Verlag von Veit und Comp., 1897. Erg.-Bd. 2. 1842 S.; *Hintze C., Linck G. B.*; L.: Walter de Gruyter und Co, 1938. Erg.-Bd. 1. 760 S.; *Hintze C., Chudoda C.* 1954—1959. Erg.-Bd. 2. 808 S.; 1965. Erg.-Bd. 3. S. 152—256.
- Strunz H.* Mineralogische Tabellen. 5. Aufl. L.; Akademische Verlagsgesellschaft, Geest und Portig K.-G., 1970. 621 S. Пер. на рус. яз. под ред. А. С. Поваренных. М.: Гос. н.-т. изд-во лит. по горн. делу, 1962. 532 с.
- В тексте (например, в разделе «Синон.») иногда указываются фамилия (в русской транскрипции) исследователя и год публикации без библиографических данных.

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- a, b, c* — кристаллографические оси  
*a : b : c* — отношение отрезков, отсекаемых единичной гранью (морфологическое отношение осей)  
*a<sub>0</sub>, b<sub>0</sub>, c<sub>0</sub>* — параметры элементарной ячейки  
*a<sub>r</sub>h* — ребро ромбоэдрической ячейки  
*a<sub>h</sub>, c<sub>h</sub>* — параметры гексагональной ячейки тригональных минералов  
 $\alpha, \beta, \gamma$  — углы между кристаллографическими осями  
*L<sub>2</sub>=2, L<sub>3</sub>=3, L<sub>4</sub>=4, L<sub>6</sub>=6* — оси симметрии в старом обозначении Германа—Могена  
*L<sub>13</sub>= $\bar{3}$ , L<sub>14</sub>= $\bar{4}$ , L<sub>16</sub>= $\bar{6}$*  — инверсионные оси симметрии в разных обозначениях  
*P, m* — плоскости симметрии в разных обозначениях  
*C* — центр симметрии  
 $\varphi, \rho$  — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси *c* в вертикальном положении  
 $\varphi_1, \rho_1$  — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси *a* в вертикальном положении  
 $\varphi_2, \rho_2$  — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси *b* в вертикальном положении  
*(hkl)* — простые формы и грани кристаллов  
*[hkl]* — ребра кристаллов и зоны  
*Z* — число формульных единиц в элементарной ячейке  
*Ng, Nm, Np* — оси индикатрисы двусосных минералов  
*Ne, No* — оси индикатрисы одноосных минералов  
*n<sub>g</sub>, n<sub>m</sub>, n<sub>p</sub>* — показатели преломления двусосных минералов  
*n<sub>e</sub>, n<sub>o</sub>* — показатели преломления одноосных минералов  
*2V, 2E* — истинный и кажущийся углы оптических осей  
*r, v* — соответственно красный и синий свет (при дисперсии)  
*Rg, Rm, Rp* — отражательная способность двусосных минералов  
*Ro, Re* — отражательная способность одноосных минералов  
 $\lambda$  — длина волны
- Анал. — аналитик  
 Бл. — блеск  
 Восст. пл. — восстановительное пламя  
 Вычисл. — вычисленный  
 Гексаг. с. — гексагональная сингония (система)  
 Гексаоктаэдр. — гексаоктаэдрический  
 Гексатетраэдр. — гексатетраэдрический  
 Дв. ось — двойниковая ось  
 Дв. пл. — двойниковая плоскость  
 Диагн. исп. — диагностические испытания (название раздела)  
 Дигексаг. — дигексагональный  
 Дидодекаэдр. — дидодекаэдрический  
 Дипирамид. — дипирамидальный  
 Дитриг. — дитригональный  
 Диэдр. — диэдрический  
 Закр. тр. — закрытая трубка  
 Изл. — излом  
 Изм. — изменение (название раздела)  
 ИК — инфракрасный  
 Искусств. — искусственный, искусственное получение (название раздела)  
 Кл. — класс  
 Конц. — концентрированная  
 Коэфф. — коэффициент  
 Куб. с. — кубическая сингония (система)  
 Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)  
 Монокл. с. — моноклиническая сингония (система)  
 Не обн. — не обнаружено  
 Окисл. пл. — окислительное пламя  
 Октаэдр. — октаэдрический  
 Опт. — оптика, оптический  
 Отл. — отличие (название раздела)  
 Отраж. — отраженный, отражательная способность  
 Пинакоид. — пинакоидальный  
 Пирамид. — пирамидальный  
 Пл. опт. осей — плоскость оптических осей  
 Повед. при нагр. — поведение при нагревании (название раздела)  
 П. п. — потеря при прокаливании  
 П. п. тр. — перед паяльной трубкой  
 Практич. знач. — практическое значение (название раздела)  
 Преф. — префектура  
 Пр. гр. — трехгранственная группа

---

Призм. — призматический	Триг. с. — тригональная сингония (система)
Пров. — провинция	Трикл. с. — триклинная сингония (система)
Прох. — проходящий	Уд. в. — удельный вес
Разб. — разбавленный	Физ. св. — физические свойства (название раздела)
Разнов. — разновидность (название раздела)	Физ.-хим. конст. — физико-химические константы (название раздела)
Ромб. с. — ромбическая сингония (система)	Форм. ед. — формульная единица
Синон. — синонимы (название раздела)	Характ. выдел. — характер выделений (название раздела)
Скаленоэдр. — скаленоэдрический	Хим. — химизм, химический состав (название раздела)
Сл. — следы	Хр. — хребет
Сп. — спайность	Цв. — цвет
Структ. и морф. крист. — структура и морфология кристаллов (название раздела)	Шт. — штат
Тв. — твердость	Элем. яч. — элементарная ячейка
Теор. — теоретический	
Тетраг. с. — тетрагональная сингония (система)	
Тетраэдр. — тетраэдрический	

# СИЛИКАТЫ СО СТРУКТУРОЙ, ПЕРЕХОДНОЙ ОТ ЦЕПОЧЕЧНОЙ К СЛОИСТОЙ,— БИОПИРИБОЛЫ

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
Джимтомпсонит (Mg, Fe) <sub>10</sub> [Si <sub>12</sub> O <sub>32</sub> ](OH) <sub>4</sub>	Ромб.	18,626	27,230	5,297	—
Клиноджимтомпсонит (Mg, Fe) <sub>10</sub> [Si <sub>12</sub> O <sub>32</sub> ](OH) <sub>4</sub>	Монокл.	9,874	27,243	5,316	109°28'
Честерит (Mg, Fe) <sub>17</sub> [Si <sub>20</sub> O <sub>53</sub> ](OH) <sub>6</sub>	Ромб.	18,614	45,306	5,297	—

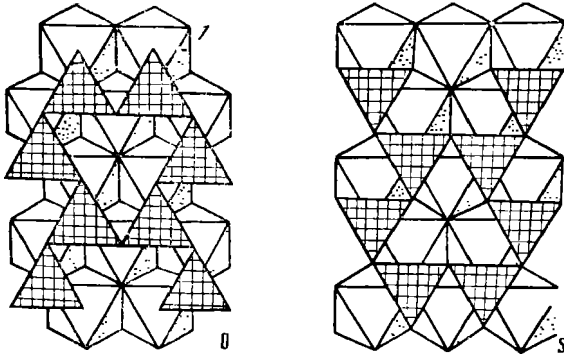
Под биопириболами подразумеваются цепочечно-ленточные силикаты, занимающие промежуточное положение между пироксенами, амфиболами и слюдами. Название «биопириболы» (biopyriboles) составлено из частей слов «битит», «пироксен», «амфибол»; введено в 1911 г. Иогансеном [1] и вновь использовано Томпсоном в 1970 г. [2]. Томпсон [2, 3], представив структуру амфибола состоящей из параллельных (010) пластинчатых модулей пироксена (Р) и слюды (М) в виде комбинации РМ, предположил существование биопириболов и с более сложными комбинациями модулей Р и М. Частным случаем биопириболов являются пириболы (pyriboles), к которым относятся только цепочечно-ленточные силикаты без слюд.

Предсказанный Томпсоном [2] биопирибол РММ был открыт в 1974 г. Дрицем и Гончаровым [4] при структурных исследованиях продуктов синтеза методами микродифракции электронов и электронной микроскопии. Этот синтетический Na-Mg-продукт описан как трехрядный цепочечный силикат, ленты которого состоят из трех пироксеновых цепочек [5]. Позднее Веблен, Бусек и Бёрнхем [6—8] нашли трехцепочечный ленточный силикат в природе и назвали его джимтомпсонитом. В метаморфизованных ультрамафических породах района Честера (шт. Вермонт, США) были обнаружены и другие биопириболы [9]: клиноджимтомпсонит; честерит — своеобразный биопирибол со смешанной структурой РММРМ, в которой чередуются амфиболовые (двухцепочечные) и джимтомпсонитовые (трехцепочечные) ленты; неназванный биопирибол, предположительно являющийся клиночестеритом.

В прямых изображениях кристаллических структур биопириболов, полученных с помощью электронной микроскопии высокого разрешения, различимы более или менее протяженные области (от 10 до 25 элем. яч.) упорядоченного чередования лент разной ширины, характеризующихся числами  $n=1, 2, 3, 4, \dots$  составляющих их пироксеновых цепочек [5—14]. Описаны также структуры, в которых периодически чередуются группы лент разной ширины.

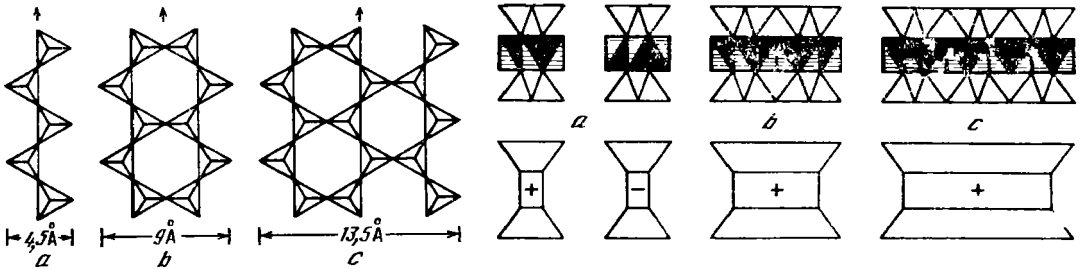
Помимо областей периодического чередования лент разной ширины, наблюдались и зоны с нарушениями определенного порядка. Так, в структурах амфибол-асбестов установлены случайно распределенные единичные ленты с  $n=3, 4, 5, 6, 7, 8, 17$ . При значительных масштабах таких нарушений возникают структуры, которые, по аналогии со смешанослойными, можно называть смешаноцепочечными или смешанорядными. При значительной ширине лент (до 300 Å) занимаемые ими зоны уже можно считать слоистыми (пример — тальковые зоны). Их существование проявляется не только в картинах электронной микроскопии высокого разрешения, но и в соответствующих картинах микродифракции электронов (размывание рефлексов в направлениях обратной решетки  $a^*$  и  $b^*$ ) [5, 11]. Для диагностики подобных биопириболов можно использовать рентгенограммы [15].

Для описания структурных особенностей биопириболов применяются те же характеристики, что и для пироксенов и амфиболов [2—4, 8, 9, 16, 17]: а) 2 : 1 стержни (I-лучи), составленные из двух тетраэдрических и одной промежуточной октаэдрической лент; б) обозначения + и — ориентировок стержней отно-

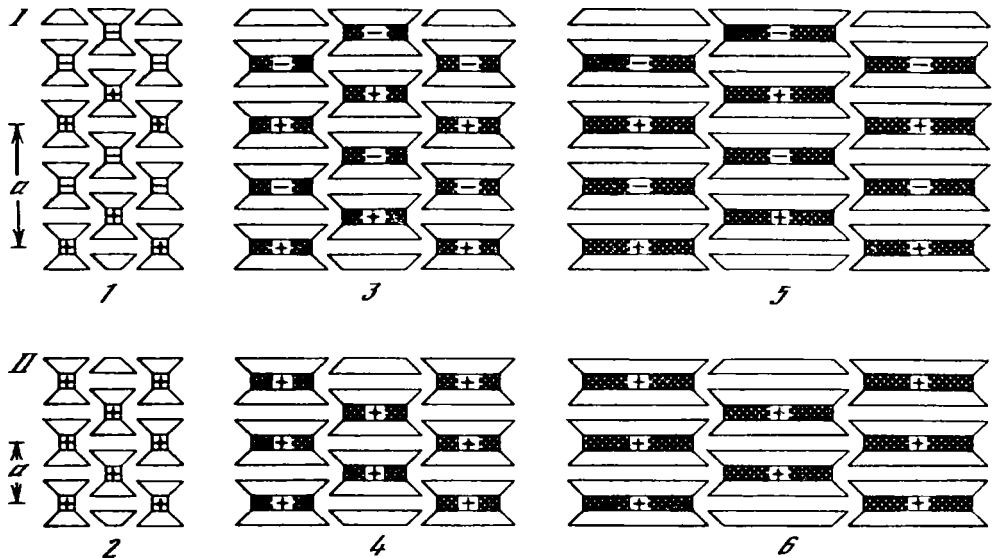


Фиг. 1. Относительная ориентировка октаэдрических и тетраэдрических лент в 2 : 1 стержне биопириболов (1) и амфиболов (2) (по Лоу и Уиттекеру)  
O — противоположная, S — одинаковая

Фиг. 2. Типы кремнекислородных пепочек и 2 : 1 стержней (поперечные сечения) с указанием ориентировок и структурных проксенов (а), амфиболов (b) и биопириболов (с) по Велле, Бусеку и Бёрнхему)



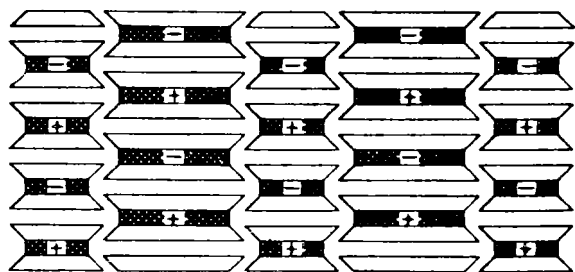
нительно оси  $c$  (вдоль лент); в) обозначения относительной ориентировки оснований октаэдров и смежных с ними тетраэдров (O — противоположная, S — одинаковая) (фиг. 1) [16]. Возможность поворота тетраэдров вокруг нормалей к их основаниям на некоторый угол определяет существование двух предельных моделей тетраэдрических лент [17]: 1 — растянутых, при  $\Psi = 0$ , когда сочленяемые ребра оснований образуют прямую линию (фиг. 2); 2 — полностью повернутых, при  $\Psi = \pm 30^\circ$ , когда указанные ребра образуют зигзагоподобную ломаную линию с углами  $120^\circ$ , а атомы кислорода оснований тетраэдров вместе с атомами вершин октаэдров упакованы плотнейшим образом по кубическому или гексагональному закону при относительных ориентировках оснований O или S. Обычно угол  $\Psi \pm 10^\circ$  и угол O—O—O  $\sim 170^\circ$ . Углы  $\Psi$  для двух T-лент одного 2 : 1 стержня могут иметь разные значения, но каждый T-«этаж» структуры, параллельный (100), характеризуется одним значением



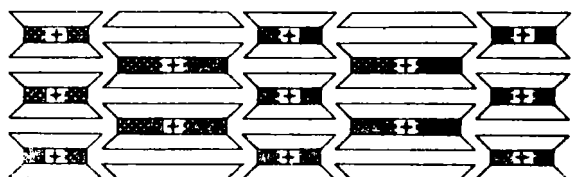
Ψ. При различных Ψ Т-ленты 2 : 1 стержня обозначаются буквами А и В в дополнение к О и S. Символы О, S и ориентировки +, — связаны так называемым правилом четности, сформулированным Томпсоном [2]. Согласно этому правилу, к смежным О-лентам, лежащим на двух последовательных О-этажах, параллельных (100), примыкают Т-ленты промежуточного Т-этажа (фиг. 3), характеризующиеся одинаковыми символами (О и О или S и S) при одинаковой ориентировке стержней (+ и + или — и —) и разными символами при их противоположной ориентировке. В реальных структурах цепочечно-ленточных силикатов возможны нарушения этого правила вследствие специфического искажения правильной формы октаэдров и тетраэдров [17, 18].

Представления Томпсона о формировании структур биопириболов из двух разных модулей (Р и М) послужили основанием для введения понятий полисоматизма, полисоматических серий и полисоматических превращений [3, 8, 19], которые подразумевают участие в образовании структур разных веществ (в данном случае Р и М) в отличие от понятий, связанных с политипией, относящихся к одному веществу. Эти представления, вероятно, имеют рациональный смысл, особенно при рассмотрении взаимных превращений и генетических связей в системе соединений от пироксенов до слюд. Однако полезно считать их продуктами последовательной полимеризации (конденсации) только одних пироксеновых цепочек [20].

Повторяющееся звено пироксеновой тетраэдрической цепочки (фиг. 4) представлено двумя тетраэдрами, основания которых обращены по разные стороны от линии сцепленных ребер О—О—О, и имеет формулу  $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ . Как видно на фиг. 4, при полимеризации пироксеновых цепочек в биопириболовые ленты каждая последующая цепочка примыкает к предыдущей с помощью операции отражения при сохранении общей вершины. При этом из формулы выпадает один О, но добавляется (ОН, F) в центрах Т-гексагонов. Так как в 2 : 1 стержне имеются две Т-ленты, то результирующей радикал для ленты из  $n$  цепочек ( $m=n-1$  равно числу операций присоединения) выражается соотношением  $2\{n[\text{Si}_2\text{O}_6]-(n-1)\text{O}+(n-1)(\text{OH})\}=\text{Si}_{1n}\text{O}_{10n-2}(\text{OH})_{2(n-1)}$ . Каждая из аналогичных операций применительно к пироксеновой (например, диопсидовой) октаэдрической цепочке (см. фиг. 4) зеркально подсоединяет два Mg-октаэдра; при этом Са-октаэдр, лежащий на плоскости отражения, становится Mg-октаэдром, поскольку он оказывается в окружении других Mg-октаэдров октаэдрической ленты; одновременно добавляется Са-октаэдр или за счет отражения Са-октаэдра, лежащего вне плоскости отражения, или за счет отражения внутреннего Mg-октаэдра в краевое положение с одновременным его превращением



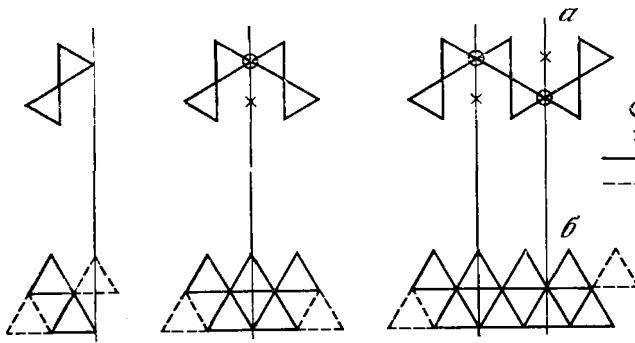
7



8

Фиг. 3. Схема чередования 2 : 1 стержней в структурах ромбических (I) и моноклинных (II) пироксенов, амфиболов и биопириболов (по Веблену, Бусеку и Бёрнхему)

1, 2 пироксен; 3, 4 — амфибол; 5 — джимтомпсонит; 6 — клиноджимтомпсонит; 7 — честерит; 8 — моноклинный аналог честерита



Фиг. 4. Схема последовательной конденсации диопсидовых цепочек (по Звягину)

а — основания тетраэдров (1, 2 — соответственно позиции разделяемых цепочками атомов O и групп OH); б — основания октаэдров Mg (3) и Ca (4); 5 — плоскости, по которым происходит присоединение последующей цепочки операцией отражения предыдущей

в Ca-октаэдр. Каждая операция присоединения пироксеновой цепочки добавляет к формуле пироксена  $3\text{Mg}(\text{Ca}_2\text{Mg}_2 + (n-1)\text{Mg}_3 = \text{Ca}_2\text{Mg}_{3n-1})$ . В итоге формула 2 : 1 стержня из  $n$  цепочек, разделяющего общие вершины с соседними стержнями, имеет вид:  $\text{Ca}_2\text{Mg}_{3n-1}[\text{Si}_{4n}\text{O}_{10n+2}](\text{OH})_{2(n-1)}$ .

В зависимости от  $n$  получаются следующие формулы:  $n=1$  —  $\text{Ca}_2\text{Mg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ ,  $n=2$  —  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ ,  $n=3$  —  $\text{Ca}_2\text{Mg}_8[\text{Si}_{12}\text{O}_{32}](\text{OH})_4$ ,  $n=4$  —  $\text{Ca}_2\text{Mg}_{11}[\text{Si}_{16}\text{O}_{42}](\text{OH})_6$ ,  $n=5$  —  $\text{Ca}_2\text{Mg}_{14}[\text{Si}_{20}\text{O}_{52}](\text{OH})_8$ .

Эти формулы отвечают равенству диопсид +  $(n-1)$  тальк, или  $\text{P} + (n-1)\text{M}$ , по Томпсону [2, 3]. При наличии в структуре лент с разными значениями  $n$  формула биопирибола представляет линейную комбинацию формул с соответствующими значениями  $n$ . Так, формула честерита ( $n=2$  и  $3$ ) —  $\text{Ca}_4\text{Mg}_{13}[\text{Si}_{20}\text{O}_{54}](\text{OH})_6$ , а тетраэдрического пирибола состава «диопсид + тремолит» ( $n=1$  и  $2$ ) —  $\text{Ca}_4\text{Mg}_7[\text{Si}_{12}\text{O}_{34}](\text{OH})_2$ .

Схема размещения 2 : 1 стержней, различающихся значениями  $n$  и ориентировками (+, —), в разных биопириболах приведена на фиг. 3.

Согласно данным Веблена и Бусека [9, 19], превращения пириболов могут осуществляться в результате твердофазовых реакций без привноса дополнительного вещества. Предполагается [19], что упорядоченные структуры смешаноцепочечных силикатов с большим периодом являются термодинамически неустойчивыми; их стабилизация определяется особенностями химизма окружающей среды.

Минералы рассматриваемой группы представляют собой железо-магnezияльные силикаты. Кроме того, найден [14] кальциевый аналог клиноджимтомпсонита.

Трехцепочечные и смешаноцепочечные биопириболы (имеющие вид мелких — доли миллиметра, иногда около 2 мкм — пластинчатых вростков в пироксенах и амфиболах) установлены только благодаря электронной микроскопии высокого разрешения и электронографии. Известны единичные находки этих минералов в метаморфизованных ультраосновных породах и скарнах. Образование их связывается с процессом ретроградного метаморфизма. Джимтомпсонит, клиноджимтомпсонит и честерит обнаружены в виде вростков в антофиллите и куммингтоните (образуют взаимные прорастания) района Честера (шт. Вермонт, США) [6, 7]; джимтомпсонит и честерит — в антофиллите месторождения Ориярви (Финляндия) [21]; кальциевый аналог клиноджимтомпсонита встречен в выделениях клинопироксена из скарнов месторождения Акатани (Япония) [14]. В гидротермальной пироксен-амфиболовой породе из современных осадков Тихого океана (Восточно-Тихоокеанское поднятие) обнаружен [22] минерал, основу структуры которого составляют ленты из строенных пироксеновых цепочек с радикалом  $[\text{Si}_6\text{O}_{16}]$ .

#### Л и т е р а т у р а

1. Johansen A. // J. Geol. Chicago. 1911. Vol. 19, N 4. P. 317.
2. Thompson J. B. (Jr.) // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 1/2. P. 292.
3. Thompson J. B. (Jr.) // Ibid. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 239; Rev. Miner. A. 1981. Vol. 9. P. 189.



4. Дриц В. А., Гончиров Ю. И., Александрови В. А., Хаджи В. Е., Дмитрик А. Л. // Кристаллография. 1974. Т. 19, вып. 6. С. 1180.
5. Дриц В. А. Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. 205 с.
6. *Veblen D. R., Buseck P. R., Burnham C. W.* // Science. 1977. Vol. 198, N 4315. P. 359.
7. *Veblen D. R., Burnham Ch. W.* // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 9/10. P. 1000.
8. *Veblen D. R., Burnham Ch. W.* // Ibid. N 11/12. P. 1053.
9. *Veblen D. R.* // Rev. Miner. A. 1981. Vol. 9. P. 189; *Buseck P. R., Veblen D. R.* // Bull. Miner. 1981. Vol. 104, N 2/3. P. 249.
10. Дриц В. А., Захаров Н. Д., Хаджи И. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 82.
11. *Chisholm J. E.* // J. Mater. Sci. 1973. Vol. 8, N 4. P. 475; Miner. Mag. 1981. Vol. 44, N 334. P. 205.
12. *Hutchison J. L., Irusteta M. C., Whittaker E. J. W.* // Acta crystallogr. A. 1975. Vol. 31. P. 794.
13. *Nakajima Y., Ribbe P. H.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 78, N 3. P. 230.
14. *Akai J.* // Ibid. 1982. Vol. 80, N 2. P. 117.
15. Корыткова Э. Н., Дриц В. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 96.
16. *Lax A. D., Whittaker E. J. W.* // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 329. P. 565
17. *Rapike J. J., Prewitt C. T., Sueno S., Cameron M.* // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 138, H. 3/4. S. 273.
18. Звягин Б. Б. Структурные факты разнообразия цепочечно-ленточных силикатов Тез. докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984, Т. 5. С. 212; Кристаллография. 1986. Т. 31, вып. 6. С. 1124.
19. *Veblen D. R., Buseck P. R.* // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 7/8. P. 687; *Veblen D. R., Buseck P. R.* // Modulated Struct. Intern. Conf. N. Y., 1979. P. 321; Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 7/8. P. 599; 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1107.
20. Белов Н. В. // Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 105.
21. *Schumacher J. C., Czank M.* // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 3/4. P. 345.
22. Розанова Т. В., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 3. С. 3.

### Джимтомпсонит Jimthompsonite



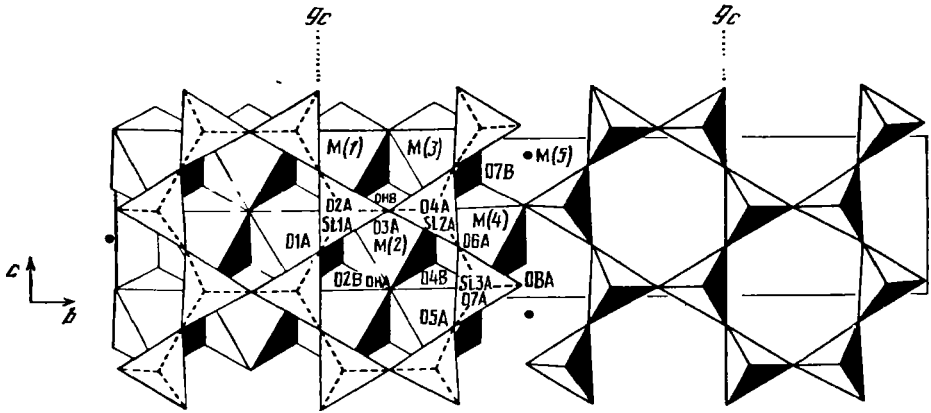
Назван по имени профессора Гарвардского Университета Джима Томпсона, развившего теоретические представления о биоприболах [1, 2].

**Характ. выдел.** Тонкие (доли миллиметра) пластиночки [2].

**Структ. и морф. крист.** Ромб. с.  $D_{2h}^{15} - Pbcn$ .  $a_0 = 18,626$ ,  $b_0 = 27,230$ ,  $c_0 = 5,297$  Å,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,684 : 1 : 0,195$ ;  $Z = 4$  [2].

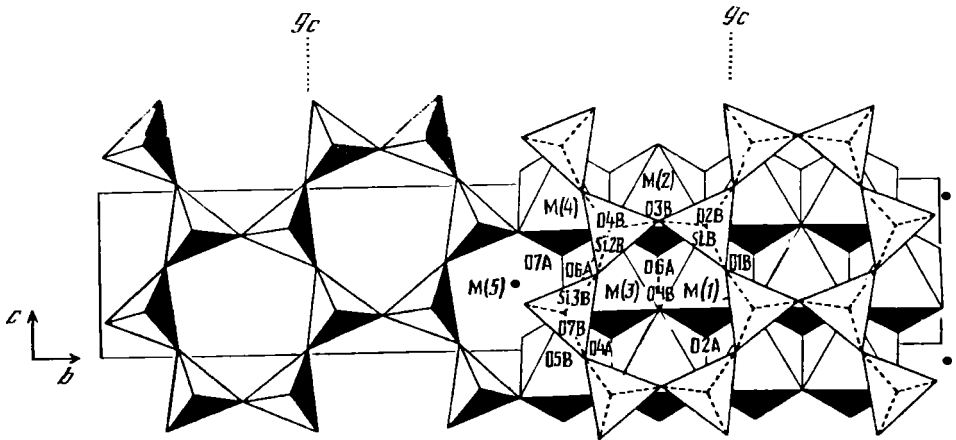
Структура джимтомпсонита [1, 3] состоит из трехцепочечных 2 : 1 стержней, в которых примыкающие к октаэдрической (О) ленте тетраэдрические (Т) ленты неэквивалентны. Соответственно эти ленты как симметрически независимые обозначаются разными символами — А и В, добавленными к символу О — ОА, ОВ. В одной из них (фиг. 5) внутренние тетраэдры ориентированы как в почти идеальной «растянутой» цепочке, а периферийные слегка развернуты вокруг нормалей к основаниям на небольшой угол  $\Psi$  в направлении, при котором относительная ориентировка тетраэдров и октаэдров характеризруется символом О (см. фиг. 1). В другой ленте (фиг. 6) разворот (также в сторону О) касается всех тетраэдров и больше по величине. Последовательность тетраэдрических и октаэдрических этажей в структуре в направлении оси  $a$  (фиг. 7) выражается символами ...ОВ + ОА — ОВ — ОА +... (+ и — показывают ориентировки октаэдров и стержней по оси  $c$ ). Чередование ориентировок стержней ++ — обуславливает ортогональность ячейки и удвоение ее высоты по оси  $a$  (как в ромбическом пироксене) при симметрии  $Pbca$ . Т-ленты В лежат в этажах, параллельных (001), между одинаково ориентированными О-лентами (+ и + или — и —), а Т-ленты А — между противоположно ориентированными О-лентами (+ и — или — и +).

Структура джимтомпсонита искажена неодинаковым разворотом внутренних и внешних тетраэдров Т-лент, прогибом поверхностной части 2 : 1 лент и связанными с ними наклонами тетраэдров, а также деформацией правильной формы полиэдров. Как в пироксенах и амфиболах, внешний октаэдр М(5)



Фиг. 5. Трехцепочечная лента А в структуре джимтомпонита. проекция на (100) (по Веблену и Бёрнхему)

$g_c$  — плоскость скользящего отражения; точки — позиции M(5)



Фиг. 6. Трехцепочечная лента В в структуре джимтомпонита. проекция на (100) (по Веблену и Бёрнхему)

$g_c$  — плоскость скользящего отражения; точки — позиции M(5)

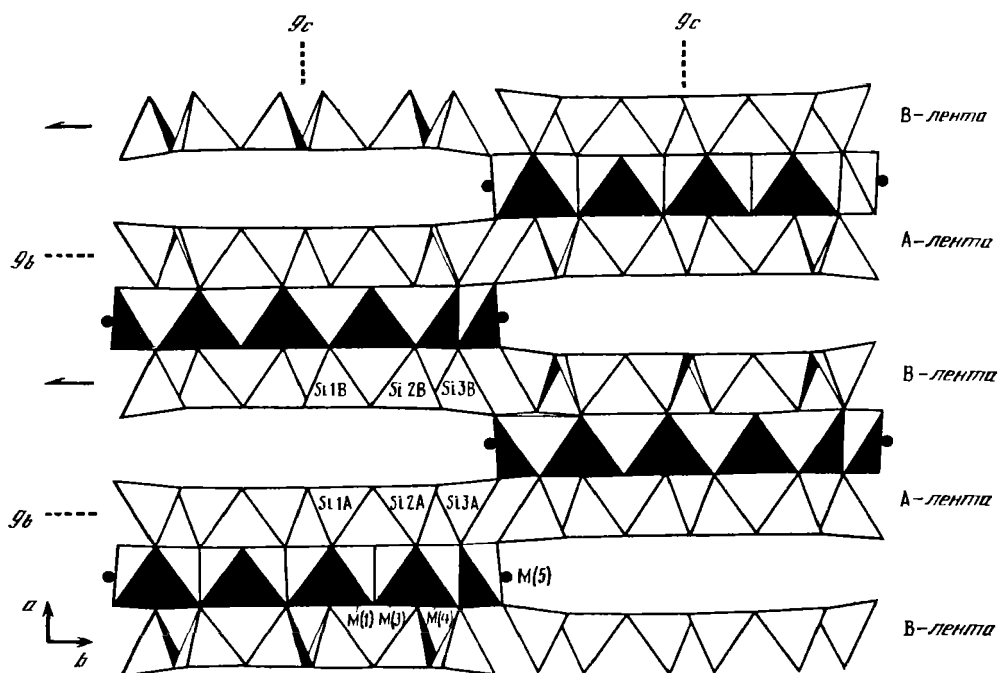
сильно искажен, а внутренние более правильны. Fe находится преимущественно в позициях M(5), внутренние позиции заселены главным образом Mg при отношении  $Fe/(Fe + Mg) = 0,22$ .

Согласно [3], в октаэдрах, заселенных катионами Mg и Fe в позициях M(1), M(2), M(3), M(4), M(5), средние расстояния M—O соответственно равны 2,077; 2,081; 2,089; 2,087; 2,268 Å. Средние расстояния Si—O для Si в позициях 1, 2, 3 составляют 1,621; 1,618; 1,628 Å в ленте А и 1,622; 1,624; 1,631 Å — в ленте В. Каждая Т-лента имеет два симметрически независимых угла разворота: внутренний ( $O_1-O_1-O_1$ ) и внешний ( $O_5-O_6-O_5$ ) равные соответственно  $179^{\circ}36'$  и  $173^{\circ}30'$  у ленты А;  $166^{\circ}54'$  и  $161^{\circ}42'$  у ленты В (эти значения связаны с углами  $\Psi$  соотношением  $180^{\circ}-2\Psi$  и им соответствуют  $\Psi=0^{\circ}12'$  и  $3^{\circ}15'$ ;  $6^{\circ}33'$  и  $9^{\circ}09'$ ).

Физ. св. [2]. Сп. по (210) совершенная, пересекается под углами  $37^{\circ}48'$  и  $142^{\circ}12'$ . Бесцветный до светлого розовато-коричневого.

Микр. [2]. Двуосный (—).  $n_g$  1,633,  $n_{\alpha}$  1,626,  $n_{\beta}$  1,605;  $n_g-n_{\beta} = -0,028$ .  $2V = 62^{\circ}$ . Дисперсия  $r > v$ , слабая.

Хим. Анализ джимтомпонита [2], выполненный на электронном микрозонде (средние величины из 14 определений в различных точках кристалла):



Фиг. 7. Схема взаимного расположения трехцепочечных лент (2 : 1 стержней) в структуре джимтсонита в последовательности — | — —; проекция на (001) (по Веблену и Бёрнхему)

$g_c$ ,  $g_b$  — плоскости скользящего отражения; точки — позиции M(5)

Na<sub>2</sub>O — 0,12; MgO — 25,14; CaO — 0,38; MnO — 0,72; FeO — 12,22; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,29; SiO<sub>2</sub> — 57,78; H<sub>2</sub>O — 2,92; сумма — 99,57 (все железо условно показано в виде Fe<sup>2+</sup>); предполагается, что вода представлена группами OH.

**Наход.** Установлен в метаморфизованных ультраосновных породах района Честера, шт. Вермонт (США) [1, 2] в виде тонких пластинчатых вростков в антофиллите и куммингтоните вместе с клиноджимтсонитом, честеритом и моноклинным аналогом честерита. Микроскопические пластинки джимтсонита установлены также в кристаллах антофиллита из метаморфизованных оливин-содержащих ультраосновных пород Швейцарских Альп [4]. Кроме того, найден вместе с честеритом в антофиллите из метаморфических пород Ориярви (Юго-Западная Финляндия) [5].

#### Л и т е р а т у р а

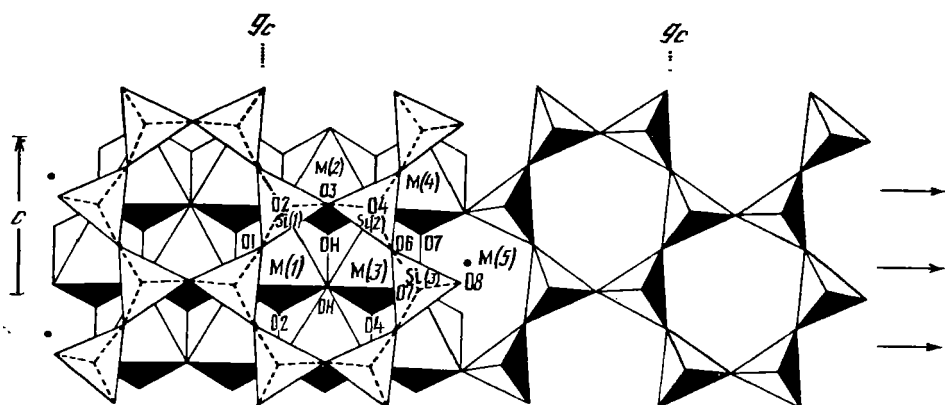
1. Veblen D. R., Buseck P. R., Burnham Ch. W. // Science. 1977. Vol. 198, N 4315. P. 359.
2. Veblen D. R., Burnham Ch. W. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 9/10. P. 1000.
3. Veblen D. R., Burnham Ch. W. // Ibid. N 11/12. P. 1053.
4. Nissen H.-U., Wessicken R., Woensdregt C. F. // Electron Microsc. and Anal. 1979; Proc. Inst. Phys. Electron Microsc. and Anal. Group. Conf., Brighton, 1979. Bristol, L., 1980. P. 99.
5. Schumacher J. C., Czank M. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 3/4. P. 345.

### Клиноджимтсонит Clinojithompsonite (Mg, Fe)<sub>10</sub>[Si<sub>12</sub>O<sub>32</sub>](OH)<sub>4</sub>

Название отражает структурное отличие от джимтсонита [1].

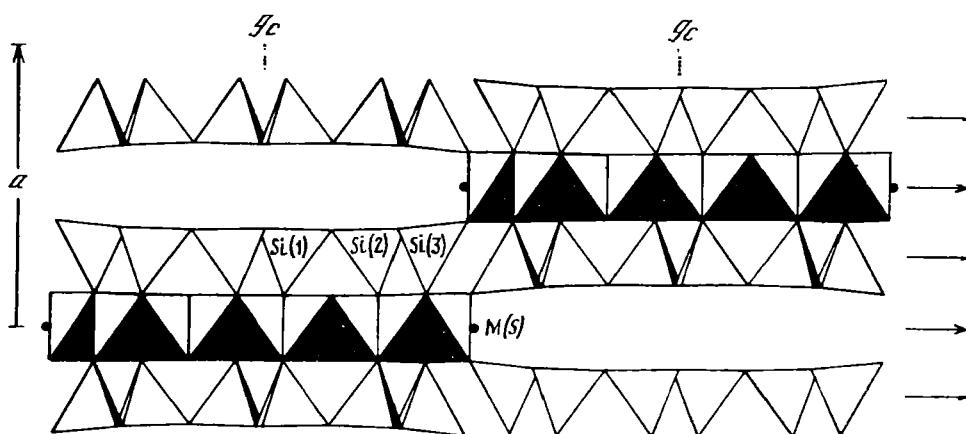
**Характ. выдел.** Микроскопические пластинки.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^2-C2/c$ .  $a_0=9,874$ ,  $b_0=27,243$ ,  $c_0=5,316$  Å,  $\beta=109^\circ 28'$ ;  $a_0 : b_0 : c_0=0,362 : 1 : 0,151$ ;  $Z=2$  [1, 2].



Фиг. 8. Схема структуры клиноджимтомфонита в проекции на (100) (по Веблену и Бёрнхему)

$g_c$  — плоскость скользящего отражения; точки — позиции M(5)



Фиг. 9. Схема структуры клиноджимтомфонита в проекции вдоль оси  $c$  (по Веблену и Бёрнхему)

Si1, Si2, Si3 — соответствующие тетраэдры;  $g_c$  — плоскость скользящего отражения; точки — позиции M(5)

Структура клиноджимтомфонита (фиг. 8, 9) [2, 3] находится в таком же соотношении  $\frac{1}{2}$  со структурой джимтомфонита, как структуры моноклинных и ромбических пироксенов. Ромбические структуры образуются из моноклинных с помощью операции скользящего отражения в плоскости, параллельной (100). В клиноджимтомфоните обе Т-ленты эквивалентны (это повышает его симметрию от  $P2_1/c$  до  $C2/c$ ) и характеризуются во внутренней и внешней частях углами разворотов  $O_1-O_1-O_1=171^\circ 24'$  и  $O_5-O_5-O_5=170^\circ 0'$  (углами  $\Psi=4^\circ 48'$  и  $5^\circ$ ) в направлении, определяющем противоположную относительную ориентировку оснований тетраэдров и октаэдров. 2 : 1 стержни располагаются в последовательности, выражаемой символами ориентировок стержней  $..+++ \dots$ . Внутренние октаэдры слегка сжаты, а внешние, M(5), сильно искажены. При отношении  $Fe/(Fe+Mg)=0,20$  Fe занимает преимущественно позиции M(5), а Mg — M(1), M(2), M(3), M(4). 2 : 1 стержни имеют такие же прогибы в средней части, как и в ромбическом джимтомфоните.

Средние межатомные расстояния M—O в позициях 1, 2, 3, 4, 5 составляют 2,070; 2,082; 2,089; 2,086; 2,84 Å; расстояния Si—O в позициях 1, 2, 3 — 1,626; 1,622; 1,633 Å.

Аналогичные структуры имеют синтетические силикаты  $NaMg_4 \times [Si_6O_{15}(OH)](OH)_2$  [4—7] и  $Na_2Mg_4[Si_6O_{16}](OH)_2$  [8]. В последнем Na занимает не только позиции M(5), но и межстержневые позиции А.

**Физ. св.** [1]. Сп. не наблюдалась, предполагается по (110) (по структурной аналогии с пироксенами и амфиболами). Бесцветный до светлого розовато-бурого.

**Микр.** [1]. Двусный (—).  $cNg \sim 10^\circ$ .

**Хим.** Анализ клиноджимтомпсонита из метаморфизованных ультраосновных пород Честера [1], выполненный на электронном микросонде (среднее из четырех определений в одной пластинке):  $\text{Na}_2\text{O} — 0,10$ ;  $\text{MgO} — 24,93$ ;  $\text{CaO} — 0,50$ ;  $\text{MnO} — 0,73$ ;  $\text{FeO} — 12,13$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 — 0,37$ ;  $\text{SiO}_2 — 58,55$ ;  $\text{H}_2\text{O} — 2,93$ ; сумма — 100,24 (все железо рассчитано как  $\text{Fe}^{2+}$ ; принимается допущение, что вода представлена группами OH).

В кальциевом аналоге клиноджимтомпсонита из скарнов Акатани в преф. Ниигата (Япония) [9] Mg клиноджимтомпсонита в позиции M(5) замещен Ca, состав минерала отвечает формуле  $\text{Ca}_2\text{Mg}_n\text{Si}_{12}\text{O}_{32}(\text{OH})_4$ ; Mg может частично замещаться Fe и Mn.

**Наход.** Установлен в метаморфизованных ультраосновных породах района Честера, шт. Вермонт (США), — в виде тонких (2 мкм) пластинок в джимтомпсоните, образующем пластинчатые вроски в выделениях антофиллита и куммингтонита [1, 2]. В метаморфическом поясе Хидако на о-ве Хоккайдо (Япония) проявилось изменение авгита с образованием тройных спечочек типа клиноджимтомпсонитовых [10]. В клинопироксене из скарнов месторождения Акатани (Япония) установлен кальциевый аналог клиноджимтомпсонита [9].

**Искусств.** Изоструктурный с клиноджимтомпсонитом трехрядный Na-Mg-силикат  $\text{NaMg}_4[\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_1](\text{OH})_2$  синтезирован при изучении системы  $\text{Na}_2\text{O}—\text{MgO}—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$  в интервале температур  $400—500^\circ$  при давлении 250—1000 атм [4, 5]. Образует волокна длиной 0,1—0,3 мм, собранные в пучки;  $a_0=10,132$ ,  $b_0=27,12$ ,  $c_0=5,257 \text{ \AA}$ ,  $\beta=106^\circ 54'$ ;  $n_g=1,591$ ,  $n_p=1,585$ . Устойчив в сравнительно низкотемпературной области между полями устойчивости слоистых силикатов и амфиболов [7]. Такая же фаза получена при гидротермальной обработке талька [11] и сепиолита [12]. Образование трехцепочечного Na-Mg-силиката происходит из раствора и в незначительной степени путем твердофазового превращения лентовидных смектитов в качестве промежуточной фазы при изменении сепиолита или талька [11]. Трехцепочечный силикат состава  $\text{Na}_2\text{Mg}_4[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2]$  ( $a_0=10,152$ ,  $b_0=27,137$ ,  $c_0=5,276 \text{ \AA}$ ,  $\beta=106^\circ 58'$ ) образовался в системе  $\text{Na}_2\text{CO}_3—\text{MgO}—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$  при температуре  $450—600^\circ$  и давлении 300—1000 кг/см<sup>2</sup> [8].

Трехцепочечный Ca-Mg-силикат состава  $\text{Ca}_2\text{Mg}_n[\text{Si}_{12}\text{O}_{32}(\text{OH})_4]$  получен в результате обработки синтетического трехцепочечного Na-Mg-силиката раствором  $\text{CaCl}_2 + \text{NaCl}$  при температурах  $350, 500, 650^\circ$  и давлении 600 кг/см<sup>2</sup> в течение 24 ч [13]. При  $500^\circ$  существовала непрерывная серия твердых растворов между Na- и Ca-конечными членами. Обсуждаются возможные структурные модели Ca-Mg-силиката при различных соотношениях позиций M(5) и A, занятых Ca, и наличии вакантных позиций.

#### Л и т е р а т у р а

1. Veblen D. R., Burnham Ch. W. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 9/10. P. 1000.
2. Veblen D. R., Buseck P. R., Burnham Ch. W. // Science. 1977. Vol. 198, N 4315. P. 359.
3. Veblen D. R., Burnham Ch. W. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1053.
4. Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Александрова В. А., Хаджи В. Е., Дмитрик А. Л. // Кристаллография. 1974. Т. 19, вып. 6. С. 1180.
5. Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Хаджи И. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 32.
6. Дриц В. А., Захаров Н. Д., Хаджи И. П. // Там же. 1979. № 11. С. 82.
7. Дриц В. А. // Структурное исследование минералов методами микрофракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. С. 202.
8. Tateyama H., Shimoda S., Sudo T. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 66, N 2. P. 149.
9. Akai J. // Ibid. 1982. Vol. 80, N 2. P. 117.
10. Nakajima Y., Ribbe P. H. // Neues Jb Mineral. Monatsh. 1980. H. 6. S. 258; Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 78, N 3. F. 230.

11. Корыткова Э. Н., Макарова Т. А., Дриц В. А. // X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Киев: Наук. думка, 1981. С. 197.  
 12. Корыткова Э. Н., Дриц В. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 96.  
 13. Akai J., Saito M. // Bull. Miner. 1985. Vol. 108, N 1. P. 21.

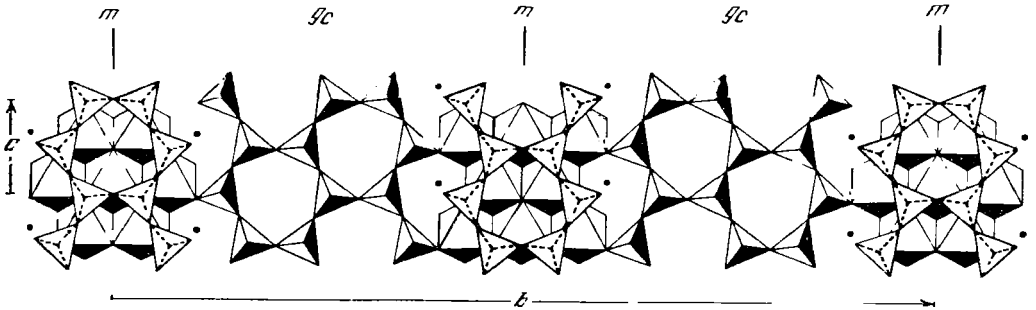
**Честерит Chesterite**  
 $(\text{Mg, Fe})_{17}[\text{Si}_{20}\text{O}_{54}](\text{OH})_6$

Назван по месту находки близ Честера, шт. Вермонт (США) [1].

**Характ. выдел.** [1]. Мелкие (доли миллиметра) пластинки — вроски в антофиллите и куммингтоните.

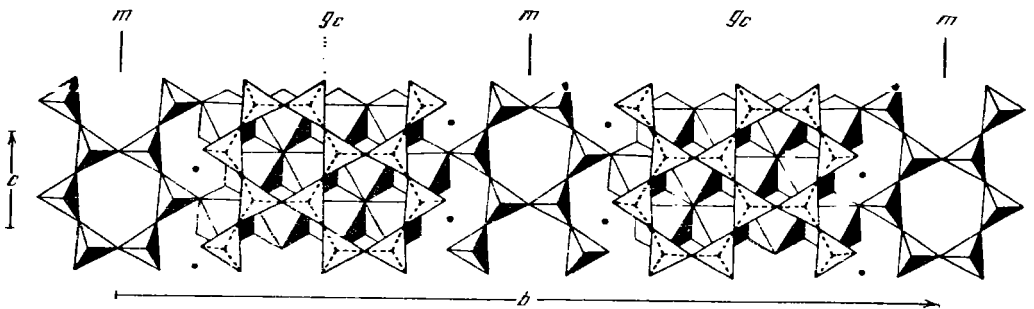
**Структ. и морф. крист.** Ромб. с.  $C_{2v}^{12}-Cmc2_1$  ( $A2, m a$ ).  $a_0=18,614$ ,  $b_0=45,306$ ,  $c_0=5,297$  Å,  $a_0 : b_0 : c_0=0,419 : 1 : 0,117$ ;  $Z=4$  [1].

В структуре честерита [2, 3] в направлении оси  $b$  чередуются расположенные в смежных этажах двухцепочечные (II) и трехцепочечные (III) 2 : 1 стержни. В каждом из стержней Т-ленты обозначаются А и В, как в антофиллите и джимтомпсоните (фиг. 10, 11). По оси  $a$  ориентировки лент чередуются в последовательности  $++---$  (фиг. 12). Для всех лент характерны О-развороты тетраэдров, которые во внутренней части лент трехцепочечных стержней меньше, чем в их внешней части (у лент А внутренний разворот тетраэдров ничтожно мал). Ленты имеют такие же прогибы, как и в других биопириболах. Fe находится преимущественно во внешних, более искаженных октаэдрах; Mg заселяет остальные октаэдры при  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})=0,24$ . Отмечено частичное заселение позиций А между трехцепочечными лентами. В трехцепочечном 2 : 1 стержне средние расстояния М—О для позиций 1, 2, 3, 4, 5 составляют 2,07; 2,08; 2,09; 2,09; 2,27 Å, а в двухцепочечном (позиции 1, 2, 3, 4) — 2,10; 2,09; 2,09; 2,27 Å. Средние расстояния Si—О соответственно составляют 1,618; 1,624;



Фиг. 10. Схема части структуры честерита, содержащей трехцепочечные ленты А проекция на (100) (по Веблену и Бёрнхему)

$m$  — плоскости симметрии;  $g_c$  — плоскости скользящего отражения; точки — позиции М(5)

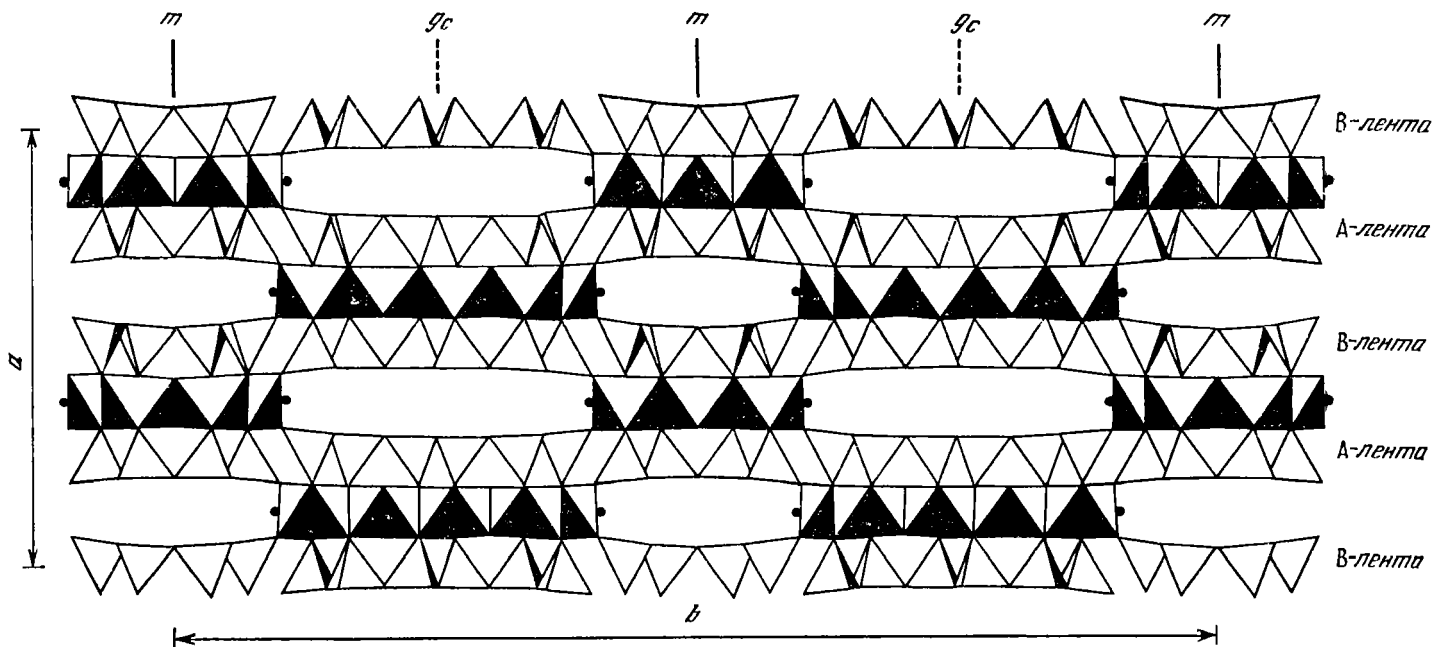


Фиг. 11. Схема части структуры честерита, содержащей трехцепочечные ленты В проекция на (100) (по Веблену и Бёрнхему)

$m$  — плоскости симметрии;  $g_c$  — плоскости скользящего отражения; точки — позиции М(5)

120267

ОТДЕЛЕНИЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
АКАДЕМИИ НАУК СССР



Фиг. 12. Схема структуры честерита в проекции вдоль оси  $c$  (по Веблену и Бёрнхему).  
Показано чередование лент А и В вдоль оси  $a$   
 $m$  - плоскость симметрии;  $g_c$  - плоскости скользящего отражения; точки - позиции  $M(3)$

1,628 Å в ленте III А; 1,608; 1,625; 1,617 Å — в ленте III В; 1,613; 1,627 Å в ленте II А; 1,634; 1,633 Å — в ленте II В. Внешние и внутренние углы разворота тетраэдров  $0^{\circ}18'$  и  $3^{\circ}15'$  в III А;  $6^{\circ}15'$  и  $9^{\circ}27'$  в III В;  $4^{\circ}42'$  в II А и  $9^{\circ}24'$  в II В.

Известен моноклинный аналог честерита (неназванный минерал), у которого  $a_0=9,867$ ,  $b_0=45,310$ ,  $c_0=5,292$  Å,  $\beta=109^{\circ}42'$ ;  $Z=2$  [1]. Структура этого минерала [2, 3] образована таким же чередованием по оси  $b$  трех- и двухцепочечных 2 : 1 стержней, как в честерите, но характеризуется последовательностью ориентировок +++++ по оси  $a$ . Если две Т-ленты 2 : 1 стержня эквивалентны, то симметрия структуры  $A2/m$ ; при их неэквивалентности, обозначаемой буквами А и В, симметрия понижается до  $A1$ . Обе структуры согласуются с дифракционными картинками.

**Физ. св.** [1]. Сп. по (110) совершенная, пересекается под углами  $44^{\circ}42'$  и  $135^{\circ}18'$ . Бесцветный до светлого розовато-коричневого.

**Микр.** [1]. Двусный (—).  $n_g=1,640$ ,  $n_m=1,632$ ,  $n_p=1,617$ ;  $n_g-n_p=0,023$ .  $2V=71^{\circ}$ . Дисперсия  $r>v$ , слабая.

**Хим.** Анализ честерита из Честера, шт. Вермонт (США) [1], выполненный на электронном микросонде (среднее для 14 точек одного шлифа):  $Na_2O$  — 0,03;  $MgO$  — 24,24;  $CaO$  — 0,42;  $MnO$  — 0,99;  $FeO$  — 14,14;  $Al_2O_3$  — 0,25;  $SiO_2$  — 57,95;  $H_2O$  — 2,60; сумма — 100,62 (все железо условно показано как  $Fe^{2+}$ ; предполагается, что вода представлена группами (ОН)).

**Наход.** Установлен в метаморфизованных ультраосновных породах района Честера, шт. Вермонт (США) [1, 2]. Наблюдался в виде тонких пластинчатых вростков в выделениях антофиллита и куммингтонита вместе с джимтомпсонитом, клиноджимтомпсонитом и моноклинным аналогом честерита. Предполагается, что образование честерита определяется химическими потенциалами Са, Fe и Mg [4]. Найден вместе с джимтомпсонитом в антофиллите месторождения кордиерит-антофиллитовых пород Ориярви (Финляндия) [5]. В продуктах преобразования клинопироксена из скарнов Акатани, преф. Ниигата (Япония), обнаружен смешаноцепочечный силикат, для структуры которого характерны неупорядоченно расположенные двойные и тройные цепочки [6].

#### Л и т е р а т у р а

1. Veblen D. R., Burnham Ch. W. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 9/10. P. 1000.
2. Veblen D. R., Buseck P. R., Burnham Ch. W. // Science. 1977. Vol. 198, N 4315. P. 359.
3. Veblen D. R., Burnham Ch. W. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1053.
4. Veblen D. R., Buseck P. R. // Ibid. 1979. Vol. 64, N 7/8. P. 687.
5. Shumacher J. C., Czank M. // Ibid. 1987. Vol. 72, N 3/4. P. 345.
6. Akai J. // Contrib. Mineral. and PetroI. 1982. Vol. 80, N 2. P. 117.



# СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Общей чертой структуры слоистых силикатов являются сетки кремнекислородных тетраэдров; кремний в них в той или иной степени может быть изоморфно замещен другими катионами (прежде всего алюминием).

Слоистые силикаты разделяются на два отдела. Первый из них объединяет минералы, в которых катионы тетраэдров двумерных периодически повторяющихся сеток лежат на одном уровне, а сами тетраэдры обращены в одну сторону от общей для них плоскости оснований и образуют шестичленные кольца. В этом отделе выделяются структуры со слоями 1 : 1 и 2 : 1 (по соотношению тетраэдрических и октаэдрических сеток в слое) и более мелкие подразделения — по характеру и распределению катионов в октаэдрических позициях и в межслоевых промежутках. Для этих минералов характерна совершенная спайность по слоистости. К ним же отнесены смешанослойные структуры, в которых чередуются слои разных слоистых силикатов.

Ко второму отделу относятся слоистые силикаты со сложными тетраэдрическими радикалами, в тетраэдрических сетках которых катионы лежат на разных уровнях, а сами тетраэдры могут формировать кольца с разным числом членов (4, 5, 6, 8, 12 и др.). Обычно такие силикаты имеют менее совершенную спайности по слоистости.

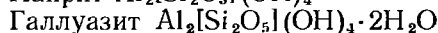
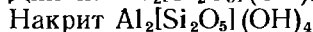
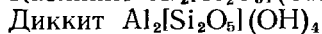
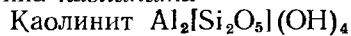
Слоистым силикатам посвящены два выпуска тома IV. В классификационных схемах обоих выпусков выдержаны приведенные выше основные структурные признаки. В настоящем, 1 выпуске тома IV, дается описание силикатов со слоями 1 : 1 (каолиновые минералы, серпентины) и частично со слоями 2 : 1 (пирофиллит, тальк, слюды).

## СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ С ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ КАТИОНАМИ, ЛЕЖАЩИМИ В КАЖДОЙ СЕТКЕ НА ОДНОМ УРОВНЕ

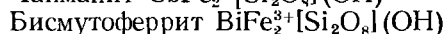
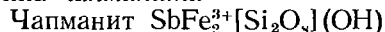
### СИЛИКАТЫ СО СЛОЯМИ 1 : 1

#### *Структура типа каолинита*

##### *Группа каолинита*

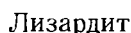


##### *Группа чапманита*

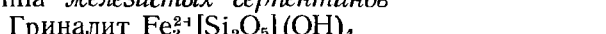
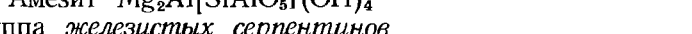
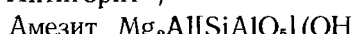


#### *Структура типа серпентинов*

##### *Группа магнезиальных серпентинов*



##### *Группа железистых серпентинов*



- Группа *никелевых серпентинов*  
 Непунит  $\text{Ni}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$   
 Пекораит  $\text{Ni}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$   
 Бриндлейит  $\text{Ni}_{1,75}\text{Al}_{0,25}[\text{Si}_{1,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_5](\text{OH})_4$
- Группа *марганцевых и цинковых серпентинов*  
 Келлиит  $\text{Mn}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_5](\text{OH})_4$   
 Кариопилит  $\text{Mn}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$   
 Фрепонтит  $(\text{Zn}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$

## СИЛИКАТЫ СО СЛОЯМИ 2 : 1

*Структура типа пиррофиллита—талька*

- Группа *пиррофиллита*  
 Пиррофиллит  $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Феррипиррофиллит  $\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
- Группа *талька*  
 Тальк  $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Железистый тальк  $(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Миннесотаит  $(\text{Fe}, \text{Mg})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Уиллемсеит  $(\text{Ni}, \text{Mg})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

*Структура типа слюды*

## Собственно слюды

## Диоктаэдрические собственно слюды

- Группа *мусковита*  
 Мусковит  $\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Гидромусковит  $(\text{K}, \text{H})\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Иллит  $\text{K}_{0,75}(\text{Al}_{1,75}\text{R}_{0,25}^{2+})[\text{Si}_{3,50}\text{Al}_{0,50}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Железистый иллит  $\text{K}_{0,5-0,5}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_{3,2-3,5} \times \text{Al}_{0,5-0,8}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Фенгит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Лейкофиллит  $\text{KMgAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Фуксит  $\text{K}(\text{Al}, \text{Cr})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Эллахерит  $(\text{K}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{V}, \text{Mg})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Роскоэлит  $\text{K}(\text{V}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Черныхит  $(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})(\text{V}^{3+}, \text{Al})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$   
 Тобелит  $(\text{NH}_4, \text{K}, \square)\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Гюмбелит  $(\text{K}, \text{Na}, \text{NH}_4, \text{H}_2\text{O})(\text{Al}, \text{Mg})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Группа *селадонита*

- Селадонит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Глауконит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{0,67}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{1,33}[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Группа *парагонита*

- Парагонит  $\text{NaAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Браммалит  $(\text{Na}, \text{K})_{1-n}\text{Al}_2[\text{Si}_{3+n}\text{Al}_{1-n}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Эфесит  $\text{Na}(\text{LiAl}_2)[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

## Триоктаэдрические собственно слюды

Группа *флогопита—биотита*

- Флогопит  $\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$   
 Биотит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$   
 Аннит  $\text{KFe}_3^+[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Сидерофиллит  $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$   
 Манганофиллит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Монтдорит  $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2,5}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$   
 Хендриксит  $\text{K}(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Mg})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$   
 Буркхардтит  $\text{Pb}_2(\text{Fe}, \text{Mn})^{3+}\text{Te}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2\text{O}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Группа *тетраферрифлогопита—тетраферрибиотита*

- Тетраферрифлогопит  $\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$   
 Тетраферрибиотит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$   
 Феррианнит  $\text{KFe}_3^+[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Группа *уонезита*Уонезит  $(\text{Na}, \square)\text{Mg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] (\text{OH}, \text{F})_2$ Прайсверкит  $\text{NaMg}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$ Группа *лепидолита*Лепидолит  $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ Полилититонит  $\text{KLi}_2\text{Al}[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ Циннвальдит  $\text{KLi}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ Масутомилит  $\text{K}(\text{Li}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ Протолититонит  $\text{KLi}_{0,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al}_{0,5})[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ Тайниолит  $\text{KLiMg}_2[\text{Si}_1\text{O}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ Спидофиллит  $\text{KLi}_{0,5}\text{Mg}_{2,5}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}] (\text{F}, \text{OH})_2$ 

## Хрупкие слюды

Диоктаэдрические и дитриоктаэдрические хрупкие слюды

Группа *маргарита*Маргарит  $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$ Битиит  $\text{CaLiAl}_2[\text{Si}_2\text{AlBeO}_{10}] (\text{OH})_2$ 

## Триоктаэдрические хрупкие слюды

Группа *клинтонита*Клинтонит  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_3[\text{Al}_3\text{SiO}_{10}] (\text{OH})_2$ Анандит  $(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}, \text{Mg})_3[\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}]_4\text{O}_{10}] (\text{OH}, \text{S})_2$ Киноситолит  $(\text{Ba}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+})_3[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$ 

**СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ  
С ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ КАТИОНАМИ,  
ЛЕЖАЩИМИ В КАЖДОЙ СЕТКЕ  
НА ОДНОМ УРОВНЕ**

**СИЛИКАТЫ СО СЛОЯМИ 1 : 1**

**СТРУКТУРА ТИПА КАОЛИНИТА**

**ГРУППА КАОЛИНИТА**

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta, ^\circ$	$\nu_{\text{д. в.}}$
Каолинит $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5] (\text{OH})_4$	Трикл.	5,155	8,959	7,407	104,87*	2,60
Диккит $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5] (\text{OH})_4$	Монокл.	5,150	8,943	14,430	96,75	2,62
Накрит $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5] (\text{OH})_4$	Монокл.	8,90	5,14	14,59	100,54	2,60
Галлуазит-10 Å	Монокл.	5,14	8,90	20,7	99,7	2,0—2,3
$\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5] (\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$						

\* $\alpha = 91,68^\circ$ ,  $\gamma = 89,94$ .

Минералы этой группы являются основной составляющей каолинов, в соответствии с чем для них используются название каолиновые минералы — kaolin minerals (Бейли, 1980) или менее распространенное — кандиты — *kan-dites* (Браун, 1955).

Каолинит, диккит и накрит представляют собой полиморфные модификации  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ; галлуазит-10 Å и галлуазит-7 Å структурно близки к этим минералам. Основной структуры каолинита, диккита и накрита, а также галлуазита-10 Å и галлуазита-7 Å является двухэтажный (1 : 1) слой, состоящий из тетраэдрической (Si—O)-сетки и октаэдрической Al—O(OH)-сетки. Все каолиновые минералы являются диоктаэдрическими, структуры которых построены из одного или двух каолиновых слоев. Разнообразие структур определяется строением самого каолинового слоя и возможными способами наложения этих слоев. По Ньюему [1], теоретически возможно существование шести однослойных и 108 двухслойных структур каолиновых минералов. Звягиным [2]

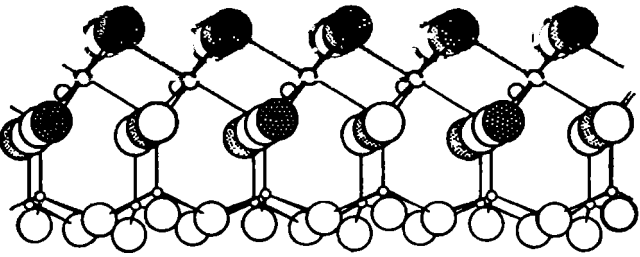
6 OH при 4,37

4 Al при 3,27

4 O, 2 OH при 2,19

4 Si при 0,60

6 O при 0,0

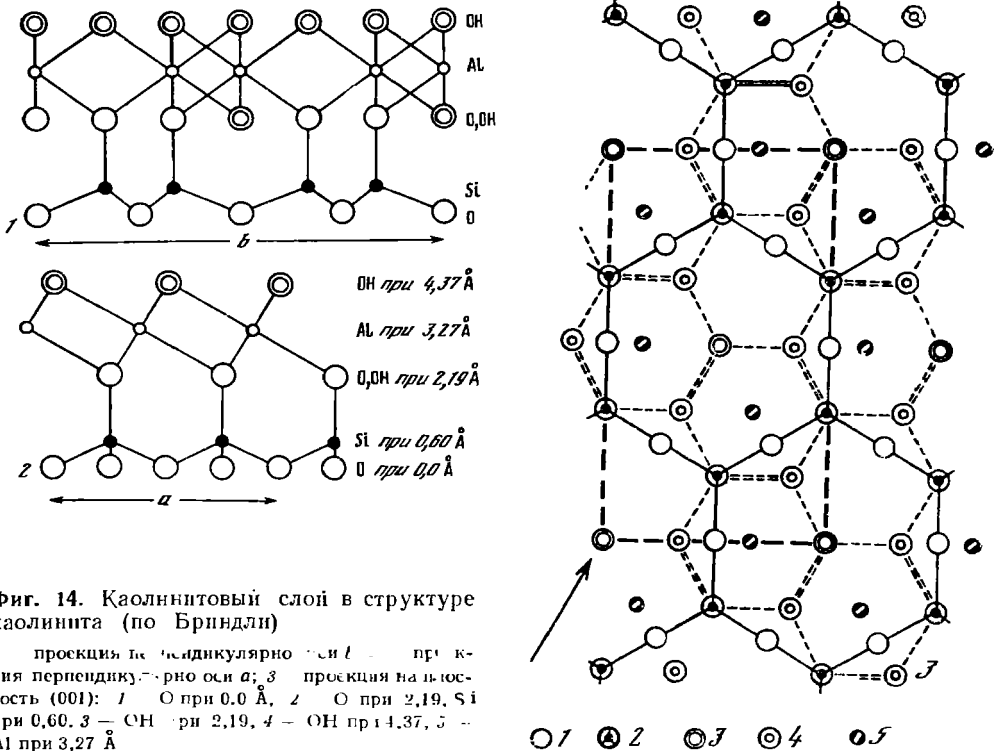


Фиг. 13. Схема каолинитового слоя, показывающая распределение атомов в различных составляющих его сетках (по Бриндли)

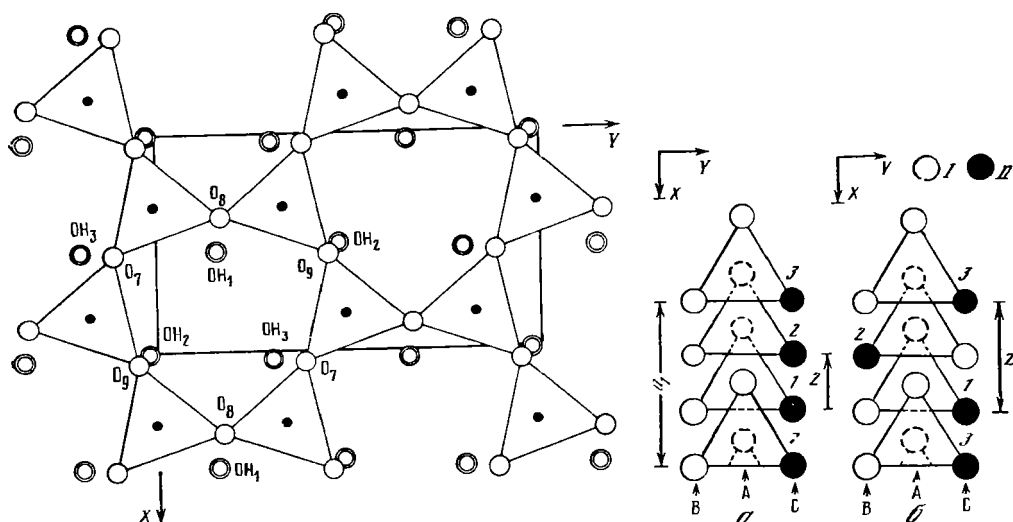
показано, что теоретически возможны только 52 диоктаэдрические структуры с периодичностью от одного до шести слоев. Из-за структурных ограничений, связанных с взаимным расположением атомов в соседних слоях, наиболее предпочтительными являются одна триклинная однослойная структура, соответствующая структуре природного каолинита  $1Tc$ , и две двухслойные структуры, соответствующие структурам  $2M_1$  и  $2M_2$  природных диккита и накрита.

Структура реального каолинитового слоя, состоящего из октаэдрической и примыкающей к ней тетраэдрической сетки, представляется следующей (фиг. 13, 14) [3, 4].

Заселенные октаэдрические позиции октаэдрической сетки образуют гексагональный мотив, в котором более крупные вакантные позиции окружены шестью меньшими по размерам заселенными атомами Al позициями. Большие размеры вакантных позиций вызваны взаимным отталкиванием между соседними ионами  $Al^{3+}$  [1, 5—7], в результате чего общие ребра октаэдров сокращены по сравнению с остальными и октаэдры в целом несколько сплюснены, а атомы Al смещены к OH-основаниям. Сетка тетраэдров смещена относительно сетки октаэдров на величину  $-b/3$ , что исключает плоскости симметрии для слоя в целом. Тетраэдры развернуты относительно своих высот таким образом,



Фиг. 14. Каолинитовый слой в структуре каолинита (по Бриндли)



Фиг. 15. Парное расположение атомов кислорода тетраэдрической сетки и OH-групп соседней сетки в структуре каолинита (по Звягину, модифицированная Бейли)

Фиг. 16. Расположение заселенных (I) и вакантных (II) октаэдрических позиций A, B, C в соседних слоях (1, 2, 3) структур каолинита (а) и диккита (б) (по Бейли)

Z — спроектированный на (001) вектор оси Z

что их основания образуют дитригональный мотив. Угол разворота тетраэдров составляет в среднем  $21^\circ$ ; углы разворота верхних и нижних оснований октаэдров соответственно  $6,5$  и  $4,0^\circ$  (по электронографическим данным  $5$  и  $3^\circ$ ). Последовательные слои в структуре каолинита и других каолиновых минералов расположены таким образом, что кислородные атомы и группы OH в соседних слоях сближены попарно, расстояния между ними в среднем равны  $2,93\text{ \AA}$  (в структуре каолинита) [5] (фиг. 15).

Каолинит относится к моноклинному классу симметрии  $C_1$  и обладает энантиоморфизмом. Рентгеновскими методами энантиоморфные разности не могут быть обнаружены из-за отсутствия достаточно крупных монокристаллических образцов. Можно полагать, что каждый образец каолинита представляет собой примерно равную смесь левой и правой форм каолинита. В случае неравного соотношения в образцах левой и правой форм каолинита рентгеновским методом в порошковых препаратах могут выявляться случайные смещения слоев на  $b/3$  [1]. Структура каолинита, описанная Бриндли и Робинсоном [3], соответствует правостороннему (правому) каолиниту [8], а структура, описанная Звягиным [9], а также Дрицем и Кашаевым [10], — левостороннему (левому) каолиниту [8]. Бейли [5, 8] проанализировал структурные различия между каолинитом, диккитом и накритом, сложенными одинаковыми каолинитовыми слоями, с точки зрения распределения вакантных позиций в последовательных слоях, составляющих структуры этих минералов. Три возможные в каолинитовом слое позиции, из которых атомами Al заселены только две, были обозначены Бейли как позиции A, B и C (фиг. 16). Позиция A, лежащая в плоскости зеркального отражения идеальной структуры, заселена атомами Al постоянно, а одна из позиций B и C может быть заселенной или вакантной. В каолините вакантная октаэдрическая позиция расположена в одном и том же месте в каждом слое и может быть в позиции B или C (см. фиг. 16). В структуре правого каолинита, описанного Бриндли и Робинсоном [3], вакантной является позиция C [8], а в структуре левого каолинита, описанного Звягиным [9] и Дрицем [10], вакантна позиция B. Расположение вакантных позиций в каолинитовом слое снижает симметрию структуры благодаря потере зеркальной плоскости. В дикките вакантная октаэдрическая позиция чередуется между

позициями В и С в соседних слоях, что создает двухслойную структуру этого минерала. Чередование вакантных позиций создает скользящие плоскости зеркального отражения, параллельные (010), и балансирует распределение напряжений в двух слоях структуры диккита таким образом, что форма элементарной ячейки остается моноклинной. Структуру диккита можно рассматривать как правильное чередование право- и левосторонних слоев или как структуру идеального политипа 1М благодаря особенностям упорядоченного распределения октаэдрических катионов и вакансий [3].

Структура накрита основана на иной последовательности слоев, характеризующейся смещением слоев на величину  $-b/3$  по отношению к тем же осям, как в структурах каолинита и диккита.

Галлуазит-10 Å сложен каолинитовыми слоями, разделенными мономинеральными слоями воды [11]. Структурной разновидностью галлуазита-10 Å является галлуазит-7 Å — без межслоевой воды (см. «Галлуазит»).

Диагностические рентгеновские дифракционные линии минералов группы каолинита [3]

Каолинит			Диккит		
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
021	4 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	3,842	023	1	3,262
112̄	2 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	3,143	114̄	1	3,097
112	3	3,096	113	1	2,937
022	3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,750	024	1	2,795
202̄ 131	9	2,340	132; 204̄	9 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,234
131	8	2,290	134; 202	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,211
201	3	2,184	134; 206	4	1,974
203		1,992	136; 204; 223	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,860
132̄	5ш	1,986	330; 062; 334̄	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,457
133; 202	4	1,839	336̄; 064; 332	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,375
133; 151	6	1,619	1.3.10; 208	3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,318
224; 134		1,545	$a_0 = 5,150, b_0 = 8,940, c_0 = 14,736 \text{ \AA}$		
203; 313	5ш	1,538	$\beta = 103,6$		
135̄	4	1,339			
135	3	1,307			
204	3	1,302			

$$a_0 = 5,139, b_0 = 8,932, c_0 = 7,371 \text{ \AA},$$

$$\alpha = 91,6^\circ, \beta = 104,8^\circ, \gamma = 89,9^\circ$$

Накрит				Галлуазит-7 Å				
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
204̄	2	3,476	312; 224	1	2,070	02.11	10	4,45
112	2	3,413	317̄; 220; 116	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,937	20.13	4	2,57
114̄	1	3,118	025	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,917	04.22	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,22
202	2	3,060	313	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,897	24.15.31	2	1,685
113	1	2,927	422; 130; 227̄		1,682	40.26	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,285
314; 022		2,432	424; 512; 515	2ш	1,655	42.17.35	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,235
310	10ш	2,404	133		1,627	$a_0 = 5,15, b_0 = 8,92$		
006		2,395	516; 319; 511	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> ш	1,619	$c_0 \text{ in } \beta = 7,214 \text{ \AA}$		
315; 023; 204	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,280	027; 132		1,605			
311	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,246	626; 338	2ш	1,270			
316̄	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,111	042; 622; 3.1.12		1,263			
024	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	2,092						

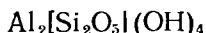
$$a_0 = 8,909, b_0 = 5,146, c_0 = 15,697 \text{ \AA}, \beta = 113,7$$

Л и т е р а т у р а

1. Newnham R. E. // Miner. Mag. 1961. Vol. 32, N 252. P. 683
2. Звягин Б. Б. // Кристаллография. 1962. Т. 7, вып. 1. С. 38.
3. Brindley G. W., Robinson K. // Miner. Mag. 1946. Vol. 27, N 194. P. 242.

- 4 *Brindley G. W.* // The X-ray identification and crystal structures of clay minerals/Ed. G. Brown. L.: Miner. Soc., 1961. P. 26. Пер. на рус. яз.. *Бриндли Г. В.* // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 70.
- 5 *Bailey S. W.* // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. N 5. P. 30.
- 6 *Radoslovich E. W.* // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 1. P. 76.
- 7 *Takeuchi Y.* // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13, N 1. P. 1.
- 8 *Bailey S. W.* // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 11/12. P. 1196.
- 9 *Звягин Б. Б.* // Кристаллография. 1960. Т. 5, вып. 1. С. 40.
- 10 *Дриц В. А., Кашаев А. А.* // Там же. Вып. 2. С. 224.
- 11 *Hendricks S. B.* // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 5. P. 295; *Hendricks S. B., Jefferson M. E.* // Ibid. N 12. P. 863.

## Каолинит Kaolinite



Назван по горной породе — каолину — от искаженного китайского слова Каулинг, что означает Высокая гора название горы около Яучау-фу, где добывался каолин (Джонсон. Блейк, 1867).

**Синон.** Аллофан — allophan, частично [1]; ангидрокаолин — anhydrokaolin — искусственно дегидратированный каолинит, переходящий с изменением объема в метакаолинит (Шварц, Трагезер, 1932); анкудит — ancudite (Кох, 1884); аноксит, анауксит — anauxite (Брайтхаупт, 1832) — смесь каолинита с аморфным кремнеземом [2, 3]; айонит (ионит) — ionite — синон. аноксита (Аллен, 1928); диллнит — dillnite (Хайдингер, 1849); землистый тальк — erdiger Talk (Гофман, 1789); каолин — kaolin (Дана, 1892); карнат — carnat (Брайтхаупт, 1841); клейит — clayite (Меллор, 1908); коллирит — collurite — от древнегреческого collurium — названия terra Samia (Карстен, 1800), частично [1]; левверьерит — leverrierite (Терье, 1889) — смесь каолинита с мусковитом [4]; литомарж — litomarge (Брайтхаупт, 1841), частично [5]; метакаолинит (метакаолин) — metakaolinite (metakaolin) — искусственно дегидратированный каолинит (Ринне, 1925); миелин — myelin (Брайтхаупт, 1841); микровермикулит — microvermiculite (Шмид, 1876); неокаолин — neokaolin — каолин, полученный искусственно из нефелина [6]; паракаолинит — parakaolinite — гипотетический член серии каолинит — серпентин [7]; прокаолин — prokaolin (Шварц, Трагезер, 1932) — аморфный продукт выветривания, переходящий в каолинит [8]; северит — severite (Филлипс, 1823); симлаит — simlaite (Шпрауф, 1870); смелит — smelite (Честер, 1896); смаелит — smaelite — синон. смелита (Хей, 1955); тальковая земля — Talkerde (Верн, 1780); terra porcellana — terra porcellana [4]; terra Samia — terra Samia [4]; туюсит — tuesite — синон. литомаржа (Хей, 1955); фаратсигит — faratsihite (Лакруа, 1914) — смесь каолинита и нонтронита [9]. Кроме того, у Дана (1892) приведены следующие малоизвестные устаревшие названия: argiles à porcelaine, china clay, marga porcellana, pelitische Felsittuffe, porcellain clay, porcelain earth, Porzellanthon, schuppiger Thon, Steinmark.

### Разнов. Хромкаолинит.

**Характ. выдел.** Землистые массы, микро- и тонкокристаллические рыхлые и плотные скопления, сложенные пластинчатыми псевдогексагональными, реже ромбовидными или псевдотригональными кристаллитами от нескольких десятых долей до нескольких десятков микрометров в поперечнике, реже вермикулярные призматические, частью изогнутые «макрокристаллы» (представляющие псевдоморфозы каолинита по слюдам и другим слоистым минералам) длиной от нескольких десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров.

**Структ. и морф. крист.** Трикл. с.  $C_1$ — $P1$ , политип  $1Tc$  [10].  $a_0=5,155$ ,  $b_0=8,959$ ,  $c_0=7,407$  Å;  $\alpha=91,68^\circ$ ,  $\beta=104,87^\circ$ ,  $\gamma=89,94^\circ$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,575 : 1 : 0,826$ ,  $d_{001}=7,16$  Å (вычисл.),  $Z=2$  [11]; для монокристалла [12]:  $a_0=5,14$ ,  $b_0=8,93$ ,  $c_0=7,37$  Å,  $\alpha=91,8^\circ$ ,  $\beta=104,5^\circ$ ,  $\gamma=90^\circ$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,575 : 1 : 0,827$ ; по электронографическим данным [13]:  $a_0=5,13$ ,  $b_0=8,89$ ,  $c_0=7,25$  Å,  $\alpha=91^\circ 40'$ ,  $\beta=104^\circ 40'$ ,  $\gamma=90^\circ$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,577 : 1 : 0,816$ .

Структурный анализ каолинита впервые был выполнен Грюнером в 1932 г. [14] на основе порошковых рентгенограмм минерала. Сделан вывод, что каолинит имеет моноклинную элементарную ячейку, состоящую из двух слоев, связанных параллельной (010) плоскостью скользящей симметрии, и относится к пр гр  $C_2^4$ — $Cc$  ( $a_0=5,15$ ,  $b_0=8,91$ ,  $c_0=14,54$  Å,  $\beta=100^\circ 12'$ ). В 1936 г. Хендрикс [15] подтвердил данные Грюнера и уточнил значение угла  $\beta$  ( $101^\circ 30'$ ). Бриндли и Робинсон в 1946 г. [16] обнаружили на порошковых рентгенограммах каолинита дополнительные рефлексы, несовместимые с его моноклинной ячейкой, и пришли к выводу об однослойной триклинной ячейке ( $a_0=5,15$ ,  $b_0=8,95$ ,  $c_0=7,38$  Å,  $\alpha=91,8^\circ$ ,  $\beta=104,5-105,0^\circ$ ,  $\gamma=90^\circ$ ). Пинскер в 1950 г. [17] на основании

результатов электронографического исследования предложил для каолинита однослойную моноклинную элементарную ячейку (пр. гр.  $C_s^3-Cm$ ,  $a_0 = 5,14$ ,  $b_0 = 8,92$ ,  $c_0 = 7,34$  Å,  $\beta = 103^\circ 55'$ ). Ньюэем в 1956 г. [18] методом наименьших квадратов уточнил параметры триклинной ячейки каолинита, предложенной ранее Бриндли и Робинсоном.

Модели структуры каолинита строились на основе представления об идеальном каолинитовом слое, высказанного в 1930 г. Полингом [19]. В связи с отсутствием или крайней редкостью в природе кристаллов каолинита, пригодных для рентгеновского исследования методом монокристалльной съемки, структура каолинита изучалась только методом порошка, который не позволяет устанавливать отклонения строения слоя от идеального.

Дальнейшее уточнение структуры оказалось возможным благодаря использованию результатов полного определения структуры диккита [20], которое показало, что конфигурация тетраэдрических и октаэдрических сеток каолинитового слоя в дикките существенно отличается от таковой идеализированного каолинитового слоя.

Исходя из предположения, что структурные слои всех каолиновых минералов должны быть почти одинаковы, так как связи атомов внутри слоя значительно сильнее связей O—OH между слоями, Бриндли и Накахира в 1958 г. [21], приняв для каолинита диккитовый тип искаженного каолинитового слоя, объяснили триклинную симметрию каолинита и уточнили значения углов  $\alpha$  и  $\beta$  его элементарной ячейки, которые оказались равными соответственно  $91,4$  и  $104,1^\circ$ ; те же авторы показали, что наилучшее соответствие между теоретическими и экспериментальными данными для каолинита может быть получено при допущении большего искажения каолинитовых слоев, чем у диккита.

В дальнейшем непосредственное уточнение структуры каолинита проводилось Звягиным [13] методом электронографии и Дрицем и Кашаевым [12] методом рентгеноструктурного анализа монокристалла. Полученные данные согласуются как между собой, так и с результатами изучения структуры этого минерала, выполненного Бриндли и Накахира [21].

Описание структуры каолинита см. также «Группа каолинита».

Моноэдрический кл.  $C_1-1$ . Наблюдавшиеся формы [4]:  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $m(110)$ . Характерны пластинчатые кристаллы (чаще спайные пластинки) гексагонального, ромбовидного (при отсутствии или незначительном развитии граней  $b$ ) или тригонального облика. Размеры отдельных кристаллитов каолинита составляют от нескольких сотых долей до 30—50 мкм [11]. Кристаллиты каолинита гексагонального облика обычно несколько вытянуты по оси  $a$  с отношением длины к ширине от 1,3 до 1,5, реже до 2,6 и очень редко — более; толщина от 150 до 1000 Å.

Методом вакуумного декорирования выявляются характерные картины роста, подтверждающие принадлежность минерала к модификации  $1Tc$  и имеющие диагностическое значение (фиг. 17).

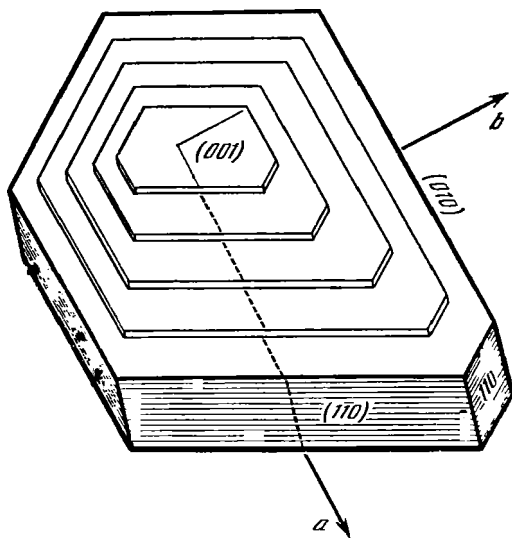
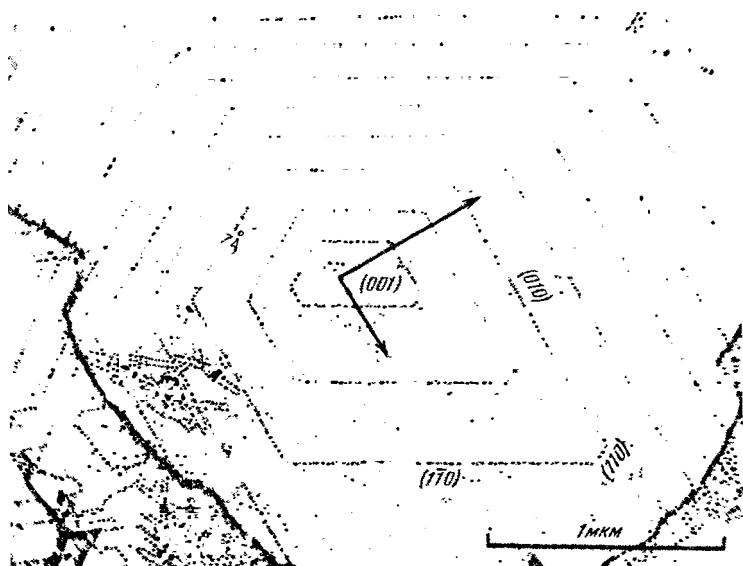
Средние значения длины и ширины псевдогексагональных кристаллитов каолинита из вторичных каолинов месторождения Пугу (Танзания) составляют соответственно 1960 и 1520 Å и 5120 и 3480 Å, из вторичных каолинов Джорджии (США) — 2470 и 1800 Å из первичных каолинов Корнуолла (Великобритания) — 5180 и 3600 Å [22]. Средние размеры кристаллитов каолинита из вторичных и первичных каолинов Украины, образовавшихся при выветривании различных изверженных и метаморфических пород, колеблются в следующих пределах: по оси  $a$  — 3000—10 200 Å, по оси  $b$  — 1300—7200 Å, по оси  $c$  — 150—1000 Å [23].

Трубчатые и волокнистые кристаллиты, а также скорлуповато-концентрические частицы, указываемые иногда для каолинита [24—29], не характерны для него и принадлежат не каолиниту, а галлузиту [27, 30].

Призматические и червеобразные выделения каолинита («макротриплекс») из осадочных пород и кор выветривания представляют собой псевдодвойниковые и двойниковые сростки [31], хотя отдельными исследователями и рассматриваются как его истинные кристаллы [23, 32, 33].

Исследование около 50 так называемых макротриплексов каолинита из среднемиоценовой формации Кирквуд, шт. Нью-Джерси, США [34], рентгеновским методом монокристалла показало, что они являются двойниковыми кристаллами, повернутыми на  $120^\circ$  вокруг нормали к плоскости спайности [35]. Тем же методом было доказано, что кристаллы анаукита из формации Айон (шт. Калифорния, США) имеют такое же, как и кристаллы «макрокаолинита», двойниковое или псевдодвойниковое строение на доменном уровне [3]. Изучение свыше 150 кристаллов «макрокаолинита» из различных районов мира доказало, что все они представляют собой двойниковые сростки доменов триклинного каолинита с минимальным размером в несколько сотых долей микрон. Во всех





Фиг. 17. Картина декорирования и схема строения кристалла каолинита (по Самогону)

кристаллах были обнаружены тройники, в которых отдельные домены повернуты друг к другу на  $120^\circ$  вокруг нормали к плоскости (001). Эти сростки представляют собой псевдодвойниковые, а не истинные срастания, так как у триклинного каолинита ось  $c$  не совпадает с нормалью к плоскости (001). В каждом из «макрокристаллов» каолинита имеется одинаковое количество трех различно ориентированных доменов. Кроме того, в большинстве «макрокристаллов» каолинита обнаружены двойниковые сростки, представленные истинными двойниками, в которых отдельные индивиды каолинита повернуты по отношению друг к другу на  $180^\circ$  по оси  $a$ , что удваивает число различно ориентированных доменов в «макрокристаллах» каолинита до шести. Возникновение таких двойниковых и псевдодвойниковых сростков связывается с процессами роста «макрокристаллов» каолинита в осадочной среде при низких температурах [31]. Однако этому противоречит обнаружение кристаллов («макрокристаллов») каолинита не только в континентальных осадочных породах, но и в корах выветривания различных изверженных и метаморфических пород, содержащих мусковит, биотит или флогопит, гранитов [4], щелочных ультраосновных пород [36], андезитов [37] и др. В кристаллах аутигенного каолинита из жезд формации Уорсо миссисипского возраста (шт. Иллинойс, США) отмечаются двойники по  $hk0$ , где  $h=k$ ; полагают, что это наиболее обычное у каолинита двойникование [38]

Описанные «макрокристаллы» являются результатом образования псевдоморфоз каолинита по биотиту [37], мусковиту [34], реже по флогопиту [36].

Псевдоморфозы сложены чешуйчатыми кристалликами каолинита размером в несколько микрометров, ориентированными в плоскости (001) [38].

В крупных «макрокристаллах» каолинита под микроскопом наблюдаются вытянутые вдоль оси *c* «макрокристалла» полости, которые были ошибочно приняты за «отрицательные» кристаллы [4]. «Макрокристаллы» каолинита (псевдоморфозы по флогопиту) из коры выветривания порфиридных слюдяных пикритов Чадобецкого поднятия (Восточная Сибирь) содержат видимые под микроскопом извилистые радиальные трещины, соединяющиеся с продольными каналами внутри «макрокристаллов» [36]. Червеобразные кристаллы каолинита из осадочных каолинов шт. Джорджия (США) сильно пористы, содержат многочисленные щелевидные поры между каолиновыми кристаллитами. Объем только относительно крупных пор (больше 35 Å) составляет около 44%, а общая пористость таких червеобразных кристаллов каолинита значительно выше [39].

Расчетная пористость псевдоморфоз каолинита по биотиту — 66,7% (при выносе всего железа), пористость каолинита по микроклину — 54,7%. При каолинизации мусковита объем новообразованного каолинита на 4,6% превышает объем исходного минерала [40]. Чешуйчатые псевдоморфозы каолинита по мусковиту и другим слюдам даже при значительной пористости обладают значительной прочностью и сохраняются при их переносе из кор выветривания в бассейны осадкообразования. В каменноугольных отложениях северной части ГДР обнаружены микроскопические прорастания каолинита и мусковита, образовавшиеся в раннюю стадию диагенеза [41] (вероятнее всего, в начальные стадии выветривания мусковита [42]). Исследование мусковитов из древних кор выветривания гранитоидных пород различных районов (Казахстан, Восточная Сибирь, Украина) электронно-микроскопическим методом вакуумного декорирования позволило установить, что образование каолинита начинается с растворения отдельных слоев мусковита и сопровождается кристаллизацией однослойных каолиновых зародышей с ромбовидными или гексагональными контурами размером от первых сотых долей до 0,2—0,5 мкм; они эпитактически нарастают на свежую поверхность (001) мусковита [42]. Каолиновые кристаллиты закономерно ориентированы на спайной поверхности (001) мусковита; отдельные кристаллиты повернуты по отношению друг к другу на 120° около нормали к плоскости (001) мусковита. Образование трехмерных каолиновых кристаллитов из однослойных зародышей по мусковиту осуществляется с помощью механизма слоисто-спирального роста [43, 44] и ведет к образованию полных каолиновых псевдоморфоз обрастания [45]. Спиральный рост характерен для гидротермальных каолинита, диккита и накрита; на базисных плоскостях этих минералов обнаружены спирали роста высотой в один элементарный слой, что рассматривается как доказательство роста кристаллитов из растворов при малом пересыщении [46], а не путем топотаксической трансформации поверхностных слоев структуры мусковита при его выветривании [47]. Считается, что топотаксическому преобразованию мусковита в каолинит при выветривании противоречит, во-первых, неравномерное растворение отдельных элементарных слоев мусковита, приводящее к распаденю единого элементарного слоя на отдельные реликтовые участки, границы которых соответствуют основным направлениям призматической спайности мусковита [42], и, во-вторых, проявление одновременно с растворением мусковита дендритного роста каолинита в тончайших полостях шириной в один или несколько 10 Å-слоев мусковита [45]. В псевдоморфозах каолинита по мусковиту, биотиту или хлориту («макрокристаллах» каолинита) обычны реликтовые участки слоев исходных минералов. В каолинах шт. Джорджия и в глинах (типа фэйрчеза) Франции с помощью высокоразрешающей электронной микроскопии на ультратонких срезах червеобразных кристаллитов каолинита обнаружены отдельные слои мусковита (10 Å), вермикулита и хлорита (14 Å), которые образуют внутри каолиновой псевдоморфозы отдельные дискретные слои или островки длиной 300—500 Å и толщиной до 80—130 Å, разделенные кристаллитами каолинита толщиной около 0,1 мкм [48].

В каолиновом цементе рифейских и палеозойских песчаников юго-востока Русской платформы обнаружены смешанослойные сростки каолинита и диккита, в которых индивиды указанных минералов повернуты в плоскости сростания (001) на 63° относительно друг друга. Предполагается, что эти сростки возникают при элигенетическом преобразовании каолинита в диккит [49, 50]. Кристаллизация каолинита на открытых спайных плоскостях исходного биотита с параллельным расположением одноименных кристаллографических осей установлена рентгеновским методом монокристалльной съемки в образцах из почв на биотитовом кварцевом габбро близ Стратдона (Великобритания) [51, 52]. Эпитаксические нарастания каолинита, гётита и гиббсита на биотите

обнаружены в глубоко выветрелых архейских гранитах Западной Австралии [53, 54]. В выветрелых гранитах северного побережья Западной Африки происходило образование каолинита по биотиту без промежуточной 14  $\lambda$ -фазы [55]. В образцах из ряда районов СССР электронно-микроскопическим методом вакуумного декорирования установлено, что кристаллы каолинита, нарастающие на (001) биотита и хлорита, имеют различные ориентировки. Рост микрокристаллов каолинита осуществляется по спирали на ступенях выхода одной или нескольких винтовых дислокаций с положительными или отрицательными значениями векторов Бюргерса [56]. Встречаются также эпитактические нарастания каолинита на полевые шпаты. Методом вакуумного декорирования на плоскости (001) микроклина выявлены различные типы ориентировки кристаллов каолинита, в которых одноименные оси  $a$  и  $b$  каолинита и микроклина совпадают или повернуты на углы, кратные  $30^\circ$ , или centrosимметричные типы ориентировок, в которых ось  $b$  каолинита совпадает пространственно с одним из шести главных направлений микроклина: [100], [010], [110], [1 $\bar{1}$ 0], [310] и [3 $\bar{1}$ 0] [57]. Нарастания каолинита на микроклин наблюдаются и на (010) и (110) микроклина; это приводит к тому, что в каолиновых псевдоморфозах по полевым шпатам степень ориентировки новообразованных кристаллов каолинита значительно ниже, чем в псевдоморфозах по слюдам и хлоритам [45, 58]. Появление псевдодвойниковых и двойниковых сростков каолинита, обнаруженных рентгеновским методом в его «макрокристаллах» [31], представляющих каолиновые псевдоморфозы по мусковиту и биотиту, обусловлено эпитактической кристаллизацией каолинита на плоскостях (001) названных слюд, а не особыми условиями роста «макрокаолинита» в осадочных породах при низких температурах.

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. весьма совершенная по (001). Лучи от удара  $\parallel$  (010) и (110). Отдельные чешуйки гибкие, но не эластичные. Тв.  $2\frac{1}{2}$ —3. Уд. в. 2,60 — определяется на «макрокристаллах», вычисл. (для параметров ячейки по Грюнеру) 2,609 [14]. В зависимости от содержания примесей и количества закрытых пор уд. в. каолинита колеблется от 2,577 до 2,632. Цв. обычно белый, часто с сероватым, кремовым и другими оттенками от примесей. Бл. на плоскостях спайности по (001) перламутровый, у сплошных масс — матовый. Легко адсорбирует анилиновые краски и становится плеохроичным. Черта бесцветная.

В оптическом спектре поглощения в интервале между 350 и 750 нм бледно-голубого каолинита из Теслича (Югославия), содержащего 0,26%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , имеются полосы поглощения в области 410 и 605 нм, которые приписываются  $\text{Cr}^{3+}$ , замещающему  $\text{Al}^{3+}$  в октаэдрах [59, 60].

На кривых поглощения света каолинита из Меса-Альта (шт. Нью-Мексико, США) и Льюистаун (шт. Монтана, США), полученных методом диффузной отражательной спектроскопии на границе видимой и инфракрасной частей спектра в области от 0,4 до 2,4 мкм, имеются три полосы поглощения: при 0,95, 1,4 и 2,2 мкм [61].

Полоса при 0,95 мкм (с максимумами: 0,915, 0,955 и 0,967 мкм) очень слабая (коэффициент абсорбции не превышает первых десятых долей  $\text{см}^{-1}$ ); полосы поглощения при 1,4 мкм (максимумы при 1,360, 1,395 и 1,415 мкм) и при 2,2 мкм более интенсивны (коэффициент абсорбции порядка  $10 \text{ см}^{-1}$ ). Полосы поглощения при 0,95 и 1,4 мкм вызваны колебаниями растяжения связей O—H [61]. По другим данным, интенсивные полосы поглощения при 1,4 и 2,2 мкм представлены дублетами, в которых полосы в более коротковолновой части спектра имеют меньшую интенсивность, чем в более длинноволновой [62].

В видимой ультрафиолетовой части спектра в области от 200 до 350 нм каолинит обнаруживает очень слабое поглощение около 249 нм, связанное с присутствием на поверхности или в структуре минерала окисного железа [63].

В ультрафиолетовом свете каолинит, как и галлуазит, люминесцирует голубым, зеленым и белым цветами, обусловленными молекулярными центрами, для которых характерны активные триплет-синглетные переходы [64]. В катодных лучах гидротермальный каолинит, так же как и накрит, люминесцирует слабо, цвет люминесценции тусклый синий [65].

В природном состоянии каолинит не обладает термолюминесценцией. После рентгеновского облучения обнаруживает слабую термолюминесценцию при  $110^\circ$  [66]. После воздействия гамма-лучей наблюдается термолюминесценция в интервале  $-180 \div +400$  с максимумами при  $-145$ ,  $-110$ ,  $-75$ ,  $-60$ ,  $-20$ ,  $85$ ,  $165$  и  $310^\circ$  [67].

Предполагается, что термолюминесценция в области отрицательных температур обусловлена цветовыми центрами, возникшими под действием облучения и связанными с замещением кремния в тетраэдрах на  $Al^{3+}$ ,  $Bi^3$ ,  $Ti^{4+}$  и другие элементы; максимумы термолюминесценции при  $85$  и  $165^\circ$  обусловлены рекомбинацией цветовых центров в октаэдрическом слое при действии облучения; термолюминесценция при  $310^\circ$  является результатом десорбции воды и сорбции газа на поверхности частиц минерала, она исчезает при нагревании минерала в вакууме [67].

Каолинит, как и диккит, обнаруживает ясно выраженный трибоэлектрический эффект. При растирании в ступке свечение может наблюдаться в темноте невооруженным глазом. Эмиссия фотонов затем продолжается с затухающей интенсивностью не менее 3 дней [68]. При обезвоживании каолинитовых паст также наблюдается связанная с дегидратацией люминесценция, интенсивность которой нарастает по мере высыхания, а затем прекращается [69].

Воздействие гамма-лучей с энергией  $0,667$  МэВ и дозой от  $10^{18}$  до  $10^{22}$  эВ/г на каолинит из округов Туигз и Вашингтон в шт. Джорджия (США) привело к уменьшению размеров частиц и их поверхности, изменению емкости обменных катионов и  $nb/3$ -трансляции отдельных атомов Al в решетке. После облучения уменьшилось разрешение дифракционных максимумов 020, 110 и 111 на дифрактограммах каолинита, изменились абсолютные и относительные интенсивности максимумов 001 и 002, почти полностью исчезли рефлексы 111, 004 и 203 и три слабых рефлекса после 060 [70].

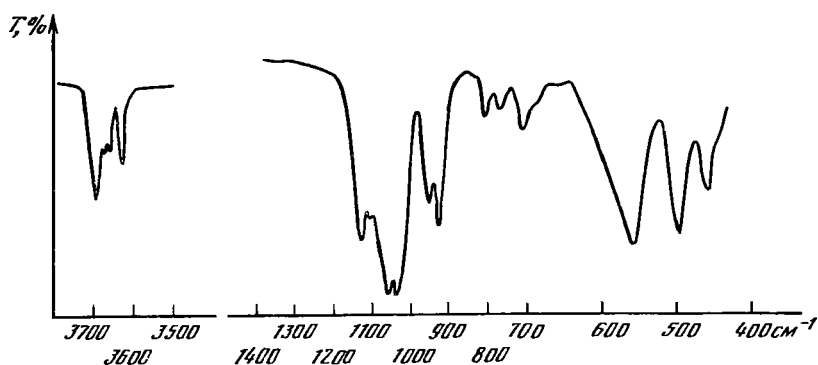
В порошковых препаратах каолинит в отличие от диккита не обнаруживает отчетливого пьезоэлектрического эффекта [71].

Диэлектрик. Не магнитен. Диэлектрическая постоянная, определенная при  $20^\circ$  на переменном токе частотой  $60$  Гц и напряжении  $220$  В на порошковом препарате, равна  $11,18$  [72]. Диэлектрическая проницаемость сухого каолинита из Драйбрэнча в шт. Джорджия (США) меняется при изменении частоты тока: при  $100$  Гц =  $7,65$ ;  $1$  кГц =  $6,32$ ;  $10$  кГц =  $5,42$ ;  $100$  кГц =  $4,85$ ;  $1$  МГц =  $4,55$ ;  $10$  МГц =  $4,49$  [73]. У седлецкого каолина (ЧСФР), содержащего  $87\%$  каолинита,  $6,4\%$  кварца и  $6,6\%$  иллита, диэлектрическая постоянная составила  $8,21$ , у каолина из Раткай, Венгрия (с  $92,1\%$  каолинита,  $3,9\%$  кварца и  $4,0\%$  монтмориллонита), —  $7,35$  [74].

Каолинит из Седлеца (Чехословакия), так же как и галлузит из Бедфорда (шт. Индиана, США), в отличие от диккита из Сан Хуанито (шт. Чиуауа, Мексика) обладает способностью к совершенной ориентировке частиц под влиянием электромагнитного поля напряженностью от  $1400$  до  $9200$  Гс в суспензиях бромформа, разбавленных бензином до уд. в. близкого к уд. в. минерала. Прогревание при  $200^\circ$  в течение  $12$  ч не изменяет поведения минерала. После прогревания в течение  $2$  ч при температуре  $600$ — $650^\circ$  частицы каолинита не обнаруживают ориентировки в магнитном поле напряженностью до  $9200$  Гс [75]. Магнитные свойства некоторых каолинитов обусловлены включениями в них ферромагнитных минералов; после нагревания происходит образование новых магнитных фаз из коллоидных окислов и гидроокислов железа, адсорбированных на поверхности частиц [76].

Емкость катионного обмена чистого каолинита составляет около  $1$  мг·экв/100 г [77, 78] и обусловлена дефектами структуры, связанными с замещениями небольшой части Al на Mg в октаэдрах и Si на Al в тетраэдрах [78—80]. Более высокая емкость катионного обмена некоторых каолинитов объясняется примесью смектитов (например, у каолинитов из шт. Джорджия (США) она достигает  $10$ — $13$  мг·экв/100 г).

Исследование происхождения и положения обменных позиций в каолините методом ЭПР показало, что у каолинитов из шт. Джорджия (США), насыщенных  $Mn^{2+}$  или  $Cu^{2+}$ , среднее расстояние между обменными катионами составляет  $11$ — $12$  Å, что свидетельствует о расположении обменных катионов не по краям кристаллитов каолинита, а, вероятно, объясняется небольшими замещениями в структуре минерала. При относительной влажности  $75$ — $100\%$  гидра-



Фиг. 18. ИК-спектры каолинита из Глуховецкого месторождения (по Рудницкой)

тированные комплексы обменных  $Mn^{2+}$  и  $Cu^{2+}$  дают спектры, указывающие на высокую степень подвижности этих ионов на поверхности каолинита, что свидетельствует о слабом взаимодействии между поверхностью каолинита и ионами  $Cu^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  [77]. В кислой среде каолиниты адсорбируют небольшое количество тяжелых металлов из-за блокирования большей части обменных позиций ионами  $Al$ . Сродство поверхности к  $Cu^{2+}$  увеличивается при замене обменного  $Al$  на  $H_3O^+$  или  $Na^+$ , которые легко замещаются на  $Cu^{2+}$ . Понижение pH при адсорбции  $Cu^{2+}$  каолинитом в связи с переходом протонов в раствор при обмене  $Cu^{2+}$  на  $H_3O^+$  и гидролизе  $Cu^{2+}$  на поверхности каолинита или повышении pH при обмене  $Na^+ + H^+$  у Na-каолинита может создать видимость наличия на поверхности частиц каолинитов зарядов, количество которых зависит от pH. У чистых каолинитов емкость катионного обмена в основном определяется постоянным зарядом поверхности [78].

Однако изучение положения сорбированных на частицах каолинита из Сент-Остелл (Великобритания) ионов  $^{125}I$ ,  $^{85}Sr$  и  $^{56}Fe$  методом автордиографии показало, что большинство позиций положительных и отрицательных зарядов расположено у граней частиц минерала [81].

Удельная поверхность каолинов колеблется от 77 до 113 м<sup>2</sup>/г, у чистого каолинита она составляет 10—15 м<sup>2</sup>/г [82].

Для ИК-спектра каолинита характерны полосы поглощения (фиг. 18): 3700, 3675, 3660, 3630, 1650, 1470, 1110, 1030, 910, 790, 750, 685, 500, 470 и 435 см<sup>-1</sup>. Полосы при 435, 470, 685, 1030 и 1110 см<sup>-1</sup> обусловлены Si—O колебаниями, полосы при 500, 750 и 790 см<sup>-1</sup> — колебаниями Si—O—Al, полоса при 910 см<sup>-1</sup> приписывается колебаниям связи H—O—Al, полосы с максимумами при 3630, 3660, 3675 и 3700 см<sup>-1</sup> вызваны колебаниями OH-групп октаэдрического слоя [83—86].

На спектрах комбинационного рассеяния света (спектрах Рамана) каолинита в области валентных колебаний OH-групп, кроме полос 3700, 3675, 3660 и 3630 см<sup>-1</sup>, присутствует полоса 3683 см<sup>-1</sup> [87].

Возможное присутствие железа в октаэдрических позициях каолинита устанавливается по наличию на ИК-спектрах двух полос поглощения при 865—875 и 3607 см<sup>-1</sup>, не исчезающих после термического и химического разложения имеющихся свободных окислов и гидроокислов Fe и Al. Предполагается, что полоса при 865—875 см<sup>-1</sup> обусловлена деформационными колебаниями связи Al—OH—Fe, а полоса при 3607 см<sup>-1</sup> — колебаниями связей OH, принадлежащих октаэдрическому железу в каолините [88].

Показано, что при увеличении давления He от 100 до 9400 бар в каолините возрастает частота двух основных валентных колебаний OH-групп на +0,5 см<sup>-1</sup>/кбар; это связано с тем, что давление вызывает равномерное сближение атомов внутренних и внешних OH-групп [89].

Методом ЭПР изучалась возможность вхождения  $Fe^{3+}$  в октаэдрические позиции структуры каолинита [90—95], замещения кремния алюминием в тет-

раздрах [96], присутствия железа, связанного с примесью гётита, сидерита, гематита [91], наличия гуминовых кислот [90, 91, 96, 97]; решались вопросы, связанные с наличием у каолинитов способности к обмену катионов [77—79] и др.

Обнаруживаемая в каолинитах методом ЭПР незначительная примесь железа может быть обусловлена не вхождением  $Fe^{3+}$  в структуру самого каолинита, а примесью мусковита, монтмориллонита или вермикулита [98, 99].

Теплота образования каолинита из элементов  $\Delta H_{298}^0 = -4\,120\,115 \pm \pm 2\,645$  Дж/моль; стандартная свободная энергия Гиббса образования из элементов  $\Delta G_{298}^0 = -3\,799\,350 \pm 2,675$  Дж/моль; энтропия  $S_{298}^0 = 203,0 \pm \pm 1,3$  Дж/град·моль [100]. По уточненным данным,  $\Delta G_{298}^0$  каолинита  $= -3799,5 \pm 4$  кДж/моль [98, 101]. Средние коэффициенты термического расширения каолинита в интервале температур 25—400°, определенные рентгеновским методом, составляют в направлении, перпендикулярном к базальной плоскости,  $18,6 \pm 1,3 \cdot 10^{-6}$ , в плоскости слоя  $-5,2 \pm 1,7 \cdot 10^{-6}$  [102].

Фактор изотопного фракционирования Н между каолинитом и диккитом из гидротермально-измененных пород современной геотермальной области Охнума (Северо-Восточная Япония) и гидротермальными и метеорными водами составляет 0,972—0,985 (для серицита — 0,973—0,977, для хлорита — 0,954—0,987). Каолинит и диккит обогащены легким изотопом водорода на 20—40‰ по сравнению с гидротермальными и метеорными водами [103]. Для интервала температур от 50 до 200° фактор изотопного фракционирования каолиновых минералов в геотермальных областях Охнума, Матсукава и Охтаке (Япония) лежит между 0,97 и 0,99; это свидетельствует о том, что температура не оказывает большого влияния на D/H отношение каолиновых минералов.

У каолинитов и диккитов из многих гидротермальных и гипергенных месторождений Японии D/H отношения коррелируют с составом метеорных вод за исключением месторождения Шикосан, где эти отношения выше, по-видимому, вследствие воздействия вод, богатых дейтерием [104].

**Микр.** В шлифах бесцветный. Двуосный (—). Пл. опт. осей  $\perp$  (010), образует угол 2,5—3,5° с нормалью к (001);  $cNp = 11—12^\circ$ ;  $aNm = +2,5 \div 3,5$ ,  $aNp = +87,5 \pm 86,5$ .  $Ng = b \cdot 2V_{Np} = 18—57^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , слабая [4] (Трёгер, 1980). Пластинки с видимой спайностью имеют положительное удлинение; удлинение червеобразных кристаллов отрицательное.

Показатели преломления каолинита варьируют:  $n_g = 1,560—1,570$ ,  $n_m = 1,559—1,569$ ,  $n_p = 1,553—1,566$ ;  $n_g - n_p = 0,005—0,007$ .

Приведенные выше оптические константы каолинита были определены Россом [4] для «макрокристаллов» каолинита из осадочной третичной формации Айон в Калифорнии и указываются в других минералогических справочниках (Винчелл А. Н., Винчелл Г., 1953; Дир, Хауи, Зусман, 1966; Трёгер, 1980). Но поскольку, как было установлено позднее [3, 31], эти «макрокристаллы» каолинита представляют собой псевдодвойниковые сростки доменов тринклинного каолинита размером в несколько сотых долей микрометра, повернутые друг относительно друга на 120°, кроме того, сдвойникованные с поворотом отдельных индивидов на 180° вокруг оси  $a$ , то оптические свойства каолинита в настоящее время не могут считаться достоверно установленными.

Для кристаллитов каолинита из Просяновского месторождения первичных каолинов (УССР) получены следующие оптические константы:  $n_g = 1,571$ ,  $n_m = 1,562$ .  $2V_{Np} > 110^\circ$ . Пл. опт. осей  $\perp$  (001), угол  $Np$  к  $\perp$  (001) в пл. опт. осей равен 5°. Кроме того, встречались чешуйки каолинита с  $2V_{Np} = 100^\circ$  ( $n_g = 1,569$ ,  $n_m = 1,564$ ) с наклоном пл. опт. осей к (001) в 80—82°, а также зерна с  $2V_{Np}$  от 90 до 0°. У большинства чешуек показатель преломления в плоскости (001) составлял 1,566,  $2V$  близок к 0°, что объясняется двойникованием монокристалльных пластинок каолинита [105]. Вычисленные оптические константы каолинита:  $n_g = 1,571$ ,  $n_m = 1,562$ ,  $n_p = 1,561$ ; ( $-$ ) $2V = 25^\circ$  [105—107]. Каолинит, оптические константы которого отвечают теоретически вычисленным, характеризуется иным расположением осей, чем сдвойникованный каолинит, направление  $Ng'$  образует с трещинами спайности угол 60°, а не 30°, как у диккита, пл. опт. осей перпендикулярна (001), а угол  $cNp$  составляет 5°.

**Хим.** Теор. состав:  $SiO_2$  — 46,55;  $Al_2O_3$  — 39,49;  $H_2O$  — 13,96. Данные химических анализов каолинита близки к его теоретическому составу. В не-

значительных количествах устанавливаются  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Ti, Cr, K, Na, Mg, Ca, V, Li, Ga, по в большинстве случаев они связаны с примесью гематита, гётита, лепидокрокита [108—111], рутила, анатаза [112—114], слюд и других минералов [91, 98, 99, 115]. Допускается вхождение в структуру каолинита небольших количеств хрома (менее 0,06 атомов Cr на элем. яч.), замещающего Al в октаэдрах [59, 60]. Предполагается, что в каолините часть алюминия в октаэдрах может быть замещена также железом и титаном [88, 115—117]. Содержание изоморфного  $Fe^{3+}$ , замещающего Al в структуре каолинита (по данным ЭПР), составляет весьма малую долю от общего количества железа в каолините и не превышает 0,0n% или даже 0,00n—0,0000n% [91].

Вычисленные по величине рефлекса (060) параметры элементарной ячейки каолинитов из некоторых современных почв позволяют допускать, что алюминий замещен железом в каждой из четырех октаэдрических позиций в количествах от 0,11 до 0,82 атомов на эл. яч. [118]. По данным ЭПР, в каолинитах из железистых тропических почв Африки (Заир, Сенегал, Нигерия, Руанда) и Кубы, а также из осадочных пород Франции степень предполагаемого замещения Al на  $Fe^{3+}$  составляет 0,04 на эл. яч. [119].

Содержание  $TiO_2$  в каолинитах обычно 0,02—2% [114, 120], причем наибольшее его количество отмечается в каолинитах, возникших при выветривании биотита или флогопита [114, 120].

Железо в каолинитах может быть связано с пленками окислов и гидроокислов железа на поверхности его частиц [109—111, 121].

Каолинит обладает высокой адсорбционной способностью по отношению к аморфной гидроокиси железа, частицы которой прочными кулоновскими силами притягиваются к базальным плоскостям Si—O-тетраэдров [122].

Исследование методом мёссбауэровской спектроскопии окислов и гидроокислов железа, осажденных из растворов  $^{57}FeCl_3$  на поверхности частиц каолинита, показало, что аморфная гидроокись железа на поверхности каолинитовых частиц образует пленки толщиной около 50 Å. При нагревании до 120° и старении в воздушно-сухом состоянии вначале степень кристалличности частиц гидроокиси железа увеличивается, но они остаются тонкодисперсными (их размеры не превышают 50 Å), кристаллизации гётита не происходит. Затем в аморфной гидроокиси железа образуются зародыши гематита со средним размером 40—50 Å. Частицы каолинита являются катализаторами образования тонкодисперсного гематита [123].

Часть поверхностных OH-групп каолинита может быть замещена фтором, фосфат-ионами и другими анионами [124—128]. Количество обменных гидроксильных групп составляет не более 1% общего количества поверхностных гидроксидов, но этого достаточно, чтобы обеспечить емкость анионного обмена каолинита порядка нескольких мг-экв/100 г [129]. В природе каолинит с заметными замещениями OH-групп другими анионами до сих пор не обнаружен.

В лабораторных условиях замена OH-групп другими анионами обычно осуществляется при температурах порядка 200—350°. В некоторых природных каолинитах установлен фтор, но природа его фиксации неясна. В каолините из Сент-Остелла (Великобритания) содержится 0,2% F [130]. В 0,5—3,0 N растворах фтористого аммония при 20—50° в течение 1—15 ч в каолините происходит как стехиометрическое замещение части гидроксильных групп фтором без изменения структуры, так и разрушение структуры с образованием фторсиликатов и алюминатов. Оба процесса протекают одновременно, но в 0,5 и 1,0 N растворах преобладает замещение, а в 1,5—3,0 N растворах — разрушение структуры. Повышение температуры с 20 до 50° при одной и той же концентрации фтористого аммония не влияет на характер реакции, но существенно ее ускоряет [131].

Теоретически была предсказана устойчивость фтористого аналога каолинита [132]. 10 Å-дигидрат каолинита  $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$ , содержащий 2,30% фтора, получен из хорошо окристаллизованного каолинита из Сент-Остелла (Великобритания) путем обработки исходного минерала диметилсульфоксидом при 60° в течение 5 ч; при этом получен 11 Å-каолинит. Затем каолинит-диметилсульфоксидный комплекс был обработан в растворе фтористого аммония при 60° в течение 5 ч. После промывки водой конечный продукт состоял из 7 Å- и 10 Å-фаз. Без использования фтористого аммония 10 Å-фаза не получена. Это свидетельствует о том, что в образовании анионного дигидрата важную роль играет замещение OH-групп фтором [130].

В каолинах Высокопольского месторождения бокситов (УССР), содержащих 0,1% ванадия, методом ЭПР обнаружен ион ванадила  $VO^{2+}$ , адсорбированного на поверхности частиц каолинита. При обжиге этот каолинит приобретает черную окраску в результате восстановления  $VO^{2+}$  и превращения его

в  $V_2O_5$  [133]. Ванадий был обнаружен также в каолинитах Кыштымского месторождения на Урале (0,05%), Новоселецкого (0,03%), Квасовского (0,09%), Турчанского (до 0,04%) и Владимирского (0,006%) месторождений в УССР. Методами ЭПР в каолинах этих месторождений установлен  $VO^{3+}$  на поверхности частиц каолинита, который придает изделиям из этих каолинов темную окраску [134].

В каолинитах из Искинского и Плесецкого бокситовых месторождений Северной Онеги установлено от 200 до 1000 г/т и более лития [135]. В каолинитах коры выветривания на гранитах и амфиболитовых сланцах Центральноафриканской Республики обнаружены повышенные содержания Ga и Li [136]. Повышенные концентрации галлия и ванадия зафиксированы в гидротермальных каолинитах из вторичных кварцитов Узбекистана. Среднее содержание галлия в каолинитах месторождений Аксаката и Шавас составляет 49—85 г/т, ванадия в каолинитах месторождений Аксаката, Каранкуль и Шавас соответственно 26, 36 и 176 г/т. Форма нахождения этих элементов в каолинитах Узбекистана не установлена [137].

Попытки синтеза каолинитов, содержащих в структуре  $Fe^{3+}$ ,  $Ga^{3+}$ ,  $Ge^{3+}$  и  $Mg^{2+}$ , не увенчались успехом [138].

Анализы (ниже указанные кристаллы каолинита являются псевдоморфозами каолинита по слоистым силикатам):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Na_2O$	1,16	—	0,62	0,76	—	—	—	—	0,66
$K_2O$	0,11	—	0,14	0,16	—	—	—	—	0,14
$MgO$	0,07	0,35	0,08	0,06	0,26	0,16	Не обн.	Не обн.	0,08
$CaO$	0,10	0,43	0,24	0,09	0,06	0,36	»	»	0,08
$MnO$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	—	—	—	—
$Al_2O_3$	37,65	37,82	38,64	37,97	39,44	40,06	38,37	38,26	38,52
$Fe_2O_3$	1,35	0,92	0,96	1,44	0,80	0,64	0,32	0,67	0,80
$SiO_2$	45,56	44,81	44,70	44,74	44,06	43,78	45,45	46,41	45,44
$TiO_2$	0,19	0,37	0,22	0,27	—	—	0,89	0,35	0,16
$H_2O^+$	13,66	14,27	13,88	13,98	14,16	14,08	14,64	13,81	13,60
$H_2O^-$	0,76	1,10	0,64	0,58	1,06	1,02	0,45	0,60	0,60
Сумма	100,61	100,07	100,12	100,05	99,84	100,10	100,12	100,10	100,08
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	2,590	2,601	—
$n_g$	1,560	1,565	1,566	1,566	1,568	1,568	1,569	1,567	1,564
$n_m$	1,559	1,564	1,565	1,565	1,567	1,567	1,569	1,566	1,563
$n_p$	1,553	1,559	1,561	1,561	1,562	1,562	1,563	1,562	1,557
$(-)$ $2V,^\circ$	42	50	36	36	40	40	18—35	36	38

1—почти белые кристаллы каолинита размером около 0,5 мм, Санд Хилл близ Понтиака, шт. Южная Каролина (США), анал. Гонье [4]; 2—почти белые кристаллы каолинита размером 0,5 мм из аркозовых песков, Мексия, шт. Техас (США), анал. Гонье [4]; 3—белые непрозрачные кристаллики каолинита размером около 1 мм, округ Амадор, шт. Калифорния (США), анал. Гонье [4]; 4—полупрозрачные кристаллы каолинита размером около 1 мм из того же образца, что и предыдущий, анал. Гонье [4]; 5, 6—червеобразные выделения каолинита, из каолиновых прослоев в боксите, округ Салии, шт. Арканзас (США), анал. Гонье [4]; 7—шестигранные пластинки каолинита с жемчужным блеском (размером до 2 мм), из глин, подстилающих третичные лигниты, округ Айон, шт. Калифорния (США) [139]; 8—пластинки каолинита, из третичных песчанистых глин, округ Айон, шт. Калифорния (США) [139]; 9—червеобразные выделения каолинита, из выветрелого пегматита, Розлейд, шт. Виргиния (США), анал. Гонье [4].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
$Na_2O$	—	0,18	0,13	0,31	—	Сл.	0,35	0,42	—
$K_2O$	—	0,40	0,13	0,02	—	»	0,08	0,08	0,20
$MgO$	0,18	—	0,84	Не обн.	—	»	0,27	0,65	0,20
$CaO$	0,32	—	0,90	»	—	»	0,16	0,14	0,56
$MnO$	Не обн.	—	0,01	»	—	—	Не обн.	—	—
$FeO$	—	—	Не обн.	»	—	—	—	Сл.	0,14
$Al_2O_3$	40,22	39,10	33,34	39,65	39,67	38,90	38,68	38,91	39,80



	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,90	4,16	0,40	0,21	0,92	0,23	0,20	0,10
SiO <sub>2</sub>	44,26	43,80	45,81	45,15	46,30	46,86	45,57	45,52	44,30
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	—	0,13	0,10	0,32	0,16	0,28	Сл.	1,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,03	0,04	—	—	0,02	0,06	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,16	—	13,71	14,31	13,68	—	11,77	13,88	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,64	—	0,80	0,29	—	—	1,09	0,28	0,14
П. п.	—	15,25	—	—	—	13,12	—	—	13,80

Сумма	100,08	99,63	99,99	100,23 *	(100,18)	99,96	99,87 **	(100,20)**	100,31
Уд. в.	—	—	—	2,577	—	—	—	—	—
n <sub>g</sub>	1,566	—	1,566	1,569	1,566	1,567	—	—	—
n <sub>m</sub>	1,561	—	1,564	—	1,566	—	—	—	—
n <sub>p</sub>	1,562	—	1,561	1,563	1,559	1,561	—	—	—
(-)-2V, °	50	—	—	—	—	30	—	—	—

\* В том числе Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,03, F—0,23, \*\* В том числе органическое вещество—1,37. \*\* В том числе SO<sub>3</sub>—0,06.

10—белые, очень мелкие (0,002—0,02 мм) червеобразные кристаллы, из выветрелого пегматита, Франклин, шт. Северная Каролина (США), анал. Гонье [4]; 11—чешуйки каолинита размером до 0,2 мм, из глины близ Вудстауна, округ Сейлем, шт. Нью-Джерси (США), установлена примесь мусковита, полевого шпата, окислов железа [34]; 12—червеобразные «кристаллы» каолинита до 1 см длиной и до 3 см в поперечном сечении (псевдоморфозы по биотиту), из коры выветривания андезитовых туфов, район с. Главанак, Восточные Родопы (Болгария), анал. Калпакчиева [37]; 13—червеобразные белые «кристаллы» каолинита до 1,5 см длиной и 0,5 см в поперечном сечении (псевдоморфозы по кристаллам флогопита), из коры выветривания слюдяных пикритов, Чадобецкое поднятие, юго-западная часть Сибирской платформы (установлена примесь гётита), анал. Кухарчик [36]; 14—червеобразные «кристаллы» каолинита длиной до 2 мм с гексагональными поперечными сечениями, из углей бобриковского горизонта нижнего карбона, Бирская котловина, Северо-Западная Башкирия, в оригинале сумма 86,50. H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определена термическим методом [32]; 15—червеобразные «кристаллы» каолинита гексагональной формы длиной до 2,5 мм и в поперечном сечении до 0,4 мм, из карбонового межугольного пласта флинткля «Замечательный» Карагадинского месторождения [140]; 16—каолинитовые «макрокристаллы» из прослоя тонштейна Эрда в карбоновых углях Русского угленосного бассейна, анал. Чэдвик [141]; 17—каолинит из первичных каолинов по гранитам Глуховецкого месторождения (УССР) в оригинале сумма 100,33 [23]; 18—каолинит из первичных каолинов Глуховецкого месторождения, УССР (установлена небольшая примесь гидрослюда) [142].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,16	0,12	—	—	0,05	0,09	0,29	Не обн.
K <sub>2</sub> O	0,64	0,05	0,08	—	—	0,51	0,01	0,26	0,02
MgO	0,048	0,68	0,06	—	0,11	0,72	0,15	0,43	0,38
CaO	0,10	0,28	0,10	0,56	0,04	0,07	0,23	0,25	0,44
MnO	0,04	—	—	—	—	0,07	—	—	—
FeO	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	Сл.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,47	38,84	38,12	38,37	37,62	35,46	39,52	38,82	37,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,21	1,43	0,40	1,00	4,51	0,09	0,43	0,25
SiO <sub>2</sub>	46,76	45,08	44,59	45,73	45,88	44,62	46,40	43,58	46,81
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,08	1,38	1,35	1,16	0,20	Не обн.	0,49	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	13,24	14,20	13,91	13,19	13,60	13,51	—	14,34	13,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,21	0,40	0,71	0,50	0,40	—	—	0,98	1,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,12	Сл.	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	0,09	0,16	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	13,90	—	—

Сумма	99,558	100,22 *	100,59	100,26	99,81	(99,72)	100,39	99,87	100,17
Уд. в. (теор.)	—	—	—	2,609	2,632	—	—	—	—
n <sub>g</sub>	—	—	—	1,564	1,558	—	—	—	—
n <sub>m</sub>	—	—	—	—	1,558	—	—	—	—
n <sub>p</sub>	—	—	—	1,556	1,553	—	—	—	—

\* В том числе SO<sub>3</sub>—0,12.

19—псевдоморфоза каолинита по микроклину, из пегматитовой жилы, Глуховецкое месторождение (УССР), анал. Абрамова (данные Финько); 20—каолинит из первичных каолинов по пегматонным грз-

нитам Просяновского месторождения (УССР) [23]; 21 — каолинит из осадочных плотных каолиновых песчаников Пугу Хиллз близ Дар-Эс-Салама, Танзания (фракция меньше 5 мкм, анал. Кларк (установлена примесь анатаза — 1,38, ортоклаза — 0,47, гётита — 0,31 и гипса — 0,19%) [22]; 22 — каолинит из тоннеля подземной дороги, Бруклин (США), анал. Керр, на этом образце изучена структура [143]; 23 — каолинит из того же образца [139]; 24 — каолинит из линзы песка под угольным пластом, месторождение Кочевье (Югославия), в оригинале сумма 100,35 («моноклинный» каолинит:  $a_0 = 5,13$ ,  $b_0 = 8,90$ ,  $c_0 = 21,5$  А,  $\beta = 90^\circ$ ) [144]; 25 — хорошо окристаллизованный каолинит, из жеод в миссисипских известняках формации Уорсо, шт. Айова (США) [145]; 26 — каолинит из зоны гидротермально-измененных пород месторождения типа куроко близ Ниита, преф. Акита (Япония) [146]; 27 — белый хорошо окристаллизованный каолинит, из руд эпитермального медного месторождения Кавагити, преф. Акита (Япония) [147].

Сводки хим. анализов см. также в работах [120, 124, 137, 148—150].

**Диагн. исп.** На холоду в  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и  $\text{HNO}_3$  не растворяется. В кипящих  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  растворяется с трудом. После прокаливания с азотнокислым кобальтом дает реакцию на  $\text{Al}$  (окрашивается в синий цвет). П. п. тр. не плавится.

**Повед. при нагр.** Температура спекания  $1450^\circ$ , плавления  $1800—1850^\circ$  [151]. Кривые ДТА каолинита характеризуются эндотермическим эффектом в интервале  $400—700^\circ$  и экзотермическими эффектами в интервалах  $950—1000$ ,  $1100—1250$  и  $1300—1400^\circ$  [152]; последний проявляется не на всех термограммах природных каолинитов. В области от  $-190^\circ$  до комнатных температур на кривых нагревания каолинита появляется небольшой эндотермический эффект в интервале от  $-2^\circ$  до  $+5^\circ$  [153] или, по [152], от  $-2^\circ$  до  $-15^\circ$ . Этот эндотермический эффект приписывается плавлению воды, адсорбированной на поверхности каолинита, слабое проявление его объясняется малым количеством этой воды (не более 1—2%) и небольшой величиной теплового эффекта ее плавления ( $75—80$  кал/г) [154].

На кривых ДТА некоторых природных каолинитов (главным образом с неупорядоченной структурой) имеется также небольшой эндотермический эффект в области  $50—200^\circ$ . Вероятной причиной появления этого эффекта считается удаление воды, адсорбированной поверхностью частиц каолинита, и дегидратация обменных катионов. На термических кривых каолинитов с упорядоченной структурой такой же эффект может быть обусловлен примесью монтмориллонита или галлуазита [152].

Эндотермический эффект в области  $400—700^\circ$  на кривых ДТА каолинита связан с дегидратацией (дегидроксилизацией) минерала и образованием метастабильной фазы — метакаолинита. Механизму дегидратации каолинита и природе образующегося при этом метакаолинита посвящены многочисленные исследования. Критический обзор литературы по этим вопросам приведен в работе [152].

Положение и характер эндотермического прогиба, вызванного дегидратацией каолинита, зависят от степени его дисперсности и тесно связанной с ней упорядоченности структуры, а также от условий эксперимента.

По сравнению с более крупнокристаллическим диккитом, эндотермический эффект дегидратации которого всегда около  $700^\circ$ , у каолинита он большей частью ниже на  $80—100^\circ$ . Каолиниты (в основном гидротермальные), частицы которых близки по размерам к частицам диккита и обладают большей упорядоченностью структуры, имеют эндотермический пик с максимумом, как у диккита, — около  $700^\circ$ .

Примером могут служить гидротермальные каолиниты из Абагатуйского флюоритового месторождения в Восточном Забайкалье [155] и из жеод в миссисипских известняках формации Уорсо в районе Киокака, шт. Айова (США) [145]; температура дегидратации этих каолинитов  $690—700^\circ$ .

Зависимость термических эффектов от величины частиц каолинита подтверждена искусственным его измельчением продолжительностью от нескольких минут до нескольких часов как в условиях сухого дробления [145, 156], так и в водной среде [157].

Кроме изменения в положении на кривых ДТА эндотермического эффекта, вызванного дегидратацией, измельчение каолинита приводит также к более отчетливо выраженному эндотермическому эффекту при  $140^\circ$  (выделение большего количества адсорбированной воды в связи с увеличением поверхности образца) и к смещению экзотермического эффекта при  $980^\circ$  до  $960—940^\circ$  [157].

Учитывая влияние на температуру дегидратации степени упорядоченности структуры каолинита, предложен метод ее оценки по высоте и положению эндотермического пика на кривых ДТА [158].

На температуру дегидратации каолинита могут значительно влиять условия эксперимента. Например, при статическом нагревании она ниже ( $400^\circ$ ), при динамическом — выше [159]. В гидротермальных условиях максимальная равновесная температура дегидратации каолинита такая же, как у диккита, накрита, галлуазита, и составляет  $405^\circ$  при давлении 0,7 кбар [160]. Пары воды при повышенном давлении ускоряют распад каолинита и изменяют сам характер распада; например, при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1-2$  кбар уже в интервале  $400-530^\circ$  среди продуктов разложения каолинита отмечались монтмориллонит, гидральсит, пирофиллит, андалузит [160—162]. Об устойчивости каолинита см. также [163—165].

Энергия активации процесса дегидратации каолинита, определенная разными методами как в изотермических, так и в неизотермических условиях, находится в пределах 30—117 ккал/моль [166—180].

Теплота реакции дегидратации каолинита составляет от 100 до 250 кал г [174, 181—193]. Теплоемкость каолинита при 298,15 К составляет 58,62 кал/град·моль [194], в интервале температур 100—400 находится в пределах 64,98—84,08 кал/град·моль [178, 195, 196]. Теплоемкость метакаолинита при температурах 100—400° — в пределах 47,36—60,00, при 500—800° — 59,99—66,82 кал/град·моль [195—197]. Отмечается резкое увеличение теплоемкости метакаолинита в интервале 400—500° [197, 198]. При дегидратации каолинита увеличивается дефектность его кристаллической структуры, что способствует миграции протонов и катионов. По данным некоторых авторов, подтверждением этого является изменение электропроводности [199] и увеличение общего объема при  $500^\circ$  примерно на 11% [200] (минимальная объемная плотность метакаолинита достигается при  $800^\circ$  [201]). Электропроводность каолинита (измеренная на «макроталлах» размером  $3 \cdot 4 > 1$  мм из Ла-Уньон, Колумбия) максимальна в интервале от 500 до  $658^\circ$ . Удельная электропроводность параллельно слоям структуры превышает проводимость перпендикулярно им только в 10—30 раз [199]. Об изменении электропроводности метакаолинита см. также в работах [202, 203].

Методом рентгенодифракционного анализа показано, что базальное межплоскостное расстояние каолинита ( $7,1 \text{ \AA}$ ) сохраняется неизменным до начала дегидратации (около  $400^\circ$ ) [204]. При нагревании до  $600^\circ$  происходит уменьшение параметров  $a_0$  и  $c_0$  каолинита соответственно до 4,36 и 6,34 Å. Параметр  $b_0$  почти безводного метакаолинита (полученного нагреванием каолинита до  $700^\circ$  в течение 12 ч) составляет 9,145 Å против 8,95 Å у исходного каолинита [205]. Увеличение параметра  $b_0$  связано (по данным микродифракции электронов и рентгеновской спектроскопии) с преобразованием октаэдрической сетки, атомы Al которой частично переходят в тетраэдры, вследствие чего конфигурация тетраэдрической сетки изменяется от дитригональной до гексагональной с увеличением длины Si—O связи до 1,62 Å; структура становится цепочечной или ленточной [206]. Состав метакаолинита подобной структуры отвечает формуле  $\text{Si}_4\text{Al}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$  [207]. Предполагается, что  $\text{AlO}_4$ -тетраэдры в структуре метакаолинита существенно искажены [206].

Аналогично ведет себя  $\text{Co}^{2+}$  в искусственно полученной Co-форме каолинита; при дегидратации этого каолинита Co переходит в тетраэдрические позиции, причем в дегидратированном при  $700^\circ$  каолините  $\text{Co}^{2+}$  находится в сильно искаженных тетраэдрах, а при  $1000^\circ$  Co-полиэдры являются практически идеальными тетраэдрами [208].

При взаимодействии с водой метакаолинит не может быть регидратирован [209—211]. Только его гидротермальная обработка в течение 30 ч при давлении водяного пара 90 атм приводит к фиксации 13—14% воды [212]. Однако исходный каолинит при этом не восстанавливается, а происходит образование мелких кристаллов каолинита, псевдоморфно замещающих метакаолинит [212]. При нагревании регидратированного метакаолинита на кривых ДТА

основной эндотермический эффект выражен слабее и проявляется при более низкой температуре, чем у исходного каолинита; существенно сокращается также область экзотермического эффекта при  $980^\circ$ , появляется значительный эндотермический прогиб при  $120^\circ$ ; одновременно увеличивается емкость поглощения катионов с 8 до 40 мг·экв/100 г [210, 211].

Метакаолинит, образовавшийся из пермских каолиновых сухарных глин (флинт-клей) в Барнинг Маунтин в Новом Южном Уэльсе (Австралия) при самовозгорании угольных пластов, под действием грунтовых вод регидратируется, превращаясь в каолинит, а в галлуазит ( $10 \text{ \AA}$ ) [213].

Процесс дегидратации каолинита заканчивается примерно к  $850^\circ$ , когда в метакаолините сохраняется не более 0,2—0,3% гидроксильных групп [214]. По данным ИК-спектроскопии, в каолините, прокаленном при  $630^\circ$ , отмечаются только следы конституционной воды [215]. Иногда последние оставшиеся группы ОН удаляются при температуре, непосредственно предшествующей экзотермическому эффекту при  $980^\circ$  [152].

Экзотермический эффект при  $950$ — $1000^\circ$  связан с преобразованиями в структуре метакаолинита. Природа получающихся продуктов зависит от многих факторов, поэтому данные, приводимые разными авторами, неоднозначны.

Существовало мнение [157, 216], что экзотермический эффект при  $900$ — $940^\circ$  вызван кристаллизацией  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ . По Лапуховой и др. [217], при нагревании каолинита после тонкого диспергирования в воздушной среде образование муллита происходит уже при  $960^\circ$ , а после диспергирования в водной среде — при этой температуре кристаллизуется  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  и проявляется новый экзотермический эффект с максимумом при  $860^\circ$ , обусловленный образованием  $\kappa\text{-Al}_2\text{O}_3$ .

Однако большинство исследователей приходят к выводу, что при температуре  $950$ — $1000^\circ$  образуется (Al,Si)-шпинель. При этой же температуре начинают появляться также муллит в виде отдельных зародышей и аморфный  $\text{SiO}_2$ , который легко удаляется щелочным раствором. Шпинель отвечает по составу муллиту ( $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ), но Al находится в ней как в шестерной, так и в четверной координации [152, 218]. Иногда экзотермический эффект интерпретируется как следствие исчезновения дефектов в структуре метакаолинита, а образующаяся при этом (Al,Si)-шпинель сопоставляется с метастабильной фазой, полученной при высоких давлениях [219].

Экзотермический эффект при  $950$ — $1000^\circ$  больше, чем эндотермический, подвержен влиянию примесей; например, к сильному уменьшению экзотермического пика на кривой нагревания каолинита приводит 10%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  [220].

Теплота экзотермической реакции в интервале  $950$ — $1000^\circ$ , определенная разными методами, находится в пределах 23—58 кал/г [182, 185, 187, 188, 191, 192, 221].

Экзотермический эффект в области  $1100$ — $1250^\circ$  может быть вызван или образованием муллита за счет перестройки (Al,Si)-шпинели [169, 218, 222, 223], или ростом зародышей муллита, возникших ранее [224]. Считается [225], что основные координационные изменения в структуре происходят во время последних стадий образования муллита.

Экзотермический эффект в области  $1300$ — $1400^\circ$  связан с кристаллизацией кристобалита [226—231]. Этот эффект проявляется не на всех термических кривых, что, возможно, объясняется примесями плавней, которые могут образовать расплав с силикатной фазой еще до кристаллизации кристобалита [232].

Преобразования, происходящие в каолините при его нагревании, носят топографический характер. Наблюдалось закономерно ориентированное по отношению к решетке каолинита расположение метакаолинита, (Al,Si)-шпинели, муллита и кварца [233, 234].

Среди многочисленных работ, посвященных изучению поведения каолинита при его нагревании, следует отметить детальное оптическое исследование продуктов изменения

каолинита из флинтклевей Карагандинского угольного бассейна [140] и работу, выполненную с комплексным использованием методов ртутной порометрии, дифрактометрии, электронной и растровой микроскопии и ЭПР на каолините из Седльца (ЧСФР), в которой детально описаны преобразования каолинита в интервалах температур 110—140°, 500—800, 900—1000, 1000—1100, 1200—1300 и выше 1300° [235, 236].

Ниже приводятся данные по изменению некоторых свойств каолинита при его нагревании.

Средний показатель преломления и потеря веса при нагревании каолинита в интервале от 50 до 700° изменяются следующим образом [237]:

Температура, °	50	100	205	290	360	400	440	525	610	700
Потеря веса, %	0,00	0,83	1,03	1,30	1,84	2,30	10,40	12,42	13,48	13,76
Средний показатель преломления ( $\pm 0,003$ )	1,566	1,566	1,567	1,570	1,573	1,574	1,554	1,542	1,539	1,525

Изменение внутренней поверхности каолинита при его нагревании происходит иначе, чем у диккита (в м<sup>2</sup>/г) [238]:

Температура,	150	250	380	500	700	900	1200
Каолинит	25,1	26,1	26,5	24,1	18,1	19,4	—
Диккит	25,1	15,9	19,7	17,9	19,7	19,0	9,0

Среднее линейное тепловое расширение (до 500°) каолинита такое же, как у диккита и галлуазита, и, по данным dilatометрического исследования, составляет около 0,5%. От 500 до 640° происходит усадка, сопровождающая процесс дегидратации, от 640 до 880° усадка незначительна, но непрерывно увеличивается и в области от 880 до 940° наиболее интенсивна (связана с переходом метакаолинита в (Al,Si)-шпинель); в интервале от 940 до 1050° усадка незначительна [239].

Изменение удельного веса и усадки каолинита из Глуховского месторождения УССР при обжиге в интервале от 20 до 1600° [151]:

Температура,	20	600	800	1000	1200	1400	1600
Уд. в.	2,604	2,500	2,560	2,670	2,708	—	—
Усадка линейная, %	—	1,13	3,23	7,86	13,36	12,48	9,60

Предложенный ранее [240] метод определения присутствия примеси диккита (в количестве >5%) в каолините, основанный на эффекте расширения, присутствующего будто бы только диккиту, оказался несостоятельным [241]. При определенных условиях каолинит тоже может вспучиваться. При этом чем меньше размер его кристаллов, тем с большей скоростью необходимо вести нагревание, чтобы получить эффект вспучивания [240].

Например, эффект вспучивания отмечался по термо-dilatометрическим кривым нагревания (в интервале 580—620°) у кристаллов хорошо упорядоченного каолинита (размером около 5 мкм) из сидеритовых конкреций в сланцах пенсильванской угленосной формации Брэзил, округ Клей, шт. Индиана, и у кристаллов каолинита из жеед в Кеокук, шт. Айова [242]. При дегидратации под пучком электронов в электронном микроскопе наблюдалось [241] вспучивание (в 1,3 раза) «вермикулитовых кристаллов» каолинита размером 5×5×2 мкм, представляющих собой послонную псевдоморфозу каолинита по мусковиту [243]. Имело место частичное вспучивание каолинита, прокаленного в атмосфере гелия в течение 0,2—2,0 с (включая время нагрева и охлаждения), о чем свидетельствуют обнаруженные под электронным микроскопом шарообразные поры, возникшие под давлением паров, образовавшихся при дегидратации, но не успевших диффундировать наружу [244].

**Наход.** Весьма широко распространенный гипергенный и низкотемпературный гидротермальный минерал. Является порообразующим минералом первичных (залегающих *in situ*) каолинов, вторичных (переотложенных) каолинов, а также ряда терригенных осадочных пород: огнеупорных и тугоплавких глин, каолинсодержащих песков и песчаников, глин и аргиллитов угленосных толщ. В качестве более или менее значительной примеси встречается

в составе многих континентальных осадочных пород: аргиллитов, алевролитов, песчаников, полиминеральных глин, лёссов, почв. Менее распространен в морских терригенных отложениях, где всегда является привнесенным с суши или переотложенным из более древних пород. Широко распространен в элювиальных образованиях (корах выветривания) различного возраста от докембрийских до современных, сформировавшихся на различных алюмосиликатных породах. Является основным минералом, образующимся при выветривании самых различных глиноземсодержащих минералов: полевых шпатов, фельдшпатов, цеолитов, слюд, хлоритов и др.; в хемогенном элювии образует псевдоморфозы по этим минералам, часто вместе с галлуазитом.

Широко распространен в продуктах низко- и среднетемпературного гидротермального изменения различных кислых и средних эффузивных и интрузивных пород: во вторичных кварцитах, фарфоровых камнях, аргиллизитах, каолинит-диаспор-пиррофиллит-мусковитовых породах, агальматолитах различного состава (чисто каолинитовых, каолинит-диккитовых, каолинит-пиррофиллитовых и т. п.). В качестве жильного минерала и минерала околорудно-измененных пород обычен во многих близповерхностных месторождениях флюорита, барита, меди, свинца, цинка, урана, ртути и т. д.; обычно является одним из поздних жильных минералов; иногда встречается с диккитом и накритом.

Наиболее крупные скопления почти мономинерального чистого каолинита сосредоточены в древних элювиальных образованиях — корах выветривания кислых лейкократовых интрузивных, эффузивных и метаморфических пород и в продуктах их ближнего переотложения — в различных континентальных осадочных породах: каолинсодержащих аркозовых песках и песчаниках, вторичных каолинах, огнеупорных глинах и других каолинолитах — породах, на 50% и более состоящих из каолиновых минералов.

Ниже приведено описание каолиновых месторождений по регионам.

В СССР большая часть месторождений элювиальных каолинов или каолинов коры выветривания связана с реликтами глобальной раннемезозойской (доюрской) коры выветривания, сохранившейся в ряде районов Украины, Урала, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири [245—248].

Крупнейшим районом развития первичных каолинов в СССР является Украина, где известно свыше 1000 месторождений и проявлений каолинов, связанных с реликтами мезозойской коры выветривания докембрийских пород, сохранившихся в тектонических депрессиях и понижениях древнего рельефа [23, 249—255]. В пределах Украинской каолиноносной провинции выделяются четыре субпровинции, соответствующие блокам Украинского кристаллического массива: Северо-Западная, Центральная, Приднепровская, Приазовская.

Каолины Северо-Западной субпровинции образовались за счет гранитоидных пород типа чудново-бердичевских гранитов и гранат-кордиеритовых гнейсов; от каолинов Приднепровья и Приазовья они отличаются повышенным содержанием  $TiO_2$ . В этой провинции известно около 60 месторождений каолинов, из которых добывается большая часть элювиальных каолинов Украины. Важнейшими районами с элювиальными каолинами являются: Майдан-Вильско-Дубровский район — север Хмельницкой и юго-запад Житомирской областей и Турбовско-Глуховецкий на северо-востоке Винницкой области. Самые крупные месторождения Майдан-Вильско-Дубровского района — Дубровицкое и Майдан-Вильское, их каолины используются для производства изделий тонкой керамики и огнеупоров. В Турбовско-Глуховецком районе наиболее крупными являются Глуховецкое и Велико-Гадоминецкое месторождения. Мощность первичных каолинов на Велико-Гадоминецком месторождении достигает 90 м (в среднем 20—30 м). Оба месторождения приурочены к одной зоне разлома. Каолины Глуховецкого месторождения широко используются в различных отраслях промышленности, главным образом в бумажной. Хим. состав обогащенного каолина Глуховецкого месторождения (%):  $SiO_2$  — 45,9—49,3;  $Al_2O_3$  — 35,0—39,3;  $Fe_2O_3$  — от сл. до 4,6;  $TiO_2$  — 0,1—4,7;  $CaO$  — от сл. до 0,9;  $MgO$  — от 0 до 1,2;  $K_2O$  — от сл. до 0,7;  $Na_2O$  — от 0 до 0,3; п. п. — 12,8—13,8 [252, 256—259].

В Центральной субпровинции породы кристаллического цоколя Украинского щита перекрыты мощной толщей третичных отложений. Здесь известно 30 месторождений элювиальных каолинов и семь месторождений переотложенных каолинов. Наиболее крупным из месторождений элювиальных каолинов является Каменское, приуроченное к коре выветривания монцитов и лабрадоритов Новомиргородского массива основных пород. Каолины имеют мощность до 40 м (в среднем 5—7 м), характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  (до 8%),  $Fe_2O_3$  (до 15—18%) и  $Al_2O_3$  (до 45%, частью в виде гиббсита). В толще угленосных третичных отложений, перекрывающих кору выветривания кристаллических пород Украинского щита, в пределах Центральной субпровинции имеется ряд осадочных месторождений каолинов: Новоселицкое, Звенигородское, Писчиковское, Рожановское и др. Из них наиболее крупным является Новоселицкое в Звенигородском районе Черкасской обл. Переотложенные каолины образуют два пласта в бучакской свите эоцена: нижний (подугольный) мощностью до 24 м и верхний (надугольный) небольшой мощности. Каолины отличаются высоким содержанием глинозема (примесь гиббсита) и титана. Хим. состав каолинов (%):  $SiO_2$  — 25,2—71,6;  $Al_2O_3$  +  $TiO_2$  — 36,8—70,1;  $Fe_2O_3$  — 0,2—7,63;  $CaO$  — 0,03—0,14;  $MgO$  — 0,06—0,28;  $K_2O$  +  $Na_2O$  — 0,07—0,40; п. п. — 13,26—25,4. Каолины добываются для нужд огнеупорной промышленности [260].

В Приднепровской субпровинции известно 28 месторождений элювиальных и девять месторождений осадочных каолинов. Наиболее крупными месторождениями элювиальных каолинов здесь являются Синельниковское, Присяновское и Беляевское. На Присяновском месторождении мощность каолинов составляет до 65 м (в среднем 18—25 м). Каолины перекрыты толщей сарматских песчано-глинистых отложений и четвертичных суглинков мощностью от нескольких метров до 40—42 м. Исходными породами для образования залежей элювиального каолина послужили граниты, мигматиты, плагиограниты, альбититы, гнейсы и другие докембрийские породы. Хим. состав обогащенного каолина (%):  $SiO_2$  — 46,56—47,43;  $Fe_2O_3$  — 0,42—0,95;  $Al_2O_3$  — 37,27—38,35;  $TiO_2$  — 0,43—0,78;  $CaO$  — 0,05—0,13;  $K_2O$  — 0,40—0,75;  $Na_2O$  — 0,05—0,13;  $SO_3$  — 0,12—0,07; п. п. — 12,71—13,27. Каолины Присяновского месторождения после обогащения используются в бумажной, тонкокерамической и других отраслях промышленности [261—264]. Беляевское месторождение расположено в Запорожской обл. и приурочено к коре выветривания светлых грейзенизированных гранитов. Мощность каолинов достигает 54 м (в среднем 15—18 м). Мощность покровных отложений 15—40 м. Каолины отличаются низким содержанием окислов железа и по качеству не уступают каолинам Корнуэлла (Великобритания) и Седлеца (Чехословакия). Содержание каолина в сырце от 50 до 70%. Хим. состав обогащенного каолина (%):  $SiO_2$  — 48,7;  $TiO_2$  — 0,18;  $Al_2O_3$  — 37,06;  $Fe_2O_3$  — 0,58;  $CaO$  — 0,50;  $K_2O$  — 0,06 (среднее из 274 анализов) [265, 266].

В Приазовской субпровинции известно 10 каолиновых месторождений, из которых четыре месторождения элювиальных каолинов, и шесть — переотложенных. Элювиальные каолины образовались по гнейсам, грейзенизированным гранитам, нефелиновым сиенитам, мигматитам и другим докембрийским породам. Самые крупные месторождения элювиальных каолинов — Белая Балка (Богородицкое) и Екатериновское. Месторождение Белая Балка расположено близ ст. Волноваха. Мощность каолинов достигает 47 м (средняя 19 м), содержание каолина в сырце 52—55%. Хим. состав обогащенных каолинов (%):  $SiO_2$  — 46,9—47,1;  $Al_2O_3$  — 35,3—39,8;  $TiO_2$  — 0,33—3,14;  $Fe_2O_3$  — 0,1—1,68;  $CaO$  — 0,9—3,2; п. п. — 13,3—13,6. Каолины перекрыты неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью от 0,5 до 20 м. Месторождение находится в крупной зоне тектонических нарушений. Екатериновское месторождение расположено в Володарском районе Донецкой обл. в той же тектонической зоне, что и месторождение Белая Балка. Мощность каолинов до 25 м. Каолин-сырец состоит из каолинита (22%), кварца (39,9%) и микроклина (38,8%). Каолины образовались по грейзенизированным гранитам.

Хим. состав первичного каолина (%):  $\text{SiO}_2$  — 75,72;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,2;  $\text{TiO}_2$  — 0,1;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,23;  $\text{CaO}$  — 0,47;  $\text{MgO}$  — 0,44;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,50;  $\text{K}_2\text{O}$  — 5,47; п. п. — 3,06. Наиболее известными месторождениями вгоричных каолинов Приазовской субпровинции являются Положское и Владимирское, приуроченные к полтавской свите неогена. Каолины вместе с огнеупорными глинами образуют единую залежь. На участках, удаленных от выходов выветрелых кристаллических пород, преобладают огнеупорные глины, на небольших удалениях — вторичные каолины. Мощность этих каолинов — около 15—20 м. Состав каолинов Положского и Владимирского месторождений почти одинаков. Хим. состав вторичных каолинов Владимирского месторождения (%):  $\text{SiO}_2$  — 56—58;  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  — 19—40 (ср. 38);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,43—1,15 (ср. 1,0);  $\text{CaO}$  — 0,01—0,02 (ср. 0,20);  $\text{MgO}$  — 0,07—0,28 (ср. 0,12);  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  — 0,01—0,47 (ср. 0,20);  $\text{SO}_3$  — 0,04—0,28 (ср. 1,12); п. п. — 9—13. Каолины двух этих месторождений используются в основном в огнеупорной и частично в бумажной и тонкокерамической промышленности [252, 267]. Непромышленные месторождения и проявления первичных каолинов имеются на территории Белоруссии и Кольского полуострова [268, 269]. Вдоль восточного склона Урала и Мугоджар на протяжении свыше 1000 км известно более 100 месторождений и проявлений элювиальных каолинов, из которых эксплуатируются только два уральских месторождения — Кыштымское и Еленинское [245, 270].

В Северном Казахстане обнаружено свыше 30 месторождений и проявлений элювиальных каолинов [271—273]. Наиболее крупное из них — Алексеевское месторождение (северо-западнее Кокчетав). Материнскими породами каолинов являются плагиограниты и кварцевые диориты (каолины по гранитам, более высококачественные, чем каолины по диоритам). Мощность коры выветривания на месторождении превышает 80 м, мощность каолинов от 19,5 до 65,3 м. Выход каолина из сырца составляет в среднем 55% (от 33 до 97,8%). Средний хим. состав обогащенных каолинов (%):  $\text{SiO}_2$  — 47,11;  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  — 37,98;  $\text{TiO}_2$  — 0,58;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,51;  $\text{CaO}$  — 0,38;  $\text{MgO}$  — 0,37;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,08;  $\text{K}_2\text{O}$  — 1,28;  $\text{SO}_3$  — 0,03; п. п. — 12,10. Обогащенный каолин содержит около 4,5% кварца, отличается низкой концентрацией окиси железа и титана и высокой белизной. В значительной части каолины Алексеевского месторождения удовлетворяют требованиям высшего и первого сорта для бумажной и тонкокерамической промышленности [274—276].

Наиболее крупное каолиновое месторождение Средней Азии — Ангренское (к юго-востоку от Ташкента). На месторождении развиты элювиальные каолины мощностью от 10 до 108 м, образовавшиеся в результате выветривания палеозойских кварцевых и кварц-анортозитовых порфиров, порфиритов и порфировых туфов. Продукты переотложения элювиальных каолинов входят в состав перекрывающей их юрской угленосной толщи мощностью до 180 м. В надугольной толще переотложенные каолины слагают две залежи: серых каолинов мощностью около 30 м в кровле угольного пласта и пестроцветных каолинов мощностью 20 м среди вышележащих юрских пород. Элювиальные и переотложенные каолины содержат сидерит и пирит, легко удаляемые при обогащении. В элювиальных и особенно переотложенных каолинах присутствует тонкодисперсный кварц, трудно удаляемый при обогащении (содержание кварца в переотложенных каолинах достигает 46,6%). Средний хим. состав переотложенных каолинов после их обогащения (%):  $\text{SiO}_2$  — 67,92;  $\text{TiO}_2$  — 0,37;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 20,7;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,14;  $\text{CaO}$  — 0,33;  $\text{MgO}$  — 0,67;  $\text{SO}_3$  — 0,62;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,81; п. п. — 7,98. Переотложенные обогащенные каолины могут быть использованы для производства фарфора, огнеупорных изделий, серноокислого алюминия и глинозема. Элювиальные каолины после обогащения пригодны для производства бумаги, электрокерамики, тонкой керамики, огнеупоров [277—284].

На территории Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока крупных промышленных месторождений каолинов не обнаружено. В мезозойских и кайнозойских отложениях этих районов широко развиты пески, содержащие до 20—30% каолинита [285]. Наиболее крупные месторождения таких песков



известны в Западной Сибири: Туганское месторождение эоценового возраста в 30 км к северо-востоку от Томска [286], Кампановское среднеюрского возраста в Красноярском крае в Восточной Сибири [287], Чалганское неогенового возраста в Амурской области [288, 289]. Небольшие месторождения и проявления первичных каолинов известны в Приморье [290—292].

В Центральной и Западной Европе известны многочисленные месторождения первичных каолинов, возраст которых в различных частях этого обширного региона оценивается по-разному — от нижнемезозойского по поздне-третичного [293—297].

В ГДР элювиальные каолины развиты на северной окраине Чешского массива [295]. Крупнейшее месторождение первичных каолинов ГДР — Каминнау — расположено севернее г. Бауцена. Каолины образовались по гранодиоритам, их мощность достигает 35 м [298, 299]. В районе Кемлица в Северо-Западной Саксонии известно 15 месторождений элювиальных каолинов, из которых разрабатываются месторождения Фриден, Глюккауф и Грёппендорф. Залежи каолинов имеют мощность от 10 до 40 м, каолины образованы по кварцевым порфирам, игнимбрикам, пехштейнам [300]. В районе Мейсена месторождения первичных каолинов развиты на кварцевых порфирах (Зайлиц), биотитовых гранитах (Оккрилла), сиенит-диоритах (Радебург). Каолины месторождения Зайлиц используются в производстве фарфора [301]. В Рудных горах находятся небольшие месторождения каолинов, большая часть которых уже выработана [302]. Вторичные каолины и каолиновые глины известны в третичных угленосных отложениях у Берцдорфа [303], севернее Бауцена [304], в районе Лейпцига [305].

В Польше в Нижней Силезии известны небольшие месторождения элювиальных и переотложенных каолинов, приуроченные к северной окраине Чешского массива. Элювиальные каолины, образовавшиеся по гранитам Стегомского массива, находятся в районе Болеслава и Вишоновичей, переотложенные каолины (каолинсодержащие песчаники) верхнемелового возраста — в районах Олдржихова и Червонной Воды [306—308].

В Чехословакии (в Западной Чехии) расположены всемирно известные месторождения высококачественных элювиальных каолинов района Карловых Вар [309], образовавшихся при выветривании грейзенизированных гранитов [310], а также элювиальные каолины районов Пльзенья и Подборани, возникшие в результате каолинизации карбоновых песчаников [311]. В Южной Моравии, в районе Зноймо, имеются месторождения элювиальных каолинов по гранитоидам, ортогнейсам и филлитам [312].

В Австрии элювиальные каолины на гранитах развиты в южной части Чешского массива. Наиболее крупное месторождение Маллерсбах расположено в 100 км к северо-западу от Вены. Здесь известны также месторождения Граметтен, Гмюнд, Кирхбаум, Вайнцирль и Круммнуссбаум, образовавшиеся при выветривании гранитов и составляющие единую провинцию с месторождениями района Зноймо в Чехословакии. Мощность каолинов достигает 40 м [313—315].

В ФРГ элювиальные каолины, образовавшиеся за счет выветривания гранитов (месторождение Тиршенройт) и аркозовых песчаников триаса в районе Гиршау—Шнайттенбах, также являются продолжением области каолинизации пород Чешского массива [316—318].

В Болгарии имеются небольшие месторождения каолинов (каолинсодержащих песков), выполняющих карстовые полости в нижнемеловых известняках [319]. В Дании известно месторождение элювиальных каолинов на острове Борнхольм. Каолины мощностью до 30 м образовались за счет докембрийских гранодиоритов и перекрываются толщей нижнемеловых отложений [320]. Небольшие месторождения элювиальных каолинов имеются в южной части Швеции, в провинции и Скания [321]. Крупные месторождения элювиальных каолинов, образовавшихся в результате выветривания двуслюдяных гранитов, гранито-гнейсов и кварцевых диоритов Армориканского массива, известны во Франции в Бретани (месторождения Племер, Племе, Кеса и др.) и в Централь-

ном Французском массиве [322—326]. Некоторыми исследователями они считались гидротермальными [322—324].

В Юго-Западной Англии (в Корнуэлле и Девоншире) расположены крупные всемирно известные месторождения элювиальных каолинов, образовавшихся по турмалинизированным и грейзенизированным герцинским гранитам, содержащим минералы олова и вольфрама. До недавнего времени эти каолины рассматривались как гидротермальные [327]. Глубина каолинизации на одном из этих месторождений (Сент-Остелл) достигает местами 250 м (т. е. на 30 м ниже уровня моря); каолины образовались по грейзенизированным, обогащенным литиевой слюдой гранитам и отличаются высоким качеством [328, 329].

В Испании элювиальные каолины известны в Галисии и в Центральной Кордильере. Они были образованы при выветривании кислых изверженных и метаморфических пород докембрийских и кембрийских толщ [330, 331]. Небольшие элювиальные месторождения имеются в провинциях Севилья (месторождение Казалья-де-ла-Сьерра, каолины по герцинским сиенитам), Уэльва (месторождение Альмонастер-де-Реаль, каолины по диоритам), Кордова (месторождение Конкиста, каолины по гранитам) [332—336]. Кроме элювиальных каолинов, в Испании имеется значительное число гидротермальных каолиновых месторождений альпийского возраста в провинциях Корунья, Луго, Толедо, Саламанка и Сеговия. Эти месторождения имеют большее экономическое значение, чем элювиальные каолины. Наиболее крупное месторождение гидротермальных каолинов Лаге находится в провинции Корунья. Каолин этого месторождения состоит из мелких частиц и используется после обогащения в бумажной и керамической промышленности. Отмученный каолин содержит (%):  $\text{SiO}_2$  — 46,41;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 38,76;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,47. В провинции Луго в Сумоасе добываются гидротермальные высококачественные каолины для бумажной промышленности [337].

В Италии имеются месторождения гидротермальных каолинов в провинциях Тоскана, Лацио, Кампания, на островах Сицилия и Сардиния. Каолины, кроме каолинита, содержат диккит и галлуазит, которые часто преобладают над каолинитом. Наиболее значительные месторождения гидротермальных каолинов находятся на о-ве Сардиния; в основном они образовались за счет кислых третичных эффузивных пород. В месторождении Ласони каолинит слагает цемент кварцевых мезозойских конгломератов. В пров. Лацио к северу от Рима расположены месторождения гидротермальных каолинов Толфа, Сугерето-Сассо ди Фурбара и Фассо Эри [338, 339].

В Югославии в окрестностях Буяновца и Карачево находятся месторождения элювиальных каолинов, образовавшихся по герцинским гранодиоритам. Мощность каолинов достигает 80 м. Каолины отличаются довольно высоким содержанием окислов железа. Месторождения гидротермальных каолинов в Югославии представлены жилами и линзами мощностью от 0,5 до 25 м. Наиболее крупное из них — Гратуназ — образовалось за счет неогенового дацита. Каолин образует жилы и блоки мощностью 30—120 м, содержит слабо измененный санидин [340—342].

В Венгрии месторождения гидротермальных каолинов находятся в Токайских горах, приурочены к тортон-сарматским риолитам. Наиболее известны месторождения Бодрогсеги, Мад-Киралихеги, Ратка-Мад, Вегардо; некоторые каолины отличаются высоким содержанием алунита. Вместе с каолинитом или обособлено от него наблюдается диккит [343—345]. Для получения каолина в Венгрии используются также эоценовые каолинсодержащие пески месторождения Шаришп, образовавшиеся, вероятно, в результате переотложения материала коры выветривания гранитов [346].

В Греции месторождения гидротермальных каолинов находятся на о-ве Лесбос, они сформировались за счет дацитов, латитов, туфов. Главные месторождения: Магарос-Аргенос, Аспрес-Петрес, Штипси и Мезотопос. Каолины, кроме каолинита, содержат также монтмориллонит, алунит, мусковит, ярозит, кристобалит, марказит и другие минералы [346].

В Турции имеются многочисленные проявления и месторождения гидротер-

мальных каолинов, связанные с месторождениями пирита, флюорита, руд ртути, сурьмы, свинца, цинка. На отдельных месторождениях мощность каолинов достигает 50—100 м. Большая часть каолинов связана с неогеновыми пгнимбритами и туфами [347—349].

В Иране известны небольшие месторождения гидротермальных каолинов Зоноус и Исисо в северо-западной части страны, образовавшиеся за счет риолитов [350]. В Пакистане, в провинции Синд, первичные элювиальные каолины образовались по щелочным гранитам [351].

В Шри-Ланке имеются небольшие месторождения элювиальных каолинов — продуктов выветривания гранитных пород и пегматитов [352]. На Филиппинах известны небольшие месторождения гидротермальных каолинов, образовавшиеся при изменении поздне-третичных и четвертичных пирокластических и лавовых пород, а также месторождения элювиальных каолинов по вулканическим породам (месторождение Букиндон) [353].

В Японии имеются небольшие месторождения первичных элювиальных каолинов, развитых по гранитоидным породам, пегматитам и четвертичным пеплам (месторождение Ина), а также месторождения осадочных и гидротермальных каолинов. Осадочные каолины приурочены к миоценовым и пост-миоценовым терригенным отложениям и сформировались за счет переотложения каолинов коры выветривания гранитоидных пород. Наиболее крупными являются месторождения Сето, Санаге и Фудзюка в преф. Айти и месторождения Таджими, Токи, Мицунами в преф. Гифу [354, 355]. Кроме того, в Японии известно большое число месторождений и проявлений гидротермальных каолинов и каолинсодержащих пород, образовавшихся при изменении меловых, третичных и четвертичных вулканических пород [148]. Большинство этих месторождений за исключением Итайя и Гото небольшие по запасам [356—359]. Месторождение Итайя в преф. Ямагата является крупнейшим в Японии месторождением каолинов, используемых в бумажной промышленности. Каолин этого месторождения образовался при гидротермальной переработке андезитов и пирокластов миоцена и плиоцена в связи с плейстоценовой вулканической деятельностью. Центральная часть месторождения сложена каолинит-алунит-кварцевыми породами, которые к периферии залежи сменяются каолинит-кварцевыми и еще далее — серицит-каолинит-кварцевыми породами. Каолиновая залежь имеет размеры 350 .300 м и прослежена на глубину свыше 100 м [354, 358—360]. Относительно крупными месторождениями гидротермальных каолинов, разрабатываемыми для получения обогащенного каолина, являются Отоге в преф. Ямагата и Хираки в преф. Хиого [359].

Примеры других месторождений Японии в измененных в связи с вулканической деятельностью породах: Сета - - на о-ве Хоккайдо [361], Угусу в преф. Сидзуока [362—364], Верри в преф. Оита [365], Ибусуки в преф. Кагосима [366].

Каолинит развит также в современной геотермальной области Оита в преф. Оита, где он найден в ассоциации с кварцем, кристобалитом и алунитом [367]. Кроме собственно каолиновых гидротермальных месторождений, в Японии широко разрабатываются месторождения гидротермально-измененных пород, пригодных для получения изделий тонкой керамики. Каолинит является важной составной частью фарфоровых камней типа росеки и тосеки.

Под названием «росеки» понимают плотные породы восковидного облика различного минерального состава с небольшой примесью кварца или без него. Эти породы могут быть почти мономинеральными и состоять лишь из одного минерала: каолинита, диакрита, пирофиллита, серицита или содержать несколько этих минералов. Название «росеки», вероятно, почти полностью соответствует названию «агальматолит», широко используемому в советской литературе.

Под названием «тосеки» понимаются плотные мелкозернистые породы различного минерального состава (обычно с преобладанием серицита или каолинита), содержащие значительное количество кварца [148, 358, 359].

Из добываемых фарфоровых камней типа росеки около 60% приходится на долю месторождений юго-западной части Японии, образовавшихся по кислым верхнемеловым эффузивным породам [358].

В месторождениях фарфоровых камней типа росеки каолинит является важным компонентом. В районе Митсуиши (преф. Скаяма) — крупнейшем в Японии по добыче фарфоровых камней этого типа — каолинит встречается в тесной ассоциации с пиррофиллитом и иногда с диаспором в виде массивных тел или жил среди фарфоровых камней пиррофиллит-кварцевого состава [368—372]. В некоторых месторождениях росеки преобладает каолинит, а пиррофиллит является второстепенным компонентом или отсутствует. Пример — месторождения Хираки и Эбара в преф. Хиого [372—374].

Хорошо известные месторождения тосеки встречаются на островах Амакуса в преф. Кумамото, где эта порода образовалась по риолитам, слагающим дайки. В одном из месторождений фарфоровых камней типа тосеки на островах Амакуса выявлена следующая зональность: карбонатная зона (ядро дайки) — глинистая зона — слабо измененная зона [375—377]. Месторождения фарфорового камня типа тосеки известны также близ Ицухаха на островах Цусима, преф. Нагасаки, в осветленных кварцевых порфирах; тосеки сложена каолинитом. В трещинах фарфоровых камней этих месторождений обильны галлуазит и кварц [378].

На серных вулканогенных месторождениях Японии в северо-восточных частях островов Хонсю и Хоккайдо (рудники Матсуо в преф. Ивате, Зао в преф. Ямагата, Абута в преф. Хоккайдо) рудные зоны сложены сульфидами железа и самородной серой и окружены зонами измененных пород с каолинитом. Эти зоны сменяются в такой последовательности: зона окремнения или опализации (внутренняя), алунитовая зона, каолиновая зона, смектитовая зона (внешняя). Каолиновая зона состоит из каолинита и галлуазита в ассоциации с опалом [379—381]. Общая мощность всех зон достигает нескольких десятков метров. Каолинит в ряде месторождений Японии содержится также в измененных породах, связанных с рудной минерализацией. На рудниках Касуга и Акеши в преф. Кагосима штокверковые и вкрапленные руды с золотом характерны для зоны окремнения, которая окружена диккитовой, переходящей в каолинитовую [382—384]. На руднике Кампаки в преф. Тотиги после образования золото-кварцевых жил в риолите проявилась интенсивная каолинизация: сильно каолинизированные породы (каолиновая глина) сложены главным образом каолинитом в ассоциации с небольшим количеством галлуазита, алунита и других минералов [385, 386].

Каолинизацией боковых пород сопровождаются гематитовые месторождения Акатани в преф. Ниигата [387]. Обычна каолинизация боковых пород Cu-Pb-Zn-жил рудника Микава близ Акатани; каолинит находится вместе с мусковитом и сидеритом [388]; в самих жилах каолинит и сидерит выполняют интерстиции и образуют жилки в сульфидно-кварцевых агрегатах [388, 389]. Каолинит установлен в жилах золото-серебряного месторождения Кономан на о-ве Хоккайдо, медного месторождения Кавагучи в преф. Агита [147], золото-медного месторождения Исобе-Койяма в преф. Ямагата [390], в свинцово-цинковых рудах месторождения Тойо-ха на о-ве Хоккайдо [391]. В измененных породах, связанных с месторождениями типа куроко, каолинит (часто в ассоциации с пиритом) известен на рудниках Ханаока (преф. Агита), Камикита, Аомори (преф. Аомори) и др. [146, 392—396].

Каолинит известен также в некоторых ртутных месторождениях Японии, например Ямато (преф. Нара) [397] и Руйюшоден на о-ве Хоккайдо [398].

В Марокко гидротермальные каолины в ассоциации с пиррофиллитом и алунином известны в докембрийских отложениях центральной части Высокого Атласа [399, 400]. На северном побережье Туниса в олигоценовых отложениях имеются небольшие месторождения осадочных каолинов [401]. В Египте осадочные каолины, образующие линзовидные залежи в верхнемеловых пубийских песчаниках, обнаружены в районе Вади Калабша [402].

В Танзании имеются месторождения элювиальных каолинов, сформировавшихся за счет выветривания лейкократового габбро. Месторождение Чимала расположено к северу от оз. Ньяса, образовалось в результате выветривания лейкократового габбро. В обогащенном каолине содержание  $TiO_2$  не превыша-

ет 0,2%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,90—1,30 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 34 до 38%. Месторождение Луана находится к востоку от оз. Ньяса в рифтовой долине р. Луана. Каолины развиты по анортозитовому габбро с ~10% темноцветных минералов. Из месторождений вторичных каолинов Танзании следует указать Пугу Хиллз (к западу от Дар-Эс-Салама). Месторождение представлено мощной (до 865 м) толщей миоценовых косослоистых дельтовых песчаников, сцементированных переотложенным каолинитом, образовавшимся первоначально в коре выветривания докембрийских гранитных пород. Содержание каолинита в рыхлых песчаниках составляет 25—30%, фракция меньше 5 мкм (стандарт для каолинов, используемых в качестве наполнителя бумаги) обычно ниже 20%. Каолины отличаются повышенным количеством железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,8—1,5%) и титана ( $\text{TiO}_2$  — 0,6—0,9%), что делает применение их в тонкой керамике ограниченным. Каолины месторождения могут быть использованы в качестве наполнителей резин, пластмасс и в огнеупорной промышленности. По генетическому типу и масштабам каолины месторождения Пугу Хиллз сопоставимы с вторичными меловыми и третичными каолинами штатов Джорджия и Южная Каролина в США [403, 404].

В Малави известны элювиальные каолины по анортозитам [405]. В Свазиленде имеются небольшие проявления элювиальных (первичных) каолинов по основным породам, слагающим протяженные дайки; каолинизация прослежена до глубины около 80 м [406].

В ЮАР находятся многочисленные месторождения элювиальных каолинов по архейским и протерозойским гранитам, девонским и карбоновым сланцам [407, 408].

В Канаде промышленных месторождений каолинов нет, известны только два небольших проявления каолинсодержащих третичных песков [409].

В США в штатах Джорджия и Южная Каролина находятся крупнейшие в мире месторождения вторичных каолинов, приуроченных к верхнемеловым и нижнетретичным отложениям. Область распространения этих месторождений протягивается от центральной части шт. Джорджия на 250 км в шт. Южная Каролина. Источником каолинсодержащих осадков служили каолиновые коры выветривания районов развития докембрийских и нижнепалеозойских изверженных пород [409—411]. Кроме того, в США разрабатываются осадочные каолиновые глины и каолинсодержащие пески: эоценового возраста — у Андерсонвилла, шт. Джорджия [412], в окрестностях Юфола, шт. Алабама [413], близ Боксайт, шт. Арканзас [414], недалеко от Косси, шт. Техас [415], в окрестностях Айон, шт. Калифорния [416]; верхнемелового возраста — близ Хаклибурга, шт. Алабама [417]; плиоцен-плейстоценового возраста — в шт. Флорида [418]; миоценового возраста — близ Спокан, шт. Вашингтон [419], в округе Лейта, шт. Айдахо [420]. Элювиальные каолины в США добываются на месторождениях близ Спрус-Пайн, шт. Северная Каролина, где они образовались по гранитам и пегматитам [421]. В долине Литл-Антилоп Валли, шт. Калифорния, разрабатывается месторождение гидротермальных каолинов, которые используются главным образом в качестве наполнителей [422]. Первичные каолины близ Маунт Холли, шт. Пенсильвания, элювиальные и гидротермальные, используются в керамике и как наполнитель [423].

В Мексике многочисленны гидротермальные месторождения каолинов, образовавшиеся в результате изменения третичных риолитовых пород. В каолинах, кроме каолинита, содержатся также диккит, галлуазит, алунит, гипс, мусковит, кварц, цеолиты, самородная сера и другие минералы. Наиболее крупный район добычи каолинов находится около ст. Апулько близ границы штатов Веракрус и Идальго. Каолины высокого качества (белизна их свыше 90%). Другие районы добычи каолинов: Сьюдад Идальго (шт. Мичоакан), Комонфорт (шт. Гуанахуато), Икуала (шт. Герреро), а также месторождения штатов Керетаро, Гвадалахара, Сан-Луис-Потоси, Сакатекас, Халиско [409, 424, 425]. Гидротермальные каолины по риолитам содержат значительную примесь галлуазита [426]. Известны также гидротермальные каолины по роговообманково-хлоритовым сланцам [427].

На Кубе промышленные месторождения элювиальных и гидротермальных каолинов известны на о-ве Хувентуд (Пинос) и провинциях Камагуэй и Ольгин. Наиболее крупные месторождения находятся на о-ве Хувентуд; они приурочены к коре выветривания глинисто-сланцевых метаморфизованных и смятых в складки пород юрской свиты Сан-Каэтано. На крупнейшем месторождении Рио-дель-Кайехон, расположенном к югу от г. Нуэва-Херона, мощность каолинов составляет от нескольких метров до 75 м (в среднем 20—25 м). Лучшие каолины образовались по кварц-серицитовым и серицитовым сланцам; по графитовым и серицит-графитовым сланцам развиты каолины серого и темно-серого цвета. Выход каолина из сырья при обогащении составляет 45—53%. Каолин содержит примесь тонкодисперсного кварца, после обогащения используется в тонкой керамике, бумажной промышленности. Остальные месторождения о-ва Хувентуд аналогичны месторождению Санта-Барбара. Каолины месторождения Думаньеткос в пров. Ольгин и месторождение Понте-суэло (в 25 км севернее г. Камагуэй) гидротермальные, образовавшиеся по мезозойским кислым эффузивам; они невысокого качества, используются для производства огнеупоров [428, 429]. В южной части пров. Лас-Вильяс, близ г. Сьенфуэгос, имеются месторождения каолиновых глин в карстовых полостях палеогеновых и маастрихтских известняков и мергелей; глины являются остаточными, возникшими в результате накопления нерастворимого остатка мергелей и известняков [430].

Небольшие проявления элювиальных и осадочных каолинов известны в Венесуэле и Колумбии [431, 432]. В Чили имеются гидротермальные каолины, состоящие из каолинита, кварца, алунита и пиррофиллита, а также осадочные каолины [433]. В Бразилии большие количества каолина содержатся в элювиальных и осадочных месторождениях [434]. В Аргентине в провинциях Сан-Хуан и Сан-Луис элювиальные каолины образовались по докембрийским гранитноидным породам; в провинциях Рио-Негро и Чубут, помимо элювиальных каолинов, по третичным липаритам и юрским порфиритам развиты, вероятно, гидротермальные каолины, состоящие из каолинита, аллофана, галлузита и алунита. Район нижнего течения р. Чубут в одноименной провинции дает около 70% добычи каолина в Аргентине [435].

В Австралии и Тасмании во всех штатах за исключением Северной Территории многочисленны промышленные месторождения каолина, образовавшиеся при выветривании метаморфических, изверженных и осадочных пород докембрийского и палеозойского возраста [436, 437]. В Западной Австралии в 285 км к северо-востоку от Перта расположено крупное месторождение высококачественных каолинов Габбин, приуроченное к коре выветривания адамеллитовых гранитов (возраст гранитов 2,65—3,2 млрд лет). Мощность залежи каолинов от 30 до 50 м. Сверху она перекрыта песчано-глинистыми отложениями мощностью 2—8 м с железистыми конкрециями, местами сцементированными в плотный латеритный панцирь. На долю каолина, пригодного для мелования бумаги (фракция меньше 2 мкм), приходится 80%, а на долю каолина для наполнения бумаги (более грубая фракция) — 20%. Хим. состав каолинов, используемых для мелования бумаги (%):  $\text{SiO}_2$  — 45,7;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,32;  $\text{TiO}_2$  — 0,41;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 38,0;  $\text{CaO}$  — 0,003;  $\text{MgO}$  — 0,015;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,27;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,045; п.п. — 13,7. Белизна 87,7%. По вязкости каолины отвечают стандартам, а по белизне частью превосходят их. Огнеупорность обогащенных каолинов превышает 1760. Каолин обладает необычно высокой усадкой (до 28%), что затрудняет его использование в производстве тонкой керамики [438, 439].

В Новой Зеландии на о-ве Северный известны гидротермальные каолины, образовавшиеся по плиоцен-плейстоценовым сферолитовым риолитам (каолинит находится в ассоциации с пиррофиллитом, алунитом и пиритом), а также гидротермальные каолины по плиоцен-раннеплейстоценовым дацитам, риодацитам и риолитам, но сложенные преимущественно плотным галлузитом [440]. Каолинит установлен в геотермальной области Вайракей в ассоциации с алунитом и опалом [441].

**Изм.** Каолинит, как и другие минералы каолинитовой группы — диккит,

и накрит, устойчив в области температур ниже  $405^{\circ}$  [159], и в условиях земной поверхности он обычно не изменяется. Изменения каолинита при воздействии на него гидротермальных растворов также не отмечено.

Описано разрушение каолинита силикатными бактериями или продуктами их жизнедеятельности с образованием гиббсита [442]. Замещение каолинита в осадочных породах (вторичных каолинах) гиббситом [443], аморфизация каолинита в древних почвах [444], природная диспергация и распад каолинита [445] не могут считаться достоверно доказанными. Описан корродированный диагенетический каолинит из юрских нефтеносных отложений месторождения Беатрис в Северном море [446], но не доказано, что это именно каолинит, а не диккит или накрит. Сглаженная округлая форма частиц каолинита в порых песчаников, по-видимому, вызвана не растворением, а образованием пленок аморфного кремнезема, что подтверждается его повышенным содержанием в этом каолините. Каолинит может подвергаться разложению только в некоторых специфических условиях, например при воздействии серной кислоты при термальном контактовом метаморфизме, прогрессирующем гидротермальном метаморфизме, при угольных пожарах.

Пермские сухарные каолиновые глины (флинтклей) в Барнинг Маунтин в Новом Южном Уэльсе Австралии превращены в подошве угольного пласта в метакаолин, а в кровле — в муллит, кристобаллит и тридимит [216]. Вероятно, разложение каолинита может происходить и в условиях длительного латеритного выветривания. Генезис многих латеритных бокситов связывается с выветриванием каолинитсодержащих пород, однако разложение именно каолинита при латеритном процессе является дискуссионным.

Экспериментально установлено, что промывание водой с температурой  $65^{\circ}$  в течение длительного времени приводит к частичному разложению каолинита и превращению его в бёмит [447]; что подтверждает возможность разрушения каолинита при сходных геологических процессах.

Каолинит устойчив при  $\text{pH} > 5$  и  $\leq 8$ . В кислой среде (в  $3,6 N \text{HCl}$  при  $105^{\circ}$ ) возможно выщелачивание из каолинита всего Al с сохранением кремнекислородного скелета и формы частиц [448]. Преобладающими продуктами искусственного гидротермального разложения каолинита (как и диккита) в водных растворах при температурах выше  $405^{\circ}$  и давлении от 185 до  $1850 \text{ кг/см}^2$  являются гидральсит и пирофиллит [159], в  $0,3\text{--}0,5 M$  растворах NaCl и KCl и температурах  $400\text{--}500^{\circ}$  (для KCl  $400\text{--}650^{\circ}$ ) при давлении паров воды 1 атм — соответственно парагонит 1M и мусковит 1M [449]; в растворах хлорида магния каолинит превращался в тосудит, хлорит и (Mg, Al)-серпентин в зависимости от концентраций Mg [450]. При  $450^{\circ}$  и давлении 1 кбар в  $5M$  растворах  $\text{FeCl}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$  каолинит переходит в бертьерин [451].

**Искусств.** Каолиновый минерал (каолинит или диккит) был получен при пропускании паров HF через нагретую свищовую трубку с полевым шпатом [452]; при обработке порошка калиевого полевого шпата разбавленной HF при  $225^{\circ}$ , что подтверждено рентгеновскими данными [453]; из смеси гидратов кремнезема и глинозема в отношении  $>1 : 2$  в гидротермальных условиях при 300 атм и  $335^{\circ}$  [454]; при гидротермальном старении гелей  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в присутствии NaOH при  $130\text{--}175^{\circ}$  [455]; из байерита и геля глинозема с гелем  $\text{SiO}_2$  при  $180\text{--}214^{\circ}$  [456]. Каолинит синтезирован из смеси гиббсита и аллофана с аморфным  $\text{SiO}_2$  при  $\text{pH} \approx 3,5$  и  $160\text{--}200^{\circ}$  [457—459]. Отношение Si/Al в исходных продуктах играет важную роль в гидротермальном синтезе. Если это отношение выше 2, каолинит исчезает при  $345^{\circ}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар, если оно меньше 2, то каолинит существует до  $405^{\circ}$ , при более высокой температуре он разлагается согласно уравнению  $2 \text{ каолинит} = \text{пирофиллит} + 2 \text{ бёмит} + 2 \text{H}_2\text{O}$ . Каолинит может быть синтезирован из аморфного исходного материала в дистиллированной воде при  $150^{\circ}$  и давлении 5 бар только при полном отсутствии в системе щелочей [460]. При температурах ниже  $300^{\circ}$  главным фактором синтеза является концентрация компонентов в растворе; она должна быть достаточной для зарождения ядер каолинита и одновременно не создавать слишком большого пересыщения. Предварительная подготовка исходного материала (наличие в твердой фазе Al в шестерной координации) ускоряет реакцию, так как облегчаются эпитаксиальные процессы [461]. Каолинит получен из муско-

вита при 350 и давлении 400 атм в растворах  $AlCl_3$  [462], из клиноптилолита и гейландита в кислых растворах  $AlCl_3$  при 200—250° [463]. Каолинит получен из Н-форм эрионита, морденита, анальцима в 0,1*N* растворах  $HCl$  при 175—230° и давлениях 8,8 и 27,6 атм [464]; из монтмориллонита и искусственного бейделлита при 200° в присутствии  $HCl$  [465, 466]; из палыгорскита в 0,5*N* растворах  $AlCl_3$  при температурах выше 200° [467]; из вермикулита при 150—250° в воде и растворах  $H_2SO_4$  и  $AlCl_3$  [468]; из флогопита при 200° в 0,1*N* растворах  $HCl$  [469]. Водные суспензии огнеупорных глин при 200° дают каолинит и бёмит [470]. Каолинит был получен при 175—300° в кислой среде из монтмориллонита [471] и мусковита [472]; из монтмориллонита при комнатной температуре в течение 3—4 лет [473]; методом старения алюмогелей в присутствии растворенного кремнезема при 43° и  $pH=4,5-5,0$  [474—477]; в нормальных условиях из неорганических сред и в присутствии различных органических соединений: щавелевой кислоты [478], фульвокислот [479, 480], кверцетина [481], раствора ЭДТА [482]; в ацетатных растворах с использованием ионообменных смол в качестве нейтрализующих средств [483, 484]; методом гомогенного осаждения при гидролизе микроклина и адюляра в кислых условиях ( $pH \approx 4$ ) в растворах, содержавших  $Al$  (192 мг/л  $Al$  в виде хлорида или ацетата) и кремнезем (83 мг/л  $SiO_2$  в виде соли натрия) или только  $Al$  (211 мг/л  $Al$ ) [485, 486]; методом осаждения из разбавленных растворов с  $pH=5,0$  при содержании 0,31 моль/л  $Al$  и 20 мг/л  $SiO_2$  [487, 488]; при старении в течение 3 мес. кремнеалюмогидроокисных осадков в кислой среде с  $pH=4,0-5,0$  при комнатной температуре [489, 490]. Показано, что для успешного синтеза каолинита необходимо получение раствора, слабо пересыщенного по отношению к каолиниту, и соблюдение условий, обеспечивающих хороший рост его кристаллов. Неудачи синтеза каолинита связаны главным образом со слишком высокой степенью пересыщения раствора [491].

Каолинит был получен путем старения в течение 1 года разбавленных неорганических растворов с концентрациями  $Al$  9,0 и 5,4 мг/л и соответственно  $SiO_2$  40 и 24 мг/л при комнатной температуре и атмосферном давлении в широком интервале исходных значений  $pH=5,17-8,70$  [492]; диагностика минерала подтверждена методом микродифракции электронов и микросондовым анализом отдельных частиц [492].

**Практ. знач.** Мировая добыча каолинов в 1978 г. составляла 18,2 млн т [493]. Использование каолинита (каолина) в промышленности очень разнообразно и широко; оно определяется различными физико-химическими и физическими свойствами минерала: гидрофильностью, высокой природной дисперсностью, белым цветом в сыром и обожженном состоянии, огнеупорностью и большим содержанием глинозема, пластичностью, химической инертностью, высокими диэлектрическими свойствами в обожженном состоянии и т. д. В промышленности каолин применяется в производстве тонкой керамики, огнеупорных изделий, изоляторов, в качестве наполнителя бумаги (на 1 т бумаги расходуется 250—300 кг каолина), для мелования бумаги, в качестве наполнителя пластмасс, резин (10—12 об. %), мыла, клеев, красок и др. В химической промышленности каолин используется для получения сернистого алюминия, белого цемента, глинозема, ультрамарина, в качестве катализатора (в обожженном виде) ряда химических процессов (крекинга углеводородов и др.), а также в качестве носителя и наполнителя удобрений и инсектицидов, в производстве карандашей, клеенки, парфюмерно-косметической промышленности, в качестве добавок в различные пищевые продукты, в текстильной промышленности при отделке тканей и в ряде других отраслей промышленности [494, 495].

**Отл.** От накрита и диккита каолинит отличается по оптическим свойствам: оптическому знаку и углам угасания  $aNm$ , от серицита и пирофиллита — по меньшему двупреломлению. Каолинит четко отличается от диккита и накрита также по картинам декорирования на электронно-микроскопических препаратах [496]. В отличие от диккита [497, 498] и накрита [499] каолинит при нагревании до температуры дегидроксилизации не образует так называемую 14  $\Delta$ -



фазу. Каолинит отличается от диккита, накрита и галлуазита по порошковым рентгенограммам.

После обработки этиленгликолем и глицерином у каолинита не изменяется исходное значение межплоскостного расстояния базального рефлекса (001) (7,1—7,2 Å) в отличие от метагаллуазита (7 Å) и галлуазита (10 Å), у которых оно изменяется соответственно с 7,2—7,5 до 10,7—10,9 Å и с 10,0 до 10,8—10,9 Å при обработке этиленгликолем и до 11,0—11,2 Å после обработки глицерином. Обработанные ацетатом калия и затем отмытые от него метагаллуазит (7 Å) и галлуазит (10 Å) имеют значение базального отражения 9,8—10,1 Å, а у каолинита оно возвращается к исходному 7,1—7,2 Å [500, 501]. Каолинит рентгеновским методом трудно отличается от хлоритов, так как базальные отражения (001) каолинита и (002) хлоритов имеют близкие значения. Точное определение каолинита может быть проведено только после удаления хлоритов растворением в 1*N* HCl при 75—80° [502, 503] или путем сравнения интенсивностей базальных рефлексов (002) и (004) каолинита и хлорита соответственно при 3,58 и 3,54 Å [504, 505].

**Разнов.** Хром каолинит — chrom-kaolinite (chrom kaolin [sic], chrom kaolin). Впервые под этим названием описан минерал зеленого цвета из никелевых руд месторождения Уракава в преф. Сидзуока (Япония), обнаруженный ранее за гарниерит [506], содержащий 0,41—1,12% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [507]. Обнаружен также в Гейзере, округ Сонома, шт. Калифорния (США) [508, 509]; раньше принимался за хромсодержащий галлуазит — милошит, принадлежность к каолиниту доказана рентгеновским методом [508]. Хим. анализы двух образцов из Гейзера с красноватой и небесно-голубой окраской соответственно (%): SiO<sub>2</sub> — 42,30—41,95; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 38,30—37,85; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,19—1,08; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,39—0,38; MgO — 0,08—0,10; CaO — 0,10—0,09; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 14,10—14,09; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 3,59—3,17; сумма — 100,05—98,71. Найден также в гидротермальном измененных серпентинитах близ Таково в Сербии (Югославия) в ассоциации с хромсодержащими иллитом, тосудитом и галлуазитом [510, 511] и в районе Теслича в Боснии (Югославия) [59, 60] с хромсодержащим диккитом; в каолините из Теслича содержится 0,26% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вхождение хрома в структуру каолинита точно не установлено.

Межплоскостные расстояния каолинита (Бриндли, Браун, 1980) \*

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	10 <sup>-</sup>	7,16	004	4	1,781	26 $\bar{1}$	2	1,292
020	4	4,46	222	2	1,707	26 $\bar{1}$	5	1,262
110	5	4,36	241	2	1,685	40 $\bar{1}$		
11 $\bar{1}$	5	4,18	20 $\bar{4}$	7	1,662	26 $\bar{2}$	3	1,264
1 $\bar{1}$ $\bar{1}$	3	4,13	133			26 $\bar{2}$	3	1,246
021	4	3,845	15 $\bar{1}$			400		
021	2	3,741	151	6	1,619	17 $\bar{1}$	3	1,235
002	10 <sup>+</sup>	3,573	133			170		
111	4	3,372	13 $\bar{4}$	4	1,584	42 $\bar{2}$	1	1,217
11 $\bar{2}$	3	3,144	22 $\bar{4}$	5ш	1,542	045		
112	3	3,097	13 $\bar{4}$			350		
022	3	2,753	313	о	1,489	35 $\bar{2}$	3	1,200
130	6	2,558	203			313		
201			060	11 $\bar{6}$	420	3	1,190	
131	4	2,526	33 $\bar{1}$					423
1 $\bar{2}$ $\bar{1}$	8	2,491	331	006	404	2	1,168	
200			243					
003	6	2,379	06 $\bar{1}$	2	1,467	353	1	1,124
202	9	2,335	33 $\bar{2}$					
131	о	2,288	33 $\bar{2}$	4ш	1,452	264	3	1,094
132			2			2,247		
201	3	2,186	330	402				
			061					

Межплоскостные расстояния каолинита (Бриндли, Браун, 1980)*									
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	
023	3	2,131	005	4	1,429	405	2	1,082	
222	2	2,061	242			253	1	1,057	
203	6	1,989	205	2	1,403	263	2	1,049	
132			333			336			
132	4	1,939	062	2	1,390	065	2	1,039	
133	3	1,896	044			207			
042	2	1,869	333	2	1,371	136	2	1,021	
133	4	1,839	331			046			
202			135	4	1,338	007	2	1,013	
114	2	1,809	135			136			
223			204	6ш	1,305	334	2		

\*  $a_0=5,146$ ,  $b_0=8,946$ ,  $c_0=7,388$  Å,  $\alpha=91,7^\circ$ ,  $\beta=104,7^\circ$ ,  $\gamma=89,9^\circ$ .

#### Л и т е р а т у р а

- Grim R. E., Rowland R. A. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 12. P. 801.
- Langston R. B., Pask J. A. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 16, N 6. P. 425.
- Bailey S. W., Langston R. B. // Ibid. Vol. 17, N 4. P. 241.
- Ross C. S., Kerr P. F. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1931. N 165-E. P. 151.
- Ross C. S., Kerr P. F. // Ibid. 1934. N 185-G. P. 136.
- Fersman A. E. // Scientific study of Soviet mineral resources N. Y.. 1935. P. 76.
- Сердюченко Д. П. // ДАН СССР. 1945. Т. 46, № 3. С. 125.
- Седлецкий И. Д. // Там же. 1940. Т. 26, № 3. С. 248.
- Hendricks S. B. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24. N 9. P. 529.
- Bailey S. W. // Ibid. 1963. Vol. 48, N 11/12. P. 1196.
- Goodyear J., Duffin W. J. // Miner. Mag. 1961. Vol. 32, N 254. P. 902.
- Дриц В. А., Кацаев А. А. // Кристаллография. 1960. Т. 5, вып. 2. С. 224.
- Звягин Б. Б. // Там же. Вып. 1. С. 40.
- Gruner J. W. // Ztschr. Kristallogr. 1932. Bd. 83, N 1/2. S. 75.
- Hendricks S. B. // Ibid. 1936. Bd. 95, H. 3 4. S. 247.
- Brindley G. W., Robinson K. // Miner. Mag. 1946. Vol. 27, N 194. P. 242.
- Пунскер З. Г. // ДАН СССР. 1950. Т. 73, № 1. С. 107.
- Newham R. E. Ph. D. Thes. Pennsylvania State Univ. 1956. 29 p.
- Pauling L. // Proc. Nat. Acad. Sci. Washington, 1930. Vol. 16, N 2. P. 123.
- Newham R. E., Brindley G. W. // Acta crystallogr. 1956. Vol. 9, pt. 9. P. 759; 1957. Vol. 10, pt 1. P. 88. Пер. на рус. яз.: Ньюхем Р. Е., Бриндли Г. В. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 75.
- Brindley G. W., Nakahira M. // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 240. P. 781.
- Robertson R. H. S., Brindley G. W. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 1/2. P. 118.
- Русько Ю. А. // Каолиннизация и каолины Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. С. 65.
- Visconti Y. S., Nicot B. N. F., de Andrade E. G. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 1/2. P. 67.
- Brindley G. W., de Souza Santos P., de Souza Santos H. L. // Ibid. 1963. Vol. 48, N 7/8. P. 897.
- De Souza Santos P., Brindley G. W., de Souza Santos H. L. // Ibid. 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1543.
- De Souza Santos P., Brindley G. W., de Souza Santos H. L. // Ibid. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 619.
- Hughes J. C., Brown G. // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 4. P. 319.
- Русько Ю. А. / Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971. Т. 2. С. 11.
- Honjo G., Kitamura N., Mihama K. // Clay Miner. 1954. Vol. 2, N 12. P. 133; Honjo G., Mihama K. // Acta crystallogr. 1954. Vol. 7, pt 6/7. P. 511.
- Mansfield C. F., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 3/4. P. 411.
- Горбачев Б. Ф., Кузнецов А. В. // ДАН СССР. 1974. Т. 217, № 1. С. 184.
- Kostov I. // VI Conf. Clay Miner. and Petrol., Prague—Kutna Hora, 1973. Geol. Prague, 1974 (1975). P. 9.
- Lodding W. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 1113.
- Isphording W. C., Lodding W. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 3. P. 257.
- Слукин А. Д. // Кора выветривания. М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 160.
- Тодорова Т. // Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. стратигр. и литол. 1969. Кн. 18. С. 217.
- Bohor B. F., Haghes R. E. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 1. P. 49.
- Olivier J. P., Sennet P. // Ibid. 1973. Vol. 21, N 5. P. 403.
- Русько Ю. А. // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 148.
- Langbein R. // Ztschr. angew. Geol. 1977. Bd. 23, H. 5. S. 241.

42. Чекин С. С., Самотоин Н. Д., Финько В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 74.
43. Чекин С. С., Самотоин Н. Д. // Неоднородность минералов и рост кристаллов: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4—10 сент. 1978 г. М.: Наука, 1980. С. 208.
44. Чекин С. С., Самотоин Н. Д. // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 201.
45. Финько В. И., Чекин С. С., Самотоин Н. Д. // Там же. С. 196.
46. Supagawa I., Koshino Y. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 5/6. P. 407.
47. Русько Ю. А., Иванов Ю. К. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 9. С. 38.
48. Lee S. Y., Jackson M. L., Brown J. L. Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 125.
49. Шутюв В. Д., Долматова Т. В. // Acta Univ. carol. Geol. Suppl. 1961. N 1. P. 393.
50. Шутюв В. Д., Александрова В. А., Лосицкая С. А. // Физические методы исследования минералов и осадочных пород. М.: Наука, 1966 С. 109.
51. Willson M. J. // Miner. Mag. 1966. Vol. 35, N 276. P. 1080.
52. Willson M. J. // Clay Miner. 1967. Vol. 7, N 1. P. 91.
53. Gilkes R. J., Suddiprakarn A. // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 5. P. 349.
54. Gilkes R. J., Suddiprakarn A. // Ibid. P. 361.
55. Kimpfe C. de, Tardy Y. // Bull. Groupe franç. argiles. 1967. Vol. 19, fasc. 2. P. 81.
56. Самотоин Н. Д., Чекин С. С., Финько В. И. // X Всесоюз. конф. по электрон. микроскопии: Тез. докл. М.: Наука, 1976. Т. 1. С. 320.
57. Финько В. И., Самотоин Н. Д., Чекин С. С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 108.
58. Финько В. И., Чекин С. С., Самотоин Н. Д. // Породообразующие минералы: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 1978. М.: Наука, 1981. С. 288.
59. Максимовић З., Логар М. // Глас Срп. акад. наука и умет. Од-ње природ.-мат. наука. 1979. Књ. 45. С. 15.
60. Maksimović Z., White J. L., Logar M. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 3. P. 213.
61. Lindberg J. D., Smith M. S. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 3/4. P. 274.
62. Hunt G. R., Ashley R. P. // Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 7. P. 1613.
63. Karickhoff S. W., Bailey G. W. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 1. P. 59.
64. Таращан А. Н. Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 296 с.
65. Hanson R. F., Zamora R., Keller W. D. Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 6. P. 451.
66. Lemons K., McAtee J. L. // Ibid. 1982. Vol. 30, N 4. P. 311.
67. Ferraresso G. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 9/10. P. 1288.
68. Lahav N., Coyne L. M., Lawless J. G. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 1. P. 73.
69. Lahav N., Coyne L., Lawless J. // Abstr. VII Intern. Clay Conf., Bologna; Pavia (Italy), 1981. P. 175.
70. Corbett W. J., Burson J. H., Young R. A. Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 344.
71. Микульская Е. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
72. Rosenholtz J. L., Smith D. T. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 2. P. 115.
73. Справочник физических констант горных пород/Под. ред. С. Кларк мл. М.: Мир., 1969. 529 с.
74. Juhasz Z. // Földt. közl. 1972. Köt. 102, N 3/4. 301 old.
75. Pellizzer R. // Rend. Soc. miner. ital. 1960. Vol. 16. P. 335.
76. Osipov Y. B., Kinoshita H. // J. Geomagn. and Geoelectr. 1970. Vol. 22, N 4. P. 471.
77. McBride M. B. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 2. P. 88.
78. McBride M. B. // Ibid. 1978. Vol. 26, N 2. P. 101.
79. Jones J. P. E., Angel B. R., Hall P. L. Clay Miner. 1974. Vol. 10, N 2. P. 257.
80. Ferris A. P., Jepson W. B. // J. Colloid. Interface Sci. 1975. Vol. 51. P. 245.
81. Fordham A. W. Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 3. P. 175.
82. Lim C. H., Jackson M. L., Koons R. D., Helmke P. A. // Ibid. 1980. Vol. 28, N 3. P. 223.
83. Farmer V. C. // The infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc., 1974. N 4. P. 335.
84. Болдырев А. И., Михеев Е. К. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. Кн. 7. С. 49.
85. Болдырев А. И. // Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. С. 44.
86. Плюснина И. И. // Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 155.
87. Wiewióra A. // Arch. miner. 1979. Vol. 35, z. 1. S. 5.
88. Mendelovici E., Yariu Sh., Villalba R. Clay Miner. 1979. Vol. 14, N 4. P. 323.
89. Velde B., Martinez G. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 1/2. P. 196.
90. Komninski J., Stoch L., Dubiel S. M. Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 1. P. 23.
91. Мазыкин В. В., Матяш И. В., Польшин Э. В., Русько Ю. А. // ДАН УССР. Сер. Б. 1978. № 3. С. 208.
92. Meads R. E., Malden P. J. // Clay Miner. 1975. Vol. 10, N 5. P. 313.
93. Мазыкин В. В., Польшин Э. В. // Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1975. С. 27.

94. Мазыкин В. В., Матяш И. В., Польшин Э. В. // ДАН УССР. Сер. Б. 1976. № 12 С. 1066.
95. Манк В. Н., Овчаренко Ф. Д., Сонкин Д. С. // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 4. С. 675.
96. Мазыкин В. В., Польшин Э. В., Матяш И. В. // Геохимия. 1976. № 4. С. 634.
97. Mehra O. P., Jackson M. L. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 5, P. 15. Пер. на рус. яз.: Мира О. П., Джексон М. Л. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 389.
98. Angel B. R., Hall P. L. // Intern. Clay Conf. Kaolin Symp.: Preprints. Madrid, 1972. Vol. 1. P. 179.
99. Манк В. В., Карушкина А. Я., Овчаренко Ф. Д., Васильев Н. Г. // ДАН СССР 1974. Т. 218, № 4. С. 921.
100. Hemingway B. S., Robie R. A. // J. Res. US Geol. Surv. 1977. Vol. 5. P. 413.
101. Hemingway B. S., Robie R. A., Kiltrick J. A. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978 Vol. 42, N 10. P. 1533.
102. McKinsiry H. A. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 212.
103. Marumo K., Nagasawa K., Kuroda Y. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47, N 2. P. 255.
104. Marumoto K., Nagasawa K., Kurcda Y. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 8. P. 294.
105. Дриц В. А., Муравьев В. И., Шутков В. Д. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. Кн. 7. С. 15.
106. Муравьев В. И., Дриц В. А. Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 22.
107. Driks V. A., Muraviov V. I., Shulov V. D. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 179.
108. Caillere S., Pobeguïn T., Rautureau M. // J. microsc. et spectrosc. electron 1977 Vol. 2, N 2. P. 105.
109. Anderson B. J., Jenne E. A. // Soil Sci. 1970. Vol. 109, N 3. P. 163.
110. Angel B. R., Vincent W. E. J. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 4. P. 263.
111. Закиров М. З., Манк В. В. // Узб. геол. журн. 1976. № 6. С. 29.
112. Русакова Н., Карава�тева О., Йовчев М. // Списание Бълг. геол. д-во. 1976. Т. 37, кн. 1. С. 97.
113. Sayin M., Jackson M. L. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 6. P. 437.
114. Weaver C. E. // Ibid. 1976. Vol. 24, N 5. P. 215.
115. Malden P. J., Meeds R. E. // Nature. 1967. Vol. 215, N 5103. P. 844.
116. Rengasamy P. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 5. P. 265.
117. Jepson W. B., Rowse J. B. // Ibid. 1975. Vol. 23, N 4. P. 310.
118. Rengasamy P., Krishna Murti G. S. R., Sarma V. A. K. // Ibid. 1975. Vol. 23, N 3. P. 211.
119. Herbillon A. J., Mestdagh M. M., Vielvoye L., Derouane E. G. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 3. P. 201.
120. Weaver C. E., Pollard L. D. // Develop. Sedimentol. 1973. Vol. 15. P. 131.
121. Jefferson D. A., Tricker M. J., Winterbottom A. P. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 5. P. 355.
122. Follett E. A. C. // J. Soil Sci. 1965. Vol. 16, N 2. P. 334.
123. Гендлер Т. С., Ершова Л. С., Карпачевский Л. О., Кузьмин Р. Н. // ДАН СССР 1981. Т. 258, № 5. С. 1205.
124. Grim R. E. // Clay mineralogy. N. Y.; L.; Toronto: Mc Graw-Hill, 1953. Пер. на рус. яз.: Грим Р. Е. // Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 187.
125. Dickman S. R., Bray R. H. // Soil Sci. 1941. Vol. 52, N 4. P. 263.
126. Romo L. A., Roy R. // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 3/4. P. 165.
127. Roy D. M., Roy R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1957. Vol. 11, N 1. P. 72
128. Hübner M. // Untersuchung der F<sup>-</sup> OH<sup>-</sup> — Austauschadsorption an Mineralen der Illitgruppe und an Kaolinit. Leipzig: Dt. Verl. Grundstoffind., 1969. 103 S.
129. Halevy E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28, N 7. P. 1139.
130. Constanzo P. M., Clemency C. V., Giese R. F. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 2. P. 155.
131. Fijal J., Tokarz M. // Miner. pol. 1975 (1976). Vol. 6, N 2. P. 59.
132. Wolfe R., Giese R. E. (Jr.) // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 1. P. 76.
133. Мазыкин В. В., Польшин Э. В., Матяш И. В. // ДАН УССР. Сер. Б. 1976, № 4 С. 312.
134. Мазыкин В. В., Польшин Э. В., Матяш И. В. // Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев: Наук. думка, 1977. С. 123.
135. Латонин С. С. // Тр. Всесоюз. н-п. и проект. ин-та алюм., магн. и электрорудн. пром-сти. 1979. № 103. С. 5.
136. Mosser C., Weber F., Gas J.-Y. // Chem. Geol. 1974. Vol. 14, N 1/2. P. 95.
137. Мусеева М. И., Борискин В. П. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 343.
138. Stubican V., Roy R. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 1/2. P. 32.
139. Allen V. T., Fakey J. J., Ross M. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 206.
140. Глаголев А. А., Нагорный А. Н. // Тр. IV совеш. по эксперим. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР. 1953. Вып. 2. С. 187.

141. Moore L. R. // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 1964. Vol. 34, pt 3. P. 235.
142. Куркина Э. Б., Кадошиников В. М., Островская А. Б., Куковский Е. Г. // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 6. С. 14.
143. Kerr P. F. // Amer. Miner. 1930. Vol. 15, N 4. P. 153.
144. Krstanovic J., Radošević S. // Ibid. 1961. Vol. 46, N 9/10. P. 1198.
145. Keller W. D., Pickett E. E., Reesman A. L. // Proc. Intern. Clay Conf., Israel. Jerusalem, 1966. Vol. 1. P. 75.
146. Kimbara K., Nagata H. // J. Jap. Assoc. Miner. Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 7. P. 239.
147. Honda S., Shiikawa M. // Rep. Res. Inst. Underground Resour. Minig Coll. Akita Univ. 1957. N 18. P. 1.
148. Sudo T., Shimoda S. Developments in sedimentology. Amsterdam etc.: Elsevier, 1978. Vol. 26. 189 p.
149. Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И. и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 293.
150. Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлишин В. И. // Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1975. Ч. 2. С. 193.
151. Потапенко С. В. Глины и глинистые породы Украинской ССР. Киев: Изд-во Акад. архитектуры УССР, 1952. 268 с.
152. Пилоян Г. О., Вальяшихина Е. П. / Термодинамические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970. С. 131.
153. Kato Ch. // Yogyo Kyokai Shi. 1959. N 67. P. 243; Chem. Abstr. 1960. N 14. P. 14006.
154. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР. 1957. № 3. 85 с.
155. Волостных Г. Т. // Зап. ВМО. 1965. Т. 94, вып. 4. С. 39.
156. Takahashi H. // Clays and Clay Miner. 1959. Vol. 6. P. 279.
157. Корнева Т. А., Ланухова Е. С., Юсупов Т. С. // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 3. С. 711.
158. Smukatz-Kloss W. // Chem. Erde. 1974. Bd. 33, H. 4. S. 358.
159. Bhattacharjee S., Bhattacharya H. // Ind. J. Pure and Appl. Phys. 1974. Vol. 12, N 9. P. 660.
160. Roy R., Osborn E. F. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 853.
161. Aramaki S., Roy R. // Ibid. 1963. Vol. 48, N 11/12. P. 1322.
162. Остапенко Г. Т., Горогоцкая Л. И. // Геохимия. 1974. № 5. С. 729.
163. Weber J. N., Roy R. // J. Amer. Ceram. Soc. 1965. Vol. 48, N 6. P. 309.
164. Остапенко Г. Т., Горогоцкая Л. И., Тимошкова Л. Н. // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 3. С. 695.
165. Brindley G. W., Nakahira M. // Clay Miner. Bull. 1957. Vol. 3, N 17. P. 114.
166. Murray P., White J. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1955. Vol. 54, N 3. P. 137.
167. Vaughan F. // Clay Miner. Bull. 1955. Vol. 2. P. 80.
168. Sabatier G. // J. chim. phys. 1955. Vol. 52, N 1. P. 60.
169. Brindley G. W., Nakahira M. // J. Amer. Ceram. Soc. 1959. Vol. 42, N 7. P. 311. Пер. на рус. яз.: Бриндли Г. В., Накахира М. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 90.
170. Tsuzuki J., Nagasawa K. // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1957. Vol. 5, N 2. P. 153.
171. Шлыков А. В. // Тр. VI совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 233.
172. Holt J. B., Culler Y. B., Wadsworth M. // J. Amer. Ceram. Soc. 1962. Vol. 45, N 3. P. 133.
173. Toussaint F., Fripiat J., Gastuche M. C. // J. Phys. Chem. 1963. Vol. 67, N 1. P. 26.
174. Weber J. N., Roy R. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 1038.
175. Brindley G. W., Sharp J. H., Patterson J. H., Achar B. N. N. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 201.
176. Johnson H. B., Kessler F. // J. Amer. Ceram. Soc. 1969. Vol. 52, N 4. P. 173.
177. Jacobs T. // Nature. 1958. Vol. 182, N 4642. P. 1086.
178. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. // Геохимия. 1969. № 12. С. 1501.
179. Топор Н. Д., Толоконникова Л. И. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 1. С. 49.
180. Гитис Э. Б., Васильева Л. Ф., Аннопольский В. Ф. // Журн. прикл. химии. 1975. Т. 48, № 10. С. 2284.
181. Klever E. // Glastechn. Ber. 1929. Bd. 7. S. 85.
182. Швецов Б. С., Геворкян Х. О. // Журн. прикл. химии. 1942. Т. 15, № 15. С. 302.
183. Barshad I. // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 7.8. P. 667.
184. Allison E. B. // Silikat. ind. 1954. Vol. 19, N 11. P. 1.
185. Sabatier G. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1954. Vol. 77, N 4/6. P. 953.
186. Stone R., Rowland R. // Clays and Clay Miner. 1955. Vol. 3. P. 3.
187. Van der Marell H. W. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 3/4. P. 222.
188. Vaughan F. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1958. Vol. 57, N 1. P. 38.
189. Ellis B. D., Mortland M. M. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 3/4. p. 371.
190. Kato Ch., Doi A. // J. Chem. Soc. Jap. Ind. Chem. Sect. 1966. Vol. 69, N 9. P. 1.
191. Nicholson P. S., Fulrath R. M. // J. Amer. Ceram. Soc. 1970. Vol. 53, N 5. P. 237.
192. Кусков О. Л. // Геохимия. 1973. № 3. С. 348.
193. Wollast R. // Silicat. ind. 1966. Vol. 31, N 11. P. 3.

194. King E. G., Weller W. W. // US Bur. Mines. Rep. Invest. 1961. N 5. P. 810.
195. Берч Фр., Шепер Дж., Снайер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: Изд-во постр. лит., 1949. 304 с.
196. Будников П. П., Мчедлов-Петросян О. П. // ДАН СССР. 1960. Т. 134. № 2. С. 349.
197. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. // Геохимия. 1970. № 2. С. 185.
198. Кусков О. Л. // Там же. 1973. № 4. С. 537.
199. Weiss A., Hartl K. // Proc. Intern. Clay Conf., Israel. Jerusalem, 1966. Vol. 1. P. 87.
200. Lach V. // VII Conf. Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary, 1976. Geologica. Prague, 1977. P. 85.
201. Mochida S., Kawasaki I., Nishimura Y. // Bull. Chem. Soc. Jap. 1959. Vol. 32, N 4. P. 319.
202. Range K. J., Russow J., Hartl K., Oehlinger G., Weiss A. // Ber. Dt. keram. Ges. 1971. Bd. 48, H. 1. S. 11.
203. Range K. J., Weiss A. // Ibid. H. 3. S. 107.
204. McAtee J. L. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 4. P. 223.
205. Lach V., Bures J. // VII Conf. Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary, 1976. Geologica. Prague, 1977. P. 119.
206. Brindley G. W., Gibbon D. L. // Science. 1968. Vol. 162, N 3860. P. 1390.
207. Brindley G. W. // Proc. IMA—IAGOD Meet., Tokyo—Kyoto, 1970: Spec. Pap. 1. Tokyo, 1971. P. 70.
208. Тарасевич Ю. И., Сиванов Е. Г. Кристаллография. 1978. Т. 23, вып. 5. С. 1055.
209. Grim R. E., Bradley W. F. // Amer. Miner. 1948. Vol. 33, N 12. P. 50.
210. Hill R. // Nature. 1953. Vol. 171, N 4352. P. 567.
211. Hill R. D. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1956. Vol. 55, N 7. P. 441.
212. Saalfeld H. // Naturwissenschaften. 1954. Bd. 41, H. 16. S. 5.
213. Loughnan F. C., Roberts F. I. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 9/10. P. 997.
214. Stubican V. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 224. P. 38.
215. Бозадзиев Л., Песев Т. // Год. Висш. техн. учеб. зав-д. физ. 1972 (1974). Т. 9. № 2. С. 67.
216. Leonard A. J. // J. Amer. Ceram. Soc. 1977. Vol. 60, N 1/2. P. 37.
217. Ланухова Е. С., Щербакоева М. Я., Юсупов Т. С. // Тез. докл. XI съезда ММА. На воссбирск: СО АН СССР, 1978. Т. 3. С. 56.
218. Chakraborty A. K., Ghosh D. K. // J. Amer. Ceram. Soc. 1978. Vol. 61, N 3/4. P. 170.
219. Freund F. // Ber. Dt. keram. Ges. 1967. Bd. 44, H. 1. S. 5.
220. Gruver R. M., Henry E. C., Heystek H. // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 11/12. P. 869.
221. Vaughan F. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1958. Vol. 57, N 1. P. 38.
222. Brindley G. W. // Ceramica 1978. Vol. 24, N 102. P. 217.
223. Brindley G. W., Takahira M. // Nature. 1955. Vol. 181, N 4619. P. 1333.
224. Лебедев В. И., Востр. ЛГУ. Геология. География. 1976. № 24, вып. 4. С. 24.
225. MacKenzie K. J. D. // J. Amer. Ceram. Soc. 1969. Vol. 52, N 12. P. 635.
226. Келлер Э. К., Леонов А. П. // Успехи химии. 1958. Т. 22, вып. 3. С. 26.
227. Glass H. D. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 3/4. P. 193.
228. Gerard-Hirne J., Menert J. // Bull. Soc. franç. ceram. 1956. N 3. P. 22.
229. Мчедлов-Петросян О. П. Физико-химические основы керамики. М.: Промстройиздат, 1956. 576 с.
230. Калинина А. М. // Журн. неорган. химии. 1963. Т. 8, вып. 12. С. 2675.
231. Калинина А. М. // Там же. 1961. Т. 6, вып. 9. С. 2109.
232. Келлер Э. К., Веслова Э. И. // Огнеупоры. 1951. № 6. С. 15.
233. Taylor H. F. // Clay Miner. Bull. 1962. Vol. 5, N 28. P. 45.
234. Johns W. D. // Bull. Amer. Ceram. Soc. 1965. Vol. 44, N 9. P. 682.
235. Lach V., Sauman Z. // Sci. Ceram. 1973. Vol. 6. P. XXVI/1—XXVI/15.
236. Lach V. // Sb. VUT Brně. 1975/1976. N 1/4. S. 83.
237. Metel M. // Chem. Erde. 1937. Bd. 11, H. 1. S. 1.
238. Kirsh H., Pruf W. // Tonind. Ztg. und keram. Rdsch. 1959. N 14. S. 281.
239. Schomburg J., Heide K. // Wiss. Ztschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald. Math.-natur. R. 1979. Bd. 28, H. 12. S. 153.
240. Schomburg J., Störr M. // Chem. Erde. 1978. Bd. 37, H. 1. S. 107.
241. Финько В. И., Самотин Н. Д., Пилоян Г. О. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 115.
242. Storr M., Murren H. H. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 6. P. 656.
243. Финько В. И., Ческин С. С., Самотин Н. Д. // XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады: Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984. Т. 15. С. 115.
244. Bridson D., Davies T. W., Harrison D. P. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 3. P. 258.
245. Петров В. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 95. С. 3.
246. Петров В. П. // Каолиновые месторождения и их гелизит. М.: Наука, 1968. С. 7.
247. Петров В. П. // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 10.
248. Petreš V. P., Chukhrov F. V. // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-3. P. 15.
249. Бучинская Н. И. // Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. С. 135.
250. Rusko J. A. // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 243.

251. Крамаренко В. П. // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 46.
252. Сивоконь В. И. // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 13.
253. Кондрачук В. Ю., Сонкин Л. С. // Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971. Кн. 2. С. 123.
254. Дубятка К. Г., Кондрачук В. Ю., Мельничук Э. В., Ремизов И. Н., Русько Ю. А., Сивоконь В. И., Сонкин Л. С. // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 66.
255. Клышников М. Н., Луцицкий В. И., Потапенко С. В. // Глины и каолины УССР. Киев: Наук. думка, 1945. Ч. 1. С. 18.
256. Сонкин О. С., Теодорович Ю. Н. // Геол. журн. АН УССР. 1980. Т. 40, вып. 4. С. 57.
257. Иванченко Г. А. // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 79.
258. Возианова Г. Г., Сонкин Л. С. // Геол. журн. АН УССР. 1978. Т. 38, вып. 5. С. 79.
259. Ткачук Л. Г., Сонкин Л. С. Каолины Глуховецко-Турбовского района Украинского щита и перспективы их использования. Киев: Наук. думка, 1981. 154 с.
260. Карякин Л. И. / Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 558.
261. Сивоконь В. И. Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971. Кн. 2. С. 135.
262. Сивоконь В. И. Изучение и оценка месторождений первичных каолинов. М.: Недра, 1969. 136 с.
263. Сивоконь В. И. Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 42.
264. Сивоконь В. И. // Стекло и керамика. 1966. № 2. С. 12.
265. Энгелунд А. Э., Семичева Н. С. / Совершенствование технологии производства фарфора фаянсовых изделий. М., 1978. С. 12.
266. Васянов Г. П., Горбачев Б. Ф., Вдовиченко Н. Ф., Горбатенко В. И. // Разведка и охрана недр. 1980. № 2. С. 13.
267. Аршинов В. В., Войцеховский Е. А., Газабутская Е. А., Гинзбург И. И., Лурье Ю. Э., Луцицкий В. И., Мельников И. И., Терещенко Г. К. // Неметаллические ископаемые СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. Т. 4. С. 341.
268. Горбачев Б. Ф., Гуляницкий Ю. А., Зингерман А. Я. // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 58.
269. Афанасьев А. П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 161 с.
270. Васянов Г. П., Горбачев Б. Ф. Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 65.
271. Горбачев Б. Ф., Васянов Г. П. Литология и полез. ископаемые. 1974. № 5. С. 18.
272. Евсеев А. И., Зотов В. А., Лобанчук В. А., Хребтенко В. Н. // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 59.
273. Степинов А. П., Герасименко Л. Ф. // Там же. С. 61.
274. Будило М. Ф., Наумов А. И., Горбачев Б. Ф. // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 93.
275. Наумов А. И. // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 34.
276. Наумов А. И. / Каолины. М.: Наука, 1974. С. 50.
277. Захаревич В. А. // Тр. Гос. Союз. геол.-развед. треста «Средазуглеразведка» Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1950. Вып. 1. С. 11.
278. Семашева И. Н. // ДАН СССР. 1959. Т. 128, № 2. С. 387.
279. Петров Н. П., Рубанов И. В. Каолины Ангрена, их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. 150 с.
280. Петров Н. П. // Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1964. С. 91.
281. Рабкова Э. К. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР. 1963. Вып. С. С. 181.
282. Кузовов А. К., Игнатенкова Н. М. // Стекло и керамика. 1967. № 4. С. 29.
283. Петров Н. П., Абдулаходжаев А. А. // Материалы IX пленума Всесоюз. комис. по изуч. и использ. глин. Минск, 1971. С. 87.
284. Горбачев Б. Ф. // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 107.
285. Казанский Ю. П., Соколова М. Ф. // Геология и геофизика. 1961. № 11. С. 23.
286. Санданов И. Б., Горбачев Б. Ф. // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра. 1974. С. 116.
287. Вареник Э. В., Васильев В. С., Горбачев Б. Ф. // Там же. С. 128.
288. Финько В. И. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 3.
289. Васянов Г. П. // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 13.
290. Финько В. И. // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 20.
291. Финько В. И., Коренбаум В. С., Таццилина В. А. // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 20.
292. Финько В. И. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 95. С. 49.
293. Störr M., Kuzvart M., Neuzil J. / Schr.-R. geol. Wiss. 1976. H. 11. S. 26.
294. Störr M., Schwardtner G., Buchwald J. XXIII Intern. Geol. Congr., 1967. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 107.
295. Störr M. // Kaolin deposits GDR. Northern region Bohemian Massif. Greifswald, 1975. P. 93.
296. Vachtl J. // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 13.
297. Störr M., Koster H. M., Kuzvart M., Szűla K., Wieden P. Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome. 1977. N K-20. P. 21.

298. *Störr M., Buchwald J.* // Kaolin deposits GDR. Northern region Bohemian Massif. Greifswald, 1975. P. 104.
299. *Lasch G.* // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 165.
300. *Störr M., Schwerdtner G.* // Kaolin deposits GDR. Northern region Bohemian Massif Greifswald, 1975. P. 216.
301. *Störr M., Schwerdtner G.* // Ibid. P. 150.
302. *Wagenbreth O.* // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 305.
303. *Mucke C., Zwahr H., Schulbe W.* // Kaolin deposits GDR. Northern region Bohemian Massif. Greifswald, 1975. P. 133.
304. *Störr M., Lasch G.* // Ibid. P. 128.
305. *Bellmann H.-L.* // Ibid. P. 207.
306. *Gawronski O., Kozydra Z.* / XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 217.
307. *Kural S.* // Bull. Inst. Geol. 1979. N 313. P. 9.
308. *Stoch L., Sikora W., Budek L.* // Miner. pol. 1978 (1979). Vol. 9, N 1. P. 81.
309. *Konta J.* // Acta Univ. carol., Geol. Suppl. 1965. N 2. P. 57.
310. *Neuzil J., Mráz L.* // Ibid. P. 41.
311. *Kuzvart M.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 47.
312. *Reichelt M., Neuzil J.* // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 233.
313. *Holzer H. F., Wieden P.* / XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 25.
314. *Чухров Ф. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 154.
315. *Wieden P.* // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 335.
316. *Lippert H. J., Lob F., Meisl S., Ree C., Salger M., Stadler G., Teuscher E. O.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 85.
317. *Köster H. M.* // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 109.
318. *Köster H. M.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-11. P. 6.
319. *Манолов Н., Каранов Л., Каравастева О., Цонев В.* // XXIII Intern. Geol. Congr. 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 33.
320. *Almeborg J., Bondam J., Heller E.* // Ibid. P. 75.
321. *Byström-Asklund A. M.* // Ibid. P. 263.
322. *Charou B.* // Petrologie. 1975. Vol. 1, N 4. P. 253.
323. *Damiani L., Trautmann F.* / XXIII Intern. Geol. Congr. 1968. Prague: Academia 1969. Vol. 15. P. 141.
324. *Esteoule-Choux J., Esteoule J.* / Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 29.
325. *Esteoule-Choux J., Esteoule J., Freshney E. C., Galan E.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-5. P. 9.
326. *Bos P., Morio M., Predali J.-J.* // Chron. mines et rech. minière. 1977. Vol. 45, N 438. P. 3.
327. *Bristow C. M.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-2. P. 19.
328. *Bristow C. M.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 275.
329. *Exley C. S.* // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 1. P. 51.
330. *Galan E.* // Proc. VII Symp. Genesis Kaolin. Tokyo, 1976. P. 54.
331. *Martin Vivaldi L.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 225.
332. *Ferreira P. J., Rodriguez P. J. L., Ramos G. G., Garcia G. F.* Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-17. P. 15.
333. *Galan-Huertos E., Martin-Vivaldi J. L.* // Proc. Intern. Clay Conf. Madrid, 1972. P. 737.
334. *Ferreira P. J. K., Rodriguez P. J. L., Lopez-Colmenar M. J. M., Garsia G. Y. F.* // An. edafol. y agrobiol. 1980. Vol. 39, N 5/6. P. 761.
335. *Galan E., Mattias P. P., Galan J.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-8. P. 8.
336. *Cruz R. M., Lopez-Lendinez C. M. A.* // Bol. geol. y minero. 1976. Vol. 87, N 1. P. 47.
337. *Galan-Huertos E., Martin-Vivaldi J. L.* // Bol. Soc. esp. ceram. y vitrio. 1975. Vol. 14, N 2. P. 123.
338. *Moretti A., Pieruccini U.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 201.
339. *Mattias P. P.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-13. P. 24.
340. *Maksimović Z., Nicolich D.* / Schr.-R. geol. Wiss. 1978. H. 11. S. 179.
341. *Pesut D.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 321.
342. *Dangič A. V.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-4. P. 10.
343. *Mezősi J.* // Acta mineral.-petrogr. Szeged. 1960. Vol. 13. P. 33.
344. *Varju G.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 15. P. 179.
345. *Matyás A.* // Bányász. es kohász. lapok. Bányász. 1978. Köt. 111, N 11. 732 old.
346. *Петров В. П., Чухров Ф. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 152.
347. *Seyhan I.* / XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 43



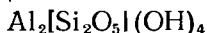
348. *Seyhan I.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome 1977. N K-19. P. 6.
349. *Kröck H.-J., Strübel G., Wolter A.* // Ber. Dt. keram. Ges. 1978. Bd. 55, H. 2. S. 92.
350. *Knadem N.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 25.
351. *Чухров Ф. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 6. С. 154.
352. *Pattiaratchi D. B.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 17.
353. *Comsi F.* // Ibid. P. 39.
354. *Fujii N., Okano T., Shimazaki Y.* // Ibid. P. 29.
355. *Fujii N.* // J. Clay Sci. Soc. Jap. 1978. Vol. 18, N 3. P. 90.
356. *Fujii N.* // Proc. VII Symp. Genesis Kaolin. Tokyo, 1976. P. 1.
357. *Minato H.* // Ibid. P. 17.
358. *Fujii N.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-6. P. 10.
359. *Minato H.* // Ibid. N K-14. P. 13.
360. *Togashi Y.* // Mining Geol. Jap. 1977. Vol. 27, N 4. P. 263.
361. *Komura T., Sudo T.* // Clay Sci. 1976. Vol. 5. P. 9.
362. *Iwao S.* // Jap. J. Geol., Geogr. Trans. and Abstr. 1962. Vol. 33, N 2/4. P. 131. Пер. на рус. яз.: *Ивао Ш.* // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 141.
363. *Iwao S.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 14. P. 107
364. *Uno Y., Takeshi H.* // J. Miner. Soc. Jap. 1977. Vol. 13, spec. iss. P. 207.
365. *Kinoshita K., Muta K.* // Mining Geol. Jap. 1953. Vol. 3, N 1. P. 7.
366. *Muraoka M.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1951. Vol. 2. P. 74.
367. *Hayashi M.* // J. Jap. Geotherm. Energy Assoc. 1973. Vol. 10(3). P. 9.
368. *Kimura M.* // J. Geol. Soc. Jap. 1951. Vol. 57. P. 499.
369. *Yamamoto T.* // J. Miner. Soc. Jap. 1959. Vol. 4, N 4. P. 277.
370. *Yaimamoto T.* // Ibid. 1965. Vol. 7. P. 209.
371. *Fuj. N., Nirano H., Sudo S., Kamitani M., Togashi Y.* // Mining Geol. Jap. 1979. Vol. 29, N 2. P. 83.
372. *Katayama N.* // Ibid. 1969. Vol. 19, N 1. P. 31.
373. *Tanaka M., Taninami S., Oya J.* // J. Jap. Ceram. Assoc. 1963. Vol. 71. P. 187.
374. *Ueno M.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1964. Vol. 15, N 4. P. 31 (235).
375. *Togashi Y.* // Ibid. 1974. Vol. 25, N 10. P. 491.
376. *Ozaki M., Watanabe T., Fukunari C.* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 2. P. 33.
377. *Sugiura S., Nakano H., Oya J., Nakayama H.* // Sci. Rep. Kanazawa Univ. 1966. Vol. 11, N 2. P. 125.
378. *Yajima S., Tsutsumi S., Suzuki Y.* // Sci. Res. School Educ. Waseda Univ. Ser. Biol., Geol. 1970. Vol. 19, P. 59.
379. *Kinoshita K., Muta K.* // Mining Geol. Jap. 1954. Vol. 4, N 12. P. 79.
380. *Mukaiyama H.* // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2. 1959. Vol. 11, suppl. 1.
381. *Takeuchi T., Takahashi I., Abe H.* // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1966. Vol. 9, N 3. P. 381.
382. *Tokunaga M.* // Mining Geol. Jap. 1954. Vol. 4, N 14. P. 205.
383. *Tokunaga M.* // Ibid. 1955. Vol. 5, N 15. P. 1.
384. *Tokunaga M.* // Miner. J. Jap. 1957. Vol. 2, N 2. P. 103.
385. *Mutoh T.* // Mining Geol. Jap. 1952. Vol. 2, N 5. P. 131.
386. *Tanemura M.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1954. Vol. 5. P. 647.
387. *Imai N.* // J. Fac. Sci. Niigata Univ. Ser. 2. 1960. Vol. 3. P. 205.
388. *Nagasawa K.* // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1961. Vol. 9, N 1. P. 129.
389. *Nagasawa K.* // Ibid. 1953. Vol. 1, N 1. P. 9.
390. *Isobe K., Hoshina K., Sugaki A.* // Mining Geol. Jap. 1967. Vol. 17. P. 22.
391. *Shikazono N.* // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 4. P. 694.
392. *Sudo T., Hayashi H.* // Miner. J. Jap. 1957. Vol. 2. P. 187.
393. *Sudo T., Hayashi H., Yokokura H.* // Clay Miner. 1958. Vol. 3. P. 258.
394. *Hayashi H.* // J. Miner. Soc. Jap. 1961. Vol. 5, N 1/2. P. 101.
395. *Shirozu H., Date T., Hagashi S.* // Mining Geol. Jap. 1972. Vol. 22, N 5. P. 393.
396. *Iijima A.* // Ibid. N 11. P. 1.
397. *Takubo J., Ukai Y., Yokoi T.* // Ibid. 1954. Vol. 4, N 12. P. 94.
398. *Fujiwara T., Kujirai S.* // Ibid. 1972. Vol. 22, N 3. P. 213.
399. *Moussu R.* // Mines et geol. Rabat. 1959. N 8. P. 44.
400. *Hilali E. A., Nataf M., Ortelli L.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 55.
401. *Ilavsky J.* // Ibid. P. 79.
402. *Issawi B.* // Interceram. 1978. Vol. 27, N 3. P. 188
403. *Harris J. F.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 75.
404. *Cilek V.* // Rozpr. Českosl. Acad. Věd. Mat.-přirod. 1979. Sv. 89, N 1. S. 62.
405. *Haslam H. W.* // Bull. Inst. mining, Met. B. 1977. Vol. 86. P. 47

406. *Hunter D. R., Urie J. G.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 67.
407. *Coetzee C. B.* // Ibid. P. 61.
408. *Murray L.-J., Heckroodt R. O.* // Proc. VI Intern. Clay Conf., Oxford, 1978. Amsterdam etc., 1979. P. 601.
409. *Murray H. H.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-15. P. 7.
410. *Murray H. H., Patterson S. H.* // Proc. Intern. Clay Conf. Mexico City, 1975. P. 511.
411. *Murray H. H.* // Symp. Kaolin Genesis and Correlation. Exeter (Engl.), 1974. P. 5.
412. *Zapp A. D.* // US Geol. Surv. Bull. 1965. N 1199-G. P. 37.
413. *Clark O. M. (Jr.)* // Alabama Geol. Surv. Bull. 1972. Vol. 100. P. 90.
414. *Tracey J. I.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1944. Vol. 27. P. 246.
415. *Pence F. K.* // Texas Univ. Bull. 1954. N 5416. P. 99.
416. *Pask J. A., Turner M. D.* // Cal. Dep. Conserv. Div. Mines. and Geol. Spec. Rep. 1962. Vol. 73. P. 28.
417. *Clark O. M. (Jr.)* // Alabama Geol. Surv. Circ. 1966. N 20-B, P. 88.
418. *Pirkle E. C.* // Econ. Geol. 1960. Vol. 55, N 7. P. 1382.
419. *Hosterman J. W.* // US Geol. Surv. Bull. 1969. N 1270. P. 96.
420. *Ponder H., Keller W. D.* // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 8, N 1. P. 44.
421. *Parker J. M.* // N. C. Div. Miner. Resour. Bull. 1946. Vol. 48. P. 45.
422. *Cleveland G. B.* // Cal. Dep. Conserv. Div. Mines and Geol. Spec. Rep. 1962. N 72. P. 28.
423. *Hosterman J. W.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1969. N 650-B. P. 66.
424. *Pasquera R., Pablo L., de Carbonell M.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 105.
425. *Pablo-Galac L. de* // Proc. VI Intern. Clay Conf., Oxford, 1978. Amsterdam etc., 1979. P. 475.
426. *Keller W. D., Hanson R. E.* Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 3. P. 223.
427. *Hanson R. F., Keller W. D.* // Ibid. 1966. Vol. 14. P. 259.
428. *Пекрьюн В. И.* Разведка и охрана недр. 1968. № 4. С. 61.
429. *Финько В. И., Петров В. П., Гочтин Д. П.* // Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973. С. 132.
430. *Zenchenko O., Quintana R., Escobar J., Tiel R.* // Centr. Rev. cient. Univ. cent. Las Villas. Quim. y technol. quim 1976. Vol. 4, N 1. P. 3.
431. Ministerio de minas e hidrocarburos, direccion de geologia, division de geologia economica // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 111.
432. *Calvache F. C.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 97.
433. *Tabak M. B.* // Ibid. P. 89.
434. *De Souza Santos P., de Souza Santos H. L., Brindley G. W.* // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1543.
435. *Rossi N. J.* // Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. on Alunite. Madrid; Rome, 1977. N K-18. P. 9.
436. *Gaskin A. J.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 115.
437. *Gaskin A. J., Darragh P. J., Loughnan F. C.* // Proc. VI Intern. Clay Conf., Oxford, 1978. Amsterdam etc., 1979. P. 591.
438. *Walker A. L.* // Proc. III Ind. Miner. Intern. Congr. L., 1979. P. 87.
439. *Tauber E., Peirce J. V., Brinkies H. G.* // J. Austral. Ceram. Soc. 1976. Vol. 12, N 2. P. 41.
440. *Boxen F. E.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 16. P. 151.
441. *Steiner A.* // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 3. P. 193.
442. *Любарская Г. А., Кирикилица С. И., Андреев П. И., Мочалов А. Я.* // Геол. журн. АН УССР. 1981. Т. 41. № 5. С. 90.
443. *Куковский Е. Г.* // Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 69.
444. *Цеховский Ю. Г., Дмитрик А. Л.* // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 79.
445. *Зубкович Г. Г.* // Гидрогеология и ниж. геология. 1970. Вып. 63. С. 127.
446. *Hurst A. R.* // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 5. P. 393.
447. *Pedro G., Berrier J.* // C. r. Acad. sci. D. 1966. Vol. 262. P. 729. Пер. на рус. яз.: *Ж. Педро* // Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир., 1971. С. 237.
448. *Miller R. J.* // Soil Sci. 1968. Vol. 105, N 3. P. 166.
449. *Котов Н. В., Соболева С. В., Гойло Э. А., Звягин Б. Б., Франк-Каменецкий В. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 68.
450. *Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 81.
451. *Никольская Н. К., Гойло Э. А., Франк-Каменецкий В. А.* // Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве. Алма-Ата: Наука, 1985. С. 30.
452. *Collins J. H.* // Miner. Mag. 1886. Vol. 7. P. 212.

453. *Badger A. E., Ally A.* // J. Geol. Chicago, 1932. N 8. P. 745.
454. *Пермяков В. М.* // Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 1. С. 563.
455. *De Kimpe C. R.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 4. P. 200.
456. *Takashima J.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1973. Vol. 24, N 6. P. 261.
457. *Lohodny-Sarc O., Dosen-Sver D., Bidjin D.* // VII Conf. Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary, 1976. Geologica. Prague, 1977. P. 153.
458. *Dennfeld F., Siffert B., Wey R.* // Bull. Groupe franc. argiles. 1970. Vol. 22, N 2. P. 179.
459. *Hawkins D. B., Roy R.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1962. Vol. 45, N 10. P. 507.
460. *Eberl D., Hower J.* // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 4. P. 301.
461. *Oosterwyck-Gastuche M. C., Iglesia la, A.* // Ibid. 1978. Vol. 26, N 6. P. 409.
462. *Вяхирев Н. П., Ярошевич В. З., Гогишвили В. Г.* // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 62.
463. *Goto Y.* // J. Miner. Soc. Jap. 1981. Spec. iss. P. 85.
464. *De Kimpe C. R., Fripiat J. J.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 216.
465. *Oberlin A., Couly R.* // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 6. P. 347.
466. *Oberlin A., Couly R.* // Bull. Groupe franc. argiles. 1970. Vol. 22, N 1. P. 111.
467. *Otsuka R., Sakamoto T., Suzuki S.* // J. Miner. Soc. Jap. 1977. Vol. 13, spec. iss. P. 154.
468. *Urabe K., Oosaka J., Yamada H.* // Clay Sci. 1970. Vol. 4, N 1. P. 37.
469. *Булатов В. К., Градусов Б. П., Зотов А. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 79.
470. *Stevula L., Horvath J., Petrović J., Kubranova M.* // Miner. Slov. 1978. Vol. 10, N 4. P. 369.
471. *Poncelet G. M., Brindley G. W.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1161.
472. *Tsuzuki Y., Mizutani S.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 1. P. 15.
473. *Kittrick J. A.* // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 1. P. 261.
474. *Gastuche M. C., de Kimpe C.* // Colloq. intern. CNRS. 1961. N 105.
475. *De Kimpe C., Gastuche M. C., Brindley G. W.* // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1370.
476. *De Kimpe C. R., Gastuche M. C.* // Ibid. 1964. Vol. 49, N 1. P. 1.
477. *De Kimpe C. R.* // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 1. P. 37.
478. *Siffert B., Wey R.* // C. r. Acad. sci. 1961. Vol. 253, N 1. P. 142.
479. *Linares J., Huertas F.* // Science. 1971. Vol. 171, N 3974. P. 396.
480. *La Iglesia-Fernández A., Martin-Vivaldi J. L.* // Intern. Clay Conf. Kaolin Symp. Madrid, 1972. P. 185.
481. *Hem J. D., Lind C. J.* // Science. 1974. Vol. 184, N 4142. P. 1171.
482. *La Iglesia A., Galan E.* // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 109.
483. *La Iglesia A., Serna J.* // Estud. geol. 1974. Vol. 30, N 4/6. P. 281.
484. *La Iglesia A., Vivaldi M.* // Clay Miner. 1975. Vol. 10, N 5. P. 399.
485. *La Iglesia A., Martin-Vivaldi J. L. (Jr.), Lopez Agnayo F.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 1. P. 36.
486. *La Iglesia A., Martin-Caballero J. L., Martin-Vivaldi J. L.* // C. r. Acad. sci. D. 1974. Vol. 279, N 14. P. 1143.
487. *Polzer W. Z., Hem J. D., Gabe H. J.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 575-B. P. 128.
488. *Hem J. D., Roberson C. E., Lind C. J., Polzer W. L.* // US Geol. Surv. Water-Suppl. Pap. 1973. N 1827-E. P. 28.
489. *Harder H.* // Naturwissenschaften. 1970. Bd. 57, H. 4. S. 193.
490. *Harder H.* // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 4. P. 281.
491. *La Iglesia A., Van Oosterwyck-Gastuche M. C.* // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 6. P. 397.
492. *Матвеева Л. А., Сивцов А. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 81.
493. *Kaolin (World)* // Miner. Trade Notes. 1979. Vol. 76, N 7. P. 10.
494. *Grim R. E.* Applied clay mineralogy. N. Y.; Toronto; L.: McGraw-Hill, 1962. 422 p. Пер. на рус. яз.: *Грим Р. Э.* Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. 510 с.
495. *Murray H. H.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 291.
496. *Самотин Н. Д.* // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 4. С. 390.
497. *Hill R. D.* // Acta crystallogr. 1955. Vol. 8, pt 2. P. 120.
498. *Brindley G. W., Wan H.-M.* // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 1. P. 17.
499. *De Gomes C. S. F., Worrall W. E.* // Proc. Brit. Ceram. Soc. 1979. N 28. P. 107.
500. *Miller W. D., Keller W. D.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 244.
501. *Березовская В. А., Ковалев Г. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 2. С. 142.
502. *Котович В. А., Кузайте М. А.* // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вильнюс: Вильнюс. ун-т, 1967. Ч. 1. С. 73.
503. *Kodama H., Oinuma K.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 236.
504. *Biscaye P. H.* // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 10. P. 1231.
505. *Elverhoi A., Ronningsland T. M.* // Mag. Geol. 1978. Vol. 27, N 1. P. 19.
506. *Sudo T., Anzac T.* // Proc. Jap. Acad. Tokyo. 1942. Vol. 18. P. 40; Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 218. P. 987.
507. *Harada Z.* // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1948. Vol. 7. P. 195.

- 508 *Brookins D. G.* Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21. N 5. P. 421.  
 509. *Vonsen M.* // Cal. J. Mines. Geol. 1948. Vol. 42. P. 287.  
 510 *Maksimovič Z., Brindley G. W.* // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 4. P. 295.  
 511. *Maksimovič Z., Crnković B.* // XXIII Intern. Geol. Congr., 1968. Prague: Academia, 1969. Vol. 14. P. 95.

### Диккит Dickite



Впервые обнаружен на о-ве Англис в Ирландском море и описан английским минералогом А. Б. Дикком [1, 2], назван по его имени Россом и Керром [3].

**Характ. выдел.** Микро- и тонкокристаллические, плотные, реже рыхлые массы, кристаллы пластинчатые (размером от нескольких микрометров до 0,1 мм) или столбчатые (длиной до 0,5—1,0 мм и даже до 3 мм) [4,5].

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_s^2-Cc$  (политип  $2M_1$ );  $a_0 = 5,150$ ,  $b_0 = 8,940$ ,  $c_0 = 14,424 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 96^\circ 44'$ ;  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5761 : 1 : 1,6134$ ;  $V = 659,6 \text{ \AA}^3$ ;  $d_{002} = 7,162 \text{ \AA}$ ;  $Z = 4$  [6] (оригинал хим. анализа 13).

Параметры ячейки по другим данным:

Гр. гр.	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0 : b_0 : c_0$	$Z$	Лит. анализ	Ссылка
$C_s^4-Cc$	5,14	8,94	14,42	$96^\circ 50'$	0,586:1:1,613	4	14	[7]
$C_{2h}^6-C2/c$	5,145	8,882	14,337	$96^\circ 45'$	0,5789:1:1,6142	—	13	[8]

Основой структуры диккита является каолинитовый двухэтажный слой, состава  $\text{O}_3-\text{Si}_2-\text{O}_2(\text{OH})-\text{Al}_2-(\text{OH})_3$ , состоящий из тетраэдрической (Si—O)-сетки и октаэдрической Al—O(OH)-сетки.

Впервые структура диккита была изучена Грюнером на образце оригинала хим. анализа 14 [7]. Основываясь на значении моноклинного угла  $\beta = (96^\circ 49')$  и отношении осей  $a : b : c = 0,5748 : 1 : 1,5997$ , определенных Майерсом [9] по данным гониометрических измерений кристаллов из Англис, Грюнер проиндцировал линии рентгеновской порошкограммы минерала и отнес диккит к пр. гр.  $C_s^4-Cc$  с осями  $a$  и  $c$ , лежащими в плоскости скольжения.

Ксанда и Барт [8], впервые изучившие монокристалл диккита рентгеновским методом, отнесли его к центросимметричной пр. гр.  $C_{2h}^6-C2/c$ , так как не обнаружили у минерала пьезоэлектрических свойств. Позже Хендрикс [10] установил у монокристаллов диккита пьезоэлектрические свойства, указав на правильность вывода Грюнера о принадлежности минерала к пр. гр.  $C_s^4-Cc$ .

Детальный анализ структуры, выполненный Ньюнэмом и Бриндли в 1956 г. [6], подтвердил пр. гр.  $C_s^4-Cc$  и показал, что каолинитовый слой реальной структуры диккита значительно отличается от идеального вследствие искажения тетраэдрических и октаэдрических сеток. Эти искажения заключаются в разворотах (Si—O)-тетраэдров с чередованием левых и правых поворотов и в сокращении размеров общих ребер Al—O(OH)-октаэдров, что создает возможность подгонки тетраэдрической и несколько меньшей по размерам октаэдрической сеток друг к другу при их сочленении в двухэтажный каолинитовый слой. Уточнение координат атомов в структуре диккита позволило Ньюнэму в 1961 г. [11] выявить дополнительные детали реального строения каолинитовых слоев, искаженных под влиянием межатомных сил притяжения и отталкивания, и уточнить характер межслоевых связей. Несоответствие размеров тетраэдрической и октаэдрической сеток приводит к сжатию первой и растяжению второй. Тетраэдрическая сетка сжимается в результате действия сил притяжения между атомами Al(1) и O(1), Al(2) и O(2) путем вращения соседних тетраэдров Si(1) и Si(2) в плоскости (001) в противоположных направлениях на  $7,5^\circ$ . Тетраэдры также сжаты в базальной плоскости кислородов и вытянуты вдоль оси  $c^*$  перпендикулярно базальной плоскости. Базальная поверхность тетраэдрической сетки неровная, гофрированная. Гофрировка возникает в результате укорачивания общих ребер в октаэдрическом слое. Вершинные кислороды O(4) и O(5) сдвинуты соответственно в направлениях к OH(2) и OH(4),

что вызывает такой наклон тетраэдров, при котором на базальной поверхности образуются депрессии O(1) и O(2) и поднятия O(3), при этом атом O(3) расположен на 0,17 Å выше атомов O(1) и O(2).

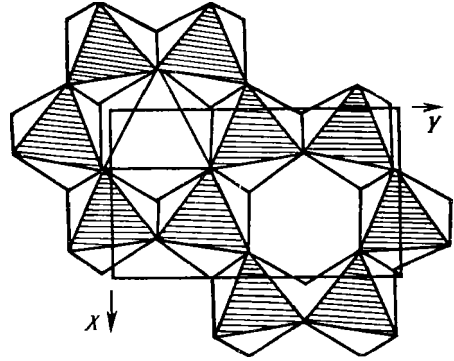
Искажения октаэдрической сетки выражаются в различной длине ребер вакантных и заселенных октаэдров и в расположении атомов Al не в центре октаэдров, а ближе к гидроксильной плоскости, обусловленным влиянием сил отталкивания ближайших атомов Si тетраэдрической сетки (фиг. 19).

Последовательные слои в структуре диккита соединены друг с другом силами Ван-дер-Ваальса и длинными водородными связями (2,94—3,12 Å). Слои налегают друг на друга таким образом, что гидроксилы одного слоя образуют пары с атомами кислорода другого слоя (см. фиг. 15). Тетраэдры развернуты так, что сокращают длину (OH—O)-связей. Если в результате укорачивания общих ребер октаэдров гидроксилы одного слоя развернуты по часовой стрелке, то кислороды соседнего каолинового слоя оказываются также развернутыми в том же направлении.

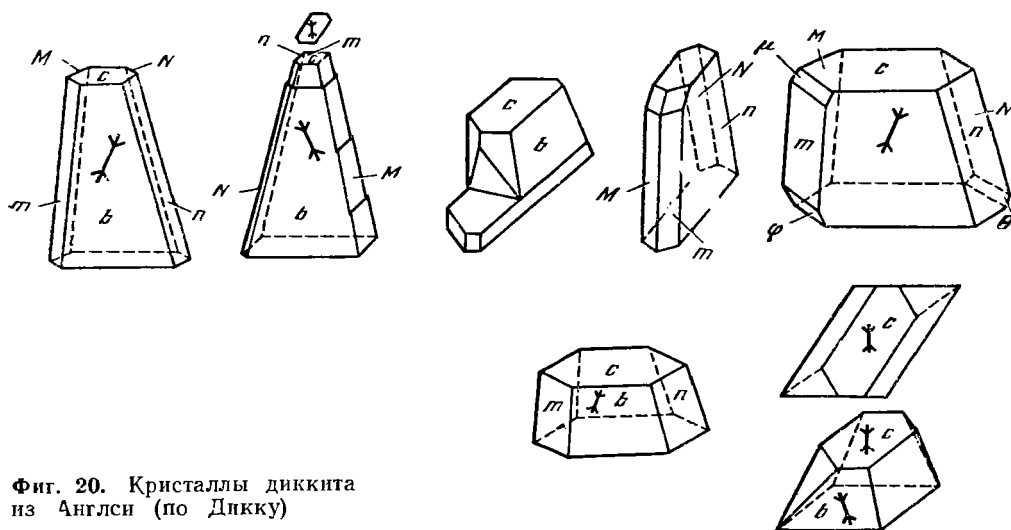
Дальнейшие структурные работы касались в основном уточнения положения атомов водорода в структуре диккита. Методом нейтронной дифракции электронов на порошковых образцах минерала показано [12], что три атома водорода внутриповерхностных гидроксильных групп расположены близ линий, соединяющих атомы кислорода гидроксильных групп с противолежащими атомами кислорода примыкающей тетраэдрической сетки соседнего слоя, и образуют с ними межслоевые водородные (OH—O)-связи длиной 1,82—1,97 Å, направленные почти перпендикулярно плоскости (001), как это и предполагалось исходя из электростатических предпосылок [13]. Четвертый атом водорода внутрислойной гидроксильной группы расположен таким образом, что его связь O—H образует с плоскостью (001) угол около 20°, но направлена не в сторону незаселенной октаэдрической позиции, как это предполагалось ранее, а от нее, так же как у диоктаэдрических слюд. При этом возможно образование водородной связи длиной 2,31 Å с атомом кислорода тетраэдрической сетки внутри одного элементарного слоя [12].

В 1982 г. Рождественская и др. [14] на монокристалле (размером 0,1 × 0,1 × 0,15 мм<sup>3</sup>) из Кулантюбинского месторождения фарфорового камня в Южном Казахстане рентгеновским методом показали, что OH-вектор внутреннего гидроксила ориентирован наружу октаэдрической сетки под углом 14° к плоскости слоя. В 1984 г. Сен-Гупта и др. [15] на монокристалле диккита (размером 0,02 × 0,15 × 0,15 мм<sup>3</sup>) из Пенсильвании при нейтронографическом исследовании структуры определили, что этот угол составляет не 14, а 22°. Наконец, в 1986 г. рентгеновским методом снова была определена ориентировка гидроксильных групп в структуре диккита из Кулантюбинского месторождения (на монокристалле размером 0,10 × 0,14 × 0,16 мм<sup>3</sup>) и показано, что диполь внутренних гидроксильных групп ориентирован в плоскости (001), а не под углом к ней [16]. По данным [16], средние межатомные расстояния катион—анион для двух тетраэдров составляют 1,612 и 1,613 Å, для двух Al-октаэдров они равны 1,900 Å, для трех атомов водорода из внутриповерхностных гидроксильных групп расстояния O—H в пределах 0,78—0,86 Å, H...O — 2,15—2,36 Å, углы O—H...O — 149—174°.

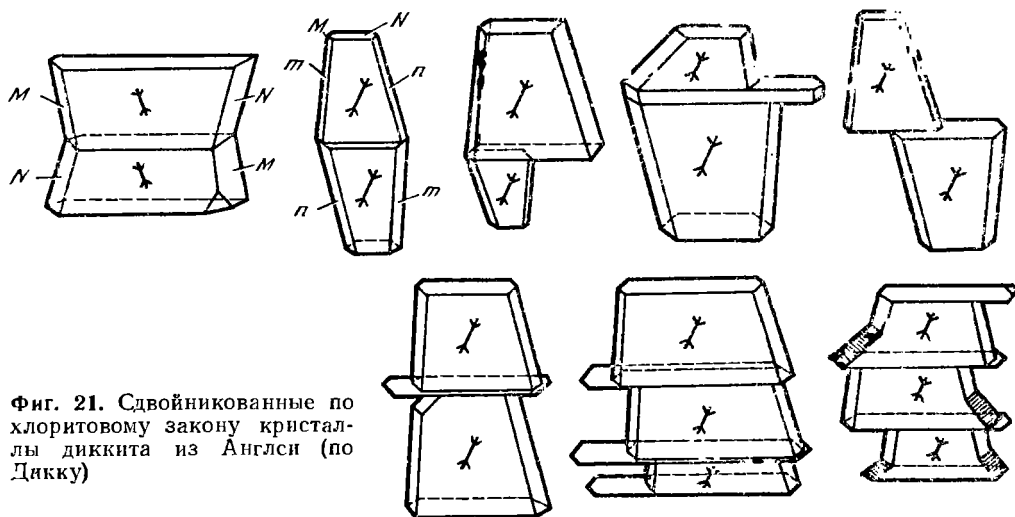
Диэдрический безосный кл.  $C_s-m(P)$ .  $a : b : c = 0,5748 : 1 : 1,5997$ ,  $\beta = 96^\circ 49'$  (по гониометрическим данным Майерса [9], полученным на кристалле из Англии [11]).



Фиг. 19. Распределение заселенных (заштриховано) вокруг более крупных вакантных октаэдров в структуре диккита (по Бейли)



Фиг. 20. Кристаллы диккита из Англии (по Дикку)



Фиг. 21. Сдвойникованные по хлоритовому закону кристаллы диккита из Англии (по Дикку)

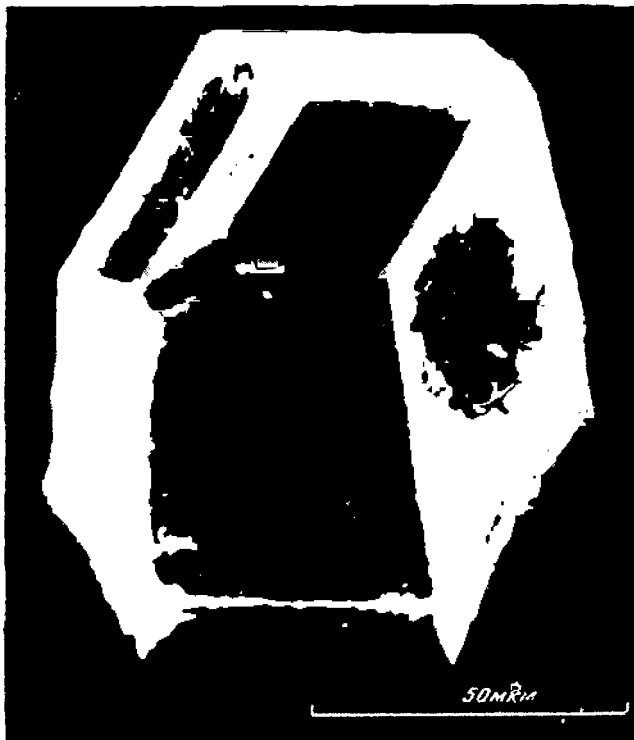
Наблюдавшиеся формы [1, 9, 17]:

		$\varphi$	$\rho$		$\varphi$	$\rho$	
$c$	001	90°00'	6 49'	$m$	110	60°17'	90°00'
$b$	010	0 00	90 00	$n$	$\bar{1}11$	-59 12	72 15
$a$	100	90 00	90 00				
	$cm$	(001):(110) = 84°05'		$bn$	(010):(111) = 60 44'		
	$cn$	(001):( $\bar{1}11$ ) = 7° 05'		$nn$	( $\bar{1}11$ ):( $\bar{1}\bar{1}1$ ) = 5· 2°		

Кроме того, в зоне  $m\bar{c}n$  отмечены грани:  $\mu$  — между  $cm$  спереди сверху,  $\varphi$  — между  $cm$  спереди внизу и  $\theta$  — между  $cn$  сзади внизу; измеренные двугранные углы:  $c\mu = 75^\circ 53'$ ,  $c\varphi = 60^\circ 24' - 62^\circ 23'$ ,  $c\theta = 70^\circ 19' - 73^\circ 28'$  [11].

Хорошо образованные кристаллы диккита встречаются исключительно редко. Они найдены на суше Англии в Ирландии и море (фиг. 20, 21) [11], в месторождении Нэшел Белл Майн в шт. Колорадо (США) [17, 18], в угольном месторождении Пайн Нот Коллиери в шт. Пенсильвания [19], в горах Озарк в шт. Оклахома, где первоначально минерал был описан как каолинит [17, 20], в месторождении фарфорового камня Кулан-Тюбе в Южном Казахстане (фиг. 22, 23) [14, 21].

Фиг. 22. Кристалл диккита из Кулантюбинского месторождения фарфорового камня. Южный Казахстан (по Финько, Самотонну и Пилояну), сканирующий электронный микроскоп

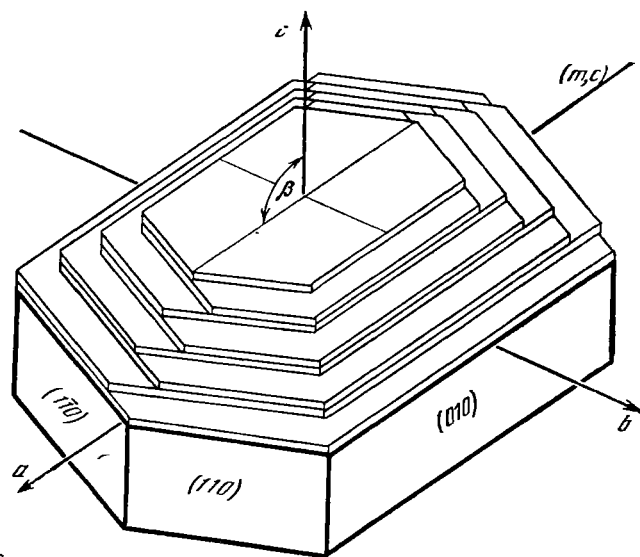


Фиг. 23. Кристаллы диккита (призматический и полусинтетически сдвойникованные) из месторождения Кулан-Тюбе, Южный Казахстан (по Финько)



На кристаллах диккита из месторождения Кулан-Тюбе (по новым данным Финько, Самогоина, Смольяниновой, Борисовой) установлены грани: (001), (010), (110), ( $\bar{1}10$ ), (014), (023), (011), (043), (021), (041), (061), (111), ( $\bar{1}11$ ), (223), (443); характер развития граней на этих кристаллах подтверждает принадлежность диккита к диэдрическому бесосному классу симметрии моноклинной сингонии.

Кристаллы большей частью пластинчатые по (001) псевдогексагонального или ромбовидного облика, несколько удлинены по оси *a* или по оси *b*. Для



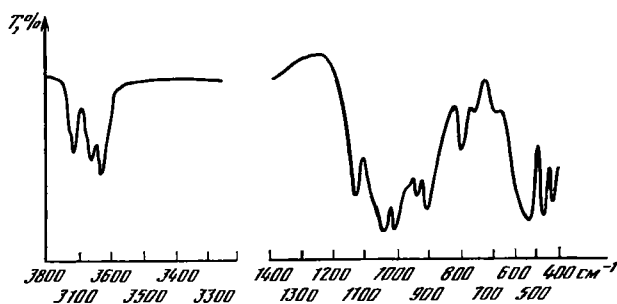
Фиг. 24. Картина декорирования и схема чередования слоев в структуре диккита (по Самотонну)

кристаллов диккита из некоторых месторождений характерно сильное удлинение по оси  $a$ , обусловленное преимущественным развитием граней  $b$  (010). Длина таких (лейстовидных) частиц, удлинённых по оси  $a$ , достигает 20—50 мкм при отношении длины к ширине до 7 : 1 (месторождение Мад в Венгрии) [22] или даже 16 : 1 (месторождение Баркли Ист в Капской провинции ЮАР) [23]; лейстовидная форма характерна также для кристаллов диккита одного из месторождений Португалии [24]. Редко встречающиеся призматические кристаллы удлинены по оси  $c$  и достигают 2—3 мм в длину при ширине до 0,5 мм. Призматические кристаллы часто представляют двойники по (001), иногда полисинтетические, в которых индивиды повернуты на  $180^\circ$  по отношению друг к другу [1]; пластинчатые кристаллы частью сдвойникованы по слоидному закону, по (110) (Дана, 1892). Описаны двойники по (001) под углом  $60^\circ$  и сростки с каолинитом [25, 26]. Методом вакуумного декорирования выявлены характерные картины роста, подтверждающие отнесение минерала к модификации  $2M_1$  (фиг. 24).



**Физ. св. и физ. хим. конст.** Сп. совершенная по (001), ясная по (110) и (010). Лучи от удара  $\parallel$  (010). Изл. ровный, обычно по плоскостям совершенной спайности. Отдельные чешуйки гибкие, слабо эластичные; плотные агрегаты вязки. Тв.  $2\frac{1}{2}$ —3 (2,7) [11]. Микротвердость плотных агрегатов диккита 10,3—15,4 кг/мм<sup>2</sup> [27]. Уд. в. совершенных прозрачных призматических кристаллов с острова Англии — 2,62 [1]. Уд. в. плотных агрегатов несколько ниже (2,575—2,583). Вычисл. уд. в. 2,618 — для параметров ячейки по Ксанда и Барту [8], 2,589 — для ячейки по Грюнеру [7]. Цв. плотных агрегатов белый, серый, зеленовато-серый, желтовато-белый, розоватый, голубовато-зеленый; рыхлые агрегаты белые. Совершенные кристаллы бесцветны. Черта белая. Бл. прозрачных

Фиг. 25. ИК-спектр диккита из Бурхи-Шибирского месторождения агальматолита, Читинской обл. (по Финько)



кристаллов алмазный, порошковатых масс — матовый, у некоторых плотных масс — шелковистый.

В оптическом спектре поглощения голубовато-зеленого диккита, содержащего 0,69%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,06 атомов на элем. яч.) имеются полосы поглощения в области 410 и 605 нм, которые приписываются  $\text{Cr}^{3+}$ , замещающему  $\text{Al}^{3+}$  в октаэдрах [28].

На кривых поглощения света диккита из Мент-Джорджа, шт. Юта (США), полученных методом диффузной отражательной спектроскопии, на границе видимой и инфракрасной частей спектра в области от 0,4 до 2,4 мкм представлены полосы поглощения при 0,95, 1,4 и 2,2 мкм. Полоса при 0,95 мкм очень слабая (коэфф. абсорбции — первые десять доли  $\text{см}^{-1}$ ), имеет максимумы поглощения при 0,915, 0,946 и 0,966 мкм. Полосы поглощения при 1,4 (с максимумами при 1,355, 1,384 и 1,413 мкм) и 2,2 мкм более интенсивные, их коэфф. абсорбции — порядка  $10 \text{ см}^{-1}$ . Полосы поглощения при 0,95 и 1,4 мкм вызваны колебаниями растяжения связи O—H [29].

Совершенные (по-видимому, призматические) кристаллы диккита обнаруживают сильный пьезоэлектрический эффект [10]. На порошковых препаратах диккита установлены пьезоэлектрические свойства [30]. Для плотных агрегатов диккита выявлен ясно выраженный эффект триболюминесценции — при трении или царапании стеклом диккитовый агальматолит светится голубовато-белым цветом [31—34]. После воздействия гамма-лучей диккит обнаруживает термолюминесценцию в интервале от  $-180$  до  $+400^\circ$  с максимумами при  $-135$ ,  $-90$ ,  $-76$ ,  $+85$ ,  $160$  и  $300^\circ$  (у мусковита максимумы термолюминесценции при  $-145$ ,  $-110$ ,  $-75$ ,  $-60$ ,  $-20$ ,  $+85$ ,  $165$  и  $310^\circ$ ) [35]. Положение отдельных пиков при разных температурах на кривых термолюминесценции диккита объясняется теми же причинами, как и у каолинита (см. с. 30). Диккит — диэлектрик, немагнитен. В магнитном поле напряжением от 1400 до 9200 Гс диккит из Сан-Хуанито, Чиуауа (Мексика), в отличие от каолинита и галлуазита не обнаруживает какой-либо ориентировки частиц [36]. В катодных лучах диккит люминесцирует ярким светло-синим светом [37]. Для ИК-спектра диккита характерны полосы поглощения 3710, 3660, 3630, 1650, 1435, 1110, 1050, 1020, 910, 810, 790, 770, 750, 685, 645, 540, 470 и  $435 \text{ см}^{-1}$  (фиг. 25). Полосы поглощения 435, 470, 645, 685, 1020, 1050 и  $1110 \text{ см}^{-1}$  обусловлены колебаниями различных комбинаций тетраэдрических (Si—O)-групп, полосы 750, 770, 790 и  $810 \text{ см}^{-1}$  вызваны колебаниями связи типа Si—O—Al, полоса поглощения  $910 \text{ см}^{-1}$  — колебаниями OH-групп, ближайших к иону Al, полосы 3630

3660, 3710 — валентными колебаниями гидроксильных групп октаэдрического слоя [38—40].

На спектрах комбинационного рассеяния света (спектрах Рамана) диккита в области валентных колебаний ОН-групп, кроме полос поглощения 3710, 3660 и 3630  $\text{см}^{-1}$ , присутствует полоса 3683  $\text{см}^{-1}$  [41].

Используя структурные данные, полученные для диккита из Скулкилл, шт. Пенсильвания (США), Ньюэем [11] показал, что полосы валентных колебаний гидроксильных групп на ИК-спектре диккита соответствуют различным гидроксильным группам в его структуре: полоса при 3700  $\text{см}^{-1}$  — свободным гидроксилам, полосы при 3640 и 3620  $\text{см}^{-1}$  — гидроксилам, связанным водородными связями. Показано, что чем короче длина водородной связи, в которой участвует соответствующая гидроксильная группа, тем ниже частота ее колебаний, а интенсивность полос пропорциональна количеству гидроксидов различных групп, входящих в структуру диккита.

ИК-спектры диккита, каолинита, накрита, галлуазита и метagalлуазита близки и различаются главным образом в коротковолновой области. В спектре диккита имеются слабая полоса 645  $\text{см}^{-1}$  и очень интенсивная полоса 1435  $\text{см}^{-1}$ , отсутствующие в спектре каолинита. В то время как диккит в области валентных колебаний гидроксильных групп дает три интенсивные полосы 3630, 3660 и 3700  $\text{см}^{-1}$ , каолинит — интенсивную полосу 3630  $\text{см}^{-1}$  и очень слабые полосы 3675 и 3660  $\text{см}^{-1}$ . галлуазит — две очень узкие полосы 3630 и 3700  $\text{см}^{-1}$ , причем интенсивность первой всегда больше второй, метagalлуазит дает две полосы 3660 и 3700  $\text{см}^{-1}$  почти равной интенсивности [42].

Теплота образования диккита из элементов  $\Delta H_{298}^{\circ} = -4\,118\,835 \pm 2\,650$  Дж/моль; стандартная свободная энергия Гиббса образования из элементов  $\Delta G_{298}^{\circ} = -3\,796\,310 \pm 2\,680$  Дж/моль; энтропия  $S_{298}^{\circ} = 197,1 \pm 1,3$  Дж/град·моль [43]. Средние коэффициенты термического расширения диккита в интервале температур 25—500°, определенные рентгеновским методом, составляют  $(14,9 \pm \pm 0,84) \cdot 10^{-6}$  в направлении, перпендикулярном базальной плоскости,  $(5,9 \pm \pm 0,4) \cdot 10^{-6}$  в направлении, перпендикулярном к плоскости (010) [44].

**Микр.** В шлифах бесцветный. Двуосный (+). Пл. опт. осей  $\perp$  плоскости симметрии (010) и образует угол 16° с нормалью к (001),  $cNp = 8-9^{\circ}$  ( $r > v$  на 3°); на плоскости (010) по отношению к следу спайности по (001):  $aNm = 23^{\circ}$  ( $r > v$  на 3—5°),  $aNp = -76$  ( $r < v$ ).  $Ng = b$ .  $2V_{Ng} = 50-80^{\circ}$ ; дисперсия осей  $r < v$ , заметная; при скрещенных николях кристаллы часто имеют аномальную голубую интерференционную окраску [8, 17] (Винчелл А. Н., Винчелл Г., 1953; Трёгер, 1980). Приводятся также значения:  $aNm - 14$  [45],  $15-20^{\circ}$  [41],  $16-17^{\circ}$  [8, 45],  $18-19^{\circ}$  [46].

В шлифах пластинки с видимой спайностью имеют положительное удлинение. Такое же удлинение характерно для ромбовидных пластинчатых кристаллов и спайных пластинок, вытянутых по оси  $b$ . Столбчатые кристаллы, вытянутые по оси  $c$ , и удлиненные пластинчатые кристаллы и спайные пластинки (с отношением длины к ширине  $< 1,7$ ), всегда удлиненные по оси  $a$ , имеют отрицательное удлинение.

Показатели преломления колеблются в узких пределах:  $n_g = 1,566-1,571$ ,  $n_m = 1,563-1,565$ ,  $n_p = 1,560-1,562$  (см. в таблицах хим. анализов).

**Хим.** Теор. состав:  $\text{SiO}_2 - 46,55$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 39,49$ ;  $\text{H}_2\text{O} - 13,96$ . Данные анализов диккита близки к его теоретическому составу. В незначительных количествах устанавливаются К, Na, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, связанные, очевидно, с примесями других минералов. Допускается вхождение в решетку минерала хрома, замещающего алюминий в октаэдрах [28], что, однако, не может считаться доказанным. Методом ЭПР в дикките обнаружено присутствие ионов ванадила  $\text{VO}^{2+}$ , но вхождение ванадия в решетку минерала не доказано [47].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{Na}_2\text{O}$	—		0,03	0,061	Сл.	0,02	0,26	0,10	0,02
$\text{K}_2\text{O}$	—	0,12	0,02	Не обн.	Не обн.	0,07	0,009	0,15	0,05
$\text{MgO}$	Сл.	0,28	0,17	0,12	»	0,09	0,81	0,12	0,28
$\text{CaO}$	Не обн.	0,17	Не обн.	0,21	0,20	0,30	—	0,40	0,056

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	»	—	—	Сл.	0,004	Не обн.	Сл.	—	Не обн.
FeO	0,17	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	»
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,91	38,04	39,54	39,03	40,96	39,43	37,74	39,82	40,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,67*	0,15	1,25	0,12	0,13	—	0,11	0,25
SiO <sub>2</sub>	45,49	44,87	46,43	45,18	44,85	46,22	46,54	46,12	45,04
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,64	Не обн.	—	Сл.	Не обн.	—	—	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	13,92	—	—	—	—	13,79	13,53	13,76	12,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,01	—	—	—	0,46	0,29	0,31	0,16	1,20
П. п.	—	14,41	14,20	14,07	13,59	—	—	—	—

Сумма	100,50	100,20	100,54	(99,921)	(100,184)	100,46 <sup>2*</sup>	99,449 <sup>3*</sup>	100,74	99,826 <sup>4*</sup>
Уд. в.	2,61— 2,62	—	—	2,575	—	—	—	—	—
<i>n<sub>g</sub></i>	1,567	1,566— 1,567	1,569	1,567	—	1,566— 1,567	1,567	1,566— 1,567	1,567
<i>n<sub>m</sub></i>	1,564	—	—	—	—	1,562	—	1,562— 1,563	1,562
<i>n<sub>p</sub></i>	1,561	1,560— 1,561	1,566	1,561	—	1,560	1,561	1,558— 1,559	1,560
—) 2 <i>V</i> , °	69	50	—	49—51	—	50—60	54	52	52

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO. \*\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,12. \*\*\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,01, SO<sub>3</sub>—0,24. \*\*\*\* Кроме того, CO<sub>2</sub>—0,24.

— прозрачные бесцветные кристаллы, из рудника Даггафонтейн. Витватерсранд (ЮАР) [45]; 2—плотный агрегат (агальматолит) призматических кристаллов, из вторичных кварцитов, массив Кара-Чеку (Центральный Казахстан), анал. Васильева [4]; 3—белый блестящий порошок, из кальцитовых жеод, район Баркли Ист, Капская провинция (ЮАР) [23]; 4—плотный белый, из прожилка в окварцованных песчаниках ртутного месторождения (Северо-Западный Кавказ), в оригинале сумма 100,143 [27]; 5—белый, из секущей пегматит кальцит-флюорит-кварцевой жилы, месторождение Люпикко, Питкьянское пегматитовое поле (Северное Приладожье), в оригинале сумма 100,30 [48]; 6—белый плотный, из прожилков в карбонатной угленосной толще Донбасса, анал. Кривошлык [49]; 7—белый тонкокристаллический, из пустот кварцевых жил, Тибское ртутное месторождение (Северный Кавказ), анал. Кутяева [50]; 8—плотный, из прожилков в юрской песчано-сланцевой толще Ахейского ртутного месторождения, Абхазия (ГрузССР), анал. Оманидзе, Тауглих [51, 52]; 9—белый плотный агальматолит, из контакта протерозойских известняков с нижнепалеозойскими гранитами. Бурхи-Шибирское месторождение (Бурятская АССР), анал. Замуруева [53].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na <sub>2</sub> O	—	0,50	—	—	—	0,24	—	—	Сл.
K <sub>2</sub> O	—	Не обн.	—	—	—	0,01	—	0,08	»
MgO	—	»	—	—	—	Сл.	—	Сл.	0,86
CaO	—	0,69	—	—	—	Не обн.	0,06	0,12	0,12
MnO	—	—	—	—	—	»	—	—	—
FeO	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,68	39,48	38,93	39,61	39,59	40,17	39,34	38,92	38,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,72	—	—	0,11	0,14	0,01	1,03	0,88
SiO <sub>2</sub>	46,47	44,00	46,53	46,14	46,35	45,31	45,99	45,62	45,42
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	Не обн.	0,21	—	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,14	14,88	14,54	13,91	13,93	13,89	—	13,98	13,42
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,02	—	—	—	0,35	—		0,54
П. п.	—	—	—	—	—	—	14,45	—	—

Сумма	100,29	100,49*	100,00	99,66	100,13 <sup>2*</sup>	100,11	100,06	99,75	100,08-
Уд. в.	2,61	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n<sub>g</sub></i>	—	1,567	—	1,571	—	—	—	—	—
<i>n<sub>m</sub></i>	—	1,564	—	1,565	—	—	—	—	—
<i>n<sub>p</sub></i>	—	1,561	—	1,562	—	—	—	—	—
(+) 2 <i>V</i> , °	—	45	—	—	—	—	—	—	—

\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,20. \*\* В том числе F—0,15.

10—белый, со слабым зеленоватым оттенком и шелковистым блеском, из рудных жил Нагольного кряжа, Донбасс, был описан как накрит [54]; 11—из прожилка в угленосных отложениях карбона, Есауловка, Донбасс, анал. Шайкевич [55]; 12—прозрачные совершенные призматические кристаллы, из пустот

кварцевой жилы в сланце, о-в Англси в Ирландском море, первоначально описан как каолинит, анал. Тукей [1]; 13—прозрачные бесцветные кристаллы размером 0,1—0,5 мм, из порошковидных масс, угольное месторождение Пайн Хот Коллиери, округ Шайлклл, шт. Пенсильвания (США), анал. Брэди [19]; 14—белый или соломенно-желтый порошок, состоящий из мелких гексагональных кристаллов, из полостей кварцевых жил, месторождение Нэшнел Белл Майн близ Силвертона, шт. Колорадо (США), первоначально описан как каолинит, в качестве примеси установлены окислы железа, анал. Хиллебранд [56]; 15—плотный, сложенный из удлиненных по оси *a* кристаллов размером около 5 мкм, из месторождения фарфорового камня типа росеки, рудник Эбара, преф. Хного (Япония), анал. не указан [57]; 16—прозрачные кристаллы размером 0,05×0,05×0,01 мм, из месторождения фарфорового камня типа росеки, рудник Шокосан, преф. Хиросима (Япония) [58]; 17—из антимонитовых жил Хокуго, преф. Миядзак (Япония) [59]; 18—из месторождения фарфорового камня типа росеки, рудник Като, преф. Окаяма (Япония) [60].

См. также хим. анализы в работах [17, 55, 61, 62].

**Диагн. исп.** В холодных  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и  $\text{HNO}_3$  не растворяется. Порошок с трудом растворяется в кипящих  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Кристаллы медленно разлагаются в  $\text{HF}$ , разбавленной водой в отношении 1 : 1 (порошок разлагается в более слабом растворе  $\text{HF}$ ). При прокаливании с азотнокислым кобальтом окрашивается в синий цвет (реакция на  $\text{Al}$ ). П. п. тр. не плавится, прозрачные столбчатые кристаллы вспучиваются [56, 63].

**Повед. при нагр.** Температура плавления (огнеупорность) около  $1770^\circ$  [57]. Кривая ДТА характеризуется эндотермическим эффектом в интервале  $500\text{—}800^\circ$  и экзотермическим эффектом в области  $950\text{—}1000^\circ$  [64]. Положение и характер эндотермического пика, соответствующего дегидратации (дегидроксилизации), зависят от размера частиц минерала. Обычно температура эндотермического эффекта  $650\text{—}700^\circ$ , что примерно на  $100^\circ$  выше температуры аналогичного эффекта каолинита; это объясняется меньшими размерами частиц последнего.

Уменьшение размеров частиц диккита при растирании ведет сначала к появлению на кривых ДТА второго эндотермического пика при более низкой температуре и к уменьшению, а затем исчезновению исходного эндотермического пика диккита, что делает его термограмму аналогичной таковой каолинита [65].

На некоторых кривых ДТА диккитов в интервале  $500\text{—}800^\circ$  имеются два эндотермических пика, что свидетельствует о различной величине частиц минерала, а не о примеси каолинита [66]. Каолиниты с размерами частиц, близкими к диккиту, дают кривые ДТА, аналогичные диккитовым [67, 68], с температурой эндотермического эффекта при  $700^\circ$ , что не позволяет использовать температуру дегидратации для отличия диккита от каолинита [64]. Растирание диккита в ступке всухую в течение 15 мин приводит к полному разрушению кристаллической решетки минерала [69].

Максимальная равновесная температура дегидратации диккита в гидротермальных условиях такая же, как у каолинита и накрита, и равна  $405^\circ$  при давлении 0,7 кбар [70]. На кривых ДТА, полученных под давлением водяного пара от 0,001 до 0,7 кбар, максимальная температура дегидратации диккита составляла  $666^\circ$  при давлении 0,028 кбар. При более высоких давлениях температура дегидратации понижается и при 0,7 кбар составляет  $640^\circ$  [71].

Энергия активации дегидратации диккита при нормальных условиях, определенная методом ДТА, составляет 52,5 ккал/моль, теплота реакции —156 кал/г [72]. Теплоемкость диккита при 298,15 К — 58,86 кал/град·моль [73], а в интервале  $20\text{—}400^\circ$  — около 50 кал/град·моль [64].

При нагревании до температуры дегидратации ( $550\text{—}800^\circ$ ) диккит в отличие от каолинита образует промежуточную, так называемую хлоритоподобную 14 Å-фазу с базальным межплоскостным расстоянием 13,7—13,8 Å [74]. Образование 14 Å-фазы начинается одновременно с началом процесса дегидратации и достигает максимума при удалении большей части или всех гидроксильных групп из структуры диккита, что не позволяет рассматривать ее как хлоритоподобную. Диккиты с «неупорядоченной» структурой, у которых температура дегидратации ниже  $550^\circ$ , подобной фазы не образуют [75].

Структурные исследования кристаллов диккита из месторождения Шокосан в преф. Хиросима (Япония) показали [76, 77], что дегидратация диккита с образованием метадик-

кита заключается в удалении части гидроксильных групп из неразделенных ребер октаэдров  $\text{OH—OH}$ , при этом ребра октаэдров, примыкающие к вершинам, общим с  $\text{SiO}_4$ -тетраэдрами, остаются неизменными. В результате общий структурный скелет почти полностью сохраняется, а первоначальное октаэдрическое окружение  $\text{Al}$  изменяется до существенно искаженного тетраэдрического [76, 77].

Регидратация диккита происходит при условиях, аналогичных регидратации каолинита, без восстановления исходной структуры. Повторный обжиг регидратированного диккита подобно каолиниту [78] приводит к резкому увеличению его прочности, достигающей  $1400 \text{ кг/см}^2$  [78].

Уд. в. метадикиита, дегидратированного на  $96,5\%$  диккита из месторождения Шокосан, преф. Хиросима (Япония),—  $2,50$  [77].

Процесс дегидратации диккита заканчивается к  $850\text{—}900^\circ$ ; в этой температурной области в метадикиитовой  $14 \text{ \AA}$ -фазе сохраняется не более  $0,2\text{—}0,3\%$  гидроксильных групп. При  $900\text{—}950^\circ$  метадикиитовая фаза переходит в  $(\text{Al—Si})$ -шпинелевую фазу. Экзотермический эффект при  $950\text{—}1000^\circ$  связывается с образованием муллита, однако его точная природа окончательно не выяснена. Тепловой эффект реакции составляет  $+30\text{—}40 \text{ кал/г}$  [64, 79, 80].

Как и для других каолиновых минералов, в низкотемпературной области в интервале от  $-2$  до  $+5^\circ$  на кривых ДТА может фиксироваться небольшой эндотермический эффект, связанный с плавлением воды, адсорбированной на поверхности частиц минерала [64].

Дилатометрические исследования показали, что диккит, так же как каолинит и галлуазит, до  $500^\circ$  имеет среднее тепловое расширение около  $0,5\%$ . От  $500$  до  $640^\circ$  у диккита происходит значительная усадка, сопровождающая процесс дегидратации. Далее вплоть до  $880^\circ$  происходит непрерывное, хотя и незначительное увеличение усадки. В области от  $880$  до  $940^\circ$  наблюдается более интенсивная усадка, связанная с переходом метадикиита в  $(\text{Al—Si})$ -шпинель. В интервале от  $940$  до  $1050^\circ$  также установлена незначительная усадка [81]. У диккита при температуре  $650^\circ$  проявляется аномальное расширение, четко фиксируемое на дилатометрической и дифференциально-дилатометрической кривых нагревания. Этот эффект предлагалось использовать для диагностики малых количеств диккита в смеси с другими минералами каолиновой группы [82]. Однако было показано, что каолинит также может вспучиваться при дегидратации [83—85] (см. «Каолинит»).

Водяно-прозрачные совершенные кристаллы диккита псевдогексагонального облика размером от  $0,35$  до  $0,50 \text{ мм}$  по оси  $c$  и около  $0,30\text{—}0,35 \text{ мм}$  по осям  $a$  и  $b$  из Кулантубинского месторождения фарфорового камня в Южном Казахстане при дегидратации в вакууме  $10^{-6} \text{ мм рт. ст.}$  и скорости нагревания около  $1000^\circ$  мин вспучиваются. При этом изменение объема кристаллов в процессе дегидратации происходит почти мгновенно, кристаллы теряют прозрачность, их размер по оси  $c$  увеличивается в  $3\text{—}5$  раз, размеры по осям  $a$  и  $b$  не изменяются [86].

Об изменении площади внутренней поверхности при нагревании диккита см. с. 39 [87].

**Наход.** Распространенный гидротермальный средне- и низкотемпературный минерал. Особенно часто встречается в близповерхностных низкотемпературных ртутно-сурьмяных, золоторудных, свинцово-цинковых и медноколчеданных месторождениях как один из поздних минералов. Широко распространен в гидротермально-измененных породах, особенно во вторичных кварцитах. Довольно часто встречается в осадочных терригенных и реже в карбонатных породах различного возраста; выполняет поры пород или образует в них секущие, часто мономинеральные прожилки. Нередок в угленосных толщах и нефтеносных породах. Такой диккит чаще рассматривается как возникший путем перекристаллизации каолинита, но более вероятно его отложение из горячих пластовых вод, не всегда связанных с магматическим источником. Отмечены случаи нахождения диккита в корах выветривания и элювиальных бокситах. Ниже приведено описание находок диккита по регионам.

На Кольском полуострове диккит найден в кианитовых сланцах Кейв в виде белых и зеленых плотных выделений в ассоциации с сульфидами, парагонито-

вой слюдкой в трещинах пород; часты псевдоморфозы по кианиту и плагиоклазу; образование минерала связывается с регрессивной фазой метаморфизма [88]. В Северном Приладожье сахаровидные скопления диккита до 12 см в поперечнике встречены в гидротермальных кальцит-флюорит-кварцевых жилах [48].

В песчаниках и конгломератах Печерского угольного бассейна слагает жилки альпийского типа [25, 26].

На КМА диккит встречен в железорудной и бокситовой коре выветривания пород курской серии верхнего докембрия вместе с каолинитом, сидеритом и хлоритом [89, 90].

В Закарпатье жилки диккита обнаружены в эруптивных брекчиях на Оленевском ртутном месторождении [91]. Во вторичных кварцитах Береговского холмогорья диккит с каолинитом образуют псевдоморфозы по плагиоклазу [92].

Гидротермальные каолины Береговского месторождения сложены преимущественно диккитом с примесью каолинита и галлуазита; кристаллы диккита имеют размеры 1—2 мм в поперечнике, но большую толщину, что обуславливает низкую пластичность каолинов этого месторождения [93].

В Приднестровье диккит найден в цементе песчаников могилевской и ущицкой свит (рифей—ордовик) [46]. Встречен вместе с сульфидами Pb и Zn в фосфоритовых конкрециях ущицкой свиты в ассоциации с пирофиллитом, каолинитом, мусковитом, отмечен в сульфидных жилах, секущих песчаники могилевской свиты [94].

В Львовско-Волынском каменноугольном бассейне диккит встречен в сидеритовых конкрециях [95], в Волновахской зоне разломов — в кварц-карбонатных жилах с сульфидами [96]. Диккит регионально развит в визейских кварцевых песчаниках Днепровско-Донецкой впадины на глубинах свыше 3,3 км в виде прозрачных призматических кристалликов размером до 0,2 мм, найден в порах в ассоциации со сфалеритом, пиритом, анкеритом и доломитом [97, 98].

В Донском бассейне диккит — наиболее распространенный нерудный минерал в жильных свинцово-цинковых, ртутно-сурьмяных и золоторудных месторождениях [54, 55, 99—113]. В терригенных угленосных отложениях карбона диккит слагает тонкие прожилки и цемент песчаников [114—116], в карбонатных породах выполняет поры и образует псевдоморфозы по обломкам брахиопод, криноидей и острапод и распространен на глубину до 1500 м [117]. В тонштейнах угольных пластов образует прожилки [118, 119]. Рассматривается как гидротермальный [120, 121] или как возникший за счет преобразования каолинита [122].

В Крыму диккит встречен в зонах дробления и карбонатных жилах в диабазовых близ Симферополя [123], где первоначально был описан как накрит [124, 125]. На Южном Берегу Крыма образует жилки мощностью до 1,5 см в триасовых сланцах таврической свиты [126].

На Кавказе диккит широко распространен на ртутных месторождениях Абхазии [127] и Верхней Сванетии [128]. На Северном Кавказе диккит встречен в ассоциации с киноварью и гидрослюдой на ряде ртутных месторождений [27, 50, 129, 130]. Большая часть ртутных месторождений Кавказа принадлежит к кварц-диккит-киноварному и диккит-кальцит-киноварному рипам. В месторождениях, приуроченных к терригенным толщам, характерными спутниками ртутной минерализации являются диккит и кварц, а в карбонатно-терригенных — диккит и кальцит [131]. На Малом Кавказе диккит в ассоциации с каолинитом, алунином, зунитом, пирофиллитом и серицитом широко развит в гидротермально-измененных породах Дашкесана и других железорудных месторождений АзербССР [132, 133]. В гидротермальных каолинах Загликского, Кара-Мурадского, Чардахлинского и Готульского месторождений, образовавшихся по юрским вулканогенным осадочным породам, диккит находится в ассоциации с галлуазитом, гидрослюдой, монтмориллонитом, алунином, гётитом, кальцитом [134, 135].

В Армении диккит встречен в значительных количествах в рудах Кафанского медноколчеданного и Дзорастанского молибденового месторождений [136, 137]. В гидротермально-измененных кислых эффузивах Туманянского месторождения фарфорового камня в Армении диккит слагает тонкие мономинеральные прожилки в кварц-диккитовых породах; в дикките методом ЭПР обнаружено присутствие ванадила  $VO^{2+}$ , спектральным анализом установлено 0,1% ванадия [47].

На Урале диккит встречен в пиритовых рудах Подольского медноколчеданного месторождения, где выполняет пустотки с кварцем, эдингтонитом, баритом, карбонатами, серицитом, цеолитами и хлоритом [138], а в крутопадающих зонах разломов находится в ассоциации с гипсом, ангидритом и флюоритом [139]. В Урало-Тургайской области диккит слагает тонкие прожилки и гнездообразные выделения в триас-юрских угленосных осадочно-вулканогенных отложениях, а также встречен в ассоциации с флюоритом, пиритом, каолинитом, накритом, доломитом в зонах разломов гнейсов [140]. На Среднем Урале диккит обнаружен в кварцевых жилах Адуйского гранитного массива на Шайтанском месторождении переливта — узорчатого камня, представляющего собой диккит-кварцевый агрегат, содержащий от 1 до 10% диккита. При совместном росте кварца и диккита последний, отлагаясь на гранях ромбоэдров кварца, вызывал расщепление его кристаллов и образование радиально-лучистого кварца [141].

В нижнекарбонových песчаниках Кизеловского каменноугольного бассейна диккит наблюдается в виде сростков с каолинитом [142]. В девонских бокситах Североуральского бассейна мономинеральные крахмалоподобные скопления диккита с поперечником до 50 см, сложенные тонкими пластинками размером 0,01—0,02 мм, выполняют пустоты в известняках подошвы рудных тел [143—145]. В диаспор-бёмитовых девонских бокситах Южноуральского бассейна диккит в ассоциации с алюминитом, базальюминитом, мелантеритом, гиббситом, аллофаном образует рыхлые выделения в пустотах [146, 147].

В Средней Азии диккит широко распространен на ртутном месторождении Гальдраут в Туркестанском хребте, где слагает мономинеральные выделения размером до 1 см [148]. В Западном Узбекистане диккит в виде тонких прожилков в ассоциации с каолинитом, монтмориллонитом, шабазитом, гидрослюдой, сфалеритом, пираргиритом, пруститом развит в гидротермально-измененных протерозойских песчаниках и сланцах гор Бельтау [149]. В рудном поле Мурнтау диккит образует прожилки мощностью около 1 см, представлен сплошными зелеными и желтовато-белыми массами [150, 151]. В Центральных Кызылкумах встречен в маломощных прожилках накрита, пересекающих жилы халцедоно- и розетковидного кварца [152]. На Акташском месторождении диаспора в Узбекистане вместе с каолинитом, пирофиллитом и диаспором слагает плотные агальматолиты, образовавшиеся по средним и кислым эффузивам [5, 153].

В дикките из агальматолита Акташского месторождения методом ЭПР установлено присутствие ванадила  $VO^{2+}$  [47].

На алунитовом месторождении Аксаката диккит находится в ассоциации с алунином, диаспором, пирофиллитом, зунитом, флюоритом, гематитом; частью образовался по диаспору; содержит до 210 г/т галлия и до 62 г/т ванадия [154]. На алунитовом месторождении Шавас (юго-запад Чаткальского хребта) встречен в ассоциации с каолинитом, серицитом, пирофиллитом, алунином и диаспором; содержит до 60 г/т галлия [155]. Значительные скопления диккита во вторичных кварцитах Чаткало-Кураминского региона Узбекистана отмечены также на месторождениях Каранкуль, Кургаз Гушсай и др. [62]. В Таджикистане диккит отмечен в аргиллизированных породах ртутного месторождения Кончон [156]; на Джижикрутском ртутно-сурьмяном месторождении диккит развит в рудах двух нижних горизонтов, а каолинит — в трех верхних горизонтах [61, 157], первоначально был описан как накрит [158]. На месторождении флюорита Кули-Калон в Таджикистане диккит вместе с на-

ритом, палыгорскитом и каолинитом заполняет пространство между кристаллами флюорита, барита, кальцита в толще силурийских известняков [159]. В Зеравшано-Гиссарском рудном поясе известен в кварц-антимонитовых жилах в ассоциации с анкеритом, халцедоном, пиритом, арсенопиритом и халькопиритом на сурьмяных месторождениях Бузинова и Скальное [160—162]. Широко распространен на Хайдарканском и Мыкском ртутных и Кадамжайском сурьмяном месторождениях Южной Ферганы [61].

В Центральном Казахстане диккит в виде фарфоровидных белых масс встречается в молибден-вольфрамовом месторождении Караоба, выделялся в позднюю стадию минерализации и замещал флюорит, топаз, мусковит, серицит [163]. В медно-порфировом месторождении Сокуркой в Северном Прибалхашье найден в ассоциации с каолинитом, накритом, галлуазитом и алунитом, распространен в аргиллизированных вулканогенно-осадочных породах до глубин 100—150 м [164].

Диккит является широко распространенным минералом в большинстве массивов вторичных кварцитов Казахстана, в которых образует крупные мономинеральные плотные агальматолитовые выделения и выполняет пустоты [5, 31, 32]. Во вторичных кварцитах Западно-Карагандинского района встречается в ассоциации с каолинитом, пирофиллитом, серицитом, алунитом, диаспором [165]. На месторождении фарфорового камня Кулан-Тюбе в Южном Прибалхашье слагает мономинеральные прожилки мощностью до 10—12 см, а также образует крупные (до 1—2 мм) столбчатые кристаллы в пустотках вторичных кварцитов, часто полисинтетически сдвойникованные; выделялся ранее алунита, но одновременно с гематитом [166]. В Северо-Западном Прибалхашье диккит вместе с кварцем слагает периферические части массивов вторичных кварцитов Борлы, Итгас, Кызылкайнар, Карабас, Кызылтас, Аралтобе [167]; в массиве Кара-Чеку образует псевдоморфозы по полевым шпатам, находится в ассоциации с андалузитом, диаспором, корундом, баритом, алунитом, рутилом [4]. В песчаниках и конгломератах Карагандинского угольного бассейна диккит слагает тонкие жилки альпийского типа; образовался из горячих растворов [25, 26].

В Южном Казахстане встречается в бёмитовых бокситах Мансуратинского проявления в нижекарбонатных известняках; угловатые и слабо окатанные обломки плотного диккита размером до 1 см составляют 5—15% обломочно-бёмитовых бокситов [168].

В Сибири найден в ассоциации с кальцитом, бертьерином и каолинитом в гидротермально-измененных граносиенитах; замещает все первичные минералы исходных пород, образует тонкие мономинеральные прожилки [169].

В Терлисайском ртутном месторождении в Туве диккит вместе с каолинитом (до 30%) присутствует в составе агальматолитов [170]. Агальматолиты месторождения Сарых-Хая в Туве, образованные по вулканическим породам нижнего палеозоя, сложены диккитом с примесью диаспора [171, 172]. Во вторичных кварцитах Рудного Алтая слагает плотные агальматолиты с примесью топаза, рутила, серицита и более крупными идиоморфными кристаллами диаспора, частично замещенного диккитом [34].

В Чаганузунском ртутном месторождении на Горном Алтае диккит вместе с кальцитом, кварцем, киноварью, каолинитом и гидрослюдой присутствует в листовенитах по серпентинитам [173]. На северо-западе Алтая в массивах вторичных кварцитов, образованных по среднедевонским кислым эффузивам, встречаются диккитовые и кварц-каолинит-диккитовые породы с содержанием диккита до 80% [174], а также железорудные проявления с диккитовой минерализацией [175]. В Горном Алтае на месторождении бокситоподобных пород Каяшкан диккит в ассоциации с амезитом, гётитом, пирофиллитом, каолинитом, мусковитом и диаспором слагает гидротермальные аргиллизиты в кембрийских известняках [176]; на ртутных рудопоявлениях образует мономинеральные прожилки в кембрийских известняках [177]. В поровом цементе нематаморфизованных верхнеюрских песчаников Западной Сибири обнаружены аутигенные диккит, накрит и каолинит, развитые до глубины 1500 м, но отсутст-



вующие в более глубоких горизонтах в породах со щелочными водами. Диккит и сопутствующие ему минералы образовались из обогащенных углекислотой слабокислых вод с температурой около 80° [178, 179].

В Забайкалье диккит слагает плотные белые массы в Лево-Ингодинском оловянно-вольфрамовом месторождении; выполняет пустоты и трещины в рудном штокверке, частью образовался по топазу и мусковиту [180]. В медно-молибденовом штокверке в гранитах Восточного Забайкалья вместе с каолинитом слагает аргиллизированные породы [181]. Во флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья диккит часто вместе с накритом, каолинитом и галлуазитом присутствует в виде включений и присыпок в крупнокристаллическом флюорите, выполняет пустоты и трещины вместе с поздним шестоватым флюоритом. Диккит выделялся после накрита [182]. На Балейском золоторудном месторождении вместе с каолинитом, накритом и гидрослюдами образует прожилки и мономинеральные выделения в аргиллизированных песчаниках [183].

Агальматолиты Бырхи-Шибирского месторождения Бурятии сложены диккитом и образовались по мраморам и гранитам [53].

В Якутии диккит вместе с серицитом, алунином, пирофиллитом и диаспором известен во вторичных кварцитах Березовской шовной зоны. Диккит здесь является наиболее поздним гидротермальным минералом и выполняет вместе с алунином и кварцем пустотки в гидротермально-измененных породах [184]. В центральной части Яно-Колымской складчатой системы диккит обнаружен в кварц-антимонитовых жилах в ассоциации с железистым доломитом, бертьерином, мусковитом, самородным золотом, сфалеритом, джемсонитом, давсонитом, апатитом, шеелитом, кермезитом, валентинитом, монтмориллонитом и каолинитом [185]. В сурьмяных месторождениях Верхояно-Колымской провинции установлен на Сарылахском и Малотарынском месторождениях, где слагает тонкочешуйчатые агрегаты в зонах смятия; на Нитканском месторождении — в центральных частях анкеритовых прожилков и в виде цемента брекчии с обломками кварц-антимонитовой руды; в гидротермально-измененных породах Сентачана — в смеси с парагонитом [186].

На Северо-Востоке СССР диккит обнаружен в оловорудном месторождении Галимый (Магаданская обл.) в зонах околожильного изменения кварц-турмалиновых жил с касситеритом, хлоритом, сульфидами и сидеритом; также выполняет промежутки между крустифицированными сидеритом обломками кварцевых порфиоров [187]. В месторождениях оловоносных вторичных кварцитов Северо-Востока СССР (Грейзен и Невское) встречен в ассоциации с топазом, мусковитом, турмалином, флюоритом, зунитом, андалузитом, пирофиллитом, диаспором, хлоритом, касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, галенитом и сфалеритом [188].

Во вторичных кварцитах Арманского месторождения на побережье Охотского моря диккит совместно с алунином слагает плотные агальматолиты [189]. В золото-серебряном месторождении Утесное, приуроченном к Арманской вулканической структуре, широко развиты гидротермальные каолинит-диккит-алунит-кварцевые аргиллизиты по меловым игнимбрикам; в последних агрегаты диккита образуют мономинеральные прожилки, гнезда и линзы; в нижней части зоны аргиллизации в смеси с диккитом встречен накрит [190]. Диккит — типоморфный минерал ртутных месторождений Северо-Востока. В значительных количествах он развит в месторождениях Лянганай, Буговское, Устьево, Гековское, Акимовское, Нептун, Сергеевское, Дорожное, Рудное, Олюторское, Палянское, Коневаам, на месторождениях Тавенского узла; в рудных жилах встречается с киноварью, дисульфидами железа, железистым доломитом, серицитом; частью образует мономинеральные прожилки во вмещающих сланцах и песчаниках [61, 191]. На Камчатке диккит с каолинитом, алунином, диаспором и серицитом установлен во вторичных кварцитах по пирокластическим породам Срединно-Камчатского хребта [192]; в ассоциации с кварцем, доломитом, антимонитом и киноварью — в сурьмяно-ртутных месторождениях диккит образует тонкие безрудные прожилки или частично выполняет пустоты рудного кварца [193, 194]. В Нижнем Приамурье является породообразующим

минералом вторичных кварцитов золоторудного месторождения Белая Гора [195]; находится в ассоциации с адуляром, тонкодисперсными мусковитами модификаций  $1M$ ,  $2M_1$  и  $2M_2$  и литиевым тосудитом [196—198]. В качестве породообразующего минерала диккит известен также в других массивах вторичных кварцитов Приамурья (Гряда Каменная, Правояонский и др.), в которых он находится с серицитом, пирофиллитом, диаспором, алунином, андалузитом, корундом, турмалином, дюмортьеритом, зуниитом, лазулитом, хлоритом, монтмориллонитом, баритом, гематитом, пиритом, сфалеритом, теннантитом, рутилом [199]. В золоторудном месторождении Многовершинное в Нижнем Приамурье диккит в ассоциации с каолинитом и галлуазитом слагает послерудные глинистые породы [200].

В Приморье в Октябрьском и Тернистом оловорудных месторождениях встречен в ассоциации с турмалином, мусковитом, пирофиллитом, хлоритом, касситеритом, дюмортьеритом, диаспором, рутилом, адуляром, галенитом, сфалеритом [201]. В качестве породообразующего минерала диккит известен в массивах вторичных кварцитов Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса — Тетюхинском, Евстафьевском, Самаргино-Единском, Тернейском, Ванчинском, Ольгинском; слагает диаспор-пирофиллит-диккитовые и пирофиллит-диккитовые тела с серицитом, каолинитом, алунином, самородной серой (Тетюхинский массив), андалузитом, гипсом, турмалином, дюмортьеритом, лазулитом, корундом, топазом, гематитом, зуниитом, ярозитом, пиритом [202]. В фарфоровых камнях Гусевского месторождения диккит, каолинит и мусковит замещают полевые шпаты вкрапленников и основной массы дацитовых порфиров [203].

За рубежом диккит известен во многих странах. В Венгрии он вместе с каолинитом выполняет пустоты в гидротермально-измененных сарматских риолитовых туфах Мада; в виде удлиненных по оси  $a$  кристаллов длиной 15—20 мкм и шириной до 8 мкм покрывает стенки пустот, центральная часть которых заполнена плотным каолинитом (кристаллиты меньше 1 мкм) [22].

В Болгарии диккит — основной глинистый минерал вторичных кварцитов Среднегорской зоны; например, на месторождениях Красен, Челопеч и Бор он образует гнездоподобные скопления вместе с диаспором, алунином, андалузитом, серицитом, частью замещая вкрапленники полевых шпатов андезитов [204].

В Польше диккит обнаружен во Флишевых Карпатах — в гидротермальных флюоритовых прожилках в зонах дробления меловых известняков [205]. В Южной Польше вместе с каолинитом выстилает стенки трещин в кремнистых сланцах меленитовой серии; рассматривается как продукт серноокислотного выветривания [206, 207]. В Свентокшисских горах выполняет центральные части кварцевых друзовых полостей в кембрийских, ордовикских и девонских песчаниках, алевролитах и карбонатных породах; встречен в кварц-карбонатных жилах с сульфидами, прослеженных до глубины 800 м от поверхности, в ассоциации с сидеритом, доломитом, кальцитом, баритом, сульфидами  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Fe$ ; образует псевдоморфозы по кристаллам карбонатов и барита [208, 209]. В Судетах в виде белых желваков обнаружен в верхнепалеозойских вулканических породах около Валбжиха [210]. В Нижней Силезии диккит встречен в полостях рудных жил месторождения Стара Гора; выделялся позже халькопирита, пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, буланжерита, кварца, тонкочешуйчатого мусковита и каолинита, но раньше кальцита [211]. На севере Польши обнаружен на глубине 2500—3100 м в Поморской мульде в прожилках, секущих карбоновые пелитовые и карбонатные породы, находится вместе с каолинитом, доломитом, ангидритом, галитом, кварцем, кальцитом, галенином, сфалеритом и гематитом [212].

В Чехословакии диккит в виде удлиненных по оси  $a$  кристалликов длиной 0,06 мм и шириной 0,02 мм найден в сидеритовых конкрециях вместе с галенитом, сфалеритом и баритом в карбоновых отложениях Раковницкого угольного бассейна [116, 213, 214]. В Западной Чехии вместе с тонкоигольчатым миллеритом выполняет трещины в ордовикских сланцах (игольчатые кристаллы милле-

рита заключены в кристаллах диккита и нарастают на них). Там же вместе с галенитом, кварцем и пиритом диккит найден в руднике Миликов [213], в районе Пршигов — в сурьмяном руднике Эмилие и в измененных вмещающих породах с кварцем, хлоритом, монтмориллонитом, каолинитом [215]. В оловянно-вольфрамовом месторождении Циновец (Чехия) белые плотные и прожилковатые массы диккита, сложенные кристаллами размером около 0,005 мм, выполняют друзовые полости и трещины в рудных жилах, грейзенах и гранитах. Образовался после грейзенизации, находится в ассоциации с флюоритом, который частью замещен диккитом [216]. Близ Яхимова диккит распространен в дайковой зоне, где представлен таблитчатыми кристаллами размером до 20 мкм [217]. В Словакии в Спишко-Гемерских рудных горах встречен в карбоновых тальк-хлорит-серицитовых сланцах с магнетитом и доломитом, а также в сидерит-барит-сульфидных и сидерит-анкерит-сульфидных жилах, слагая там крахмалоподобные и восковидные агрегаты в ассоциации с кварцем, кальцитом, пиритом [218, 219]. В Центральной Словакии в районе Нова Баня диккит образует прожилки (мощностью 1—2 мм) в андезитах; представлен порошковатыми снежно-белыми массами, сложенными червеобразными кристалликами [220]. Выполняет (вместе с кальцитом, реже анкеритом и пиритом) трещины в глинисто-сидеритовых карбоновых породах угленосной толщи Острава-Карвинского района [221]. Обнаружен в карбоновых спилитах Пльзеньского бассейна [222].

В ГДР диккит известен в Тюрингенском Лесу на железорудном месторождении Шмидфельд близ Зальфельда в виде белых и зеленовато-голубых корочек толщиной до 0,5 см, нарастающих на шамозит, находится в ассоциации со сфалеритом; содержит 0,02%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и следы  $\text{V}_2\text{O}_5$  [223].

В Боснии (Югославия) близ г. Теслич хромсодержащий диккит вместе с хромсодержащими каолинитом и смектитом слагают 30-метровую зону гидротермальных аргиллитов около кварц-сульфидной жилы в ультраосновных породах [28].

В Штирии (Австрия) встречен с каолинитом, кварцем, кальцитом, пиритом и марказитом в рудных жилах в зеленых сланцах [224]; в гидротермально-измененных породах района Зальцбурга диккит образовался по серициту [225]. В кварцевых жилах, секущих графитовый прослой в графитовом руднике Кайзерберг (Штирия) белый агрегат тонких червеобразных кристаллов диккита выполняет вместе с пиритом, галенитом и сфалеритом небольшие полости [226].

В ФРГ диккит обнаружен в ассоциации с мусковитом, пирофиллитом, хлоритом и каолинитом в силурийских черных туффовых шиферных алунитовых сланцах Франксонского Леса в Северо-Восточной Баварии [227]. В гидротермально-измененных туфах кварцевых порфиров Шварцвальда выполняет пустоты вместе с серицитом, накритом, каолинитом, доломитом, кальцитом, арагонитом, флюоритом, баритом, турмалином, эпидотом, селадонитом и апатитом [228]. В каменноугольном районе Ахен обнаружен в прожилках вместе с кварцем, пиритом, миллеритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и аннабергитом [229].

В Унтергадине (Швейцария) образует мономинеральные прожилки (мощностью до нескольких миллиметров) в породе, состоящей из кварца, доломита, диккита и титанита [230]. В ущелье Шплюген на итало-швейцарской границе обнаружен в кварцевых жилах в виде белых порошковатых выделений в полостях кварца, содержащего газово-жидкие включения с температурой гомогенизации около  $170^\circ$  [231].

В Италии диккит обнаружен от Сицилии до юга центральной части Апеннин в олигоцен-миоценовых отложениях [232]; в пестроцветных глинах южной части Итальянских Апеннин наблюдался в виде примазок на плоскостях сбросов [233]; на о-ве Сицилия — в виде агрегатов червеобразных кристаллов; образовался в пестрых глинах в результате воздействия на них кислых гидротермальных растворов, связанных с верхнемиоценовой серной свитой [234]. В гидротермальных каолинах месторождения Монте Сугерето в Римской провинции образует постоянную примесь к каолиниту вместе с иллитом, иллит-монтморил-

лонитом, алунином и ярозитом [235]. Кристаллы диккита размером до 30 мкм встречаются с каолинитом, алунином и галлуазитом в измененных кислых вулканах района Тольфа-Серите; образовался из метеорно-гидротермальных вод с температурой выше 70° [236].

В Бельгии найден в прожилках угленосных пород силура и карбона; ранее описывался под названием «фолерит» [237]. В кварцевых жилах массива Ставло в Арденнах найден вместе с моноклинным пирофиллитом и каолинитом [238].

В Испании диккит обнаружен в ассоциации с каолинитом в верхнетриасовых отложениях Иберийских гор [239].

В Норвегии встречен на вершине горы Гёуста и в других районах южной части страны в виде жил (мощностью до 0,1 м) в кварцитах и гидротермально-измененных гнейсах в ассоциации с хлоритом [240].

В Юго-Западной Финляндии в пегматитовой жиле в Росендале (Кимито) образует псевдоморфозы по полевым шпатам [241].

В Великобритании известен в пермских доломитовых известняках с флюоритом, баритом, галенитом, сфалеритом и пиритом [242, 243], а также в карбонатных известняках и среднеюрских песчаниках [2, 244—247]. На о-ве Англии встречен в полостях кварцевых жил в ассоциации с пиритом [1]. Плотный бирюзовый диккит выполняет полости до 1 см в поперечнике в кальцит-галенит-сфалеритовых жилах на руднике Стоункрофт в Северо-Пеннинском Орфилде Великобритании [248].

В Алжире обнаружен в цементе кембрийских песчаников нефтяного бассейна Хасси-Мессауд в маломощных прослоях каолинита; рассматривается как диагенетический, а не гидротермальный [249, 250].

В ЮАР диккит широко распространен на золоторудных месторождениях Витватерсранда, находится в ассоциации с хлоритом, кварцем, пирротинном, серебряным герсдорфитом [45]. На севере Капской провинции в месторождении Капстевел плотный зеленоватый диккит вместе с кварцем, кальцитом и железным блеском выполняет полости в сильно измененных сланцах с зунитом и диаспором [23].

В Австралии широко распространен в триасовых континентальных кварцевых грубозернистых песчаниках Сиднейского бассейна; обычен в порах этих песчаников в виде червеобразных кристаллов размером от 2 до 43 мкм [251]. В песчаниках и конгломератах верхнепермской угленосной толщи Иллавара Сиднейского бассейна хорошо образованные кристаллы диккита размером около 20 мкм выполняют центральные части пор, нарастая на более мелкие кристаллы иллита и хорошо упорядоченного каолинита [252].

В Новой Зеландии в месторождении гидротермальных глин п-ова Коромандель, образовавшихся по андезитам, диккит встречен в ассоциации с пирофиллитом, каолинитом, диаспором и лепидокрокитом; месторождение образовалось на глубине при давлении выше 140 кГ/см<sup>2</sup> и температуре выше 335° [253].

На Ямайке находится в ассоциации с гематитом и крадаллитом в зонах брекчированных гидротермально-измененных верхнемеловых андезитов [254, 255].

В Японии диккит широко развит в гидротермально-измененных вулканических меловых и третичных породах [256]. В Шикосане (преф. Хиросима) — месторождении фарфорового камня типа росеки — диккит встречен в ассоциации с накритом, диаспором и алунином [58, 257, 258]. Отмечается во многих других месторождениях фарфорового камня этого типа: Такатоку в преф. Тотиги [259], месторождениях Канакура и Кобаяси в преф. Нагано [257, 260], месторождениях Хираки [261], Эбара [57, 262], Кийотакэ [57], Синагава-Сампо [257] и Фукуяма [257, 263] в преф. Хиого и в месторождениях Рисшо [262], Като [60] в преф. Окаяма. В этих месторождениях диккит, иногда с примесью накрита, является основным глинистым минералом; находится в ассоциации с галлуазитом, диаспором, баритом, флюоритом, алунином и пиритом. Обнаружен также в плиоценовых и четвертичных гидротермально-измененных вулканических породах месторождений серы и алуниита, например в алуниновом месторождении Угусу в преф. Сидзуока [264—266]. Диккит широко распро-

странен, иногда в ассоциации с накритом, на каолиновом месторождении Итайя в преф. Ямагата [267, 268]. В активной гидротермальной области Отаке, преф. Оити, является одним из минералов зоны гидротермального изменения [269]. В золоторудных месторождениях Касуга и Акеша в преф. Кагосима диккит с накритом сопровождают золоторудную минерализацию; штокверковые и импрегнационные руды золота с энаргитом и люцитом приурочены к зоне кремнистых пород, которая граничит с диккитовой зоной, переходящей в каолиновую [270—272]. Диккит обнаружен в антимонитовых жилах близ Хокуро, преф. Миядзаки [59], в гипс-ангидритовой жиле свинцово-цинкового месторождения Ое на о-ве Хоккайдо [273], в олово-вольфрамовом жильном месторождении Акенобе, преф. Хиого [274], и во вмещающих гидротермально-измененных породах гематитового железорудного месторождения Акатани, преф. Ниигата [275]. В той же префектуре в районе Томи вместе с небольшим количеством кварца выполняет полости в известняках [60]. В некоторых японских месторождениях пирита типа куроко зоны, сложенные диккитом, каолинитом или накритом, расположены в ореолах измененных вулканогенных пород вслед за примыкающей к рудному телу пиррофиллитовой (месторождения Отаки, Аомори) или диаспор-пиррофиллитовой зоной (диаспоровое месторождение Йонаго) [276].

В США диккит известен в железных докембрийских рудах в районах Маркетт Рейндж, Гогэбик и Айрон Ривер в шт. Мичиган; слагает цемент гематитовой брекчии [277] или выполняет в ней трещины и карманы, входит в ассоциацию позднегидротермальных минералов, включающую пиррофиллит, каолинит, тальк, хлорит, мусковиты 1М и 2М<sub>1</sub>, алунит, гипс, кальцит, родохрозит [278]. В кварцевых жилах ртутных месторождений плато Атенс на юго-западе шт. Арканзас диккит с киноварью, дымчатый и стекловидный кварцем кристаллизовался после молочно-белого кварца, сидерита и антимонита; благодаря широкому развитию и устойчивости этих ассоциаций они являются поисковым признаком на рудные зоны [279]. Кварцевые жилы с диккитом и киноварью секут кварцевидные песчаники миссисипского возраста, а прожилки киновари секут скопления диккита и по простиранию переходят в его жилки; кристаллы диккита несут следы травления [280]. В кварцевых жилах гор Уачита в штатах Арканзас и Оклахома диккит выполняет полости с кальцитом, ректоритом, хлоритом и адуляром [281]. В Канзасе диккит обнаружен в ассоциации с железистым доломитом, кальцитом и пиритом в полостях пенсильванских известняков; большая часть полостей занята ромбическими кристаллами дотомита, а остальная их часть — диккитом [282].

В шт. Пенсильвания в угленосных пенсильванских отложениях района Пайн Нот Коллиери диккит в виде прозрачных таблитчатых кристаллов размером до 0,5 мм встречен вместе с пиритом, магнетитом и мелкими прозрачными кристаллами кварца, на гранях которого он отлагался [19]. В юго-восточной части шт. Миссури диккит найден в свинцовых рудах; вместе с галенитом он выполняет пустотки в марказите и полости в ордовикских доломитах [283]. В центральной части шт. Миссури диккит встречен в кремниевых жеодах в миссисипских известняках в ассоциации с халькопиритом, галенитом, пиритом, сфалеритом, миллеритом, вуртцитом, баритом; замещает стебли криноидей, раковины брахиопод [284].

Найден в центральной части одной из агатовых жезд, предположительно происходящей из миссисипских известняков шт. Миссури [285], в то время как другие жезды из этого района содержат каолинит [286].

На Аляске встречен на ртутном месторождении Редэ Девил в центральных частях рудных тел в виде белых или бледно-зеленых масс, отлагался после карбонатов, кварца, антимонита и киновари [287]. В оловорудном месторождении Лост Ривер на п-ове Сьюард диккит является преобладающим минералом в аргиллизированных грейзенах и гранитах, образует жилки в грейзенах и во вмещающих известняках; встречен в ассоциации с каолинитом, хлорит-монтмориллонитом, мусковитом [288].

В Мексике диккит найден в шт. Наярит в предгорьях Западной Сьерры-Мадре в гидротермальных каолинах месторождения Чон, образованных за счет кайнозойских риолитов; диккит вместе с каолинитом и накритом слагает плотные выделения, в которых преобладают диккит и каолинит [289].

В Боливии отмечен в ряде рудников типа Потоси в районах Потоси и Оруро [290]. На руднике Сан-Пабло, расположенном в 50 км северо-западнее г. Ла-Пас, голубоватый просвечивающий плотный агрегат диккита образует тонкие жилки в черных девонских сланцах, вмещающих рудные тела [291].

**Изм.** Диккит устойчив в области температур ниже 405 [73]; гипергенным изменениям не подвергается. Под действием гидротермальных растворов также практически не изменяется, так как обычно выделяется в завершающие стадии гидротермального процесса. Отмечено частичное гипогенное растворение диккита в гидротермальных растворах с образованием ямок травления [280]. Возможно, что каолиновый минерал с периодом 14 Å [292] образовался по диккиту при контактовом метаморфизме [74]. При давлении 1050 и 8400 кГ/см<sup>2</sup> никаких изменений в структуре диккита на рентгенограммах не отмечается. Влажность диккитовой глины в зависимости от давления изменяется следующим образом: 700 кГ см<sup>2</sup> — 6,10%; 1050—5,13; 2450—2,83; 4200—2,45; 5250—2,18; 7000—1,40; 8400—1,00; 14 000—0,61; 27 000 кГ см<sup>2</sup> — 0,21%. Значения влажности у диккита ниже соответствующих значений для каолинита [293], что связано со значительно большими размерами кристаллов диккита по сравнению с каолинитом [294].

Преобладающими продуктами искусственного разложения диккита в водных 0,3—0,5 М растворах NaCl и KCl при температурах выше 405° и давлении от 0,185 до 1,85 кбар являются гидральсит и пирофиллит [70]; при давлении паров воды 1 атм соответственно образуются парагонит 1М и 2М<sub>1</sub> и мусковит 1М и 2М<sub>1</sub> [295]. При 450° и давлении 1 кбар в 5 М растворах FeCl<sub>3</sub>·6H<sub>2</sub>O диккит переходит в бертьерин [296].

**Искусств.** Диккит получен методом гидротермального синтеза из соосаженных гелей SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при давлениях от 160 до 210 кГ/см<sup>2</sup> и температурах 350—365° [297].

**Практ. знач.** Являясь преобладающим минералом гидротермальных месторождений первичных каолинов и входя в состав многих фарфоровых камней, диккит наряду с каолинитом используется в тонкокерамической, электрокерамической, огнеупорной и бумажной промышленности [203, 256, 298, 299]. Плотные разности диккита служат как материал для художественных изделий.

**Отл.** От каолинита и накрита отличается по оптическому знаку и углам угасания  $aNm$ ; от серицита и пирофиллита — по меньшему двупреломлению. От каолинита и накрита диккит легко отличается по картинкам декорирования на электронно-микроскопических препаратах [300]. В отличие от каолинита диккит (и накрит) при нагревании до температуры дегидроксильзации образуют так называемую 14 Å-фазу [74]. Диккит однозначно отличается от каолинита, накрита и галлуазита по порошковым рентгенограммам.

Межплоскостные расстояния диккита (Бриндли, Браун, 1980)\*

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	100	7,152	026	5	2,104	152	10	1,611
020	30	4,442	224	2	2,062	241		
111			043	3	2,026	154	3	1,573
110	30	4,362	206	40	1,974	138	20	1,557
021	20	4,264	134			206		
112	65	4,119	225	5	1,937	153	3	1,552
111	10	3,954	116			228		
022	55	3,790	044	10	1,890	312	3	1,526
113	90	3,578	136	15	1,860	047	3	1,507
004			204					
112	20	3,428	223	8	1,852	060	40	1,489
023	8	3,261	226			332		
					1,805	226	5	1,469

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
114	10	3,095	008	10	1,790	062	15	1,457
113	8	2,936	118			334		
024	10	2,794	045	3	1,764	330		
115	2	2,657	224	3	1,717	229	10	1,432
130	35	2,558	241	10	1,685	0.0.10		
202			312			156	3	1,428
114	150	224	048					
132	50	2,505	242	10	1,668	2.0.10	10ш	1,398
200			152			138		
025	2	2,412	240	50	1,650	064	15	1,375
006	15	2,386	151			314		
132	95	2,324	208	5	1,643	336	3	1,362
204			136			227		
134	15	2,211	314	3	1,626	332	3	1,329
202			310			2.2.10		
220	2	2,183	241	35	1,253	172	5	1,206
042	2	2,132	264			0.4.10		
1.3.10	35	1,318	400	15	1,236	159	10	1,191
208			171			420		
049	2	1,296	170	5	1,223	355	2	1,182
261	10	1,288	262			0.0.12		
262			4	1,279	353	10	1,223	2.0.12
402	406	1.3.10						
260	4	1,279	316	5	1,223	266	10	1,191
404			421			426		
066	6	1,263	354	5	1,223	2.4.10	2	1,182
338			350			421		
334								

\*  $a_0 = 5,150$ ,  $b_0 = 8,940$ ,  $c_0 = 14,736$  Å,  $\beta = 103,58^\circ$ .

## Л и т е р а т у р а

- Dick A. B. // *Miner. Mag.* 1888. Vol. 8, N 36/40. P. 15.
- Dick A. B. // *Ibid.* 1908. Vol. 15, N 69. P. 124.
- Ross C. S., Kerr P. F. // *Amer. Miner.* 1930. Vol. 15, N 1. P. 34.
- Наковник Н. И. // Зап. Минерал. о-ва. 1940. Т. 69, вып. 4. С. 472.
- Наковник Н. И. // Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1968. С. 268.
- Newnham R. E., Brindley G. W. // *Acta crystallogr.* 1956. Vol. 9, pt 9. P. 759; 1975. Vol. 10. P. 88. Пер. на рус. яз.: Ньюнем Р. Е., Бриндли Г. В. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 75.
- Gruner J. W. // *Ztschr. Kristallogr.* 1932. Bd. 83, H. 1/6. S. 394.
- Ksanda C. J., Barth T. F. W. // *Amer. Miner.* 1935. Vol. 20, N 9. P. 631.
- Miers M. A. // *Miner. Mag.* 1890. Vol. 9, N 41. P. 1.
- Hendricks S. B. // *Amer. Miner.* 1938. Vol. 23, N 1/2. P. 295.
- Newnham R. E. // *Miner. Mag.* 1961. Vol. 32, N 252. P. 683.
- Adams J. M., Hewat A. N. // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 29, N 4. P. 316.
- Giese R. F. (Jr.), Datta P. // *Amer. Miner.* 1973. Vol. 58, N 4. P. 471.
- Рождественская И. В., Букин А. С., Дриц В. А., Финько В. И. // *Минерал. журн.* 1982. Т. 4, № 1. С. 52.
- Sen Gupta P. K., Schlemper E. O., Johns W. D., Ross F. // *Clays and Clay Miner.* 1984. Vol. 32, N 6. P. 483.
- Joswig W., Driess V. A. // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1986. H. 1. S. 19.
- Ross C. S., Kerr P. F. // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1931. N 165-E. P. 156.
- Hills R. C. // *Amer. J. Sci.* Ser. 3. 1884. Vol. 27. P. 472.
- Honess A. P., Williams F. J. // *Amer. Miner.* 1935. Vol. 20, N 6. P. 462.
- Schaller W. T., Bailey R. K. // *J. Wash. Acad. Sci.* 1916. Vol. 6. P. 67.
- Финько В. И., Самотин Н. Д. // Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве. Алма-Ата: Наука, 1985. С. 42.
- Mezősi J. // *Acta mineral.-petrogr. Szeged.* 1957. Vol. 10. P. 67.
- Schmidt E. R., Heckrodt R. O. // *Miner. Mag.* 1959. Vol. 32, N 247. P. 314.

24. *Gomes C. de S. F., Worrall W. E.* // Proc. Brit. Ceram. Soc. 1979. N 28. P. 91.
25. *Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А.* Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. 109 с.
26. *Shutov V. D., Aleksandrova V. A., Losievskaya S. A.* // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 69.
27. *Зубков В. И.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1966. Вып. 1. С. 145.
28. *Максимовић З., Логар М.* // Глас. Српска АН. Од-ње природ.-мат. наук. 1979. Књ. 45. С. 15.
29. *Lindberg J. D., Smith M. S.* // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 3/4. P. 274.
30. *Микульская Е. К.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
31. *Глинка С. Ф.* // Зап. Минерал. о-ва. 1906. Т. 44, вып. 1/2. С. 545.
32. *Глинка С. Ф.* // Минерал. сырье. 1926. № 2. С. 10.
33. *Балабан П. И.* // Соц. наука и техника. 1935. № 10. С. 67.
34. *Наковник Н. И.* // Зап. Минерал. о-ва. 1944. Т. 73, вып. 1. С. 48.
35. *Ferrareso G.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 9/10. P. 1288.
36. *Pellizzer R.* // Rend. Soc. miner. ital. 1960. Vol. 16. P. 335.
37. *Hanson R. F., Zamora R., Keller W. D.* // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 6. P. 451.
38. *Болдырев А. И.* // Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. С. 44.
39. *Плюснина И. И.* // Инфракрасные спектры силикатов. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 91.
40. *Плюснина И. И.* // Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 155.
41. *Wiewioga A.* // Arch. miner. 1979. Vol. 35, z. 1. S. 5.
42. *Болдырев А. И., Михеев Е. К.* Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 49.
43. *Hemingway B. S., Robie R. A.* J. Res. US Geol. Surv. 1977. Vol. 5, N 4. P. 413.
44. *McKinstry H. A.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/6. P. 212.
45. *Frankel J. J.* // Miner. Mag. 1949. Vol. 28, N 205. P. 582.
46. *Вальтер А. А., Гурова Е. П.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 12. С. 27.
47. *Васянов Г. П., Булка Г. Р.* // Физика минералов и горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. С. 52.
48. *Сафронова Г. П.* // Минералы—индикаторы особенностей вмещающих их сред. Л.: Наука, 1975. С. 102.
49. *Дворников А. Г., Тихоненкова Е. Г.* // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 6. С. 439.
50. *Демидова Н. Г.* // Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр. 1959. № 2. С. 135.
51. *Кекелия С. А., Салия Д. Г.* // Тр. Кавк. ин-та минерал. сырья. Сер. геол. 1963. Вып. 4 (6). С. 195.
52. *Салия Д. Г., Квициани А. А., Вянтрев Н. П.* // Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1976. С. 145.
53. *Финько В. И.* // Природа. 1962. № 5. С. 113.
54. *Самойлов Як.* // Материалы для геологии России. 1908. Т. 23. С. 3.
55. *Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлишин В. И.* // Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1975. С. 198.
56. *Cross W., Hillebrand W. F.* // US Geol. Surv. Bull. 1885. N 20. P. 222.
57. *Ueno M.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1964. Vol. 15, N 4. P. 31 (235).
58. *Matsumoto K.* // Geol. Rep. Hiroshima Univ. 1968. N 16. P. 1.
59. *Matsukuma T., Tanaka N.* // Tech. Rep. Ryushu Univ. 1955. Vol. 27. P. 183.
60. *Sugiura S., Nakano H.* // Adv. Clay Sci. 1960. Vol. 2. P. 107.
61. *Федорчук В. П.* // Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1969. С. 264.
62. *Моисеева М. И., Борискин В. П.* // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фаи, 1976. Т. 3. С. 353.
63. *Schaller W. T., Bailey R. K.* // J. Wash. Acad. Sci. 1916. Vol. 6. P. 67.
64. *Пилоян Г. О., Вальшихина Е. П.* // Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970. С. 131.
65. *McLaughlin R. J. W.* // Clay Miner. 1955 Vol. 2, N 14. P. 309.
66. *Русько Ю. А.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1971. Вып. 5. С. 72.
67. *Волостных Г. Т.* // Зап. ВМО. 1965. Т. 94, вып. 4. С. 409.
68. *Reller W. D., Pickett E. E., Reesman A. L.* // Proc. Intern. Clay Conf. Israel. Jerusalem, 1966. P. 75.
69. *Ковалев Г. А.* // Зап. ВМО. 1957. Т. 86, вып. 3. С. 401.
70. *Roy R., Osborn E. F.* // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 853.
71. *Weber J. N., Roy R. J.* // Bull. Amer. Ceram. Soc. 1965. Vol. 48, N 6. P. 309.
72. *Weber J. N., Roy R.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 1038.
73. *King E. G., Weller W. P.* // US Bur. Mines, Rep. Invest. 1961. N 5. P. 810.
74. *Hill R. D.* // Acta crystallogr. 1955. Vol. 8, pt 2. P. 120.
75. *Brindley G. W., Wan Hsien-Ming* // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 1. P. 17.
76. *Iwai Sh., Tagai H., Shimamune T.* // Acta crystallogr. 1971. Vol. 27, pt 1. P. 248.
77. *Okada K., Oosaka J.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1982. Vol. 65, N 1. P. 21.
78. *Hill R. D.* // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1956. Vol. 55, N 7. P. 441.



79. *Brindley G. W., Nakahira M.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1959. Vol. 42, N 7. P. 311.
80. *Brindley G. W.* // Ceramica. Milan. 1978. Vol. 24, N 102. P. 217.
81. *Schomburg J., Heide K.* // Wiss. Ztschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald. Math.-natur. R. 1979. Bd. 28, H. 1/2. S. 153.
82. *Schomburg J., Störr M.* // Chem. Erde. 1978. Bd. 37, H. 1. S. 107.
83. *Финько В. И., Самотин Н. Д., Пилоян Г. О.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 115.
84. *Bridson D., Davies T. W., Harrison D. P.* // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 3. P. 258.
85. *Storr M., Murrey H. H.* // Ibid. 1986. Vol. 34, N 6. P. 686.
86. *Финько В. И., Самотин Н. Д., Пилоян Г. О.* // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии: Тез. докл. науч. конф. Звенигород. М.: Изд-во АН СССР, 1985. С. 124.
87. *Kirsh H., Pruß W.* // Tonind. Ztg. und keram. Rdsch. 1958. Bd. 82, N 14. S. 281.
88. *Бельков И. В.* Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 259 с.
89. *Трубина К. Н.* // Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород М.: Наука, 1966. С. 160.
90. *Трубина К. Н.* // Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965. С. 84.
91. *Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Мальгина О. А.* // Минералогия Закарпаття. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. С. 275.
92. *Фишкин М. Ю.* Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1963. № 17. С. 214.
93. *Русько Ю. А.* // Доповіді АН УРСР. Сер. Б. 1973. № 1. С. 43.
94. *Копелювич А. В.* // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 121. С. 231.
95. *Бобровник Д. П.* // Петрографія відкладів продуктивної товщі карбону Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Львов: Изд-во Львов. ун-ту, 1960. С. 123.
96. *Нечаев С. В.* // Минерализация Волновахской зоны разломов. Киев: Наук. думка 1970. С. 159.
97. *Поляк Р. Я., Никитина А. А.* // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 114.
98. *Карпова Г. В., Тесленко-Пономаренко В. М.* // Там же. 1978. № 5. С. 64.
99. *Сиденко О. Г.* // Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966. С. 415.
100. *Виноградова Е. А.* // Науч. зап. Днепрпетр. ун-та. 1941. Т. 27, вып. 2. С. 15.
101. *Юшко С. А.* // Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1948. Т. 23. С. 207.
102. *Чернышев Ф. Н.* // Зап. Минер. о-ва. 1982. Т. 29. С. 225.
103. *Чернышев Ф. Н., Лутугин Л. И.* // Вестн. золотопром. и горн. дела. 1897. № 24. С. 33.
104. *Вебер В. Н., Марков К.* Естественные производительные силы России. Пг. Изд-во КЕПС, 1920. Т. 4, вып. 9. 17 с.
105. *Захаров Е. Е., Королев Н. И.* // Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 109.
106. *Абрамов Ф. И., Данилов С. Л., Крутов Г. А.* // Минералого-петрографический очерк Никитовского ртутно-сурьмяного месторождения. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1932. С. 120.
107. *Купенко В. И.* // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1243.
108. *Горовой А. Ф., Передериев В. А.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 4. С. 50.
109. *Горовой А. Ф.* // Минерал. сб. Львов. 1973. № 27, вып. 2. С. 113.
110. *Горовой А. Ф., Ольховский Н. Я.* // Сов. геология. 1974. № 5. С. 67.
111. *Горовой А. Ф.* // Минерал. сб. Львов. 1975. № 29, вып. 4. С. 76.
112. *Кузнецова С. В.* // Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966. С. 167.
113. *Раздорожный В. Ф.* // ДАН СССР. 1978. Т. 241. № 3. С. 680.
114. *Дворников А. Г.* // Минерал. сб. Львов. 1967. № 21, вып. 2. С. 216.
115. *Зарицкий П. В.* // Зап. ВМО. 1960. Т. 89, вып. 5. С. 584.
116. *Зарицкий П. В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1970. 244 с.
117. *Родионова А. Е., Ковальский М. С.* // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 132.
118. *Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* // ДАН СССР. 1962. Т. 143, № 5. С. 1186.
119. *Зарицкий П. В.* // ДАН УССР. Сер. Б. 1978. № 3. С. 202.
120. *Карпова Г. В.* // Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. С. 17.
121. *Зарицкий П. В.* // Минерал. сб. Львов, 1979. № 33, вып. 1. С. 95.
122. *Родионова А. Е., Ковальский М. С.* // Минералогия осадочных образований. Киев. Наук. думка, 1974. Вып. 1. С. 107.
123. *Бульгин Л. А.* // Изв. Крым. пед. ин-та. Симферополь, 1957. Т. 24. С. 155.
124. *Прокопенко Н. М.* // ДАН СССР. 1928. А, № 18/19. С. 388.
125. *Никогосян Х. С.* // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1934. Т. 443, вып. 6. С. 443.
126. *Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1961. № 24, вып. 4. С. 42.
127. *Везиришвили Е. К.* // Тр. Ин-та геол. АН ГССР. Тбилиси, 1951. С. 11.
128. *Салия Д. Г., Квициани А. А.* // Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1976. С. 143.

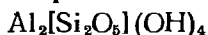
129. *Виноградов И. В., Веселов В. В., Слюняев А. А., Трофимов Н. Н.* // Тр. ун-та Дружбы народов им. Патриса Лумумбы. 1968. Т. 40, вып. 3. С. 114.
130. *Утехин Г. М., Старицын Ф. В.* // Зап. ВМО. 1968. Т. 97, вып. 2. С. 226.
131. *Радько В. И.* // Природные ресурсы и производительные силы Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978. Ч. 1. С. 90.
132. *Кашкай М. А.* // Петрология и минералогия Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. С. 510.
133. *Алиев В. И.* // Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле. 1969. № 1. С. 3.
134. *Сеидов А. Г., Алиев И. Д., Хейиров М. Б.* // Там же. 1967. № 5. С. 97.
135. *Seidov A. G., Aliiev I. D.* // Schr.-R. geol. Wiss. 1978. N 11. S. 255.
136. *Исаенко М. П.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 6. С. 62.
137. *Вартапетян Б. С., Казарян А. Г., Шехян Г. Г., Амирбекян Э. Г.* // Докл. АрмССР. 1963. Т. 37, № 1. С. 25.
138. *Исмаилов М. И., Исмаилова М. З.* // Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1978. С. 28.
139. *Прокин В. А., Болотин Ю. А., Шигарев В. Г., Исмаилов М. И.* // Геология руд. месторождений. 1979. Т. 21. № 5. С. 3.
140. *Лукьянова В. Т., Голубева Н. П., Халезов А. Б.* // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 66.
141. *Глазова Т. А.* // Зап. ВМО. 1985. Т. 114, вып. 1. С. 80.
142. *Еремеев В. В.* // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 90.
143. *Гладковский А. К., Гуткин Е. С.* // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1960. Вып. 35. С. 120.
144. *Гуткин Е. С.* // Зап. ВМО. 1962. Т. 87, вып. 5. С. 614.
145. *Наковник Н. И.* // Там же. 1963. Т. 92, вып. 3. С. 378.
146. *Гладковский А. К., Руднова М. Я.* // Тр. Геол. ин-та. Урал. фил. АН СССР. 1964. Вып. 64. С. 41.
147. *Гладковский А. К., Руднова М. Я.* // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 3. С. 131.
148. *Абдуразаков А.* // Геология, минералогия и технология обогащения руд. Ташкент: САНГИМС, 1975. С. 63.
149. *Хорват В. А., Проценко В. Ф., Баскаков Ю. Ф.* // Узб. геол. журн. 1975. Вып. 3. С. 20.
150. *Абдуллаев М., Рахматуллаев Х. Р.* // Науч. тр. Ташк. политехн. ин-та. 1979. № 272. С. 42.
151. *Абдуллаев М. М., Рахматуллаев Х. Р., Машенко А. И.* // Узб. геол. журн. 1979. Вып. 2. С. 70.
152. *Зарембо Ю. Г., Русинова О. В., Альшеева Э. И., Самотин Н. Д.* // Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 135. С. 77.
153. *Зубрилина К. С.* // Науч. тр. Ташк. ун-та. Сер. геол. 1964. Вып. 234. С. 68.
154. *Борискин В. П.* // Узб. геол. журн. 1968. Вып. 1. С. 85.
155. *Борискин В. П.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1970. Вып. 23. С. 82.
156. *Вазиров К. В.* // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1978. Вып. 3. С. 33.
157. *Новикова Т. И.* // Зап. Тадж. отд-ния ВМО. 1959. Вып. 1. С. 61.
158. *Сидоренко З. В.* // Сов. геология. 1948. № 34. С. 60.
159. *Файзиев А. Р.* // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1979. Вып. 4. С. 37.
160. *Шулковова Ю. А.* // Там же. 1978. Вып. 3. С. 39.
161. *Дусматов В. Д., Вольнов Б. А., Юргенсон Г. А.* // Минералы Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1982. Вып. 5. С. 28.
162. *Дусманов В. Д., Горшков Е. Н.* // Там же. С. 40.
163. *Еришова Л. П.* // Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964. С. 109.
164. *Мельникова Л. В., Комашко Л. В.* // Типоморфные особенности и технологические свойства минералов рудных и нерудных месторождений Казахстана и их практическое значение. Алма-Ата: КазИМС, 1984. С. 102.
165. *Ковбань В. И.* // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 4. С. 475.
166. *Лекарева Т. С., Клименко В. С.* // Сб. науч. тр. ГИКИ. 1976. Т. 1 (53). С. 51.
167. *Гаврикова С. Н.* // Проблемы метасоматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 87.
168. *Джумабаев К. С., Подлипаева Н. И.* // Древние коры выветривания и бокситоносность Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1980. С. 9.
169. *Забойтная Н. П., Новикова М. И.* // Минералогия рудных месторождений. М.: Наука, 1983. С. 13.
170. *Бабкин П. В., Баранов Ю. Е., Васильев В. И.* и др. // Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. С. 42.
171. *Пилипенко В. Н.* // Материалы Краснояр. отд-ния ВМО. 1975. Вып. 3. С. 83.
172. *Еремеев В. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 17. С. 23.
173. *Соколова М. Ф., Щербань И. П.* // Тр. V пленума Всесоюз. комис. по исслед. и исп. польз. глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 124.
174. *Черненко Ю. Я.* // Вопросы экономики минерального сырья и геологоразведочных работ Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1966. Вып. 37. С. 59.
175. *Черненко Ю. Я.* // Тр. СНИИГГИМС. Новосибирск, 1965. Вып. 34, ч. 2. С. 103.
176. *Лузгин Б. Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 142.
177. *Лузгин Б. Н., Шепеленко Л. И.* // Сов. геология. 1976. № 3. С. 85.

178. Ушатинский И., Бабицын П., Киселева Ф. // Нефть и газ Тюмени. Тюмень: ЗАПСИБНИГНИ, 1971. Вып. 12. С. 16.
179. Ушатинский И. Н., Бабицын П. К., Киселева Ф. П. // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 677.
180. Доломанова Е. И. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 23. С. 229.
181. Ежов А. В. // Проблемы метасоматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 159.
182. Черепанов А. А., Русинова О. В., Альшеева Э. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 92.
183. Русинова О. В. // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 79. С. 111.
184. Половинкин В. Л. // Новые данные по геологии Якутии. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1975. С. 42.
185. Маркова Э. А. // Геологические критерии оценки ртутиого и сурьмяного оруденения. М.: ИМГРЭ, 1979. С. 29.
186. Индолов Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
187. Онтюев Д. О. // Зап. ВМО. 1956. Т. 85, вып. 1. С. 101.
188. Матвеевко В. Т. Полезные ископаемые Джагинского рудного узла. Магадан, 1957. Т. 5. Геология, вып. 30. 42 с.
189. Сперанская И. М. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 3. С. 307.
190. Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканической структуры. Новосибирск: Наука, 1974. 134 с.
191. Бабкин П. В. // Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1969. С. 183.
192. Власов Г. М., Василевский М. М. // Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. С. 138.
193. Титов И. Н. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1969. С. 61.
194. Безмертный В. В. // Сб. тр. Всесоюз. заоч. политехи. ин-та. 1971. Вып. 68. С. 58.
195. Наковник Н. И., Никитин Д. В. // Сов. геология. 1944. № 3. С. 63.
196. Яхонтова Л. К., Новиков В. М. // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1968. № 5. С. 75.
197. Финько В. И., Дриц В. А., Слонимская М. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 73.
198. Слонимская М. В., Дриц В. А., Финько В. И., Салынь А. Л. // Там же. 1978. № 10. С. 95.
199. Сухов В. И. // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М.: Дальневост. фил. ВИМС. 1972. Вып. 2. С. 77.
200. Михайлова М. С., Русинова О. В. // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96, ч. 4. С. 115.
201. Толоч А. А. // Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР. 1962. Вып. 15. С. 9.
202. Романова Р. И. Минералого-петрографические и генетические особенности вторичных кварцитов и ассоциирующих с ними пропилитов Приморья: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1967. 21 с.
203. Финько В. И., Магидович В. И. // Геология руд месторождений. 1962. № 3. С. 115.
204. Радонова Т. Г. // Изв. Геол. ин-та БАН. Геохимия, минералогия и петрография. 1968. Кн. 17. С. 209.
205. Kamiński M. // Bull. Acad. polon. sci. Sér. géol. géogr. 1962. Vol. 10, N 4. P. 197.
206. Kubisz J., Michalek Z. // Ibid. 1959. Vol. 7, N 10. P. 765.
207. Badak J., Kubisz J., Michalek Z. // Roczn. Pol. tow. geol. 1962. Vol. 32, N 1. S. 31.
208. Chlebowski R., Rubinowski Z. // Kwart. geol. 1970. Vol. 14, N 3. S. 411.
209. Gruszczyk H., Kubisz J. // Ibid. 1960. Vol. 4, N 1. S. 194.
210. Łydka K. // Arch. miner. 1965 (1966). Vol. 26, N 1/2. S. 501.
211. Maneki A. // Bull. Acad. polon. sci. Ser. géol., geogr. 1964. Vol. 12, N 1. P. 41.
212. Muszynski M. // Pol. Acad. nauk. Pr. miner. 1976. N 48. S. 7.
213. Povondra P., Slánský E. // Acta Univ. carol. Geol. 1964. N 1. P. 25.
214. Зарицкий П. В. // Минерал. сб. Львов, 1964. № 18, вып. 4. С. 475.
215. Pivec E. // V Conf. Clay Miner., Petrol., Prague, 1970. Geologica. Prague: Univ. Karlova. 1972. P. 131.
216. Melka K., Stempřok M. // II Conf. Clay Miner., Petrogr., Prague, 1961. Prague: Univ. Karlova, 1962. P. 307; Acta Univ. carol. Geol. Suppl. 1961. N 1.
217. Mach Z. // Acta Univ. carol. Geol. 1982. N 1/2. P. 75.
218. Drnzikova L., Hurny J. // Miner. slov. 1972. Vol. 4, N 16. P. 309.
219. Turan J., Vancova L. // Ibid. 1979. Vol. 11, N 3. P. 205.
220. Karolusova E. // Geol. pr. 1984. N 81. P. 163.
221. Sindelar J. // Geoindustria. 1972. N 4. P. 5.
222. Masek J. // Cas. miner. a geol. 1962. Sv. 7, N 4. S. 444.
223. Jung H. // Chem. Erde. 1938. Bd. 11, H. 4. S. 445.
224. Kolmer H. // Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark. 1967. Bd. 97. S. 5.
225. Meixner H. // Chem. Erde. 1961. Bd. 21, H. 1. S. 1.
226. Schroll E., Spatzek H. // Mitt. Miner. Landesmus. Joanneum. 1984. H. 52. S. 23.
227. Ludwig V. // Neues Jb. Geol., Paläontol. Monatsh. 1972. H. 5. S. 303.
228. Maus H. // Ber. Naturforsch. Ges. Freiberg i. Br. 1967. Bd. 57, H. 1. S. 119.
229. Maus H. // Aufschluss. 1977. Bd. 28, H. 2. S. 69.
230. Peters T. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 48, H. 2. S. 463.

231. *Deicha G., Nicolas J.* // C. r. 84<sup>e</sup> Congr. Soc. savantes Paris et des dep. Sec. sci., Dijon, 1959. P., 1960. P. 421.
232. *Ferla P.* // Bull. Soc. geol. ital. 1982. Vol. 101, N 2. P. 233.
233. *Del Prete M., Belviso R., Cherubini C., Federico A., Soggetti F., Veniale F.* // Atti. Soc. ital. sci. natur. 1979. Vol. 120, N 1/2. P. 111.
234. *Ferla P., Alaimo R.* // Miner. et petrogr. acta. 1974/1975. Vol. 20. P. 117.
235. *Mattias P. P., Caneva C.* // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, N 2. P. 721.
236. *Lombardi G., Shepard S. M. F.* // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 2. P. 147.
237. *Bourguignon P.* // Ann. Soc. geol. Belg. 1962—1963 (1964). Vol. 86, N 7/10. P. 519.
238. *Fransolet A. M., Bourguignon P.* // Bull. Soc. Roy. sci. Liege. 1978. Vol. 47, N 5/8. P. 213.
239. *Ruiz Cruz M., Caballero Lopez-Lendinez M. A.* // Bol. geol. y minero. 1976. Vol. 87, N 1. P. 47.
240. *Säther E.* // Norsk geol. tidsskr. 1964. Bd. 44, H. 3. S. 385.
241. *Pehrman G.* // Acta Acad. Aboensis. Math.-phys. 1958. Vol. 21, N 12. P. 1.
242. *Dunham K. C., Claringbull G. F., Bannister F. A.* // Miner. Mag. 1948. Vol. 28. N 201. P. 338.
243. *Fowler A.* // Proc. Geol. Assoc. London. 1957. Vol. 67, pt 3/4. P. 251.
244. *Brown G., Smitson F.* // Nature. 1953. Vol. 172, N 4372. P. 317.
245. *Smitson F., Brown G.* // Geol. Mag. 1954. Vol. 91, N 3. P. 177.
246. *Smitson F., Brown G.* // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 236. P. 381.
247. *Hemingway J. E., Brindley G. W.* // Intern. Geol. Congr. Rep. XVIII Ses., Gr. Brit. L., 1948. Vol. 13. P. 308.
248. *Smith F. W., Hardy R. G.* // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 309.
249. *Ferrero J., Kubler B.* // Bull. Serv. carte geol. Alzace Lorraine. 1964. Vol. 17, N 4. P. 247.
250. *Cassan J.-P., Lucac J.* // Ibid. 1966. Vol. 19, N 3/4. P. 241.
251. *Bayliss P., Loughnan F. C., Standard J. C.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 418.
252. *Loughnan F. C., Roberts F. J.* // Austral. J. Earth Sci. 1986. Vol. 33, N 3. P. 325.
253. *Swindale L. D., Hughes I. R.* // N. Z. Geol. and Geophys. 1968. Vol. 11, N 5. P. 1163.
254. *Davis C. E., Thompson B. E., Taylor W. A., Holdridge D. A.* // Clay Miner. 1970. Vol. 8, N 4. P. 461.
255. *Brindley G. W., Porter A. R. D.* // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 5/6. P. 554.
256. *Sudo T., Shimoda S.* // Develop. Sedimentol. 1978. Vol. 26. P. 189.
257. *Takeshi H.* // J. Miner. Soc. Jap. 1958. Vol. 3. P. 388.
258. *Iwamoto S.* // Geol. Rep. Hiroshima Univ. 1963. Vol. 12. P. 73.
259. *Kodama H.* // Adv. Clay Sci. 1963. Vol. 4. P. 179, Gihodo.
260. *Iwai S., Takeshi H., Otsuka J.* // J. Jap. Assoc. Miner., petrol., Econ. Geol. 1949. Vol. 33, N 5/6. P. 169.
261. *Tanaka M., Taninami S., Oya I.* // J. Ceram. Assoc. Jap. 1963. Vol. 71. P. 187.
262. *Yamamoto T.* // J. Miner. Soc. Jap. 1965. Vol. 7. P. 209.
263. *Ueno M., Tsukawaki Y., Takahashi H., Iwao S.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1958. Vol. 9, N 4. P. 263.
264. *Iwao S.* // Jap. J. Geol. Geogr. 1962. Vol. 33, N 2/4. P. 131.
265. *Iwao S.* // Proc. XXIII Intern. Geol. Congr. Prague, 1968. Vol. 14. P. 107.
266. *Uno Y., Takeshi H.* // J. Miner. Soc. Jap. 1977. Vol. 13, spec. iss. P. 207.
267. *Togashi Y., Fujii N.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1972. Vol. 23, N 10. P. 595.
268. *Togashi Y.* // Guide Field Invest. VII Symp. Genesis Kaolin. Tokyo, 1976. P. 16.
269. *Hayashi M.* // J. Jap. Geotherm. Energy Assoc. 1973. Vol. 10, N 3. P. 9.
270. *Tokunaga M.* // Mining Geol. Jap. 1954. Vol. 4, N 14. P. 205.
271. *Tokunaga M.* // Ibid. 1955. Vol. 5, N 16. P. 1.
272. *Tokunaga M.* // Miner. J. Jap. 1957. Vol. 2, N 2. P. 103.
273. *Urashima Y., Sato J.* // J. Mining Inst. Hokkaido. 1967. Vol. 23. P. 171.
274. *Nagasawa K., Shirozu H., Nakamura T.* // Mining Geol. Jap. 1976. Spec. iss. N 7. P. 75
275. *Imai N.* // J. Fac. Sci. Niigata Univ. Ser. 2. 1960. Vol. 3. P. 205.
276. *Sudo T., Hayashi H., Kodama H., Shimoda S.* // Mining Geol. Jap. 1961. Vol. 11, N 45/46. P. 356.
277. *Gruner J. W.* // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 3/4. P. 195.
278. *Bailey S. W., Tyler S. A.* // Econ. Geol. 1960. Vol. 55, N 1. P. 150.
279. *Stearn N. H.* // Ibid. 1936. Vol. 31, N 1. P. 1.
280. *Sohlberg R. G.* // Amer. Miner. 1933. Vol. 18, N 1. P. 1.
281. *Miser H. D.* // Econ. Geol. 1943. Vol. 38, N 2. P. 91.
282. *Hayes J. B.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 5/6. P. 890.
283. *Tarr W. A.* // Econ. Geol. 1936. Vol. 31, N 7. P. 712.
284. *Tarr W. A., Keller W. D.* // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 2. P. 109.
285. *Allen V. T.* // Ibid. N 7. P. 457.
286. *Allen V. T.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1945. Vol. 28, N 10. P. 265. Пер. на рус. яз. Аллен В. Т. // Происхождение бокситов М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 122
287. *Mac-Kevett E. M., Berg H. C.* // US Geol. Surv. Bull. 1963. N 1142-G. 16 p.
288. *Sainsbury C. L.* // Econ. Geol. 1960. Vol. 55, N 7. P. 1478.
289. *Hanson R. F., Zamora R., Keller W. D.* // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 6. P. 451.

290. *Chace F. M.* // *Econ. Geol.* 1948. Vol. 43, N 6. P. 435.  
 291. *Sanchez A. C., Tanida K., Kitamura T.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1985. Vol. 80, N 11. P. 507.  
 292. *Honjo G., Kitamura N., Mihama K.* // *Acta crystallogr.* 1954. Vol. 7, pt 8. P. 678.  
 293. *Chilingar G. V., Knight L.* // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1960. Vol. 44, N 1. P. 101.  
 294. *Chilingar G. V., Reike H. H. III, Robertson J. O.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 74, N 8. P. 1041.  
 295. *Котов Н. В., Соболева С. В., Гойло Э. А., Звягин Б. Б., Франк-Каменецкий В. А.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980. № 12. С. 68.  
 296. *Никольская Н. К., Гойло Э. А., Франк-Каменецкий В. А.* // *Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве.* Алма-Ата: Наука, 1985. С. 30.  
 297. *Ewell R. H., Insley H.* // *US Nat. Bur. Stand. J. Res.* 1935. Vol. 15, N 2. P. 173.  
 298. *Магидович В. И., Финько В. И.* // *Разведка и охрана недр.* 1963. № 2. С. 9.  
 299. *Магидович В. И., Финько В. И.* // *Новые виды неметаллических полезных ископаемых.* М.: Наука, 1975. С. 46.  
 300. *Самотин Н. Д.* // *Зап. ВМО.* 1966. Т. 95, вып. 4. С. 390.

### Накрит Nacrite



Название от фр. *pacre* — перламутр — по сильному перламутровому блеску на плоскостях спайности, дано Броньяром в 1807 г. [1] «зернистому тальку» — *talk granuleux* (Аюи, 1801), свойства которого не были точно определены. В 1832 г. Брайтхаупт [2, 3] описал минерал из рудной жилы близ Фрейберга в Саксонии, который с тех пор называется иакритом. Позже Деклуазо и Дикк [4, 5] описали накрит из рудников Саксонии и указали на его отличия от диккита («минерала Дикка»), но не установили четких отличий от «минерала из каолина». Дана (1892) и Дельтер (1917) рассматривали накрит как каолинит. Самостоятельность накрита как минерального вида окончательно доказали Росс и Керр [6] на основе рентгеновских и оптических исследований минерала из Бранда близ Фрейберга в Саксонии (ГДР).

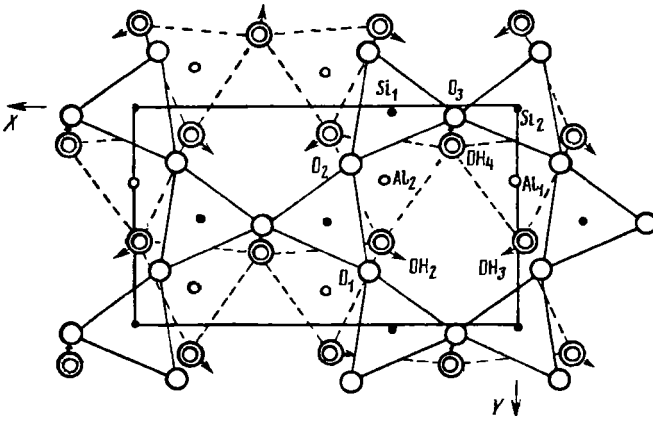
**Характ. выдел.** Тонкокристаллические плотные и рыхлые выделения, слагающие корки, налеты; пластинчатые кристаллы и их скопления, радиальные группы кристаллов [5—8].

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_2^4-Cc$  (политип  $2M_2$ ).  $a_0=8,909$ ,  $b_0=5,146$ ,  $c_0=15,697 \text{ \AA}$ ,  $\beta=113^\circ 42'$ ;  $a_0 : b_0 : c_0=1,7312 : 1 : 3,503$  (оригинал хим. анализа 2) [9]; по электронографическим данным  $a_0=8,90$ ,  $b_0=5,14$ ,  $c_0=14,59 \text{ \AA}$ ,  $\beta=100^\circ 32'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=1,7315 : 1 : 2,8385$  [10],  $Z=4$ .

Более ранние данные:  $a_0=5,17$ ,  $b_0=8,94$ ,  $c_0=28,72 \text{ \AA}$ ,  $\beta=91^\circ 43'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,578 : 1 : 3,212$ ,  $Z=8$  (оригинал хим. анализа 3) [11];  $a_0=8,96$ ,  $b_0=5,15$ ,  $c_0=43,08 \text{ \AA}$ ,  $\beta=90^\circ 20'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=1,739 : 1 : 8,365$ ,  $Z=12$  (оригинал хим. анализа 2) [12];  $a_0=5,15$ ,  $b_0=8,91$ ,  $c_0=14,63 \text{ \AA}$ ,  $\beta=100^\circ 20'$  [13],  $a_0=8,909$ ,  $b_0=5,146$ ,  $c_0=15,697 \text{ \AA}$ ,  $\beta=113^\circ 42'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=1,7312 : 1 : 1,3050$ ,  $Z=4$  [14].

Основой структуры накрита является каолинитовый двухэтажный слой  $\text{O}_3-\text{Si}_2-\text{O}_2(\text{OH})-\text{Al}_2-(\text{OH})_3$ , состоящий из тетраэдрической (Si—O)-сетки и октаэдрической Al—O(OH)-сетки. Грюнер [11], впервые предпринявший попытку определить структуру накрита на основании рентгеновских порошкограмм, пришел к выводу, что его элементарная ячейка состоит из четырех каолинитовых слоев, каждый из которых повернут по отношению друг к другу на  $180^\circ$ , и отнес минерал к пр. гр.  $C_2^4$ . Исследование структуры накрита методом монокристалльной съемки, выполненное Хендриксом [12], подтвердило пр. гр.  $C_2^4$  и показало, что его элементарная ячейка содержит не четыре, а шесть слоев, причем ось  $a$  должна быть осью  $b$  и наоборот. В дальнейшем Ньюнэм [15] на основании общих кристаллографических соображений предложил двухслойную модель структуры накрита, которая была экспериментально доказана Звягиным и Щегловым [13]. Эти авторы на основании электронографического исследования показали, что накрит относится к одной из трех теоретически возможных двухслойных структурных модификаций  $2M_2$ , в которой последовательные слои повернуты попеременно на  $120$  и  $60^\circ$ . Одновременно было подтверждено предположение Хендрикса [12] о перемене местами осей  $a$  и  $b$  в структуре накрита по сравнению с первоначальными данными Грюнера.

Бейли [16] на основании рентгеновского исследования монокристалла накрита подтвердил принадлежность накрита к пр. гр.  $C_2^4-Cc$  и политической модификации  $2M_2$  с необычной для каолиновых минералов ориентировкой осей  $a$  и  $b$  (фиг. 26).

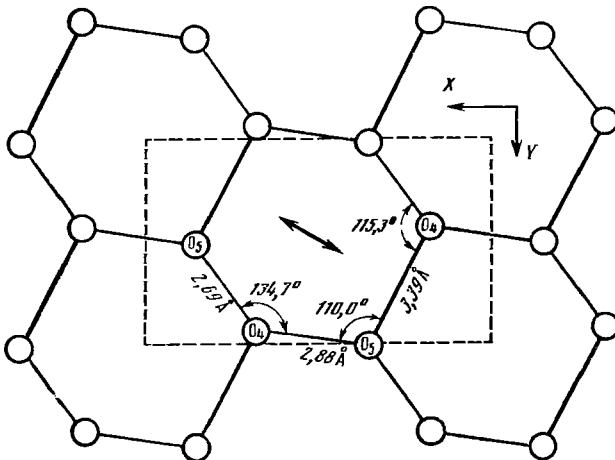


Фиг. 26. Проекция структуры накрита на плоскость  $XY$ , показывающая попарное расположение атомов базальных кислородов второго слоя (1) с поверхностными гидроксильными группами первого слоя (2). Стрелки у OH-групп — идеальное направление межслоевых длинных водородных связей при предположении, что каждая из них копланарна с двумя нижними Al—OH связями (по Бланту и др.)

Уточнение структуры накрита рентгеновским методом [9] показало, что, как и в структуре диккита, тетраэдрические сетки отклоняются от идеального гексагонального мотива (фиг. 27). Соседние тетраэдры повернуты на угол  $7,3^\circ$  в противоположных направлениях с образованием дитригонального мотива. В результате дитригонального разворота соседних тетраэдров их базальные атомы подходят ближе к атомам Al и группам OH внешней октаэдрической поверхности. Верхние и нижние треугольные основания из атомов кислорода в Al-октаэдрах повернуты на углы  $5,4$  и  $7,0^\circ$  в противоположных направлениях, что обусловлено меньшими размерами общих ребер октаэдров по сравнению с остальными ребрами. Межслоевой промежуток у накрита больше, чем у каолинита и диккита, а базисные параметры осей  $a$  и  $b$  меньше. Такое расположение атомов O и OH-групп в структуре накрита является энергетически менее выгодным для образования сильных водородных связей между слоями. Уточнение структуры накрита электронографическим методом [10] показало, что основания тетраэдров и OH-основания октаэдров более удалены соответственно от атомов Si и Al, что приводит к большей вытянутости тетраэдров в структуре накрита. Кроме того, углы дитригонального разворота тетраэдров относительно идеального гексагонального мотива меньше ( $2,30$ — $4,50^\circ$  против  $7,3^\circ$ , по рентгеновским данным). OH-основания октаэдров, наоборот, характеризуются большими углами поворота (относительно тригонального исходного мотива), которые, однако, остаются несколько меньшими, чем у O, OH-оснований октаэдров.

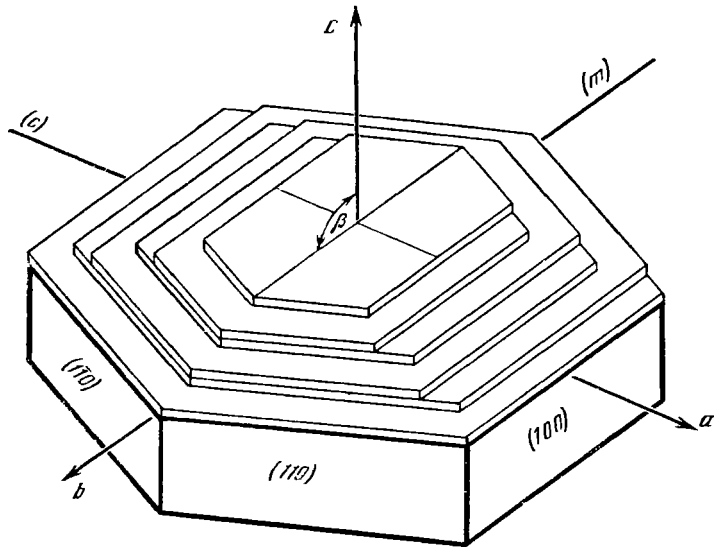
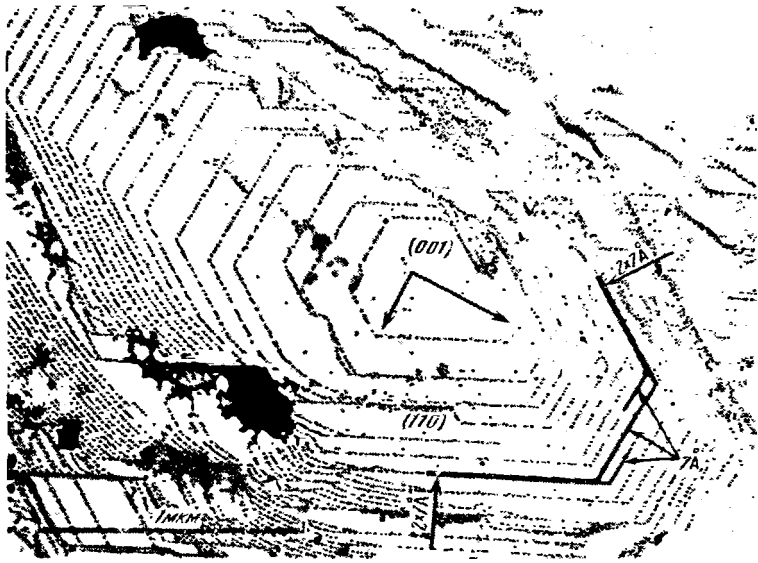
Диэдрический бесосный кл.  $C_s$ — $m(P)$ .

Наблюдавшиеся формы [6]:  $c$  (001),  $b$  (010),  $m$  (110). Характерны пластинчатые кристаллы (чаще спайные пластинки) гексагонального или ромбовидного



Фиг. 27. Искривленная сетка апикальных кислородов внутренней межслоевой тетраэдрической—октаэдрической поверхности накрита (по Бланту и др.)

Стрелкой показано направление гофрировки базальной кислородной поверхности, перпендикулярной ребру ( $3,39 \text{ \AA}$ ) вакантных позиций (жирные линии)

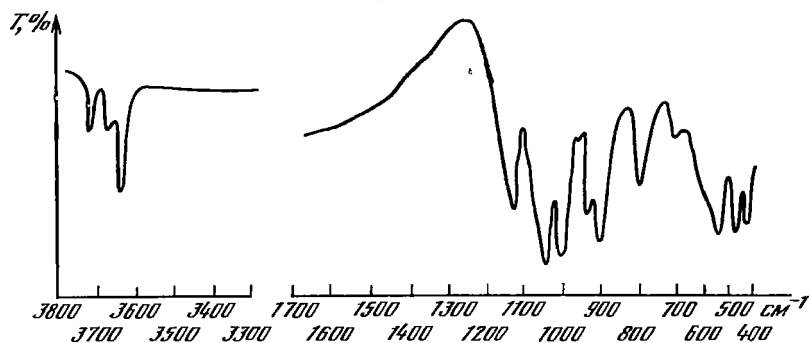


Фиг. 28. Картина декорирования и схема распределения слоев в структуре накрита (по Самогониу)

облика (при отсутствии или редуцированном развитии граней  $b$ ) размером от долей микрометра до нескольких миллиметров [7, 8]. Реже встречаются призматические кристаллы, удлиненные по оси  $c$ , размером до 3—5 мм. Обычны радиальные группы кристаллов [6] и псевдогексагональные призматические кристаллы, представляющие собой тройники по  $(110)$  [5, 6]. Описаны также сростки с дикиритом [17, 18]. Методом вакуумного декорирования на поверхности кристаллов накрита выявляются характерные картины роста, подтверждающие принадлежность минерала к политипной модификации  $2M_2$  и имеющие диагностическое значение (фиг. 28).

**Физ. св.** Сп. совершенная по  $(001)$ , менее совершенная по  $(010)$  и  $(110)$ . Отдельные чешуйки не эластичны, плотные агрегаты вязки. Тв.  $2\frac{1}{2}$ —3 (2,7). Уд. в. 2,6 [5, 8] или 2,5 [6]. Вычисл. уд. в. накрита (при параметрах элем. яч. по Грюнеру) 2,581 [11]. Цвет плотных тонкокристаллических агрегатов серовато-белый, рыхлых — белый. Черта белая. Призматические кристаллы просвечивают или совершенно прозрачны, несколько напоминают мусковитовые, но обладают более перламутровым блеском. Блеск у скрытокристаллических выделений матовый.

ИК-спектр накрита близок (фиг. 29) к ИК-спектрам диккита, каолинита, галлуазита и метагаллуазита и характеризуется полосой поглощения в области  $3715\text{--}3640\text{ см}^{-1}$ , соответствующей валентным колебаниям ОН-групп, и интенсивной полосой поглощения сложной формы в области  $1150\text{--}800\text{ см}^{-1}$ , обусловленной колебаниями связей тетраэдрических и октаэдрических слоев. Полосы  $800$ ,  $1015$  и  $1040\text{ см}^{-1}$  вызваны колебаниями связей в  $\text{SiO}_4$ -тетраэдрах, полосы  $915$ ,  $933$  и  $1130\text{ см}^{-1}$  объясняются колебаниями связи  $\text{Al}\text{--}(\text{OH})$ . В области валентных колебаний ОН-групп имеются полосы  $3585$ ,  $3630$ ,  $3658$  и  $3700\text{ см}^{-1}$  [19], по другим данным [20] —  $3620$ ,  $3627$ ,  $3650$ ,  $3700\text{ см}^{-1}$ . На спект-



Фиг. 29. ИК-спектр накрита (по Поляковой)

рах комбинационного рассеяния света (спектрах Рамана) накрита в области валентных колебаний ОН-групп, кроме полос поглощения  $3620$ ,  $3627$ ,  $3650$  и  $3700\text{ см}^{-1}$ , присутствует полоса  $3634\text{ см}^{-1}$  [21]. В катодных лучах люминесцирует слабым тусклым синим светом [22].

**Микр.** В шлифах бесцветный. Пл. опт. осей  $\perp$  (010);  $cNp=10^\circ$ ;  $aNm=10^\circ$ ,  $aNp=80^\circ$ ,  $Ng=b$ . Двусосный (—).  $2V=40\pm 5^\circ$ , дисперсия  $r > v$ . Эти оптические константы определены для накрита из Бранда в Саксонии (ГДР) [6]. Для образца накрита из рудника Эйнигкейт близ Фрейберга, Саксония, Дикк [5] указал значение  $2V_{Np}=60^\circ$ .

В шлифах пластинки с различной спайностью имеют положительное удлинение.

Накрит из Сан-Петерс-Дома, район Пайкс Пик, шт. Колорадо (США) [6], имеет иные константы: оптический характер (+) или (—), дисперсия  $r < v$ ,  $2V=90^\circ$ . Эти данные попали во многие справочники (Винчелл А. Н., Винчелл Г., 1953; Трёгер, 1980 и др.), хотя еще в 1933 г. Грюнер [11] показал, что в этом накрите содержится значительная (от 15 до 30%) примесь диккита (установлена рентгеновским методом), а оптические константы для накрита (в частности, большой угол оптических осей, близкий к  $90^\circ$ , и большой наклон плоскости оптических осей) имеют промежуточное значение между соответствующими константами накрита и диккита.

Показатели преломления накрита колеблются в узких пределах:  $n_g=1,563\text{--}1,564$ ,  $n_m=1,562\text{--}1,564$ ,  $n_p=1,556\text{--}1,557$ .

**Хим.** Теор. состав:  $\text{SiO}_2$  — 46,55;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 39,49;  $\text{H}_2\text{O}$  — 13,96. Данные анализов накрита близки к его теоретическому составу. В незначительных количествах устанавливаются Na, K, Mg, Ca, Mn, Fe, Ti, скорее всего, входящие в состав примесей других минералов.

Анализы:

	1	2	3	4	5
$\text{Na}_2\text{O}$	—	—	—	Сл.	0,05
$\text{K}_2\text{O}$	—	—	—	Сл.	0,01
$\text{MgO}$	Сл.	—	0,19	0,01	0,51
$\text{CaO}$	0,08	—	0,13	0,01	Сл.
$\text{MnO}$	Сл.	—	—	Сл.	»
$\text{FeO}$	—	—	—	»	Не обн.
$\text{Al}_2\text{O}_3$	39,65	39,63	39,48	40,43	39,18



	1	2	3	4	5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	—	0,53	0,18	0,16
SiO <sub>2</sub>	46,32	46,06	44,75	45,65	46,50
TiO <sub>2</sub>	Сл.	—	—	0,06	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,21	13,77	14,40	13,85	13,91
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	—	0,61	0,05	Не обн.
Сумма	100,31	100,14 *	100,09	(100,24)	100,50
<i>n<sub>g</sub></i>	1,568	1,566	1,563	1,564	1,566
<i>n<sub>m</sub></i>	1,556	1,563	1,562	—	—
<i>n<sub>p</sub></i>	1,560	1,560	1,557	—	1,559
Уд. в.	2.60 ± 0,02	—	—	—	—
Опт. знак, 2 <i>V</i> , °	—	—, +	—	—60—70	—

\* В том числе CaF<sub>2</sub>—0,68.

1—из кварцсодержащего кварцита, гора Хирвнваара, Финляндия, анал. Кюрринг [8]; 2—из гранитных пегматитов, жилы Юрика, Сан-Петерс-Дом, район Пайкс Пик, шт. Колорадо (США), анал. Хиллебранд [23], содержит примесь флюорита; 3—из кварц-галенитовой жилы, Бранд (Саксония), анал. Гонье [6]; 4—из оловорудного месторождения во вторичных кварцитах (Северо-Восток СССР), анал. Шадская (в оригинале сумма 100,22) [24]; 5—из гидротермально-измененных липаритовых туфов Берегового холмогорья, Закарпатье (СССР) [25].

	6	7	8	9	10	11
Na <sub>2</sub> O	0,12	—	0,07	0,03	—	0,06
K <sub>2</sub> O	<0,05	—	0,33	0,08	—	0,12
MgO	0,05	—	0,10	0,42	0,92	0,30
CaO	0,23	—	—	0,14	0,64	0,40
MnO	<0,01	—	—	—	—	Сл.
FeO	<0,10	—	—	0,01	0,92	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,38	38,90	39,35	39,91	37,51	40,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,55	1,69	0,09	1,59	0,02
SiO <sub>2</sub>	45,77	46,34	44,00	44,52	41,52	45,17
TiO <sub>2</sub>	0,07	—	—	Сл.	Сл.	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	13,91	14,30	13,69	14,34	14,54	14,31
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,52	—	Не обн. *	0,93	0,93	0,10
Сумма	100,33	100,09	99,23	100,47	98,57	100,76
<i>n<sub>g</sub></i>	1,570	—	—	1,564	—	—
<i>n<sub>m</sub></i>	1,567	—	—	1,562	—	—
<i>n<sub>p</sub></i>	1,561—1,562	—	—	1,557	—	—
(—) 2 <i>V</i> , °	68	—	—	66—68	—	—

\* Анализировалось вещество, прокаленное при 105°.

6—прозрачные кристаллы до 1 мм с совершенной спайностью, из мономинеральных жилок толщиной до 7 см из среднекарбонных аргиллитов Махиевского угольного месторождения, Алапаевский район, Свердловская обл. (Урал) [26]; 7—из золоторудного месторождения Средней Азии, анал. Матвеева [27]; 8—из тонких трещин в точильном камне, из северной части Островско-Карвинского бассейна (Чехословакия), анал. Завадилова [28], установлена незначительная примесь каолинита; 9—плотный агрегат пластинчатых кристаллов с гексагональными и ромбовидными контурами размером 0,3—0,4 мм, из месторождения фарфорового камня типа росеки, рудник Отого, преф. Ямагата (Япония) [29]; 10—из месторождения фарфорового камня типа росеки, рудник Йонаго, преф. Нагано, о-в Хонсю (Япония) [30]; 11—из прожилков в каолинизированных вмещающих породах из медного месторождения Канагата, преф. Ямагата (Япония) [31].

**Диагн. исп.** На холоду в HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и HNO<sub>3</sub> не разлагается. Порошок с трудом растворим в кипящих HCl и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Кристаллы медленно разлагаются в разбавленной водой HF. После прокаливания с азотнокислым кобальтом дает реакцию на Al (окрашивается в синий цвет). П. п. тр. не плавится, но разлагается с выделением воды, прозрачные столбчатые кристаллы всучиваются.

**Повед. при нагр.** Температура плавления (огнеупорность) около 1770°. Для кривой нагревания накрит характерен эндотермический эффект в интервале 500—750° и экзотермический эффект в области 950—1000°. Как и у других минералов каолиновой группы, температура эндотермического эффекта, вызванного дегидратацией накрита, определяется главным образом размером

кристаллитов и их толщиной. Раздвоение этого эффекта связано с наличием в одном и том же образце частиц минерала, различающихся по крупности. Показано, что на кривых ДТА эндотермический эффект у накрита с размером частиц  $>0,01$  мм проявляется при  $700^\circ$ , а с размером частиц  $<0,001$  мм — при  $600^\circ$  [27, 32]. Более высокая температура эндотермических эффектов на кривых ДТА накрита (и диккита) по сравнению с каолинитом объясняется более крупными размерами их частиц.

Максимальная равновесная температура дегидратации накрита в гидротермальных условиях такая же, как каолинита и диккита ( $405^\circ$  при давлении 0,7 кбар) [33].

Рентгеновское исследование, выполненное на монокристаллах накрита размером 0,2—0,5 мм из Хирвиваара (Финляндия), показало, что вплоть до  $650^\circ$  — температуры начала дегидратации — на порошковых рентгенограммах не наблюдается никаких изменений, кроме некоторого ослабления рефлексов. При  $670^\circ$  большинство рефлексов накрита исчезает, что связано с его дегидратацией и переходом в так называемую метакаолиновую фазу, сохраняющую частично реликтовую гексагональную структуру каолиновых слоев, но лишенную периодичности в направлении оси *c* [34]. Позже было показано, что дегидратация кристаллического накрита из Хирвиваара (Финляндия) сопровождается появлением промежуточной 14 Å-фазы [35], образование которой в процессе дегидратации каолиновых минералов ранее было отмечено для диккита с хорошо упорядоченной структурой [36, 37]. Предполагается, что возникновение 14 Å-фазы при нагревании накрита и диккита до температуры дегидратации (вплоть до  $850$ — $900^\circ$ ) связано с сохранением части ОН-групп, расположенных на внутренней поверхности структуры кристаллов [35]. Ориентировка этих ОН-групп в структуре накрита и диккита почти одинакова, но существенно отличается от ориентировки аналогичных ОН-групп в структуре каолинита [38]. Процесс дегидратации накрита заканчивается к  $900^\circ$ , когда из структуры метакаолина удаляются последние ОН-группы. При  $900^\circ$  начинается образование гамма-глинозема, наследующего ориентировку исходного накрита (с осью *a* накрита совпадает направление удлинения [110] гамма-глинозема). При этой же или несколько более высокой температуре начинается кристаллизация муллита, обуславливающая экзотермическую реакцию в интервале  $950$ — $1000^\circ$ . Природа реакций, вызывающих появление экзотермического пика на кривых ДТА накрита, как и других каолиновых минералов, не может считаться точно установленной. В низкотемпературной области (в интервале от  $-2$  до  $+5^\circ$ ) кривая нагревания подобна каолинитовой и диккитовой и связана с плавлением адсорбированной на поверхности частиц минерала воды [39, 40].

Сводка данных о термических реакциях каолиновых минералов, в том числе и накрита, приведена в работе [39].

**Наход.** Накрит — наиболее редкий средне- и низкотемпературный минерал каолинитовой группы. Преимущественно он встречается во флюоритовых, золоторудных, свинцово-цинковых и медных (порфириновых) месторождениях, в которых является одним из самых поздних гидротермальных минералов. Температура образования накрита в близповерхностных гидротермальных флюоритовых и золоторудных месторождениях, по данным декрепитации кварца, оценивается в  $190$ — $80^\circ$  [41]; во флюоритовых месторождениях накрит кристаллизовался при температуре  $180$ — $160^\circ$ , а в золоторудных — от  $190$  до  $80^\circ$ . В пегматитах накрит выделяется в конце гидротермального этапа, замещая вместе с флюоритом полевой шпат [23]. Накрит известен также в оловорудных месторождениях типа вторичных кварцитов [24], в гидротермально-измененных кианитовых сланцах [8], в жилах альпийского типа, в гидротермально-измененных эффузивных породах. Довольно часто он встречается в слабо метаморфизованных осадочных терригенных породах различного возраста, в которых кристаллизуется вместе с диккитом или образует мономинеральные прожилки; рассматривается как продукт диагенетического изменения или стрессового метаморфизма каолинита или диккита, но более вероятно его отложение из горячих пластовых вод, далеко не всегда связанных с магматическим

источником. Описаны находки накрита в докембрийских железных рудах и в корках выветривания; эти выделения, несомненно, связаны с поздней гидротермальной минерализацией.

В Европейской части СССР накрит известен в песчаниках и конгломератах Печерского каменноугольного бассейна, в которых он вместе с диккитом слагает тонкие жилки альпийского типа; рассматривается как продукт стрессового изменения диккита [17, 18]. В Донецком бассейне обнаружен в верхней зоне измененных околорудных пород Остробугорского свинцово-цинкового месторождения [42]. В Закарпатье накрит установлен в измененных липаритовых туфах Береговского холмогорья в зоне пересечения тектонических разломов. В этой зоне туфы замещены алунином и накритом вместе с гематитом и баритом; на некотором удалении от разломов накрит замещал туфы, образуя мономинеральные скопления псевдогексагональных пластинчатых кристаллов (размером до 0,01 мм) и их сростков [25].

На Урале встречен в среднекарбонных угленосных отложениях Махневского угольного месторождения (Алапаевский район Свердловской обл.), прорванных дайками лампрофира, метаморфизирующего уголь в зоне контакта до кокса. Накрит образует плотные полупрозрачные выделения белого цвета с сероватым или зеленоватым оттенком с отдельными прозрачными кристаллами размером 1 мм с совершенной спайностью, слагающие жилки мощностью до 7 см и выполняющие зоны дробления в серых и красноцветных аргиллитах на глубине от 450 до 300 м. Жилки накрита иногда расположены близ кварцевых жил. Предполагается, что накрит был отложен из поровых вод, прогретых до температуры ниже 400° в результате внедрения лампрофировых даек [26]. В Урало-Тургайской области накрит встречен в нижнетриасовых осадочно-вулканогенных угленосных отложениях Анохинской впадины, где он совместно с каолинитом и диккитом выполняет трещины в песчаниках и базальтах [43].

В Казахстане известен в песчаниках и конгломератах Карагандинского каменноугольного бассейна в тонких мономинеральных или накрит-диккитовых жилках альпийского типа; накрит рассматривается как продукт стрессового изменения диккита [17, 18]. В Северном Прибалхашье накрит совместно с диккитом, каолинитом, галлуазитом и алунином развит в аргиллизированных вулканогенно-осадочных породах до глубины 100—150 м в медно-порфировом месторождении Сокуркой [44].

В Узбекистане во флюоритовом месторождении Аурахмат в Чаткальском хребте накрит образует примазки и слоистые корки в пустотах кварц-флюоритовой жилы и в виде тонких налетов покрывает кристаллы флюорита; отложен в заключительную стадию минерализации [45]. В штокерковом золоторудном месторождении Мурунтау в Центральных Кызылкумах накрит в виде плотных белых масс, состоящих из гексагональных пластинчатых кристаллов размером более 10 мкм, слагает гнезда и прожилки, пересекающие кварцевые жилы [46]. В Таджикистане на месторождении оптического флюорита Кули-Колон в виде плотных и порошковатых масс, корок и налетов вместе с диккитом, каолинитом и палыгорскитом заполняет промежутки между кристаллами флюорита, барита, кальцита и кварца в гнездах и погребах среди силурийских известняков [47].

В Западной Сибири накрит в ассоциации с аутигенными диккитом и каолинитом обнаружен в поровом цементе горизонтально залегающих неметаморфизованных верхнеюрских песчаников Шамского района; образовался путем кристаллизации из слабокислых пластовых вод с температурой около 80° [48, 49].

Накрит известен во многих флюоритовых месторождениях Западного и Восточного Забайкалья, для которых характерно его нахождение среди халцедоновидного кварца [50, 51]. Например, в Ново-Павловском месторождении в кварц-флюоритовых жилах халцедоновидный кварц концентрически обрастает округлые скопления накрита [13]; во флюоритовых месторождениях юго-восточных отрогов Кличкинского хребта накрит в виде тонкозернистых плот-

ных обособлений находится среди массивного халцедоновидного кварца, местами слагающая 30—40% объема жильной массы [19]. В Балейском золоторудном месторождении накрит образует маломощный прожилок, секущий цемент и гальки каолинизированного конгломерата [52]. На Северо-Востоке СССР в Балыгычан-Сугойском прогибе накрит найден в оловорудном месторождении типа вторичных кварцитов в нижнемеловых осадочных породах в контакте с верхнемеловыми аляскиотовыми гранитами. Накрит образует мелкие мономинеральные выделения в измененных породах; вместе с ним встречаются пиррофиллит, кварц, касситерит, рутил, циркон, мусковит [24]. В золото-серебряном месторождении Утесное (Арманская вулканическая структура) накрит обнаружен в гидротермальных каолинит-диккит-алунитовых аргиллизитах, образовавшихся по меловым игнимбрикам [53].

За пределами СССР накрит известен в Чехословакии в карбоновых отложениях Остравско-Карвинского каменноугольного бассейна; образует мономинеральные и накрит-пиритовые прожилки мощностью до нескольких миллиметров в горизонте точильного камня [28]. В глинистых породах коры выветривания, залегающих под базальной толщей пермо-карбона Верхнесудетского бассейна, накрит слагает многочисленные мелкие прожилки [54], что, однако, не свидетельствует о его образовании в коре выветривания. Вероятно, накрит связан здесь, так же как в железных рудах оз. Верхнего (Северная Америка), с наложенной гидротермальной минерализацией.

В Румынии накрит встречен в трещинах углистых юрских глин в горах Пьетра Караюлуй; пластинчатые кристаллы минерала размером до 0,1 мм находятся в ассоциации с кварцем или диккитом, серицитом, хлоритом и сульфатами [55]. В Финляндии накрит обнаружен в полостях и трещинах кианитосодержащих кварцитов на горе Хирвивааре в районе Херайоки, округ Ено; образует группы радиальных агрегатов бесцветных или светло-серых пластинчатых кристаллов с поперечником до 5 мм, нарастающих на кристаллы кварца, которые покрывают стенки полостей. В агрегате накрита рассеяны тонкие кристаллы анатаза. Центральная часть полости заполнена белым тонкокристаллическим каолинитом; кианитовые выделения в контакте с накритом содержат диаспор, пиррофиллит и каолинит [8]. В Юго-Западной Финляндии у Скрыббеле (Паргас) накрит является основным минералом гидротермальных каолинов, выполняющих полости в известняках [56]. В Швейцарии найден в полостях кварцевых жил альпийского типа на горе Монте Камперо [57]. В ГДР накрит известен в рудных жилах Саксонии близ Фрейберга в виде мономинеральных крупнокристаллических выделений псевдогексагональных призматических кристаллов, представляющих тройники по (110), и радиальных групп кристаллов, нарастающих на галенит и другие рудные минералы [5, 6]. В ФРГ (в Шварцвальде) — в виде кристаллов размером до 3 мм в пустотках гидротермально-измененных пермских туфов кварцевых порфиров в ассоциации с серицитом, диккитом, каолинитом, флюоритом, баритом, турмалином и апатитом [7]. В Бельгии накрит встречен в тончайших трещинах в угольном пласте карбонового возраста на месторождении Энот близ Монсо-Фонтен на глубине 1260 м [58, 59]. Во Франции накрит в виде скоплений белых псевдогексагональных кристаллов размером от 100 мкм до нескольких миллиметров с характерным перламутровым блеском установлен в кварц-лимонитовых породах на контакте между кембрийским цоколем и нижнетриасовыми отложениями в ассоциации с гиббситом, галлуазитом, каолинитом, кварцем и баритом; рассматривается как гипергенный минерал [60]. В Великобритании накрит найден в небольших полостях в кварцевой жилке в обломке сиенита из зоны дробления крупного разлома в Гроби, графство Лестершир; иногда покрывает поверхность скопления [61]. Близ Шана в графстве Уэстморленд слагает прожилки мощностью до 5 мм в метаморфизованных андезитах близ контакта с гранитным массивом, а также образует выделения в кварцевой жиле, секущей андезиты [62].

В США накрит известен в пегматитовой жиле Юрика в Сан-Петерс-Доме в районе Пайкс Пик (шт. Колорадо) вместе с криолитом, флюоритом, колумби-

том, цирконом, астрофиллитом и слюдой; образовался в результате гидротермального изменения микроклина, представлен плотным белым агрегатом, содержащим тончайшие кристаллы флюорита, и сопровождается тонкочешуйчатым мусковитом. В полостях кварца накрит образует прозрачные кристаллы псевдоромбического облика. В более толстых кристаллах различимы чешуйки, не точно налегающие друг на друга и образующие розетки; первоначально был описан как каолинит [23]. В железных докембрийских рудах оз. Верхнего на месторождении Трейси к югу от Негони, шт. Мичиган (США), накрит выполняет небольшие карманы, иногда в смеси с диккитом и каолинитом, в манганит-гётитовом пласте кремнисто-железистой формации и входит в состав гидротермальной наложенной ассоциации, включающей диккит, пирофиллит, тальк, хлорит, мусковит 1М и 2М, алунит, гипс, кальцит, родохрозит [63].

В Мексике накрит найден в шт. Наярит в предгорьях Западной Сьерры-Мадре в гидротермальных каолинах месторождения Чон, возникших за счет кайнозойских риолитов; накрит вместе с диккитом и каолинитом образует массивные выделения, в которых преобладают диккит и каолинит [64].

В Японии накрит довольно широко распространен в гидротермально-измененных кислых вулканических породах различного возраста (от мелового до плиоцен-четвертичного). В месторождениях фарфорового камня типа росеки известен на месторождениях Отоге в преф. Ямагата, где является основным минералом плотных глинистых пород, в которых установлены, кроме того, каолинит, диккит, топаз и корунд, слагает также мономинеральные жилы мощностью до 2 м в гидротермально-измененных миоценовых туфах [29]. Встречен в Такатоку, преф. Тотиги [65], Кобаяси и Йонаго, преф. Нагано [30, 66], Эбара, Кийотакэ [67, 68], Синагава-Сампо, преф. Хиого [66], в районе Шикосана, преф. Хиросима [66, 69]. В измененных андезитах г. Яита в преф. Тотиги накрит представлен порошковатым агрегатом бесцветных хорошо ограненных двояникованных пластинчатых кристалликов размером до 10 мкм; ранее рассматривался как новый шестислойный политип каолиновых минералов [70]. Накрит также обнаружен в месторождении кремнистых пород Угусу в преф. Сидзуока, образовавшемся в результате гидротермального изменения кислых эффузивов в плиоцене. На месторождении установлена следующая зональность: кремнеземная зона (центральная зона)—алунитовая зона—глинистая зона—исходные миоценовые пропилиты. Накрит наблюдается во внутренней части глинистой зоны в ассоциации с преобладающим диккитом [71—73]. На штокверковом и импрегнационном золоторудных месторождениях Касуга и Акеши в преф. Кагосима накрит находится в ассоциации с диккитом, самородным золотом, энаргитом, люцитом и пиритом, все эти минералы наблюдаются в центральной зоне, которая окружена диккитовой и следующей за ней каолинитовой зонами. Накрит в центральной зоне слагает мономинеральные жилки, а в диккитовой зоне содержится в небольшом количестве [74—76]. В медном месторождении Канагато в преф. Ямагата накрит образует жилки в каолинизированных боковых породах [31]. В некоторых месторождениях пирита типа куроко в Японии зоны, сложенные диккитом и каолинитом или накритом, расположены в ореолах изменения вулканогенных пород за примыкающей к рудному телу пирофиллитовой зоной (диапорное месторождение Йонаго) [77]. В гипсовом месторождении Ивами в преф. Шимане, относящемся к типу куроко и приуроченном к миоценовой туфогенной толще, накрит наблюдается в ближайшей к рудному телу каолиновой зоне, за которой следуют серицитовая, хлоритовая и монтмориллонитовая зоны [78]. На Ямайке накрит образует незначительную примесь к гидротермальным каолинам диккитового состава, приуроченным к гидротермально-измененным породам Джобс-Хилл в районе Сент-Мэри и встречен в ассоциации с диаспором, гетитом, анатазом и диккитом [79].

**Изм.** Накрит, так же как диккит, каолинит и галлуазит, устойчив при температурах ниже 405° [33]; гипергенному изменению не подвергается. Преобладающим продуктом искусственного гидротермального разложения накрита, как и каолинита, диккита и галлуазита, при температурах выше 405° и давле-



311	5	2,247	421	5	1,531	715	5 ш	1,235
222	2	2,213	404			534		
402			427	2	1,514	241	5 ш	1,231
220	2,179	518	716					
316	5	2,111	4.0.10	40	1,486	714	5 ш	1,231
024	5	2,092	3.1.10			240		
312	7	2,071	332	40	1,486	535	5 ш	1,231
224			604			243		
400	2	2,039	028	5	1,473	536	5	1,208
117			422			244		
406	2	1,996	226	20	1,460	531	3	1,197
222	5	1,970	606			0.0.12		
208			316	20	1,460	718	3	1,197
225	334	242						
317	15	1,937	330	5	1,441	629	5	1,184
116			602			530		
025	15	1,917	229	2 ш	1,441	3.1.13	5	1,184
313	15	1,898	428			426		
223	2	1,842	0.0.10	4	1,415	719	3	1,166
226	5	1,818	519			0.2.11		
008	5	1,797	512	4	1,415	621	3	1,166
402	5	1,774	608			2.2.12		
206			336	5	1,369	6.0.12	3	1,166
318								

\*  $a_0=8,909$ ,  $b_0=5,146$ ,  $c_0=15,697$  А,  $\beta=113,60^\circ$ .

### Л и т е р а т у р а

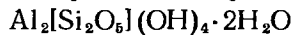
1. Bronghiart A. // Traité élémentaire de minéralogie. P., 1807. Vol. 1. P. 506.
2. Breithaupt A. // Vollständige Charakteristik des Mineral-Systems. Dresden, 1832. Bd. 94. S. 318.
3. Breithaupt A. // Berg- und Hüttenmänn. Ztg. 1865. Bd. 24. S. 336.
4. Des Cloizeaux A. // Suppl. Man. miner. 1862. Vol. 1. P. 548.
5. Dick A. B. // Miner. Mag. 1908. Vol. 15, N 69. P. 124.
6. Ross C. S., Kerr P. F. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1931. N 165-E. P. 156.
7. Mans H. // Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. 1967. Bd. 57. S. 119.
8. Knorring O. von., Brindley G. W., Hunter K. // Miner. Mag. 1952. Vol. 29, N 218. P. 963.
9. Blount A. M., Threadgold I. M., Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 3. P. 185.
10. Звягин Б. Б., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Кристаллография. 1972. Т. 17, № 3. С. 514.
11. Gruner J. W. // Ztschr. Kristallogr. 1933. Bd. 85, H. 5/6. S. 345.
12. Hendricks S. B. // Ibid. 1939. Bd. 100. H. 6. S. 509.
13. Звягин Б. Б., Щеглов А. Д. // ДАН СССР. 1962. Т. 142, № 1. С. 185.
14. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 11/12. P. 1196.
15. Newnham R. E. // Miner. Mag. 1961. Vol. 32, N 252. P. 683.
16. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 1. P. 1.
17. Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 109.
18. Shutov V. D., Aleksandrova V. A., Losievskaya S. A. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 69.
19. Полякова О. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 120.
20. Van der Marel H. W., Krohmer P. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 22, N 1. P. 73.
21. Wiewiora A. // Arch. miner. 1979. Vol. 35, z. 1. S. 5.
22. Hanson R. F., Zamora R., Keller W. D. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 6. P. 451.
23. Cross W., Hillebrand W. F. // US Geol. Surv. Bull. 1885. N 20. P. 223.
24. Бабкин П. В., Рожков Ю. П. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1961. Вып. 15. С. 163.
25. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпаття. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. 284 с.
26. Иванов О. К. // Зап. ВМО. 1981. Т. 110, вып. 3. С. 318.
27. Русина О. В., Пилоян Г. О., Русинов В. Л., Самотин Н. Д., Федотов А. Ф. // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 112. С. 11.

28. Fojtik Z. // Sb. věd. pr. VŠB Ostravě. 1964. Sv. 10, N 1/2. S. 223.
29. Tanemura M., Horiuchi H. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1958. Vol. 9, N 4. P. 247.
30. Iwai S., Takeshi H., Ossaka J. // J. Jap. Assoc. Miner., petrol., Econ. Geol. 1949. V. 33. P. 169 (no: Sudo T., Shimoda S. Clays and Clay Miner. Jap. Develop. Sediments 1978. Vol. 26).
31. Minato H. // VII Symp. Genesis Kaolin. Tokyo, 1976. Vol. 17 (no: Sudo T., Shimoda S. Clays and Clay Miner. Jap. Develop. Sedimentol. 1978. Vol. 26).
32. Русинова О. В., Пилоян Г. О., Самотин Н. Д., Федотов А. Ф., Русинов В. И. Изучение и использование глин. Минск: Наука и техника, 1971. Т. 1. С. 112.
33. Roy R., Osborn E. F. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 853.
34. Brindley G. W., Hunier K. // Miner. Mag. 1955. Vol. 30, N 228. P. 574.
35. Gomes C. de S. F., Worrall W. E. // Proc. Brit. Ceram. Soc. 1979. N 28. P. 107.
36. Hill R. D. // Acta crystallogr. 1955. Vol. 8, N 2. P. 120.
37. Brindley G. W., Wan H.-M. // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 1. P. 17.
38. Giese R. F. (Jr.), Datta P. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 471.
39. Пилоян Г. О., Вальяхина Е. П. // Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970. С. 131.
40. Kato Ch. // Yogyo Kyokai Shi. 1959. N 67. P. 243; Chem. Abstr. 1960. N 14. P. 14006.
41. Русинова О. В., Алышева Э. М. // Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 135. С. 70.
42. Передериева Л. В. // Тез. докл. обл. науч.-техн. конф., посвящ. 50-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Луганск, 1967 г. (по: Русько Ю. А. Жулид В. А. // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1975. С. 461).
43. Лукьянова В. Т., Голубева Н. П., Халезова А. Б. // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 66.
44. Мельникова Л. В., Комашко Л. В. // Типоморфные особенности и технологические свойства минералов рудных и нерудных месторождений Казахстана и их практическое значение. Алма-Ата: КазНМС, 1984. С. 102.
45. Смольянинов Н. А. // Тр. Тадж.-Памир. экспедиции. 1935. Вып. 27. С. 85.
46. Зарембо Ю. Г., Русинова О. В., Алышева Э. И., Самотин Н. Д. // Тр. ЦНИГРИ 1978. Вып. 135. С. 77.
47. Файзиев А. Р. // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1979. Вып. 4. С. 37.
48. Ушатинский И., Бабицын П., Киселева Ф. // Нефть и газ Тюмени: Науч.-техн. сб. Тюмень: ЗАПСИБНИГНИ, 1971. Вып. 12. С. 16.
49. Ушатинский И. Н., Бабицын П. К., Киселева Ф. П. // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 677.
50. Русинова О. В., Черепанов А. А. // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Изд-во Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, 1967. Вып. 2. С. 185.
51. Черепанов А. А., Русинова О. В., Алышева Э. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 92.
52. Русинова О. В. // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 79. С. 111.
53. Еремин Р. А. Тр. Сев.-вост. комплекс. н.-и. ин-та ДВНЦ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1974. Вып. 43. 134 с.
54. Valin F. // Cas. Nar. muz. Odd. prirodoved. 1972 (1974). Sv. 141, N 3/4. S. 215.
55. Janovici V., Neacsu Gh. // Stud. si cercetari geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1968. Vol. 13, N 2. P. 309.
56. Pehrman G. // Acta Acad. Aboensis. math. et phys. 1958. Vol. 21, N 12. P. 13.
57. Niggli P., Koenigsberger I., Parker R. L. // Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel: B. Wepf und Co., 1940. Bd. 1/2. S. 68.
58. Aderca B. M. // Ann. Soc. geol. belg. Bull. 1962. Vol. 85, N 8. P. 309.
59. Van Tassel R. // Ibid. P. 319.
60. Rodier C., Soulie M., Ribent B., Joseph C., Mercadier H. // VI Reun. anpu., sci. terre Orsay, 1978. P., 1978. P. 338.
61. Claringbull G. F. // Miner. Mag. 1952. Vol. 29, N 218. P. 973.
62. Firman R. J. // Ibid. 1953. Vol. 30, N 222. P. 199.
63. Bailey S. W., Tyler S. A. // Econ. Geol. 1960. Vol. 55, N 1. P. 150.
64. Hanson R. F., Zamora R., Keller W. D. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 6 P. 451.
65. Kodama H. // Adv. Clay Sci. 1963. Vol. 4. P. 179.
66. Takeshi H. // J. Miner. Soc. Jap. 1958. Vol. 3, N 5. P. 388.
67. Yamamoto T. // Ibid. 1965. Vol. 7, N 3. P. 209.
68. Ueno M. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1964. Vol. 15, N 4. P. 31.
69. Iwamoto S. // Geol. Rep. Hiroshima Univ. 1963. Vol. 12. P. 73.
70. Toraya H., Iwai S., Marumo F. // Miner. J. 1980. Vol. 10, N 4. P. 168.
71. Iwao S. // Jap. J. Geol., Geogr. 1962. Vol. 33, N 2/3. P. 131. Пер. на рус. яз.: Ивао Ш., Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 141.
72. Ивао С. // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 222.
73. Uno Y., Takeshi H. // J. Miner. Soc. Jap. 1977. Vol. 13, N 3. spec. iss. P. 207
74. Tokunaga M. // Mining Geol. Jap. 1954. Vol. 4, N 14. P. 205.
75. Tokunaga M. // Ibid. 1955. Vol. 5, N 15. P. 1.
76. Tokunaga M. // Miner. J. Jap. 1957. Vol. 2, N 2. P. 103.



77. Sudo T., Hayashi H., Kodama H., Shimoda S. // Mining Geol. Jap. 1961. Vol. 11, N 45/46. P. 356.
78. Hayashi S., Obi I. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1963. Vol. 14, N 12. P. 13.
79. Thompson B. T., Taylor W. A., Holdridge D. A. // Clay Miner. 1970. Vol. 8, N 4. P. 461.
80. Котов Н. В., Соболева С. В., Гойло Э. А., Звягин Б. Б., Франк-Каменецкий В. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 68.
81. Шитов В. А., Котов Н. В., Науен Там Чаи // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 3. С. 633.
82. Николюкская Н. К., Гойло Э. А., Франк-Каменецкий В. А. // Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве. Алма-Ата: Наука, 1985. С. 30.
83. Пермяков В. М. // Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 1. С. 563.
84. Пиокопенко Н. М. // ДАН СССР. 1928. А, № 18/19. С. 388.
85. Нркогосян Л. С. // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1934. Вып. 6. С. 443.
86. Наконик Н. И. // Зап. Минерал. о-ва. 1941. Т. 70, вып. 1. С. 52.
87. Ковалев Г. А. // Там же. 1947. Т. 76, вып. 4. С. 229.
88. Самотин Н. Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 114.

### Галлуазит Halloysite



Назван в 1826 г. в честь бельгийского геолога Омалиуса д'Аллау [1].

**Синон.** Галлуазит-10 Å — halloysite-10 Å. Распространенные, широко применяемые названия: гидратированный галлуазит — hydrated halloysite [2], гидрогаллуазит — hydrohalloysite [3], энделлит — endellite [4].

Устаревшие синонимы: бергсейф — Bergseife (Вернер, 1780); болюс — bolus, bole — термин античных времен (по Рoccus [5] — нечистый галлуазит, по Штрунцу (1962) — смесь галлуазита с окислами железа); галапектит — galapectite (Брайтхаупт, 1832), по [5] — монтмориллонит; гидрокаолин — hydrokaolin [6]; гидроэнделлит — hydroendellite [7, 8]; глагерит — glagerite (Брайтхаупт, 1832); глоссеколит — glossecolite (Шепард, 1857); гуммит — gummite (Брайтхаупт, 1832; в настоящее время под этим названием описываются продукты изменения уранинита — [9]); индианит — indianite (Кокс, 1874) (нечистый галлуазит, по [5]); кеффекилит — keffekilite (Фишер, 1811), по Кайер [9] — смесь каолинита и галлуазита (в действительности — бентонитовая глина); коллирит — collyrite (Диоскорид, 50 н. э.; Плиний, 77 н. э.) (по Рoccus и Керру [5] — частично каолинит); ленизит — lenzinite (Джонс, 1816) (по [5] — каолинит); марге — marge — large porcellana (Валлериус, 1747), по Рoccus и Керру [10] — смесь каолинита и галлуазита; миланит — milanite (Титц, 1870); нерчинскит — perchinskite (идентичен галлуазиту [11]); оропион — oropion (Глокер, 1847) (буро-черный мягкий болюс, по Штрунцу, 1962); псевдостеатит — pseudosteatite (Томсон, 1862) — идентичен галлуазиту [11], темно-зеленый галлуазит (Штрунц, 1962); северит — severite (Пелтьер, 1818) (по Гриму [12], каолинит); шрёттерит — schrötterite (Шреттер, 1837), по [5], смесь галлуазита и варисцита.

**Разнов.** По структуре: галлуазит 7 Å, по составу: хромсодержащий галлуазит, медистый галлуазит, никелевый галлуазит. Неподтвержденные минералы: ферригаллуазит, аблыкит.

Первоначально галлуазитами (после введения этого термина Бертье в 1826 г.) назывались вообще все природные глинистые образования, отвечающие соотношению  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$  каолинита, но отличающиеся от него повышенным содержанием воды, которая рассматривалась как адсорбированная.

Росс и Керр [5], выполнившие рентгеновское и оптическое исследование большого количества образцов, описываемых под названием «галлуазит» или другими названиями (см. синонимы), показали, что галлуазит по составу и структуре очень близок к каолиниту, но отличается от него как по рентгеновским характеристикам, так и по повышенному содержанию воды, выделявшейся при нагревании до 105°, которую эти авторы рассматривали как адсорбированную и не входящую в структуру.

К аналогичному выводу о сходстве галлуазита с минералами каолинитовой группы пришел Пиотровский в 1934 г. [13].

Гофман и др. [14] описали под названием «галлуазит» минерал из Джебель-Дебара (Алжир) с параметром  $c_0$  около 10 Å, который уменьшался при нагревании, когда минерал переходил в продукт, подобный по составу каолиниту.

Мемель [15, 16] и Корренс и Мемель [17] изучили поведение богатого водой галлуазита при высушивании на воздухе, в вакууме и при нагревании и показали, что минерал с базальным межплоскостным расстоянием около 10 Å при температуре около 50° и при более низких температурах теряет межслоевую воду и переходит в минерал с базальным межплоскостным расстоянием около 7 Å, названный Мемелем метагаллуазитом.

В 1938 г. Хендрикс [2] предложил называть галлуазит с межслоевой водой гидратированным галлуазитом, а минерал, из которого межслоевая вода удалена, — галлуазитом. В 1943 г. Александер и др. [4] ввели для минерала с межслоевой водой название «энделлит» (по имени К. Энделла — одного из авторов, впервые описавших галлуазит

с межслоевым расстоянием 10 Å) [14], а для 7 Å-минерала оставить название «галлуазит». На целесообразность применения названия «энделлит» указывали многие авторы [18—20]. Мак-Юэн [21] счел название «энделлит» излишним и предложил сохранить название «галлуазит» как групповое, с выделением гидратированного галлуазита (10 Å-галлуазита) и метагаллуазита (7 Å-галлуазита). Предложение Мак-Юэна было поддержано Черчемом и Керром [22]. В литературе для галлуазитов используются различные номенклатурные схемы, что затрудняет сравнение данных о галлуазитовых минералах. Номенклатурный комитет AIPEA [23] рекомендовал использовать для галлуазита межслоевой водой название «галлуазит-10 Å», а для галлуазита без межслоевой воды название «галлуазит-7 Å». В соответствии с этими рекомендациями в справочнике используются названия «галлуазит-10 Å» или «галлуазит» для минерала, содержащего межслоевую воду, и название «галлуазит-7 Å» — для минерала без межслоевой воды, который рассматривается как структурная разновидность галлуазита. Все природные галлуазиты-7 Å образуются вследствие потери межслоевой воды галлуазитом-10 Å.

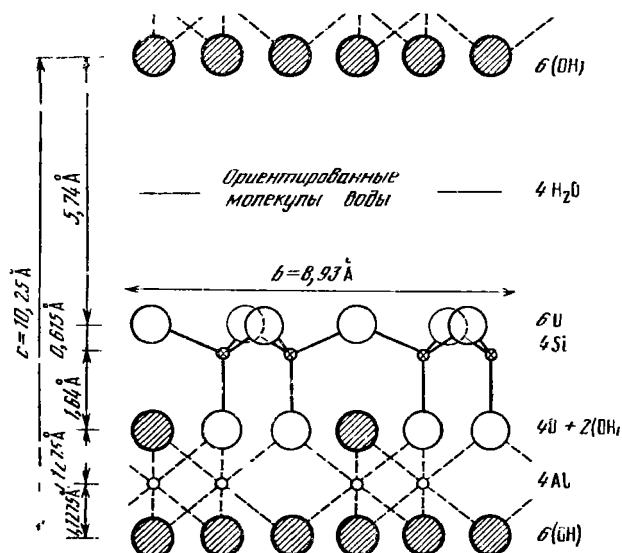
Ниже приводится номенклатура галлуазитов по разным авторам:

Галлуазит-10 Å	Галлуазит-7 Å	Номенклатурный комитет AIPEA [23] и настоящий справочник
	Галлуазит	Бертье, 1826 [1]
Не выделялся	Галлуазит	Росс, Керр, 1934 [5]
Галлуазит	Каолинит	Гофман и др., 1934 [14]
Галлуазит	Метагаллуазит	Мемель, 1935 [15]; Штрунц, 1962
Гидратированный галлуазит	Галлуазит	Хендрикс, 1938 [2]
Энделлит	Галлуазит	Александр и др., 1943 [4]; Бейтс и др., 1950 [24]; Штрунц, 1956 [19]; Келлер, Джонс, 1976 [20]
	Галлуазиты	} Чухров, 1955 [11]
Энделлит	Метагаллуазит	
	Группа галлуазита	} Мак-Юэн, 1947 [21]; Черчмен, 1975 [22]
Гидратированный галлуазит	Метагаллуазит	

**Характ. выдел.** Плотные и рыхлые скрытокристаллические массы, фарфоровидные, просвечивающие в краях.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_2^2-Cm$  (Штрунц, 1970). У галлуазита-10 Å:  $a_0=5,15$ ,  $b_0=8,9$ ,  $c_0=10,1-9,5$  Å;  $Z=1$  (по данным рентгеновского изучения порошков) [2, 25].  $C_2^2-Cc$ ,  $a_0=5,14$ ,  $b_0=8,90$ ,  $c_0=20,7$ ,  $\beta=99,7$  (по данным микродифракции электронов от трубчатых частиц [26]). У галлуазита-7 Å:  $c_0=7,4-7,9$  Å [26].

Предложено несколько моделей структуры. По Мемелю [16], структура галлуазита (10 Å) состоит из слоев гиббситового типа  $Al_2(OH)_6$  и слоев  $Si_2O_3(OH)_2$ . Хендрикс [2] указал, что наблюдаемые интенсивности базальных отражений не соответствуют интенсивностям, рассчитанным на основании модели Мемеля. По Хендриксу [2], гидратированный галлуазит, или галлуазит-10 Å, сложен каолиновыми слоями, разделенными мономолекулярными слоями воды (4H<sub>2</sub>O на элем. яч.) (фиг. 30), молекулы которой образуют водородные связи с прилегающими атомами октаэдрической и тетраэдрической сеток [2]. По Эдельману и Фавейе [27], эта модель структуры, как и предложенная Мемелем, недостаточно обоснована, так как включает не связанные общими ионами сетки. Эдельман и Фавейе предположили, что структура галлуазита-10 Å состоит из слоев  $Al_3Si_4O_{10}(OH)_2(OH)_{10} \cdot 2H_2O$  и в отличие от каолинита в галлуазитовом слое часть кремнекислородных тетраэдров обращена вершинами к соседнему октаэдрическому слою, а кислород в вершинах таких тетраэдров замещен на группу OH. В настоящее время наиболее широко принята схема структуры галлуазита-10 Å по Хендриксу [2]. По рентгеновским данным [28], межслоевая вода при комнатной температуре расположена упорядоченно. Судя по ИК-спектрам [29—31], в межслоевых промежутках присутствуют ассоциированные и изолированные молекулы воды; причем последние занимают псевдогексагональные лунки на поверхности тетраэдрических слоев; допускается, что молекулы воды связаны водородными связями с поверхностными атомами кислорода и гидроксильными группами, однако другие авторы [32, 33] считают, что силы взаимодействия между слоями воды и каолиноподобными



Фиг. 30. Структура галлуазита-10 Å («энделлита») в проекции на плоскость  $bc$  (по Хендриксу)

слоями галлуазита обусловлены не водородными связями, а дипольным притяжением. Из данных, полученных методом ядерного магнитного резонанса [34], следует, что высота потенциального барьера для перехода межслоевой воды в подвижное состояние равна 3 ккал/моль, т. е. меньше энергии разрыва одной водородной связи (5—6 ккал моль); это указывает на относительно слабое взаимодействие между молекулами межслоевой воды.

Макроскопически различных кристаллов не образует. Форма частиц галлуазита-10 Å различима только под электронным микроскопом (фиг. 31). Удаление межслоевой воды при подготовке препарата образца и в вакууме электронного микроскопа вызывает переход галлуазита-10 Å в галлуазит-7 Å. По Александеру и др. [41], Бейтсу и др. [24], Бейтсу и Комеру [35], переход галлуазита-10 Å в галлуазит-7 Å не сопровождается существенным изменением форм частиц. Даймонд и Блур [36] полагают, что при этом трубки, которые характерны для галлуазита-10 Å, могут раскручиваться в плоские пластинки. С помощью специальной камеры—приставки к электронному микроскопу, позволяющей проводить исследования при определенных давлениях и влажности [26], наблюдались трубчатые кристаллы галлуазита-10 Å. Агрегаты галлуазита-10 Å состоят из трубчатых частиц с размером поперечного сечения 15—670 нм (в среднем около 81 нм) и толщиной стенок 10—70 нм [24, 37—39].

В электронно-микроскопических препаратах многих галлуазитов наблюдаются не полые трубки, а полигональные призматические кристаллы зонального строения (фиг. 32), что рассматривается как указание на отсутствие трубчатых частиц галлуазитов; в соответствии с этим трубчатая форма считается вторичной [40]. Высказано предположение [41], что трубчатые кристаллы сложены спирально закрученными пачками галлуазитовых слоев.

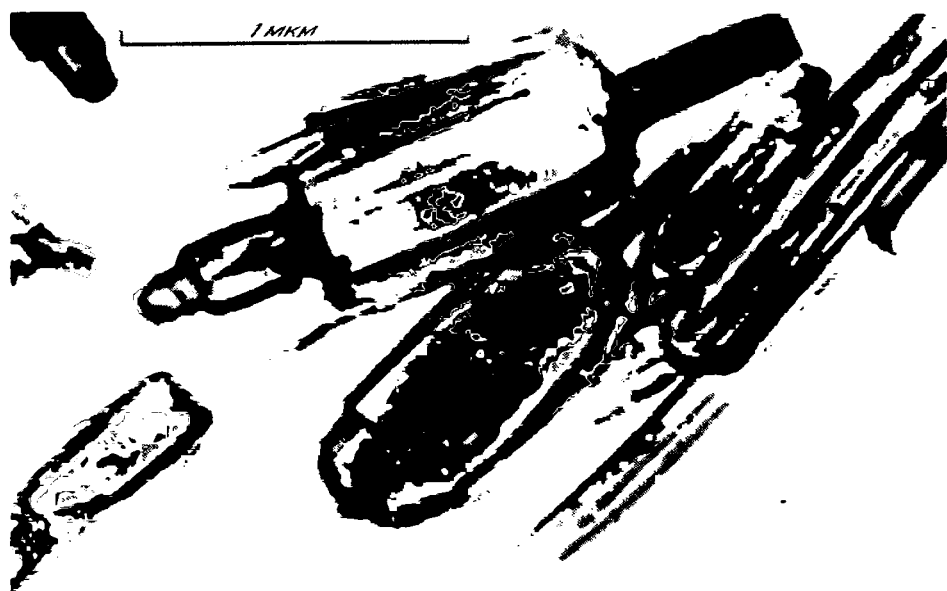
Электронно-микроскопическим методом вакуумного декорирования золота на поверхности полигональных кристаллов выявлены [42] ступени роста элементарных слоев (фиг. 33).

Картины распределения ступеней роста элементарных слоев на трубчатых кристаллах галлуазита указывают [43] на рулонообразное или спирально-цилиндрическое строение кристаллов: каждый кристалл образован пачкой галлуазитовых слоев, закрученных в рулон в процессе роста (фиг. 34, 35).

Галлуазит-10 Å встречается также в виде частиц сферической формы размером в поперечнике несколько десятых долей микрометра [44—47]. По Судо [44], некоторые сферические частицы имеют полиэдрическую форму. Киркман [48] показал, что так называемые сферические частицы могут представлять собой короткие боченкообразные трубки, а уплощенные участки на их поверхности,

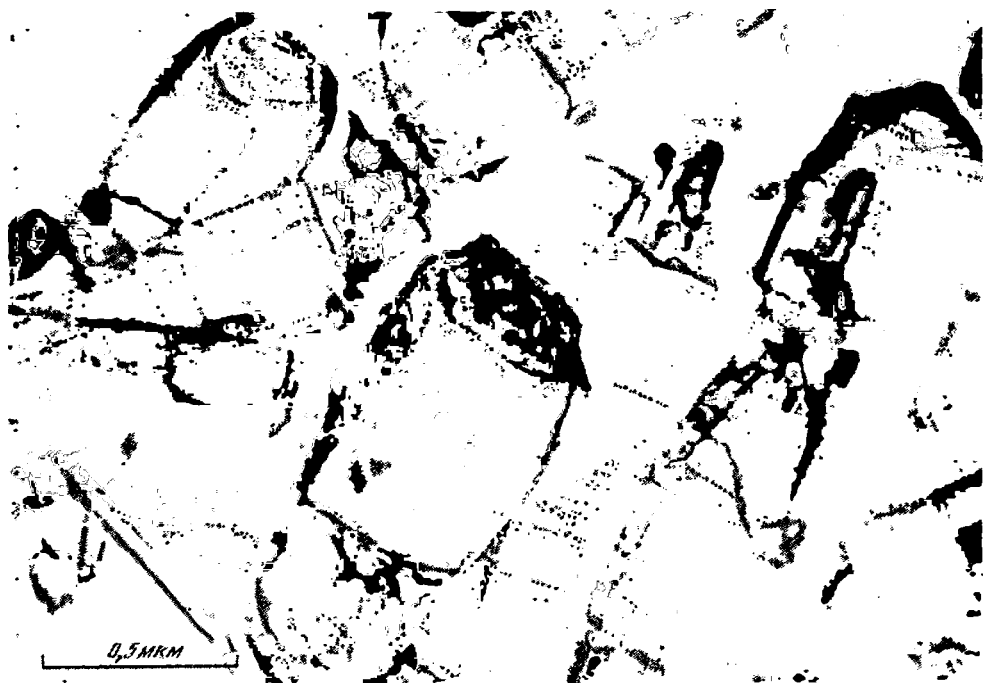


Фиг. 31. Трубочатые кристаллы галлуазита из Центрального Казахстана (по Горшкову)



Фиг. 32. Полигональные частицы галлуазита из Центрального Казахстана (по Горшкову)

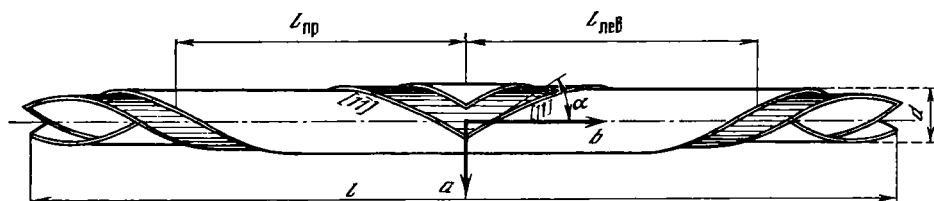
которые придают им полигональный облик, образуются в результате потери межслоевой воды [49]. Кроме того, галлуазит-10  $\lambda$  может встречаться в виде пластинчатых частиц величиной менее 0,5 мкм [50—52]; было предложено [53] называть такой галлуазит гидрокаолинитом (hydrokaolinite). Бейтс [39] отметил, что форма частиц галлуазита варьирует от лейстовидной до трубчатой,



Фиг. 33. Полигонально-призматические кристаллы галлуазита из Вознесенского месторождения флюорита в Приморье. Вакуумное декорирование золотом (по Самотонну)



Фиг. 34. Трубочатый кристалл галлуазита в начальной стадии роста на выветрелом олигоклазе. Каолиновое месторождение Союзное, Актюбинская обл., КазССР. Вакуумное декорирование золотом (по Самотонну)



Фиг. 35. Схема строения двухслойного трубчатого кристалла галлуазита (по Чекину др.)

диаметр;  $l_{\text{пр}}$  и  $l_{\text{лев}}$  — шаги правой и левой «винтовых» линий;  $\alpha$  — угол наклона ступени [111] к оси удлинения кристалла в проекции на осевую плоскость; штриховкой выделены выходящие на поверхность частицы одного из слоев

боченовидной, удлинненно-полигональной и сферической с разной степенью эвгедральности (до ангедральной).

Трубочатая форма частиц галлуазита-10 объяснялась [24]: 1) несоответствием параметров кремнекислородных и алюмогидроксильных сеток в слое

структуры; 2) большим расстоянием между слоями структуры; 3) присутствием молекул воды между ними. Отклонения формы частиц от строго трубчатой (частично развернутые концы трубок и расщепление трубок вдоль длинной оси) было объяснено влиянием обезвоживания галлуазита-10 Å.

Радослович [54] отметил, что разворот кремнекислородных тетраэдров может легко сократить размеры тетраэдрической сетки до размеров октаэдрической сетки, нивелируя тем самым несоответствие этих размеров. В качестве альтернативного объяснения кривизны слоев галлуазита он указывал: 1) взаимное отталкивание атомов алюминия в граничных октаэдрах; 2) взаимное притяжение между поверхностными триадами гидроксильных групп вокруг вакантных октаэдрических позиций.

Хоуп и Киттрик [55] предположили, что галлуазиты могут быть таблитчатыми в том случае, если они не подвергались действию поверхностного натяжения, и трубковидными, если они подвергались ему.

Наряду с частицами трубчатой формы были описаны брусковидные частицы галлуазита [35]; в действительности они имеют вид ограниченных кристаллитов с полигональным сечением [41, 56].

Предполагалось, что частицы галлуазита с гранной поверхностью представлены не отдельными монокристаллами, а своеобразными поликристаллами — сочетаниями радиальных зон, идущих от общей оси и образующих в совокупности удлиненные по оси *b* «призматические» кристаллы [40, 57].

**Физ. св.** Изл. плотных агрегатов нередко раковистый. Тв. 1—2,5. Слабо пластичен. Плотные агрегаты при высыхании на воздухе распадаются. Уд. в. галлуазита-10 Å — 2,0—2,3 (вычисл. 2,12), галлуазита — 7 Å — около 2,6. Легко полируется ногтем. Цвет белый, нередко с разными оттенками. Во влажных плотных агрегатах просвечивает в краях. Удельная поверхность 51—65 м<sup>2</sup>/г [41, 58]. Обладает пьезооптическими свойствами [59]. Магнитная восприимчивость  $6,7 \cdot 10^{-6}$  ед. CGS [60]. Ньютоновский коэффициент охлаждения для образца из не указанного месторождения  $21,99 \cdot 10^{-3}$  [61].

На кривой термолюминесценции в интервале от 180 до 400° имеются пики при —145, —110, —85, —61, —20, 5 (20), 85, 105 и 320° [62]. Стандартный изобарный потенциал образования, по данным о растворимости минерала, —  $902,3 \pm 0,7$  ккал/ $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  [63], вычисленный —  $1011,38 \pm 1,5$  ккал/ $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  [64]. По данным измеренной теплоемкости в интервале температур 51—298 К вычислена стандартная энтропия:  $S_{298,15}^0 = 97,2 \pm 0,6$  ккал/моль  $\times$  град [65]. По результатам измерений теплоты растворения галлуазита в водном растворе HF вычислена стандартная энтальпия образования  $\Delta H_{f, 298, 15} = -1950,3 \pm 1,4$  ккал/моль [66].

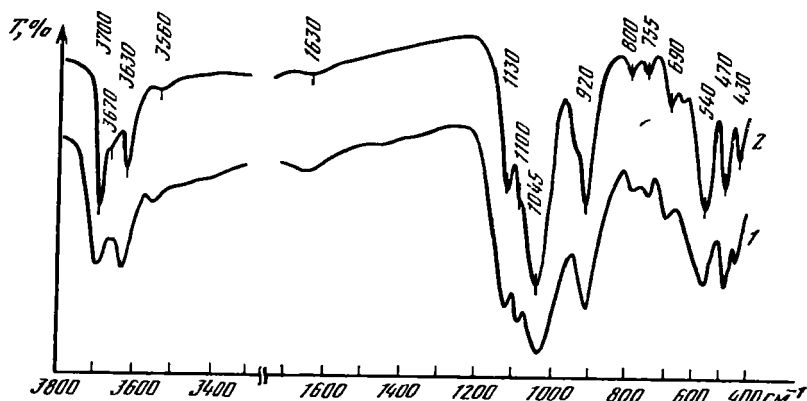
Для ИК-спектра поглощения галлуазита-10 Å из Те-Пуке (Новая Зеландия) характерны максимумы (в см<sup>-1</sup>) [67]: 3700, 3630 (валентные колебания OH), 3525, 3440—3400 (валентные колебания H<sub>2</sub>O), 1031, 1012 (валентные колебания Si—OH), 912, 790, 745, 688 (деформационные колебания Al—OH) (см. также фиг. 36, по новым данным Рудницкой).

**Микр.** В шлифах в прох. св. бесцветный. Изотропный.  $n=1,507—1,550$ , вычисленный на основе модели Хендрикса  $n=1,490 \pm 0,005$  [4]. При высушивании до 105° показатель преломления увеличивается до 1,549—1,551 [17].

**Хим.** Теор. состав галлуазита-10 Å: SiO<sub>2</sub> — 40,90; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 34,66; H<sub>2</sub>O — 24,44, в том числе 12,22% H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>. Предполагается, что Al может изоморфно замещаться Cr [68, 69] и Ni [70].

Отношение молекулярных количеств SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в галлуазитах ниже теоретического и варьирует от 171 : 100 до 216 : 100 (большой частью от 180 : 100 до 200 : 100). Допускается [40], что отклонение этого отношения от теоретического вызвано частичным замещением тетраэдров SiO<sub>4</sub> тетраэдрами (OH)<sub>4</sub>. Галлуазиты содержат не более 0,1% TiO<sub>2</sub>, и отмечено [71], что в галлуазитах содержится меньше TiO<sub>2</sub>, чем в каолинитах (в 10—20 раз).

Описаны галлуазиты, содержащие до 3,7% ZrO<sub>2</sub> и 0,7% редкоземельных элементов [72—74].



Фиг. 36. ИК-спектры галлуазитов (данные Рудницкой)

1 — галлуазит-10 Å; 2 — галлуазит-7 Å из Приморья (Вознесенское месторождение флюорита)

Опубликовано сравнительно немного химических анализов галлуазитов-10 Å, так как редко сохранялись образцы во влажном состоянии. Обычно исследованию подвергались продукты, образовавшиеся после потери галлуазитом-10 Å той или иной части межслоевой воды (в природе или при хранении образцов в сухой воздушной атмосфере) [5, 35]. Кроме того, к галлуазитам-10 Å относили также образцы, которые содержали значительную примесь галлуазита-7 Å (образцы, изученные Александром и др. [4]).

#### Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,22	0,10	0,05	Сл.	—	0,07	—	0,20
K <sub>2</sub> O	—	0,19	0,09	0,05	»	—	0,07	0,30	0,10
MgO	0,95	0,081	0,29	0,27	—	0,23	0,11	0,55	0,54
CaO	0,20	0,15	0,18	Сл.	0,15	0,08	0,09	1,24	0,46
MnO	—	0,031	0,01	»	—	0,20*	—	—	—
FeO	—	0,03	—	—	—	—	Не обн.	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	1,09	Не обн.	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,35	34,27	34,22	33,23	36,86	37,13	34,69	33,85	24,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,35	0,92	0,10	2,30	0,09	0,33	0,02	0,82	0,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,59	11,72
SiO <sub>2</sub>	38,55	38,14	39,22	40,30	42,16	42,47	40,95	41,04	40,55
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,131	<0,001	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,059	—	—	0,24	—	0,06	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,24	25,69	13,00	13,59	14,46	14,10	14,08	11,01	12,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	14,36	—	13,00	9,63	6,03	5,64	8,53	10,72	8,22
Сумма	100,09	99,9132*	100,211	99,42	99,99	100,18	99,76	100,12	99,68
n <sub>ср</sub>	1,540	—	—	—	1,537	1,548	—	1,540	1,5873*

\* Дано как Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. \*\* В том числе SrO—0,001%. \*\* Показатель преломления определен на образце, высушенном при 105°.

1 — из кварцевой жилы Левихи XII (Средний Урал), анал. Свержинская [75]; 2 — из миндални в Сазальтах Ивано. преф. Сага (Япония), анал. Ишибаши [76]; 3 — округ Несс, шт. Канзас, США [71, 77]; 4 — из измененного туфа, сферические агрегаты, Отаки, преф. Нагано (Япония), анал. Минато [78]; 5 — из Байа-Маре (Румыния), анал. Толнай [7]; 6 — из выветрелого роговика, месторождение Карагайлы, Казахстан, анал. Козлова [79]; 7 — из выветрелых полевошпатовых прожилков а серпентините, Шкляры, Нижняя Силезия (Польша) [70]; 8 — Айдырлинское месторождение (Южный Урал), анал. Сокова [18]; 9 — из гидрогермально-измененных ультраосновных пород, Таково (Югославия), анал. Ступар [69].

Кроме того, см. 12 хим. анализов у Росса и Керра [5], 18 анализов у Уивера и Полларда [71], 11 анализов у Чухрова и др. [40].

Емкость катионного обмена — 40—50 мг·экв на 100 г при pH=7 [80—82].

В литературе приведены противоречивые данные о величине емкости катионного обмена галлуазита-10 Å. По Ривьеру [83] и Керру и др. [60], она достигает 40—70 мг·экв на 100 г. По Гаррету и Уолкеру [84], емкость катионного обмена составляет не более 10 мг·экв на 100 г, а высокие ее значения объясняются образованием неустойчивых галлуазит-солевых комплексов. Это представление разделяют и другие авторы [33, 85, 86]. Мак-Юэн [87] предположил, что образование галлуазит-солевых комплексов происходит вследствие того, что одни поверхности слоев галлуазита-10 Å несут положительные заряды, а другие им противоположные — отрицательные.

Для галлуазита-10 Å характерна межслоевая адсорбция низкомолекулярных органических соединений, особенно этиленгликоля и глицерина [88, 89], которые замещают воду в межслоевых промежутках, при этом увеличивается  $c_0$ . Кроме того, галлуазит образует межслоевые комплексы с формамидом, гидразином, мочевиной [90], диметилсульфоксидом [91, 92] и многими другими органическими соединениями [93, 94].

В межслоевом промежутке галлуазита может быть только 1 слой молекул органического вещества. Согласно Керру и Чиху [95]: 1) скорость образования галлуазит-органического комплекса зависит от морфологии частиц (она выше в случае пластинчатых частиц, чем трубчатых); 2) соединения, которые входят в межслоевые промежутки галлуазита, большей частью являются полярными и представлены кислотами и основаниями (обычно не включают циклические или ароматические соединения), они имеют две функциональные группы, относительно небольшие размеры; на каждые 2 атома углерода приходится по крайней мере 1 функциональная группа; образованию комплексов благоприятствует наличие —ОН и  $N_2$  замещенных групп; 3) образование комплекса включает возникновение сложных водородных связей между органическими молекулами и галлуазитовыми слоями.

**Диагн. исп.** Разлагается в сильных кислотах, особенно при нагревании. Прилипает к языку во влажном состоянии. В воде плотные агрегаты распадаются на мелкие кусочки. Точное определение галлуазита возможно по данным дифракционных методов в сочетании с электронно-микроскопическими данными о форме частиц минерала. Диагностическими могут служить следующие признаки: 1) уменьшение базального межплоскостного расстояния с 10,1 до 7,4 Å в результате высушивания галлуазита при 110°; 2) увеличение базального межплоскостного расстояния с 10,1 до 10,8 Å при насыщении минерала этиленгликолем [96]; 3) смещение максимума эндотермического эффекта на кривой ДТА галлуазита-10 Å, насыщенного этиленгликолем, с 575 к 500 [97, 98].

Для диагностики галлуазита-10 Å может быть применен метод микродифракции электронов с использованием специальной камеры, изолирующей образец от вакуума [26].

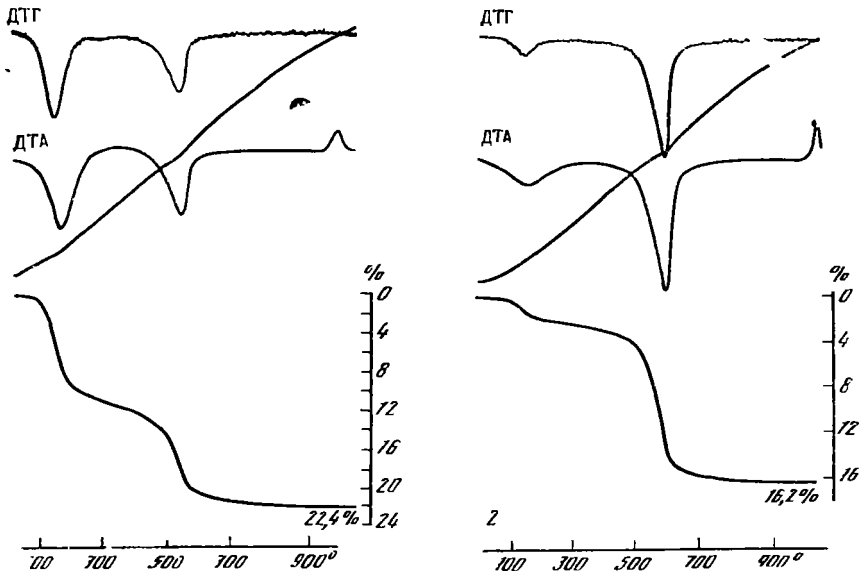
**Повед. при нагр.** Температура плавления продукта дегидратации галлуазита близка к таковой каолинита (1650—1775) [99]. Изменениям галлуазита при нагревании посвящены многочисленные работы [99, 100 и др.].

На кривой нагревания галлуазита-10 Å при отрицательных температурах проявляются эндотермические эффекты при —20, —7 и —5÷2. Первый и второй эффекты приписываются плавлению межслоевой воды, третий — плавлению адсорбционной воды [100, 101].

Эндотермический эффект в интервале 50—250 (фиг. 37) характерен для галлуазита-10 Å [4] и связывается с выделением межслоевой воды. На воздухе этот процесс начинает протекать интенсивно с 50 и сопровождается уменьшением межплоскостного расстояния с 10 до 7,4—7,6 Å [14—16, 102—104]. Одновременно с межслоевой удаляется адсорбционная вода, количество которой зависит от относительной влажности и удельной поверхности галлуазита-10 Å.

Для определения адсорбционной воды образец прокаливается при 300 и затем увлажняется [4, 102]; поглощенная вода относится к адсорбционной.





Фиг. 37. Дериватограммы галлуазитов (данные Чекина)

1 — галлуазит-10 Å; 2 — галлуазит-7 Å из Новобурановского месторождения бокситов, Актюбинская обл., КазССР

Причины выделения межслоевой воды при разных температурах неизвестны. Установлено [105, 106], что галлуазиты-10 Å с более прочно связанной межслоевой водой имеют меньший параметр  $b_0$  элементарной ячейки, тогда как у галлуазита-10 Å, легко теряющего межслоевую воду, параметр  $b_0$  больше. Вместе с тем показано [107], что на устойчивость межслоевой воды может влиять природа межслоевых катионов (щелочных и щелочноземельных элементов).

Со времени первого описания галлуазита-10 Å [5] рядом авторов проведены исследования по изучению дегидратации этого минерала в различных условиях [15, 16, 100, 102—104, 108—110]. Считается, особенно после появления работы [4], что этот процесс представляет единственный путь образования галлуазита-7 Å в природе [57].

Согласно Бриндли и Гудьеру [102], исследовавших поведение галлуазита-10 Å при изменении относительной влажности от 30 до 0%, базальные пики на его дифрактограммах появляются в одном или двух узких интервалах спектра, соответствующих базальным расстояниям 9,5—10,1 и 7,5—7,9 Å; сделан вывод об отсутствии форм галлуазита с промежуточными межплоскостными расстояниями и содержаниями межслоевой воды. Другие авторы [21, 96, 111] считают возможным существование членов с промежуточным содержанием межслоевой воды.

Изучение перехода галлуазит-10 Å в галлуазит-7 Å при высоких температурах и давлениях показало [108], что галлуазит-10 Å устойчив до 175° при давлении насыщенного пара, но выше этой температуры минерал неустойчив даже при давлении 2100 атм. Сходные исследования показали [104], что дегидратация галлуазита-10 Å необратима и приводит к образованию ряда промежуточных фаз с разным содержанием воды, каждая из них длительно устойчива при определенной температуре независимо от давления; полностью дегидратированная форма — единственная стабильная фаза среди продуктов дегидратации галлуазитов. Галлуазиты-10 Å, дегидратированные при 110, 300 и 400°, не регидратируются даже при высоких давлениях водяного пара [108].

Термические эффекты при нагревании галлуазита-10 Å выше 250° сходны с эффектами при нагревании галлуазита-7 Å и каолинита. В интервале 400—600° четко выражен эндотермический прогиб, обусловленный дегидроксилиза-

цией. Температура дегидроксилизации у галлуазита-10 Å на 30—50° ниже, чем у каолинита [66].

**Наход.** Галлуазиты (галлуазит-10 Å и галлуазит-7 Å) относительно широко распространены в продуктах гипергенного и низкотемпературного гидротермального изменения разнообразных пород; встречаются также в осадочных породах. Гипергенные галлуазиты развиты в древних и современных корях выветривания, в почвах и зонах окисления рудных месторождений, нередко в смеси с каолинитом, монтмориллонитом и другими минералами.

Галлуазиты широко распространены в мезозойской коре выветривания — в Казахстане [11, 112], на Урале [113, 114] и на Украине [115, 116], а также в корях выветривания многих районов вне Советского Союза.

В каолинах Украинского щита галлуазит встречается спорадически [117]; только в отдельных месторождениях, например Турбовском, его содержание достигает 15% [118]. В выветрелом альбитизированном пегматите на Украине галлуазит образовался по сподумену [119] и мусковиту [120]. Отмечено преимущественное замещение галлуазитом альбита при выветривании сиенитов района Изумрудных Копей на Урале у г. Асбеста [121] и пертитовых олигоклазовых вростков в микроклинах гранитов разных районов СССР [122, 123].

В США галлуазит установлен в третичной каолиновой коре выветривания гранитов — в штатах Вирджиния, Северная Каролина [124], Миннесота [125], в коре выветривания гранодиоритов в Вашингтоне и шт. Айдахо [126]. При выветривании биотитовых гнейсов в шт. Джорджия галлуазит образовался по андезину [127].

В Бразилии встречается в выветрелых пегматитах шт. Минас-Жерайс [128], в выветрелом порфиритовом граните в районе Пидаде в шт. Сан-Паулу [129]. Широко развит в нижних горизонтах каолиновой коры выветривания, образовавшейся на гранитах и других породах Гонконга, кверху он переходит в каолинит [130]. Расчетные диаграммы устойчивости галлуазита в зоне гипергенеза показывают [131], что он представляет собой метастабильную фазу и должен преобразовываться в каолинит.

Галлуазит широко распространен в продуктах выветривания нефелиновых сиенитов и фонолитов. В нефелиновых сиенитах нефелин избирательно замещался галлуазитом в Приазовье [132—134] и в Ильменских горах на Южном Урале [135]; он часто находится с более ранними минералами свободного глинозема [136]. Обнаружены прожилки галлуазита-10 Å в гиббситовой коре выветривания фонолита в Посус-де-Кальдас (Бразилия) [57]. Галлуазит-10 Å является главным продуктом выветривания фонолитовых туфов на о-ве Тенерифе (Канарские острова) [137].

Обычен в продуктах выветривания лейкократовых минералов основных и ультраосновных пород [113, 114]. Содержится в коре выветривания амфиболитов Воронежской антеклизы [138]. В северо-восточной части Украины вместе с бейделлитом встречается в нонtronитовой зоне коры выветривания серпентинитов [139]. Слагает прожилки в выветрелых порфиритах бассейна р. Чаквы в Грузии [140].

В Нижней Силезии (Польша) в районе Шкляра образовался по полевому шпату прожилков в выветрелых серпентинитах [70].

Галлуазит-7 Å слагает выветрелые габбро в округе Гохенштейн-Еристгаль в Нижней Австрии [141].

Галлуазит-10 Å развит в выветрелых базальтах Камеруна, указано его образование по аллофану [142]. На о-ве Гренада в Карибском море галлуазит наряду с гиббситом является главным минералом в латеритах по авгитовому андезиту [143]. Встречается в третичной коре выветривания базальтов Колумбия-Ривер в штатах Вашингтон и Айдахо (США) [126] и как минерал гиббситопослой коры выветривания андезитов Гавайских островов [144, 145].

Крупное месторождение галлуазитовых глин Ниргуа (Венесуэла) образовалось в сбросовых зонах при выветривании кристаллических сланцев [146].

На Северо-Оклендском полуострове (Новая Зеландия) крупные залежи галлуазитовых глин формировались при выветривании дацитов [147].

Галлуазит как промежуточный минерал гиббситовой коры выветривания базальтов известен на о-ве Хайнань (КНР) [148].

Галлуазиты часто встречаются в зонах окисления различных рудных месторождений, нередко они слагают прожилки в рудах и вмещающих породах. Обычно представляют собой продукты ранних стадий выветривания [149], и образование их связано с быстрым течением реакций [40]. Галлуазиты встречаются в зонах окисления рудных месторождений Центрального Казахстана — Беркара и Карагайлы [79], Акмая [150], Восточно-Коунрадского [151], месторождений Рудного Алтая [152], Средней Азии [153], Забайкалья [154, 155], Азербайджана (Дашкесан) [156]. Известны в зоне окисления флюоритового месторождения Яворка в Железных горах (Чехословакия) [157], в железорудных месторождениях шт. Мичиган (США) [158] и во многих других месторождениях. В зоне окисления некоторых месторождений галлуазит прослежен до глубины 240 м [150]. Находящиеся вместе с ним минералы обычно представлены аллофаном, монтмориллонитом, нонтронитом и различными продуктами гипергенного изменения сульфидных руд — хризоколлой, малахитом, азуритом, гётитом и др. Галлуазиты известны в зонах окисления месторождений самородной серы — Га урдакском в Туркмении [159] и Водинском в Куйбышевской обл. [160–162], где их образование связано с сернокислотным выветриванием вмещающих пород; частым спутником таких галлуазитов является алузит.

Галлуазиты довольно широко распространены как продукты низкотемпературного гидротермального изменения вулканических пород; часто они образуют крупные промышленные залежи.

В Закарпатье галлуазиты известны в верхнетретичных метасоматических породах, образовавшихся по андезитам, дацитам, липаритам и их туфам [163]. Во вторичных кварцитах Выгорлат-Гутинской гряды и в линзах кремнисто-турмалиновых пород в урочище Подулки галлуазит встречается в виде прожилков мощностью 2—3 см. Галлуазит также входит в состав алунитизированных пород Белогорского холмогорья и каолинизированных туфов горы Большая Бегань [164], причем в туфах центральные части измененных плагиоклазов замещены галлуазитом, а краевые — каолинитом.

В низах Береговского месторождения каолина галлуазит вместе с каолинитом слагают линзу; месторождение генетически связано с верхним горизонтом липаритовых туфов [165]. В том же районе в окрестностях с. Доброселия в измененных андезитах, залегающих под алунитизированными липаритовыми туфами, галлуазит часто находится с нонтронитом, монтмориллонитом, цеолитами, карбонатами, кварцем, халцедоном и пиритом [163]. В других участках спутниками галлуазитов являются карбонаты, аллофан, каолинит, кварц, алузит, барит, турмалин, опал, кристобалит, пирит, марказит, арсенопирит, верлит, метациннабарит, киноварь, сфалерит, галенит, тальк [163]. По периферии зон алунитизации повсеместно встречается галлуазит в ассоциации с кристобалитом [163].

В Азербайджане галлуазит встречен в Чардахлинском, Кара-Мурадском и Готулском гидротермальных месторождениях каолина, образовавшихся по верхнебайосским кварцевым порфирам, туфам и туфобрекчиям, а также в Загликском месторождении, где каолинизации (и алунитизации) подверглись киммериджские туфы, туффиты и туфопесчаники [166].

Галлуазит в ассоциации с настураном, флюоритом и вюрцитом обнаружен в одном из гидротермальных урановых месторождений [167].

На Южном Урале галлуазит встречен в виде включений в кристаллах кварца [168]; и его возникновение связывается с процессами хрусталообразования; однако, учитывая, что пегматиты находятся в зоне коры выветривания, появление галлуазита здесь следует связывать с процессами выветривания.

В Чехословакии известно крупное Михаловецкое месторождение галлуазитовых глин, содержащих примесь каолинита и кристобалита [169—171]. В Югославии в области Космет на гидротермальном свинцово-цинковом месторождении Ново-Брдо в местности Фарбани Поток известны жилы и тела галлуазито-

вых пород с примесью алунита мощностью до 60 м на глубинах до 420 м (запасы 1,5 млн т), образовавшиеся при воздействии на палеозойские кристаллические сланцы гидротермальных растворов или нисходящих кислых растворов за счет окисления сульфидов [172, 173].

В Италии галлуазит является главным минералом в ряде месторождений каолина, возникших при гидротермальном изменении основных и кислых вулканических пород [174].

На графитовом месторождении Вегшайд в Нижней Австрии галлуазит-10 Å образовался за счет полевого шпата под воздействием сернокислотного выветривания в результате окисления пирита [175].

В США крупные залежи галлуазита имеются в месторождении Террасид-Хиллз (шт. Невада), их мощность до 20 м, возможно, минерал генетически связан с изменением стекловатых андезитовых миоцен-плиоценовых туфов [176]. Известное месторождение глин Фокс в шт. Юта образовалось в результате гидротермального изменения кислых туфов, переслаивающихся с травертинами [177]; галлуазит находится в ассоциации с монтмориллонитом и каолинитом.

В рудном районе Тинтик (шт. Юта) [80] в околорудных глинистых породах, сформировавшихся на контакте вулканических и карбонатных толщ, от рудного тела к периферии различаются зоны диккита—каолинита—галлуазита—бейделлита—галлуазита-10 Å. В округе Юрика крупные линзы галлуазита, связанные с сульфидной минерализацией, залегают в контакте нижнеордовикских известняков и третичных монзонитов [60].

В Мексике известны залежи галлуазита, возникшие в результате гидротермального изменения риолитов [178], риолитовых брекчий [179] и перлита [180]. Месторождение галлуазитовых глин близ Сан-Луис-Потоси [179] образовалось при гидротермальном изменении риолитовых брекчий нижнетретичного возраста. На месторождении выделяются промежуточная зона с монтмориллонитом и тридимитом и зона конечных изменений, сложенная каолинитом и галлуазитом с небольшой примесью алунита. В Гвадалахаре залежи галлуазита возникли при гидротермальном изменении перлита [180].

В Новой Зеландии на о-ве Северном крупные месторождения галлуазитовых пород района Майнгапареруа формировались при гидротермальном изменении риолитовых лав [181]. Помимо галлуазита, содержат каолинит, аллофан, до 50% кварца и аморфного кремнезема и небольшую примесь плагиоклаза.

В Японии [182, 183] галлуазит слагает крупные скопления среди вулканических толщ; обычно он представляет собой продукт низкотемпературного гидротермального изменения вулканических пород преимущественно основного состава; минералами-примесями галлуазитов являются  $\alpha$ -кристобалит и  $\alpha$ -тридимит. Галлуазитовое месторождение Жошин в преф. Гумма образовалось при изменении андезитовых брекчий под действием слабокислых гидротермальных растворов. В Бенпу галлуазитовые глины содержат много опала. В крупном месторождении Омуро в преф. Нагасаки галлуазитизации подверглись плиоцен-плейстоценовые стекловатые андезиты; галлуазитовые глины содержат примесь  $\alpha$ -кристобалита [184]. На месторождении Ики (на одноименном острове) глобулярный галлуазит, являющийся продуктом изменения витрокладистических туфов, слагает пласт мощностью до 10 м. В месторождении Окучи (о-в Кюсю) галлуазитовые глины образовались при изменении обсидиановых лав, в месторождении Сендай (преф. Кагосима) — при изменении андезитовых пирокластов [184].

В Южной Корее крупные месторождения галлуазитовых глин возникли при гидротермальном изменении анортозитов [184]; глины содержат примесь  $\alpha$ -кристобалита. Месторождения находятся в зоне шириной 10 км, протягивающейся на 30 км. Начало разработки месторождений относится к 1400 г.

Галлуазит в осадочных породах известен на Урале, где является составной частью юрских и третичных пестроцветных глин, образовавшихся при перемыве материала коры выветривания [185]. В Восточной Сибири каолинитовые глины Трошковского месторождения содержат до 20—30% галлуазита [186].

На Кавказе в аналцимитовых породах угленосной толщи галлуазит местами стагает пластообразные тела [187]. В виде прожилков галлуазит встречается в олигоценовых песчано-глинистых отложениях Башкирии [50].

В Бельгии галлуазит встречен в олигоценовых песках [188]; предположительно образовался при размыве галлуазитовых залежей, подобных описанным ранне Бертье (1834). Во Франции в Савоие галлуазит совместно с гиббситом обнаружен в карстовых отложениях [189].

В США близ Стенфорда, шт. Кентукки, галлуазит встречается в виде линз и прослоев в силурийских известняках [190]. В округе Лоуренс, шт. Индиана, крупные залежи галлуазитовых глин заключены в миссисипских песчаниках [60]. На Гавайях пластичные глины, залегающие под торфяниками на выветрелых базальтах, состоят на 50—80% из галлуазитов [145]. В Японии известно несколько месторождений галлуазитовых глин в осадочно-вулканогенных формациях в районе Наеги, преф. Гифу, и в области распространения глин «гаероми» и «кибуши» [182]. Образование этих залежей связывается с подводным (гальмиролитическим) изменением или выветриванием пластов вулканического пепла и пемзы.

Галлуазит как составная часть или примесь встречается во многих бентонитовых глинах. В Марокко неогеновые бентонитовые глины месторождения Монте-Мааза содержат галлуазит, гиббсит, монтмориллонит и алунит [191]. В США, шт. Колорадо, галлуазит (с примесью кальцита и монтмориллонита) входит в состав бентонитовых глин плиоценового или раннеплейстоценового возраста, образовавшихся при подводном изменении риолитового пепла [192].

Галлуазиты в значительных количествах (но реже, чем каолинит) встречаются в красноземных и латеритных почвах [193], обычно на элювии базальтов и других основных пород, а также на вулканических пеплах [47, 137, 194]. Считают, что галлуазиты в почвах образуются по аллофану [195—197]; отмечено также, что галлуазит-10 Å встречается в более глубоких горизонтах почв и не является продуктом современного почвообразования [198].

Галлуазиты широко развиты в почвах на различных по составу породах в северо-восточной части Шотландии, где они рассматриваются [199] как аллофановые образования, связанные с третичными или межледниковыми процессами выветривания.

Как аутигенный минерал галлуазит обнаружен в пемзовой формации Таупо (возраст 1800 лет), в ископаемой почве на липаритовой тefре в центральной части Северного Острова, Новая Зеландия (возраст 2100 лет) [200], и в Новой Гвинее в ископаемых почвах на вулканических пеплах, возраст которых колеблется от 320 до 1990 лет [201].

Как своеобразные продукты гипергенного изменения горелых пород галлуазиты встречены на Ангренском бурогольном месторождении (Узбекистан) [202] и в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [203, 204].

**Изм.** Галлуазит-10 Å вследствие потери межслоевой воды в природных или лабораторных условиях необратимо переходит в галлуазит-7 Å (см. раздел Повед. при нагр.). Указано образование гиббситовых псевдоморфоз по кристаллам галлуазита [144], что, однако, не может считаться доказанным.

**Искусств.** Искусственно галлуазит-10 Å достоверно не получен. Отнесение к галлуазиту синтетических трубчатых образований основано на морфологических признаках, но не подкреплено точными диагностическими данными [205, 206]. Имеются указания на искусственное получение галлуазита при обработке микроклина растворами серной кислоты [207] и дистиллированной водой при pH = 6,5 и температуре 77 [130].

**Практ. знач.** Широко используется наряду с другими каолинитовыми глинами в керамической, огнеупорной, бумажной, цементной и других отраслях промышленности. В далеком прошлом применялся в лечебных целях. В бумажной промышленности [208] предпочтительно использование сферического галлуазита, а в керамической — трубчатого галлуазита [183]. Галлуазит

может использоваться как добавка к портланд-цементу, ускоряющему затвердевание бетона [209].

**Разнов.** По структуре: г а л л у а з и т-7Å — halloysite-7Å [23].

**Синон.** Метагаллуазит — metahalloysite [15], дегидратированный галлуазит — dehydrated halloysite.

В природе непосредственно из растворов не образуется, а представляет собой результат потери межслоевой воды галлуазитом-10 Å при нахождении его в сухой воздушной атмосфере и в вакууме электронного микроскопа. Образуется субмикроскопические кристаллы, слагающие плотные и рыхлые землистые фарфоро- или почковидные массы белого цвета или слабо окрашенные в зеленые, синие и бурые цвета. В плотных массах излом раковистый. С водородом пластичную массу. Предложено несколько моделей структуры.

1. Беспорядочное смещение слоев в направлении осей  $a$  и  $b$ .  $a_0=5,2$ ,  $b_0=8,9$ ,  $c_0=7,2$  Å [210].

2. Трикл. с.  $a_0=5,15$ ,  $b_0=8,95$ ,  $c_0=7,39$  Å,  $\alpha=91,8^\circ$ ,  $\beta=83^\circ$ ,  $\gamma=90^\circ$  [211].

3. Монокл. с.  $(2M_1) \cdot a_0=5,14$ ,  $b_0=8,90$ ,  $c_0=14,7$  Å,  $\beta=96^\circ$  [57].

Митра и Бхаттачаржи [212] предложили новую модель структуры галлуазита-7Å, причем оси  $a$  и  $c$  они поменяли местами:  $a_0=7,4$  и  $c_0=4,95$  Å. Кривизна частиц галлуазита обусловлена не изгибом структурных слоев, а смещением плоских слоев.

Считалось [210], что на порошкограммах галлуазита-7Å и галлуазита-10Å присутствуют только полосы рассеяния, свойственные структурам с двумерным порядком, но отсутствуют отражения  $hkl$ . Однако микродифракционные картины от отдельных кристаллов [57, 211, 213, 214], электронограммы от структур, а также порошкограммы многих образцов [215] обычно содержат отражения  $hkl$ , свидетельствующие о наличии упорядоченности в наложении последовательных слоев. По данным [57, 215], электронограммы от текстур и микродифракционные картины галлуазита-7Å отвечают отдельной политипной модификации, в связи с чем галлуазит-7Å следует рассматривать как структурно самостоятельный минерал каолининовой группы (наряду с каолинитом, диккитом и накритом).

Среди микроскопических кристаллов наиболее распространены удлиненные трубчатые частицы (типоморфны для галлуазита), более редки частицы сферической формы.

Помимо трубчатых частиц с округлой субцилиндрической поверхностью [24], обычны частицы с полигонально-призматической поверхностью [40]. Длинная ось кристаллов наиболее часто совпадает с осью  $b$  галлуазита, реже с другими кристаллографическими направлениями [214, 216]. Из 160 кристаллов в образце каолина из Гонконга у 148 ось удлинения совпадала с направлением [01], у восьми — с [31], и у двух — с [10] в плоскости базиса  $ab$ , а в образце из Спринг-Пайн, шт. Миннесота (США), из 20 кристаллов у 18 ось удлинения совпадает с направлением [01], у двух — с [10].

Высокий коэффициент корреляции (0,944) между средней длиной и средним диаметром трубчатых кристаллов указывает на структурные взаимоотношения между этими двумя параметрами [36].

Измерение более 5000 трубчатых частиц галлуазита из ряда проявлений этого минерала в Чехословакии показало, что их длина варьирует от 70 до 2800 нм, ширина (диаметр) — от 19 до 250 нм, а отношение диаметра к длине — от 3,6 до 15,9 [217]. Сферические частицы (агрегаты) галлуазита [44, 45, 192, 218] образуют примесь к трубчатым кристаллам или однородные скопления. Некоторые из них имеют в действительности полиэдрическую, а не сферическую форму [44]. Киркман [48] предположил, что сферические частицы являются трубчатыми, но не удлиненными, а укороченными. Кунце и Брэдли [219] описали пластинчатый галлуазит (7,6 Å), представленный изометрическими пластинками с поперечником около 0,1 мкм. Пластинчатые частицы галлуазита были указаны также как эпитактические на олигоклазах [122]. Хоуп и Киттрик [55] предположили, что трубчатые формы галлуазита-7 Å

образуются из пластинчатых форм галлуазита-10 Å. Изл. раковистый (в плотных агрегатах). Тв. 1–2,5. Уд. в. 2,0, вычисл. 2,611 [4]. Цв. белый, светло-зеленый, светло-бурый и других оттенков. Бл. матовый. Непрозрачен.

ИК-спектр галлуазита-7 Å характеризуется полосами поглощения (в  $\text{см}^{-1}$ ): 912, 940 (деформационные колебания Al—OH), 1030, 1120 (валентные колебания Si—O), 1640 и 3440 (валентные колебания  $\text{H}_2\text{O}$ ), 3625, 3640, 3668, 3695 (валентные колебания OH); полосы 3640 и 3668  $\text{см}^{-1}$  имеют очень слабую интенсивность и могут отсутствовать в галлуазитах с менее упорядоченной структурой [220]. Полосы поглощения галлуазита-7 Å (см. фиг. 36) в общем совпадают с полосами поглощения каолинита, но отличаются от последних резкой изменчивостью интенсивностей, особенно в интервале 3620–3695  $\text{см}^{-1}$  [40]. Отношение интенсивностей полос поглощения 3695  $\text{см}^{-1}$  к 3625  $\text{см}^{-1}$  и 3640  $\text{см}^{-1}$  к 3625  $\text{см}^{-1}$  предложено [57] использовать в качестве показателя степени структурного совершенства. С ее увеличением первое отношение увеличивается, а второе — уменьшается.

В шлифах в прох. свете бесцветный. Изотропный и слабодвупреломляющий.  $n - 1,540 - 1,561$  [5, 40]. Двупреломление ориентированных агрегатов  $n_R (n_m) - n_p = 0,002 \pm 0,001$  [24]. Данные по оптическим свойствам противоречивы, так как обычно относятся к смесям галлуазита-7 Å и галлуазита-10 Å [4].

Теор. состав галлуазита-7 Å:  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 39,46$ ;  $\text{SiO}_2 - 46,60$ ;  $\text{H}_2\text{O} - 13,94$ .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{Na}_2\text{O}$	Не обн.	0,12	0,26	0,12	0,22	0,04	0,10	} 0,02
$\text{K}_2\text{O}$	»	0,19	0,10	0,10	0,01	0,03	0,03	
$\text{MgO}$	0,05	—	0,14	—	0,069	0,40	0,42	—
$\text{CaO}$	0,10	0,30	0,22	0,25	0,052	—	0,30	Не обн.
$\text{MnO}$	—	—	—	—	<0,01	Не обн.	—	—
$\text{FeO}$	Не обн.	—	—	—	Не обн.	»	—	—
$\text{NiO}$	—	—	—	—	—	—	0,08	—
$\text{CuO}$	—	—	—	—	—	—	—	7,87
$\text{Al}_2\text{O}_3$	39,09	39,40	39,07	38,42	38,51	39,36	35,53	31,90
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,89	Не обн.	0,25	0,75	0,30	0,19	0,32	0,70
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	—	—	—	—	—	—	3,02	—
$\text{SiO}_2$	44,18	45,10	45,88	44,62	44,17	43,76	44,25	40,45
$\text{TiO}_2$	—	—	Не обн.	—	<0,01	0,09	—	Не обн.
$\text{P}_2\text{O}_5$	—	—	»	—	—	—	—	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	14,09	14,44	13,20	15,02	14,62	14,67	13,32	14,57
$\text{H}_2\text{O}^-$	2,40	1,22	0,80	1,25	1,98	1,87	2,70	3,34
$\text{SO}_3$	—	0,17	0,14	—	—	—	—	0,22
Сумма	100,80	100,94	100,06	100,53	99,931	100,41	100,07	99,95*
$n_{\text{ср}}$	1,560—1,566	1,550	—	1,552	—	1,540—1,550	1,562	—

\* В том числе:  $\text{CO}_2 - 0,90$ .  $\text{BaO} - \text{сл.}$

1 — фарфоровидный, короткие толстые трубчатые кристаллы длиной 1–0,5 мкм, из серного рудника Зас, преф. Ямагата (Япония), анал. Судо [197]; 2 — плотные агрегаты удлиненных частиц с четко выраженными гранями, месторождение Акмая, КазССР, анал. Гусева [150]; 3 — из выветрелого гранита, месторождение Восточный Коуирад, КазССР, анал. Казакова [151]; 4 — месторождение Караоба, КазССР, анал. Молева [10]; 5 — из прожилков в бокситах, Новобурановское месторождение, Актюбинская обл., КазССР, анал. Арапова (данные Чекина); 6 — из скоплений в Береговском холмогорье, Закарпатская обл. [163]; 7 — светло-голубой гидротермальный, из Рудняка (Югославия), анал. Николич [69]; 8 — из месторождения Джелътау, анал. Молева [221] (примесь слюдоподобного минерала и хризозоллы).

Диагностика галлуазита-7 Å основана на электронно-микроскопических данных: в отличие от каолинита частицы галлуазита-7 Å имеют обычно трубчатую или сферическую форму, а в отличие от галлуазита-10 Å форма кристаллов или их агрегатов более совершенна. Искусственно обезвоженный галлуазит-10 Å при температурах до 50 способен образовывать комплексы с органическими веществами [88, 89, 222].

Предложена диагностика галлуазита-7 Å в смеси с каолинитом, основанная на его поведении при обработке уксуснокислым калием [223—225]: 1) образец смешивается с уксуснокислым калием (1 г соли на 1 г образца), добавляется 5 мл дистиллированной воды, после размешивания суспензии выдерживается при температуре 80° в течение 40 ч, у влажного галлуазита базальное расстояние увеличивается с 7 до 14 Å; 2) комплекс промывается дистиллированной водой, базальное расстояние уменьшается до 10 Å; 3) образец насыщается этиленгликолем при 60 в течение 24 ч, базальное расстояние увеличивается до 11 Å.

Другой метод диагностики галлуазита-7 Å в смеси с каолинитом и для отличия от последнего основан на более быстром образовании комплекса галлуазита-7 Å с формамидом. Образец насыщается формамидом и снимается на дифрактометре в пределах 0,5—1 ч после обработки. Наличие галлуазита-7 Å в образце фиксируется по появлению пика при 10,4 Å [226].

Кривая нагревания галлуазита-7 Å сходна с таковой каолинита. Согласно данным некоторых авторов [227, 228], эндотермический прогиб при 600 характеризуется асимметричностью, степень которой определяется по соотношению тангенсов углов наклона высоко- и низкотемпературных ветвей пика, она варьирует в зависимости от упорядоченности структуры минерала в пределах 3,6—1,3 [40].

Коэфф. термического расширения при температуре от 20 до 350 перпендикулярно слою  $10,0 \pm 1,5 (\cdot 10^{-6})$ , параллельно —  $6,0 \pm 2 (\cdot 10^{-6})$  [229].

*Разновидности по составу:* хромсодержащий галлуазит — chromium-bearing halloysite [69].

Синонимы: александролит — alexandrolite (Лозанч, 1894) — описан как продукт изменения хромсодержащей слюды; милошит, милошин — miloshite, miloschin (Гердер, 1839; [230]), по Гриму [12] — представлен каолинитом и (или) галлуазитом, по Штрунцу [1962] — разновидность хромсодержащего аллофана, близкая к волконсконту, по Брукинсу [231] — рентгенограмма одного из образцов милошита идентична каолинитовой; сербиан — serbian (Брайтхаупт, 1838), по Штрунцу (1962), возможно, хромсодержащий болюс, по Кайер [9] — милошит; хромгаллуазит — chromhalloysite — разновидность с 0,6%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [68]; хромовая охра — chromocher (по Штрунцу, 1962) — разновидность хромгаллуазита с изменчивым содержанием хрома).

В СССР обнаружен в Айдырлинском месторождении на Южном Урале в карстовых полостях среди алевролитов, цвет голубоватый [68].

В Югославии хромовые галлуазиты (10 Å и 7 Å) встречаются в коре выветривания и в зонах гидротермального изменения ультраосновных пород [69, 232]. Среднее отношение Al/Cr в галлуазитах составляет 4,3. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  варьирует от 0,59 до 11,72% (хим. анализы 8,9 на с. 105 и 7 на с. 113).

Медистый галлуазит — copper-bearing halloysite [233].

Сион. Купрогаллуазит — cuprohalloysite [234] — галлуазит, содержащий 26,18% SiO<sub>2</sub>; недостаточно идентифицирован.

Медистый галлуазит с 5,0% SiO<sub>2</sub> впервые описан Пилипенко в 1915 г. [233] из зоны окисления Кольванского месторождения на Западном Алтае. Известен в Центральном Казахстане — на месторождениях Коктас-Джартас (16,68% SiO<sub>2</sub>) [235], Кайракты (13,33% SiO<sub>2</sub>) [236], в Белоусовском месторождении на Алтае (3,5% SiO<sub>2</sub>) и в Дашкесанском месторождении в Азербайджане (2,74 и 26,18% SiO<sub>2</sub>) [234]. Цвет медистого галлуазита голубой или зеленый. Встречается исключительно в зоне окисления месторождений медных и свинцово-цинковых руд. По внешнему виду несколько напоминает хризоколлу. Ф. В. Чухровым с соавторами [221, 237] показано, что медистые галлуазиты часто представляют собой смеси галлуазита с хризоколлой; в таких образцах содержание SiO<sub>2</sub> превышает 7—8% при содержании  $\text{H}_2\text{O}^+ + \text{H}_2\text{O}^-$  около 17% (хим. анализ 8 на с. 113). Тв. 3. Светопреломление около 1,566.

Никелевый галлуазит — nickel-halloysite; был описан как галлуазит-гарниерит — halloysite-garnierite [238]. Встречается в виде скопленной светло-голубого цвета, хрупкий.



Никелевый галлуазит известен в коре выветривания ультраосновных пород Урала и других районов СССР. Содержание никеля в никелевом галлуазите без примеси гарньерита обычно составляет сотые доли процента [239—241].

Под названиями ферригаллуазит — *ferrihalloysite* [114, 242, 243], ферриметагаллуазит — *ferrimetahalloysite* [244] и гинзбургит — *ginzburgite* были описаны [11] природные образования, близкие по термической характеристике к галлуазиту с соотношением  $Al:Fe = 3:1$ . По-видимому, они представляют собой смеси с другими минералами.

Ферригаллуазиты встречаются в виде плотных или рыхлых глинистых масс разного цвета: желтого, темно- и красно-бурого, зеленого. Под микроскопом изотропны или слабо агрегативно поляризуют. Показатель преломления светлых разновидностей 1,530—1,550 у темных разновидностей повышается до 1,575—1,669 из-за примеси окислов железа [114]. По Лазаренко [245], ферригаллуазиты представляют собой смешанослойные нонтронит-галлуазитовые образования. Сообщалось [246] о пластинчатых частицах с волнистой поверхностью галлуазита-10 Å, содержащих ионы железа в тетраэдрических позициях (12,8%  $Fe_2O_3$  на высушенное вещество).

Аблыкит — *ablykite* [3] — минерал состава  $(Mg, Ca, K_2)O \cdot 2(Al, Fe)_2O_3 \times \times 5SiO_2 \cdot 6H_2O$  (тонкая фракция из огнеупорных глин); рассматривался как близкий галлуазиту не изучен [11].

Межплоскостные расстояния галлуазита-7 Å (1) из округа Лоуренс, шт. Миссури (США) [247], и галлуазита-10 Å (2) из Герренберга, близ Ахена (ФРГ) [15]

1			2		
<i>ool</i> и <i>hk</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>ool</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	6	7,41	001	10	10,1
02.11	10	4,43		8	4,46
002	4	3,603	003	5	3,40
13.20	4	2,562*		5	2,56
?	—	2,493		3	2,37
003	1	2,405		3	2,23
?	—	2,340		3	1,67
04.22	$\frac{1}{2}$	2,222*		5	1,48
004	$\frac{1}{2}$	1,805		1	1,28*
15.24.31	2	1,680*		1	1,23
06.33	5	1,484			
26.40	$\frac{1}{2}$	1,283*			
17.35.42	$1\frac{1}{2}$	1,233*			
006	$\frac{1}{2}$	1,203			
08.44	$\frac{1}{2}$	1,110			
28.37.51	$\frac{1}{2}$	1,023			
19.46.53	$\frac{1}{2}$	0,970			
39.60	$\frac{1}{2}$	0,858			
2.10;48.62	$\frac{1}{2}$	0,842			

\* Отмечены диагностические линии галлуазита-7 Å, по [248].

### Л и т е р а т у р а

- Berthier P. // Ann. chim. phys. 1826. Vol. 32. P. 332.
- Hendricks S. B. Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 5. P. 295; Hendricks S. B. Jefferson M. E. Ibid. N 12. P. 863.
- Седлецкий И. Д. // ДАН СССР. 1940. Т. 26, № 3. С. 251; Седлецкий И. Д., Юсупова С. // Там же. № 9. С. 940.
- Alexander L. T., Faust G. T., Hendricks S. B., Insley H. McMurdie H. F. Amer. Miner. 1943. Vol. 28, N 1. P. 1.
- Ross C. S., Kerr P. F. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1934. N 185-G. P. 135.
- Beljankin D., Iwanowa W. // Ztschr.-Bl. Miner. A. 1935. N 10. S. 298.
- Erdelyi J. // Chem. Erde. 1962. Bd. 21, H. 3/4. S. 322.
- Fleischer M. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 12. P. 214.
- Caillere S., Henin S. Mineralogie de Argiles. P.: Masson, 1963. 176 p.
- Ross C. S., Kerr P. F. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1931. N 165-E. P. 175.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.
- Grim R. E., Rowland R. A. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 12. P. 801.

13. *Наковник Н. И.* // Зап. Минерал. о-ва. 1941. Т. 70, вып. 1. С. 52.
14. *Hofmann U., Endell K., Wilm D.* // *Angew. Chem.* 1934. Bd. 47. S. 539
15. *Mehmel M.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1935. Bd. 90, H. 1. S. 35.
16. *Mehmel M.* // *Chem. Erde.* 1937. Bd. 11, H. 1. S. 1.
17. *Correns C. W., Mehmel M.* // *Ztscht. Kristallogr.* 1936. Bd. 94, H. 5/6. S. 337.
18. *Faust G. T.* // *Amer. Miner.* 1955. Vol. 40, N 11/12. P. 1110.
19. *Strunz H.* // *Fortschr. Miner.* 1956. Bd. 34, H. 1. S. 48.
20. *Keller W. D., Johns W. D.* // *Clays and Clay Miner.* 1976. Vol. 24, N 3. P. 149.
21. *McEwan D. M. C.* // *Miner. Mag.* 1947. Vol. 28, N 196. P. 36.
22. *Churchman G. J., Carr R. M.* // *Clays and Clay Miner.* 1975. Vol. 23, N 5. P. 382.
23. *Brindley G. W., Pedro G.* // *Ibid.* P. 413.
24. *Bates T. F., Hildebrand A., Swineford A.* // *Amer. Miner.* 1950. Vol. 35, N 7/8. P. 463.
25. *Brindley G. W., Robinson K., Goodyear J.* // *Miner. Mag.* 1948. Vol. 28, N 203. P. 423.
26. *Kohyama N., Fukushima K., Fukami A.* // *Clays and Clay Miner.* 1978. Vol. 26, N 1. P. 25.
27. *Edelman C. H., Facejee J. Ch. L.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1940. Bd. 102, H. 6. S. 417.
28. *Маленьков Г. Г., Райтбурд Ц. М., Слонимская М. В.* // Тез. докл. VII Междунар. конгр. и симп. по росту кристаллов. М.: Наука, 1966. С. 217.
29. *Тарасевич Ю. И., Грибина И. А.* // *Коллоид. журн.* 1972. Т. 34, № 3. С. 405.
30. *Грибина И. А.* // Особенности строения минералов группы каолинита и механизм взаимодействия полярных веществ с их поверхностью. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 13.
31. *Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д.* // Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наук. думка, 1975. С. 196.
32. *Yariv S., Shoval S.* // *Clays and Clay Miner.* 1975. Vol. 23, N 6. P. 473.
33. *Carr R. M., Chaikun N., Patterson N.* // *Ibid.* 1978. Vol. 26, N 2. P. 144.
34. *Краснушкин А. В.* // Вопросы оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод и качества воды. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 266.
35. *Bates T. F., Comer J. J.* // *Clays and Clay Miner.* 1959. Vol. 6. P. 237.
36. *Diamond S., Bloor J. W.* // *Ibid.* 1970. Vol. 18, N 6. P. 309.
37. *Веденева Н. Е.* // *Коллоид. журн.* 1950. Т. 12, № 2. С. 88.
38. *Selsing J.* // *Proc. Intern. Ceram. Congr.* 1950. Vol. 2. P. 21.
39. *Bates T. F.* // *Monogr. Miner. Soc. London.* 1971. N 3. P. 132.
40. *Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Ермилова Л. П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 3.
41. *Hofmann U., Morcos S., Schembra F. W.* // *Ber. Dt. keram. Ges.* 1962. Bd. 39, H. 10. S. 474.
42. *Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Горшков А. И.* и др. // Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, 1969. С. 49, 271.
43. *Чекин С. С., Самотин Н. Д., Финько В. И.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 111; *Чекин С. С.* // Кристаллогенез глинистых минералов. М.: Наука, 1984. С. 46.
44. *Sudo T., Miner. J. Jap.* 1953. Vol. 1, N 1. P. 66.
45. *Birrell K. S., Fieldes M., Williamson K. J.* // *Amer. Miner.* 1955. Vol. 40, N 1/2. P. 122.
46. *Sudo T., Takahashi H.* // *Clays and Clay Miner.* 1956. Vol. 4. P. 67.
47. *Aomine S., Wada K.* // *Amer. Miner.* 1962. Vol. 47, N 9/10. P. 1024.
48. *Kirkman J. H.* // *Clay Miner.* 1977. Vol. 12, N 3. P. 199.
49. *Kirkman J. H.* // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 29, N 1. P. 1.
50. *Боровко Н. И.* // Зап. ВМО. 1960. Т. 89, вып. 3. С. 361.
51. *Souza-Santos P., Brindley G. W., Souza-Santos H. L.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1640.
52. *Carson C. D., Kunze G. W.* // *Soil Sci.* 1967. Vol. 104, N 3. P. 181.
53. *Brindley G. W., Souza-Santos P.* // *Proc. Intern. Clay Conf. Jerusalem,* 1966. Vol. 1. P. 3.
54. *Radoslovich E. W.* // *Amer. Miner.* 1963. Vol. 48, N 3/4. P. 368.
55. *Hope E. W., Kittrick J. A.* // *Ibid.* 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 859.
56. *Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И.* Электронная микроскопия минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 119 с.
57. *Chukhrov F. V., Zuyagin B. B.* // *Proc. Intern. Clay Conf. Jerusalem,* 1966. Vol. 1. P. 11.
58. *Kirsh H., Pruss W.* // *Naturwissenschaften.* 1958. Bd. 45, H. 1. S. 8.
59. *Микульская Е. К.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
60. *Kerr P. F., Kulp J. L., Hamilton P. K.* // *Reference clay minerals: Amer. Petrol. Inst.: Res. project 49: Clay miner. standard: Prelim. rep. N. Y.,* 1951. N 3. P. 21.
61. *De S. K.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1963. Bd. 100, H. 3. S. 293.
62. *Ferraresso G.* // *Amer. Miner.* 1967. Vol. 52, N 9/10. P. 1288.
63. *Reesman A., Keller W. D.* // *Ibid.* 1968. Vol. 53, N 5/6. P. 929.
64. *Горбачев Б. Ф.* // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6. С. 105.
65. *King E. G., Weller W. W.* // *US Bur. Mines Rep. Invest.* 1961. N 5810.
66. *Barany R., Kelley K.-K.* // *Ibid.* 1961. N 5825.
67. *Yariv S., Shoval S.* // *Clays and Clay Miner.* 1976. Vol. 24, N 5. P. 263.
68. *Грицаенко Г. С., Грум-Гржимайло С. В.* // Зап. ВМО. 1949. Т. 78, вып. 1. С. 61.
69. *Макимович З.* // Геол. анал. Балк. п-ова. 1972. Т. 37, № 1. С. 159.
70. *Ostrowicki B.* // *Bull. Acad. pol. sci. Ser. geol., geogr.* 1965. Vol. 13, N 1. P. 29
71. *Weaver C. E., Pollard L. D.* // *Develop. Sedimentol.* 1973. N 15. P. 149.

72. Семенов Е. И. // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 9 С. 67.
73. Семенов Е. И. // Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 216.
74. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного комплекса. М.: Наука, 1972. С. 197.
75. Лазаренко Е. К. // Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол. 1954. Т. 31, вып. 7. С. 55.
76. Ishibashi K. // J. Jap. Assoc. mineral. petrol., econ. geol. 1974. Vol. 69, N 7. P. 255.
77. Swineford A., McNewt J. D., Crumpton C. F. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 158.
78. Minato H., Utada M. Intern. Clay Conf. Kaolin Symp. Madrid. 1972. 31 p.
79. Чухров Ф. В., Козлова Н. А. // ДАН СССР. 1940. Т. 27, № 9. С. 1011.
80. Grim R. E. Clay mineralogy. N. Y.; L.; Toronto: McGraw-Hill, 1953. 390 p. (Ser. Geol.). Пер. на рус. яз.: Грим Р. Е. Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 452 с.
81. Carroll D. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70. N 6. P. 754.
82. Carroll D., Starkey H. C. // Clays and Clay Miner. 1960 Vol. 7. P. 80.
83. Riviere A. // Clay Miner. Bull. 1950. Vol. 1, N 4. P. 121.
84. Garret W. G., Walker G. F. // Ibid. 1959. Vol. 4, N 22. P. 75.
85. Wada K. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 1 2. P. 153.
86. Thomas G. W. // Soil Sci. 1960. Vol. 90, N 6. P. 344.
87. MacEwan D. M. C. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 431.
88. MacEwan D. M. C. // Nature. 1946. Vol. 157, N 3980. P. 159.
89. MacEwan D. M. C. // Trans. Faraday Soc. 1948. Vol. 44, pt 6. P. 349.
90. Weiss A., Russow J. / Proc. Intern. Clay Conf., Stockholm. 1963. Oxford etc., Pergamon press, 1965 Vol. 2. P. 69.
91. Camazano S. M., Garcia G. S. // An. edafol. y agrobiol. 1966. Vol. 25. P. 9.
92. Olejnik S., Aylmore L. A. G., Posner A. M., Quirk J. P. // J. Phys. Chem. 1968. Vol. 72, N 1. P. 241.
93. Theng B. K. G. The chemistry of clay-organic interactions. L. Adam Hilger, 1974. 239 p.
94. Mattias P. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1981. Vol. 37, N 1. P. 289.
95. Carr R. M., Hwa Chih // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 2. P. 153.
96. Bradley W. F. // Amer. Miner. 1945. Vol. 30, N 11 12. P. 704.
97. Sand L. B., Bates T. F. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 3 4. P. 271.
98. Bramao I. L., Cady J. G., Hendricks S. B., Swerdlow M. // Soil Sci. 1952. Vol. 73, N 4. P. 273.
99. Grim R. E. Applied clay mineralogy. N. Y.: McGraw-Hill, 1962. 422 p. Пер. на рус. яз.: Грим Р. Е. Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. 155 с.
100. Пилюян Г. О., Вальяхихина Е. П. // Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970. С. 131.
101. Kato Ch. // Yogyo Kyokai Shi. 1959. Vol. 67. P. 243.
102. Brindley G. W., Goodyear J. // Miner. Mag. 1948. Vol. 28, N 203. P. 407.
103. Harrison J. L., Greenberg S. S. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 374.
104. Churchman G. J., Carr R. M. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 5/6. P. 914.
105. Nagasawa K. // Pros. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 15.
106. Nagasawa K., Miyazaky S. // Proc. Intern. Clay Conf. Wilmette (Ill.), 1975. P. 257.
107. Range K. J., Range A., Weiss A. // Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1970. Vol. 2. P. 10.
108. Roy R., Osborn E. F. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11 12. P. 853.
109. Цветков А. И., Вальяхихина Е. П., Пилюян Г. О. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 10. С. 3.
110. Hughes I. R. // N. Z. J. Sci. Techn. 1966. Vol. 9, N 1. P. 103.
111. Churchman G. J., Oldridge L. P., Carr R. M. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 4. P. 241.
112. Ермилова Л. П. // Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964. С. 157.
113. Гинзбург И. И. // Тр. ИГН АН СССР. 1941. Вып. 41, № 5. С. 101.
114. Гинзбург И. И., Рукивишникова И. А. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1950. № 4. С. 133.
115. Бучинская Н. И. // Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. С. 91.
116. Лебедев Ю. С. // Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев: Наук. думка, 1965. С. 24.
117. Русько Ю. А. // Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. С. 22.
118. Сонкин Л. С., Русько Ю. А., Возианова Т. Г., Чайковская Н. Ч. // Геол. журн. АН УССР. 1974. Т. 34, вып. 6. С. 75.
119. Юрк Ю. Ю., Марченко Е. Я., Чашка О. И. // ДАН УССР. 1970. № 4. С. 334.
120. Чашка А. И. // Там же. 1973. № 4. С. 327.
121. Петров В. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 95, № 29. С. 153.
122. Чекин С. С., Самотин Н. Д., Финько В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 11. С. 98.

123. Чекин С. С. // Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М Наука, 1973. С. 75.
124. Sand L. B. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 1/2. P. 28.
125. Parham W. E. // Bull. Geol. Surv. Minnesota. Spec. Publ. Ser. 1970. N 10. P. 30.
126. Hosterman J. W. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 7. P. 285.
127. Grant W. H. // Ibid. 1964. Vol. 12. P. 455.
128. Visconti Y. S., Nicot B. N. F., de Audrade E. G. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 1 z. P. 67.
129. Souza-Santos P., Brindley G. W., Souza-Santos H. // Ibid. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 619.
130. Parham W. E. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 1. P. 13; Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 403.
131. Huang W. H. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 3/4. P. 365.
132. Писемский Г. В. // Тр. ЦНИГРИ. 1959. Вып. 29. С. 118.
133. Царовский I. Д. // Геол. журн. АН УССР. 1952. Т. 12, вып. 2. С. 78.
134. Лазаренко Е. К., Лавриенко Л. Ф., Бучинская Н. И. и др. Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 302 с.
135. Симонов А. И., Жеру М. И. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 49.
136. Бонштедт-Куплетская Э. М. // Зап. Минерал. о-ва. 1947. Т. 76, вып. 4. С. 239.
137. Schwaighofer V. von // Mitt. Geol. Ges. Wien. 1974. Bd. 66/67. S. 221.
138. Никитина А. П. // Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968. С. 59.
139. Нестеренко И. П. // Изв. Днепропетр. горн. ин-та. 1961. Т. 40. С. 317.
140. Яковлева М. Н. // Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 209.
141. Schneider H. // Schr.-R. geol. Wiss. Berlin. 1976. H. 5. S. 193.
142. Siefertmann G., Millot G. // Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 417.
143. Hardy F., Rodrigues P. // Soil Sci. 1939. Vol. 48, N 5. P. 361.
144. Bates T. F. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 315.
145. Patterson S. H. // Ibid. 1964. Vol. 12. P. 153.
146. Eder T., Magasvery J., Temt T., Wieden P. // Ber. Dt. keram. Ges. 1958. Bd. 35, H. 9. S. 285.
147. Mac Dowall I., Vose W. // Nature. 1952. Vol. 170, N 4322. P. 368.
148. Петров В. П. // Геология руд. месторождений. 1962. № 4. С. 65.
149. Чухров Ф. В. // Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 22.
150. Чухров Ф. В., Берхин С. И., Молева В. А. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 17.
151. Чухров Ф. В. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 50. С. 204.
152. Болгов Г. П. // Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. Т. 2. С. 298.
153. Федорчук В. П. // Окислительные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М Недра, 1969. С. 216.
154. Былино Л. В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 11. С. 133.
155. Дубинина В. Н., Корнилович И. А. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96, вып. 3. С. 151.
156. Кашкай М. А. // Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. С. 550.
157. Novas F. // Proc. VI Conf. Clay Miner. and Petrol. Prague, 1975. P. 295.
158. Auges V. L. // Amer. Miner. 1940. Vol. 25, N 6. P. 432.
159. Мирахмедов М., Горбачев М. Г., Хан А. Н. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1978. Вып. 31 С. 67.
160. Сребродольский Б. И. // ДАН СССР. 1973. Т. 211, № 5. С. 1184.
161. Сребродольский Б. И. // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 4. С. 484.
162. Сребродольский Б. И. // Минерал. сб. Львов. 1975. № 29, вып. 2. С. 19.
163. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. // Минер логия Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. С. 286.
164. Наседкин В. В. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 98. С. 76.
165. Рцско Ю. А. // Геохимия и рудообразование. 1974. Вып. 3. С. 70.
166. Саидов А. Г., Ашев И. Д. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 81.
167. Тананаева Г. А., Фролова К. Е. // ДАН СССР. 1966, № 4. С. 944.
168. Эшкин В. Ю., Карякина Т. А. // Зап. ВМО. 1971. Т. 100, вып. 4. С. 408.
169. Konta J. Jilove mineraly Ceskoslovenska. Pr.: Ceskosl. akad. ved, 1957. 158 s.
170. Kuzvart M. // Rep. XXIII Ses. Intern. Geol. Congr. Proc. Symp. I, A. Prague: Ac. demia, 1969. P. 47.
171. Kraus J., Horvath J., Samajova E., Gerthofferova H. // Geol. zb.— Geol. carpath. 1972 Sv. 23, N 2. S. 281.
172. Maksimovic Z., Nikolic D. // Schr.-R. geol. Wiss. Berlin 1978. H. 11. S. 179.
173. Donath M. // Tonind. Ztg. und keram. Rdsch. 1961. Bd. 85, N 18. S. 426.
174. Mattias P. P. Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. Alunite. Madride; Rome 1977. N K-13. 24 p.

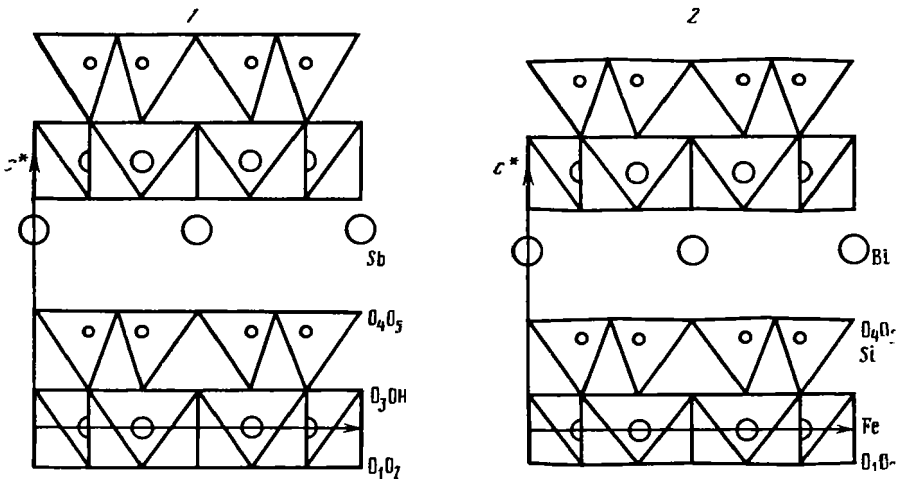
175. *Holzer H. von, Wieden P.* // Verh. Geol. Bundesanst. 1966. H. 1/2. S. 47.
176. *Parke K. G.* // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 2. P. 71.
177. *Ames L. L., Sand L. B.* // Ibid. 1959. Vol. 6. P. 378.
178. *Keller W. D., Hanson R. F., Huang W. H., Cervantes A.* // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 3. P. 121.
179. *Keller W. D., Hanson R. F.* // Ibid. 1968. Vol. 16, N 3. P. 223.
180. *Keller W. D.* // Ibid. 1963. Vol. 10. P. 333.
181. *Murray H. H., Harvey C., Smith J. M.* // Ibid. 1977. Vol. 25, N 1. P. 1.
182. *Nagasawa K., Takeshi H., Fuji N., Nachisuka E.* // The clays of Japan. Tokyo: Geol. Surv. Jap., 1969. P. 17.
183. *Minato H., Utada M.* // Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 393.
184. *Minato H.* Proc. VIII Intern. Kaolin Symp. and Meet. Alunite. Madride: Rome, 1977. N K-14. 22 p.
185. *Гинзбург И. И., Рукавишников И. А.* // Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 547
186. *Грум-Гржимайло О. С.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1972. Вып. 21. С. 28.
187. *Dzotsenidze G. S., Skhirtladze N. I.* // Proc. Intern. Clay Conf., Stockholm, 1963. Oxford etc. Pergamon press, 1965. Vol. 1. P. 197.
188. *Vuurman P., van der Plas L.* // Geol. en mijnbouw. 1968. Vol. 47, N 5. P. 345.
189. *Vernet M. J. L.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 327.
190. *Keller W. D., McGrain P., Reesman A. L., Saum N. M.* // Ibid. 1966. Vol. 13. P. 107.
191. *Vivaldi M. J. L.* // Ibid. 1963. Vol. 11. P. 327.
192. *Schultz L. G.* // Ibid. P. 169.
193. *Горбунов Н. И.* // Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 157.
194. *Hay R. L.* // J. Geol. 1959. Vol. 67, N 1. P. 80
195. *Sieffermann G., Millot G.* // Bull. Groupe franç. argiles. 1968. Vol. 20, N 1. P. 25.
196. *Robertson R. H. S.* // Clay Miner. Bull. 1963. Vol. 5, N 29. P. 237.
197. *Sudo T.* Mineralogical study on clays of Japan. Tokyo: Maruzen, 1959. 328 p.
198. *Masui J. J., Sadao S.* // Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 383.
199. *Wilson M. J., Tait J. M.* // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 1. P. 59.
200. *McIntosh P. D.* // N. Z. J. Sci. 1979. Vol. 22, N 1. P. 49.
201. *Parfitt R. L.* // Bull. Roy. Soc. N. Z. 1975. Vol. 13. P. 244.
202. *Крылов Г. М.* // ДАН СССР. 1960. Т. 134, № 2. С. 422.
203. *Loughnan F. C., Craig D. C.* // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 7/8. P. 783.
204. *Ratigan J.* // Ibid. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1795.
205. *Karsulin M., Stubican V.* // Kolloid Ztschr. 1951. Bd. 124, H. 3. S. 169; *Karsulin M., Stubican V.* // Bull. soc. franç. miner. et cristallogr. 1953. Vol. 76, N 10/12. P. 434.
206. *Polzer W. L., Hem J. D., Gabe H. I.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 575-B. P. 128.
207. *Lerz H. von, Borchert W.* // Chem. Erde. 1962. Bd. 22, H. 14. S. 386.
208. *Данилова Д. А., Швец Л. В., Лапин В. В., Финько В. И.* Исследования в области химии бумаги. М.: ЦНИИБ, 1978. № 16. С. 50
209. *Arizuma A., Iwai I.* // Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1961. Vol. 1. P. 835.
210. *Brindley G. W.* // Monogr. Miner. Soc. London. 1951. N 1. P. 59.
211. *Honjo G., Kitamura N., Mihata K.* // Clay Miner. Bull. 1954. Vol. 2, N 12. P. 133.
212. *Mitra G. B., Bhattacharjee S.* // Acta crystallogr. 1975. Vol. 31, pt 12. P. 2851.
213. *Kulbicki G.* // C. r. Acad. sci. 1954. Vol. 238, N 25. P. 2405.
214. *Горшков А. И.* // Кристаллография. 1966. Т. 11, вып. 4. С. 589.
215. *Звягин Б. Б., Берхин С. И., Горшков А. И.* // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1966. Сб. 5. С. 69.
216. *Honjo G., Mihata K.* // Acta crystallogr. 1954. Vol. 7, pt 6/7. P. 511.
217. *Gerthofferova H., Kraus I.* // Geol. zb. geol. carpath. 1979. Sv. 30, N 2. S. 189.
218. *Знаменский В. С., Самойлов Н. Д.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 106.
219. *Kunze G. W., Bradley W. F.* // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 523.
220. *Marel H., Kromer P.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 22, N 1. P. 73.
221. *Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горшков А. И., Ермилова Л. П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 55.
222. *Mattias P.* // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1981. Vol. 37, N 1. P. 305.
223. *Miller W. D., Keller W. D.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 12. P. 244.
224. *Першин В. Д.* // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1966. Сб. 5. С. 132.
225. *Borovec Z.* // Proc. VI Conf. Clay Miner. and Petrol., Prague, 1973. Prague: Univ. Karlova, 1975. P. 67.
226. *Churchman G. J., Whitton J. S., Claridge G. G. C., Theng B. K. G.* // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 4. P. 241.
227. *Prasad J.* // Clay Sci. 1964. Vol. 2, N 2. P. 150.
228. *Kissenger H. E.* // Ann. Chem. 1957. Vol. 22. P. 1702.
229. *McKinstry H. A.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 212.
230. *Стангачилович Д.* // Зап. Српс. геол. друштва за 1953 г. 1955. С. 41.

231. *Brookins D. G.* // *Clays and Clay Miner.* 1973. Vol. 21, N 5. P. 421.  
 232. *Maksimovic Z., Crnkovic B.* // *Rep. XXIII Ses. Intern. Geol. Congr. Proc. Sym I.* A. Prague: Academia, 1969. P. 95.  
 233. *Пилипенко П. П.* // *Изв. Том. ун-та*, 1915. № 62. С. 16.  
 234. *Яхонтова Л. К.* // *Тр. Минерал. музея АН СССР*. 1961. Вып. 11. С. 134.  
 235. *Чухров Ф. В.* // *Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана*. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 189.  
 236. *Чухров Ф. В., Берхин С. И., Молева В. А.* // *Докл. к собранию междунар. ком по изуч. глин*. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 29.  
 237. *Chukhrov F. V., Zuyagin B. B., Ermilova L. P., Gorshkov A. I., Rudnitskaya E. S.* *Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 141.*  
 238. *Алексеева Е. Ф., Годлевский М. Н.* // *Зап. Минерал. о-ва*. 1937. Т. 66, вып. 1. С. 5  
 239. *Эдельштейн И. И.* // *ДАН СССР*. 1965. Т. 165, № 4. С. 918.  
 240. *Кромская К. М.* // *Зап. Узб. отд-ния ВМО*. 1973. Вып. 26. С. 185.  
 241. *Кромская К. М.* // *Там же*. 1971. Вып. 24. С. 188.  
 242. *Вахрушев В. А.* // *Зап. ВМО*. 1949. Т. 78, вып. 4. С. 272.  
 243. *Ефремов Н. Е.* // *Зап. Минерал. о-ва*. 1936. Т. 65, вып. 2. С. 225.  
 244. *Пекун Ю. Ф.* // *Минералогия бентонитовых глин западных областей. УССР*. Львов Изд-во Львов. ун-та, 1956. С. 53.  
 245. *Лазаренко Е. К.* // *Минерал. сб. Львов геол. о-ва*. 1963. № 17. С. 148.  
 246. *Wada S.-I., Mizota C.* // *Clays and Clay Miner.* 1982. Vol. 30, N 4. P. 315.  
 247. *Brindley G. W., Robinson K.* // *Miner. Mag.* 1948. Vol. 28, N 203. P. 383.  
 248. *Brindley G. W., Brown G.* // *Monogr. Miner. Soc. L.* 1980. N 5. P. 155.

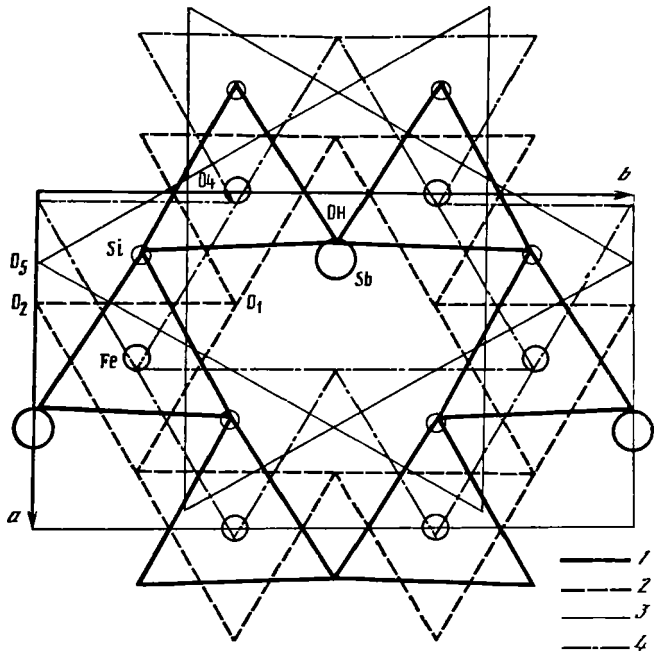
## ГРУППА ЧАПМАНИТА

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Уд. в.
Чапманит $Sb^{3+}Fe_2^{3+}[Si_2O_8](OH)$	Монокл.	5,19	8,99	7,70	101°40'	0,577:1:0,857	3,6—3
Бисмутоферрит $Bi^{3+}Fe_2^{3+}[Si_2O_8](OH)$	Монокл.	5,21	9,02	7,74	101 40	0,577:1:0,858	4,47

Описание чапманита и бисмутоферрита см. в справочнике «Минералы: 1972. Т. III, вып. 1. С. 503—506, где они условно помещены в раздел «Силикаты с одиночными кремнекислородными тетраэдрами». Проведенная в дальнейшем расшифровка структур этих минералов показала их принадлежность к слоистым силикатам [1—3]. Установлено, что структура чапманита и бисмутоферрита (фиг. 38, 39) состоит из двухэтажных слоев  $Fe_2Si_2O_8(OH)$ , аналогичных каолиновым слоям  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ , но расположенных в иной последовательности. Гексагоны из октаэдрических и тетраэдрических катионов соседних слоев совпадают в нормальной проекции на плоскость  $ab$ . В межслоевом промежутке расположены Sb или Bi, примыкая к основаниям пустых октаэдров в качестве вершин треугольных пирамид. Средние расстояния  $Si-O = 1,63 \text{ \AA}$  (у обоих минералов),  $Fe-O = 2,00 \text{ \AA}$  (у чапманита) и  $2,01 \text{ \AA}$  (у бисмутоферрита).  $Sb(Bi)-O_{окт}$  и  $Sb(Bi)-O_{тетр}$  различаются более чем в 1,5 раза. Несмотря на разницу в размерах катионов  $Sb^{3+}$  и  $Bi^{3+}$  и их расстояний от  $O_{окт}$ , толщина межслоевого промежутка в обеих структурах одинакова ( $3,17 \text{ \AA}$  у чапманита и  $3,18 \text{ \AA}$  у бисмутоферрита). Углы дитригонального разворота оснований тетраэдров очень малы:  $0^\circ 30'$  — у чапманита,  $0^\circ 20'$  — у бисмутоферрита. Октаэдрические сетки сплюснены, их толщина составляет  $2,10 \text{ \AA}$  у чапманита и  $2,14 \text{ \AA}$  у бисмутоферрита вместо  $\sim 2,30 \text{ \AA}$  в случае правильных октаэдров с тем же расстоянием  $Fe-O$ . Основания октаэдров во внутренней O, OH-поверхности слоя развернуты относительно идеального тригонального мотива на углы  $2^\circ 50'$  (чапманит) и  $2^\circ 20'$  (бисмутоферрит), а основания наружной O-поверхности — соответственно на углы  $0^\circ 03'$  и  $1^\circ 40'$ . В обоих случаях катионы  $Fe^{3+}$  приближены к внешним основаниям. Отличием бисмутоферрита от чапманита являются наклоны оснований октаэдров слоя, в связи с чем они не лежат в одной плоскости. Ранее [4] предполагалось частичное замещение  $Sb^{3+}$  на  $Fe^{3+}$  в структуре чапманита в связи с некоторым дефицитом  $Sb^{3+}$  и избытком  $Fe^{3+}$ . Однако при структурном анализе выяснено, что вероятнее часть пустых октаэдров заселена за счет избытка  $Fe^{3+}$ , а в межслоевом промежутке под ними никакие атомы Sb (или Bi) не расположены. Формулы чапманита и бисмутофер-



Фиг. 38. Схемы структур чапманита (1) и висмутоферрита (2) в проекции на плоскость  $bc$  (по Жухлистову и Звягину)



Фиг. 39. Схема структуры чапманита в нормальной проекции на плоскость  $ab$  (по Жухлистову и Звягину)

1 — верхние; 2 — нижние основные октаэдры; 3 — основания верхних тетраэдров; 4 — нижние основания октаэдров следующего слоя

рита принимают вид:  $Sb_{0,93}Fe_{2,07}^{3+}(Si_{1,94}Al_{0,02})O_8(OH)$  и  $Bi_{0,92}(Fe_{1,86}^{3+}Fe_{0,25}^{2+}Al_{0,03}Si_2O_8(OH))$ . Таким образом, специфические особенности структур этих минералов обуславливаются необычными для слоистых силикатов межслоевыми катионами Sb и Bi и заселением октаэдров 1 : 1 слоя катионами  $Fe^{3+}$ , которые даже в небольшой степени не способны замещать Al в структурах каолиновых минералов.

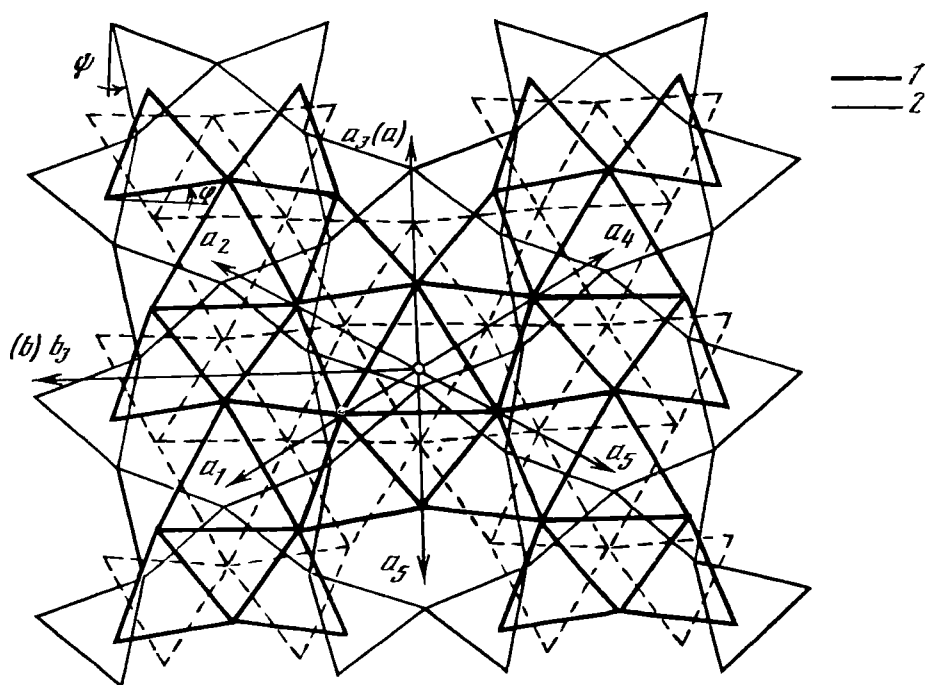
Л и т е р а т у р а

1 Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Соболева С. В., Шлайн Л. Б. // Материалы VI Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерал. сырья. Алма-Ата, 1974. С. 55.  
 2 Жухлистов А. П., Звягин Б. Б. // Кристаллография. 1977. Т. 22, вып. 4. С. 731.  
 3 Жухлистов А. П., Звягин Б. Б. // Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 177.  
 4 Cech F., Povárdra P. // Acta Univ. carol. Geol. 1963. N 2. P. 97.

## СТРУКТУРА ТИПА СЕРПЕНТИНОВ

Серпентиновые минералы являются триоктаэдрическими аналогами каолиновых минералов. Они также состоят из двухэтажных слоев 1 : 1, образованных сочленением через общие атомы кислорода одной тетраэдрической сетки с одной октаэдрической [1] (фиг. 40). Однако в отличие от минералов группы каолинита в структуре серпентинов октаэдры заселены не на  $\frac{2}{3}$ , а практически полностью преимущественно двухвалентными катионами (Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ni, Zn). Возможны изоморфные замещения как в октаэдрах (причем не только среди двухвалентных катионов, но и двухвалентных на трехвалентные), так и в тетраэдрах в соответствии с формулой  $M_3T_2O_5(OH)_4$ . Существующая номенклатура серпентинов определяется особенностями химического состава, структурой и морфологией кристаллических решеток. Термин «серпентины» (serpentine) применяется прежде всего к минералам с октаэдрическим катионом Mg и тетраэдрическим Si при допущении лишь незначительной доли замещения Mg и Si на Al (лизардит, хризотил, антигорит). Название «серпентины» употребляется также в общем смысле для обозначения всех минералов, состоящих из триоктаэдрических слоев 1 : 1 с указанием лишь символа элемента — преобладающего октаэдрического катиона: Fe-серпентины, Ni-серпентины, Zn-серпентины и т. п. [2]. Символ Mg обычно не ставится, так как под собственно серпентинами понимаются магнезиальные члены.

Следствием заселения октаэдров сравнительно крупными двухвалентными катионами является значительная несоразмерность октаэдрической и тетраэдрической сеток слоя 1 : 1. Один из возможных механизмов сочленения большей по размерам октаэдрической сетки с меньшей тетраэдрической заключается в изгибе слоев 1 : 1, при котором тетраэдрическая сетка находится на внутренней, а октаэдрическая — на внешней стороне по отношению к центру кривизны слоя. При непрерывном изгибе, сворачивающем слои в цилиндры или спирали, образуются цилиндрические кристаллические решетки и трубчатые



Фиг. 40. Схема сочетания октаэдрической (1) и тетраэдрической (2) сеток в 1 : 1 слое структуры серпентина (по Звягину)



кристаллиты. Направление изгиба слоя и обращенность октаэдрической сетки могут попеременно быть противоположными, и тогда слои 1 : 1 оказываются волнообразными, но не меняющими пластинчатой формы кристаллов. Соответствующие структуры обладают сверхпериодичностью, величина которой определяется числом элементарных ячеек, приходящимся на длину волны. Во многих случаях даже при значительной несоразмерности сеток слои 1 : 1 остаются плоскими, а кристаллы пластинчатыми.

У собственно серпентинов (имеющих Mg в качестве октаэдрических катионов) по указанному признаку выделяются хризотил, антигорит и лизардит, которые соответственно состоят из свернутых в трубки, волнообразных и плоских слоев. У Ni-серпентинов аналогом хризотила является пекораит, а аналогом лизардита — непуит. Аналог хризотила имеется, кроме того, у синтетических Co-серпентинов. Лизардит имеет своих аналогов также среди Fe- и Mn-серпентинов.

#### Номенклатура серпентинов в зависимости от катионов и морфологии слоев

Октаэдр.	Катионы		Слой	
	Тетраэдр.	Плоские	Волнообразные	Трубчатые
Mg	Si	Лизардит	Антигорит	Хризотил
Mg, Al	Si, Al	Амезит		
Ni	Si	Непуит		Пекораит
Ni, Al	Si, Al	Бриндлейит		
Fe	Si	Гриналит		
Fe, Al	Si, Al	Бертьерин		
Mn	Si	Кариопилит (?)		
Mn, Al	Si, Al	Келлнит		
Zn, Al	Si, Al	Фрепонтит		Синтетическая фаза
Zn, Mn, Mg	Si, Al	Баумит		
Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup>	Si, Fe <sup>3+</sup>	Кронштедтит		

Существовало представление, что образование цилиндрически-спиральных, волнообразных или плоскопараллельных слоев серпентинов зависит от содержания Al, одновременно замещающего Mg в октаэдрах и Si в тетраэдрах. С увеличением содержания Al размеры тетраэдрической и октаэдрической сеток слоя 1 : 1 сближаются, и поэтому естественно ожидать уменьшения радиусы изгиба слоев, приводящего сначала к переходу от цилиндрических и спирально завернутых слоев к волнообразным, а затем и к плоским слоям. Однако, как показали Уикс и Уиттекер [2], это не является решающим фактором, и фактически составы хризотилов, антигоритов и лизардитов перекрываются. Указанные изоморфные замещения играют определяющую роль, если осуществляются в значительных масштабах и особенно если в них, помимо Al, участвует Fe<sup>3+</sup>. В таких случаях возникают лишь плоские слои и пластинчатые кристаллы. Существенное увеличение содержания Al в серпентинах с плоскопараллельными слоями приводит к переходу от лизардита к амезиту, от гриналита к бертьерину, от непуита к бриндлейиту; катионы Al характерны также для келлиита и фрепонтита. Замещения с участием Fe<sup>3+</sup> приводят к образованию кронштедтита.

Важнейшее значение для характеристики структурно-минералогического разнообразия серпентинов имеют особенности взаимного расположения слоев, определяющие полиптипию этих минералов. Положения теории полиптипии серпентинов были сформулированы для случая плоских слоев (лизардитоподобных структур); исходя из них можно было судить о расположении слоев серпентинов из спирально-цилиндрических и волнообразных слоев.

В структурах серпентиновых минералов (как и в структурах каолиновых) взвешанные слои 1 : 1 обращены только в одну сторону своими тетраэдрическими сетками относительно октаэдрических и соединены через протоны H<sup>+</sup> гидроксильных OH свободной поверхности октаэдрической сетки, которые прилегают к атомам O поверхности оснований тетраэдров смежного слоя 1 : 1.

В этих условиях каждый слой 1 : 1 может иметь в фиксированной системе координатных осей  $a$ ,  $b$  шесть азимутальных ориентировок, при которых одна из осей  $a_i$ , изображенных на фиг. 40 ( $i = 1, \dots, 6$ ), параллельна оси  $a$ . Эти азимутальные ориентировки характеризуются смещениями  $s_i$  тетраэдрической сетки относительно октаэдрической, отсчитываемыми в проекции на плоскость  $ab$  между центром пустого октаэдра и центром Si-гексагона. Правила взаимного расположения соседних слоев 1 : 1 соблюдаются при разных смещениях  $t_k$  октаэдрической сетки следующего слоя относительно тетраэдрической сетки предыдущего слоя, имеющих те же значения, что и  $s_i$ , но с разной четностью индексов  $k$  и  $i$  для последующего слоя. Независимо от ориентировки слоев (четности  $i$ ) возможны еще три позиции второго слоя, характеризующиеся нулевым смещением  $t_0 = [0, 0]$  и смещениями  $\pm b/3$  по оси  $b$ , соответственно обозначаемыми  $t_+ = [0, 1/3]$ ,  $t_- = [0, -1/3]$ .

Любую последовательность сеток и слоев в структурах слоистых силикатов, по Звягину [11], можно описать соответствующей последовательностью символов  $s_i$ ,  $t_k$  так, чтобы направлению рассмотрения снизу вверх отвечало чередование символов слева направо. Таким образом, слой 1 : 1 задается символом  $s_i$ , пара смежных слоев — записью  $s_i t_k s_j$  и т. д.

При фиксированном исходном слое (например, с ориентировкой  $s_3$ ) следующий слой может занимать относительно него шесть позиций и иметь шесть ориентировок. Отсюда и получаются 36 вариантов пар смежных диоктаэдрических слоев 1 : 1. Если слои являются триоктаэдрическими, т. е. все октаэдры заселены катионами, то начало может быть выбрано в центре любого из них и, в частности, так, чтобы компонента по оси смещений  $s_i$  была бы равной нулю. Поэтому можно принять, что серпентиновые минералы построены из слоев лишь в двух ориентировках —  $s_3$  и  $s_6$ . В этих условиях возможны следующие 12 различных пар смежных слоев, описываемые символами  $s$  и  $t$  в форме  $s_i t_k s_j$ :

1. $s_3 t_0 s_3$	4. $s_3 t_2 s_3$	7. $s_3 t_0 s_6$	10. $s_3 t_1 s_6$
2. $s_3 t_+ t_3$	5. $s_3 t_4 s_3$	8. $s_3 t_+ s_6$	11. $s_3 t_3 s_6$
3. $s_3 t_- s_3$	6. $s_3 t_6 s_3$	9. $s_3 t_- s_6$	12. $s_3 t_5 s_6$

По взаимному расположению катионов смежных слоев, характеризующему совпадением их проекций на плоскость  $ac$ , эти пары подразделяются на шесть групп:

Группа	Пары	Наложение катионов	Группа	Пары	Наложение катионов
I	1, 2, 3	Si и Mg	IV	7, 8, 9	Si и Mg, Mg и Si
II	4, 5	Mg и Mg, $1/2$ (Si и Si)	V	10, 12	$1/2$ (Si и Si)
III	6	Mg и Mg, Si и Si	VI	11	Si и Si

Структуры поли типов, удовлетворяющие требованию однородного чередования слоев, формируются из пар, принадлежащих одной группе, при эквивалентности переходов от одного слоя к следующему.

#### Поли типные модификации серпентинов, согласно [1] \*

Группа		№	Последовательность пар	Полный символ (указан только один период, так что первая и последняя буквы идентичны)	Смещение начала координат за период повторяемости	Симметрия	Краткий символ поли типа (ЛS)
по Звягину [3, 4]	по Бейли [5]						
B	A	1	1.1	$s_6 t_0 s_6$	$-1/3, 0$	$Cm$	1M
		2	2.3	$s_3 t_+ s_3 t_- s_3$	$-1/3, 0$	$Cc$	2M <sub>1</sub>
		3	$\left\{ \begin{array}{l} 1.2.3 \\ 1.3.2 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} s_3 t_0 s_3 t_+ s_3 t_- s_3 \\ s_3 t_0 s_3 t_- s_3 t_+ s_3 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 0, 0 \\ 0, 0 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} P3_2 \\ P3_1 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 3T \\ 3T \end{array} \right.$
A	C	4	$\left\{ \begin{array}{l} 4.4.4 \\ 5.5.5 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} (s_3 t_2)_3 s_3 \\ (s_3 t_4)_3 s_3 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 0, 0 \\ 0, 0 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} R3 \\ R3 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 3R \\ 3R \end{array} \right.$
		5	4.5	$s_3 t_2 s_3 t_4 s_3$	0, 0	$P31c$	2T

Группа		№	Последовательность пар	Полный символ (указан только один период, так что первая и последняя буквы идентичны)	Смещение начала координат за период повторяемости	Симметрия	Краткий символ политипа (NS)
по Звягину [3, 4]	по Бейли [5]						
C	B	6	6.6	$S_3 t_6 S_3$	0,0	$P31m$	1T
		7	7.7	$S_3 t_0 S_6 t_0 S_3$	0,0	$Ccm2_1$	2O
		8	8.9	$S_3 t_1 + S_6 t_4 + S_3$	0, $-\frac{1}{3}$	$Cc$	2M <sub>2</sub>
D	D	9	(7.8.9) <sub>2</sub>	$S_3 t_0 S_6 t_0 - S_3 t_1 - S_6 t_0 S_3 t_1 + S_3$	0,0	$P6_5$	6H <sub>1</sub>
			(7.9.8) <sub>2</sub>	$S_3 t_0 S_6 t_1 + S_3 t_1 - S_6 t_0 S_3 t_1 - S_3$	0,0	$P6_1$	6H <sub>1</sub>
		10	10.10	$S_3 t_1 S_6 t_4 S_3$	0,0	$P6_3$	2H <sub>2</sub>
			12.12	$S_3 t_5 S_6 t_2 S_3$	0,0	$P6_3$	2H <sub>2</sub>
			(10.12) <sub>3</sub>	$(S_3 t_1 S_6 t_2)_3 S_3$	0,0	$R3c$	6R <sub>1</sub>
	12	11.11	$S_3 t_3 S_6 t_6 S_6$	0,0	$P6_3cm$	2H <sub>1</sub>	
Дополнительные политипы, обнаруженные экспериментально							
D	D	13	(12.12.11) <sub>2</sub>	$S_3 t_5 S_6 t_2 S_3 t_3 S_6 t_2 S_3 t_5 S_6 t_6 S_3$	0,0	$P3$	6T <sub>1</sub>
		14	(12.10.11) <sub>2</sub>	$S_3 t_5 S_6 t_4 S_3 t_3 S_6 t_2 S_3 t_1 S_6 t_6 S_3$	0,0	$P6_3$	6H <sub>2</sub>
		15	(11.10) <sub>3</sub>	$(S_3 t_3 S_6 t_4)_3 S_3$	0,0	$R3$	6R <sub>2</sub>

\* В таблице указаны образующие политипы последовательности пар, символические обозначения смещения начала координат за период повторяемости в нормальной проекции на плоскость  $ab$ , характеризующие ортогональность или косоугольность (в этом случае направление косоугольности) ячеек, симметрия и краткие символы типа  $NS$ , где  $N$  — число слоев на период повторяемости,  $S$  — буквенное обозначение симметрии ( $M$  — моноклиновая,  $H$  — гексагональная,  $O$  — ортогональная,  $R$  — ромбоэдрическая,  $T$  — тригональная).

Краткие символы  $NS$  удобны, но неоднозначны, поэтому используются дополнительные подстрочные индексы 1 и 2 (чтобы различать разные структуры  $2M$  или  $2H$ ). Однако и с ними краткие символы, в отличие от полных, обозначающих структуры через смещения  $s, t$ , не выражают конкретных особенностей расположения слоев.

Как следует из подробных символических обозначений, 12 серпентиновых политипов подразделяются на четыре группы, обозначенные Звягиным [3, 4] буквами  $A, B, C, D$ . Каждая из них характеризуется тем, что у соответственных смещений  $s, t$  принадлежащих им структур компоненты по оси  $a$  одинаковы. Поэтому объединяемые ими структуры имеют одинаковые проекции на плоскость  $XOZ$ , а в дифракционных картинах содержат одинаковые рефлексы  $h0l$ . В указанной проекции структуры  $A$  характеризуются однослойной ортогональной,  $B$  — однослойной моноклиновой,  $C, D$  — двухслойными ортогональными ячейками. Бейли в 1969 г. [5] использовал те же буквы для тех же слоев, но его обозначения совпали с обозначениями Звягина только для букв  $D$ .

В структурах групп  $A, B$  слои одинаково ориентированы, а в структурах групп  $C, D$  чередуются противоположно ориентированные слои. Структуры групп  $B, C$  отличаются от структур групп  $A, D$  тем, что компонента по оси  $a$  смещений  $t$  равна 0, что означает наложение в нормальной проекции на плоскость  $ab$  октаэдрических катионов вышележащего слоя на все атомы  $Si$  нижележащего. Из-за максимального отталкивания ближайших катионных плоскостей смежных слоев эти структуры энергетически менее выгодны, кроме того, у структур групп  $C$  налагаются атомы  $Si$  вышележащего слоя и октаэдрические катионы нижележащего слоя, и их формирование наименее вероятно.

Так как энергетические различия пар слоев групп II и III или V и VI невелики, то не исключена возможность существования структур, в которых одновременно с парами 4,5 или 10,12 содержались бы пары 6 или 11. Три такие структуры, обнаруженные экспериментально, приведены выше.

Из-за малых энергетических различий структур, принадлежащих к одной группе, в них вероятны нарушения, заключающиеся в смене одного порядка чередования слоев другим, характерным для другой структуры данной группы. Если такая смена происходит регулярно, то возникает новая упорядоченная структура. При неупорядоченных нарушениях структура уже не может характеризоваться каким-либо строгим периодом повторяемости слоев. Нару-

шения строгой повторяемости слоев сказываются лишь на рефлексах с  $k \neq 3n$  (или  $h-k \neq 3n$  в зависимости от выбора ортогональной или гексагональной ячейки), происходит размывание рефлексов в непрерывные диффузные полосы. Соответствующие структуры именуются полубеспорядочными и обозначаются теми же буквами *A*, *B*, *C*, *D*, что и группы упорядоченных структур, с которыми они имеют одинаковые проекции на плоскость *XOZ*. Эти четыре полубеспорядочные структуры также надо относить к политипному разнообразию серпентинов.

К настоящему времени наибольшее количество политипов и их сочетаний установлено для серпентинов с плоскопараллельными слоями [1—10] (см. соответствующие статьи).

#### Л и т е р а т у р а

1. Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 106.
2. Wicks F. J., Whittaker E. J. W. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt. 3. P. 227.
3. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. // Кристаллография. 1965. Т. 10. вып. 5. С. 635.
4. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 130.
5. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 6. P. 355.
6. Brindley G. W., Hang P. T. // Prepr. 1972 Intern. Clay Conf. Madrid, 1972. Vol. P 41.
7. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горишков А. И., Ермилова Л. П., Рудницкая Е. С. Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука, 1971. С. 192.
8. Hall S. H., Guggenheim S., Moore P., Bailey S. W. // Canad. Miner. 1976. Vol. 14 pt 3. P. 314.
9. Middleton A. P., Whittaker E. J. W. // Ibid. P. 301.
10. Bailey S. W. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L. Miner. Soc., 1980. N 5. P. 6.

#### ГРУППА МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СЕРПЕНТИНОВ

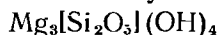
	Пр. гр.	Политип	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
Лизардит $Mg_3 [Si_2O_5] (OH)_4$	<i>P31m</i>	<i>1T</i>	5,31	9,20	7,31	90 00
Хризотил $Mg_3 [Si_2O_5] (OH)_4$	<i>Cc</i>	$2M_{c1}$	5,34	9,25	14,65	93 18
	<i>Cm</i>	$1M_{c1}$	5,35	9,25	7,33	94 12
	$Ccm2_1$	$2Or_{c1}$	5,34	9,25	14,63	90 00
Антигорит $Mg_3 [Si_2O_5] (OH)_4$	<i>Pm, P2/m</i>	—	$A \ m \cdot a_0/2 = m \cdot 2,55$	9,23	7,27	91 36
Амезит $Mg_2Al [SiAlO_5] (OH)_4$	<i>P6_3</i>	$2H_2$	5,307	9,195	14,068	90 15

В группу, кроме собственно серпентинов, включен амезит, содержащий  $Al_{-1}^{VI}$  и  $Al_{-1}^{IV}$  и рассматриваемый как крайний алюминиевый член изоморфного ряда лизардит—амезит; промежуточные члены этого ряда в природе редки но многие из них получены синтетическим путем.

#### Лизардит Lizardite

#### Хризотил Chrysotile

#### Антигорит Antigorite



Лизардит назван по местности Лизард на п-ове Корнуэлл, Англия [1], хризотил от греч. χρυσος (хризос) — золотой и τίλος (тилос) — волокно (Кобелл, 1834), антирит — по местности Антириорио, Пьемонт, Италия (Швейцер, 1840).

В дорентгеновский период минералогии выделить отдельные минералы было невозможно. При описании минералов подобного состава использовалось обычно название «серпентин» — serpentine, которое происходит от названия «змеевик» — serpentaria от лат. serpens — змея, впервые предложенного Агриколой в 1546 г. для породы, цветом и чешуйчатой поверхностью напоминающей змеиную кожу. Позднее серпентинами стали обозначать как породы, так и слагающие их минералы. В 1936 г. Лодочников [2] предложил использовать для пород название «серпентинит», а для минералов — «серпентин». Ввиду близости состава, свойств, условий образования и нахождения в природе, а также возможности индивидуализировать лизардит, хризотил и антигорит, по большей части болярных и по многим современным литературным данным, описание этих минералов дается совместно.

Синон. На основании внешних признаков многим серпентиноподобным образованиям ранее были присвоены специальные названия, частично используемые до последнего времени. Детальное изучение таких образований позволило показать их сложность, поликомпонентность или установить их принадлежность к одному из трех собственно серпентиновых минералов. Почти все эти названия являются излишними и устаревшими.

Адыгейт (адигейт) — adigeite — волокнистый серпентин, частично загрязненный примесями [3]; аквакрепит — aquacreptite (Шепард, 1868), по Фаусту и Фейхею [4] смесь хризотила и стивенсита; антиллит — antillite (Шепард, 1872), по Нада и Фаусту [5], смесь лизардита и хризотила, по Лазаренко и Вынар (1975), продукт изменения бронзита, близкий к девейлиту; асбест (асбест хризотилловый, хризотил-асбест, серпентин-асбест, асбест змеевиковый) — asbestos (chrysotile-asbestos, serpentine-asbestos, snake asbestos) — общий термин для волокнистых разновидностей хризотила; асбофит — asbophite — столбчатый серпентин, обнаруженный в Ильинском карьере Баженовского месторождения, СССР, по данным рентгеновского анализа близок к хризотилу [6]; балврайдит — balvraidite (Хеддл, 1880), по Лазаренко и Вынар (1975), алюмосиликат магния, близкий к серпентину; балтиморит — baltimoreite — пикролит серовато-зеленого цвета, с содержанием в шелковистым блеском из окр. Балтимора, шт. Мэриленд, США (Томсон, 1843), по Фаусту и Фейхею [4], смесь антигорита и хризотила, Михеев (1957) отнес балтиморит к существующим антигоритовым образованиям; бареттит — baretite — загрязненный серпентин (Бомбици, 1868), по Коуржимскому и Сатаве [7], антигорит, новые анализы соответствуют серпентину; бастит — bastite — ориентированные гомосеовые псевдоморфозы серпентина по пироксену (Хайдингер, 1845), по Уиттекеру и Зуссману [8], лизардит, позднее было показано, что псевдоморфозы по пироксену практически неотличимы от некоторых псевдоморфоз по амфиболу, оливину и флогопиту [9]; благородный змевик (благородный серпентин) — precious serpentine, noble serpentine — полудрагоценный поделочный камень, хорошо полирующийся, просвечивающий зеленым цветом разных оттенков; Bowenит (Боуэнит) — bowenite — массивный, тонкозернистый, яблочно-зеленый или зеленовато-белый, нефритоподобный серпентин из Смитфилла, США (Дана, 1850); бостонит — bostonite — хризотил-асбест из Канады (Дана, 1892); вебскит — webbsite — волокнистый серпентин (Браунс, 1887), по Фаусту и Фейхею [4], смесь лизардита или хризотила со стивенситом, что подтверждается кривыми ДТА [7]; Уильямс-ит — williamsite — пластинчатый яблочно-зеленый серпентин, образующий плотные массы с хлоритом, из шт. Пенсильвания, США (Шепард, 1823), по Фаусту и Фейхею [4], типичный антигорит; волокнистый серпентин — Faser-serpentin (fibrous serpentine) — хризотил (Грот, 1898); гамденит — hampdenite — антигорит из Хемпдена, шт. Массачусетс, США (Ро, 1906); гампширит — hampshireite — псевдоморфозы серпентина по оливину (Герман, 1849); гидрофит — hydrophite — плотный темно-зеленый серпентин с высоким содержанием воды (16,08% и FeO (22,73%), встречающийся в железистых рудах Таберга, Швеция (Сванберг, 1839), по Коуржимскому и Сатаве [7], хризотил, по Фронделу [10], железистый антигорит; гидрофорстерит — hydroforsterite — асбестоподобный продукт изменения форстерита, близкий к серпентину [3]; гимнит — gumnite — то же самое, что девейлит (Томсон, 1836); горная кожа (горная пробка, горное дерево) — mountain leather (mountain cork, mountain wood) — спутанноволокнистые образования серпентина, частично; девейлит — deweylite — серая или буроватая плотная аморфная разновидность серпентина, характеризующаяся повышенным содержанием воды (Эммонс, 1826), по Фаусту и Фейхею [4], смесь серпентина и стивенсита, по Бишу и Бридлли [11], смесь серпентина и минерала, близкого к тальку; дерматин — dermatine — серпентин, частично загрязненный примесями (Брайтваунт, 1830), по Кайер [12], антигорит; дженкинсит (енкинзит, пенкинзит) — jenkinsite (tenkynsit) — зеленовато-черные корки на магнетите из Монро, шт. Нью-Йорк, США, содержит ~20% FeO и 4% MnO (Шепард, 1852), по Фронделу [10], железистый антигорит; диаклазит (диаклаз) — diaclasite (Diaclas) — то же самое, что бастит (Брайтваунт, 1823); дупортит — duporthite — загрязненный примесями волокнистый серпентин (Коллинз, 1877); иддингсит — iddingsite — ярко-красные, коричневатые или желтые псевдоморфозы по оливину, обычно пластинчатый с сильным дупреломлением, богатый железом (Лаусон, 1893), по Лазаренко и Вынар (1975), серпентин, содержащий до 32% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по Хею (1955), неопределенный минерал, силикат железа, кальция и магния, возможно, смесь с глинистыми минералами, слюдами или хлоритами; ишкильдит — ishkylidite — грубоволокнистый голубовато-зеленый хризотил, обнаруженный близ д. Ишкильдио на Урале [13], по Артемову и Ковалеву [14], парахризотил; карачаит (карачайтит) — karachaitite (karachaitite) — волокнистый серпентин из месторождения Шаман-Беклеген (Карачаевское) на Северном Кавказе [15], по Фаусту и Фейхею [4], смесь хризотила и стивенсита; каристиолит — karystiolite — волокнистый серпентин (Лундстрем, 1874), по Лазаренко и Вынар (1975), хризотил; кифолит (куфолит) — kypholite (Kypholit) — массивный серпентин (Честер, 1896); кольскит — kolskite — белый серпентин с Кольского полуострова, СССР [3], по Соболеву [16], то же самое, что сунгулит; краснодарит — krasnodarite — коротковолокнистый хризотил [3]; лабит — labite — волокнистый желто-зеленый серпентин [15], близкий к хризотилу [17]; лейкоасбест (лейкасбест, лефкасбест) — leucoasbestos (Leukasbest, lefkasbestos) — обесцвеченный хризотил (Здарский, 1910); лейкотил — leucotile — светлый волокнистый хризотил (Хар, 1879); листоватый серпентин — foliated serpentine (Blätterserpentin) — антигорит; мармолит — Marmolith (marmolite) — тонколистоватый зеленый или белый серпентин с пер-

ламутровым блеском, обнаруженный в Хобокене, шт. Нью-Джерси, США (Нуттал, 1822), из двух образцов из Хобокена, изученных Уиттекером и Зуссманом [8], один оказался хризотилом, другой — лизардитом, аналогичные результаты получены Коуржимским и Сатавой [7], по Лазаренко и Вынар (1975), антигорит; мелоспит — *melospite* — массивный, яблочно-зеленый серпентин (Брайтхаупт, 1841); мелосарк — *melosark* — то же, что мелоспит (Кёхлин, 1933); метаксит — *metaxite* — грубоволокнистый (столбчатый) хризотил из рудника Цвейглер в Шварценберге, Саксония (ГДР), зеленовато-белого цвета, с перламутровым блеском, плохо расщепляющийся на тонкие волокна (Брайтхаупт, 1832), по Уиттекеру и Зуссману [8], также хризотил; микроантигорит — *microantigorite* — микрозернистый породообразующий антигорит (Лодочников, 1955); немафиллит — *neparhyllite* — тонколистчатый или волокнистый серпентин, содержащий 2.11%  $\text{Na}_2\text{O}$  (Фок, 1902), по Лазаренко и Вынар (1975), антигорит; неолит — *Neolith* (*neolite*) — загрязненный примесями серпентин (Ширер, 1848); нефрит Боуэна — *perphrite Bowen* — то же самое, что бовейт (по Даиа, 1892); нефритоид — *nefritoid* — темно-зеленый, плотный, полупросвечивающий однородный антигоритовый змеевик, развитый в местах гидротермальной переработки серпентинитов в Лопанском ущелье, Юго-Осетинская АО ГрузССР [18]; нигресцит — *nigrescite* — темно-зеленый или черный серпентин (Хорнштейн, 1867), по Чухрову [17], свежие образцы яблочно-зеленого цвета, на воздухе быстро чернеют; офикальцит (офикальцит) — *orphicalcite* — просвечивающий светло- или оливково-зеленый змеевик, состоящий из смеси серпентина и кальцита, используемый как поделочный камень (Броньяр, 1813), возможно, псевдоморфоза хризотила по бруситу или магнезиту; офит — *orphite* — по Плинию (77), поделочный камень, пятнистая зеленоватая окраска которого напоминает змею (от греч. *ὄφις* — офитес — змея), позднее название использовалось для обозначения серпентина; орозеит — *oroseite* — то же самое, что илдингсит (Амштутц, 1925); парасерпентин — *paraserpentine* (Вейншкен, 1905), по Лазаренко и Вынар (1975), контактовый серпентин; пельгамин — *pelhamine* — серпентин из Пельгама, шт. Массачусетс, США (Шепард, 1876), по Хею (1955), измененный хризотил; пикнотроп — *piknotrop* — загрязненный примесями серпентин (Брайтхаупт, 1831), по Коуржимскому и Сатаве [7], смесь антигорита и хризотила; пикролит — *Pikrolith* (*picrolite*) — от греч. *πικρός* (пикрос) — горький и *λίθος* (литос) — камень, грубоволокнистый (столбчатый) серпентин из Таберга, Швеция (Гаусманн, 1808), из трех образцов, изученных Фаустом и Фейхеом [4], один оказался антигоритом, а два других — лизардитом, по Уиттекеру и Зуссману [8], пикролит из Таберга является антигоритом, по Надя и Фаусту [5], антигорит или смесь антигорита с хризотилом, по Лазаренко и Вынар (1975), антигорит; пикросмин — *picrosmine* — волокнистый серпентин (Хайдингер, 1824), по Уиттекеру и Зуссману [8], антигорит, по Коуржимскому и Сатаве [7], антигорит или смесь антигорита и хризотила, по Лазаренко и Вынар (1975), хризотил; пироидезин — *pyroidesine* — жильный серпентин (Шепард, 1872); порцеллофит — *porcellorphite* — светлый фарфоровидный (от итал. *porcellana* — фарфор) серпентин из Мидлтауна, шт. Пенсильвания, США (Дана, 1868), по Надя и Фаусту [5], смесь хризотила и лизардита; псевдогимнит — *pseudogimnite* (Замбонини, 1908), по Чухрову [17], светло-желтый гипергенный минерал, по составу близкий к серпентину; псевдодевейлит — *pseudodeweylite* — то же, что псевдогимнит (Замбонини, 1908); радиотин — *radiotine* — радиально-лучистый серпентин (Браунс, 1904); ретиналит — *retinalite* — массивный медово-желтый или оливково-зеленый смолоподобный (от греч. *ῥητινῆ* — ретинэ — смола) серпентин (Томсон, 1836), по Фаусту и Фейхею [4], клинохризотил или смесь клинохризотила и лизардита; риколит — *ricolite* — торговое название мексиканского серпентина (по Лазаренко, Вынар, 1975); рокландит — *rocklandite* — то же, что серпентин (Хей, 1955); сангяшм (Санг-и-яшм) — *Sang-i-yashm* — тонковолокнистый плотный темно- и светло-зеленый поделочный серпентин, добываемый в долине р. Кабул в Афганистане (Мак-Магон, 1890); сателит — *satelite* — серпентиновый кошащий глаз, торговое название американского поделочного волокнистого серпентина (по Лазаренко, Вынар, 1975); серпофит — *serporphite* — термин предложен Лодочниковым в 1933 г. [2] для минерала, слагающего офиты (сокр. от серпентино-офит); спадаит — *spadaite* — сплошной серпентин, частично (Робелл, 1843), по Лазаренко и Вынар (1975), стивенсит; стеатонд — *steatoid* — псевдоморфоза серпентина по оливину из Снарума, Норвегия (Глокер, 1829), по Уиттекеру и Зуссману [8], лизардит с небольшой примесью хризотила; сунгулит — *sungulite* — псевдоморфоза серпентина по слюде, в основном лизардита по флогопиту [19], сунгулит из района оз. Сунгуль на Урале кремевый, чешуйчатый, возможно присутствие примесей вермикулита, сепиолита [20]; тангиваит — *tangiwaite* — ярко-зеленый благородный серпентин из Новой Зеландии (Берверт, 1879); термофиллит — *termorphyllite* — серебристо-белый чешуйчатый серпентин из Хопансуо, Финляндия (Норденшельд, 1855), по-видимому, близок к сунгулиту, по Лазаренко и Вынар (1975), антигорит; траверсит — *traversite* — то же, что илдингсит (Амштутц, 1925); форхаузерит — *Vorhauserit* — бурый или зеленовато-черный массивный серпентин из Тироля, Австрия, близок к ретиналиту (Кеннгот, 1856), по Коуржимскому и Сатаве [7], хризотил; цеблитцит — *zöblitzite* — серый или желтоватый загрязненный примесями серпентин из Цеблицца, Чехословакия (Френзел, 1874); церматтит — *zermattite* — спутанноволокнистый серпентин, Церматт, Швейцария (Норденшельд, 1848), по Лазаренко и Вынар (1975), антигорит; швейцерит — *schweizerite* — воскоподобный зеленовато-желтый серпентин (Мерц, 1861), по Хею (1955), антигорит, по Фаусту и Фейхею [4], швейцерит из месторождения Доньца, Румыния.

является лизардитом, по Уиттекеру и Зуссману [8], образцы из Швейцарии — хризотил; шиллершпат (шиллерштейн) — schiller-spat (Schillerstein) — то же, что бацит (Хейер, 1786); энфит (енофит) — enophite (Шрауф, 1882); эйзенгимнит — Eisengymnit (Хатл, Таусс, 1887), по Дана (1892), загрязненный девелил; Ю-Ен-Ши — Yu-Yen Shi — светло-зеленый поделочный серпентин из Маньчжурии, Китай [8].

**Характ. выдел.** Плотные массы: чешуйчатые (антигорит), пластинчатые (лизардит) и тонковолокнистые (хризотил) агрегаты; изредка глиноподобные скопления [21]; слагают прожилки и почти мономинеральные породы — серпентиниты, или змеевики; образуют псевдоморфозы по оливину, пироксену, слюде и другим магнезиальным минералам, часто с сохранением их внешних форм.

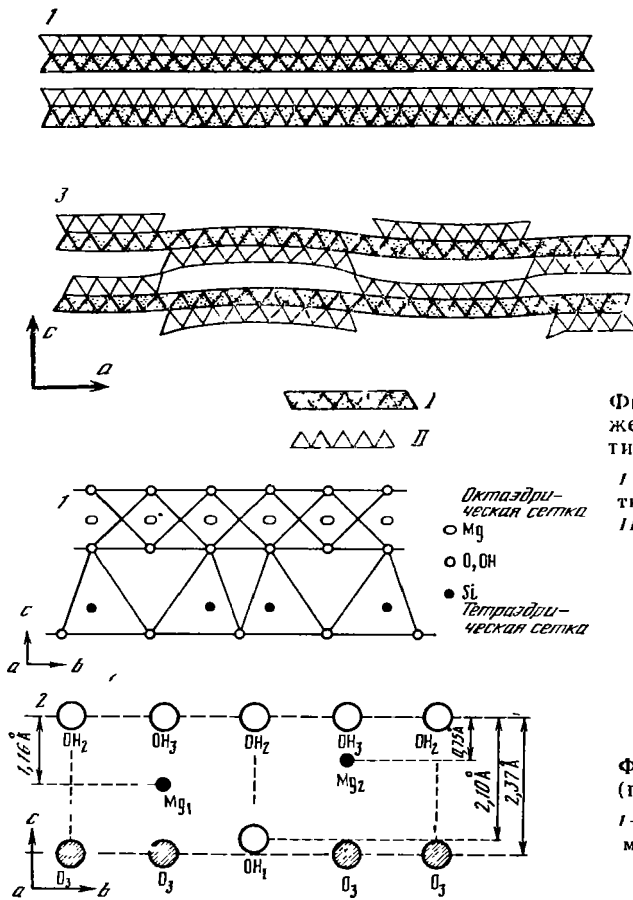
**Структ. и морф. крист.** Макроскопически видимых кристаллов обычно не образуют. Электронно-микроскопические наблюдения показали, что для хризотила типичны трубчатые кристаллиты диаметром 100—300 Å; для лизардита и антигорита характерны тонкие пластинки [22, 23].

В структуре магнезиальных серпентинов между октаэдрическими и тетраэдрическими сетками существует некоторая несообразность, которая чаще всего выражается в виде  $b_{\text{окт}} > b_{\text{тетр}}$  ( $b$  для идеальной октаэдрической сетки, заселенной магнием, составляет 9,45 Å, а для идеальной кремнекислородной тетраэдрической — 9,15 Å), хотя в действительности несоответствие размеров не ограничивается только параметром  $b$ , оно касается также и параметра  $a$  [24]. В соответствии с компенсацией этой несообразности тремя различными способами структурные слои серпентинов могут быть плоскими, цилиндрически-изогнутыми и волнообразными (фиг. 41) [25—28].

В структуре лизардита (фиг. 42) слои плоскопараллельны, несообразность преодолевается посредством смещения атомов от идеальных позиций [29—31]. Для лизардита из Побужья, Украина (формула  $(\text{Mg}_{2,6}\text{Fe}_{0,1}^{2+}\text{Fe}_{0,1}^{3+}\text{Al}_{0,1})[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ , параметры элементарной ячейки  $a_0=5,304$ ,  $c_0=7,256$  Å, пр. гр.  $P31m$ ), установлен [30] дитригональный разворот тетраэдров  $\alpha \approx 3^\circ$  в направлении гексагональной плотнейшей упаковки анионов, что, по мнению авторов, свидетельствует о сильных водородных связях между слоями 1 : 1; длина водородных связей 2,93, 2,97 Å. По данным Меллини [32, 33], угол разворота тетраэдров может принимать как положительные, так и отрицательные значения в зависимости от того, смещается ли мостиковый кислород по направлению к октаэдрическим катионам этого же слоя или от них. В частности, для лизардита 1Т из Коли, Италия (формула  $(\text{Mg}_{2,82}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Al}_{0,09})[(\text{Si}_{1,94}\text{Al}_{0,06})\text{O}_5](\text{OH})_4$ ,  $a_0=5,325$ ,  $c_0=7,259$  Å, пр. гр.  $P31m$ ),  $\alpha = -1,7^\circ$ , а для лизардита 2Н<sub>1</sub> (формула  $(\text{Mg}_{2,83}\text{Fe}_{0,05}^{2+}\text{Al}_{0,10})[(\text{Si}_{1,93}\text{Al}_{0,07})\text{O}_5](\text{OH})_4$ ,  $a_0=5,318$ ,  $c_0=14,541$  Å, пр. гр.  $P6_3cm$ )  $\alpha = +6,4$  [32]; для лизардита 1Т из долины Сиссоне, Италия (формула  $(\text{Mg}_{2,79}\text{Fe}_{0,04}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{0,07})[(\text{Si}_{1,83}\text{Al}_{0,17})\text{O}_{5,33}](\text{OH})_{3,34}$ ,  $a_0=5,332$ ,  $b_0=9,235$ ,  $c_0=7,233$  Å, пр. гр.  $P31m$ )  $\alpha = -3,5$  [33]. Уменьшению несообразности сеток способствует изоморфное замещение Mg и Si на Al и Fe<sup>3+</sup> [34, 35]. Согласно теоретическим расчетам Черноски [36], плоские сетки будут лучше всего соответствовать друг другу при вхождении в тетраэдры и октаэдры 0,5 атома Al на удвоенную формулу; в этом случае для тетраэдрической сетки  $a_0=5,35$ ,  $b_0=9,26$  Å, для октаэдрической  $a_0=5,37$ ,  $b_0=9,30$  Å.

У хризотила несообразность сеток преодолевается закручиванием слоев, что приводит к образованию цилиндрической структуры; при этом тетраэдрическая сетка находится всегда с внутренней (вогнутой) стороны слоя, а октаэдрическая — с внешней (выпуклой). Чаще всего наблюдаются слои, свернутые в виде замкнутых цилиндров («трубка в трубке») или рулонов, встречаются конусо- и винтообразно свернутые слои [23, 37, 38]. Кроме того, они могут быть не полностью замкнутыми.

В зависимости от величины угла  $\beta$  различают ортохризотил (orthochrysotile) с  $\beta = 90^\circ$  и клинохризотил (clinochrysotile) с  $\beta$  около  $93^\circ$  [39]. Ядо [40] с помощью электронной микроскопии высокого разрешения получил наглядные изображения структуры хризотила и показал, что значение угла  $\beta$  у клино-



Фиг. 41. Схематическое изображение слоев в структуре серпентитов (по Левин и Веблену)

1 — lizardit; 2 — хризотил; 3 — антитортит; 1 — октаэдрическая сетка; II — тетраэдрическая сетка

Фиг. 42. Структура lizardита (по Цервеллу и Макуэту)

1 — идеальная; 2 — расположение атомов в неидеальном октаэдрическом слое

хризотила колеблется в пределах 0,5—1 для различных волокон. В структурах орто- и клинохризотила слои закручены вдоль оси  $a$ , т. е. ось «трубки» совпадает с  $a$ . Иногда закручивание слоев происходит вдоль оси  $b$ ; по этому признаку выделяется так называемый парахризотил (*parachrysotile*) [41].

Следует отметить, что кривизна слоев в реальной цилиндрической структуре компенсирует несоразмерность октаэдрических и тетраэдрических сеток лишь частично. Идеальный для компенсации радиус кривизны, вычисленный Уиттекером [42], равен 88 Å, в то время как средний внутренний радиус реальных трубчатых кристаллитов хризотила, согласно Ядо [23, 37], составляет 35—40 Å, а внешний — 140—150 Å. Поэтому в структуре хризотила, по-видимому, тоже происходит (но в меньшей степени) смещение атомов относительно идеальных позиций, как и в структуре lizardита [24, 29]. Частично это подтверждается существованием переходных между lizardитом и хризотилом структур. Например, Варлаковым [43] описан серпентин (условно названный им хризотилоидом) со структурой, переходной от lizardита к клинохризотилу. Сочетание структур lizardита и хризотила характерно для хризотила Повлен-типа (*Povlen type chrysotile*) — Повлен-хризотила (*Povlen-chrysotile*), впервые описанного в 1964 г. Крстановичем и Павловичем [44]. Согласно Миддлетону и Уиттекеру [45], ядро его кристаллитов представлено цилиндрически закрученными слоями и соответствует обычному (нормальному) хризотилу, а периферия — полигонально расположенными плоскими слоями, характерными для lizardита. Кресси и Зуссман [46] наблюдали полигональные поперечные сечения волокон этого минерала под электронным микроскопом и предложили для него название полигональный серпентин (*polygonal serpentine*). Меллини [47] на примере образцов полигонального серпентина из сер-



пентинитов Балангеро, Италия, выявлены особенности перехода плоских слоев к закрученным: во внешней части волокна слои обычно расположены плоскопараллельно на одинаковом расстоянии ( $\sim 7 \text{ \AA}$ ) друг от друга, в местах перегибов они резко меняют направление (примерно на  $15^\circ$ ); во внутренних же частях, вблизи хризотилового ядра, перегибы становятся менее резкими, слои изгибаются и частично закручиваются на краях. По мнению автора [47], хризотиловое ядро действует как зародышевый центр для полигональной структуры. Отличительной чертой волокон хризотила Повлен-типа является их гораздо большие размеры по сравнению с волокнами обычного хризотила [47—49]. Так, в образцах «бочонковидного» серпентина из Киембаевского месторождения на Урале полигональность наблюдается только на «бочонках» с диаметром более 1000—1500  $\text{\AA}$ ; у кристаллитов с меньшим диаметром (200—500  $\text{\AA}$ ), близких к трубкам обычного хризотила, она не отмечена [49]. Диаметр отдельных волокон Повлен-хризотила, обнаруженного в провинции Сычуань в Китае, достигает 2000  $\text{\AA}$  [50].

Полигональный серпентин (его ядро) может быть сложен как орто-, так и клинохризотилом. В частности, анализ микродифракционных картин образцов «бочонковидного» серпентина показал присутствие в них в основном ортохризотила с параметрами  $a_0=5,3$ ,  $b_0=9,2$ ,  $c_0=14,35 \text{ \AA}$ ,  $\beta=90^\circ$  [49]. Описан также парахризотил Повлен-типа из месторождения Джеффри, Канада [51].

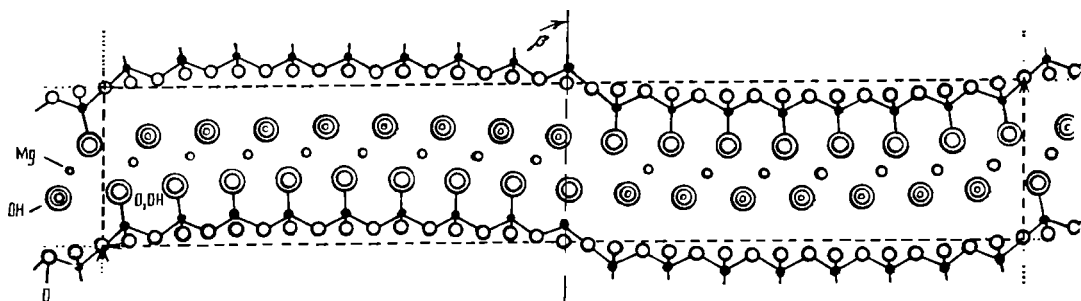
Непосредственный переход лизардита в хризотил (закручивание лизардитовых пластинчатых кристаллитов в трубки) наблюдался в образцах из гипербазитовых массивов на Украине и на Урале [52, 53]. Экспериментальное изучение механизма образования волокон хризотила по оливину в гидротермальных условиях показало [54], что на зерне оливина сначала растет пластинчатый серпентин, который в дальнейшем закручивается в трубку.

В структурах лизардита и хризотила возможны различные варианты последовательности и взаимного расположения налегающих друг на друга слоев, что приводит к существованию большого количества политипов [26, 55—57]. Своеобразие структуры каждого политипа зависит от числа слоев на период повторяемости и симметрии образуемой последовательности [55] (см. «Структура типа серпентинов»). Использование обозначений, принятых для политипов, делает излишними многие ранее употреблявшиеся названия. Например, шестислойный серпентин с Шетландских островов, Великобритания (известный также как ортоантигорит (orthoantigorite) [58], серпентин типа Унста (Unst type serpentine), унстит (unstitute) [59—61] и ортогексагональный серпентин (orthohexagonal serpentine) [62]) является шестислойным политипом лизардита — лизардит  $6T_1$  [26, 29, 63]. Точное расположение слоев в структуре этого минерала установлено Холлом с соавторами [61]. Наиболее распространенным в природе политипом лизардита является лизардит  $1T$ , более редкие представлены лизардитом  $2H_1$ ,  $6T_1$  [56]. Кроме того, по данным Звягина [26], экспериментально установлены следующие полубеспорядочные политипы:  $A$ ,  $1T+B$ ,  $1T+D$ ,  $A+D$ .

Для политипов хризотила характерны периоды повторяемости в один и два слоя. Вследствие изгиба слоев с разным радиусом кривизны последовательные слои уже не могут соседствовать друг с другом с сохранением связей O—OH, как в лизардите. По данным Уикса и Уиттекера [29], для хризотила имеет место согласование «выступов» поверхности двух соседних слоев, из-за чего между ними существует сдвиг порядка  $a/13$ . В связи с этим следует отличать политипы цилиндрически изогнутых структур от политипов плоскослойных структур, помечая краткие символы первых дополнительным индексом  $c$  (первая буква термина cylindrical staking):  $1M_{c1}$ ,  $1M_{c2}$ ,  $2M_{c1}$ ,  $2Or_{c1}$  [24]. Эти политипы относятся к хризотилам с осью трубок, параллельной оси  $a$ . Моноклинные политипы различаются углами  $\beta$ : при периоде в один слой ( $1M_{c1}$  и  $1M_{c2}$ ) —  $\beta_1=94,1^\circ$ ,  $\beta_2=92,5^\circ$ , а при периоде в два слоя ( $2M_{c1}$ ) —  $\beta=93,3^\circ$  [26]. Наиболее распространенным в природе является политип  $2M_{c1}$ . У моноклинных модификаций все слои ориентированы одинаково, а у поли-

типа  $2Or_{c1}$  чередуются слои с противоположной ориентировкой и имеют место относительные сдвиги слоев противоположного знака [26].

Согласно Звягину [26], расположение слоев в клинохризотилах можно приближенно считать одинаково характерным для структур  $A$  и  $B$ , а структуру ортохризотила можно с равным основанием рассматривать как результат искажений структуры  $D$  или структуры  $C$ . Однако на картинах микродифракции для хризотила  $2Or$  наблюдались явные признаки структур  $D$  и сочетаний структур  $A+D$  и не фиксировались признаки структур  $C$  [64]. Полученные данные [64] указывают на возможность сочетания в одном трубчатом кристаллите разных последовательностей слоев, а также слоев с разной азимутальной



Фиг. 43. Структура антигорита (по Кунце)

ориентировкой. Наблюдались сочетания клино- и ортохризотила с парахризотилом. У клинохризотиллов направление оси трубки не всегда строго совпадало с осью  $a$ , отклоняясь от него на несколько градусов, а иногда для одной трубки фиксировалось несколько таких направлений [26]. Чередование клино- и ортохризотила в пределах одного кристаллита наблюдалось непосредственно с помощью высокоразрешающей электронной микроскопии [65].

Политипные модификации парахризотила до конца не изучены. Высказано лишь предположение, что в его структуре слои имеют относительные смещения, кратные  $b/6$  [26]. Повлен-хризотил представляет собой сочетание политипов  $2M_1$  и  $2H_1$  соответственно с политипами  $2M_{c1}$  и  $2Or_{c1}$  [45, 46].

Для антигорита характерен волнообразный изгиб слоев (фиг. 43) [66, 67]. При этом расположение тетраэдрических и октаэдрических сеток периодически меняется на противоположное, но тетраэдрическая сетка всегда остается на вогнутой стороне слоя, а октаэдрическая — на выпуклой, как и в структуре хризотила. В волнообразной структуре, в отличие от цилиндрической, достигнуть своего идеального (для компенсации несоизмерности сеток) радиуса кривизны теоретически может каждый слой. Однако наблюдаемый радиус, как правило, меньше идеального [24]. Структура антигорита обладает сверхпериодичностью, характеризуемой числом элементарных ячеек на длину волны. Впервые полученное значение параметра сверхрешетки  $A$  составляет  $43,5 \text{ \AA}$  [68]. В дальнейшем было установлено, что параметр сверхрешетки может колебаться от  $16$  до  $110 \text{ \AA}$  (наиболее часто он находится в пределах  $33\text{--}44 \text{ \AA}$ ) [21, 35, 67, 69—71]. Результатом изменения направления изгиба слоев является систематический «пропуск» катионов магния и гидроксильных групп в точках инверсии, поэтому структурная формула антигорита несколько отличается от идеальной формулы серпентинов. Например, по данным Уикса [24], формула антигорита с  $A=43,3 \text{ \AA}$   $Mg_{4n}Si_3O_{8n}(OH)_{6,2}$ , или сокращенно (для сравнения с удвоенной идеальной формулой серпентина)  $Mg_{5,65}Si_4O_{10} \times (OH)_{7,29}$ . Кунце [67] вывел общую структурную формулу антигоритов с различными периодами сверхрешетки:  $m[Mg_{3(m-1)/m}Si_2O_5(OH)_{2(2m-3)/m}]$ , где  $m$  — число тетраэдров на элементарную ячейку. Предложен [71] и другой вариант общей структурной формулы:  $Mg_3Si_{2(1+1/2n)}O_{5(1+1/2n)}(OH)_{4-n}$ , где  $n=A/a$ . Для сопоставимости результатов расчета формул антигоритов по их химиче-

скому составу выведена [35] средняя (удвоенная) формула:  $Mg_{5,626}Si_3O_{10}(OH)_{7,453}$ , но применение ее в достаточной степени условно. Хей [72] описал метод расчета формулы, связывающий объем элементарной ячейки и плотность минерала, но последнюю величину практически определить трудно.

Вхождение  $Fe^{2+}$  в октаэдры приводит к увеличению параметров  $b_0$  антигорита:  $b_0(\text{Å}) = 9,24 + 0,25Fe^{2+} (Mg + Fe^{2+})$ ; кроме того, повышенное содержание  $Fe^{2+}$  способствует, вероятно, уменьшению радиуса кривизны слоев и периода сверхрешетки [71]. График зависимости  $b_0$  от железистости приведен в работе Штейнберга и Чащухина [73]. По данным Звягина [26], структура антигорита соответствует политипам группы А. Непосредственные наблюдения волнообразно изогнутых слоев антигорита методом высокоразрешающей электронной микроскопии выявили некоторые колебания длины волны изгиба в пределах одного микрокристалла [40]. Кроме того, этим методом обнаружен серпентин, структура которого представляет собой сочетание структур лизардита и антигорита, т. е. наблюдался периодический волнообразный изгиб плоскопараллельных слоев [28, 74].

Характерная линия рентгенограмм серпентинов (так же как и каолинита, хлоритов) 001 при 7,3 Å. Лизардит и хризотил дают сильную линию 060 около 1,535 Å, причем другие сильные рефлексы вблизи нее не отмечаются. Рентгенограмма антигорита обычно содержит больше линий и они более четкие; рядом с рефлексом 060 при 1,541 Å наблюдаются рефлексы при 1,563 и 1,534 Å, что дает возможность отличить антигорит от хризотила и лизардита. Наиболее распространенные политипы хризотила ( $2M_{c1}$  и  $2Or_{c1}$ ) и лизардита (1T) лучше всего различаются в диапазоне 2,60—1,96 Å [24]: межплоскостные расстояния линий 201, 202, 203 и 204 хризотила  $2M_{c1}$  отличны от хризотила  $2Or_{c1}$ ; у лизардита 1T отсутствуют линии 203 и 205. Межплоскостные расстояния, позволяющие различать наиболее распространенные политипы хризотила и лизардита [24]:

Хризотил $2M_{c1}$	Хризотил $2Or_{c1}$ (и лизардит $2H$ )	Лизардит 1T	Хризотил $2M_{c1}$	Хризотил $2Or_{c1}$ (и лизардит $2H$ )	Лизардит 1T
<i>hkl</i>	<i>hkl</i>	<i>hkl</i>	<i>hkl</i>	<i>hkl</i>	<i>hkl</i>
2,614	201		2,301	040	040
2,590	201		2,280	203	
2,548	202		2,214	204	
2,497	202	201	2,148	204	202
2,454	202		2,094	204	
2,438	006	006	1,966	205	
2,332	203				

**Физ. св. и физ.-хим. константы.** Сп. наблюдать сложно, по данным Дири и соавторов [75], у лизардита и антигорита совершенная по (001). Уд. в 2,3—2,7; у антигорита обычно несколько выше, чем у хризотила и лизардита. Для практически чистого синтетического хризотила — 2,585, для лизардита — 2,601 [36]. Уд. в. серпентинов зависит от содержания железа, например 2,635 — для антигорита с 1,19%  $Fe_2O_3$  и 3,73% FeO и 2,701 — для антигорита с 0,65%  $Fe_2O_3$  и 6,79% FeO [76].

Теоретическая плотность хризотил-асбеста, вычисленная, исходя из предположения, что он представляет собой максимально уплотненные полые трубки, 1,9 [75]. В связи с этим предполагается заполнение полостей трубок и пространства между ними в природных образцах хризотил-асбеста мельчайшими частицами плоскослойного серпентина или адсорбированной водой [40, 75, 77, 78], но этот вопрос еще не решен окончательно.

Цв. зеленый (от светлого до темного), голубовато-зеленый, желтый, коричневый; безжелезистые разности — серые, белые. Черная окраска отдельных образцов обусловлена примесями хромита, магнетита, титаномагнетита. Черта белая. Бл. жирный, у хризотил-асбеста шелковистый. Плотные разности просвечивают по краям. В сплошных массах наблюдается раковистый или занозистый излом. Хризотил-асбест при механическом воздействии распадается на

отдельные волокна, длина которых может достигать 10—12 см при очень малом (100—300 Å) диаметре поперечного сечения, сопоставимого с диаметром трубчатых кристаллитов.

Для хризотил-асбеста большое значение имеют некоторые физико-механические свойства, важные для его промышленного использования. Одним из основных таких свойств является прочность на разрыв. На нее сильно влияет изогнутость хризотиловых волокон: у волокна, изогнутого один раз, она снижается в 1,5 раза (в частности, у баженовского — от 317 до 210 кг/мм<sup>2</sup>, у ильчирского — от 279—387 до 216—236 кг/мм<sup>2</sup>), при четырех-пяти изгибах — в 2—4 раза [79]. Кроме того, прочность на разрыв увеличивается при уменьшении длины и толщины волокон [80]. В зависимости от прочности на разрыв выделяются три основные разновидности хризотил-асбеста: нормальный (прочный или эластичный), полумомкий (пониженной прочности) и ломкий [81, 82]. Наиболее низкой прочностью обладают выветрелые разности [82, 83].

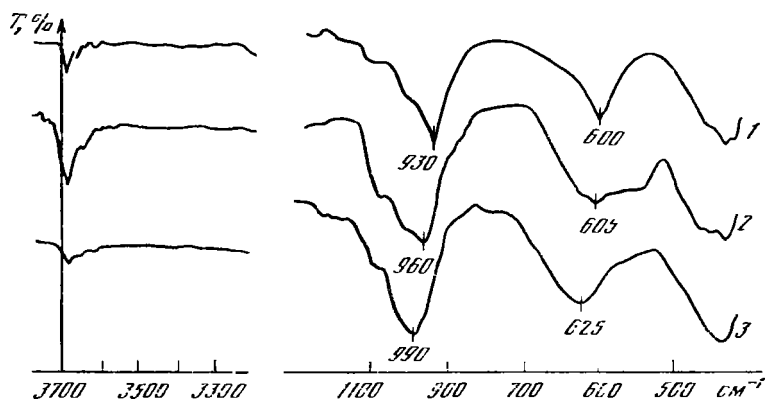
Другим важным физико-механическим свойством хризотил-асбеста является упругость. Исследования, выполненные Перлиным [84] на примере хризотил-асбеста из месторождений СССР, показали, что модуль Юнга ( $E$ ) для волокон с площадью поперечного сечения 0,01 мм<sup>2</sup> в среднем равен (1,6—1,8)  $\times 10^{-6}$  кг/см<sup>2</sup>; изменения упругости для асбестов различной прочности не установлены. Модуль сдвига ( $G$ ) у ломких асбестов значительно выше, чем у нормальных, кроме того, он зависит от толщины волокон. Для наиболее тонких волокон (диаметр поперечного сечения 0,1 мм и менее) хризотил-асбеста нормальной прочности  $G$  составляет 1200—1600 г/мм<sup>2</sup>, для полумомкого — 2100—2200, для ломкого — 3000—4500 г/мм<sup>2</sup>; при увеличении диаметра волокна (до 0,5 мм и более) значения  $G$  уменьшаются до 80—400 г/мм<sup>2</sup> для всех разновидностей асбеста [84].

Для оценки волокна как компонента асбестоцементных изделий очень важны свойства асбестовой суспензии, определяющиеся в первую очередь электрокинетическим потенциалом асбеста на границе с водой и различными растворами, а также величиной его удельной поверхности. Электрокинетический потенциал асбеста на границе с водой может быть как положительным (+14 мВ для асбеста нормальной прочности из Баженовского месторождения), так и отрицательным (—10 мВ для асбеста пониженной прочности из Джетыгаринского месторождения); на границе с насыщенным раствором Са(ОН)<sub>2</sub> он больше (+45 мВ для нормального асбеста из Баженовского месторождения), чем на границе с водой [80]. Удельная поверхность у баженовского асбеста нормальной прочности колеблется в пределах 15—22 м<sup>2</sup>/г, у асбеста пониженной прочности из Джетыгаринского и Кiemбаевского месторождений она составляет 27—40 м<sup>2</sup>/г [80, 85].

Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) хризотил-асбеста находится в пределах 7,8—9,1 для ломких разновидностей и 12,0—16,0 для нормальных (электрическое поле ориентировано перпендикулярно оси волокна) [86]. Об электрических свойствах хризотил-асбеста см. также [87]. Для канадского хризотила определена парамагнитная восприимчивость: (1,9—3,5)  $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS [88]. Для плотных антигоритовых серпентинитов Пело-Мало (Куба) измерены упругие модули (в кг  $\cdot$  см<sup>-2</sup>  $\cdot 10^{-5}$ ): Юнга ( $E$ ) от 6,08 до 8,16; сдвига ( $G$ ) 2,50—3,35; сжимаемости ( $K$ ) 3,38—5,04 [89].

Хризотил-асбест в ультрафиолетовом свете (365 нм) обычно дает яркую белую люминесценцию разной интенсивности, иногда на фоне белого цвета заметны различные оттенки; у ряда образцов люминесценция не наблюдается. Яркое свечение дают наиболее прочные асбестовые волокна [90]. Люминесценция асбеста часто сохраняется и после прокаливания до 600°; образцы, прокаленные до 720°, не люминесцируют. Экспериментально установлено, что волокна асбеста нормальной прочности способны люминесцировать после обработки соляной кислотой при 100—110° [86]. Спектр фотолюминесценции хризотила [91] содержит две широкие полосы излучения: одна из них шириной 1500—2000 см<sup>-1</sup> имеет максимум в области 720—730 нм, другая — шириной

около  $4000\text{--}5000\text{ см}^{-1}$  — в области  $550\text{--}590\text{ нм}$ . В спектре возбуждения полосы  $730\text{ нм}$  в одном из образцов присутствуют полосы поглощения  $385, 428, 460, 560, 680\text{ нм}$ , которые по своему характеру и положению в спектре отвечают тетраэдрически координированным ионам  $\text{Fe}^{3+}$ . Спектр возбуждения полосы  $570\text{ нм}$  представлен очень широкой ( $\Delta\nu \approx 8500\text{ см}^{-1}$ ) полосой поглощения  $380\text{ нм}$  со ступенькой при  $330\text{ нм}$ . Полоса люминесценции  $550\text{--}590\text{ нм}$  исчезает после прокаливания образцов в течение 1 ч при  $300^\circ$  [91]. Спектр фотолюминесценции, по данным Бахтина [91—93], может служить доказательством существования изоморфного замещения магния в октаэдрах на  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ , а кремния в тетраэдрах — на  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , компенсация за-



Фиг. 44. ИК-спектры серпентинов (получены в лаборатории ИК-спектроскопии ИГЕМ АН СССР)

1 — лизардит, Побужье, УССР; 2 — хризотил; 3 — антигорит, Булдымское месторождение, Урал

рядов при этом происходит как за счет образования дырочных центров  $\text{AlO}_4^-$  и  $\text{FeO}_4^-$ , так и за счет образования парных центров  $(\text{FeO}_4^- - \text{Fe}^{3+})$  ионов  $\text{Fe}^{3+}$ , один из которых находится в тетраэдрической сетке, а другой — в октаэдрической, связываясь с первым через вершинный кислород тетраэдра  $\text{FeO}_4$ .

ИК-спектры серпентинов (фиг. 44) характеризуются интенсивными полосами в области  $1100\text{--}900\text{ см}^{-1}$ , которые соответствуют антисимметричным колебаниям связей  $\text{Si—O}$ ; в области  $700\text{--}400\text{ см}^{-1}$  наблюдаются две полосы с основными максимумами  $440\text{ см}^{-1}$  и близ  $600\text{ см}^{-1}$ , соответствующие деформационным колебаниям связей  $\text{Si—O}$  и  $\text{Si—O—Me}$ ; валентные колебания входящих в структуру минерала групп  $\text{OH}$  характеризуются максимумами  $3685$  и  $3640\text{ см}^{-1}$  [94—97].

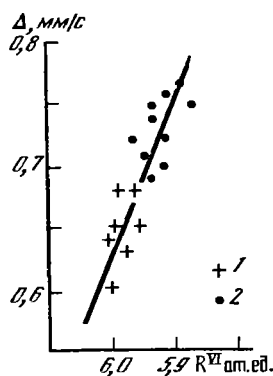
Для серпентинов из Тейского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау) выявлены очень слабые широкие пики в области водородных связей ( $3430\text{--}3452\text{ см}^{-1}$ ) [98].

ИК-спектры антигорита, хризотила и лизардита имеют некоторые отличия [94, 96, 99—101]. Для антигорита в области валентных колебаний  $\text{Si—O}$  диагностическими являются полосы  $1205\text{--}1210$  и  $985\text{--}995\text{ см}^{-1}$  [94, 97, 100], для хризотила — широкая слабая полоса  $1015\text{--}1020\text{ см}^{-1}$  [94, 97], для лизардита — полоса  $1050\text{--}1060\text{ см}^{-1}$  [94]. В области  $400\text{--}600\text{ см}^{-1}$  хризотил и лизардит различаются по форме полосы  $440\text{--}450\text{ см}^{-1}$ : в спектре хризотила полоса  $440\text{ см}^{-1}$  достаточно узкая, а в спектре лизардита — широкая [96, 99]. Кроме того, серпентиновые минералы различаются по интенсивности полосы  $570\text{ см}^{-1}$  [96, 99].

Банниковым и Ковалевой [94] (на основании исследований серпентинов Камчатки и Курил и с использованием данных зарубежных авторов [96, 99, 100]) приводятся следующие характерные полосы ИК-спектров серпентиновых минералов (в  $\text{см}^{-1}$ ):

Хризотил	Лизардит	Антигорит
—	—	1205—1210 сл.
1015—1020 сл.	(1050—1060) сл.	—
950—965 сильн. (655)	955—970 сильн.	985—995 сильн.
607—615 сильн.	—	640—645 сл.
552—575 сл.	612—615 сильн.	622—625 ср.
—	552—580 ср.	560—570 сильн.
432—445 сильн.	(460—470) сл.	—
407—415 ср.	445—455 ср.	445—455 ср.
	412—417 сл.	405—410 ср.

На форму и положение полос ИК-спектров серпентинов влияет их состав. Например, полоса в области  $3460 \text{ см}^{-1}$  у искусственно полученных образцов, не содержащих алюминия в тетраэдрах, не наблюдается; при вхождении в тетраэдры 0,09 атомов алюминия на формулу эта полоса слабо проявлена; при дальнейшем увеличении содержания алюминия она становится более интенсивной и смещается в более низкочастотную область (у амезитов —  $3440—3420 \text{ см}^{-1}$ ) [102]. На ИК-спектрах антигритов, богатых железом и алюминием, наблюдалось смещение в сторону более низких частот полос  $3680—3700 \text{ см}^{-1}$  [71].



Фиг. 45. Зависимость величины квадрупольного расщепления ( $\Delta$ ) иона  $\text{Fe}^{3+}$  от числа катионов  $\text{RVI}$  в октаэдрической координации (по Булатову и Ивойловой)

1 — нормальный асбест; 2 — ломкий асбест

При выветривании хризотила происходят изменения интенсивности и конфигурации полос в области  $1400—400 \text{ см}^{-1}$ ; для лизардита характерно изменение интенсивности основной полосы валентных колебаний гидроксильных групп ( $3680—3687 \text{ см}^{-1}$ ), а также полос  $630—560 \text{ см}^{-1}$  ( $\text{Si—O—Me}$ ), что по-видимому, связано с ростом дисперсности вещества [101, 103]. ИК-спектры ломких хризотил-асбестов отличаются от ИК-спектров асбестов нормальной прочности по наличию полосы  $1045 \text{ см}^{-1}$  и по уменьшению интенсивности полосы  $1020 \text{ см}^{-1}$  [101]. Об ИК-спектрах серпентинов см. также [95, 104—108].

Мёсбауэровский спектр хризотил-асбеста представляет собой наложение трех квадрупольных дублетов, которые соотносятся с ионами  $\text{Fe}^{2+}$ , занимающими октаэдры, и ионами  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрах и тетраэдрах [109—111]. Параметры ЯГР-спектров для нормальных и ломких разновидностей хризотил-асбеста несколько различаются между собой, в частности квадрупольное расщепление, соответствующее иону  $\text{Fe}^{3+}$  в шестерной координации, для нормального асбеста находится в пределах  $0,58—0,70 \text{ мм/с}$ , а для ломкого —  $0,70—0,78 \text{ мм/с}$ , что может быть связано с заселенностью октаэдров [109] (фиг. 45).

Средние значения параметров ЯГР-спектров для хризотил-асбеста, по Булатову и Ивойловой [109]:

Разновидность	Позиция	$\Delta$ , мм/с	$\delta$ , мм/с	$\Gamma$ , мм/с	S
Нормальный	$\text{Fe}_{IV}^{3+}$	0,51	0,00	0,46	0,32
	$\text{Fe}_{VI}^{3+}$	0,64	0,24	0,46	0,34
	$\text{Fe}_{VI}^{2+}$	2,73	0,94	0,36	0,34
Ломкий	$\text{Fe}_{IV}^{3+}$	0,46	0,00	0,44	0,09
	$\text{Fe}_{VI}^{3+}$	0,73	0,22	0,54	0,20
	$\text{Fe}_{VI}^{2+}$	2,72	0,94	0,37	0,71

$\Delta$  — квадрупольное расщепление;  $\delta$  — изомерный сдвиг относительно Pd;  $\Gamma$  — полуширина линии; S — относительное содержание ионов железа в каждом положении.

Мёссбауэровский спектр антигорита, согласно Розенсону и соавторам [112], как правило, состоит из двух дублетов, соответствующих ионам  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в октаэдрической координации; спектр лизардита обычно содержит три дублета, связанных с октаэдрически координированными ионами  $Fe^{3+}$  и ионами  $Fe^{2+}$  в двух неэквивалентных октаэдрических позициях М(1) и М(2). Параметры двух последних дублетов для спектров лизардита соответственно составляют (в мм/с):  $\Delta=2,21-1,98$ ,  $\delta=1,16-1,07$  (относительно железа) для  $Fe^{2+}$  в позиции М(1) и  $\Delta=2,79-2,70$ ,  $\delta=1,15-1,13$  для  $Fe^{2+}$  в позиции М(2). При низких температурах параметры мёссбауэровских спектров серпентинов увеличиваются [112].

Спектр ЭПР хризотил-асбеста [113] при ориентации магнитного поля перпендикулярно волокнам ( $H \perp a$ ) представляет собой интенсивный триплет с  $g_{\text{эфф}}=4,49$ , 4,20 и 3,84 и триплет с  $g_{\text{эфф}}=9,75$ , 9,39, 8,20, интенсивность которого на 2 порядка меньше. Изучение хризотил-асбеста из 16 месторождений СССР методами ЭПР и ЯГР показало, что при ориентации  $H \perp a$  на интенсивность линии с  $g_{\text{эфф}}=4,20$  влияют в основном октаэдрически координированные ионы  $Fe^{3+}$ , а на интенсивность линий с  $g_{\text{эфф}}=4,49$  и 3,84 — ионы  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических позициях. О спектрах ЭПР хризотил-асбеста см. также [31, 114].

Физико-химические константы наиболее надежно определены для хризотила:  $C_{p298}^0=273,70$  Дж/моль·К;  $\Delta H_{298}^0=-4361660$  Дж/моль;  $\Delta G_{298}^0=-4034024$  Дж/моль [115]; см. также работы [32, 116—119].

**Микр.** В шлифе бесцветные или бледно окрашены в зеленоватые и желтоватые цвета. Плеохроизм слабый, почти незаметный. Четких микроскопических различий между серпентиновыми минералами нет. Антигорит иногда узнается по характерному чешуйчатому облику его агрегатов, хризотил — по тонкой волокнистости. В плотных образованиях распознать отдельные минералы практически невозможно. Приводимые в литературе оптические константы часто противоречивы.

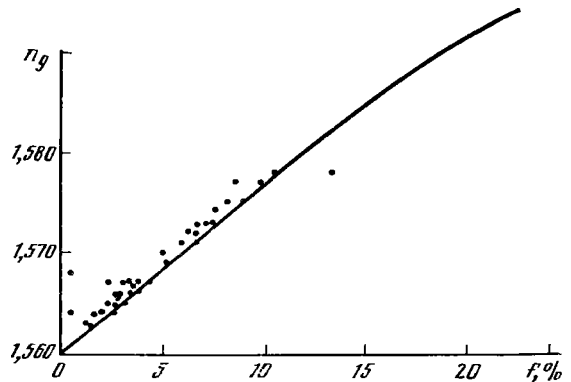
**Антигорит.** Двуосный (—). Пл. опт. осей, по Диру и соавторам [75],  $\perp$  (010); по Трёгеру (1980),  $\parallel$  (010).  $N_p$  примерно перпендикулярна (001).  $n_g=1,562-1,578$ ,  $n_m=1,560-1,577$ ,  $n_p=1,556-1,573$ ,  $2V=37-60^\circ$ . Удлинение положительное (Трёгер, 1980) или отрицательное [75],  $r > v$ .

**Лизардит.** Двуосный (—).  $N_p$  перпендикулярна (001).  $n_g=n_m=1,546-1,570$ ,  $n_p=1,538-1,562$  (для образцов из месторождения Лизард, п-ов Корнуэлл, Англия [1]:  $n_g=n_m=1,555$ ;  $n_p=1,545$ ).  $2V$  близок к 0. Удлинение отрицательное или положительное [120, 121].

**Хризотил.** Двуосный (—) или (+).  $n_g=n_m=1,540-1,570$ ,  $n_p=1,532-1,569$ . Удлинение положительное или отрицательное.

Светопреломление серпентинов зависит от содержания железа; более богатые железом обладают большим светопреломлением [76, 122]. В частности, у железистого антигорита (дженкинсита), содержащего 21,03% FeO,  $n_g=1,604$ ,  $n_m=1,603$ ,  $n_p=1,595$  [10]. График зависимости  $n_g$  антигорита от железистости получен Штейнбергом и Чашухиным (фиг. 46) [73]. Если серпентиновые минералы присутствуют в шлифе в виде очень мелких беспорядочно ориентированных выделений, то они могут представляться изотропными.

В петрографических работах большое значение придается наблюдаемым под микроскопом структурно-текстурным характеристикам серпентиновых



Фиг. 46. Зависимость  $n_g$  антигорита от его железистости  $f$ , % (по Штейнбергу и Чашухину)

минералов, их взаимоотношениям между собой. По этим признакам различаются псевдоморфные и непсевдоморфные серпентины, поперечно- и продольноволокнистые хризотилы, петельчатые и секториальные (структура типа «песочных часов») лизардиты и т. д. В СССР наибольшее распространение получили петрографические классификации Артемова и Кузнецовой [123], Штейнберга и Чащухина [73], Варлакова [120, 124]. В зарубежной литературе часто используются термины  $\alpha$ -серпентин и  $\gamma$ -серпентин соответственно с отрицательным и положительным удлинением [75, 120].

**Хим. Теор. состав:** MgO — 43,64; SiO<sub>2</sub> — 43,36; H<sub>2</sub>O — 13,00. Антигорит обычно имеет повышенное содержание SiO<sub>2</sub> и пониженное содержание MgO и H<sub>2</sub>O, что обусловлено особенностями его структуры (см. Структ. и морф. крист.). Его теоретический состав варьирует в зависимости от сверхпериода решетки: чем меньше период, тем ближе его теоретический состав к идеальному, приведенному выше [24, 125]. Природные образцы лизардита и хризотила иногда содержат меньше SiO<sub>2</sub> и MgO и больше воды.

Для серпентиновых минералов с повышенным содержанием воды в ряде работ использованы особые названия (гидросерпентин — hydroserpentine [126], гидроантигорит — hydroantigorite [127], гидрофит — hydrophite (Сванберг, 1839), гидрохризотил Повлента — Povlen type hydrochrysotile [50]), но они, по-видимому, излишни.

В составе серпентинов часто присутствуют FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также в небольших количествах NiO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, ZnO, CoO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO. Ионы Fe<sup>3+</sup> и Al<sup>3+</sup> могут замещать Mg<sup>2+</sup> в октаэдрах и частично Si<sup>4+</sup> в тетраэдрах, остальные катионы, по-видимому, входят в октаэдры [24]. В некоторых случаях отмечено присутствие F и Cl [50, 128]. Описан фторантигорит — fluor-antigorite [129] с 2,46% F (ОН : F = 7,25 : 0,73), обнаруженный в контактовой зоне магнетитового месторождения Сувангфен в Северном Китае; название «фтор-антигорит» при этом следует считать излишним [130].

Состав серпентинов связан с условиями их образования [131]. Так, в антигорите Fe<sup>2+</sup>, как правило, преобладает над Fe<sup>3+</sup>, а в лизардите, наоборот, Fe<sup>3+</sup> обычно больше, чем Fe<sup>2+</sup>, что отражает соответственно преимущественно восстановительные или окислительные условия образования каждого из этих минералов [24, 73, 120, 124]. В хризотиле содержание закисного и окисного железа примерно одинаково.

Общее количество железа в целом выше в лизардите, чем в антигорите и хризотиле. По данным Уикса и Планта [131], максимальное содержание железа в пересчете на FeO, определенное по диаграмме составов MgO—FeO—SiO<sub>2</sub>, составляет примерно 16% для лизардита, 12% для антигорита и 9% для хризотила. Корнилов [132] на примере хризотила и антигорита из ультрабазитов района Печенга—Никель (Кольский полуостров) установил, что содержания FeO в этих минералах колеблется от 1,3 до 9,5%; при этом вариации содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> очень незначительны (от 1 до 2%). Наиболее богатый железом антигорит из этого района (Северо-Кетсельваарский массив), по Жангурову [133], содержит 9,85% FeO и 2,83% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (хим. анализ 27). Описан железистый антигорит (дженкинсит), в состав которого входит до 21,03% FeO, что соответствует 0,92Fe<sup>2+</sup>, т. е. железо занимает 1/3 октаэдрических позиций [10]; но не исключено, что этот минерал в действительности представляет собой не антигорит, а скорее, лизардит, так как он имеет маленький угол оптических осей (см. также Микр.). Обогащенный железом (FeO — 6,22%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7,99%) темно-зеленый лизардит обнаружен в Китае [134]. Использованное в работе [134] название ферролизардит — ferrilizardite считается излишним [130].

Количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хризотиле и антигорите в большинстве случаев не превышает 1%. Антигорит из Сарановского ультрабазитового массива на Среднем Урале содержит 5,01% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (хим. анализ 24) [135], железистый антигорит из ультраосновных пород Печенги — 5,79% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (хим. анализ 27) [133]. В состав хризотил-асбеста из серпентинитов Украины входит от 2,3 до 4,4% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [136], в состав хризотила с Северного Кавказа — 5,68% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [137]. В лизардите, согласно Уиксу и Планту [131], содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> может дости-



гать 7% и более, например, лизардит из гарцбургитов Монтаны (США) содержит до 15,1%  $Al_2O_3$ .

Состав микропримесей в серпентинах в значительной степени зависит от исходных пород, по которым эти минералы образовались. Для уральских серпентинов по ультрабазитам характерны Sr, Ca, Cr, Ni, Co, Ti, Cu; в единичных образцах встречен Pb [79]. В ак-довурацких (Тувинская АССР) серпентинах отмечены Cr, Ni, Co, Cu, V, иногда Ti [138]. В серпентиновых минералах, образованных за счет ультрабазитов, Ni, Cr, Co, Sc, Cu и Zr встречаются чаще и в больших количествах, чем в образованных за счет карбонатных пород; Ba, Zr, Ge, Ga, As, Be, наоборот, чаще обнаруживаются в серпентинах, образованных по карбонатным породам [4]. Бадалов [139] на примере серпентинов Средней Азии показал, что те из них, которые связаны с рудными месторождениями, гораздо чаще содержат Cu, Zr, Pb по сравнению с теми, которые находятся за пределами рудных полей.

Обогащенные никелем (NiO около 3%) серпентины (смесь лизардита и хризотила) известны на Кубе (месторождения Никаро, Марти, Левиса, Ягрумахе) и в ГДР (Калленберг); по данным микронзондовых исследований, Ni распределен в этих минералах равномерно и, очевидно, является изоморфной примесью [140].

Для никельсодержащего лизардита из Новой Каледонии спектроскопическими методами установлено неоднородное распределение Ni в структуре минерала: октаэдры с никелем сгруппированы в островные домены размером 20—60 Å [141].

В коре выветривания Алапаевского массива на Урале встречен никелистый антигорит, содержащий от 0,75 до 1,24% NiO [142]. Цинксодержащий серпентин обнаружен на месторождении Кургашинокан, УзССР (ZnO до 3,25%) [139], и на месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси, США (ZnO до 4%) [143]. Из Франклина описан [143] серпентин, содержащий до 7,5% MnO.

Присутствие  $CO_2$  в некоторых анализированных серпентиновых минералах обычно объясняется примесью карбонатов; следует, однако, учитывать, что во многих случаях примесью является не кальцит, а пироаурит  $Mg_6Fe_2^{3+}CO_3(OH)_{18} \cdot 4H_2O$  [24, 49, 144, 145].

При расчете формул серпентинов часто возникает проблема, связанная с избытком  $H_2O$  в природных образцах. Согласно Уиксу [24], избыточная вода может быть прочно связанной адсорбционной, не высвобождающейся даже выше 100 °C; кроме того, она может быть локализована на краях кристаллитов в виде молекул  $H_2O$ , замещающих группы  $OH^-$ , или в виде гидроксильных групп, замещающих  $O^{2-}$ . Выказывались также предположения [146] о замещении тетраэдров  $SiO_4$  тетраэдрами  $(OH)_4$ . Расчет формул по кислородному методу, т. е. на 9 (O, OH), в случае избытка  $H_2O$  приводит к недостатку катионов в октаэдрах или тетраэдрах. Для устранения этого несоответствия можно пересчитывать химические анализы без учета содержания воды, т. е. на 7 O, или использовать катионный метод. Однако, если исходить из предположения, что излишек  $H_2O$  размещается по структурным позициям, то более правильным является расчет на 9 (O, OH). У антигорита теоретическое содержание  $H_2O$  зависит от периода сверхрешетки, поэтому ни один из указанных методов, строго говоря, не дает истинных коэффициентов, но для практических целей они могут быть использованы [24]. Предложено рассчитывать его химические анализы на 13,626 атомов кислорода (на удвоенную формулу) без учета содержания воды [35], но это тоже не может быть справедливо для антигоритов с различным периодом сверхрешетки.

Анализы (расположены в порядке убывания содержания  $MgO$ ; пересчитаны на 9(O, OH) с учетом содержания  $H_2O^+$ ):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Na_2O$	0,01	0,022	—	0,03	0,05	0,05	0,12	0,01	0,13
$K_2O$	0,02	0,006	—	0,03	0,05	0,02	He обн	0,03	0,06
$MgO$	43,5	43,40	42,54	42,10	42,00	41,90	41,32	41,00	40,97
$CaO$	Сл.	0,015	0,26	0,00	He обн.	0,04	0,54	0,05	0,97
$MnO$	—	0,12	0,08	0,058	0,03	0,00	0,04	0,04	0,09
$FeO$	—	0,77	0,54	0,54	0,22	0,69	0,46	0,81	0,45
$NiO$	—	0,12	—	0,058	—	He опр.	0,13	0,16	—
$Al_2O_3$	0,33	—	0,91	0,69	0,33	0,81	0,48	1,03	1,93

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	0,02	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	—	2,07	0,84	0,11	0,88	1,41	0,90	0,27
SiO <sub>2</sub>	43,6	42,90	40,95	40,90	42,00	43,45	41,74	43,60	40,17
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	0,00	0,16	0,02	0,04	0,01	0,00
H <sub>2</sub> O	12,2	12,63	—	—	12,25*	12,29	13,05	12,18	13,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,75	0,60	0,04	0,88	0,08	1,34
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,20	—	—	Не опр.	—	0,70
П. п.	—	—	12,66	13,51	14,60	—	—	—	—

Сумма	100,07	99,992*	99,97	99,71	100,17	100,19	100,213*	99,92	100,23
Si	2,025	1,995	1,917	1,914	2,003	2,021	1,953	2,035	1,896
Al <sup>IV</sup>	—	—	0,050	0,038	—	—	0,026	—	0,104
Fe <sup>3</sup>	—	—	0,033	0,030	—	—	0,021	—	—
Al <sup>VI</sup>	0,018	—	—	—	0,019	0,044	—	0,057	0,003
Fe <sup>3</sup>	0,014	—	0,040	—	0,004	0,031	0,029	0,032	0,010
Ti	—	—	—	—	0,006	0,001	0,001	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—
Mg	3,011	3,009	2,968	2,936	2,986	2,905	2,883	2,854	2,883
Fe <sup>2+</sup>	—	0,030	0,021	0,021	0,009	0,027	0,018	0,032	0,018
Mn	—	0,004	0,003	0,002	0,001	—	0,002	0,002	0,004
Ni	—	0,004	—	0,002	—	—	0,005	0,006	—
Co	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—
Ca	—	0,001	0,013	—	—	0,002	0,027	0,003	0,049
K	0,001	—	—	0,002	0,003	0,005	—	0,002	0,004
Na	0,001	0,002	—	0,003	0,005	0,001	0,011	0,001	0,012
OH	3,779	3,918	3,953	4,216	3,897	3,813	4,073	3,794	4,140
F	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—

\* Не входит в сумму. \*\* В том числе CoO—0,006, F—0,01. \*\*\* В том числе CoO—0,02.

1—антигорит из талькового месторождения Хатоба (Джатаоба), шт. Парана (Бразилия), анал. не указан [21]; 2—«бочонковидный» серпентин, Кiemбаевское месторождение (СССР), анал. не указан [49]; 3—хризотил из серпентинизированных ультрабазитов (Восточные Саяны), анал. не указан [73], при пересчете содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> условно принято равным 12,66; 4—хризотил-асбест, длинноволокнистый, из жилки в серпентинизированных ультрабазитах, Молодежное месторождение (Северное Прибайкалье) анал. не указан, при пересчете содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> условно принято равным 13,51 [82]; 5—серпентин из серпентин-магнетитовых пород, Тейское железорудное месторождение (Кузнецкий Алатау), анал. Зоркина (содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определено термогравиметрическим методом) [98]; 6—антигорит, Кропп-Ривер Микконун (Новая Зеландия), анал. Хаун [75]; 7—хризотил-асбест, длинноволокнистый, из жилки в ультрабазитах, месторождение Ак-Довурак (Тувинская АССР), анал. Митюшина [138]; 8—антигорит из окрестностей Каракаса (Венесуэла), анал. Пекк [75]; 9—хризотил-асбест из поперечноволокнистой жилки в метаморфизованных карбонатных породах, Аспагашское месторождение (Красноярский край), анал. Замуруева [147].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na <sub>2</sub> O	—	0,05	0,14	—	< 0,05	—	0,02	—	0,00
K <sub>2</sub> O	—	0,04	0,04	—	0,05	—	0,01	—	0,00
MgO	40,79	40,76	40,72	40,10	40,00	39,52	39,34	39,30	39,19
CaO	1,18	0,12	0,11	1,16	Не обн.	0,04	0,43	—	0,06
MnO	0,14	0,02	0,05	Сл.	0,04	—	0,03	—	0,14
FeO	—	0,93	0,18	—	1,31	2,83	1,89	4,88	1,00
NiO	0,06	0,30	0,11	0,01	—	0,03	—	—	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,54	2,15	—	5,14	0,53	2,13	0,10	3,79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,10	Сл.	—	0,16	—	—	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	1,76	3,22	3,74	2,37	2,94	3,46	0,64	2,29
SiO <sub>2</sub>	41,04	43,36	40,75	41,47	35,10	42,17	40,40	42,22	39,95
TiO <sub>2</sub>	0,27	Сл.	0,01	Сл.	Не обн.	—	0,00	—	0,06
H <sub>2</sub> O	13,07	12,30	—	12,85	12,8*	11,76	12,47	12,43	12,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,56	0,10	—	0,24	0,40		0,29	0,25	1,02
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,00
П. п.	—	—	12,54	—	15,60	—	—	—	—
Сумма	(99,16)	100,28	100,12	99,57	100,06	99,98	100,50	99,82	100,03

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si	1,937	2,025	1,909	1,954	1,703	2,004	1,906	2,005	1,887
Al <sup>IV</sup>	0,004	—	0,091	—	0,294	—	0,094	—	0,113
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	0,059	—	—	0,046	0,003	—	—	—	—
Al <sup>VI</sup>	—	—	0,023	—	—	0,030	0,024	0,006	0,088
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0,011	0,030	0,113	0,087	0,084	0,105	0,123	0,023	0,081
Ti	0,010	—	—	—	—	—	—	—	0,002
Cr	—	—	0,004	—	—	0,006	—	—	—
Mg	2,870	2,838	2,843	2,816	2,893	2,800	2,766	2,783	2,760
Fe <sup>2</sup>	—	0,036	0,007	—	0,053	0,112	0,075	0,194	0,010
Mn	0,006	0,001	0,002	—	0,002	—	0,001	—	0,006
Ni	0,002	0,011	0,004	—	—	0,001	—	—	—
Ca	0,060	0,006	0,006	0,059	—	0,002	0,022	—	0,003
K	—	0,002	0,002	—	0,003	—	0,001	—	—
Na	—	0,005	0,013	—	0,005	—	0,002	—	—
OH	4,114	3,832	3,918	4,038	4,143	3,728	3,924	3,939	3,949

\* Не входит в сумму.

10 — породообразующий лизардит, Шукавский массив, Воронежская антеклиза, анал. Львова, в оргни-нале сумма 92,24, п. п. — 13,70, СоО—0,01 [148]; 11 — породообразующий антигорит, Киембаевское месторождение (СССР), анал. Аксельрод [149]; 12 — хризотил-асбест нормальной прочности, Борусский массив, Западные Саяны, анал. не указан, при пересчете содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> условно принято равным 12,54 [150]; 13 — породообразующий антигорит, Шукавский массив, Воронежская антеклиза, анал. Львова, п. п. — 13,10, СоО—0,006 [148]; 14 — псевдоморфоза лизардита по форстериту, возможна приТ месь хризотила и брусита, Тейское железорудное месторождение (Кузнецкий Алатау), анал. Зоркина (содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определено по термограмме) [98]; 15 — лизардит из серпентинизированных ультраба-зитов Восточного Сахалина, рентгеноспектральный микроанализ, анал. не указан (содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определено термогравиметрическим методом, разделение железа произведено по данным ЯГР) [151]; 16 — лизардит из никеленосных гипербазитов Побужья (Украина), анал. Замуруева [52]; 17 — антигори из антигоритового серпентинита Полевского массива (Средний Урал), анал. не указан [73, 152]; 18 — «пикролит» из Баженовского месторождения (СССР), анал. Алимарин [79, 153].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,11	0,05	0,31	—	Не обн.	Не опр.	—	—
K <sub>2</sub> O	0,09	0,00	0,05	0,13	—	»	0,09	—	0,08
MgO	39,17	39,00	38,93	38,47	38,14	37,45	34,58	32,74	29,75
CaO	сл.	0,00	сл.	0,00	—	1,06	0,23	—	0,40
MnO	сл.	0,05	0,03	0,08	—	0,08	0,23	—	0,16
FeO	1,24	2,03	2,99	0,64	2,84	1,02	7,35	5,00	9,85
NiO	0,05	0,05	0,28	0,50	0,16	0,062	0,21	0,31	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	1,49	1,22	0,48	0,47	5,01	0,60	3,18	5,79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	Не обн.	0,26	сл.	0,04	0,91	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,37	1,42	1,57	3,70	1,30	1,45	3,08	5,47	2,83
SiO <sub>2</sub>	40,93	42,29	41,87	42,63	44,11	40,84	39,46	40,61	38,72
TiO <sub>2</sub>	—	0,08	сл.	0,15	—	0,09	0,02	—	0,13
H <sub>2</sub> O	—	12,69	12,33	12,15	11,89	12,68	12,49	11,04	11,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,93	1,04	1,03	1,34	—	0,50	0,78	—	0,67
CO <sub>2</sub>	0,42	0,24	—	0,00	—	—	0,14	—	0,11
П. п.	12,52	—	—	—	—	—	—	—	—

Сумма	100,24	100,49	100,35	100,85 *	99,17	100,24	99,36 2*	99,26	100,16 3*
Si	1,963	1,990	1,987	2,022	2,013	1,909	1,933	1,985	1,907
Al <sup>IV</sup>	0,015	0,010	0,013	—	—	0,081	0,035	0,015	0,093
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	0,022	—	—	—	—	—	0,032	—	—
Al <sup>VI</sup>	—	0,073	0,055	0,027	0,027	0,195	—	0,168	0,243
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0,100	0,050	0,056	0,132	0,048	0,051	0,082	0,201	0,105
Ti	—	0,003	—	0,005	—	0,003	0,001	—	0,005
Cr	—	—	—	—	0,010	—	0,002	0,035	0,001
Mg	2,800	2,735	2,754	2,720	2,783	2,610	2,526	2,385	2,184

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Fe <sup>2+</sup>	0,050	0,080	0,119	0,025	0,116	0,040	0,301	0,204	0,406
Mn	—	0,002	0,001	0,003	—	0,003	0,010	—	0,007
Ni	0,002	0,002	0,011	0,019	0,006	0,002	0,008	0,012	0,005
Cu	—	—	—	—	—	—	0,006	—	—
Ca	—	—	—	—	—	0,053	0,012	—	0,021
K	0,006	—	0,003	0,008	—	—	0,006	—	0,005
Na	0,023	0,010	0,005	0,029	—	—	—	—	—
OH	4,005	3,983	3,903	3,844	3,883	3,954	4,082	3,599	3,775

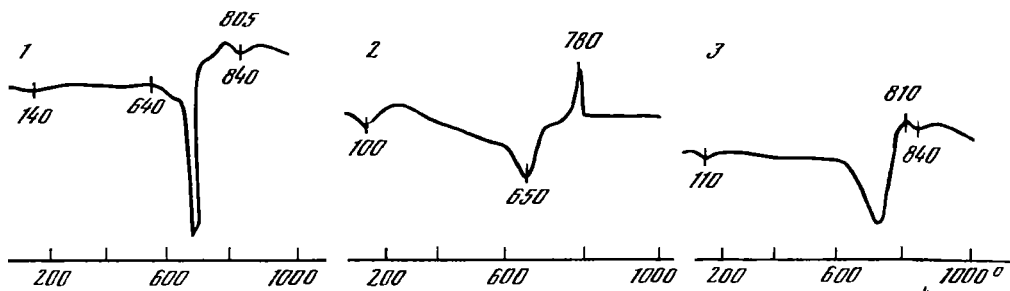
\* В том числе летучих компонентов—0,27. \*\* В том числе SiO—0,16. \*\*\* В том числе CoO—0,010. SiO—0,008, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,004.

19—серпентин из кимберлита, трубка Айхал, Якутия, анал. Журкевич, в оригинале сумма 100,15 (при пересчете содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> условно принято равным 12,52) [122]; 20—плотный волокнистый серпентин из сульфидно-никелевых месторождений в районе городов Печенга, Никель (Кольский полуостров), анал. Зачинайченко [132]; 21—хризотил-асбест из метаморфизованных ультрабазитов, участок Каули, Печенгское месторождение (Кольский полуостров), анал. Замуруева [154]; 22—длинноволокнистый хризотил-асбест, Пролетарский рудник, Баженское месторождение (СССР), анал. Висконт [79, 153]; 23—антгорит из района Нишиноги (Япония), рентгеноспектральный микроанализ, анал. не указан (содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определено термогравиметрическим методом, содержание FeO определено титрованием KMnO<sub>4</sub>) [71]; 24—пластинчатый антгорит из жил в ультрабазитах, Саратовский массив, анал. Лихачен и Дулова [135]; 25—лизардит, псевдоморфоза по оливину, Алларченский никеленосный район (Кольский полуостров), анал. Ингуран, в оригинале сумма 99,86 [155]; 26—желтато-зеленый хромсодержащий антгорит из района Нишиноги (Япония), рентгеноспектральный микроанализ, аналитик не указан (содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определено термогравиметрическим методом, содержание FeO определено титрованием KMnO<sub>4</sub>) [71]; 27—антгорит, Кьерджипор, Печенга (Кольский полуостров), анал. Романов [133].

Кроме приведенных выше, в литературе имеются сотни других химических анализов серпентиновых минералов. Однако в большинстве случаев нет уверенности в чистоте анализируемого материала. Много анализов опубликовано в сводках Татаринова и Артемова [149], Соболева [82, 86], Меренкова [79, 156], Штейнберга и Чашухина [73] и других работах [4, 8, 39, 41, 138, 157—159]. Микронзондовые анализы приведены в работах Уикса и Планта [131] и других авторов [71, 160, 161].

**Диagn. исп.** В кислотах растворяются при нагревании, оставляя скелет (в случае хризотила тонкие волокна) кремнезема. В щелочах не растворяются [162]. В закрытой трубке выделяют воду. П. п. тр. с большим трудом сплавляются по краям.

**Повед. при нагр.** Кривые ДТА серпентиновых минералов напоминают термические кривые хлоритов, но по сравнению с последними их термические эффекты смещены (примерно на 50—80°) в область более низких температур (фиг. 47) [163]. Основной эндотермический эффект наблюдается в интервале 670—730°, четкий, относительно интенсивный экзотермический эффект — в интервале 790—810°. Нередко эндотермический эффект непосредственно переходит в экзотермический [127, 164, 165]. Основной эндотермический эффект серпентинов (670—730°) связан с выделением конституционной воды и разрушением кристаллической структуры минерала. При нагревании до 600° структура хризотила и антгорита не изменяется [101, 166—168]. При 600° выде-



Фиг. 47. Кривые ДТА серпентинов (по Банникову и Корневой)

1 — лизардит, р. Лозовка, Чукотка; 2 — хризотил-асбест, мыс Валитгси, Чукотка; 3 — антгорит, Усть-Бельский массив, Чукотка

ление 1%  $H_2O$  вызывает уже резкое уменьшение гибкости волокон хризотила [166]. При температуре выше 600, по рентгеновским данным, а также данным ИК-спектроскопии, ЭПР, ЯГР, электронной микроскопии и микродифракции, помимо дегидратации, происходит разрушение структуры и образование зародышей форстерита [101, 163, 166—169]. Процесс перестройки структуры происходит быстрее у хризотил-асбеста нормальной прочности по сравнению с ломкими и выветрелыми разностями [101].

Дегидратация и образование форстерита протекают по топотаксическому механизму [167, 168]: плоскость  $ab$  антигорита и хризотила параллельна плоскости  $bc$  форстерита, оси  $a$ ,  $b$ ,  $c$  антигорита и хризотила параллельны соответственно осям  $b$ ,  $c$  и  $a$  форстерита. При 900 антигорит целиком превращается в форстерит с сохранением своей первоначальной формы; у таких псевдоморфоз наблюдалась различная ориентировка:  $b$  антигорита  $\parallel c$  форстерита и  $a$  антигорита  $\parallel (110)$  форстерита;  $b$  антигорита  $\parallel (111)$  форстерита и  $a$  антигорита  $\parallel (112)$  форстерита; оси  $a$ ,  $b$ ,  $c$  антигорита  $\parallel$  соответственно осям  $a$ ,  $b$ ,  $c$  форстерита.

Кристаллизацией форстерита обусловлен основной экзотермический эффект [166—168]. Банниковым [170] отмечена тенденция постепенного увеличения его интенсивности в ряду антигорит—лизардит—хризотил. При повышении давления (до 14 кбар) этот эффект сначала смещается к более высоким температурам, при дальнейшем увеличении давления (до 24 кбар) — вновь к более низким [171]. Небольшой экзотермический эффект при 1100—1300° (у хризотила — около 1100°, у антигорита — около 1300°) обычно приписывают кристаллизации энстатита [166—168, 172].

Довольно часто на кривых ДТА серпентинов (особенно хризотила) наблюдается небольшой эндотермический эффект в интервале 100—180, связанный с выделением адсорбционной воды [163, 170, 173, 174]. По Гурьеву с соавторами [175], процесс адсорбции—десорбции воды до 150° является обратимым. Иногда между основными эндо- и экзотермическими эффектами проявляется небольшой эндотермический эффект, возможно, связанный с разрушением метастабильных фаз, образующихся при дегидратации минерала, и с удалением остаточных гидроксидов [20, 172, 176].

Форма, размеры и положение термических эффектов на кривых ДТА серпентиновых минералов зависят от примесей, дефектов кристаллической структуры и дисперсности образцов [172, 176]. Например, температура основного экзотермического эффекта понижается примерно на 80° при вхождении в серпентин 10%  $FeO$  [171, 177]. После растирания хризотила в агатовой шаровой мельнице в течение 25 ч (структура минерала, по данным рентгеновского анализа, остается практически неизменной) на кривой ДТА вместо одного проявляются два эндотермических эффекта с температурами 640 и 774° (у антигорита такого раздвоения не наблюдается). Кроме того, после истирания серпентинов интенсивность экзотермических эффектов заметно увеличивается [176, 178, 179].

По данным Липатова и соавторов [180], после нагревания хризотила до 400 и выше в условиях высокого парциального давления кислорода начинается процесс его изменения с образованием структуры талька (на дифрактограмме появляются рефлексы 9,35 и 3,11 Å).

Дополнительные сведения о поведении серпентинов при нагревании см. в работах [181—185].

**Наход.** Серпентины являются продуктами изменения (серпентинизации) богатых магнием безводных минералов магматических, метаморфических и осадочных пород [73, 186, 187]. Наиболее часто серпентинизации подвергаются основные и ультраосновные магматические горные породы, содержащие в большом количестве оливин и пироксены. Переход первичных минералов в серпентиновые может быть полным или почти полным, тогда первоначальная природа новообразованных пород — серпентинитов — выявляется только по сохранившимся структурным признакам и характерным особенностям псевдоморфоз [35, 188].

В частности, Ивановым и Каиновым [189] описаны псевдоморфозы хризотил-асбеста по крупным (до 3 · 12 см) кристаллам оливина, позволяющие установить символы граней

последнего, из которых преобладающими оказались (110) и (010). По мнению этих авторов, формированию столь совершенных псевдоморфоз способствовало очень медленное понижение температуры. Описаны псевдоморфозы очень редкой политипной модификации лизардита  $2H_1$  по форстериту и флогопиту [56].

Выделяются три основных генетических типа серпентинов: 1) являющиеся продуктом изменения ультрабазитов; 2) развитые по магнезиальным карбонатным породам; 3) образовавшиеся в коре выветривания.

Наиболее полно в литературе рассмотрен процесс серпентинизации ультрабазитов [2, 73, 79, 117, 186, 190—200]. Однако до сих пор нет единого мнения по вопросам привноса—выноса вещества, изменения или сохранения объема пород и др.

При серпентинизации дунитов остается избыток окиси магнезия, который кристаллизуется в виде брусита (немалита) [201—203] или карбонатов, изменение пироксенитов обычно сопровождается оталькованием [196]. Кроме того, практически постоянным спутником серпентинов является магнетит. Наиболее полно серпентинизация протекает в случае оливин-пироксеновых пород (перидотитов, гарцбургитов). Теоретически этот процесс может быть изохимическим только для гарцбургитов, состоящих из 58% оливина и 42% энстатита [198].

По своему характеру серпентинизация может быть аутометаморфической и аллометаморфической. Аутометаморфическая серпентинизация происходит в условиях понижения температуры [196]. Природа этого процесса не вполне ясна. Его связывают с общим метаморфизмом региона [194] или с воздействием остаточных растворов во время становления массивов ультрабазитов [2, 75]. Аутометаморфическая серпентинизация охватывает целиком все массивы ультрабазитов, причем чем интенсивнее трещиноватость пород, тем полнее они серпентинизированы. Ультрабазиты часто приурочены к зонам разломов и областям тектонической трещиноватости; в таких областях по плоскостям трения развивается сплошная серпентинизация и реликты частично серпентинизированных первичных минералов видны только в центре монолитных блоков ультрабазитов. В последнее время получены доказательства уменьшения степени серпентинизации на глубине. Например, Иванов и др. [204] при изучении керна пяти глубоких скважин (до 500 м), пробуренных в южной части Нижнетагильского массива (между руч. Рублевиком и Александровским логом), установили, что на поверхности ультрабазит серпентинизирован значительно сильнее, чем на глубине. Более интенсивная серпентинизация краевых частей ультрабазитовых массивов, а также вдоль разломов в них наблюдалась на Урале [205] и в Алтае-Саянской области [206]. Постепенное снижение степени серпентинизации с глубиной отмечалось для массива Джимберлана в Западной Австралии [207] и для Великой Дайки в Зимбабве [208]. Имеются данные [209], что мелкозернистые первичные породы серпентинизируются интенсивнее крупнозернистых, но точной уверенности в справедливости этого наблюдения пока нет [204]. Повышенное содержание хлора в некоторых серпентинизированных породах позволило предположить [210, 211] большую роль этого элемента в процессе серпентинизации и особенно в выносе железа из материнских пород.

Аллометаморфическая серпентинизация связана с остаточными растворами более молодых интрузивных тел, чаще всего гранитоидов, и происходит на контакте или вблизи последних, а также вдоль крупных разломов и трещин. Для аллометаморфически измененных ультрабазитов характерна зональность [149, 196], которая в общем случае имеет вид: неизменные ультраосновные породы → серпентинизированные породы → серпентиниты → карбонатизированные (оталькованные) серпентиниты → тальк-карбонатные породы → кварц-карбонатные породы (листвениты); при этом последовательность образования серпентиновых минералов в зоне серпентинитов может быть представлена следующим образом: лизардит → хризотил → антигорит [196]. С аллометаморфической серпентинизацией связано образование жил хризотил-асбеста [73, 79, 149, 192, 212—214]. Формированию крупных месторождений хризотил-

асбеста благоприятствует слабая дорудная (автометаморфическая) серпентинизация. Кроме того, крупные месторождения хризотил-асбеста возникают при условии слабой пострудной антигоритизации, поскольку последняя может приводить к исчезновению (перекристаллизации) ранее возникших залежей [120, 124, 196, 212]. Асбестообразованию способствует обильная трещиноватость ультрабазитов [213], которая возникает на регрессивной стадии контактового процесса, когда породы, нагретые потоком горячих растворов, охлаждаются и претерпевают контракцию [124, 196]. Размер асбестовых жил и мощность зоны серпентинизации закономерно связаны, и их соотношение обычно постоянно для каждого месторождения [213, 215]. Хризотил-асбест и другие жильные серпентины образуются из среднетемпературных гидротермальных растворов; при этом сами растворы не несут серпентинного вещества, а только способствуют перестройке материнской породы.

Согласно Татаринovu [215], месторождения хризотил-асбеста в ультрабазитах в зависимости от строения жил и их взаимного расположения подразделяются на три главных подтипа: баженовский, лабинский и карачаевский (иногда выделяют также брединский подтип). К первому (баженовскому) подтипу относятся наиболее крупные промышленные месторождения СССР (Баженское, Джетыгаринское и Киембаевское на Урале, Молодежное в Прибайкалье и др.), Канады (Блэк-Лейк, Джеффри, Асбестос и др.), Зимбабве (Шабани, Машаба) и других стран. Асбестовые залежи месторождений баженовского подтипа представлены мощными (20—300 м) полого- и крутопадающими телами, протягивающимися на значительные расстояния (200—450 м). Рудные тела приурочены к крупным тектоническим нарушениям; по морфологическим признакам выделяются «мелкопрожил», «мелкая и крупная сетка», «простые и сложные отороченные жилы» [196]. В классическом варианте залежь баженовского подтипа вблизи зоны разлома сложена серпентинитами с единичными жилками хризотил-асбеста, которые переходят постепенно в «мелкопрожил», «мелкую и крупную сетку» и, наконец, в зипу «сложных и простых отороченных жил», которая сменяется практически неасбестоносными слабо серпентинизированными ультрабазитами [215, 216].

Примером месторождений второго (лабинского) подтипа могут служить месторождения СССР — Лабинское (Северный Кавказ), Устейское (Урал), а также Нью-Амиантус в ЮАР и др. Рудные тела таких месторождений представлены одиночными простыми или сложными жилами. К месторождениям карачаевского подтипа в СССР относятся Карачаевское (Северный Кавказ), Ешкеульмесское (Казахстан), за рубежом к ним близки Ист-Броутон (Канада), Вермонт (США). В месторождениях этого подтипа хризотил-асбест образует продольноволокнистые жилы в отличие от поперечноволокнистых в месторождениях баженовского и лабинского подтипов.

Поскольку серпентиновые минералы, особенно те, которые являются продуктом автометаморфической серпентинизации, практически всегда можно найти в любых ультрабазитовых телах, то, рассматривая генезис и местонахождение серпентинов, необходимо в первую очередь иметь в виду происхождение и размещение самих ультрабазитов [217—221]. Карта ультрабазитовых поясов мира и связанных с ними месторождений хризотил-асбеста приведена в работе Золоева [212].

В СССР по направлению с востока на запад надо отметить серпентинизированные ультрабазиты Камчатки и Чукотки [94, 170, 185, 222, 223]; в Анадырской зоне они находятся в бассейне р. Лозовка на горе Красная, в массивах Пекульнейский, Устьбельский, на мысе Валажген, а на Камчатке — на о-ве Карагинском, Камчатском мысу и др. Большое внимание уделялось в последние годы изучению серпентинов, присутствующих в алмазонасных кимберлитах Якутии [122, 144, 160, 224, 225]. Серпентиновые минералы (главным образом лизардит, реже хризотил) развиваются по основной массе кимберлитовой брекчии, замещают порфиоровые выделения оливины и ксенолиты вмещающих пород, а также выполняют пустоты и трещины [160, 224]. В оливине из кимберлита трубки Удачная-Восточная наблюдались [144] игольчатые включения

серпентина (лизардит с примесью клино- и ортохризотила); иголки (поперечное сечение до 0,20 мм) находятся в тонких каналах оливина и приурочены к определенным кристаллографическим направлениям последнего: (001), (010), (101), (021), (120). Для кимберлитов характерна ассоциация серпентинов с карбонатами [160, 226].

Массивы ультрабазитов, содержащие асбест, описаны в Алтае-Саянской складчатой области [2, 227—236]. В Туве близ г. Ак-Довурак расположено крупное Актоврацкое (Ак-Довуракское) месторождение, приуроченное к одноименному ультрабазитовому массиву [138, 237—240]. Оно относится к баженновскому подтипу и отличается широким развитием сложных жил хризотил-асбеста, присутствием большого количества лизардита и почти полным отсутствием антигорита [239]. В Красноярском крае описаны серпентинизированные ультрабазиты Куртушубинского (Иджимский массив и др.) и Борусского поясов [150, 232, 240—245]. Характерной особенностью Борусского массива является широкое развитие оливин-антигоритовых пород, в которых локализованы жилы хризотил-асбеста; кроме того, здесь в значительной степени проявлен процесс дегидратации серпентинов и замещения их вторичным оливином [246]. Очень перспективно Молодежное асбестовое месторождение, расположенное в зоне БАМ в Прибайкалье [245, 247, 248], известное своим исключительно длинным асбестовым волокном (в отдельных жилах его длина достигает 10—15 см).

Две полосы ультраосновных интрузивов, к которым приурочены месторождения асбеста, а также хромита, никеля и талька, протягиваются вдоль всего Урала [152, 194, 205, 209, 249, 250]. В пределах главного Уральского разлома на юге Урала расположены крупные Кемпирсайский, Халиловский, Хабарнинский, Нуралинский и Таловский массивы, далее к северу от широты г. Свердловска к разлому приурочены интрузии так называемого Платиноносного пояса, а еще севернее — интрузии Салатимского и Войкаро-Сынынского поясов. Вдоль Восточно-Уральского поднятия локализованы (с севера на юг) Восточно-Тагильский, Верхне-Тагильский, Алапаевский, Режевской, Баженовский, Сысертский, Джетыгаринский, Киембаевский, Буге-тысайский и многие другие более мелкие серпентинизированные массивы ультрабазитов [196, 251]. Из месторождений хризотил-асбеста, связанных с этими массивами, следует выделить крупнейшее в мире Баженовское месторождение [190, 252—255]. Для его залежей характерна описанная выше зональность баженовского подтипа [216, 256]; намечена последовательность выделения серпентиновых минералов: наиболее ранним является мелкопетельчатый лизардит, образовавшийся в процессе автотематоморфической серпентинизации, а наиболее поздними — лизардит и хризотил-асбест, представляющие собой продукты аллотематоморфической серпентинизации [257, 258].

Южнее Баженовского расположены другие крупные месторождения этого же подтипа: Красноуральское [259], Киембаевское [22, 260—263], Джетыгаринское [149, 203]. Основная залежь последнего, согласно Шкуропату [203], находится в юго-восточной части Джетыгаринского ультрабазитового массива, имеет пластообразную форму с раздувами и пережимками. Выделяются три вида асбестоносных серпентинитов — пластинчатые лизардитовые, клиновидно-волокнистые хризотил-лизардитовые и волокнистые хризотил-асбестовые. Цвет серпентинитов изменяется от темно-зеленого (у более ранних) до фиштакково-зеленого, зелено-серого и серого (у наиболее поздних), что связано с выносом железа и отложением его в виде магнетита.

В Казахстане имеется крупное Ешкеульмесское месторождение, относящееся к карачаевскому подтипу [149, 264, 265]. Хризотил-асбестовая минерализация приурочена к перекристаллизованным антигоритовым серпентинитам; хризотил-асбест продольноволокнистый, длина волокна достигает 10—15, а в отдельных случаях — 30—40 см. Однако длиноволокнистый асбест часто содержит тонкие вставки немалита, что снижает его прочность [266, 267]. В Актобинской обл. к северо-востоку от г. Карабутак находится ультрабазитовый массив Бильге, где проявлена хризотил-асбестовая минерализация



баженовского подтипа [268]. Для этого месторождения характерна наложенная антигоритизация; асбест поперечно- или косоволокнистый, золотистого цвета, нормальной и пониженной прочности [269]. Антигоритовые жилы мощностью 2—15 см обнаружены в Сарановском ультрабазитовом массиве (Карагандинская обл.); антигорит нарастает на стенки жилы в виде корок, сферолитов и почек [135].

Серпентинизированные массивы ультраосновных пород известны на Кавказе [121, 270, 271]. На Северном Кавказе в Псебайском районе Краснодарского края находится Лабинское месторождение хризотил-асбеста, приуроченное к Беденскому массиву. В верховьях р. Кубани расположено Карачаевское (Шаман-Беклебенское) месторождение продольноволокнистого асбеста.

На Кольском полуострове серпентиниты приурочены к никеленосным ультрабазитам [133, 154, 155, 272—274]. Асбестоносность имеет мелкопрожилковый характер, длина волокна хризотил-асбеста составляет 1—3 мм (редко до 20 мм); хризотил, а также лизардит и антигорит отличаются повышенным содержанием железа (хим. анализы 25 и 27). Интенсивно серпентинизирован Вожминский ультрабазитовый массив в Восточной Карелии [145]; серпентиниты представлены в основном лизардитом и антигоритом; в прожилках отмечены хризотил, брусит, пироаурит, доломит, магнетит.

В кристаллическом основании Русской платформы известен ряд серпентинизированных массивов ультрабазитов; в частности, в Воронежской антеклизе буровыми скважинами вскрыты Нижнемамонский, Подколдновский, Петровский, Журавский, Шукавский и др. Во всех этих массивах обнаружены лизардит и антигорит, которые замещают оливин и пироксен, а также образуют прожилки; хризотил встречается относительно редко [148]. В центральной части КМА (Курско-Бесединский срединный массив) серпентиновые минералы представлены лизардитом (две генерации) и ортохризотилом. Образование лизардита I генерации сопровождалось выделением магнетита; развитие ортохризотила происходило, по-видимому, за счет перекристаллизации лизардита II генерации [275].

Месторождения хризотил-асбеста, связанные с ультрабазитами, известны в Югославии (Боснянско-Петрово-Село, Корлаче, Страгари, Руджисте) [276, 277]. Наиболее перспективно месторождение Боснянско-Петрово-Село, расположенное в северо-западной части Озренского массива. По своему типу оно соответствует Баженовскому месторождению в СССР.

Крупные серпентинизированные тела ультрабазитов находятся в Чехословакии в пределах Западных Карпат [278]. Серпентиниты представлены здесь в основном антигоритом, реже лизардитом и хризотилом; встречаются вместе с амфиболами, хлоритами, тальком, карбонатами. В Северо-Моравской области расположено месторождение Скорошице, где темно-серый серпентин (антигорит, реже хризотил) находится в ассоциации с хлоритом, магнетитом, карбонатом, флогопитом и тальком [279]. Хризотил-асбест месторождения Якловец (Чехословакия), представленный клинохризотилом, часто образует сростания с бруситом и антигоритом [169, 280].

В Румынии проявления хризотила известны в районе Железных Ворот у сел. Рудэрия в Южных Карпатах. В Польше серпентинизированные ультрабазиты находятся в Дальнем Шленске в районе Собутки к югу от Вроцлава [4].

Большой известностью пользуются серпентиновые тела Корнуэлла в Англии, особенно массив Портала (Лизард), откуда впервые описан лизардит [1]. Во Франции исследованы серпентиниты Верхней Гаронны [4]. Близ г. Лимож расположен серпентинизированный ультрабазитовый массив Ла-Рош-л'Абийль; серпентиниты, представленные антигоритом и хризотилом, находятся в ассоциации с хлоритом, магнетитом, глинистыми минералами [281]. В Италии, в долине Антигорио в Пьемонте, обнаружен и впервые описан антигорит, а в долине Д'Аосты — «пикролит». «Амиант» (итальянское название асбеста) впервые в Европе начал использоваться для изготовления текстильных изделий именно в Италии, в Пьемонте. В северной части возвышенности Монте-дей-Тре-Абати

близ г. Пьяченца (Италия) в перидотитовом массиве развиты керолитовые серпентиниты; лизардит здесь образует зеленоватые корочки и шаровидные агрегаты, состоящие из множества мелких (до 1 мм и менее) кристаллов, мощность лизардитовых жил 2—3 см, протяженность 2—3 м [282]. В Испании асбестовые проявления известны в ультрабазитовых массивах Малаги; прожилки хризотил-асбеста приурочены к зонам разломов серпентинизированных перидотитов [283]. Крупные серпентиновые тела имеются также в Греции [4].

В Азии выходы серпентинизированных ультрабазитов известны на Кипре (древний рудник на горе Троодос), в Турции, Иране, Афганистане, Пакистане, Индии, Вьетнаме и Корее [4, 284]. В Китае хризотил-асбестовые месторождения находятся в горах Западного Цайдама близ древнего караванного пути из Средней Азии в Центральный Китай, и о них упоминал еще Марко Поло под названием «Саламандры». Около Яркенда разрабатывался «бовенит», внешне похожий на нефрит [4]. В Монголии с ультрабазитами связаны два наиболее крупных проявления хризотил-асбеста — Дзалатунское и Тайширинское [285]. Серпентиновые тела описаны в Японии [286, 287]. Например, на о-ве Хоккайдо находится массив Такадомари, сложенный серпентинизированными дунитами, гардбургитами и оливиновыми пироксенитами; серпентины представлены лизардитом и хризотилом, в южной части массива они замещены антигоритом [287].

В Северной Америке эксплуатируются месторождения хризотил-асбеста в Канаде [288—294]. Наиболее крупные из них находятся в провинциях Онтарио, Квебек (Асбестос, Блэк-Лейк и др.) и на о-ве Ньюфаундленд (Байе-Верте, Адвокейт-Майн) [288, 295, 296]. Месторождения Южного Квебека (Блэк-Лейк, Тэтфорд, Асбестос) связаны с серпентинизированными перидотитами Аппалачского пояса. Их изменение происходило в две стадии. В течение первой стадии образовались псевдоморфозы лизардита (совместно с хризотилом и магнетитом) по оливину и ортопироксену; серпентинизация происходила в условиях низкой летучести кислорода, температура не превышала 340. Во вторую стадию сформировались промышленные жилы хризотил-асбеста; важную роль в этом процессе играли, по-видимому, богатые кислородом метеорные воды [161]. В месторождении Джеффри (Асбестос, Квебек, Канада) описаны ориентированные срастания хризотила  $2M_{cl}$  и парахризотила с волокнистым бруснитом [201].

Ряд месторождений серпентина имеется на Аляске [219]. В пределах США асбестосные серпентинизированные ультрабазиты описаны в Вермонте [297, 298], Аппалачах и в Калифорнии, где недавно открыто крупное месторождение серпентина — Коалинга [299]. Изучены серпентины ртутных месторождений в измененных ультрабазитах; серпентин месторождения Нью-Альмаден представлен хризотилом и лизардитом, а месторождения Нью-Идрия в округе Сан-Бенито — хризотилом [4]. Карту калифорнийских серпентиновых месторождений см. в работе [300].

В Центральной Америке большое число серпентиновых массивов известно в Мексике; к некоторым из них приурочены проявления асбеста (Танаулипас, Виктория). Особенно крупные ультрабазитовые тела находятся на островах Карибского моря [218], в том числе на Кубе [89, 140]. В Южной Америке мономинеральные (антигоритовые) серпентиниты описаны в Федеральном округе Венесуэлы [301], кроме того, серпентиновые тела имеются в пределах Кордильер и в восточных штатах Бразилии.

В Африке месторождения асбеста известны в Египте, ЮАР, Зимбабве [302, 303]. В ЮАР одним из крупнейших считается район архейской Барбертонской полосы (рудник Мсаули и др.) [304]. Серпентины встречаются в кимберлитовых телах, в частности хризотил обнаружен в трубке Премьер [4]. На Мадагаскаре серпентиновые тела известны в местности Амбиндирато [4].

В Западной Австралии поля серпентинизированных ультраосновных пород находятся к югу и северу от г. Перта, а также в силлах ультрабазита, входящих в Западно-Австралийскую никеленосную зону, в 30 км от Калгурли. Из серпентиновых минералов здесь обнаружен антигорит, вместе с которым

встречается ранний, реликтовый лизардит; хризотил присутствует только в поздних тектонических трещинах [305]. Несколько асбестопроявлений известно также в Восточной Австралии [306]. В частности, промышленными считаются асбестовые месторождения, приуроченные к сильно расщепленным серпентинитам Нового Южного Уэльса [307]. Описаны крупные выходы серпентинизированных ультрабазитов в Новой Зеландии [308]. Антигорит-тапк-магнетитовые тела расположены близ Мильфорда, на о-ве Южном [158]. В Океании наиболее известны серпентинизированные ультрабазиты Новой Каледонии, покрытые мощной корой выветривания, используемой как никелевая руда [309].

Серпентины, образованные при метаморфизме магнезиальных карбонатных пород [310—313], встречаются гораздо реже, чем серпентины, являющиеся продуктом изменения ультрабазитов. При серпентинизации магнезиальных осадков происходит привнос не только воды, но и кремнекислоты. В результате этого процесса образуются маложелезистые серпентиновые минералы. Плотные их разновидности используются как полудрагоценный камень — «благородный змеевик», или «офиокальцит» [310]; волокнистые разновидности представляют собой наиболее ценные маложелезистые асбесты [149]. Месторождения хризотил-асбеста этого генетического типа возникают чаще всего в толщах доломитизированных известняков под воздействием гидротермальных растворов, связанных с интрузиями магматических пород, и, согласно Татаринovu [215], относяся к скарновым (или контактово-метасоматическим, среднетемпературным).

Наибольшей известностью в СССР пользуется Аспагашское месторождение в Красноярском крае, образовавшееся при метаморфизме кембрийских доломитов в результате внедрения в них диабазовых жил [147]. Доломит замещился хорошо просвечивающим, слабо двупреломляющим, однородным, светло-зеленым серпентином («офиокальцитом» или «офитом»), по трещинам в котором и особенно по плоскостям напластования, выделяются поперечно-волокнистые прожилки хризотил-асбеста. По данным Петрова и Соколовой [147], для этого асбеста характерны золотистый цвет, тонкая волокнистость, хорошая распушаемость, пониженное содержание железа (хим. анализ 9). Описаны хризотил-асбестовые проявления Кумысты в Казахстане [314, 315]; серпентинизация развита здесь по доломитовым и доломит-тремолитовым мраморам в виде полос и изометричных пятен диаметром 5—40 см. Мощность асбестоносных жил от 3 до 35 мм; серпентин голубовато-зеленый, зеленый, кремовый, хризотил-асбест серебристо-белый, длина волокна 1—7 мм [315]. Серпентины, образовавшиеся по доломитовым и кальцит-доломитовым мраморам, отмечены на Десовском железорудном месторождении Южной Якутии [316]; расчеты реакций образования серпентина за счет доломита при 100—500 и давлении 500—1500 бар показали, что при 100 и низком давлении аподломитовый серпентин не возникает, минимальная температура его образования — около 200; при повышении температуры и давления устойчивость серпентина возрастает [316].

«Офиокальцит», подобный аспагашскому, известен на месторождении Центральной Кансай в ТаджССР, где «серпофит» слагает жиллообразные тела в метаморфизованных карбонатных породах и скарнах [312], а также в Киргизской и Узбекской ССР, на Приполярном Урале и Дальнем Востоке [149, 311].

Серпентины, образованные при метаморфизме карбонатных пород, описаны в США, в Аризоне (например, месторождение Гранд-Вью в округе Кокопио); сложены они в основном клинохризотилом, близким по составу к аспагашскому [147]. Подобные хризотилитовые месторождения известны также в шт. Нью-Джерси, в лизардитовых серпентинитах. В шт. Нью-Мексико, в горах Орган, в пенкатитах (бруситовых мраморах) встречаются зерна лизардита [4]. В месторождении Голбелт-Спринг в Долине Смерти (округ Инио, США) залежь хризотил-асбеста приурочена к пологопадающей надвиговой зоне; выше надвига залегают ордовикские доломитовые известняки, а ниже — сложный комплекс плутонических пород с преобладанием кварцевых монзонитов [317].

Серпентинизация протерозойских карбонатных пород со стилолитами и образование хризотил-асбеста произошли при внедрении диабазов в Индию в округе Гуддапах, шт. Андхра-Прадеш [318]. Хризотил-асбестовые жилы в доломитизированных известняках описаны также на месторождении Каолай (Индия) [319].

Крупная добыча поделочного хорошо просвечивающего «офиокальцита Ю-Ен-Ши», напоминающего нефрит, ведется в районе Дайрена в КНР. Месторождения маложелезистого асбеста, образованные при метаморфизме яньшанских (докембрийских) доломитов под действием внедрившихся в них гранитов, разрабатываются в местности Лайюань, в 100—150 км к северо-западу от Пекина (КНР) [4]. Хризотил-асбестовые жилы на контакте серпентинизированных доломитов с силлами диабазов известны в ЮАР, в частности в Трансваале, в районе г. Питерсбурга [75].

Типичным примером серпентина в корях выветривания (третий генетический тип) может служить «сунгулит» (псевдоморфозы по слюде) [320, 321]. В низах коры выветривания слюдоносных ультрабазитов наблюдается гидратация слюды; в зависимости от характера первичной слюды образуется гидрофлогопит или гидробиотит. Выше эти гидрослюды замещаются вермикулитом, а еще выше последний переходит в «сунгулит». В самых верхах коры выветривания, если таковые сохраняются, «сунгулит» переходит в монтмориллонит и охру. На гипергенное происхождение «сунгулита» указывает его присутствие только в строго определенной зоне коры выветривания [320, 321]. Описан механизм топотаксического замещения вермикулита хризотилом [322].

Месторождения «сунгулита» известны на Урале в районе оз. Сунгуль, бли Кыштыма [19]. В Казахстане такие псевдоморфозы отмечены в Кустанайской обл. [321]. В коре выветривания Кемпирсайского массива (Казахстан) описан гипергенный ортохризотил [53]. Широко развит «сунгулит» на Кольском полуострове, в Ковдорском месторождении, в массиве Лесная Варака и в Африканде [16, 19, 320, 323]. Очень похож на «сунгулит» лизардит из долины Сиссоне в Италии [32]; здесь в морене был найден образец измененного доломита, в котором наблюдались зерна оранжевого клиногумита и жилка с мелкими до (1 мм) кристаллами лизардита. Гипергенные серпентиновые минералы (хризотил и лизардит) обнаружены в коре выветривания никелевых месторождений Кубы (Ягрумаче, Левиса, Пунта Горда, Никаро Марти) [140].

Своеобразный генезис серпентина описали Бриндли и Суза-Сантос [21]. Это антигоритовая «глина», осаждающаяся из раствора в тальковом руднике Хатоба, в Кастро, шт. Парана (Бразилия). «Глина» залегает на поверхности талька, в трещинах в нем и западинах и добывается вместе с тальком. Сложена «глина» частицами антигорита (размер 0,5—0,2 мкм), по химическому составу почти точно соответствующего теоретическому составу серпентина (хим. анализ 1). «Глина» мягкая, легко рассыпается, быстро диспергируется в воде. Используется антигоритовая «глина» как разбавитель в инсектофунгицидах и фармацевтике. Подобные же «глины» описаны в Японии, на севере о-ва Хонсю в зоне развития зеленых туфов [313].

По данным некоторых исследователей [324, 325], серпентины могут отлагаться и непосредственно в осадочных эвапоритовых бассейнах в условиях высокого осолонения и активности магниезиальных растворов. Клинохризотил совместно с кальцитом, смектитом и полевым шпатом обнаружен в керне глубоководных осадков из впадины Хесс в Тихом океане (западная часть Галапагосского рифта), однако предполагается, что он отлагался из гидротермальных растворов [326]. Лизардит и хризотил найдены в четвертичных отложениях в Новой Зеландии; высказано предположение об образовании хризотила в результате растворения обломочного лизардита и последующего переотложения из раствора [327].

Изм. На первых этапах выветривания хризотил-асбеста, как было выявлено на примере Джеггаринского и Киембаевского месторождений [328, 329], его волокна внешне оставаясь неизменными, изменяют некоторые физико-механические свойства: снижается их прочность, электрокинетический потенциал асбеста становится отрицательным, рН водной суспензии снижается до нейтральной (у измененного асбеста рН=7,99—9,18, у неизменного рН =

= 9,59—9,90). На более поздних этапах выветривания серпентины переходят в различные смектиты, особенно часто (если в серпентине содержится железо) — в нонтронит [140, 330]. Банниковым [331] описано замещение апогарцбургитовых серпентинитов Улахидского массива (МНР) карбонатами, кварцем, халцедоном, опалом, дисперсным магнетитом и гидроокислами железа.

Раевым и Макаровым [332] предложены два механизма преобразования хризотила (Кемпирсайский массив, Казахстан) в нонтронит. В одном случае может происходить разрыв связей вдоль оси удлинения кристаллитов (направление  $[100]$ ), отдельные трубки превращаются в пучки волокон, хризотил проходит стадию «разрушенного» хризотила, параметр решетки  $b$  в ходе перестройки структуры уменьшается от 9,20 Å (хризотил) до 9,14 Å («разрушенный» хризотил) и далее до 9,08 Å (хризотил-, нонтронит) и 9,02 Å (нонтронит). В другом случае разрыв связей происходит не только по оси удлинения, но и перпендикулярно ей (направление  $[010]$ ), трубки хризотила распадаются на мелкие желобообразные частицы, которые затем распрямляются и соединяются в агрегаты. Микродифракционные картины, полученные от загнутых краев таких агрегатов, уже не содержат базальных отражений 7,35 Å, а только 11,05, 12,57 Å и т. д.

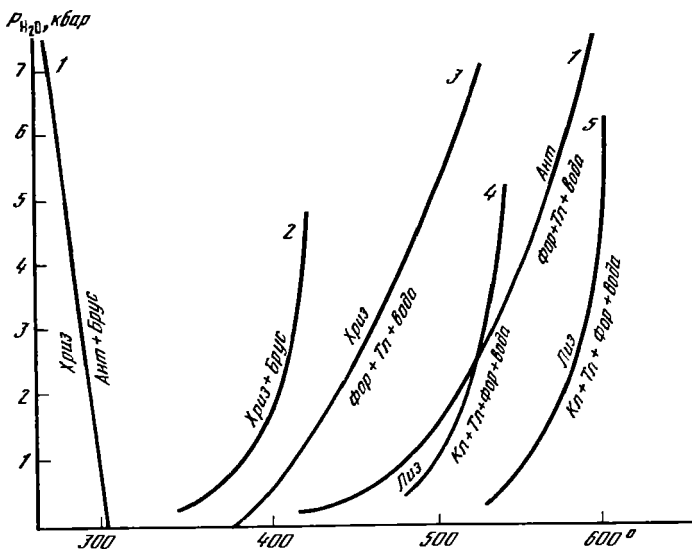
В химическом отношении изменение серпентинов связано с перераспределением октаэдрических катионов [332, 333]. Исследование образцов серпентинитов Индонезии [333] показало, что в процессе выветривания магний выщелачивается из серпентинов, а железо накапливается, вследствие чего выветрелый лизардит имеет пониженное содержание Mg и повышенное содержание Fe (а также Al, Cr и Ni). В профиле коры выветривания серпентинитов Улахидского массива (МНР) наблюдается вынос Mg, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Cr, Ni и принос Ti, Na, K, V [331].

В процессе метаморфизма серпентиновые минералы могут перекристаллизоваться в оливин и пироксены, образуя вторичные дунит-гарцбургитовые парагенезисы [246, 334].

Преобразование серпентинов в гидротермальных условиях экспериментально изучено Боллом и Тейлором [335], Корытковой и др. [336]. Предпринята попытка моделирования процесса гипергенного изменения серпентинов [337].

**Искусств.** Серпентиновые минералы легко синтезируются из геля соответствующего состава, реже используется смесь кристаллических окислов. Синтез в большинстве опытов проводится в гидротермальных условиях с большим избытком воды. Впервые серпентин был получен Сыромятниковым в 1935 г. [338] кристаллизацией геля при температуре 180—400 и давлении 55—400 атм, однако продукты этого синтеза детально не изучены. В дальнейшем синтез был осуществлен Ноллом [339], Эппрехтом [340], а также Боуэном и Таттлом [177]. Последние выявили, что хризотил устойчив при температуре 200—500 и давлении 140—2700 атм, причем влияние давления на результат синтеза меньше, чем температуры [177].

Йодер в 1952 г. [341], а также Д. М. Рой и Р. Рой в 1954—1955 гг. [342, 343] получили, помимо хризотила, пластинчатый алюминиевый серпентин состава Mg<sub>5</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub>. В 1958 г. Нельсон и Рой [344] синтезировали ряд магнезиально-алюминиевых серпентинов от лизардита до амезита и подтвердили предположение Йодера [341] о существовании твердых растворов в этой серии. Наряду с магнезиальными был осуществлен синтез никелевых и кобальтовых серпентинов [342, 345]. Синтез антигорита проведен в 1971 г. Ясмундом [346]. Типичный антигорит (сверхпериод 33—38 Å) был получен [347] из геля при температуре 450—550 и давлении 530—1750 атм за 5 дней. В СССР хризотил синтезирован в широком интервале температур и давлений (от комнатных условий до 550 и 2000 атм) [348—350]. Помимо непосредственного синтеза, проводились опыты по воспроизведению процесса серпентинизации оливина и энстатита при 100—500 и давлении до 1000 атм [351, 352]. Выявлено, что в щелочной среде (кремнеземсодержащие щелочные растворы) по оливину образуются антигорит и хризотил, в нейтральной (дистиллированная вода) — лизардит и хризотил, в солянокислой среде оливин на 30% замещается лизардитом; по энстатиту и в щелочной, и в нейтральной среде образуется лизардит, замещающийся хризотилом. Экспериментально установлена возможность



Фиг. 48.  
 Диаграмма устойчивости  
 серпентинов (по Карузо  
 и Черноски)

Использованы данные:

— Эванс и др..

2 — Йоханнес,

3, 4 — Черноски,

5 — Карузо, Черноски;

Лиз — лизардит;

Хриз — хризотил;

Ант — антигорит;

Брус — бруснит;

Фор — форстерит;

Кл — клинохлор;

Тт — тальк

образования серпентина из талька и брусита [353]. Ядо и Ииши [54] проводили синтез хризотила за счет оливина с целью изучения начальных стадий нарастания хризотила на оливин.

Диаграмма состояния системы  $MgO-SiO_2-H_2O$  впервые предложена Боуэном и Таттлом в 1949 г. [177]. Позднее она была уточнена Эвансом с соавторами [118], которые указали на то, что антигорит устойчив при несколько более высоких температурах по сравнению с лизардитом и хризотилом. Полная сводка всех имеющихся данных по устойчивости серпентинов дана в 1979 г. Карузо и Черноски (фиг. 48) [34]. На этой диаграмме нашло отражение представление о хризотиле как самом низкотемпературном серпентиновом минерале. На относительную устойчивость серпентинов заметно влияет ассоциация, в которой они находятся. Большое влияние оказывают также элементы-примеси. Так, в процессе синтеза минералов с примесью алюминия [36] оказалось, что хризотил образуется только в том случае, если примесь Al не превышает 0,05 форм. ед. при более высоком содержании (до 1,0 форм. ед.) синтезируется лизардит.

**Практ. знач.** Из всех серпентиновых минералов наибольшее промышленное значение имеет хризотил-асбест [82, 149, 354, 355]. Устойчивость к высоким температурам, электроизоляционные качества, химическая инертность в сочетании с другими технологическими и физико-механическими свойствами делают хризотилевое волокно уникальным материалом, не имеющим природных аналогов и искусственных заменителей [356, 357]. Асбест подразделяется на товарные сорта в зависимости от длины, формы и качества волокна [358]. Из хризотил-асбестовой пряжи, вырабатываемой из наиболее ценного длинноволокнистого асбеста, изготавливают всевозможные текстильные материалы — плетеные и тканые набивки, уплотняющие прокладки, электроизоляционные ленты и шнуры, огнестойкие ткани для производства защитной спецодежды. Низкий коэффициент трения, высокая механическая прочность и терлостойкость асбеста особенно важны при изготовлении тормозных лент [358]. Широко используются огнеупорные асбестовые замазки, асбестокarton [359], асбестовая бумага [360], асбесторезиновые и асбестопластмассовые изделия [358, 361]. Относительно мелкое асбестовое волокно идет на изготовление асбоцементных деталей, асбоцементных труб и кровельного шифера. За рубежом большое количество асбеста вводится в асфальто-бетонные покрытия, увеличивая их прочность. Однако в последние годы в связи с выявленной канцерогенностью асбестовой пыли применение мелкого асбестового волокна в непродуцственной сфере, а также в некоторых отраслях промышленности снижается [362—365].

По добыче асбеста на первом месте в мире находится Советский Союз, в котором крупнейшим месторождением является Баженовское на Среднем Урале. Большое количество асбеста дают Джетыгаринское месторождение в Казахстане, Киёмбаевское в Оренбургской обл., Актотракское в Туве [82, 196]. Второй страной, ведущей добычу хризотил-асбеста в больших масштабах, является Канада, где эксплуатируется несколько десятков месторождений, расположенных в северо-восточных областях страны. Около 10% мировой добычи хризотил-асбеста дают ЮАР и Зимбабве, где наиболее крупным является месторождение Шабани [196].

Светлые, плотные, почти мономинеральные полупрозрачные разновидности серпентиновых пород — «благородный змеевик» — используются как ценный поделочный камень [366]. На Востоке очень популярны изделия мелкой пластики из весьма напоминающего светлый нефрит «благородного змеевика», добываемого в районе г. Дайрена на Ляодунском полуострове КНР [4].

Плотные разновидности серпентинитов используются как облицовочный и декоративный материал. Особой известностью в этом отношении пользуются камень «Верде Антико», добывавшийся на о-ве Тинос в Греции, и близкие к нему итальянские камни «Верде Польцеверра», «Верде Генуя», «Верде Тегле» из карьеров Генуи и «Верде Ди Прато» из окрестностей Тосканы. Очень красив кубинский антигоритовый змеевик («Верде Серрано») месторождения Пело-Мало близ г. Санта-Клара [89]. В СССР известны антигоритовые змеевики Урала [367].

Серпентиниты часто служат породой, вмещающей хромит и платину. К корам выветривания змеевиков могут быть приурочены никелевые и железные руды, месторождения магнезита, сепиолита и ряд других полезных ископаемых.

**Отл.** Весьма характерны зеленый (часто пятнистый) цвет, псевдоморфная структура, ассоциация с оливин-пироксеновыми породами, а для хризотила — волокнистое строение. Типичны ровные, гладкие плоскости скольжения серпентинитов вдоль тектонических нарушений. Этих особенностей нет у других внешне похожих горных пород. Методы определения количества серпентиновых минералов в ультрабазитах по измерению объемного веса и их точность рассмотрены Чашухиным [368].

Под микроскопом серпентиновые минералы хорошо определяются по низкому двупреломлению и относительно низким показателям преломления. От хлоритов обычно можно отличить по меньшему плеохроизму. Характерны псевдоморфные петельчатые образования и изменение двупреломления в разных местах псевдоморфозы [369, 370]; обычны структуры «песочных часов» и изменение знака удлинения. Структуры и текстуры серпентинов, замещающих оливин и пироксены, предлагалось использовать для диагностики серпентиновых минералов [371], однако оказалось, что этот метод весьма неточен [370]. Характерна кривая нагревания серпентинов.

Для точной диагностики антигорита, лизардита и хризотила необходимы рентгеновские, электронографические, микродифракционные данные [372]. Важным является изучение минералов под электронным микроскопом [373]. Различать антигорит, лизардит и хризотил в мономинеральных образцах в некоторых случаях помогает метод ИК-спектроскопии.

Межплоскостные расстояния лизардита 1T из Кеинак Ков, Корнуэлл (Англия) [374] \*

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	9	7,4	312	1	1,572	007	1	1,045
020	8	4,6	060	8	1,538	530	1	1,002
021	6	3,9	061; 204	8	1,505	531	6	0,993
002	8	3,67	005	2	1,462	405	1	0,981
022	2	2,875	062	6	1,416	532	3	0,968
200	5	2,663	400	3	1,332	066	3	0,952
201	9	2,505	401	7	1,310	533	3	0,923
003	1	2,410	205	6	1,281	008	1	0,912
040	1	2,307	402	3	1,253	600	6	0,885
202	8	2,156	006	2	1,219	601; 504	2	0,880

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
042	1	1,945	403	6	1,169	067; 208; 602	6	0,861
004	2	1,835	206	1	1,110	603	1	0,834
203	6	1,799	404	3	1,078	407	1	0,828
310	5	1,743	510; 065	3	1,058	068	2	0,786
311	2	1,692						

\* Индексы вычислены на основе параметров:  $a_0=5,31$ ,  $b_0=9,20$ ,  $c_0=7,31$  Å,  $\beta=90^\circ$ .

#### Межплоскостные расстояния клинохризотила [375] \*

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	10	7,36	20 $\bar{2}$	6	2,549	008	2	1,829
020	6	4,58	202	8	2,456	206	6	1,748
004	10	3,66	203	2	2,282	060	8	1,536
130	4	2,66	20 $\bar{4}$	2	2,215	0.0.10	2	1,465
201	4	2,594	204	6	2,096	402	4	1,317

\* Сводные данные по образцам из Церматта (Швейцария) и из Рихенштейна (Силезия); индексы вычислены на основе параметров:  $a_0=5,32$ ,  $b_0=9,20$ ,  $c_0=14,64$  Å,  $\beta=93,33^\circ$ .

#### Межплоскостные расстояния антигорита [8] \*

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
001	400	7,30	93 $\bar{1}$	9	2,46	10.0.3	4	1,75
20 $\bar{1}$	24	6,95	003; 18.0.0	38	2,42	17.0.3	10	1,73
30 $\bar{1}$	16	6,52	17.0.1; 30 $\bar{3}$ ; }	9	2,39	21.3.1	2	1,68
401	8	5,80	10.3. $\bar{1}$			22.3.1	2	1,63
710	3	5,11	403?	5	2,35	14.0. $\bar{4}$	3	1,58
810	6	4,67	15.0.2	6	2,24	24.3.0	12	1,56
020	7	4,64	16.0. $\bar{2}$	7	2,21	060	9	1,54
910	4	4,27	83 $\bar{2}$	22	2,169	24.3. $\bar{1}$	9	1,53
81 $\bar{1}$	6	3,95	16.0.2	20	2,153	15.0.4; 16.0. $\bar{4}$ }	13	1,52
102; 10 $\bar{2}$ ; }	300	3,63	93 $\bar{2}$	4	2,127	22.3. $\bar{2}$		
002			17.0. $\bar{2}$	4	2,113	061	8	1,50
302; 202	24	3,52	11.3. $\bar{2}$	4	2,035	17.0. $\bar{4}$ ; 93 $\bar{4}$	10	1,49
14.0. $\bar{1}$	2	2,88	15.0. $\bar{3}$	3	1,879	934	7	1,48
15.0.1	3	2,66	15.0.3	12	1,832	18.0. $\bar{4}$	6	1,46
930	4	2,60	004; 10 $\bar{4}$ ; }	23	1,813	10.3.4	6	1,46
17.0.0; 16.0. $\bar{1}$	8	2,57	833			20 $\bar{5}$	10	1,45
16.0.1	70	2,53	93 $\bar{3}$	14	1,782	205	9	1,44

\* Сводные данные по образцам из Нью-Йорка (США), Каракаса (Венесуэла), Миконнуи (Новая Зеландия), Глен Уркварт (Шотландия) и Долины Антигорно (Швейцария); индексы вычислены на основе параметров:  $a_0=43,5$ ,  $b_0=9,25$ ,  $c_0=7,26$  Å,  $\beta=91,38^\circ$ .

#### Л и т е р а т у р а

1. Midgley H. G. // *Miner. Mag.* 1951. Vol. 29, N 212. P. 526.
2. Лодочников В. Н. Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 38. 817 с.
3. Ефремов Н. Е. // ДАН СССР. 1939. Т. 22, № 7. С. 437.
4. Faust G. T., Fahey J. J. // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1962. N 384-A. P. 1.
5. Nagy V., Faust G. T. // *Amer. Miner.* 1956. Vol. 41, N 11/12. P. 817.
6. Сыромятников Ф. В. // Академику Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 32.
7. Kouřimský J., Satava V. // *Sb. Nar. muz. Praze.* 1954. Sv. 10, N 4. S. 1.
8. Whittaker E. J. W., Zussman J. // *Miner. Mag.* 1956. Vol. 31, N 233. P. 107.
9. Wicks F. J., Whittaker E. J. W. // *Canad. Miner.* 1977. Vol. 15, pt 4. P. 459.
10. Frondel C. // *Amer. Miner.* 1962. Vol. 47, N 5/6. P. 783.
11. Bish D. L., Brindley G. W. // *Miner. Mag.* 1978. Vol. 42, N 321. P. 75.
12. Caillère S. // *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.* 1936. Vol. 59, N 1/2. P. 163—326.
13. Сыромятников Ф. В. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1935. Т. 13, № 2. С. 289.
14. Артёмов В. Р., Ковалев Г. А. // Месторождения хризотил-асбеста. М.: Недра, 1967. С. 393.
15. Ефремов Н. Е. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 6. С. 921.
16. Соболев Н. Д. // ДАН СССР. 1947. Т. 58, № 5. С. 867.
17. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.
18. Барсанов Г. П. // Тр. Ломонос. ин-та АН СССР. 1933. Вып. 2. С. 5.
19. Соколов Г. А. // Изв. науч.-техн. кружка металлургов и химиков Ленинград. политехн. ин-та. 1925. Т. 29, вып. 1/2. С. 19.



20. Иванова В. П., Касатов Б. К., Москалева В. Н. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 1. С. 1.
21. Brindley G. W., de Souza-Santos P. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 3. P. 187.
22. Лапшев И. М. // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАИ СССР, 1969. Г. 2. С. 177.
23. Yada K. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 5. P. 704.
24. Wicks F. J. Short course in mineralogical techniques of asbestos determination. Quebec: Miner. assoc., 1979. Vol. 4. 35 p.
25. Wicks F. J. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 673.
26. Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 106.
27. Bausch H.-J. // Fundgrube 1982. Vol. 18, N 3. P. 74.
28. Levi K. J. T., Veblen D. R. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 1/2. P. 113.
29. Wicks F. J., Whittaker E. J. W. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 3. P. 227.
30. Врублевская З. В., Токмаков П. П. // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 5. С. 1202.
31. Cervelle B. D., Maquet M. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 4. P. 377.
32. Mellini M. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 5/6. P. 587.
33. Mellini M., Zanazzi P. F. // Ibid. 1987. Vol. 72, N 9/10. P. 943.
34. Caruso L., Chernosky J. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 757.
35. Dungan M. A. // Ibid. P. 771.
36. Chernosky J. V. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3/4. P. 200.
37. Yada K. // Acta crystallogr. A. 1971. Vol. 27, pt 6. P. 659.
38. Варфоломеева Е. К., Ескина Г. М., Кринару Г. А., Сабирова Н. Ю., Халитов З. Я. // Физика минералов и горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. С. 62.
39. Whittaker E. J. W. // Acta crystallogr. 1953. Vol. 6, pt 8/9. P. 747; 1956. Vol. 9, pt 11. P. 855, 862.
40. Yada K. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 679.
41. Whittaker E. J. W. // Acta crystallogr. 1956. Vol. 9, pt 11. P. 865.
42. Whittaker E. J. W. // Ibid. 1957. Vol. 10, pt 3. P. 149.
43. Варлаков А. С. // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 1. С. 189.
44. Krstanović J., Pavlović S. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1769.
45. Middleton A. P., Whittaker E. J. W. // Canad. Miner. 1976. Vol. 14, pt 3. P. 301.
46. Cressy B. A., Zussman J. // Ibid. P. 307.
47. Mellini M. // Miner. Mag. 1986. Vol. 50, N 356. P. 301.
48. Morandi V., Felice G. // Ibid. 1979. Vol. 43, N 325. P. 135.
49. Токмаков П. П., Горшков А. И., Яровая В. С. // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 87.
50. Jiang S., Lin W. // Acta geol. sin. 1984. Vol. 58, N 2. P. 136. Пер. на рус. яз.: // XXVII Междунар. геол. конгр. Тез. докл. Секция 10—11. М., 1984. Т. 5. С. 61.
51. Middleton A. P., Whittaker E. J. W. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 693.
52. Горшков А. И., Токмаков П. П., Сивцов А. В. // Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси. М.: Наука, 1977. С. 117.
53. Раев В. Г., Подлипаева Н. И. // Условия формирования кор выветривания и их минеральные месторождений. М.: Наука, 1983. С. 99.
54. Yada K., Iishi K. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 9/10. P. 958.
55. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. // Кристаллография. 1965. Т. 10, вып. 5. С. 635.
56. Лицарев М. А., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б. // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 1. С. 188.
57. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 6. P. 355.
58. Brindley G. W., von Knorring O. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 794.
59. Zussman J., Brindley G. W. // Ibid. 1957. Vol. 42, N 9/10. P. 666.
60. Krstanović J., Pavlović S. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 5/6. P. 871.
61. Hall S. H., Guggenheim S., Moore P., Bailey S. W. // Canad. Miner. 1976. Vol. 14, pt 3. P. 314.
62. Olsen E. J. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 3/4. P. 434.
63. Buyliss P. // Miner. Mag. 1981. Vol. 44, N 334. P. 153.
64. Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В., Горшков А. И., Самотин Н. Д., Фролова К. Е. Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, 1969. 309 с.
65. Tanji T., Yada K. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 5. P. 429.
66. Kunze G. // Ztschr. Kristallogr. 1956. Bd. 108, N 1/2. S. 82; 1958. Bd. 110. N 4. S. 282.
67. Kunze G. // Fortschr. Miner. 1961. Bd. 39, N 2. S. 206.
68. Aruja E. // Miner. Mag. 1945. Vol. 27, N 188. P. 65.
69. Zussman J., Brindley G. W., Comer J. J. // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 3/4. P. 133.
70. Chapman J. A., Zussman J. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 7. P. 550.
71. Uehara S., Shirozu H. // Miner. J. Jap. 1985. Vol. 12, N 7. P. 299.
72. Ней М. Н. // Miner. Mag. 1939. Vol. 25, N 166. P. 402.
73. Штейнберг Д. С. Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
74. Veblen D. R., Buseck P. R. // Science. 1979. Vol. 206, N 4425. P. 1398.
75. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. // Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. С. 198.

76. Корнилов Н. А. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 5. С. 535.
77. Меренков Б. Я., Толстихина К. И. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 65.
78. Martinez E., Comer J. J. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 1/2. P. 153.
79. Меренков Б. Я. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1958. Вып. 22. С. 138.
80. Перлин В. Д., Грачева О. И., Зевин Л. С. // Неметаллические полезные ископ. емые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 111.
81. Сыромятников Ф. В. // Минерал. сырье. 1926. № 9. С. 677; 1929. № 8. С. 998; 1930. № 1. С. 99; 1934. № 1. С. 11.
82. Соболев Н. Д. Введение в асбестоведение. М.: Недра, 1971. 280 с.
83. Кушнырь Г. И., Касатов Б. К. // Разведка и охрана недр. 1985. № 12. С. 29.
84. Перлин В. Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 66.
85. Перлин В. Д., Грачева О. И., Зевин Л. С. // Минералогическое и технологическое изучение асбестов Казахстана. Алма-Ата: КазНИМС, 1977. Т. 1. С. 165.
86. Соболева М. В., Соболев Н. Д. Ломкий хризотил-асбест. М.: Недра, 1965. 68 с.
87. Datta A. K., Bhattacharjee S. // J. Mater. Sci. 1986. Vol. 21, N 3. P. 1041.
88. Stroink G., Dunlap R. A., Hutt D. // Canad. Miner. 1981. Vol. 19, pt 4. P. 519.
89. Облицовочные камни Кубы/Под ред. В. П. Петрова. М.: Наука, 1981. 272 с.
90. Толстихина К. И. // Тр. ИГН АН СССР. 1955. Вып. 165. С. 93.
91. Бахтин А. И. // Геолимния. 1981. № 4. С. 613.
92. Бахтин А. И. Пороодообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. 192 с.
93. Бахтин А. И., Булатов Д. М., Эйриш М. В. // V Всесоюз. симпоз. по пробл. изоморфизма: Тез. докл. Черноголовка, 1981. С. 82.
94. Бинчиков О. Л., Ковалева Л. Т. // Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 109.
95. Farmer V. C. The infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc., 1974. 539 p.
96. Yarov S., Heller-Kallai L. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 145.
97. Brindley G. W., Zussman J. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 1 2. P. 185.
98. Синяков В. И., Галкина С. В. // ИГиГ СО АН СССР. 1980. Вып. 465. С. 80.
99. Heller-Kallai L., Yarov S., Gross S. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 310. P. 197.
100. Luce R. W. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1971. N 750-B. P. B199.
101. Крайнева Э. П., Петров В. Л., Полупанова Т. И., Шильгин Б. В. // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 82.
102. Serna C. J., White J. L., Veld B. D. // Miner. Mag. 1979. Vol. 43, N 325. P. 141.
103. Витовская И. В., Власова Е. В. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР. 1983. Вып. 18. С. 81.
104. Крайнева Э. П., Петров В. Л., Полупанова Т. И. // Журн. прикл. спектроскопии. 1982. Т. 37, № 4. С. 604.
105. Варфоломеева Е. К., Ивойлова Э. Х., Музин В. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. 112; Intern. Geol. Rev. 1984. Vol. 26, N 7. P. 830.
106. Van der Marel H. W., Beutelspacer H. Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. N. Y.; Amsterdam: Elsevier, 1976. 335 p.
107. Šibenik-Studen Mira // Glas. Zemaljsk. muz. BiH. Sarajevu. Prir. nauke. 1983. Sv. 22. S. 35.
108. Shirozu H., Ishida K. // Miner. J. Jap. 1982. Vol. 11, N 4. P. 161.
109. Булатов Ф. М., Ивойлова Э. Х. // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 2. С. 22.
110. Blaauw C., Stroink G., Leiper W., Zentilli M. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 713.
111. Stroink G., Blaauw C., White C. G., Leiper W. // Ibid. 1980. Vol. 18, pt. 3. P. 285.
112. Rozenon I., Bauminger E. R., Heller-Kallai L. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 7/8. P. 893.
113. Крутиков В. Ф., Булатов Ф. М. // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 4. С. 78.
114. Sharrock P. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 7. P. 1311.
115. Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R. // US Geol. Surv. Bull. 1978. N 1452. P. 456.
116. Булах А. Г., Булах К. Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. 167 с.
117. Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А. // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967. С. 194.
118. Evans B. W., Johannes W., Oterdoom H., Trommsdorff V. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 56. H. 1. S. 79.
119. Chernosky J. V. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 1. P. 19.
120. Варлаков А. С. Пороодообразующие минералы группы серпентина. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 81 с.
121. Алахвердиев Ш. И. // Вопросы минералогии и геохимии рудных и нерудных месторождений Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1982. С. 42.
122. Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Котельников Д. Д., Дзюбло А. Д. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1983. Вып. 31. С. 65.
123. Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. // Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1976. С. 38.

124. Варлаков А. С. Петрология серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 219 с.
125. Колбанцев Р. В., Шитов В. А., Бондарева О. С. и др. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 3, С. 351.
126. Frank-Kamenelsky V. A. // Clay Miner. 1960. Vol. 4, N 24. P. 161.
127. Erdelyi J., Koblencz V., Varga N. S. // Acta geol. Acad. sci., hung., 1959. Vol. 6, N 1/2. P. 95.
128. Miura Y., Rucklidge J., Nord G. L. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 76, N 1 P. 17.
129. Wang Pu, Juan Shou-tsuen // Sci. sin. 1965. Vol. 14, N 2. P. 327.
130. Бонштедт-Куплетская Э. М. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 3. С. 327.
131. Wicks F. J., Plant A. G. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 785.
132. Корнилов Н. А. // ДАН СССР. 1960. Т. 130, № 6. С. 1325.
133. Жангуров А. А. // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1982. С. 3.
134. Цзя Бинь-Сень, Цень Цэ // Acta geol. sin. 1964. Vol. 44, N 1. P. 98.
135. Варлаков А. С., Иванов О. К., Матвеев С. И. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 5. С. 588
136. Иловайская С. В., Стульчиков В. А. // Геол. журн. АН УССР. 1979. Т. 39, № 5. С. 48
137. Сердюченко Д. П. // ДАН СССР. 1945. Т. 46, № 3. С. 125.
138. Еремеев В. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 31. С. 68.
139. Бадалов С. Т. // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 6. С. 698; Бадалов С. Т., Ислатов И. И. Докл. АН УзССР. 1954. № 4. С. 27.
140. Воскресенская Н. Т., Кользю Х., Рекшинская Л. Т., Плюснина И. И., Бирке М. Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1983. Вып. 18. С. 93; Геохимия. 1987 № 2. С. 267.
141. Manseau A., Calas G. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 5/6. P. 549.
142. Санатина М. Н., Журавлева Н. А., Вторушин А. В. // Тр. Геол. ин-та УФАН 1970. Вып. 86. С. 144.
143. Palache C. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1935. N 180. P. 49.
144. Маршищев В. К., Никишова Л. В., Готовцев В. В. // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 3. С. 697.
145. Рундквист Т. В. // Зап. ВМО. 1983. Т. 112, вып. 5. С. 559.
146. McConnell D. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 830.
147. Петров В. П., Соколова Л. А. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 17. С. 85.
148. Фролов С. М. // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 6. С. 689.
149. Месторождения хризотил-асбеста СССР/Под ред. П. М. Татаринова, В. Р. Артемова. М.: Недра, 1967. 512 с.
150. Гончаренко А. И. // Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. С. 193.
151. Юркова Р. М., Дриц В. А., Слонимская М. В., Степанов С. С., Соколов С. Д. // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 102.
152. Чащухин И. С., Юников Б. А., Петрищева В. Г., Шерстобитова Л. Д. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 3. С. 292.
153. Алимарин И. П., Ромм И. И. // Тр. ВИМС. 1935. Вып. 76. С. 3.
154. Меренков Б. Я., Токмаков П. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 47. С. 53.
155. Осокин А. С. // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1977. С. 19.
156. Меренков Б. Я., Татаринов П. М., Берлинраут Л. Я. // Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 387.
157. Соколова Л. А. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 47. С. 3.
158. Page N. J., Coleman R. G. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 575-B. P. 103.
159. Page N. J. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 201.
160. Подвысоцкий В. Т. // Зап. ВМО. 1985. Т. 114, вып. 2. С. 234.
161. Cogulu E., Laurent R. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 1. P. 173.
162. Токер Н. И., Абенд Л. К., Крайнева Э. П. // Науч. тр. ВНИИпроектасбест. Асбест, 1962. Вып. 3. С. 62.
163. Банников О. Л., Корнева Т. А. // Геология и геофизика. 1972. № 3. С. 118.
164. Houldsworth I. H. S., Cobb J. W. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1923. Vol. 22. P. 111
165. Bautsch H.-J. // Chem. Erde. 1956. Bd. 18, N. 4. S. 197.
166. Vermaas F. H. S. // S. Afr. J. Chem. Metall. and Mining Soc. 1953. Vol. 53, N. 7 P. 191
167. De Suza-Santos H., Yada K. // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 3. P. 161.
168. De Suza-Santos H., Yada K. // Ibid. 1983. Vol. 31, N 4. P. 241.
169. Richter S., Spaldon F., Murin J., Skokanova Z., Hronsky V., Krocán J., Olcák D. Miner. slov. 1983. Vol. 15, N 4. P. 331.
170. Банников О. Л. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 305. С. 43.
171. Слуцкий А. Б., Хитаров Н. И., Ходырев О. Ю. // Геохимия. 1984. № 3. С. 314.
172. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. А. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
173. Kawfman A. J., Dilling E. // Econ. Geol. 1950. Vol. 45, N 3. P. 222.
174. Tsuzuki Y., Nagasawa K. // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1957. Vol. 5, N 2. P. 153.
175. Гурьев С. А., Кожмяко Н. А., Воронов И. Е. // Геология и разработка месторождений хризотил-асбеста. Асбест: ВНИИпроектасбест, 1982. С. 60.

176. *Smykatz-Kloss W.* // Differential thermal analysis. В.; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1974. P. 78.
177. *Bowen N. L., Tuttle O. F.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1949. Vol. 60, N 3. P. 439. Пер. на рус. яз.: // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 9.
178. *Иванова В. П., Корнилов Н. А.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96, № 3. С. 187.
179. *Martinez E.* // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 7/8. P. 901.
180. *Липатов В. Т., Цой И. Т., Аблесимов Н. Е., Землянухин В. Н.* // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 70.
181. *Крайнева Э. П., Воронов И. Е., Бызова Г. К.* // Науч. тр. ВНИИпроектасбест. Асбест. 1979. Вып. 21. С. 40.
182. *Екимов С. П., Крижанский Л. М., Кротков В. А., Филина Л. В., Харитонов Н. П.* Изв. АН СССР. Неорган. материалы 1982. Т. 18, № 5. С. 864.
183. *Власов Ю. Г., Островский В. В.* // Там же. 1968. Т. 4, № 5. С. 798.
184. *Меренков Б. Я., Толстихина К. И., Шумихина И. В.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 31. С. 54.
185. *Банников О. Л.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1975. Вып. 184. С. 74.
186. *Боголепов В. Г.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 4. С. 35.
187. *Булькин Л. Д.* // Асбесты СССР. М.: ВИМС, 1974. Вып. 1. С. 72.
188. *Wicks F. J.* // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 1. P. 185; 1984. Vol. 22, pt 1. P. 197.
189. *Иванов О. К., Каинов В. И.* // Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 25.
190. *Татаринов П. М.* // Тр. Геол. ком. Н. С. 1928. Вып. 185. С. 3.
191. *Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова Л. А.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 31. С. 19.
192. *Соболев Н. Д.* // Исследование минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат. 1955. С. 141.
193. *Коржинский Д. С.* // Геология руд. месторождений. 1966. Т. 8, № 2. С. 16.
194. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала/Под ред. Л. Д. Булькина. Свердловск: УФАН СССР, 1969. Т. 2. С. 291.
195. *Золов К. К.* // Асбесты СССР. М.: ВИМС, 1974. Вып. 1. С. 39.
196. *Золов К. К.* Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975. 192 с.
197. *Ведерников Н. Н.* // Геология, минералогия и закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в Казахстане. Алма-Ата: КазНИМС, 1979. С. 33.
198. *Велинский В. В., Гора М. П.* // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 54.
199. *Халепп Л. В., Бурд Г. И.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 125.
200. *Janecky D. R., Seyfried W. E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 7 P. 1357.
201. *Whittaker E. J. W., Middleton A. P.* // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 699.
202. *Dungan M. A.* // Ibid. P. 729.
203. *Шкуропат Б. А.* // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1982. С. 3.
204. *Иванов О. К., Булькин Л. Д., Шилов В. А.* // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 3. С. 690
205. *Булькин Л. Д.* Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск: УФАН СССР 1970. 243 с.
206. *Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 296 с.
207. *Campbell I. H.* // Geol. Mag. 1975. Vol. 112, N 1. P. 77.
208. *Worst V. G.* // Bull. S. Rhodesia Geol. Surv. 1960. Vol. 47. P. 3.
209. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* // ДАН СССР. 1971. Т. 196, № 5. С. 1196.
210. *Rucklidge J. C., Patterson G. C.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 65, N 1. P. 39.
211. *Rucklidge J. C.* // Eosop. Geol. 1972. Vol. 67, N 1. P. 38.
212. *Золов К. К., Шмакина М. Я., Медведева Т. Н.* // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 104.
213. *Башта К. Г.* // Геология и разработка месторождений хризотил-асбеста. Асбест: ВНИИпроектасбест, 1982. С. 14.
214. *Соболев Н. Д., Волочаев В. Н.* Петрография и генезис месторождений ломкого хризотил-асбеста. М. Недра, 1966. 80 с.
215. *Татаринов П. М.* // Месторождения хризотил-асбеста в СССР. М.: Недра, 1967 С. 16, 454; Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 2. С. 121.
216. *Корнеев Б. В., Зырянов В. А.* // Геология и разработка месторождений хризотил асбеста. Асбест: ВНИИпроектасбест, 1982. С. 44.
217. *Книппер А. Л.* // Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968. С. 21.
218. *Хесс Г. Г.* // Тр. XVII Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 2 С. 279; Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1955. N 62. P. 397; Bull. Geol. Soc. Amer. 1960 Vol. 71, N 3. P. 235.
219. *Нобл Дж. А., Тейлор Х. П.* // Тр. XXI Междунар. геол. конгр. Тектоника и петрография. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Вып. 2. С. 63, 41.
220. *Wyllie P. J.* // Tectonophysics. 1969. Vol. 7, N 5/6. P. 437.
221. *Post F.* // Freiberg. Forschungsh. С. 1959. Bd. 58. S. 28.

222. Луцкина Н. В., Кушнырь Г. И. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1976. Т. 201. С. 15.
223. Русаков И. М., Егизаров Б. Х. // Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 588.
224. Корнилова В. П., Никишова Л. В., Никишов К. В. // Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. Якутск: СО АН СССР, 1981. С. 65.
225. Уханов А. В., Устинов В. И., Девириц А. Л., Гриненко В. А. // ДАН СССР. 1986. Т. 288, № 2. С. 446.
226. Кривошлык И. Н., Бобривич А. П. // Минерал. сб. Львов, 1984. № 38, вып. 1. С. 7.
227. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 212 с.
228. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 296 с.; Закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых. М.: ИГЕМ АН СССР, 1960. Т. 6. С. 9.
229. Крицко Н. С. // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 195.
230. Мальшев А. А. // Разведка и охрана недр. 1978. № 8. С. 8.
231. Колбанцев Р. В. // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 30.
232. Еремеев В. П. // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 86; Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 175.
233. Коновалова О. Г. // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 93.
234. Кузугет К. С. // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. Вып. 3. С. 197.
235. Ступаков С. И., Завьялова И. В. // Там же. С. 131.
236. Сибилев А. К., Еремеев В. П. // Геология руд. месторождений. 1968. Т. 10, № 3. С. 113.
237. Никитчин П. А. // Материалы по геологии Тувин. АССР. Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1981. Вып. 5. С. 162.
238. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Каячев Н. Ф., Захаров Н. Д. // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. Вып. 3. С. 59.
239. Алексашин М. С., Зырянов В. А., Шалюгина В. А., Жданов Г. А. // Геология и разработка месторождений хризотил-асбеста. Апатиты: ВНИИпроектасбест, 1985. С. 3.
240. Колбанцев Р. В. // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1971. С. 112.
241. Сибилев А. К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.; Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 91.
242. Добрецов Н. Л. // Физико-химические условия магматизма и метасоматизма. М.: Наука, 1964. С. 85.
243. Юдин М. И. // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965. С. 197.
244. Кушнырь Г. И. // Сов. геология. 1984. № 6. С. 17.
245. Артемов В. Р., Колбанцев Р. В., Кушнырь Г. И. // Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Л.: Наука. 1977. № 1. С. 117; Структурные особенности и состав руд Саянского месторождения хризотил-асбеста. М.: Недра, 1979. С. 123.
246. Гончаренко А. И., Каячев Н. Ф., Чернышов А. И., Бехтер О. В. // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 34.
247. Баишта К. Г. // Асбесты СССР. М.: ВИМС, 1974. Вып. 1. С. 122.
248. Соболев Н. Д. // Сов. геология. 1965. № 11. С. 71.
249. Заварицкий А. Н. Перidotитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. М.: Л. ОНТИ, 1932. 221 с.
250. Бакиров А. Г. // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 84.
251. Золоев К. К., Шмакина М. Я., Чемякин В. И., Баишта К. Г. Поиск, разведка и промышленная оценка месторождений хризотил-асбеста. М.: Недра, 1979. 94 с.
252. Дюбков В. Ф. // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1955. Т. 30, вып. 2. С. 145; Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 222.
253. Баженовское месторождение/Под ред. К. К. Золоева. Б. А. Попова. М.: Недра, 1985. 268 с.
254. Бахтиярова З. В. // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. Вып. 2. С. 39.
255. Ознев А. С., Чемякин В. И. // Геология и разработка месторождений хризотил-асбеста. Асбест: ВНИИпроектасбест, 1982. С. 36.
256. Корнеев Б. В. // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1980. Вып. 5. С. 92.
257. Зырянов В. А. // Науч. тр. ВНИИпроектасбест. Асбест, 1979. Вып. 21, С. 29.
258. Золоев К. К., Мардиросьян А. Н., Шмакина М. Я., Глебова З. М. // Вопросы металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф. Свердловск, 1981. Т. 1. С. 76.

259. Спасский А. А. // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 106.
260. Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 228; Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1979. Т. 137. 239 с.
261. Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Кiemбайское месторождение хризотил-асбеста. М.: Недра, 1979. 239 с.
262. Кузнецова В. Н. // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. Т. 1. С. 83.
263. Корнеев Б. В., Корнеева Л. М. // Геология и разработка месторождений хризотил-асбеста. Асбест: ВНИИПроектасбест, 1982. С. 3.
264. Михайлов Н. П. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1962. Т. 80. С. 109.
265. Бок И. И., Набоков Н. П., Струтанский А. В. // Большой Дзезказган. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. Т. 1. С. 278.
266. Бойсеев О. Б., Жусупов М. Е. // Минералогия и технология изучения асбестов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1977. Т. 1. С. 129.
267. Бойсеев О. Б., Жусупов М. Е., Соколова И. А. // Геология, минералогия и закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1979. С. 94.
268. Кораблев Г. Г., Славутский Ю. А., Будаи М. М. // Закономерности размещения и особенности геологического строения месторождений неметаллических полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС, 1978. Вып. 2. С. 56.
269. Будаи М. М., Краснов Г. П. // Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС, 1977. Вып. 1. С. 28.
270. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 239 с.
271. Книппер А. Л. // Геотектоника. 1971. № 6. С. 87; 1978. № 2. С. 50.
272. Веселовский Н. Н. // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фнл. АН СССР. 1977. С. 63.
273. Веселовский Н. Н., Трошков А. Ф. // Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС, 1977. Вып. 1. С. 39.
274. Горбунов Г. И. // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 2. С. 237.
275. Фролов С. М. // Петрология и металлогения мигматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1983. С. 115.
276. Vakanjac B. // UNESCO Intern. Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic Complexes. Athens, 1981. Vol. 3. P. 315.
277. Vakanjac B. // Zb. rad. Rud. geol. fak. Univ. Beogradu. 1977. Sv. 20. S. 9.
278. Novorka D., Dubikova K., Gerthofferova H., Samajova E. // Miner. slov. 1980. Vol. 12, N 6. P. 481; 1983. Vol. 15, N 1. P. 23.
279. Puda Svatopluk // Sb. GPO. 1983. N 27. S. 103.
280. Richter S., Kozac J., Derco J. // Miner. slov. 1980. Vol. 12, N 3. P. 255.
281. Ducloux J. // UNESCO Intern. Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic Complexes Athens, 1981. P. 68.
282. Boscardin M., Gentile P., Reposi G. // Natura. 1982. Vol. 73, N 3/4. P. 173.
283. Crespolara A. V., Galvez J. A. // Bol. geol. y minero. 1977. Vol. 58, N 3. P. 38.
284. Gumerov L. G., Yerov Z., Kazikhani A. // Intern. Geol. Rev. 1977. Vol. 19, N 7. P. 775.
285. Еремеев В. П., Андреев Ю. К. // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 100.
286. Miyashiro A. // Jap. J. Geol. Geogr. Trans. and Abstr. 1966. Vol. 37, 1 N 1. P. 45.
287. Toshihiko I., Takayuki K., Kiyooki N. // J. Fac. sci. Hokkaido Univ. Geol. Ser. 4. 1985 Vol. 21, N 3. P. 305.
288. Cooke H. C. // Econ. Geol. 1936. Vol. 31, N 4. P. 355.
289. Riordon P. H. // Ibid. 1955. Vol. 50, N 1. P. 67.
290. Gabrielse H. // Ibid. 1960. Vol. 55, N 2. P. 327.
291. Crubb P. L. // Ibid. 1962. Vol. 57, N 8. P. 1228.
292. Coats C. J. A. // Canad. Miner. 1968. Vol. 9, pt 3. P. 322.
293. Sinclair A. J., Werner L. J. // J. Intern. Assoc. Math. Geol. 1978. Vol. 10, N 3. P. 273.
294. Hexzett F. G. // CIM Bull. 1978. Vol. 71, N 792. P. 56.
295. Williams H., Hibbard J. P., Bursnall J. T. // Canad. Geol. Surv. Pap. 1977. N 77-1A P. 351.
296. Misar Z. // Geol. pruzk. 1978. Sv. 20, N 9. S. 270.
297. Chidester A. H., Albee A. L., Cady W. M. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1978. N 1016 P. 1.
298. Labotka T. C., Albee A. L. // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 831.
299. Mumpton F. A., Thompson C. S. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 131.
300. Serpentine in California // Miner. Inform. Service Cal. 1953. Vol. 6, N 4. P. 1.
301. Hess H. H. // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 1/2. P. 68.
302. Basta E. Z., Abdel-Kader Z. // Miner. Mag. 1969. Vol. 37, N 287. P. 394.
303. Anhaeusser C. R. // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 1. P. 96.
304. Buttner W., Saager R. // Erzmetall. 1982. Bd. 35, N 3. S. 147.
305. Moeskops P. G. // Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 319. P. 313.
306. Хирн М., Брокли Дж. Г., Фразетти О. // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 2. С. 495.

307. *Glen R. A., Butt B. C.* // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 5. P. 1153.
308. *Challis G. A.* // *J. Petrol.* 1965. Vol. 6, N 2. P. 322.
309. *Lacroix A.* // *Mem. Acad. sci. Inst. France. Ser. 2.* 1943. Vol. 66, N 2. P. 3.
310. *Бадалов С. Т.* // Науч. тр. Ташкент. ун-та. Н. С. 1964. Вып. 234. С. 83.
311. *Соколова Л. А.* // *Тр. ИГЕМ АН СССР.* 1960. Вып. 47. С. 61.
312. *Попов В. С.* // *Изв. АН ТаджССР.* 1962. Вып. 2. С. 52.
313. *Imai N., Otsuka R., Honda S., Isoda N., Suzuki S.* // *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol., Econ. Geol.* 1976. Vol. 71, N 11. P. 339.
314. *Лысов В. И.* / Закономерности размещения и особенности геологического строения месторождений чеметаллических полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС, 1978. Вып. 2. С. 65.
315. *Лысов В. И., Сидоров В. А.* // Принципы и методы минерагенического анализа Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 63.
316. *Демченко В. С.* // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 56.
317. *Fife D. L.* // *Cal. Geol.* 1984. Vol. 37, N 10. P. 221.
318. *Ramat P. K., Iyer G. V. A., Kuttu T. R. N., Murthy M. V. V.* // *J. Geol. Soc. Ind.* 1979. Vol. 20, N 10. P. 467.
319. *Lal K. P.* // *Ind. Mining and Eng. J.* 1978. Vol. 17, N 11. P. 11.
320. *Петров В. П., Токмаков П. П.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1963. № 12. С. 59.
321. *Токмаков П. П., Врублевская З. В., Звягин Б. Б.* / Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977. С. 165.
322. *Mifsud A., Fornes V., Rausell-Colom J. A.* // *Amer. Miner.* 1977. Vol. 62, N 11. P. 1225.
323. *Белькова Л. Н.* // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 152.
324. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* / Литология и полезные ископаемые 1984. № 6. С. 3.
325. *Соколова Т. Н.* // *Тр. ГИН АН СССР.* 1982. Вып. 361. С. 163.
326. *Schmitz W., Singer A., Bäcker H., Stoffers P.* // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 46, N 1/2. P. 17.
327. *Craw D., Landis C. A., Kelsey P. I.* // *Clays and Clay Miner.* 1987. Vol. 35, N 1. P. 43.
328. *Огнев А. С.* Влияние выветривания на свойства хризотил-асбеста. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1973. 177 с.
329. *Огнев А. С., Крайнева Э. П.* // Науч. тр. ВНИИпроектасбест. Асбест, 1977. Вып. 19. С. 30.
330. *Fontanand A., Meunier A.* // *Clay Miner.* 1983. Vol. 18, N 1. P. 77.
331. *Банников О. Л.* // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 76.
332. *Раев В. Г., Макаров В. Б.* // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.* 1981. № 3. С. 53.
333. *Golightly J. P., Arancibia O. N.* // *Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, pt 4. С. 719.
334. *Велицкий В. В., Ковязин С. В., Банников О. Л.* Геология и геофизика. 1983. № 6. С. 78.
335. *Ball M. S., Taylor H. F. W.* // *Miner. Mag.* 1963. Vol. 33, N 261. P. 467.
336. *Корыткова Э. Н., Черьяшин В. И., Дриц В. А.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 2. С. 80.
337. *Эндельштейн И. И., Мельник А. Д., Пилипенко А. А.* / Кобы выветривания и бокситы Алма-Ата: КазИМС. 1981. С. 93; Геохимия. 1982. № 2. С. 263.
338. *Сыромятников Ф. В.* // *Тр. Геол. ассоц. АН СССР.* 1985. Вып. 3. С. 59; *Тр. I совещ. по эксперим. минералогии и петрографии.* М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1935. С. 59.
339. *Noll W.* // *Ztschr. anorg. und allgem. Chem.* 1950. Bd. 261, N 1. S. 1.
340. *Epprecht W.* // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1947. Bd. 27, N 1. S. 20.
341. *Yoder S.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 250, Bowen vol. P. 579.
342. *Roy D. M., Roy R.* // *Amer. Miner.* 1954. Vol. 39, N 11. P. 957.
343. *Roy D. M., Roy R.* *Ibid.* 1955. Vol. 40, N 3. P. 147.
344. *Nelson B. W., Roy R.* // *Ibid.* 1958. Vol. 43, N 7. P. 707.
345. *Noll W., Kircher H., Sybertz W.* // *Naturwissenschaften.* 1958. Bd. 45. S. 489; *Beitr. Miner. und Petrogr.* 1960. Bd. 7, N 4. S. 232.
346. *Jasmund K., Sylla H. M.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 34, N 1. P. 84. 1972. Vol. 34, N 2. P. 346.
347. *Iishi K., Saito M.* *Amer. Miner.* 1973. Vol. 58, N 9. P. 915.
348. *Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А.* / Волокнистые силикаты (природные и синтетические асбесты). Л.: Наука, 1966. 184 с.
349. *Нестерчук Н. И., Макарова Т. А., Федосеев А. Д.* // *Зн. ВМО.* 1975. Т. 75, вып. 1. С. 75.
350. *Блудов Б. Ф., Веденцев А. И., Смоликов А. А.* / Сб. тр. Белгор. технол. ин-та строит. материалов. 1974. Вып. 7. С. 38.
351. *Корыткова Э. Н., Косилина Г. И., Макарова Т. А.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1972. № 3. С. 70.
352. *Корыткова Э. Н., Косилина Г. И., Макарова Т. А., Гилев К. Г.* // *Там же.* 1976. № 5. С. 129.
353. *Пуши В. А., Уитаров Н. И., Слицикл А. Б., Речин Н. И., Кислов О. Л.* / *Геохимия.* 1969. № 10. С. 1188.
354. *Практика обогащения асбестовых руд Подур. Ф. П. Савронова. М.: Недра.* 1975. 224 с.

355. *Zussman J.* // The mineralogy of asbestos. Quebec, 1979. Vol. 1. P. 45.  
 356. *Ncy P.* // Naturwissenschaften. 1981. Bd. 68, H. 12. S. 597.  
 357. *Goni J.* Résumé princ. résult. sci. et techn. Serv. géol. nat. P., 1978. 144 p.  
 358. *Софронов Ф. П.* // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. С. 5.  
 359. *Сokolov П. Н.* Технология асбестоцементных изделий. М.: Госстройиздат. 1955. 260 с.  
 360. *Шулимов П.* // Бумаж. пром-сть. 1933. № 1. С. 39.  
 361. *Eyerer P.* // Gummi—Asbest—Kunstst. 1978. Bd. 31, N 8. S. 574; N 10. S. 776, 787  
 362. *Hehir R. M., Bayard S. P., Thompson J.* // US Dep. Commer. Nat. Bur. Stand. Spec. Publ. 1978. N 506. P. 451.  
 363. *Ross M.* // Rev. Miner. A. 1981. Vol. 9 P. 279.  
 364. *Rutstein M. S.* // Geotimes. 1982. Vol. 27, N 4. P. 23.  
 365. *Walton W. H.* // Ann. Brit. Occupat. Hyg. Soc. 1982. Vol. 25, N 2. P. 117  
 366. *Круцко Н. С., Соловьев Ю. С.* // Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР. 1961. Вып. 56. С. 149.  
 367. *Аринштейн М. Б., Сазонов В. Н.* // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1986. С. 123.  
 368. *Чащухин И. С.* // Асбесты СССР. М.: ВИМС, 1974. С. 92.  
 369. *Меренков Б. Я.* // Тр. МГРИ. 1956. Т. 29. С. 104; Тр. ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 17. С. 57.  
 370. *Wicks F. J., Whittaker E. J. W., Zussman J.* // Canad. Miner. 1977. Vol. 15, pt 4. P. 446.  
 371. *Артемов В. Р., Ковалев Г. А., Кузнецова В. Н.* // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 3. С. 339.  
 372. *Wicks F. J., Zussman J.* // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 3. P. 244.  
 373. *Cressly B. A.* // Ibid. 1979. Vol. 17, pt 4. P. 741.  
 374. *Ruclidge J. C., Sussman J.* // Acta crystallogr. 1965. Vol. 19, pt 3. P. 381.  
 375. *Bailey S. W.* // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. N 5. P. 6.

### Амезит Amesite



Назван по имени Дж. Амеза, владельца корундового рудника Честер в шт. Массачусетс (США) (Шепард, 1876).

Синон. Амезин — amesine (Честер, 1896); амензит — amensite [1] — ошибочно, алюминиевый серпентин — aluminian serpentine [2]; септеамезит — septeamesite [3].

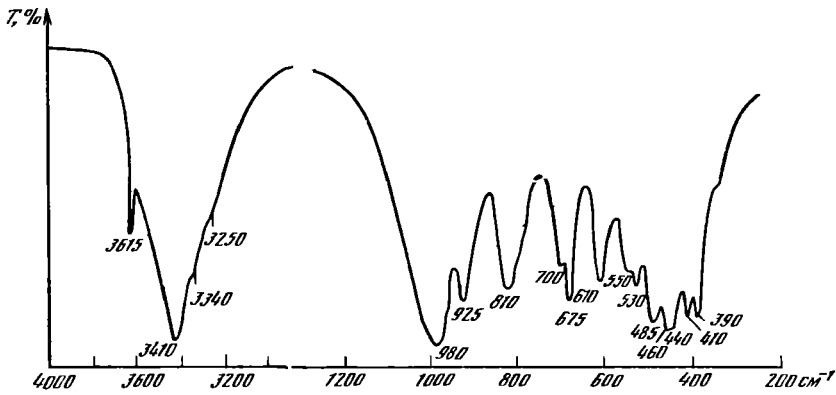
**Характ. выдел.** Кристаллы и кристаллические щетки на стенках трещин\* мелкозернистые, чешуйчатые и плотные массы, слагающие прожилки, корки, примазки.

**Структ. и морф. крист.** В течение многих лет считался минералом с хлоритовой структурой. Грюнер [4], исследовавший монокристалльные пластинки из Честера, считал, что амезит обладает серпентиноподобной структурой с встроенными в нее хлоритовыми пакетами (1 хлоритовый пакет на 10—16 серпентинитовых). Бриндли с соавторами [5], изучавшие тот же материал, пришли к выводу, что хлоритовая фаза в амезите присутствует в виде механической примеси (хорошо окристаллизованные кристаллы этой примеси не содержали). Структура обычно двухслойная, известно несколько политипных модификаций амезита. Наиболее распространен политип  $2H_2$ , для отдельных кристаллов отмечались политипы  $2H_1$ ,  $6R_1$ ,  $6R_2$ ,  $6R_3$  [6—10].

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылка
5,307	9,195	14,068	90°05'	90°15'	89°57'	0,577:1:1,530	Сарановское. Урал	[6]
5,319	9,208	14,060	90 06	90 16	89 57	0,577:1:1,526	Антарктида	[7]

Для политипа  $2H_2$  установлены два способа распределения Al в тетраэдрических и октаэдрических позициях структуры: в амезитах из Сарановского месторождения  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и  $\text{Al}^{\text{VI}}$  чередуются по спирали вокруг направления, параллельного оси  $c$ , при этом степень упорядоченности в распределении катионов в двух соседних слоях различна; в амезите из Антарктиды  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и  $\text{Al}^{\text{VI}}$  чередуются по зигзагообразным линиям вдоль оси  $a$ , упорядоченность во всех слоях одинакова. Особенности упорядоченного распределения катионов определяют наличие полисинтетического двойникования в амезите из Сарановского месторождения и его отсутствие в амезите из Антарктиды [6], а также





Фиг. 49. ИК-спектр амезита из Сарановского месторождения (по Серна и др.)

различие в длинах водородных связей (2,757—2,808 Å — в амезите из Сарановского месторождения, 2,725—2,827 Å — в амезите из Антарктиды [11]). Методом мессбауэровской спектроскопии установлено, что атомы железа расположены как в октаэдрических, так и в тетраэдрических позициях структуры [12].

Кристаллы псевдогексагональные вследствие секториального двойникова-ния, на (001) различимы шесть двусных секторов. Габитус кристаллов шестоватый, короткостолбчатый, пирамидальный или таблитчатый, размер обычно не превышает 1—2 мм, более крупные кристаллы (до 12 мм) плохо образованы. Грани (010) и (041) со штриховкой, параллельной (001), более грубой на (010), чем на (041), угол (041) : (001) 79°47' [13]. Кроме секториального, отмечалось полисинтетическое двойникование параллельно (010) [6]. Известны параллельные сростки кристаллов, различающихся по густоте окраски и цвету [13].

**Физ. св.** Сп. по (001) несколько менее совершенная, чем у хлоритов. Для кристаллов из Честера отмечалась несовершенная призматическая спайность. Спайные пластинки более хрупкие, чем у хлоритов. Тв. 2—2½ на плоскостях спайности, 3 — на боковых гранях. Уд. в. 2,71—2,78 (вычисл. 2,789). Цв. белый, бледно-зеленый, светлый голубовато-зеленый, зеленый, хромсодержащие кристаллы светло-розовые до густо-пурпурных и густо-фиолетовых, при дневном свете — синеватые, при искусственном освещении — красноватые. Окраска иногда меняется вдоль оси *c*. Черта белая, с легким зеленоватым или розоватым оттенком. Бл. перламутровый на плоскостях спайности, стек-тянный на боковых гранях. Прозрачен в спайных листочках, иногда в кри-сталлах. В ИК-спектре четкие полосы при 980, 925, 810, 700, 675, 610, 550, 530, 485, 460, 440, 410 и 390 см⁻¹, в области валентных колебаний ОН интен-сивная полоса 3410 см⁻¹ с плечами 3615, 3340 и 3250 см⁻¹ (фиг. 49) [14].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный, хромсодержащий слегка фиоле-товый; в толстых шлифах с зональной окраской на срезах, параллельных (001), внешняя зона окрашена гуще. Отмечалась зональная окраска вдоль оси *c* [13].  $Ng \sim \perp (001)$ ,  $Np \parallel (010)$ . Двусный (+), до почти одноосного.  $n_g = 1,611—1,615$ ,  $n_m \simeq n_p = 1,586—1,597$ ;  $n_g - n_p$  0,015—0,028.  $2V = 8—20^\circ$ , в хромсодержащем амезите из Сарановского месторождения в отдельных зо-нах кристаллов до  $40^\circ$ , в мелкочешуйчатых образцах снижается почти до  $0^\circ$  (зависит от содержания Cr). Отмечалась слабая дисперсия осей,  $r < v$ . В шлифах заметны секториальное строение и радиальное погасание вследствие двойни-кования.

**Хим.** Теор. состав: MgO — 28,93; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 36,58; SiO<sub>2</sub> — 21,56; H<sub>2</sub>O — 12,93. Содержит иногда до 8,3% FeO и до 0,48% NiO. В амезите из Саранов-ского месторождения — до 1,76% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [13].

Анализы (рассчитаны на 5 катионов):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	—	—	Не обн.	0,06	—	Не обн.	Не обн.	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	»	0,23	—	»	—	—	—
MgO	28,96	28,48	28,10	27,03	27,60	24,18	23,69	23,47	22,88
CaO	0,24	Не обн.	0,18	0,23	—	—	—	0,25	0,58
FeO	—	0,47	0,43	1,44	—	8,30	7,49	7,57	8,28
NiO	—	—	—	0,28	0,48	—	—	—	—
MnO	—	—	Сл.	Не обн.	Сл.	0,355	0,344	—	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,23	32,87	36,75	35,94	36,20	32,64	33,73	34,45	35,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,76	1,20	0,77	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,45	0,58	0,09	1,28	—	—	1,58	—
SiO <sub>2</sub>	21,12	21,80	19,96	20,30	21,06	23,11	22,39	21,13	20,95
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,25	Не обн.	—	—	—	0,10	—
H <sub>2</sub> O	13,18	13,32	13,02	13,82	12,56	—	—	11,84	13,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,66	0,14	—	—	—	—	—	0,23
Сумма	100,04	99,81	100,61	100,19	99,18	—	—	100,29	101,15
Si	0,992	1,037	0,930	0,960	0,991	1,102	1,076	1,010	1,006
Al <sup>IV</sup>	1,008	0,963	1,070	1,040	1,009	0,898	0,924	0,990	0,994
Al <sup>V</sup>	0,886	0,880	0,948	0,963	0,999	0,936	0,987	0,951	0,999
Mg	2,027	2,020	1,952	1,906	1,937	1,719	1,698	1,673	1,638
Fe <sup>2+</sup>	—	0,019	0,017	0,057	—	0,331	0,301	0,303	0,333
Fe <sup>3+</sup>	0,020	0,016	0,020	0,003	0,045	—	—	0,057	—
Ti	—	—	0,009	—	—	—	—	0,004	—
Ni	—	—	—	0,011	0,018	—	—	—	—
Cr	0,055	0,066	0,044	0,029	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	0,015	0,014	—	—
Ca	0,012	—	0,009	0,012	—	—	—	0,013	0,030
K	—	—	—	0,014	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	0,006	—	—	—	—	—

1—4—из Сарановского хромитового месторождения (Урал), анал. лаборатория Уралгеомина (1—розовые мелкошешучатый, 2—плотные массы с пурпурным просвечиванием, 3—кристаллы цвета аметиста, 4—кристаллы синевато- и зеленовато-фиолетовые) [13]; 5—зеленовато-серый из Постмасбурга (ЮАР), анал. не указан, с небольшой примесью диаспора, гематита и серпентина [15]; 6, 7—бледно-зеленые кристаллы из массива Дюфек (Антарктида) [16]; 8, 9—голубовато-зеленые кристаллы из Честера, шт. Массачусетс США (8—анал. не указан [3], 9—анал. Шэннон [17]).

**Диagn. исп.** П. п. тр. не плавится, слегка вспучивается и расщепляется на спайные листочки, спайные плоскости становятся серебристыми, боковые грани кристаллов — эмалевидными. Разлагается в кипящих серной, азотной и соляной кислотах с выделением хлопьевидного кремнезема [13, 17].

**Повед. при нагр.** Основная масса воды выделяется в интервале 650—900°. Образцы из Честера, не дающие на порошкограмме линии с  $d=14 \text{ \AA}$ , на кривой ДТА показывают два эндотермических эффекта: более интенсивный с максимумом 690° и менее интенсивный при 790°, переходящий непосредственно в экзотермический эффект [3]. При прогревании при 590° образцов, представляющих собой смесь серпентиноподобной и хлоритовой фаз, рефлекс 14 Å на порошкограмме постепенно усиливается, рефлекс (001) серпентиноподобной фазы уменьшается и исчезает через 24 ч. На кривых ДТА таких образцов проявляются три эндотермических эффекта [18]; после их прогревания при 550° и трехкратном промывании HCl (1 : 10) линии 14 Å-фазы исчезают [5]. Однако нагревание в течение 9 ч при 590° образцов из Сарановского месторождения привело к появлению широкого рефлекса с  $d \sim 13,2 \text{ \AA}$ , не согласующегося с другими рефлексами; полное превращение серпентиноподобной фазы в хлоритовую было достигнуто после прогревания в гидротермальных условиях в течение 26 дней [18].

**Находж.** Аметит — редкий минерал. В Сарановском месторождении на Урале в трещинах хромитовых руд хромсодержащий аметит встречен в виде

цеток кристаллов и кристаллических корок в парагенезисе с хромсодержащим перовскитом. Чешуйки амезита вырастают в зерна хромита, его мелкочешуйчатые массы цементируют хромит вблизи трещин, но в 1—2 см от трещин амезит сменяется клинохлором. Наибольшее содержание хрома и наиболее густая окраска в амезите наблюдаются в зоне до 1 мм, непосредственно соприкасающейся с хромитом [13, 19]. В Честере, шт. Массачусетс (США), голубовато-зеленые кристаллы амезита нарастают на диаспор или рассеяны в массе диаспора наряду с октаэдрами маггемита и кристаллами темно-красного рутила [17]. В Постмасбурге (ЮАР) в марганцевых (биксбитовых) рудах в ассоциации с диаспором или эфезитом наблюдался амезит, содержащий примесь гематита и антигорита [15]. В образцах из массива Дюфек (горы Пенсакола в Антарктиде) обнаружен в виде мелких кристаллов в ассоциации с идокразом и хлоритами [16].

Вероятно, к амезиту следует отнести минерал, описанный как хлорит из хлорит-известковой породы Тарханкутского полуострова (Крым), содержащий 33,37%  $Al_2O_3$  и обладающий серпентиноподобной структурой. Этот минерал образовался при диагенезе в восстановительной среде с высокой концентрацией Al, Mg и высокой щелочностью. Амезитоподобный минерал замещал кальцитовые оолиты и обломки раковин, встречен с пиритом и органическим веществом [20, 21].

**Искусств.** Амезит наряду с промежуточными членами ряда  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$  —  $Mg_2AlSiAlO_5(OH)_4$  впервые получен Нельсоном и Роем в 1958 г. [22] из геля соответствующего состава при температуре 500—600 и давлении до 1 кбар. Из смеси соответствующих окислов и карбонатов при  $T=522^\circ$  и  $P=2$  кбар за 36 сут синтезирован амезит-1M, при  $T=454$  и  $P=14$  кбар за 10 ч — 1M+1T [23]. Из геля, содержащего Al, Mg и Si, за 20 сут при  $T=400^\circ$  и  $P=1,2$  кбар получены поли типы 1M, 2M, 3T, а при  $T=590^\circ$  и  $P=2,3$  кбар — поли типы 2H<sub>1</sub>, 2H<sub>2</sub> [24]. Ni-амезит синтезирован при  $T=450^\circ$ ,  $P=2$  кбар за 20 сут ( $b_0=9,12$ ,  $c_0=7,00$  Å) [23]. В искусственно полученном амезите возможно замещение всего октаэдрического Al на Cr; вхождение хрома снижает температуру разложения амезита в гидротермальных условиях с 680 до 525° [25].

**Железистый амезит** — iron-rich amesite —  $MgFeAl[SiAlO_5](OH)_4$  — железистый аналог амезита.  $a_0=5,385$ ,  $b_0=9,291$ ,  $c_0=14,124$  Å,  $\alpha=90^\circ 01'$ ,  $\beta=90^\circ 25'$ ,  $\gamma=89^\circ 57,6'$ ;  $V=706,71$  Å<sup>3</sup>; под микроскопом видны совершенная спайность, секториальные двойники и текстура «песочных часов». Двуосный ( ). 2V около 20°, удлинение (±), слабая дисперсия,  $r<v$ ;  $n_g=1,630$ ,  $n_m=n_p=1,612$ ;  $n_g-n_p=0,018$ . Микронзондовый анализ двух кристаллов:  $SiO_2=20,32$  и 20,11;  $TiO_2$  — не обн. и 0,03;  $Al_2O_3=31,68$  и 31,14;  $FeO+Fe_2O_3=21,74$  и 22,48;  $MnO=0,41$  и 0,34;  $CaO=0,43$  и 0,47;  $MgO=14,88$  и 14,59;  $H_2O$  (по разности) — 10,54 и 10,84. Обнаружен в родингите, образующем линзу мощностью 40 см в серпентинизированных перидотитах рудника Лейк Асбестос, восточнее Монреала, пров. Квебек (Канада). Родингит образовался при изменении биотитовых гранитов во время серпентинизации вмещающих перидотитов, сложен на 90% тонкозернистым гроссуляром. 10% породы составляют железистый амезит и кальцит с незначительной примесью диопсида, титанита и ктинозоизита. Железистый амезит образует сростки таблитчатых кристалликов величиной до 600 мкм, вероятно, на месте пластинок биотита [26].

**Магнезиально-алюминиевые серпентины**, промежуточные между лизардитом и амезитом, определяются составом  $Mg_{3-x}Al_x \times [Si_{2-x}Al_x]O_5(OH)_4$  ( $0,25 < x < 1,0$ ), соответствующим составу магнезиальных хлоритов (пеннин, клинохлор, шериданит).

Вопрос о непрерывности изоморфного ряда лизардит—амезит окончательно не решен [27, 28]. Искусственно получены все члены ряда ( $x$  от 0 до 1) [18, 24, 28—30].

Для промежуточных в ряду лизардит—амезит разностей используются названия: алюминиевые серпентины (Al-серпентины) — aluminous serpentines (Al-serpentines) [31], Mg, Al-серпентины — Mg, Al-serpentines [32, 33] алюминиевый лизардит — aluminian lisardite [34], гидроамезит — hydroamesite [35], септхлориты (7 х-хлориты) — septechlorites (7 x chlorites) [18, 22], псевдохлориты — pseudochlorite [36]; термины «септхлориты», «7 х-хлориты», «псевдохлориты» не следует [37] исключать, так как по структуре эти минералы соответствуют серпентинам, а не хлоритам; название «гидроамезит» по Хью [38], излишне.

Среди природных образцов описаны однослойный, шестислойные 6(3) и 6(2) и девятислойный политипы [1, 37]. Наиболее детально изучена структура девятислойного Al-серпентина с побережья оз. Верхнего шт. Миннесота, США [1]. Он относится к пр. гр.  $P3_1$  или  $P3_2$ ;  $a_0=5,295$ ,  $b_0=9,171$ ,  $c_0=63,99$  Å.

Девятислойная структура образована тремя трехслойными ячейками, в каждой из которых третий слой смещен относительно одинаково ориентированных первых двух слоев на  $a_1/3+a_2/3$  и повернут на 60 или 180°. Общая последовательность слоев ААВААСААД. Наличие плохо разрешимых эффектов позволяет предположить существование 18-слойной суперячейки с симметрией  $P31c$ ; возможно, этот эффект обязан двойникованию или присутствию право- и левосторонних девятислойных кристаллитов. Отмечается некоторая мозаичность и ошибки в упаковке, иногда устанавливается отклонение от гексагональности ( $2V=2-3^\circ$ ), вероятно, вследствие локальной разупорядоченности. Тетраэдрические сетки дитригональные: Т—Т=3,057 Å; Т—O<sub>ср</sub>=1,66 Å; O—O=2,67 Å (базальные) и 2,74 Å (базальный—апикальный), углы O—T—O соответственно  $108\pm 1$  и  $110\pm 1$ , Т—O—Т=136±3°, угол разворота тетраэдров  $8\pm 3^\circ$ ; в октаэдрах: М—М=3,057 Å, М—ОН=2,04 и 2,03 Å, ОН—ОН=2,69 и 3,057 Å, O<sub>баз</sub>—ОН=2,90 Å [1].

Искусственные Mg, Al-серпентины представлены чаще всего смесью однослойного и шестислойного 6(3) политипов, причем количество последнего возрастает с увеличением давления и содержания Al (при  $Al_{0,25}^{IV}$  он преобладает) [24, 28, 33]. При высоком содержании Al и  $T=600^\circ$  появляется модификация 6(2) [24]. Параметры изменяются в зависимости от содержания Al в пределах:  $a_0=5,285-5,318$ ,  $b_0=9,17-9,24$ ,  $c_0$  кратно 7,10-7,25 Å; наиболее значительно с увеличением содержания Al уменьшается  $c_0$  [22, 24, 27-29, 32, 39].

В природе известны лишь единичные находки Mg, Al-серпентинов. К ним относится Al-серпентин (девятислойный) из жеод галек риолитов на северном побережье оз. Верхнего в шт. Миннесота (США). Он представлен фарфорово-белыми гексагональными кристалликами диаметром до 2 мм, находится в ассоциации с кварцем [1]. Согласно микрозондовому анализу, содержит [1]: K<sub>2</sub>O—1,0; MgO—29,3; CaO—0,3; FeO—1,9; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—22,2; SiO<sub>2</sub>—31,1; сумма 85,8 (H<sub>2</sub>O по разности—14,2%). Формула:  $(Mg_{2,02}Al_{0,64}Fe_{0,07}Ca_{0,01} \times K_{1,06})(Si_{1,43}Al_{0,57}O_{1,12}(OH)_{1,38}$ . Уд. в. 2,54.  $n=1,560-1,566$  [1].

Состав этого Al-серпентина ближе к амезитовому члену ряда лизардит—амезит, что позволило Уиксу и Уиттекеру [40] назвать его амезитом-9Т

Al-серпентин, описанный под названием «гидроамезит» [35, 41], встречен в полостях базальтов горы Халап в окрестностях оз. Балатон (Венгрия); образует эмалевидные плотные выделения и рыхлые массы в смеси с лизардитом и небольшим количеством каолинита, монтмориллонита, гётита и бёмита. Хим. анализ этого серпентина (анал. Верга) [35]: Na<sub>2</sub>O—0,02; K<sub>2</sub>O—0,03; MgO—32,61; CaO—2,01; MnO—0,13; FeO—0,15; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,56; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—11,50; SiO<sub>2</sub>—32,32; TiO<sub>2</sub>—сл.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,06; CO<sub>2</sub>—1,84; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>—15,98; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>—3,13; сумма—100,34. Пересчет анализа на формулу (за вычетом примесей):  $(Mg_{2,329}Al_{0,203}Fe_{0,020}^{3+})(Si_{1,552}Al_{0,448}O_{3,880}(OH)_{5,120}$ .  $a_0=5,27$ ,  $b_0=9,20$ ,  $c_0=14,60$  Å,  $\beta=90^\circ 59'$ . Уд. в. 2,35.  $n=1,560$  [35]. На кривой ДТА «гидроамезита» имеются эндотермический эффект в интервале 600—850°, непосредственно переходящий при 850° в экзотермический, и слабый эндотермический эффект около 100° [41].

В гематит-гётитовых и гематитовых рудах месторождения Треси, шт. Мичиган (США), обнаружен минерал, отнесенный к Al-серпентину по характерным для него линиям на рентгенограмме и по продуктам распада, среди которых при 700—800° находятся фэрстерит и энстатит, а при 800° — шпинель, количество которой зависит от содержания Al в минерале [37]. Встречен в виде белых тонкозернистых агрегатов в пустотах и трещинах или в виде рассеянной вкрапленности в основной массе руды и в околорудных породах совместно с дикситом, каолинитом, хлоритом, тальком, родохрозитом, гипсом:

предполагается, что он образовался при гидротермальном изменении руд [37].

Минерал, близкий к Mg, Al-серпентинам, обнаружен в глинистых прослоях и в нерастворимом остатке калийных солей Саскачеванского рудника в Канаде; находится в ассоциации с Mg-Fe-хлоритом, иллитом, сепиолитом, смектитом, вермикулитом; образовался при испарении рапы или в процессе диагенеза [42].

Mg, Al-серпентин состава  $5\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$  (около 13,4%) впервые получен Йодером в 1952 г. [31] при изучении системы  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при температуре 520 и давлении водяного пара от 0,13 до 2 кбар (при 680° наблюдался переход в клинохлор). Позднее в близких условиях (при  $T$  до 500—600° и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  до 1 кбар) из гелей соответствующего состава, а также из смеси окислов или солей были синтезированы другие промежуточные члены ряда  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4-\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$  [22, 27—30, 32, 33, 39], на примере которых изучена зависимость некоторых свойств Al-серпентинов от содержания алюминия.

По данным Черноски [28], при  $x < 0.5$ , образуется однослойный политип, при  $x$  от 0,5 до 1 - шестислойный. При этом возрастают уд. в. от 2,58—2,60 до 2,718, показатель преломления — от 1,550 до 1,587. Содержание Al влияет на положение и интенсивность полос ИК-спектра (в частности, в областях 600—680, 750—800 и 950—1100  $\text{см}^{-1}$ ) [27, 30]: от хлоритов отличаются по наличию не двух, а одной четкой полосы в области 750—850  $\text{см}^{-1}$  [30].

При повышении температуры и давления Mg, Al-серпентины переходят в хлориты [22, 24, 33, 43]. Из смеси каолинита, гидратированного кремнезема и  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  при  $T=600-780^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от 10 до 20 кбар возникали смешанослойные фазы Al-серпентин+хлорит [43]. Mg, Al-серпентины получены обработкой каолиновых минералов Mg-содержащими растворами (при  $T=200-600^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1$  кбар) [44—49]. Являются одним из продуктов преобразования полевых шпатов и мусковита в Ca, Mg-карбонатных гидротермальных средах (при  $T=200-600^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$  кбар) [49]. Указывается на образование Al-серпентина (политипов 1M и 2M<sub>1</sub>) по лизардиту 1T в присутствии геля  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (при  $T=400-600^\circ$ ) [50].

Изучены условия равновесия Al-серпентина с флогопитом в системе  $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  [51], при этом устанавливается зависимость его состава от температуры (при 420° состав Al-серпентина соответствует составу клинохлора, при 530° — составу шериданита).

Межплоскостные расстояния амезита из Честера (США) \*  
FeK $\alpha$ -излучение,  $D=57,3$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	8	6,93	1	1,995	064; 0.0.10	4	1,398	
021 **	1	4,53	205	7	1,920			
	3	3,83	206	4	1,748	209	4	1,339
004	10	3,496	008			262	3	1,301
200	1	2,733		1	1,685	263	4	1,261
201	2	2,605	207	3	1,596	2.0.10	2	1,231
202	6	2,467	060	5	1,529	265	2	1,191
006	3	2,315	062	1	1,494	2.0.11	2	1,142
203			208	4	1,456	267	2	1,096
204	3	2,112						

\* ASTM-170. \*\* Край дифракционной полосы 021.

Межплоскостные расстояния железистого амезита из Лейк Асбестос, Квебек, Канада [25]

CuK $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр.  $D=114,6$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	100	7,06	204	10	2,132	208	5	1,472
020	20	4,63	205	30	1,938R	064	5	1,418

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d(Å)	hkl	l	d(Å)
004	90	3,53	008	5	1,761R	307	5	1,336
201	60	2,640	207	5	1,609	262	10	1,317R
202	70	2,512	060	20	1,549	263	5	1,290
203	30	2,332	062	5	1,515R			

R — значения межплоскостных расстояний заметно отклоняются от вычисленных.

## Л и т е р а т у р а

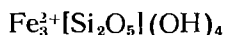
1. *Jahanbagloo I. C., Zoltai T.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53. N 1. P. 11.
2. *Bailey S. W.* // Ibid. 1975. Vol. 60. N 3. P. 175.
3. *Phillips W. R.* Miner. Mag. 1963. Vol. 33. N 260. P. 404.
4. *Gruner J. W.* // Amer. Miner. 1944. Vol. 29. N 11/12. P. 422.
5. *Brindley G. W., Oughton B. M., Youell R. F.* Acta crystallogr. 1951. Vol. 4. pt 1. P. 552.
6. *Anderson C. S., Bailey S. W.* Amer. Miner. 1981. Vol. 66. N 1 2. P. 185.
7. *Hall S. H., Bailey S. W.* Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27. N 4. P. 241.
8. *Steadman R., Nutall P. M.* Acta crystallogr. 1962. Vol. 15. pt 5 P. 510
9. *Oughton B. M.* Ibid. 1957. Vol. 10. pt 11. P. 692.
10. *Steinfink H., Brunton G.* // Ibid. 1956. Vol. 9. pt 6. P. 487.
11. *Giese R. F.* // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28. N 2. P. 81.
12. *Taylor G. L., Ruotsala A. P., Keeling R. O.* Ibid. 1968. Vol. 16. N 5. P. 381.
13. *Зимин И. А.* // Зап. Мин. о-ва. 1939. Т. 68. вып. 2. С. 192.
14. *Serna C. J., Velde B. D., White J. L.* // Amer. Miner. 1982. Vol. 67. N 9 10. P. 1005.
15. *De Villiers J. E.* Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1945. Vol. 48. P. 17.
16. *Hall S. H., Bailey S. W.* // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. N 5/6. P. 497
17. *Shannon E. V.* US Nat. Mus. Proc. 1920. Vol. 58. P. 371.
18. *Nelson B. W., Roy R.* Proc. II Nat. Conf. Clays and Clay Miner. Wash. (D. C.). 1954. Publ. 2. P. 335.
19. *Зимин И. А.* // Минерал. сырье. 1935. № 10. С. 61
20. *Белокрыс Л. С., Макаров В. Н.* Литология и полез. ископаемые. 1966. № 6. С. 101.
21. *Макаров В. Н.* // Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. Л.: Наука, 1971. С. 3.
22. *Nelson B. W., Roy R.* Amer. Miner. 1958. Vol. 43. N 7 8. P. 707.
23. *Serna C. J., Velde B. D., White J. L.* // Ibid. 1977. Vol. 62. N 3 4. P. 296.
24. *Shirozu H., Momoi H.* Mineral. J. Jap. 1972. Vol. 6. N 6. P. 464
25. *Deslues R. C., Roy R.* Econ. Geol. 1958. Vol. 53. N 8. P. 958.
26. *Taner M. F., Laurent R.* Canad. Miner. 1984. Vol. 22. pt 3. P. 437.
27. *Velde B.* Phys. and Chem. Miner. 1980. Vol. 6. N 3. P. 209.
28. *Chernosky J. V.* Amer. Miner. 1975. Vol. 60. N 3/4. P. 200.
29. *Velde B.* Miner. Mag. 1973. Vol. 39. N 303. P. 297
30. *Stubican V., Roy R.* Amer. Miner. 1961. Vol. 46. N 1/2. P. 42
31. *Jo'el H. S.* Amer. J. Sci. 1952. Bowen vol., pt 2. P. 569.
32. *Roy D., Roy R.* Amer. Miner. 1954. Vol. 39. N 11/12. P. 957
33. *Gillery F. H.* Ibid. 1959. Vol. 44. N 1 2. P. 143.
34. *Bailey S. W.* Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L. Minor Soc., 1980. P. 22.
35. *Erdelyi J., Kobenez V., Varga N. S.* Acta geol. Acad. sci. hung. 1959. Vol. 6, N 1/2. P. 95.
36. *Чухров Ф. В.* // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 523.
37. *Bailey S. W., Tyler S. A.* Econ. Geol. 1960. Vol. 55. N 1, pt 1. P. 150.
38. *Hey M. H.* Miner. Mag. 1961. Vol. 32. N 255. P. 960.
39. *Roy D. M., Roy R.* Amer. Miner. 1955. Vol. 40. N 3 4. P. 147.
40. *Wicks F. J., Whitaker E. J. W.* // Canad. Miner. 1975. Vol. 13. pt 3. P. 227.
41. *Erdelyi J., Melles M., Totnay V.* Acta geol. Acad. sci. hung. 1964. Vol. 8, N 1/4. P. 37.
42. *Mossman D. J., Delabio R. N., Mackintosh A. D.* // Canad. J. Earth Sci. 1982. Vol. 19, N 11. P. 2126.
43. *Segnit E. R.* // Amer. Miner. 1963. Vol. 48. N 9/10. P. 1080
44. *Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 81.
45. *Шитов В. А., Котов Н. В., Науен Там Чап.* ДАН СССР. 1974. Т. 216 № 1/3. С. 633.
46. *Шитов В. А., Гойто Э. А., Котов Н. В.* Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 61.
47. *Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* Там же С. 24.
48. *Копейкин Н. Н., Гойто Э. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* Там же. С. 39.
49. *Франк-Каменецкий В. А., Рюмин А. А., Котов Н. В.* ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 5. С. 1193
50. *Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Котельникова Е. Н.* Рентгенография минерального сырья. Воронеж. Изд-во Воронеж. ун-та. 1979. С. 72.
51. *Utterback T., Bodine M. W.* // Miner. J. J. J. 1971. Vol. 6. N 5. P. 383.

## ГРУППА ЖЕЛЕЗИСТЫХ СЕРПЕНТИНОВ

	Синг.	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в
Гриналиит $\text{Fe}_3^2 [\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$	Триг.	5,60	5,60	7,21	$90^\circ 00'$ *	3,00
Бертьери $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^3)$	Монокл.	5,60	9,70	7,44	104 12	
$[\ ]_3 [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$	Ромб.	5,36	9,30	7,03	104 20—104 48	2,9—3,3
Кронштедтит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^3)$	Монокл.	5,41	9,37	7,11		
$[\ ]_3 [(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$	Триг.	5,49	—	7,08 (17)		3,33—3,4
	Триг.	5,49	—	21,21 (37)		

\*  $\alpha = 90^\circ 00'$ ,  $\gamma = 120^\circ 00'$ .

## Гриналиит Greenalite



Название от англ. green — зеленый и греч. λίθος (литос) камень [1]

Впервые был описан Спарром в 1894 г. [2] как глауконит, обедненный калием: Винчеллом в 1900 г. — как амфибол [3].

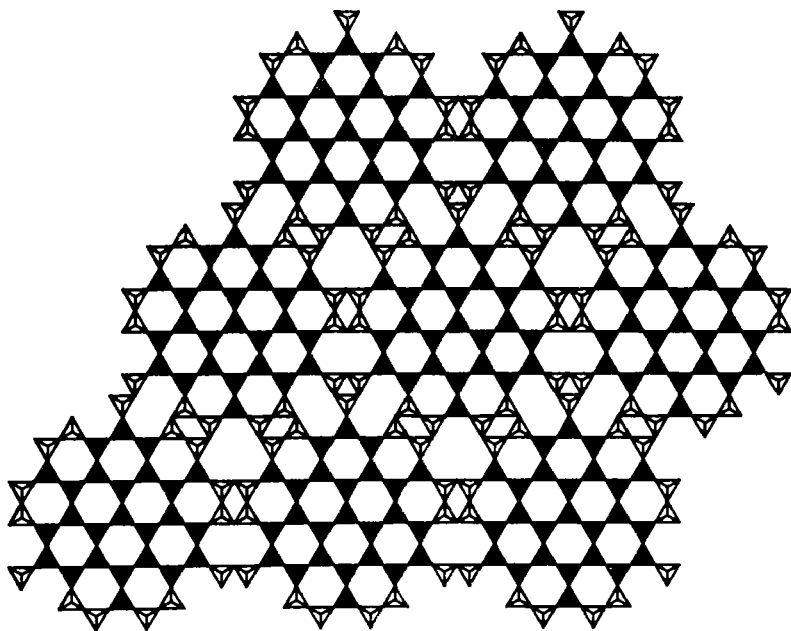
Синон. Грeеналит (Лазаренко, Вынар, 1975); метагриналиит [4] — оптически анизотропный, состоящий из очень тонких зеленых волокон, является наиболее полно раскристаллизованным гриналиитом [5]; железистый серпентин iron serpentine (Хей, 1955).

**Характ. выдел.** Тонкозернистые гранулы (диаметром от 0,1 до  $>1$  мм) и их агрегаты, тонкослоистые оолиты, угловатые обломки; плотные массы, слагающие параллельные слои толщиной до 0,5 см; цемент, соединяющий зерна и оолиты. Микроскопически отмечаются пластинки толщиной менее 0,5 мм; микро- и криптокристаллы, листоватые кристаллы до 100 мкм в длину, таблитчатые порфиробласты длиной 200—800 мкм; агрегаты субпараллельных волокон и войлоковидные массы с размером индивидов до 1 мкм.

**Структ. и морф. крист.** Триг. с. (17),  $P31m-C_{3v}^2$  и монокл. с (1M),  $Cc-C_2^2$  [6].

Сингония	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Ссылк <sub>а</sub>
Триг.	5,591	9,685	7,212	$90^\circ$	[7]
Монокл.	5,601	9,691	7,453	$104^\circ 36'$	[7]
Триг.	5,60	5,60	7,21	$\alpha \beta = 90^\circ, \gamma = 120$	[6]
Монокл.	5,60	9,70	7,44	$104^\circ 12'$	[6]
Монокл.	5,54	9,59	7,19	$90^\circ$	[8]

Структура полностью не изучена. Грюнер [5] отметил сходство порошковаграмм гриналиита и серпентина. Сидман и Йоуела [8] подтвердили, что структура минерала слоистая 1 : 1 с однослойной ортогональной ячейкой. Флоран и Папик [9] предположили, что гриналиит имеет структуру типа антигоритовой, название «гриналиит», по их мнению, распространяется на целую группу структурно сходных минералов. Дальнейшие исследования [6, 7, 10] позволили обнаружить две структурно различные слоистые фазы: григональную (преобладающую) и моноклинную. Однако фактически структуры полубеспорядочные (строгой повторяемости по  $c$  не имеют) — псевдотригональная и псевдомоноклинная, относящиеся к группам серпентиноподобных структур  $A$  и  $B$  (по Звягину [11]). Согласно рентгенограммам монокристаллов, фаза  $B$  находится в виде небольших включений среди выделений фазы  $A$  в закономерных относительных ориентировках, связанных разворотом на  $180^\circ (\pm 60^\circ)$  или инверсией. Микрондзовые анализы показывают, что состав гриналиита характеризуется некоторым избытком тетраэдрических и дефицитом октаэдрических катионов (соответственно 0,06—0,13 и 0,15—0,27 на форм. ед.). На картинах микродифракции электронов вблизи позиций основных рефлексов наблюдались ограниченные группы сателлитов, указывающие на модуляцию основной структуры со сверхпериодами от 21,3 до 23,3 Å в направлении оси  $Y$ . Выяснилось, что период этих модуляций уменьшается, а содержание примеси политипа  $B$ , как и отклонение состава от стехиометрии, возрастает с увеличением содержания катионов  $Mn$ , изоморфно замещающих  $Fe$ , достигая предельных значений в  $Mn$ -аналоге гриналиита — кариопилите. С учетом прямых изображений кристаллических структур, полученных с помощью электронной микроскопии высокого разрешения, сделано заключение, что 1 : 1 слои гри-



Фиг. 50. Идеальная тетраэдрическая сетка в структуре гриналита (по Гуггенхейму и др.)

налита разделяются на островки диаметром в 4 гексагона тетраэдров (3 — у кариопилита), соединенные четырех- и трехчленными кольцами инвертированных тетраэдров (фиг. 50), примыкающими к соседним октаэдрическим сеткам. Такая сетка содержит избыточные тетраэдры, что облегчает ее согласование с имеющей бóльшие размеры октаэдрической сеткой, которая, в свою очередь, прогибается над тетраэдрическими островками и имеет вакантные октаэдры вблизи краев островков.

**Физ. св.** Уд. в. 2,75 [1], 2,79 [12], 2,8 [2], 2,85—3,15 (ср. 3,00) [4], 3,25 [5]. Цв. от бледно- до темно-зеленого, коричневатозеленый, у измененного — коричневатокрасный [13, 14], черный [15]. Гриналитовый цемент более светлый, чем гранулы и оолиты [16], а гранулы — светлее, чем массивный гриналит [17]. Предполагается, что изменение цвета и его интенсивности объясняется изменением отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  [17, 18]. Умеренно магнитный [4].

**Микр.** Зерна гриналита под микроскопом круглые, овальные, линзовидные, имеют форму полумесяца или несколько угловатые [1]. Внутренней concentрической структуры гранулы не имеют [19]. Под электронным микроскопом при увеличении в 15 000 раз в искусственно полученном гриналите видны короткие пластинки [18]. В шлифах в прох. свете гриналит либо бесцветный, бледно-зеленый, оливково-зеленый, зеленовато-желтый — прозрачный, либо коричневый, черный — почти или совершенно непрозрачный. Тонкозернистый не плеохроирует, почти изотропен [5]: в участках механических напряжений, трещиноватости, а также в крупных таблитчатых порфиробластах явно анизотропен, плеохроирует (от светло-желтого и желтовато-зеленого по  $N_g$  до зеленого и синевато-зеленого по  $N_p$ ). Различные участки пластинок погасают неодновременно, по-видимому, в результате деформации кристаллов [13]. Иногда видна сетка мелких трещин, сходных с трещинами, образующимися в гелях. Под электронным микроскопом различается базальная спайность [20]. В поляризованном свете гранулы черные, частью слабо просвечивающие. Двусный (—);  $n_g=1,622$ ,  $n_p=1,612$  [15],  $n=1,675$  [4, 15], 1,660 (в Na-свете) [12], у искусственного  $n=1,67$  [18],  $n_g-n_p=0,011$  [15], 0,023 [13]. Для войлоковидных масс характерны голубовато-серые интерференционные ок-



раски [16]. 2V малый (5—10°). Дисперсия оптических осей очень большая [4].

В отраженном свете темно-зеленый до черного [4]. Некоторые выделения гриналиита покрыты субмикроскопическими (<1 мм) темными диффузными пятнами [20, 21].

**Хим.** Теор. состав: FeO — 53,33; SiO<sub>2</sub> — 37,78; H<sub>2</sub>O — 8,89. Вследствие мелкозернистости выделение чистого материала для химического анализа затруднено. Образцы анализированного гриналиита содержали до 10—20% примеси миннесотаита [9, 13]. Постоянно наблюдаются небольшой избыток SiO<sub>2</sub> и дефицит октаэдрических катионов [7, 9]. Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гриналиите значительно варьирует. Большинство исследователей принимают все железо за Fe<sup>2+</sup>, считая Fe<sup>3+</sup> продуктом его окисления; при пересчете анализов Fe<sup>3+</sup> относится к октаэдрическим катионам [7, 9, 21]. По мессбауэровским спектрам гриналиита из формации Ганфлинт (данные Гуггенхейма [7]), Fe<sup>2+</sup> : Fe<sup>3+</sup> = 79,8 : 20,2. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 0 до 3%. Некоторые гриналииты содержат 3—4% MgO [20] (данные Дитриха [22], 20—22% MgO, вызывают сомнение).

Анализы (рассчитаны на 5 катионов):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	—	—	1,4	1,1	0,14	0,01	0,04	0,02	Не обн
K <sub>2</sub> O	—	—	Не обн.	0,3	0,10	0,01	0,02	0,01	
MgO	4,16	3,70	3,65	2,7	2,11	1,67	1,53	1,57	4,98
CaO	1,15	2,58	0,03	0,4	Сл.	0,02	0,03	0,01	Не обн.
MnO	1,24	1,02	1,76	1,6	0,87	0,34	0,34	0,50	0,15
FeO	35,36	37,36	35,18	40,3	36,00	52,8 *	52,8 *	50,9 *	47,3 *
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,99	8,94	14,55	4,4	14,83	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	2,34	0,51	2,4	3,03	0,12	0,22	0,02	0,90
SiO <sub>2</sub>	37,12	34,34	35,87	33,9	32,27	33,9	34,2	34,9	34,7
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,25	1,1	0,05	0,01	0,01	0,01	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,00	8,64	6,66	10,2	8,71	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,04	1,3	2,37	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,86	1,64	—	—	Не обн.	—	—	—	—
Сумма	99,10	100,56	(99,94) <sup>2*</sup>	99,7	(100,49) <sup>3*</sup>	88,88	88,59	87,94	88,03
Si	2,206	2,039	2,069	2,048	1,982	2,092	2,103	2,173	2,094
Al <sup>IV</sup>	—	—	—	—	0,018	—	—	—	—
Al <sup>VI</sup>	0,085	0,164	0,035	0,171	0,201	0,009	0,016	0,001	0,064
Fe <sup>3+</sup>	0,447	0,399	0,631	0,200	0,685	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	1,757	1,855	1,696	2,036	1,849	2,724	2,715	2,650	2,387
Mg	1,369	0,328	0,314	0,243	0,193	0,154	0,140	0,146	0,448
Mn	0,062	0,051	0,086	0,082	0,045	0,018	0,018	0,026	0,008
Ca	0,073	0,164	0,002	0,026	—	0,001	0,002	0,001	—
K	—	—	—	0,015	0,008	0,001	0,002	0,001	—
Na	—	—	0,157	0,129	0,017	0,001	0,005	0,002	—

\* Все Fe показано в виде FeO. \*\* В том числе 0,06% F (—O=F<sub>2</sub>=0,02). \*\*\* В том числе 0,01% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

1,2—Урал, Северный рудник [15]. анал. Прахова: 1—вторичный по феррогортонолиту и роговой обманке, из эндоконтакта магнетитовой залежи,  $n_g=1,622$ ,  $n_p=1,612$ , 2—из магнетитовых руд,  $n=1,675$ ; 3—среднезернистый, формация Сокоман (Канада), содержит небольшое количество S, анал. Уинк, в оригинале сумма 99,96 [20]; 4—гранулы в субвулканических гидротермальных рудах, анал. Месснер, Сьерра-де-Картахена (Испания) [12]; 5—гранулы из гриналиит-магнетитовой породы, Ропер Бар (Австралия), анал. Синнотт, в оригинале сумма 100,35 [23]; 6—8—микрондовые анализы. Уэлд Рейндж (Австралия) [21]; 6—светло-коричневый, в сростках со стильпномеланом, сидеритом и кварцем (среднее из 4 анализов), 7—светло-коричневый с мелкими темными диффузными пятнами, в тесной ассоциации с сидеритом и кварцем (среднее из 5 анализов), 8—из сидерит-пироксенового нодуля, илеохронрует от елсного до бледно-коричневого; 9—гранулы в кремнистом сланце, формация Бив-бик (США), микрондовый анализ [7].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,06	—	—	—	—	He обн.	—	0,08
K <sub>2</sub> O	0,05	He обн.	—	—	He обн.	0,05	0,05	—	He обн.
MgO	3,11	1,29	4,53	3,75	3,83	3,25	2,08	4,13	0,26
CaO	He обн.	0,03	0,02	—	He обн.	0,35	0,07	—	He обн.
MnO	0,20	0,34	1,50	8,71	0,06	0,12	0,23	1,78	0,18
FeO *	50,32	51,27	46,7	40,2	50,0	49,81	52,04	47,8	55,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,52	0,16	0,25	0,06	1,10	0,17	0,16	0,05
SiO <sub>2</sub>	32,91	32,73	36,5	36,5	35,9	36,28	31,83	35,9	34,4
TiO <sub>2</sub>	0,07	He обн.	—	—	—	—	He обн.	—	—
Сумма	88,71	87,24	89,41	89,41	89,85	90,96	86,47	89,77	90,47
Si	1,996	2,052	2,178	2,189	2,149	2,144	2,015	2,144	2,109
Al <sup>IV</sup>	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sup>VI</sup>	0,132	0,112	0,011	0,018	0,004	0,077	0,013	0,011	0,004
Fe <sup>2+</sup>	2,552	2,688	2,330	2,016	2,502	2,461	2,755	2,387	2,845
Mg	0,281	0,121	0,403	0,335	0,342	0,286	0,196	0,368	0,024
Mn	0,010	0,018	0,076	0,442	0,003	0,006	0,012	0,090	0,009
Ca	—	0,002	0,001	—	—	0,022	0,005	—	—
K	0,004	—	—	—	—	0,004	0,004	—	—
Na	0,018	0,007	—	—	—	—	—	—	0,010

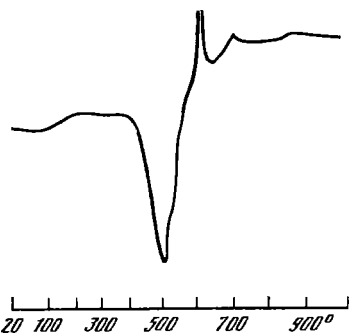
\* Все Fe показано в виде FeO.

10—18 — микрзондовые анализы: 10 — гранулы в кремнистом сланце, формация Сокоман (Канада) [16]; 11 — цемент в протерозойском кремнистом сланце, формация Сокоман (Канада) [21]; 12 — гранулы в протерозойском кремнистом сланце, формация Сокоман (Канада) [7]; 13 — Pb-Zn-месторождение Блюбелл, Британская Колумбия (Канада) [7]; 14 — криптокристаллические и грубозернистые гранулы, формация Ганфлинит, Онтарио (Канада) [9]; 15 — пластинчатые гриналит-кальцитовые агрегаты, формация Ганфлинит (Канада) [13]; 17 — из Pb-Zn-Fe-руд, Сан-Валентина (Испания) [7]; 18 — из кремнистых сланцев, Аренг (Шотландия) [7].

Кроме того, сводка микрзондовых анализов гриналита приведена в работе [24].

**Диагн. исп.** Слабо разлагается при обработке водой. Через 90 сут в растворе было определено (в частях на миллион): SiO<sub>2</sub> — 47, Fe — 17; через 165 сут: SiO<sub>2</sub> — 44, Fe — 9, CaO — 8, MgO — 2 [19]. Растворяется в HCl [25].

**Повед. при нагр.** Минерал легко теряет воду, становится непрозрачным (черным) и сильно магнитным [4]. На кривой ДТА гриналита фиксируется четкий эндотермический эффект при 500° (фиг. 51) [12].



Фиг. 51. Кривая ДТА гриналита из Сьерра-де-Картахена, Испания (по Фридриху)

**Нахожд.** Довольно часто встречающийся минерал слабо метаморфизованных железорудных докембрийских формаций, местами составляет более половины объема породы. По Френчу [26], образование его происходит близ границы осадок—вода, при давлении менее нескольких сот бар и температурах <100—150°. Встречен в районе оз. Верхнего в формациях Мезаби и Бивабик, шт. Миннесота (США), и на островах Белчер Гудзонова залива (Канада) [1, 2, 4, 5, 19, 26—30], где он является первичным минералом железисто-кремнистых сланцев; встречается в виде зеленых округлых гранул, их агрегатов или массивных мономинеральных прослоев. Находит-

ся в ассоциации с актинолитом, грюнеритом, миннесотаитом, стильпномеланом, с Fe- или Ca-карбонатами, гематитом, магнетитом и сульфидами железа.

Сходные месторождения гриналита имеются в ряде железорудных формаций Австралии [14, 21, 23, 31, 32]; очень тонкозернистые агрегаты грин-

лита образуют линзы в сидеритовых слоях в ассоциации с гематитом, шамозитом, стильпноmelаном, миннесотаитом, пиритом, магнетитом и кварцем.

В Канаде, в районе Хауллз Ривер, в породах железорудной формации Сокоман гриналиит слабо раскристаллизован, находится вместе со стильпноmelаном, миннесотаитом, крокидолитом и карбонатами [16]. В породах среднекембрийской железорудной формации Ганфлинт, пров. Онтарио, гриналиит является первичным минералом [9] или в крупных листоватых кристаллах (в ассоциации с кальцитом, магнетитом и стильпноmelаном) — метаморфическим [13]. В районе Ноб Лейк, пров. Квебек [20], встречается гриналиит двух типов: первичный — тонкозернистый, равномерно рассеянный в зеленых сланцах и вторичный — грубозернистый и таблитчатый, приуроченный к диабазовым дайкам, пересекающим породы железорудной формации.

Гриналиит установлен в других местах Канады: в железисто-кремнистых сланцах района Альбанель, Траут Пойнт [33]; в свинцово-цинковом месторождении Блюбелл, Британская Колумбия [7]. Отмечен в породах ордовика (Южная Шотландия) [34]; в протерозойских железных рудах [35] и в мезозойских песчаниках Швеции [36], а также в свинцово-цинково-железистых рудах Сьерра-де-Картахена [12] и Сан-Валентина [7] в Испании.

В СССР гриналиит обнаружен в виде плотных черных масс в магнезиальных скарнах контактово-метасоматических месторождений Среднего и Северного Урала [15]; образовался по более ранним минералам скарнов и магнетитовых руд (в последних он составляет до 50% объема). Характерны структуры замещения феррогортонолита, роговой обманки, магнетита, ильваита, дафнита гриналиитом. По составу гриналиит феррогортонолит-роговообманкового скарна (хим. анализ 1) несколько отличается от гриналиита из пирротин-магнетитовых руд (хим. анализ 2). В Садонском свинцово-цинковом месторождении на Кавказе гриналиит встречен в очень мелкозернистом агрегате в ассоциации с тюрингитом, сидеритом, кальцитом и пирротинном [37]. Распространены псевдоморфозы гриналиита по knobелиту.

**Изм.** Спарр [2] впервые указал на роль гриналиита в образовании железосодержащих кремнистых сланцев формации Мезаби в шт. Миннесота (США). Для того же района отмечено [1] изменение гриналиита до грюнерита, куммингтонита или актинолита, замещение гриналиита карбонатом. В формации Бивабик, шт. Миннесота (США) [4], гриналиит превращается в окислы и гидрокислы железа при обычном выветривании под действием поверхностных вод; при более высоких температурах и давлениях происходит перекристаллизация гриналиита с увеличением кристаллических индивидов до образования пластинчатого метагриналиита; отмечено также образование за счет гриналиита под действием богатых магнием вод светлого волокнистого минерала — гидратного метасиликата закисного железа (минерал X). В формации Ганфлинт, пров. Онтарио (Канада) [13], гриналиит встречается как реликтовый минерал, частично замещенный миннесотаитом, магнетитом и кварцем. При реакции гриналиита с аморфным  $\text{SiO}_2$  при повышенных температурах может образоваться миннесотаит [38]; указано на развитие по гриналииту пирротина [36].

**Искусств.** Гриналиит синтезируется относительно легко [31] из Fe- и Si-гелей при температуре  $<150^\circ$  и сравнительно низких Eh. Замечено, что Al и Mg повышают стабильность гриналиитовой фазы. При температуре, близкой к  $150^\circ$ , гриналиит превращается в миннесотаит. Гриналиит получен также [18] при использовании ферросилиция и воды при температуре  $<470^\circ$ . Область его стабильности в системе Fe—Si—O—H ограничена температурами  $250\text{--}470^\circ$  при очень низком парциальном давлении кислорода.

**Отл.** В гранулах от гематита и графита отсутствием внутренней концентрической структуры [19]. В отличие от сходного глауконита почти или вовсе не содержит калия.

Межплоскостные расстояния гриналита из месторождения Блюбелл,  
Британская Колумбия (Канада) [7]

FeK $\alpha$ -излучение,  $D = 114,6$  мм

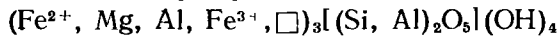
$hkl$ для 1T	$hkl$ для 1M	$I^*$	$d$ (Å)	$hkl$ для 1T	$hkl$ для 1M	$I^* d$ (Å)
001	001	100	7,20	204, 134		10 1,519
002	002	50	3,61	062, 332	062, 331, 333	15 1,474
200	20 $\bar{1}$ , 130	30	2,78	005	005	5 1,442
201, 131		60	2,605	400, 260		19 1,397
	20 $\bar{2}$ , 131	30	2,486	401, 261		10 1,373
003	003	10	2,408		400, 26 $\bar{2}$	5 1,358
	201, 13 $\bar{2}$	10	2,355	063, 333	063, 332, 33 $\bar{4}$	10 1,340
202, 132		40	2,210	402, 262		5 1,302
	20 $\bar{3}$ , 132	15	2,078	006, 064, 334	006, 064, 333	5 1,202
	202, 133	5	1,944			
203, 133		15	1,823			
	20 $\bar{4}$ , 133	10	1,715			
060, 330	060, 33 $\bar{1}$	60	1,616			
061, 331	061, 330, 33 $\bar{2}$	45	1,577			

\* Интенсивности оценены визуально.

Л и т е р а т у р а

1. Leith C. K. // US Geol. Surv. Monogr. 1903. Vol. 43. P. 101, 237.
2. Spurr J. E. // Geol. Nat: Hist. Surv. Minn. Bull. 1894. N 10 f. 231.
3. Winchell N. H. // Ibid. 1900. N 5. P. 927.
4. Jolliffe F. // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 6. P. 405.
5. Gruner J. W. // Ibid. 1936. Vol. 21, N 7. P. 449.
6. Bailey S. W. // Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. P. 26.
7. Guggenheim S., Bailey S. W., Eggleton R. A., Wilkes P. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20. pt 1. P. 1.
8. Steadman R., Youell R. F. // Nature. 1958. Vol. 181, N 4601. P. 45.
9. Floran R. J., Papike J. J. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86, N 9. P. 1169.
10. Guggenheim S., Wilkes P., Bailey S. W. // EOS. 1977. Vol. 58. P. 525.
11. Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 106.
12. Friedrich G. // Beitr. Miner. und Petrol. 1962. Bd 8, H. 3. S. 189.
13. Floran R. J., Papike J. J. // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 2. P. 215.
14. James H. L. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1966. N 440-W. P. 6.
15. Овчинников Л. Н. // Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР. 1960. Вып. 39. С. 294.
16. Gruner J. W. // Geol. Surv. Minn. Bull. 1924. N 19. P. 10.
17. Klein C. (Jr.) // Canad. Miner. 1974. Vol. 12, pt 7. P. 475.
18. Flaschen S. S., Osborn E. F. // Econ. Geol. 1957. Vol. 52, N 8. P. 923.
19. Gruner J. W. // Ibid. 1922. Vol. 17, N 6. P. 407.
20. Zajac I. S. // Geol. Surv. Canad. Bull. 1974. N 220. P. 113.
21. Gole M. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8.
22. Dietrich V. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1972. Bd. 52, H. 1. S. 57.
23. Cochran G. W., Edwards A. B. // CSIRO Australia: Commonwealth Sci. Ind. Res. Org. Min. Inv. Tech. Pap. 1960. N 1. P. 3.
24. Gole M. J. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, pt 2. P. 205.
25. Теодорович Г. И. Лутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 83 с.
26. Френч Б. М. // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 205
27. Moore E. S. // J. Geol. 1918. Vol. 26, N 5. P. 412.
28. French B. M. // Minnesota Geol. Surv. Bull. 1968. N 45. P. 103.
29. French B. M. // Econ. Geol. 1973. Vol. 68, N 7. P. 1063.
30. Van Hise C. R., Leith C. K. // US Geol. Surv. Monogr. 1911. Vol. 52. P. 165, 187, 521.
31. Grubb P. L. C. // Econ. Geol. 1971. Vol. 66, N 2. P. 261.
32. Ayres D. E. // Ibid. 1972. Vol. 67, N 8. P. 1214.
33. Neilson J. N. // Quebec. Dep. Mines. Geol. Rep. 1953. Vol. 53. P. 23.
34. Kennedy W. Q. // Miner. Mag. 1936. Vol. 24, N 155. P. 433.
35. Baker J. H. // Ibid. 1985. Vol. 49, pt 4, N 353. P. 612.
36. Hadding A. // Lunds Univ. Arsskr. N. F. avd. 2. 1929. Vol. 25. N 3. P. 287.
37. Радкевич П. О., Тобелко К. И. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 3. С. 287.
38. Yoder H. S. (Jr.) // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1957. N 56. P. 232.

## Бертьерин Bertherine



Назван по имени французского минералога П. Бертье (Бедаи, 1832). В течение многих лет считался железистым хлоритом из осадочных пород и был известен преимущественно под названием «шамозит» — *chamosite* (Штудер, 1836), а название «бертьерин» принималось в качестве его синонима (Дюфренуа, 1845). Рентгеновское излучение показало, что шамозиты большей частью не являются хлоритами, а обладают серпентиноподобной структурой [1]. В связи с этим Международным номенклатурным комитетом было предложено название «шамозит» оставить для модификации с хлоритовой структурой, которой обладает образец из Шамозон, а для образцов сходного состава с серпентиноподобной структурой использовать название «бертьерин» [2]. Иногда бертьерином называют минералы с серпентиноподобной структурой из современных осадков, независимо от состава, в том числе магнезиальные [3, 4].

**Сион.** Септешамозит — *septechamosite*; 7 Å-шамозит — 7 Å-*chamosite*; септетюрингит — *septethuringite*; септеделессит — *septedelessite* [5, 6]; ферробертьерин — *ferrobertherine* (Штунц, 1957); феррошамозит — *ferrous chamosite* [7]; ортошамозит — *orthochamosite* — ортогональная модификация бертьерина [8]; лиллит — *lillite* (Рейе, 1957) — первоначальное название ортошамозита [8].

**Характ. выдел.** Оолиты размером 0,1—1 мм (редко 2—4 см), почковидные и другие натечные образования, землистые тонкочешуйчатые выделения, плотные фарфоровидные скопления, налеты и примазки, иногда шестиугольные пластинки; псевдоморфозы по обломочным зернам и выделениям глинистых минералов.

**Структ. и морф. крист.** Структура серпентинового типа, в тетраэдрических сетках Si частично замещен на Al, в октаэдрических позициях наряду с  $\text{Fe}^{2+}$  присутствует Al. Бридлли [9] на основании анализа литературных данных пришел к выводу, что бертьерины значительно различаются по содержанию Al, но для всех образцов характерно наличие вакансий в октаэдрических позициях. Вероятно, возможен постепенный переход от бертьеринов к диоктаэдрическим хлоритам, например в образцах пород Орской депрессии на Южном Урале [10]. Представлен обычно двумя однослойными политипными модификациями, образующими смеси с различным соотношением компонентов: ортогональной из группы A и моноклинной из группы B (обозначения групп по Звягину). Параметры обеих модификаций практически одинаковы:  $a_0=5,36—5,41$ ,  $b_0=9,30—9,37$ ,  $c_0=\sin \beta \cdot 7,03—7,11$  Å, угол  $\beta=90^\circ$  и  $104^\circ 20'—104^\circ 48'$  [7, 8, 11—19]. Двухслойная ортогональная модификация (из группы D) отмечалась в бокситовых месторождениях КМА в качестве примеси к однослойным модификациям [20]. Двухслойная структура предполагалась также для бертьерина из Эршира (Шотландия) [11].

Структура может быть в разной степени неупорядоченной. Обычно неупорядоченность связана со смещениями слоев вдоль оси *b* на  $b_0/3$ , обуславливающими диффузность рефлекса  $d_{020}=4,67$  Å; во многих случаях устанавливается также неупорядоченность в направлении оси *a*. В ИК-спектре уменьшение степени совершенства структуры выражается в уменьшении интенсивности всех узких полос без их расширения, что, вероятно, связано с тем, что более упорядоченный бертьерин слагает участки в разупорядоченном [19]. Количественное соотношение модификаций и степень неупорядоченности зависят от условий образования и химического состава. В более глиноземистых образцах преобладает моноклинная модификация, они менее упорядочены [9, 21—23]. Окисление железа увеличивает степень неупорядоченности.

Имеются расчеты профилей рефлексов 20l и 13l для упорядоченных модификаций A, B и D (по Звягину) и ряда рефлексов для разупорядоченной в разной степени ортогональной однослойной модификации [24].

Отмечалась приуроченность бертьерина с разной степенью упорядоченности к различным стратиграфическим горизонтам [25]. Смешанослойный минерал со структурой, в которой сочетаются пачки бертьеринового и хлоритового типов, отмечался в песчаниках из Нихару, преф. Гумма (Япония) [26] и в пелитовых породах Галф Кост, шт. Техас (США) [27].

**Физ. св.** Сп. по (001) совершенная, но заметна редко, так как достаточно крупные чешуйки редки. Оолиты темно-зеленые, черные или зеленовато-

серые, матовые или блестящие, отдельные чешуйки светло-зеленые, буровато-зеленые, темно-зеленые, ярко-зеленые, иногда бесцветные. Уд. в. 2,9—3,3 [7, 13, 28, 29].

В ИК-спектре полосы поглощения при 3620, 3370, 1000, 810, 780, 685, 670, 570, 540, 480 и 455  $\text{см}^{-1}$ . Содержание моноклинной и ортогональной модификаций отражается на соотношении интенсивностей полос 670 и 685  $\text{см}^{-1}$  [30, 31]. В оптическом спектре поглощения наблюдались полосы 23 800, 14 300, 11 350 и 9200  $\text{см}^{-1}$  [32].

Определялись параметры мёссбауэровских спектров и их изменение при нагревании и окислении [31, 33, 34].

**Микр.** В шлифах в прох. свете зеленый, буро-зеленый, желтовато-зеленый; плеохроирует обычно слабо, реже сильно от буровато-зеленого, голубовато-зеленого, зеленовато-желтого до бледно-бурого, желтого, буро-янтарного [35, 36]. Большой частью слабо раскристаллизован, но некоторые оолиты дают в поляризованном свете черный крест. Иногда отмечаются аномальные фиолетовые, красновато-бурые интерференционные окраски [36, 37].  $n=1,600-1,665$  в зависимости от содержания железа; в образцах с окисленным Fe — до 1,68—1,69. Изотропный или слабодвупреломляющий с агрегатным погасанием,  $n_g-n_p$  редко до 0,010.  $2V$  (определяется редко) не превышает  $7^\circ$  (+) или (—) [35, 38], отмечалась дисперсия,  $r < v$  [35]. Под электронным микроскопом наблюдались чешуйки величиной 1—30 мкм и аморфные участки [31]. Отдельные оболочки оолитов толщиной 5—10 мкм, в свою очередь, состоят из тончайших слоев [39].

**Хим.** Состав бертьерина идентичен составу железистых хлоритов. Содержания основных компонентов колеблются в значительных пределах (%):  $\text{SiO}_2$  — 18—30;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12—28;  $\text{FeO}$  — 26—40;  $\text{MgO}$  — обычно 1—3, иногда до 7—8;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — до 5,5. Нередко обнаруживается дефицит октаэдрических катионов:  $[(\text{Fe}_{1,2-1,8}\text{Mg}_{0-0,5})(\text{Al}_{0,4-1,1}\text{Fe}_{0,2}^{3+})]_{10-0,35}[(\text{Si}_{1,1-1,6}\text{Al}_{0,9-0,4})_2\text{O}_3]_4(\text{OH})_4$  [9]. В некоторых гидротермальных бертьеринах отмечается повышенное содержание MnO (до 8,5%) [40]. Бертьерины из коры выветривания ультраабазитов иногда концентрируют Ni и Co [41]. Минерал, содержащий около 20%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , близкий по составу искусственному продукту окисления бертьерина — ферришамозиту, описан под названием ферриортошамозит — ferriorthochamosite [42]. В 1988 г. Бейли [43], изучив образцы бертьерина с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  18,3—25,1%, выделил новый минерал одинит — odinite — с формулой  $(\text{Fe}_{0,784}^{2+} \cdot \text{Mg}_{0,772} \text{Al}_{0,556} \text{Fe}_{0,279}^{3+} \text{Ti}_{0,016} \text{Mn}_{0,015})_{2,422} (\text{Si}_{1,788} \text{Al}_{0,212})_2 \text{O}_3 (\text{OH})_4$ . Аномально высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в ряде приводимых в литературе анализов может быть связано также с вторичным окислением бертьерина и примесью окислов и гидроокислов железа [9]. В качестве алюминиевой разновидности бертьерина упоминался недостаточно изученный минерал с 37%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  из девонских оолитовых бокситовых пород Башкирии (алюминиевый шамозит, алшамозит — alchamosite) [44]. Значительные колебания содержаний отдельных компонентов в составе бертьерина связаны с определенными различиями химизма среды образования, вследствие чего состав является существенным типоморфным признаком этого минерала [45].

Анализы, рассчитаны на 9 (O, OH):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{Na}_2\text{O}$	0,014	0,12	—	0,09	0,31	Не обн.	0,05	—	—
$\text{K}_2\text{O}$	0,005	0,07	—	0,007	0,51	»	0,01	—	—
$\text{MgO}$	1,07	0,78	2,02	7,13	3,44	4,32	2,54	4,28	6,13
$\text{CaO}$	0,83	0,74	—	—	2,15	Сл.	Не обн.	—	0,48
$\text{FeO}$	25,70	37,00	32,29	29,64	28,10	33,36	35,00	35,40	37,07
$\text{MnO}$	Не обн.	Не обн.	—	—	Сл.	—	Не обн.	—	0,04
$\text{Al}_2\text{O}_3$	28,71	28,20	28,02	24,33	23,80	22,24	20,55	20,10	12,33
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,43	3,30	5,38	3,75	0,92	1,46	5,50	2,05	5,32
$\text{SiO}_2$	25,91	18,32	20,84	23,72	29,10	26,65	23,92	25,04	26,01
$\text{TiO}_2$	1,66	Сл.	0,51	—	1,05	Сл.	Не обн.	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H <sub>2</sub> O	11,23	11,15		11,00	10,78	10,82	11,41		10,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,11	Не обн.	10,70	0,82	0,29	0,63	0,50	12,87	2,03
CO <sub>2</sub>	Не обн.	0,11	—	—	0,10	—	—	—	—
Сумма	(99,669)	99,79	99,76	100,487	100,55	(99,48)	99,48	99,74	99,74
Si	1,37	1,03	1,14	1,30	1,54	1,46	1,33	1,35	1,51
Al <sup>IV</sup>	0,63	0,97	0,86	0,70	0,46	0,54	0,67	0,65	0,49
Al <sup>VI</sup>	1,16	0,89	0,96	0,84	1,02	0,89	0,68	0,63	0,35
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,14	0,22	0,15	0,04	0,06	0,23	0,08	0,23
Fe <sup>2+</sup>	1,13	1,74	1,48	1,34	1,24	1,52	1,63	1,60	1,80
Mg	0,08	0,07	0,17	0,57	0,27	0,35	0,21	0,34	0,53
Ca	0,05	0,04	—	—	0,12	—	—	—	0,03
OH	3,96	4,17	3,92	3,96	3,80	3,94	4,24	4,63	4,00
O	5,04	4,83	5,08	5,04	5,20	5,06	4,76	4,37	5,00

1—метасоматический, из бокситов Средней Азии, анал. Степашкина, в оригинале сумма 99,71 [30]; 2—инфильтрационный, из бокситов Шебекино, Белгородский район (КМА), анал. Цимлянская [30]; 3—из бокситов Белгородского района (КМА), анал. не указан, в оригинале сумма не указана [22]; 4—из кровли бокситов под доломитизированными известняками, Белгородский район (КМА), анал. Яшина [45]; 5—метасоматический, из сланцев под бокситами, Белгородский район (КМА), анал. Цимлянская [30]; 6—из сидерит-бертьериновой руды, среднедевонские отложения Волгоградского Правобережья, анал. не указан, в оригинале сумма 99,98 [18]; 7—метасоматический, из бокситов Белгородского района (КМА), анал. Яшина и Степашкина [30]; 8—из железных руд Лотарингии (Франция), анал. Черных [46]; 9—из месторождения Канк, Кутна Гора (Чехословакия), анал. Вальха [8].

Хим. анализы см. также в сводке [9].

**Диagn. исп.** Растворяется в кислотах, отмечалось более медленное растворение моноклинного бертьерина по сравнению с ортогональным [47]. При нагревании до 150—200° растворимость в кислотах увеличивается в 2 раза [31]. При обработке щелочами разлагается с образованием маггемита и гидросодалита [48]. Для бертьерина с Кавказа определялись pH и Eh [49].

**Повед. при нагр.** Кривые ДТА характеризуются эндотермическим эффектом с максимумом при 500—600° и слабым экзотермическим эффектом в области от 750 до 980 [13, 14, 17, 40, 50]. Нередко замечен низкотемпературный эндотермический эффект, связанный с выделением адсорбированной воды, и нечеткий экзотермический эффект 210—430° (окисление Fe<sup>2+</sup>). По данным ЯМР, наиболее легко окисляется Fe<sup>2+</sup> в позициях M(1) с наименее искаженной октаэдрической координацией [34]. После нагревания на воздухе при 400° в течение 2 ч переходит в феррибертьерин (ферришамозит) — ferribertherine (ferri-chamosite), отличающийся от бертьерина высоким содержанием Fe<sup>3+</sup> и меньшими параметрами элементарной ячейки [7]. В окислительной среде бертьерин разрушается уже при 150—250° [31]. В гидротермальных условиях при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 1 кбар и буфере Ni—NiO начинает заметно разрушаться лишь при 500° [51]. Изучена кинетика дегидратации бертьерина из Среднего Тимана [52]. После нагревания при 1000—1100° в течение 2 ч разлагается с образованием кристобалита, гематита и шпинели [53].

**Нажод.** Бертьерин широко распространен в железистых осадочных породах различного возраста, образуется в корах выветривания и при гидротермальном изменении различных пород.

В осадочных железных рудах слагает оолиты и в смеси с глинистым материалом входит в состав цемента, находится в ассоциации с сидеритом, гидроокислами железа, пиритом или глауконитом. Оолиты мономинеральные или зональные гематит-сидерит-бертьериновые, сферические, эллипсоидальные, дисковидные или неправильной формы. В осадочных породах в виде плотных скрытокристаллических и тонкочешуйчатых масс слагает аргиллиты и цемент песчаников и алевролитов. Образуется в восстановительных условиях при раннедиагенетическом преобразовании железисто-глинистых или аморфных лагуновых и лагунно-озерных осадков. При диагенезе переходит в железистый хлорит [29, 54—61].

Бертьериновые руды осадочного происхождения известны в девонских отложениях Европейской части СССР: на Южном Тимане (Седьиольское месторождение), на Западном склоне Урала [38], на Восточном склоне Воронежской антеклизы [54] и в Волгоградском Правобережье [18]. Бертьерин в осадочных породах отмечался также в юрских отложениях Днепровско-Донецкой впадины [62], на Южном Урале [29], в пестроцветных терригенных комплексах в угленосных отложениях Восточного склона Урала [63], в прибрежно-морских аргиллитах Белгородского района КМА [22], в мезозойской угленосной толще бассейна р. Лены в Восточной Сибири [64]. За рубежом широко распространен в осадочных железорудных месторождениях и железистых породах Западной Европы: в Баррандиенском бассейне (Польша) [28], Центральной Чехии [13], Румынии [65], Шотландии [66], графствах Нортгемптоншир, Линкольншир, Йоркшир и Суссекс в Англии [14, 57, 58], департаменте Орн (Франция) [67], Нижней Саксонии [68] и Баварии [69] (ФРГ). В Японии встречается в угленосных толщах в префектурах Мияги, Ямагути, Ивате и Хоккайдо в ассоциации с кварцем как продукт реакции между каолинитом и сидеритом в восстановительных условиях при 65—150° на глубине 2—5 км [60]. В Северной Америке распространен в породах железорудных формаций района Великих озер [70—72] и на п-ове Лабрадор [73], известен в оолитовой железорудной формации Пасо-дель-Рио в Колумбии [74].

Образование бертьерина в корях выветривания связано с вторичными изменениями в условиях восстановительного режима под действием вод, просачивающихся из мелководных заболоченных бассейнов. Развивается в каолинитизированных, гидрослюдистых, аллитизированных породах, остаточных и переотложенных бокситах, элювиальных железных рудах; наиболее интенсивной бертьеринизации подвергаются сильно выветрелые породы, в которых глубина проникновения бертьерина иногда достигает 200 м. Более ранний бертьерин замещает все гипергенные минералы, а также реликтовые минералы исходных пород, местами вплоть до образования голубовато-серых и грязно-зеленых существенно бертьериновых пород. Более поздний инфильтрационный бертьерин выполняет трещины и пустоты выщелачивания, слагает стяжения и налеты [15, 75].

В латеритных корях выветривания и в связанных с ними остаточных и осадочных бокситах бертьерин часто является породообразующим минералом. В бокситовых бобовинах выполняет трещинки и концентры. Широко распространен в месторождениях Воронежской антеклизы, например в Белгородском районе КМА [16, 17, 30, 45, 75], на Среднем Тимане [76], на Среднем Урале [77], известен в бокситах Покровско-Киреевского рудопроявления в Донбассе [78], в месторождениях Чадобецкого поднятия на Сибирской платформе [79], в Северном Наратау (Средняя Азия) [36], в Краснооктябрьском месторождении в Тургайском прогибе (КазССР) [35], в Босконском месторождении (Восточный Саян) [80], на п-ове Кач в Индии [79]. В коре выветривания по ультрабазитам на Восточном склоне Урала бертьерин наиболее интенсивно развивается в нонтронитизированных участках с пиритом, магнетитом, родохрозитом [42]. на Северном Кавказе известен в коре выветривания по серпентинитам [81] в Удмуртской АССР — в выветрелых карбонатных и терригенных породах [82], в Бельском месторождении каолиновых глин (Иркутский амфитеатр) — в тонкой смеси с каолинитом [83].

В осадочных породах умеренной железистости бертьерин образуется при относительно низких температурах диагенеза в качестве промежуточного продукта в процессе перехода иллит-сметита в иллит и хлорит. Распространен, вероятно, широко, но маскируется присутствием хлорита. Под электронным микроскопом высокого разрешения обнаруживается также в виде отдельных слоев в хлорите и в качестве компонента смешанослойных хлорит-бертьериновых образований [26, 84].

В современных осадочных образованиях бертьерин возникает в результате обмена катионами между морской водой и осадком на глубине до 80 м при достаточной солености воды и активности органического материала. Количе-



ство бертьерина не превышает 15% объема осадка [4, 56], минерал плохо раскристаллизован и содержит больше Mg, чем бертьерин осадочных пород [85], встречается с гётитом, сидеритом, пиритом, кварцем. Отмечалось замещение бертьерином гётита [86]. Известен главным образом в районах с тропическим климатом: на п-ове Калум (Гвинея) [86, 87], в дельтах рек Нигер (Нигерия) [88], Огова (Габон) [89], Ориноко (Венесуэла) [88], Саравак на о-ве Борнео [88]. Встречен на западном побережье Шотландии [66]. Бертьерин обнаружен также в песчано-суглинистых арктических пустынных почвах о-ва Элф Рингнес (Канада) в ассоциации с глаукоцитом и хлорит-вермикулитом [90].

Гидротермальный бертьерин образуется в рудах и околорудных метасоматитах месторождений золота, серебра, свинца, цинка, меди, редких металлов. Характерна тесная ассоциация с хлоритами. Отмечается явная приуроченность бертьерин-хлоритовых агрегатов к рудоносным зонам. В рудных жилах они образуют скопления и фестончатые полосы в призальбандовых частях, выполняют полости, в рудовмещающих вулканитах замещают меланократовое стекло, вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов, дорудный моноклинный хлорит. Состав бертьерина определяется в основном характером рудообразующих растворов, но зависит также от состава вмещающих пород: железистость наиболее высока у бертьерина из рудных ассоциаций, глиноземистость — у бертьерина из ассоциаций с серицитом. В бертьерин-хлоритовых смесях железистость бертьерина выше, чем у возникающего за его счет хлорита [40, 41].

В серебряных месторождениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса бертьерин является одним из главных жильных минералов наряду с кварцем, калиевым полевым шпатом, гидрослюдой, родонитом и родохрозитом [40], в месторождениях золото-кварцевой формации Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса в ассоциации с хлоритом, пиритом и карбонатами слагает прожилки и гнезда [40]. Установлен в серебро-полиметаллических месторождениях Кураминского хребта в Средней Азии [40]. В связи с редкометальной минерализацией отмечался в жилах кварц-гематитовых брекчий Верхне-Олекминского района в Забайкалье [91]. В месторождении Канк близ Кутна Гора (Чехословакия) выделился в полостях кварц-карбонатных жил с пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, станином и в трещинах вмещающих гнейсов [8].

**Искусств.** Получен при воздействии на суспензию каолинита в дистиллированной и искусственной морской воде гидратом окиси железа, полученного из 0,1—0,3 M раствора  $FeCl_3$ , в качестве восстановителя использовался  $Na_2S_2O_4$  при Eh от +100 до -400 мВ и pH=5—8, длительность опытов достигала 300 дней. В отдельных пластинках каолинита микронзондовым анализом установлено постепенное увеличение содержания Fe от периферии к центру и одновременное уменьшение содержания Al и Si, также были отмечены постепенное изменение относительной интенсивности рефлексов (001) и (002) на рентгенограмме, их сдвиг и появление отражений 2,68, 2,51, 2,14, 1,77 и 1,55, характерных для бертьерина [59]. В гидротермальных условиях бертьерин и его Co-, Ni- и Zn-аналоги получены при обработке каолинитовых минералов карбонатами соответствующих металлов при  $T$  350—450°,  $P_{H_2O}$  = 1000 кг/см<sup>2</sup> и экспозиции 72 ч (по каолиниту, диккиту и метагаллуазиту — структурный тип B, по накриту — тип D) [92].

Образуется при старении свежеприготовленного аморфного осадка  $SiO_2$ — $Al(OH)_3$ — $Fe(OH)_3$  в восстановительных условиях при низком отношении Si/Fe в растворе; отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в синтезированных бертьеринах изменяется в зависимости от pH и Eh среды; установлен переход от триоктаэдрического ( $d_{060}$  = 1,53—1,54) к диоктаэдрическому, обогащенному  $Fe^{3+}$  ( $d_{060}$  = 1,50—1,52) [55].

В системе  $FeO$ — $Fe_2O_3$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$ — $H_2O$  образуется как метастабильный или низкотемпературный продукт, переходящий в хлорит при старении и повышении  $T$  и  $P$  [93, 94]. При  $T$  = 300—600°,  $P_{H_2O}$  = 1000 бар,  $P_{CO_2}$  = 100—150 бар (выдержка 30 сут, в качестве буфера использована щавелевая кислота)

состав с минимальным содержанием Al соответствовал формуле  $Fe_{5.3}Al_{0.7} \times [Si_{3.3}Al_{0.7}O_{10}] (OH)_8$ ; наибольшая термическая устойчивость ( $520^\circ$ ) установлена для состава  $Fe_5Al [Si_{3.3}AlO_{10}] (OH)_8$ ; конечный член серии— $Fe_4Al_2 [Si_2Al_2O_{10}] \times (OH)_8$ ; устойчив до  $500^\circ$  [95].

Изм. Бертьерин замещается сидеритом, гидроокислами железа и алюминия, апатитом. Экспериментально изучалось разрушение минерала с помощью силикатных бактерий в водной среде с рН около 7 [96]. При метаморфизме переходит в железистый хлорит.

Отл. Предлагалось [48] бертьерин и железистый хлорит различать по реакции с NaOH; первый разлагается щелочью на маггемит и содалит, второй не разрушается.

Межплоскостные расстояния бертьерина из графства Эр, Шотландия (1), и вычисленные для моноклинной (2) и ортогональной (3) модификаций (по Бриндли, 1980)

1		2*		3*		1		2*		3*	
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)
10	7,05	001	7,04	001	7,04	1	1,894	133	1,902		
2	4,67	020	4,666	020	4,666			202	1,888		
2	4,58	110	4,568			4	1,768			203	1,769
½	4,28	11̄1	4,282			?	1,693			241	1,710
1	3,90	021	3,887	021	3,887			204	1,667		
10	3,520	002	3,520	002	3,520	½	1,665	133	1,661		
?	2,801	022	2,810	022	2,807			134	1,565		
		201̄	2,684			7	1,555	331̄; 060	1,555	060	1,555
4	2,678	130	2,674	200	2,693			330	1,523	061	1,519
9	2,519	—	—	201	2,516	3	1,521	061	1,519		
			2,410			1	1,473			204	1,473
4	2,404	202̄	2,401					331	1,425	062	1,427
½	2,337					1	1,425	062	1,423	062	1,427
½	2,273	201	2,275			½	1,407	005	1,408	005	1,408
½	2,273	132̄	2,274			½	1,361				
6	2,141			202	2,139	½	1,347	261̄	1,346	400	1,347
		203	2,016			½	1,326			401	1,323
1	2,011	132	2,009								

\* Вычислены на основе следующих ячеек: моноклинная:  $a_0=5,39$ ,  $b_0=9,33$ ,  $c \cdot \sin \beta=7,04$  Å.  $\beta=104,5^\circ$ <sup>†</sup>  
ортогональная:  $a_0=5,39$ ;  $b_0=9,33$ ;  $c_0=7,04$  Å.

#### Л и т е р а т у р а

1. Brindley G. W. // Nature. 1949. Vol. 164, N 4164. P. 319.
2. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 1; Clay Sci. 1979. Vol. 5, N 4. P. 214.
3. Caillere S., Lamboy M. // C. r. Soc. geol. France. 1970. N 6. P. 218.
4. Velde B., Rumble D. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1977. N 76. P. 621.
5. Nelson B. W., Roy R. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 707.
6. Melka K. // Věstn. Ústřed. ústavů geol. 1965. Sv. 40, N 1. S. 23.
7. Brindley G. W., Youell R. F. // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 220. P. 57; Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 3/4. P. 149.
8. Novák F., Vtělnský J., Losert J., Kúpka F., Valcha Z. // Sborník k osmdesátinám akad. F. Slavika. Pr.: Academia, 1957. S. 315; Geologie. 1959. Bd. 8, H. 1. S. 159.
9. Brindley G. W. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 2. P. 153.
10. Черняховский А. Г. // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1966. Вып. 145. С. 134.
11. Brindley G. W. // Miner. Mag. 1951. Vol. 29, N 212. P. 502.
12. Youell R. F. // Nature. 1955. Vol. 176, N 4481. P. 560.
13. Melka K. // Sborník k osmdesátinám akad. F. Slavika Pr.: Academia, 1957. P. 255  
Пер. на рус. яз.: // Сборник трудов, посвященных восьмидесятилетию академика Ф. Славики. Прага: Изд-во Чеш. АН, 1957. С. 255.
14. Thurrell R. G., Sergeant G. A., Young B. R. // Rep. Inst. Geol. Sci. London. 1970. N 70/7. P. 1.
15. Nikitina A. P., Zvyagin B. B. // Proc. Intern. Clay Conf. Madrid, 1972. Vol. 2. P. 227.
16. Никитина А. П. // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 165.

17. Макаров В. Н. // Лориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. Л.: Наука, 1971. С. 3.
18. Шилин А. В., Котельников Д. Д., Солодкова Н. А., Вачугова Л. И. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 4. С. 49.
19. Ершова К. С., Солнцева Л. С., Умнова Е. Г., Щербак О. В., Дубакина Л. С. Рентгенография минерального сырья и ее прикладное значение. М.: ВИМС, 1980. 165 с.
20. Шитов В. А., Куликова Г. В. // Рентгенография минерального сырья и реальное строение минералов. М.: ВИМС, 1978. С. 40.
21. Brindley G. W. // The X-ray identification and crystal structure of clay minerals. L.; Ed. Brown, 1961. P. 51, 242. Пер. на рус. яз.: // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 107, 284.
22. Клекль Л. В. // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 123.
23. Сиротин В. И., Бунеев В. Н. // Рентгенография минерального сырья. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. С. 133.
24. Никольская Н. К., Гойло Э. А., Франк-Каменецкий В. А. // Минерал. журн. 1986. Т. 8, № 2. С. 89.
25. Youell R. F. // Nature. 1958. Vol. 181, N 4608. P. 557.
26. Shimosaka K., Sudo T. // Clay Sci. 1961. Vol. 1, N 3/4. P. 19.
27. Ahn J. H., Peacor D. R. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 3. P. 228.
28. Vlělensky J. // Geotechnica: Sb. pr. z prakt. geol. Pr.: Academia, 1959, Sv. 26. S. 5.
29. Мелещенко В. С. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27, вып. 1. С. 53.
30. Никитина А. П., Богатырев В. А., Демина В. Н., Жуков В. В., Кузьмина О. В., Яшина Р. С. // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. Вып. 14. С. 112.
31. Ершова К. С., Куземкина Е. Н., Дубакина Л. С., Солнцева Л. С., Ткачева Т. В., Умнова Е. Г., Щербак О. В. // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 706.
32. Марфуни А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Г. Н., Ньюсик Я. М., Платонов А. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 87.
33. Ершова З. П., Перфильев Ю. Д., Никитина А. П., Бабешкин А. М. // Термический анализ минералов. М.: Наука, 1978, 110. Пер. на англ. яз.: // Proc. Intern. Clay Conf., Mexico city, 1975. Mexico: Appl. publ., 1976. P. 211.
34. Ершова З. П., Никитина А. П., Перфильев Ю. Д., Бабешкин А. М. // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 157.
35. Лисицына Н. А., Пастухова М. В. // Геология руд. месторождений. 1961. № 1. С. 36.
36. Абрамович Е. Л., Исакаджанов Б. И., Скачкова Л. А. // Узб. геол. журн. 1977. № 3. С. 69.
37. Сердюченко Д. П. // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 407.
38. Сердюченко Д. П. // Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 3.
39. Rohrllich V. // Miner. deposita. 1974. Vol. 9, N 2. P. 133.
40. Русинова О. В., Русинов В. Л., Тронева Н. В. // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 5; Русинова О. В., Кобцев Б. М., Федосова С. П., Гуренко О. Ю. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 4. С. 100.
41. Куземкина Е. Н. // Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 202.
42. Novák F., Valcha Z. // Sb. geol. věd. TG. 1964. N 3. S. 7.
43. Bailey S. W. // Clay Miner. 1988. Vol. 23, N 3. P. 237.
44. Миропольский Л. М. // Учен. зап. Казан. ун-та. 1936. Т. 96, кн. 3. С. 70.
45. Китовская И. В., Никитина А. П. // Кора выветривания. М.: Наука, 1986. Вып. 19. С. 32.
46. Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 1. С. 183.
47. Ахун-заде Т. А., Клекль В. Н., Никитина А. П., Самохвалов М. Г., Талько Ю. К. // Тез. докл. XIV Всесоюз. совещ. Глинистые минералы и породы, их использ. в нар. хоз-ве. Новосибирск: СО АН СССР, 1988. С. 147.
48. Власов В. В., Ремизникова В. И. // Рентгенография минерального сырья. М. Недра, 1967. Сб. 6. С. 122.
49. Листова Л. П. // Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 232.
50. Булгакова А. П. // Кора выветривания. М.: Наука, 1973. Вып. 13. С. 111.
51. Kotov N. V., Nikitina A. P., Ivanov V. P. // I Meet. Europ. Clay Groups, Prague, 1983. Prague: Univ. Karlova, 1985. P. 409.
52. Фирфарова Н. Б., Калинина И. А. // Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981. С. 155.
53. Warshaw C. M., Roy R. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72, N 10. P. 1479.
54. Карпов П. А., Лосев А. Л., Шилин А. В. // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 3. С. 57.
55. Harder H. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 1. P. 65.
56. Velde B., Raoult J.-F., Leikine M. // J. Sediment. Petrol. 1974. Vol. 44, N 2. P. 1275.
57. Talbot M. R. // Sedimentology. 1974. Vol. 21, N 3. P. 433.
58. Van Houten F. B., Bhattacharyya D. P. // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1982. Vol. 10. P. 441.

59. *Bhattacharyya D. P.* // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 3. P. 173.
60. *Iijima A., Matsumoto R.* // Ibid. 1982. Vol. 30, N 4. P. 264.
61. *Kimberley M. M.* // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, N 1. P. 111.
62. *Литвиненко А. У., Кучеренко М. Т.* // ДАН СССР. 1957. Т. 116, № 5. С. 847.
63. *Иванова В. П., Мозилев А. Е.* // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5. С. 40
64. *Дубарь Г. П.* // ДАН СССР. 1959. Т. 126, № 3. С. 634.
65. *Rusu A.* // Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1968. Vol. 13, N 2. P. 377.
66. *Rohrlich V., Price N. B., Calvert S. E.* // J. Sediment. Petrol. 1969. Vol. 39, N 2. P. 624
67. *Courty G.* // Ann. Soc. Geol. Nord. 1980. Vol. 100. P. 61.
68. *Schellmann W.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1969. Bd. 111, H. 1. S. 1.
69. *Halbach P.* // Geol. Jb. 1970. Bd. 88. S. 471.
70. *Sheppard R. A., Hunter R. E.* // J. Sediment. Petrol. 1960. Vol. 30, N 4. P. 585.
71. *French V. M.* // Econ. Geol. 1973. Vol. 68, N 7. P. 1063. Пер. на рус. яз.: // Докладыские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 205.
72. *Floran R. J., Papike J. J.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 9. P. 1169.
73. *Klein C., Fink R. P.* // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 2. P. 453.
74. *Kimberley M. M.* // Ibid. 1980. Vol. 75, N 1. P. 97.
75. *Никитина А. П., Сиротин В. И.* // Кора выветривания. М.: Наука, 1967. Вып. С. 29.
76. *Демина В. Н.* // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 200.
77. *Луканина М. И.* // Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 338.
78. *Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павишин В. И.* Минералогия Донецкого бассейна Киев. Наук. думка, 1975. Т. 2. С. 224.
79. *Слукин А. Д.* // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 219, 239.
80. *Медведев Г. В., Борисовский С. Е., Киреев Ф. А.* // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Коры выветривания и бокситы», Кустанай, 1981. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 74.
81. *Сердюченко Д. П.* // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
82. *Власов В. В., Горбачев Б. Ф., Севастьянов В. А.* // Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск: Изд-во Свердлов. горн. ин-та, 1971. С. 143.
83. *Чекин С. С.* // Нижнепалеозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра М.: Наука, 1973. С. 135.
84. *Frey M.* // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 1. P. 105.
85. *Porrenga D. H.* // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 26. P. 221
86. *Gaertner H.-R., Schellmann W.* // Tscherma'sk miner. und petrogr. Mitt. 1965 Bd. 10 S. 349.
87. *Schellmann W.* // Ztschr. Erzbergbau. und Metallhüttenw. 1966. Bd. 19. H. 6. S. 302
88. *Porrenga D. H.* // Mag. Geol. 1967. Vol. 5, N 5/6. P. 495.
89. *Girresse P., Odin G. S.* Sedimentology. 1973. Vol. 20, N 4. P. 457.
90. *Kodama H., Foscolos A. E.* // Canad. Miner. 1981. Vol. 19, pt 2. P. 279.
91. *Волостных Г. Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 70 с.
92. *Рюмин А. А., Франк-Каменецкий В. А., Шитов В. А., Котов Н. В.* // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1977. Сб. 11 С. 58.
93. *Turnock A. C.* // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1960. N 59. P. 98.
94. *James R. S., Turnock A. C., Fawcett J. J.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol 56, N 1. P. 1.
95. *Hellner E., Heinrichsen Th., Seifert F.* // Controls of metamorphism. Edinburgh; L. Oliver and Boyd, 1965. P. 155. Пер. на рус. яз.: // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 161.
96. *Яхонтова Л. К., Нестерович Л. Г., Любарская Г. А., Андреев П. И., Пыжов В. А., Блинова Г. К.* // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 2. С. 28.

Цинк содержащий бертьерин — zincians berthierine  $(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Al}, \square)_3 \times (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . Состав промежуточный между бертьерином и фрепонтитом. Содержани:  $\text{ZnO}$  непостоянно даже в пределах одного обособления и обычно возрастает к периферии (от 0,1 до нескольких процентов). Состав участков с наиболее высоким содержанием  $\text{ZnO}$  по данным микрорзондового анализа:  $\text{SiO}_2 - 23,18$ ;  $\text{TiO}_2$  - не обн.;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 17,56$ ;  $\text{FeO}_{\text{общ}} - 17,54$ ;  $\text{ZnO} - 21,57$ ;  $\text{MnO} - 2,00$ ;  $\text{MgO} - 2,20$ ;  $\text{CaO} - 0,08$ ;  $\text{Na}_2\text{O} -$  не обн.  $\text{K}_2\text{O} - 0,15$ ;  $\text{Ag}_2\text{O} -$  не обн.;  $\text{BaO} -$  не обн.

На дифрактограммах фиксируются четкие узкие рефлексы 7 Å-структуры со слоями 1 : 1 и слабые широкие рефлексы 14 Å-хлорита. Установлена смесь ортогональной модификации А и моноклинной В ( $A > B$ ) с полубеспорядочным характером паложения слоев. Для обеих модификаций  $a_0 = 5,37$ ,  $b_0 = 9,30$ ,  $c_0$ , по данным электронографического анализа,  $7,13 \text{ \AA}$  — для ортогональной и  $7,30 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 104^\circ$  — для моноклинной. При нагревании до  $300^\circ$  рентгенограммы не изменяются, интенсивность рефлекса  $14 \text{ \AA}$  при  $500^\circ$  увеличивается, что свидетельствует о примеси фазы с хлоритогей структурой.

Обнаружен в окolorудных метасоматитах одного из свинцово-цинковых месторождений Средней Азии, руды которого сложены сфалеритом, галенисом, гематитом, пиритом, халькопиритом и  $\text{Zn}$ -блеклыми рудами. Наблюдается в виде серовато-зеленых и светло-зеленых мелкошуйчатых масс в гидротермально-измененных вмещающих риолитах

и трахириолитах по вулканическому стеклу, благодаря чему содержание Zn в породах возрастает до 10—15%. Сульфиды цинка в ассоциации с цинковым бертьерином отсутствуют. Вхождение Zn в силикатную фазу связано с увеличением окислительного потенциала.

## Л и т е р а т у р а

Русинова О. В., Лобанов А. С., Кореннова Н. Г., Жухлистов А. П., Русинов В. Л., Трошева Н. В., Боронихин В. А. // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 733.

Титановый бертьерин — titanian berthierine — бертьерин, в структуре которого значительная часть атомов  $Fe^{2+}$  замещена на Ti. Образует криптоморфозы по титановому магнезиоферриту. Цв. красновато-коричневый, от светлого до темного. В шлифах обнаруживает волокнистое строение, прозрачный, с низким двупреломлением. По данным микронзондового анализа, содержит (%):  $TiO_2$  — 18,5—20,5;  $FeO$  — 23,7—26,2;  $Al_2O_3$  — 8,6—16,09;  $SiO_2$  — 21,8—26,5;  $MgO$  — 4,9—6,8. Формула  $(Mg, Fe)_{3-(2x+y+2z)}Ti_{y+z} \square_z Al_{2x} [Si_{2-2(x+y)}Al_{2(x+y)}O_5](OH)_4$ , при  $x=0,10-0,015$ ;  $y$  0,39—0,185,  $z=0,54-0,43$ . Встречен в основной массе ультрабазита из центральных частей дайки, секущей известняки, близ Пиктона на юго-востоке Онтарио (Канада), вместе с серпентином, кальцитом, хлоритом, апатитом, перовскитом, ильменитом, железистой шпинелью, магнезиохромитом, титановым магнезиоферритом.

Межплоскостные расстояния (Сг-излучение):  $d$  (Å) ( $I$ ): 7,27 (100); 4,56 (50 ш); 3,86 (5); 3,62 (3); 3,524 (50); 3,33 (5); 3,15 (2); 2,901 (2); 2,623 (15); 2,370 (10); 2,286 (3); 1,907 (25 ш); 1,677 (20 ш); 1,542 (30 ш).

## Л и т е р а т у р а

Arima M., Fleet M. E., Barnett R. L. // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, pt 2. P. 213.

### Кронштедтит Cronstedtite

 $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[(Si, Fe^{3+})_2O_5](OH)_4$ 

Назван по имени шведского минералога А. Кронштедта (Штейнман, 1820).

Синон. Кронштедтит — ошибочная русская транскрипция; сидерошизолит — siderothisolite (Вернекин, 1824); слюда черная — Melanglimmer (по Хею, 1955); хлоромелан — chloromelane (по Хею, 1955).

**Характ. выдел.** Чешуйки, кристаллы и их скопления, полусферические агрегаты, почковидные выделения с радиально-лучистым или шестоватым сложением.

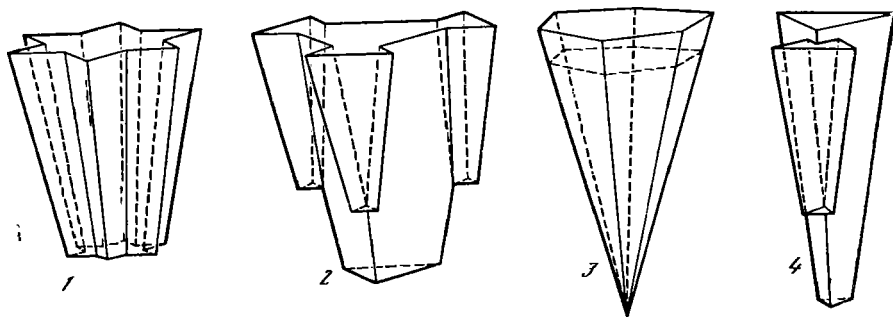
**Структ. и морф. крист.** Кронштедтит ранее относился к минералам со структурой хлорита. Госснер в 1935 г. впервые определил серпентиноподобную структуру кронштедтита [1], что было подтверждено также Хендриком [2]. Позже установлено несколько политипных модификаций [3—5].

Политип (обозначение по Бейли [6])	Пр. гр.	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$
1T	<i>P31m</i>	5,49	—	7,085	—
1M	<i>Cm</i>	5,49	9,51	7,32	104°31'
2H <sub>1</sub>	<i>P6<sub>3</sub>cm</i>	5,49	—	14,17	—
2H <sub>2</sub>	<i>P6<sub>3</sub></i>	5,49	—	14,17	—
2T	<i>P31c</i>	5,49	—	14,17	—
2M <sub>1</sub>	<i>Cc</i>	5,49	9,51	14,29	82 38
3T	<i>P3<sub>1</sub></i>	5,49	—	21,21	—
6R <sub>3</sub>	<i>R3</i>	5,49	—	42,5	—

Имеется указание на наличие девятислойной модификации с ромбоэдрической ячейкой ( $a_0=9,56$ ,  $c_0=63,85$  Å) [7, 8].

Характерно двойникование с участками различных политипов; такие политипы, как 2T, 2M<sub>1</sub> и 1M, встречены лишь в виде небольших двойниковых фрагментов в 1T и 3T [5].

Для модификации 1T из Корнуэлла определены следующие средние межатомные расстояния (Å): (Si, Fe)—(O, OH)=1,76; (Si, Fe)—O=1,72; Fe—OH=



Фиг. 52. Кристаллы кронштедтита

1, 2 - Кутна Гора, Чехословакия (по Врба, 1886); 3 - Пришбрам, Чехословакия (по Цефаровичу, 1877); 4 - Кон, Бразилия (по Цефаровичу, 1875)

$=2,13$ ;  $\text{Fe}-(\text{O}, \text{OH})=2,14$ ;  $\text{O}-\text{OH} \quad 2,69$  (при предположении, что часть групп  $\text{OH}$  входит в тетраэдры  $\text{FeO}_4$ ). Для модификации  $3T$ :  $\text{O}-\text{OH} \quad 2,58$  [4]. Для кронштедтита из Пришбрама состава  $(\text{Fe}_{1,04}^{2+}\text{Mg}_{0,71}\text{Fe}_{0,49}^{3+}\text{Mn}_{0,16})[\text{Si}_{1,51}\text{Fe}_{0,49}^{3+}\text{O}_5](\text{OH})_1$  (модификация  $2H_2$ ) установлено [9] снижение симметрии до триклинной ( $P1$ ) вследствие развития доменов на уровне элементарных ячеек:  $a_0 \quad 5,472$ ,  $b_0 \quad 9,467$ ,  $c_0 \quad 14,241 \text{ \AA}$ ,  $\alpha \quad 90,015$ ,  $\beta \quad 90,042$ ,  $\gamma \quad 89,952$ .  $V = 737,72 \text{ \AA}^3$ ;  $\text{Fe}^{3+}$  содержится в тетраэдрических позициях  $T(1)$  и  $T(11)$ , заполняя каждую из них на 50%. Несмотря на упорядоченное распределение  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Si}$ , средние длины связей  $\text{Fe}$ -содержащих тетраэдров  $T(1)$ ,  $T(11)$  и  $\text{Si}$ -тетраэдров  $T(2)$ ,  $T(22)$  близки (1,67—1,68); это связано с сильным искажением (вытянутостью) тетраэдров. Толщина тетраэдрических сеток 2,232 и 2,225  $\text{ \AA}$ , октаэдрических 2,102 и 2,103  $\text{ \AA}$ , межслоевых промежутков 2,804 и 2,775  $\text{ \AA}$  [9].

Мёссбауэровский спектр образца из Кисбаньи (Венгрия) указывает на сильное искажение  $\text{Fe}^{2+}\text{O}_6$ -октаэдров в соседстве с  $\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$ -тетраэдрами [10, 11]. Вычислены величины энергии, необходимые для раздвижения слоев структуры кронштедтита на различные расстояния [12].

Кристаллы размером до нескольких десятых миллиметра [2, 8, 13], псевдо-тригонального облика, пластинчатые или вытянутые вдоль оси  $c^*$ , иногда гемиморфные, конические с вертикальной штриховкой; двойники прорастания или срастания с параллельными осями  $c^*$ . Отмечались формы  $(0001)$ ,  $(10\bar{1}0)$ ,  $(10\bar{1}1)$ ,  $(20\bar{2}1)$ ,  $(30\bar{3}1)$ ,  $(5166)$  (фиг. 52).

**Физ св.** Сп. по  $(001)$  совершенная, листочки в отличие от хлоритов довольно хрупки. Фигуры удара и давления на  $(001)$  указывают на несовершенную спайность по призме. Тв. около 3. Уд. в. 3,33—3,44. Цв. черный, черно-зеленый, темно-бурый, черта темно-оливково-зеленая. Бл. сильный стеклянный, иногда смоляной.

**Микр.** Кронштедтит из Пришбрама оптически одноосный, отрицательный. отчетливо плеохроирует в тончайших листочках от изумрудно-зеленого до коричневого, из Бериуна — вдоль спайности непрозрачный,  $\perp$  спайности просвечивает коричнево-черным. Показатели преломления и двупреломление очень высокие [13—15].

**Хим.** Характерной особенностью состава является почти полное отсутствие  $\text{Al}$ ;  $\text{Si}$  в тетраэдрах замещается на  $\text{Fe}^{3+}$ , что компенсируется замещением  $\text{O}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрических сетках и, возможно, частичным замещением  $\text{O}$  на группы  $\text{OH}$ . Теор. состав при максимальном содержании  $\text{Fe}^{3+}$  для формулы  $\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}[(\text{SiFe}^{3+})\text{O}_5](\text{OH})_1$ :  $\text{SiO}_2 \quad 15,04$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \quad 39,97$ ;  $\text{FeO} \quad 35,97$ ;  $\text{H}_2\text{O} \quad 9,02$ . Имеются, вероятно, постепенные переходы к гриналиту  $\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_1$  [16, 17]. Кроме основных компонентов, иногда содержит  $\text{MgO}$  до 7,5%,  $\text{CaO}$  до 2,5%,  $\text{MnO}$  до 3%. Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в пределах 8—13,5%.

Анализы рассчитаны на 9 ( $\text{O}, \text{OH}$ ):

	1	2	3	4	5
MgO	4,51	5,23	—	—	—
CaO	—	—	—	1,32	0,09
MnO	1,25	1,20	0,16	—	—
FeO	29,23	25,28	30,27	41,86	36,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	сл.	—	0,90	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,34	37,49	43,05	29,72	36,76
SiO <sub>2</sub>	21,30	22,21	17,34	16,42	17,47
H <sub>2</sub> O	11,90	8,27	9,18	10,17	10,09
Сумма	100,53	99,68	100,00	100,39	100,72
Si	1,269	1,385	1,120	1,068	1,119
Al <sup>IV</sup>	—	—	—	0,069	—
Fe <sub>V</sub> <sup>3+</sup>	0,731	0,615	0,880	0,863	0,881
Fe <sub>VI</sub> <sup>3+</sup>	0,719	1,145	1,212	0,592	0,890
Fe <sup>2+</sup>	1,457	1,319	1,635	2,278	1,944
Mg	0,401	0,486	—	—	—
Mn	0,063	0,063	0,009	—	—
Ca	—	—	—	0,092	0,006
ОН	4,731	3,442	3,956	4,415	4,311
O	4,269	5,558	5,044	4,585	4,689

1, 2 — Пришибрам (Чехословакия): 1 — анал. Яновски [18]; 2 — анал. Людвиг [19]; 3 — Кутна Гора (Чехословакия). анал. Розан [20]; 4 — Кисбанья (Венгрия). анал. Госснер [1]; 5 — Корнуэлл (Великобритания). анал. Флайт [21].

**Диagn. исп.** П. п. тр. плавится в магнитный шарик. Хорошо растворяется в HCl [13].

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА отмечен эндотермический эффект при 720° [22]. При нагревании окисление Fe<sup>2+</sup> начинается с 275°, оно сопровождается уменьшением параметров  $a_0$  и  $b_0$  и увеличением параметра  $c_0$ . При 700° структура постепенно перестраивается в кубическую шпинелевого типа, аналогичную структуре  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, с Si в тетраэдрических позициях. Выше 750° образуются гематит и кристобалит [3].

**Наход.** Кроншtedтит — низкотемпературный гидротермальный минерал, встречается с сидеритом, кальцитом, кварцем, пиритом, сфалеритом, гематитом в сульфидных жилах; развивается за счет пирита, образует вроски в кварце и кальците. Известен в ряде районов Чехословакии: в Пришибраме [14], Кутна Гора [1], близ Бороуна [13], также в Кисбанье (Венгрия) [1, 2], Корнуэлл (Великобритания) [3], Ллаллагуа (Боливия) [8], Най, шт. Невада (США) [8], Лонгонья-до-Кампо (Бразилия) — «сидерошизолит» (по Дана, 1892).

В архейской железорудной формации Западной Австралии находится ассоциации с геденбергитом, бабингтонитом, Al-андрадитом, стильпномелам, магнетитом, кальцитом и марказитом [17, 23].

В СССР встречен в Депутатском оловорудном месторождении (Якутия) в виде корочек и кристаллов на кварце в друзовых пустотах, иногда нарастает на франкеит, гетит или почковидный пирит, частью цементируется пиритом [15].

Возможно, к кроншtedтиту относится «железистый хлорит» из цинкового месторождения Бан-Бан, Квинсленд (Австралия), с очень низким содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,8—6,3%) [24].

Кроншtedтит (кристаллики до 10 мкм) обнаружен также в составе углеродистых хондритовых метеоритов в ассоциации с форстеритом, ромбическим висттитом, пижонитом, пентландитом, апатитом, арагонитом; частично образуется путем замещения оливина и ромбического пироксена [25—28].

## Межплоскостные расстояния кроншtedтита из Депутатского месторождения (Якутия) [15]

Fe-излучение, NaCl-эталон

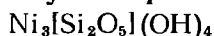
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
6	7,47	4	2,73	2	2,31	3	1,680	2	1,365	1	1,151
10	7,11	2	2,66	1	2,06	5	1,581	2	1,340	1	1,12
1	4,76	4	2,44	3	2,03	3	1,545	3	1,326	2	1,101
1	3,95	1	2,41	2	1,911	3	1,444	2	1,312	2	1,035
2	3,61	2	2,36	2	1,771	2	1,412	1	1,177	2	1,017
10	3,53										

## Л и т е р а т у р а

- Gossner B. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1935. N 7. S. 195.
- Hendricks S. B. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 9. P. 529.
- Steadman R., Youell R. F. // Nature. 1957. Vol. 180, N 4594. P. 1066.
- Steadman R., Nutall P. M. // Acta crystallogr. 1963. Vol. 16, pt 1. P. 1.
- Steadman R., Nutall P. M. // Ibid. 1964. Vol. 17, pt 4. P. 404.
- Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3. P. 175.
- Frondel C. // Abstr. Ann. Meet. Amer. Miner. Soc. 1957. P. 61.
- Frondel C. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 5/6. P. 781.
- Geiger C. A., Henry D. L., Bailey S. W., Maj J. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31. N 2. P. 97.
- Taylor G. L., Ruotsala A. P., Keeling R. O. // Ibid. 1968. Vol. 16, N 5. P. 381.
- Weaver C. E., Wampler J. M., Pecuil T. E. // Science. 1967. Vol. 156, N 3774. P. 504
- Giese R. F. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 1. P. 51.
- Fiala F., Kourimsky J. // Sb. Nar. muz. Praz. B. 1980. Sv. 36. N 1. S. 35.
- Dschang G. L. // Chem. Erde. 1931. Bd. 6. H. 3. S. 416.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бицус Б. Я. // Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971. С. 86.
- Engelhardt W. von // Ztschr. Kristallogr. 1942. Bd. 104. H. 2. S. 142.
- Gole M. J. // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 338. P. 127.
- Janovsky J. V. // Lotos. Pr., 1875. S. 113; J. prakt. Chem. 1875. Bd. 2. S. 378.
- Tschermak G. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1891. Bd. 12. S. 32.
- Vrba K. // Sitzungsber. kgl. böhm. Ges. Wiss. 1886. N 3. S. 13.
- Maskelyne N. S. // J. chem. Soc. 1871. Vol. 9. P. 9.
- Orcel J., Caillere S., Henin S. // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 329.
- Gole M. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8.
- Ashley P. M. // Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 1. P. 15.
- Müller W. F., Kurat G., Kracher A. // Meteoritics. 1977. Vol. 12. P. 322.
- Müller W. F., Kurat G., Kracher A. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1979. Bd. 26. H. 4. S. 293.
- Barber D. J. // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45, N 6. P. 945.
- Bunch T. E., Chang S. // Lunar and Planet. Sci. 1978. Vol. 9, pt 1. P. 134.

## ГРУППА НИКЕЛЕВЫХ СЕРПЕНТИНОВ

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Непунит	Монокл. } $1T+2M_1$	5,26—	9,12—	7,12—	90°00'	2,7—3,—
$Ni_3[Si_2O_5](OH)_4$	Триг. }	5,32	9,28	7,32	93 00	
Пекораит	Монокл.	5,26—	9,10—	7,43	?	3,51
$Ni_3[Si_2O_5](OH)_4$		5,28	9,17			
Бриндлейит	Монокл.	5,286	9,133	7,31	104 09	3,16
$(Ni_{1,75}Al_{0,25}) \times$ $\times [Si_{1,5}Al_{0,5}O_5](OH)_4$	Триг.	5,277	—	7,09	—	

Непунит *Nepouite*

Назван в 1906 г. Глассе [1] по месту находки на гипергенных месторождениях никеля в Новой Каледонии, близ г. Непуи.

Является никелевым аналогом лизардита [2]. Ранее считался никелевым аналогом антигорита [3] или никелевым хлоритом [4,5]. Максимович пришел к заключению [6], что существует изоморфная серия лизардит—непунит.

Синон. Ревдинскит — *revdinskite* (Герман, 1867) — аморфная разновид непунит [4, 5, 7].

**Характ. выдел.** Червеобразные и столбчатые сростки псевдогексагональных чешуек, мелкочешуйчатые плотные агрегаты, сплошные порошокватые



и землистые массы. Длина «столбиков» до 0,5—1 см. Диаметр чешуек в червеобразных сростках 2—3 мм, в землистых массах до 0,5—1 мм. Под электронным микроскопом крупные чешуйки непюита обнаруживают агрегативное сложение; размер индивидов 0,8—4,4 мкм в длину, 0,1 мкм в ширину. В землистых агрегатах размер чешуек, пластинок, лейст от долей до 5—6 мкм

**Структ. и морф. крист.** Монокл. и тригон. с. Возможны следующие поли-типы:  $2T+2H_1$ ,  $1T+2M_1$ ,  $1T+1M$  и группы политипов  $A$ ,  $A+B$ ,  $A+D$ , в обо-значении Звягина [8].

Параметры элементарной ячейки, по данным электронографии [9]:

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$ , °	Политип
5,27	9,12	7,25	90	$1T+2M_1$
5,26	9,10	7,12	90	$1T+2M_1$
5,28	9,12	7,12	90	$1T+1M$
5,28	9,12	7,14	90	$A+B$
5,31*	9,20*	7,2*	90*	—

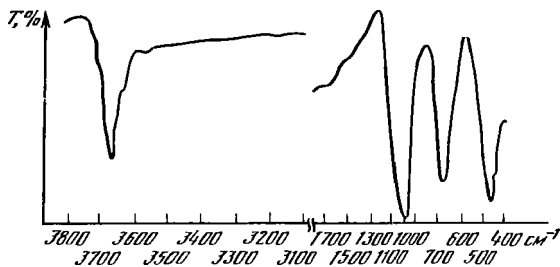
\* Новые данные для образца, предоставленного Витовской.

По данным рентгеновского анализа,  $d_{001}$  непюита в связи с различной сте-пенью дисперсности вещества колеблется от 7,17 до 7,32 Å, но всегда меньше, чем у пекорита. Для уральских образцов величина параметра  $b_0 = 9,12—9,22$  Å. Для непюита из других месторождений, в частности из Новой Каледонии,  $b_0 = 9,10—9,22$  [10, 11]. По данным монокристалльной съемки:  $a_0 = 5,32 \pm 0,07$ ,  $b_0 = 9,28 \pm 0,01$  Å [12]. Рассчитанные параметры элементарной ячейки непюита, по [3]:  $a_0 = 5,28$ ,  $b_0 = 9,16$ ,  $c_0 \cdot \sin \beta = 14,52$ ,  $\beta = 93^\circ$ .

Средние значения длины связи металл—лиганд (Ni—(O, OH)) непюита, определенные по данным рентгеновской дифракции, оптической и рентгенов-ской спектromетрии, составляют (в Å): 2,06 [10], 2,08 [11], 2,03 [13], но всегда ниже, чем у Mg-лизардита (соответственно 2,11 [10], 2,09 [11] и 2,04 [13]).

Указанными методами однозначно установлено нахождение  $Ni^{2+}$  только в октаэдрических позициях структуры непюита и высокая степень ее упорядо-ченности в изученных образцах. Энергия стабилизации кристаллического поля непюита (31,3 ккал/моль) выше, чем для лизардита (30,3 ккал/моль) [12].

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. по (001) совершенная, по (110) хорошая. Изл. неровный. Хрупок. При раздавливании распадается на частицы непра-вильной формы. Гелевидная раз-ность непюита («ревдинскит») имеет плотное сложение. Изл. раковистый. Тв. 2—3 [5]. Уд. в. 2,7—3,2, зависит от содержания никеля и степени гидратации ми-нерала [5]. Цв. в сростках темно-изумрудно-зеленый, в землистых разностях бледно-голубой. От-дельные тонкие чешуйки бес-цветны и прозрачны, окрашены только по краям. Бл. в черве-образных агрегатах стеклянный, на плоскостях крупных чешуек перламутровый, в землистых агрегатах в отдельных чешуйках шелковистый, в плотных агрегатах восковой. Непрозрачен, в тонких чешуйках просвечи-вает.



Фиг. 53. ИК-спектр непюита (по Максимовичу)

ИК-спектры непюита [6, 12] подобны лизардитовым (фиг. 53). От ИК-спек-тров пекорита («гарниерита») отличаются по конфигурации и интенсивности основной полосы колебаний связей Si—O (1060—960  $cm^{-1}$ ) и Si—O—Mg (460—440  $cm^{-1}$ ).

Замещение Mg на Ni, т. е. на ион с большей электроотрицательностью, приводит к сдвигу полос спектра на 30—40  $cm^{-1}$  в области деформационных колебаний связей Si—O—Mg и Si—O—Si. Лучшая окристаллизованность не-

пюита по сравнению с пекораитом фиксируется большей интенсивностью полосы спектра в области основных колебаний решетки, а низкое содержание адсорбированной воды в минерале — слабой интенсивностью и значительной шириной полосы  $1640\text{ см}^{-1}$  колебаний Н—ОН молекулярной воды.

Оптические спектры непюита содержат три полосы поглощения, соответствующие трем энергетическим уровням, разрешенных по спину переходов ион  $\text{Ni}^{2+}$  в октаэдрической координации. По [14] — это полосы с максимумами  $8200, 14\ 800, 25\ 250\text{ см}^{-1}$ . по другим данным [10, 15—17], они несколько иные что связано не только с составом образцов, но и с методикой определения. Наиболее значительно оптические спектры непюита и «гарниерита» различаются по максимумам  $8200\text{ см}^{-1}$  для непюита и  $8900—9100\text{ см}^{-1}$  для «гарниерита».

**Микр.** В шлифах в прох. свете изумрудно-, сине-, или желтово-зеленый Плеохроизм сильный, от ярко- до светло-зеленого, иногда до желто-зеленого или почти бесцветного. Одноосный (—). Удлинение (+). Погасание прямое. Показатели преломления и двупреломление изменчивы:  $n_o = 1,634—1,632$ ,  $n_e = 1,594—1,626$ ,  $n_o - n_e = 0,021—0,038$ , зависят от степени дисперсности и гидратированности минерала, а также от содержания Mg [6].

**Хим.** Теор. состав:  $\text{NiO} = 58,92$ ;  $\text{SiO}_2 = 31,60$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 9,48$ . В природных образцах содержатся Mg, Al,  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ . Считалось [18], что Mg и Ni могут замещать друг друга в любых соотношениях, в связи с чем предполагалась возможность существования непрерывной изоморфной серии лизардит—непюит [6, 19]. Непюитом предложено [19] считать минерал, в кристаллохимической формуле которого коэффициент у Ni такой же, как у Mg, или больше. Однако данные химических анализов большинства природных образцов непюита не укладываются в его кристаллохимическую формулу из-за присутствия в нем талькоподобной фазы [12]. Даже в мономинеральных образцах непюита по данным рентгеновского анализа, сумма октаэдрических катионов меньше ( $\Sigma_{\text{окт}} = 5,7—5,9$ ), а тетраэдрических — больше 4, что исследователи объясняют присутствием в минерале примеси силикагеля [17] или некоторого количества талькоподобной фазы [12]. Содержание адсорбированной воды в непюите, в отличие от Ni-хризотила, менее  $3\%$ .

Анализы (рассчитаны на 5 катионов):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	—	—	—	—	—	—	0,20	—	0,23
MgO	2,77	3,00	0,92	3,05	4,47	11,80	12,50	13,5	5,87
CaO	—	сл.	1,09	0,28	—	0,58	0,21	—	1,07
NiO	51,41	50,70	49,64	48,76	47,57	39,99	36,00	34,8	41,9
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,62	0,69	0,86	0,92	1,43	1,13	0,61	4,1	2,02
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,45	—	0,38	сл.	1,57	не обн.	0,19	1,3	1,30
$\text{SiO}_2$	32,62	32,36	33,02	34,45	32,60	35,05	37,55	33,8	39,3
$\text{TiO}_2$	—	—	—	0,08	—	—	—	—	0,01
$\text{CO}_2$	—	—	—	0,22	—	—	—	—	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	—	—	—	10,09	—	10,05	11,52	10,6	9,7
$\text{H}_2\text{O}^-$	—	12,31	—	2,01	—	—	1,34	1,6	—
П. п.	—	—	12,17	—	—	—	—	—	—
Сумма	87,87	99,68 *	98,08	99,86	87,64	99,82 **	100,12	99,7	101,40
Si	2,060	2,050	2,150	2,163	2,028	1,997	2,168	1,927	2,26
$\text{Al}^{\text{IV}}$	—	—	—	—	—	0,003	—	0,093	—
$\text{Al}^{\text{VI}}$	0,046	0,052	0,066	0,068	0,105	0,073	0,042	0,182	0,16
Ni	2,611	2,583	2,600	2,461	2,379	1,832	1,671	1,595	1,94
Mg	0,261	0,283	0,089	0,285	0,415	1,002	1,076	1,147	0,50
$\text{Fe}^{2+}$	—	0,033	—	—	—	0,058	—	—	—
$\text{Fe}^3$	0,021	—	0,019	—	0,073	—	0,008	0,056	0,05
Ti	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—
Ca	—	—	0,076	0,019	—	0,035	0,013	—	0,00
$\text{Na}^{+\ast}$	—	—	—	—	—	—	0,022	—	0,00

**Диагн. исп.** В отличие от пекораита ненуит устойчив к действию  $\text{HCl}$ . Он не разлагается в  $1\text{ M HCl}$  при нагревании на водяной бане даже в течение 1 ч. При двукратной обработке ненуита смесью  $\text{NaOH} + \text{NH}_4\text{Cl}$  на холоду в течение 1 сут извлекается только 0,04% Ni, после третьей обработки отмечены следы Ni, после четвертой Ni не обнаружен совсем [21]. Ненуит, образующий псевдоморфозы по миллериту (из Восточного Саяна), разлагался в  $\text{HNO}_3$  при подогревании с образованием студенистого осадка зеленого цвета [22]. При прокаливании на угле или гипсовой пластинке в восстановительном пламени ненуит становится бархагно-черным благодаря образованию металлического никеля, а в окислительном пламени — буреет [3, 5]. При сплавлении с содой на угле в восстановительном пламени дает магнитный шлак.

**Повед. при нагр.** Нагревание до  $500^\circ$  не вызывает заметных изменений в структуре ненуита. При  $550^\circ$  образуются гидратированный Ni-тальк и смешанослойная фаза с рефлексами 10,7 и 11,7 Å соответственно. При  $600^\circ$  рефлекс Ni-талька смещается до 10,3 Å и становится интенсивнее; он сохраняется до  $800^\circ$ , но интенсивность его заметно уменьшается. Структура талька полностью разрушается при  $1000^\circ$  и образуется смесь Ni-оливина и  $\alpha$ -кristобалита; полная кристаллизация их происходит при  $1200^\circ$  [3, 5, 12]. Кроме того, начиная с  $600^\circ$  появляются рефлексы металлического никеля, особенно интенсивные при  $900^\circ$ . Восстановление ненуита до металла при  $900^\circ$  изучалось Уразовым и Богацким [23].

На кривых ДТА ненуита (фиг. 54) присутствуют три эндотермических эффекта: два четко выраженных при  $100\text{--}120^\circ$  и  $600\text{--}620^\circ$ , и слабый при  $900\text{--}1000^\circ$  [5, 12]. Имеется небольшой экзотермический пик при  $350^\circ$ , вероятно, связанный с кристаллизацией аморфной фазы (кремнезема и гелевидного ненуита). Температура второго эндотермического эффекта при  $550\text{--}620^\circ$  у ненуита ниже, чем у Mg-лизардита ( $700\text{--}720^\circ$ ). Судя по кривым ДТГ, ненуит теряет 2—3% веса в интервале  $60\text{--}120^\circ$  (адсорбированная вода). Небольшая (около 1,0%) потеря веса в интервале  $250\text{--}350^\circ$  связана с удалением молекулярной воды и воды, содержащейся в примеси гидрооксида никеля. Наиболее значительная потеря веса (около 5,5%) в интервале  $550\text{--}650^\circ$  отвечает удалению части гидроксидов при перестройке структуры ненуита в Ni-тальк с выделением металлического никеля. Дальнейшая потеря (около 2—3%) веса происходит постепенно с максимумом в интервале  $850\text{--}1000^\circ$ , когда удаляются гидроксиды из структуры Ni-талька и происходит его перестройка в Ni-оливин и  $\alpha$ -кristобалит.

**Находж.** Распространен в корях выветривания серпентинитов, особенно в контактово-карстовых месторождениях гипергенного никеля. Большею частью имеет инфильтрационное происхождение и встречается в форме жил, гнезд, включений, выполнения пустот и пленок. Особенно обилен в карстовых пустотах среди мраморов и известняков на контакте их с серпентинитами. Встречается также среди кремнисто-ячеистых никелевых руд, где выполняет пустоты кремниевого скелета, а также по трещинам и гнездам среди слабо выветрелых серпентинитов. Обычно находится в тесной ассоциации с «гарниеритом» (частью замещает его, а частью разъедается им по краям чешуйчатых агрегатов). В СССР наиболее распространен в контактово-карстовом типе месторождений и в меньшей степени в месторождениях латеритного типа, где он образует прожилки и гнезда в зонах слабо измененных серпентинитов в корнях тинейных и площадных кор выветривания. Среди зарубежных месторождений,



Фиг. 54. Кривая ДТА ненуита (по Витовской)

В том числе  $\text{FeO} = 0,62$ . \*\* В том числе  $\text{FeO} = 1,22$ . \*\*  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  условно пересчитаны как  $\text{Na}_2\text{O}$ .

— Меа, Баг Меа, Новая Каледония [17]; 2—Новая Каледония [1]; 3, 4—Липовское месторождение, Средний Урал (с — анал. Яшина [12], 1—анал. Цимлянская, новые данные); 5—Тно, Новая Каледония [1]; 6—Новая Каледония [1]; 7—Уфальское месторождение, Средний Урал, анал. Цимлянская, новые данные; 8—Новая Каледония [20], 9—Палос, Бео, е. Греция, анал. Роберт. 1]

особенно в Новой Каледонии, непуит более распространен в месторождениях латеритного типа.

Непуит из карстовых выделений известен на месторождениях Среднего Урала, главным образом на Уфалейском и Липовском серпентиновых массивах [3, 5, 12], за рубежом — в Югославии [6].

Среди карстового выполнения глинистого состава встречается обычно землистый, тонкочешуйчатый или гелевидный плотный непуит («ревдинскит») часто в виде крупных выделений. Среди окремненных глин, вблизи контакта с мрамором, непуитом сложены червеобразные сростки чешуек различного размера — от 0,1 до 1—2 мм в диаметре. Непосредственно в мраморах в небольших пустотах выщелачивания также возникают червеобразные сростки чешуек и «столбики», прикрепленные непосредственно к зернам кальцита. В участках окремнения карстовых глин в контакте с мраморами особенно характерна тесная ассоциация непуита с «гарниеритом», в которой «гарниерит» преобладает.

Непуит среди слабо выветрелых серпентинитов впервые обнаружен в месторождениях Новой Каледонии близ г. Непуи [1], где он развит вдоль трещин и частично замещает серпентин. Образование непуита путем метасоматического замещения серпентина и хлорита характерно для месторождений Урала [3, 12]. При этом непуит вначале формируется в виде гелевидных бурых масс («ревдинскита»), переходящих затем в червеобразные сростки крупных чешуек. Часто образование метасоматического непуита сопровождается окремнением. Непуит в виде псевдоморфоз по миллериту обнаружен [22] среди доломитизированных и гидротермально-измененных кристаллических известняков, в 400 м от их контакта с серпентинами близ дер. Ирджа, Восточный Саян. Известняки содержат зерна анкерита, прожилки кварца и рудную вкрапленность — магнетит и мартит, а также псевдоморфозы гидрогематита по пириту. Миллерит образует волосовидные или шестоватые кристаллы со штриховкой, иногда собранные в радиально-лучистые агрегаты. Размер кристаллов до 1 см в длину и 0,2 мм в поперечнике. Псевдоморфозы непуита по миллериту сохраняют форму и штриховку кристаллов миллерита.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что непуит в отличие от пекорита («гарниерита») встречается в условиях низких концентраций кремнезема и высоких концентраций никеля в растворах [5, 22]. Образованию псевдоморфоз непуита по миллериту способствовало инертное поведение никеля в условиях щелочной среды [22]. Такие условия осуществимы в зоне гипергенеза при замедленной циркуляции растворов и диффузионном переносе веществ в сухие периоды, когда протекали процессы перекристаллизации гелей, а также при метасоматическом замещении серпентина и хлорита.

**Искусств.** Данные по синтезу непуита неизвестны. Все синтезированные Ni-серпентины представлены пекоранитом (Ni-хризотилом).

**Практ. знач.** Непуит наряду с пекоранитом является основным концентратом никеля в его гипергенных месторождениях.

Межплоскостные расстояния непуита из Уфалейского месторождения (Средний Урал) [12]

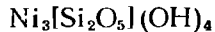
Дифрактометр								
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	100	7,32	130	20	2,64	208	40	1,49
020	40	4,56	202	60	2,45	00.10	20	1,45
004	100	3,69		40	2,42		10	1,400
	10	3,10	204	20	2,12		10	1,10
	10	2,87	060	60	1,52			

#### Л и т е р а т у р а

1. Glasser M. E. // С. г. Acad. sci. 1906. Vol. 143. P. 1173.
2. Витовская И. В., Берхин С. П., Яшина Р. С. // ДАН СССР. 1969. Т. 189. № С. 1092.
3. Грицаенко Г. С., Бочирова А. П., Лямина А. П. // Зап. Минерал. о-ва 1943. Т. 7 вып. 1. С. 7.

4. Грицаенко Г. С. // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 110.
5. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 354 с.
6. Максимович З. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 143.
7. Алексеева Е. Ф., Годлевский М. Н. // Зап. Минерал. о-ва. 1937. Т. 66, вып. 1. С. 51.
8. Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 106.
9. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 130.
10. Cervelle B. D., Maquet M. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 4. P. 374.
11. Manseau A., Calas G. Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 5/6. P. 549.
12. Ватовская И. В., Берхин С. П. // Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 285.
13. Manseau A., Calas G. // Clay Miner. 1986. Vol. 21, N 3. P. 341.
14. Нюсик Я. М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964 № 3 С. 108.
15. Грум-Гржимайло С. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1959. № 6. С. 111.
16. Платонов А. Н. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 163.
17. Manseau A., Calas G., Decarreau A. // Clay. Miner. 1985. Vol. 20, N 3. P. 367.
18. Longuet G. // C. r. Acad. sci. 1947. Vol. 225. N 2. P. 869.
19. Brindley G. W., Wan H. M. // Amer. Miner. 1975 Vol. 60, N 9/10. P. 863.
20. Montoya G. W., Baur G. W. // Ibid. 1963. Vol. 48, N 11. P. 1227.
21. Faust G. T., Nagy B. S. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 384-B. P. 93.
22. Тююно Б. М. // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1963. Т. 164. С. 16.
23. Уразов Г. Г., Богацкий Д. П. // ДАН СССР. 1947. Т. 55, № 9. С. 849.

### Пекораит Pecoraite



Назван в честь американского геолога У. Т. Пекора — исследователя никелевых латеритов [1].

Сионит — genthite (Дана, 1867); гарниерит — garnierite [2]; нумейт (нумейт) — numeite (numeaitite) (Ливерсайдж, 1867); рёттзит — röttisite (Брайтхаупт, 1859).

Нумейт гидросиликат никеля из месторождений Новой Каледонии, названный Ливерсайджем в 1867 г. по месту нахождения на о-ве Нумеа, в 1874 г. [2] был переименован в гарниерит в честь французского геолога Гарнье — первооткрывателя никелевых латеритов Новой Каледонии. Гарнье принадлежит и первое описание гарниерита [3], в составе которого им определены NiO, SiO<sub>2</sub> и вода с примерным соотношением 1 : 1 : 1, свойственным, по современным представлениям, слоистым силикатам с триоктаэдрической 1 : 1 структурой.

В отечественной литературе название «гарниерит» сохранялось за существенно никелевыми гидросиликатами с содержанием магния не более 5%, которые, в отличие от члудейчатого непуита, обладают плотным колломорфным сложением [4].

На сходство морфологии «гарниерита» и минералов группы серпентина указывал еще в 1938 г. Шпангенберг [5]. Позднее Чухров [6], Штрунц [7], Дир и др. [8] отнесли гарниерит к никельсодержащей разновидности хризотила. Однако в зарубежной литературе термин «гарниерит» постепенно перестали употреблять для обозначения определенного минерального вида. Он рассматривался как групповое определение всех никельсодержащих силикатов зеленого цвета [9]. С появлением современных физических методов изучения вещества было установлено [10—12], что большая часть никелевых слоистых силикатов, обозначаемых термином «гарниерит», представляет собой тонкодисперсные меси или неупорядоченные смешанослойные образования. Серпентиновая составляющая «гарниеритов» была определена как Ni-хризотил [13].

Обнаруженный в Австралии на поверхности никельсодержащего метеорита мономикральный образец Ni-хризотила получил, однако, не прежнее название «гарниерит», новое — «пекораит» [1]. Это название Ni-хризотила было узаконено решением Номенклатурного комитета IAGCP в 1980 г. [14, 15]. Бриндли и Максимович в 1974 г. [16] пытались возродить термин «гарниерит» как обозначение существенно никелевых слоистых силикатов из группы серпентина в тех случаях, когда они не могут быть однозначно определены. Однако такое обозначение нельзя считать удачным, так как ранее «гарниерит» был определен как Ni-хризотил [6—8, 13]. Таким образом, к настоящему времени в литературе используются два названия для существенно Ni-хризотила — пекораит и «гарниерит», из которых официально узаконено первое из них — пекораит.

**Характ. выдел.** Выделения размером 0,1—0,5 мм в диаметре [1], плотные массы в виде гнезд и линз размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, натечные корочки со сферолитовым внутренним сложением (разер сферолитов от долей до первых миллиметров) [3, 17]). Под электронным микроскопом частицы пекораита [1] имеют форму в разной степени скрученных пластинок, изогнутых в неполные кольца или спирали из 2—3 (до 5) оборотов диаметр спиралей около 250 Å, толщина отдельных пластинок около 70 Å [1]

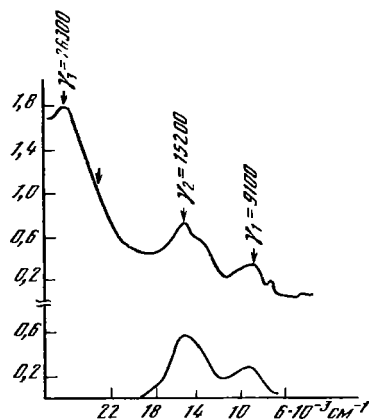
Иногда выделения пекораита (из месторождений гипергенного никеля) имеют неправильную форму с ячеистой и ячеисто-слоистой суперструктурой геля (размер ячеек 0,01—0,02 мкм). Наблюдались единичные изогнутые в полукольца или скрученные в трубчатые спирали частицы размером 0,2—0,3 мкм (200—300 Å).

**Структ. и морф. крист.** Никелевый аналог клинохризотила — пекораит — имеет моноклинную цилиндрическую двух- или однослойную кристаллическую решетку  $2M_c$  или  $1M_c$  [18]. Параметры элементарной ячейки пекораита в связи с высокой его дисперсностью и слабой степенью упорядочения структуры точно не установлены. По данным порошковой рентгенограммы,  $d_{001}$  пекораита 7,43 Å [1], что больше, чем для Mg-клинохризотила (7,36 Å), параметр  $b_0$  9,15—9,17 Å. Для синтетического Ni-хризотила  $d_{001}$  7,26—7,35 Å,  $b_0$  9,12—9,25 Å [17, 19, 20]. Для пекораита («гарниерита») из уральских месторождений гипергенного никеля, по данным электронографии,  $a_0$  = 5,26 Å,  $b_0$  9,12 Å,  $c_0$  7 Å, политип  $\lambda$  [21]. По данным дифрактометрии, для образца из Новой Каледонии  $d_{002}$  7,43 Å,  $b_0$  = 9,10 Å [11], для образца с Урала  $d_{002}$  7,48 Å,  $b_0$  9,11 Å [18]. Колебания значений базального отражения связывают со степенью дисперсности и гидратированности минерала, а уменьшение параметра  $b_0$  по сравнению с Mg-клинохризотилом — с энергетическими свойствами иона  $Ni^{2+}$ : его более высокой электроотрицательностью и энергией стабилизации внутрикристаллического поля [22].

Фауст и др. [1] рассчитали толщину частиц пекораита, которая оказалась равной 74,1 Å, что составляет 10 элем. яч.

Рентгеновское изучение образцов пекораита («гарниерита») из коры выветривания, подвергнутых солянокислой обработке по известной методике Фауста и Нады [23], подтвердило принадлежность пекораита к хризотилу, но обнаружено в нем примесь лизардита [13].

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Изл. раковистый. Тв.  $2\frac{1}{2}$ — $3\frac{1}{2}$  [12]. Уд. в. пекораита из метеорита Вольф-Крик 3,084 (вычисл. 3,514); для синтезированного (содержащего до 4,1% адсорбированной воды) — 3,18 [24]. Различия в величинах уд. в. связывают с присутствием в минерале пустот и адсорбированной воды. Цв. яркий изумрудно-зеленый. Бл. стеклянный до восковидного. В тонких пластинках просвечивает. Электромагнитен [4].



Фиг. 55. Оптический спектр поглощения гарниерита (по Файе)

Оптический спектр поглощения пекораита («гарниерита») из месторождений Новой Каледонии обнаруживает три основные полосы поглощения [25]: 9100, 15 200 и 26 300  $cm^{-1}$  (фиг. 55); из месторождений Урала [26] — полосы 8900, 12 800, 14 700 и 25 100  $cm^{-1}$  и 8800, 13 600, 16 500 и 25 600  $cm^{-1}$ . С помощью анализа оптических спектров поглощения пекораита («гарниерита») [25] подтверждена шестерная координация никеля в минерале и установлена средняя длина связи Ni—O, составляющая 2,01 Å, что много меньше, чем длина Mg(Ni)—O, которая равна 2,11 Å.

На ИК-спектре «гарниерита» из Уфалейского массива (Средний Урал) отмечены следующие полосы поглощения: 3650, 3400, 1625, (1530—1480), 995, 670, 470  $cm^{-1}$  [12].

**Микр.** В шлифах в прох. свете светло- и желтовато-зеленый. Плеохроизм от желто-зеленого по Ng до синевато-голубого по Nr, иногда бледнеет. Двуосный (–) или (–), угол 2V от 0 до 10°. Удлинение (–). Показатели преломления непостоянны,  $n_x$  от 1,565 до 1,603; двуупределение слабое [1]. Значения показателей преломления зависят от степени окристаллизованности и от содержания адсорбированной воды. Так, после нагревания до 148° в течение

16 дней и охлаждения в эксикаторе показатель преломления увеличился до 1,625, а при обезвоживании в эксикаторе — до 1,650 [11]. Для синтезированного пекораита  $n_{\text{выч}} = 1,655$  [24, 27]. Для пекораита («гарниерита») из коры выветривания  $n$  от 1,580 до 1,611; меняется даже в пределах отдельных частиц. Так, внутренние крипстокристаллические части сферолитов имеют  $n = 1,588$  и почти изотропны, а наружные радиально-волоконистые участки двупреломляют:  $n_g = 1,611$ ,  $n_p = 1,594$  [5, 12].

**Хим. Теор. состав:** NiO — 58,92; SiO<sub>2</sub> — 31,60; H<sub>2</sub>O — 9,48. В природных образцах пекораита («гарниерита») в октаэдрических позициях, кроме Ni, находятся Mg (до 5% MgO), Al (до 1,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и Fe (до 1% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Замещения в тетраэдрах не отмечались. Сумма октаэдрических катионов обычно меньше 6 ( $\sum_{\text{окт}} = 5,6-5,8$ ), а тетраэдрических — достигает 4,1—4,3. Фауст и др. [11] предположили, что избыток кремнезема в структурной формуле пекораита связан с ошибкой анализа. Однако на примере большого числа природных образцов показано [12], что такие соотношения типичны для Mg-хризотила и пекораита («гарниерита»). Это объясняют либо дефектностью октаэдрических позиций в связи с частичным выщелачиванием магния или никеля, либо наличием аморфного кремнезема внутри полых трубок.

В эталонном пекораите содержание NiO в отдельных зернах варьирует от 50,4 до 52,6%, FeO — от 0 до 0,5% [1].

Анализы (рассчитаны на 5 катионов):

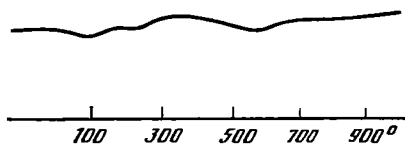
	1	2	3	4	5	6
MgO	0,5	1,0	4,52	1,98	—	—
CaO	0,4	—	0,33	0,50	—	—
FeO	0,7	0,13	—	—	—	—
NiO	51,5	55,99	44,50	48,04	58,7	55,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,78	0,41	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4	—	0,92	0,32	—	—
SiO <sub>2</sub>	31,0	26,74	33,0	32,84	30,5	28,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,7	16,14	16,42	10,78	10,8	10,2
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,3					
Сумма	99,5	100,00	100,47	100,35	100,0	99,5
Si	2,044	1,822	2,128	2,171	1,963	1,965
Ni	2,731	3,069	2,307	2,554	3,037	3,035
Al	0,109	—	0,070	0,025	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	—	0,038	0,020	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0,039	0,007	—	—	—	—
Mg	0,049	0,102	0,434	0,195	—	—
Ca	0,028	—	0,023	0,035	—	—

1 — Вольф-Крик (Австралия), анал. Фейхей [1]; 2 — Нуллиган (Австралия), анал. Никель [28]; 3 — Ну-меа (Новая Каледония), анал. Степашкина [12]; 4 — Уфалей (Средний Урал), анал. Яшина [12]; 5, 6 — синтезированный, анал. Штейнхаузер [1].

**Диагн. исп.** Кипячение в 1N HCl приводит к образованию геля кремнекислоты с переходом никеля в раствор. Обработка 1 : 1 HCl при комнатной температуре ведет к обесцвечиванию минерала и уменьшению показателей преломления [5]. Методом восстановления водородом установлено присутствие в образцах пекораита («гарниерита») 5,2—6,3% NiO·H<sub>2</sub>O, которое подтверждается и методами обработки образца смесью NH<sub>4</sub>OH + NH<sub>4</sub>Cl и раствором хлористого аммиака в спирте [5]. После обработки 5%-ным раствором соды в образцах пекораита из коры выветривания («гарниерита») определено около 0,8% аморфного кремнезема.

**Повед. при нагр.** При нагревании пекораита выделяется три типа воды: в интервале 100—200° — адсорбированная, 180—300° — молекулярная вода структуры, 580—680° — гидроксильная. На кривой ДТА (фиг. 56) соответствующие эндотермические пики в связи с высокой степенью дисперсности ве-

щества широкие, размытые. Экзотермический пик при  $800^{\circ}$ , свойственный Mg-хризотилу, на кривых нагревания пекораита почти не проявлен [12]. Нагревание до  $300^{\circ}$  с удалением молекулярной воды, судя по рентгенограмме, не приводит к изменению структуры минерала. При  $550^{\circ}$  появляется суммарный рефлекс  $22 \text{ \AA}$ , отражения  $00l$ , как и в Mg-хризотилах, исчезают, а рефлексы  $hk0$  расширяются и становятся менее интенсивными. При  $650^{\circ}$  рефлекс в малоугловой области ( $22 \text{ \AA}$ ) становится острее. Дальнейшее нагревание (в интервале  $800\text{--}1300^{\circ}$ ) приводит к образованию Ni-оливина (при  $1000^{\circ}$ ) и незначительной примеси форстерита (при  $1300^{\circ}$ ).



Фиг. 56. Кривая ДТА «гарниерита» (по Витовской)

**Наход.** Распространен в зоне окисления Ni-содержащих руд и главным образом в коре выветривания ультраосновных пород, где ранее описывался под названием «гарниерит». Впервые под названием «пекораит» описан из Fe-Ni-метеорита Вольф-Крик в Западной Австралии. Обломки метеорита находятся в слое грубозернистых песков мощностью 30–60 см, перекрывающих третичные латериты (мощностью 3–6 м) с типичной пизолитовой текстурой [1]. Пекораит образует оторочки вдоль трещин, а также включения среди агрегатов Ni-содержащего (до 1,2% Ni) гётита и Ni-маггемита. Фауст и др. [1] считают, что выветривание метеорита Вольф-Крик протекало длительное время, стадийно, по мере разрастания системы трещин. Пекораит формировался в самые поздние стадии окисления метеорита. Как показали термодинамические расчеты, активность железа в растворах этой стадии приближалась к нулю, температура  $85\text{--}90^{\circ}$  в центре и  $100,7^{\circ}$  на периферии метеорита. Источником никеля в растворах служил Ni-маггемит, а кремнезема — обломочные зерна кварца, попавшие в трещины.

Пекораит был найден также в округе Нуллиган, Западная Австралия, в образцах, содержащих полидимит и миллерит [28]. Находится в тесном сростании с джаспеитом, слагает прожилки и гнезда среди сульфидов.  $n = 1,63$ , выше, чем для пекораита из метеорита Вольф-Крик, что связано с меньшей гидратированностью минерала. Судя по рентгенограмме, отличается низкой степенью кристалличности. Тесный парагенезис пекораита с джаспеитом свидетельствует об их одновременном образовании из слабощелочных растворов с весьма низкой концентрацией кремнезема.

Пекораит, описанный [29] как Ni-хризотил, обнаружен в Восточном Саяне близ дер. Ирджа в виде псевдоморфоз по миллериту. Находится среди брекчированных и гидротермально-измененных известняков в 400 м от контакта с массивом серпентинитов. Минерал ярко-зеленого цвета, сферолитового сложения,  $n = 1,591\text{--}1,602$ , не плеохроирует. Находится в тесной ассоциации с непуитом.

В СССР основная масса пекораита («гарниерита») связана с корой выветривания ультрабазитов. Образуется почти исключительно инфильтрационным путем из растворов. В коре выветривания ультрабазитов, имеющей площадное распространение, выполняется сеть прожилков в зоне слабо выветрелых (дезинтегрированных) пород, залегающих ниже зоны охр. Обе зоны в этом случае представляют собой богатые никелевые руды. Прожилки выполнены, помимо «гарниерита», также гидросиликатами магния с колеблющимся от 5–10 до 35–40% содержанием NiO, которые представляют собой тонкодисперсные смеси или неупорядоченные смешанослойные образования из серпентиновой ( $7 \text{ \AA}$ ) и талькоподобной ( $10 \text{ \AA}$ ) составляющих [9–11]. Распределение указанных гидросиликатов магния и никеля в вертикальном разрезе обнаруживает нечетко выраженную зональность. Магниевого серпентина расположены преимущественно в низах профиля выветривания, Mg-Ni-гидросиликаты смешанного состава ( $7$  и  $10 \text{ \AA}$ ) — в средних, а «гарниерит» — в верхних горизонтах зоны дезинтеграции и в слабо обохренных породах. Наиболее богатые месторождения такого типа, рудоносность которых определяется присутствием



Ni-гидросиликатов, в частности пекораита («серпентиновые руды»), известны в Новой Каледонии, на Кубе и других регионах мира. «Гарниерит» встречается также среди так называемых ячеистых никелевых руд, представленных гнездами и прожилками гидросиликатов никеля среди сетчато-ячеистого скелета, сложенного минералами кремнезема. Образуется путем растворения и перетотложения более бедных никелем гидросиликатов, а также непосредственно из растворов.

Наиболее известные месторождения этого типа: Никел, Маунтин, Орегон (США), некоторые месторождения Центральной Бразилии, а также Аккермановское на Урале и ряд других месторождений СССР, приуроченных не к площадным, а к линейным корам выветривания ультрабазитов.

Наиболее богатые никелевые руды СССР, промышленная ценность которых определяется присутствием инфильтрационных гидросиликатов никеля, в частности «гарниерита», относятся к контактово-карстовому типу [30]. «Гарниерит» находится в виде неправильных гнезд и линз среди карстового выполнения, а также на стенках карстовых занорышей в карбонатных породах в виде губчатых и шлакообразных масс, часто в тесном парагенезисе с мелкозернистым кварцем. Под влиянием гипергенных процессов, протекавших вплоть до захоронения карста, «гарниерит» среди карстового выполнения подвергался дроблению, выщелачиванию, растворению и вторичному перетотложению. При этом кварц, находящийся в ассоциации с «гарниеритом», несет отчетливые следы разведания и замещения перетотложенным «гарниеритом». В то же время «гарниерит» может замещать более бедные никелем гидросиликаты при их растворении.

**Искусств.** Файткнехт и Бергер [17] синтезировали никелевый серпентин из очищенного гидроксида никеля путем нагревания его в стеклянной бомбе. Полученный продукт, судя по данным химического анализа, содержал примесь кремнезема и остатки исходного вещества, а по данным рентгеновского анализа, отвечал Ni-хризотилу. Лонже [19] синтезировала никелевый серпентин, который она назвала Ni-антигоритом. Рентгеновская характеристика минерала отвечает пекораиту. Вортхьюзен и Францен [31] при кипячении раствора нитрата никеля и метасиликата щелочи получили гель с неясной рентгенограммой филосиликата. В результате нагревания при 250° в течение 50 ч образовалась смесь никелевого серпентина и пимелита, определенных по данным рентгеновского электронно-микроскопического и термического анализов. Нолл и Кирхер [24] синтезировали Ni-хризотил из хлорида никеля, водного стекла и Na(OH) в гидротермальных условиях в течение 3 ч, при 300° и давлении водяного пара 84 атм. Под электронным микроскопом частицы Ni-хризотила имели типичную трубчатую форму. Полученный Ni-хризотил обнаружил полное сходство с одной из фаз природного пекораита («гарниерита») из Новой Каледонии. Используя соосажденные гели, Д. М. Рой и Р. Рой [20] синтезировали Ni-серпентин в системе H<sub>2</sub>O—NiO—SiO<sub>2</sub> гидротермальным методом в интервале 220—500° при давлении 340—680 атм в течение 24—215 ч. Полученный продукт под электронным микроскопом состоял из частиц трубчатой и пластинчатой формы и, по данным рентгеновского анализа, содержал Ni-серпентин. Нолл, Кирхер и Зиберт [27] пришли к заключению, что это Ni-хризотил, эквивалентный пекораиту (цвет светло-зеленый,  $n=1.654$ , химический состав близок к теоретическому). Пекораит с примесью других фаз был синтезирован также Козыревым и др. [32].

Результаты синтеза пекораита свидетельствуют о том, что наиболее чистые разновидности минерала получают при относительно низких концентрациях кремнезема в исходном продукте. При высоких концентрациях SiO<sub>2</sub> образуются гели, которые кристаллизуются в двухфазные смеси из минералов с двух- и трехслойной структурой типа пекораита и пимелита. Именно такой процесс чаще всего протекает в природных условиях, где никелевые гидросиликаты, макроскопически однородные, как правило, представляют собой смеси этих двух фаз.

**Практич. знач.** Является одним из основных концентраторов никеля в гипергенных месторождениях.

**Отл.** От непунита отличается гелевидным обликом и преимущественно глобулярным сложением. От магний-никелевых гидросиликатов — более яркой изумрудно-зеленой окраской и низким содержанием магния — менее 3% MgO. От хризопраза — меньшей твердостью и меньшим содержанием кремнезема.

Межплоскостные расстояния пекорита («гарниерита») \*

hkl	1		3		4		5		
	l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
002	100	7,43	10	7,37	9	7,39	001	10	7,29
	—	—	2	4,995	—	—	—	—	—
020	17	4,49	4	4,503	2	4,468	020	2	4,62
	—	—	2	3,954	—	—	—	—	—
004	36	3,63	5	3,633	3	3,613	002	10	3,65
	—	—	2	2,900	2	2,896	—	—	—
130	25	2,63	9	2,638	9	2,626	200	6	2,69
202	Разм.	2,554	7	2,441	4 разм.	2,482	201	10	2,506
202	17	2,447	—	—	4	2,409	—	—	—
204	13	2,106	1 разм.	2,16	1	1,944	202	6	2,163
	—	—	—	—	05	1,756	203	1	1,778
	—	—	4	1,687	2	1,689	—	—	—
	—	—	—	—	1	1,636	—	—	—
	25	—	10	1,527	10	1,525	060	10	1,542
	—	—	—	—	—	1,373	061	2	1,500
402	Разм.	1,300	—	—	—	1,312	260.063	6	1,310
$b_0$		9,14		9,16		9,15			9,25

\* Номера в таблице соответствуют номерам химических анализов. Условия съемки: 1, 5 — Си-излучение, Ni-фильтр,  $\lambda = 1,5405 \text{ \AA}$ ; 3, 4 — Fe-излучение,  $d = 0,3 \text{ см}$ .

## Л и т е р а т у р а

1. Faust G. F., Fahey J. J., Mason B., Dzwornik E. G. // Science. 1969. Vol. 165, N 3388. P. 59.
2. Liversidge A. // J. Chem. Soc. Ser. 2. 1874. Vol. 12. P. 613.
3. Garnier G. W. // C. r. Acad. sci. 1878. Vol. 86, N 7. P. 681.
4. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.
5. Spangenberg K. // Zentr.-Bl. Miner., Geol., Paleontol. A. 1938. N 12. S. 360.
6. Чухров Ф. В. // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 509
7. Strunz H. // Mineralogische Tabellen. Leipzig: Akad. Verl. Ges. Geest. 1957. S. 323.
8. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. // Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. С. 213.
9. Pecora W. T., Hobbs S. W., Murata K. G. // Econ. Geol. 1949. Vol. 44, N 1. P. 13.
10. Kato T. // Miner. J. Jap. 1961. Vol. 3, N 3. P. 107.
11. Faust G. T. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 3/4. P. 279.
12. Витовская И. В., Берхин С. И. // Кора выветривания. М.: Наука, 1970. Вып. 11. С. 26.
13. Витовская И. В., Берхин С. И. // ДАН СССР. 1969. Т. 189, № 5. С. 1092.
14. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1. P. 107.
15. Bailey S. W. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 1. P. 85.
16. Brindley G. W., Maksimovic Z. // Ibid. 1974. Vol. 10, N 4. P. 271.
17. Feitknecht W., Berger A. // Helv. Chim. acta. 1942. Vol. 25. P. 1543.
18. Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 106.
19. Longuet G. // C. r. Acad. sci. 1947. Vol. 225, pt 2. P. 869.
20. Roy Della M., Roy R. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 957.
21. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов А. А. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 130.
22. Manseau A., Calas G. // Sci. Geol. Mem. 1983. Vol. 3, N 73. P. 153.
23. Faust G. T., Nagy B. S. // Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 384-B. P. 107
24. Noll W., Kircher H. // Naturwissenschaften. 1952. Bd. 39, H. 10. S. 233.
25. Faye G. H. // Canad. Miner. 1974. Vol. 12, pt 6. P. 389.
26. Платонов А. Н. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 263.

27. Noll W., Kircher H., Sibertz W. // Beitr. Miner. und Petrol. 1960. Bd. 7, H. 4. S. 232.  
 28. Nickel E. H. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 301. P. 113.  
 29. Тюлюпо Б. М. // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1963. Т. 164. С. 16.  
 30. Никитин К. К., Глазковский А. А. // Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970. С. 213.  
 31. Voorthuijsen G. G. V. van Eijk, Franzen P. // Rec. trav. chim. 1951. Vol. 70. P. 739.  
 32. Козырев Н. Л., Безруков Г. Н., Гусельников Ю. В., Литвин Л. Т. // ДАН СССР. 1968. Т. 182, № 3. С. 678.

Б р и н д л е й и т — brindleyite —  $(\text{Ni}_{1,75}\text{Al}_{\square 0,25})[\text{Si}_{1,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_6](\text{OH})_4$ .

Назван по имени Г. В. Бриндли, внесшего большой вклад в изучение слоистых силикатов [1].

Синон. Нимезит — nimesite или Ni-амезит — Ni-amesite [2].

Образует корочки, прожилки и неправильные выделения глиноподобного, частью плотного сложения, иногда с блестящими поверхностями скольжения. Под электронным микроскопом чешуйчатый.

Изоструктурен с бертьерином. Как и бертьерин, характеризуется дефицитом катионов в октаэдрических позициях и частичной разупорядоченностью в упаковке слоев; представляет собой смесь политипов групп А и В (по Звягину). Точное определение политипных модификаций невозможно из-за разупорядоченности. Предположительно — политипы 1М—3Т и 1Т, на основе которых вычислены параметры элементарных ячеек [1]:

Политип	$a_0^x(\text{Å})$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Образец
1М—3Т	5,286	9,133	7,31	104°09'	Природный
1М—3Т	5,283	9,149	7,29	103 49	Искусственный
1Т	5,277	—	7,09	—	Природный
1Т	5,283	—	7,08	—	Искусственный

п. совершенная по (001). Тв. агрегатов 2,5—3. Цв. темный желтовато-зеленый. Уд. в. 3,17 (вычисл. 3,16).  $n_{\text{ср}}=1,635$ . В оптическом спектре полосы поглощения 8830, 15 080 и 26 320  $\text{см}^{-1}$  связываются с содержанием никеля. В ИК-спектре полосы плохо разрешены, что свидетельствует о неупорядоченном распределении катионов [2]. В спектре искусственного бриндлейита наиболее интенсивна широкая полоса с максимумом 990  $\text{см}^{-1}$  и плечами 900, 865, 830 и 785  $\text{см}^{-1}$ , имеются также четкая полоса 690  $\text{см}^{-1}$  с плечом 735  $\text{см}^{-1}$  и область поглощения 600—400  $\text{см}^{-1}$  со сливающимися полосами 590, 550, 530, 490, 445, 435, 415  $\text{см}^{-1}$ . В области валентных колебаний групп (ОН) — широкая интенсивная полоса 3375  $\text{см}^{-1}$  и узкая слабая 3588  $\text{см}^{-1}$  [3, 4].

Анализ бриндлейита с примесью 1% малахита и 0,7% бастнезита (анал. Николис):  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,10;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,20;  $\text{MgO}$  — 3,17;  $\text{MnO}$  — 0,08;  $\text{NiO}$  — 29,65;  $\text{ZnO}$  — 0,25;  $\text{CoO}$  — 0,18;  $\text{FeO}$  — 3,40;  $\text{CuO}$  — 0,70;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 23,39;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,10;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,45;  $\text{SiO}_2$  — 23,61;  $\text{TiO}_2$  — 0,99;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  — 0,65;  $\text{CO}_2$  — 0,35;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 11,74;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,70; сумма — 99,71. Микронзондовым анализом установлены:  $\text{MgO}$  — 3,18;  $\text{CaO}$  — 0,07;  $\text{NiO}$  — 30,18;  $\text{FeO}$  — 1,15;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 24,09;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,17;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  — 0,35;  $\text{SiO}_2$  — 27,45;  $\text{TiO}_2$  — 0,99 [1, 2].

На кривой ДТА выражены два эндотермических эффекта с максимумами при 608 и 700° и незначительный экзотермический эффект при 840°. После нагревания до 500° на рентгенограмме появляется рефлекс 14 Å, интенсивность которого увеличивается при нагревании до 600°. Рефлекс с  $d=7$  Å исчезает только при 580°.

Найден в бокситовом месторождении Мармара (Греция). Встречается в основном в зоне, переходной от бокситов к подстилающим известнякам, в которой, кроме бёмита, гематита, каолинита, анатаза и хромита, слагающих бокситы, появляются бастнезит, малахит, байерит, кальцит. Концентрирует редкие земли и никель из выветривающихся ультрамафитов.

Получен из Ni-Al-геля в гидротермальных условиях при 225° [1] и при  $T=450^\circ$  и  $P=2$  кбар в течение 20 дней ( $b_0=9,12$ ,  $c_0=7,00$ ) [3].

## Межплоскостные расстояния бриндлейита из месторождения Мармара [1]

CuK $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр,  $D=114,6$  мм

$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)
100	7,07	3ш	2,30	17	1,524	2ш	1,177
10	4,54	3ш	2,24	7	1,484	2ш	1,15
4	3,85	6ш	2,12	3ш	1,471	2ш	1,099
81	3,54	7ш	2,01	5ш	1,387	2ш	1,036
5	2,65	4ш	1,76	3ш	1,318	2ш	0,9875
18	2,62	4ш	1,66	3ш	1,297	2ш	0,9308
18	2,47	2ш	1,60	3ш	1,281	2ш	0,8795
18	2,37	4ш	1,55				

## Л и т е р а т у р а

1. Maksimovic Z., Bish D. L. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 5/6. P. 484.
2. Maksimovic Z. // Bull. sci. Cons. Acad. sci. et arts. RSFY. 1972. Vol. 17, N 7/8. P. 224.
3. Serna C. J., Velde B. D., White J. L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 3/4. P. 296.
4. Serna C. J., White J. L., Velde B. D. // Jb. 1979. Vol. 43, N 325. P. 141.

## ГРУППА МАРГАНЦЕВЫХ И ЦИНКОВЫХ СЕРПЕНТИНОВ

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Келлиит Mn <sub>2</sub> Al[SiAlO <sub>5</sub> ](OH) <sub>4</sub>	Гексаг.	5,44	—	14,04	—	3,07
Кариопилит Mn <sub>3</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ](OH) <sub>4</sub>	Монокл. (?)	5,65	9,78	7,50	104°30'	2,80— 2,91
Фрепонит {Zn, Al} <sub>3</sub> [(Si, Al) <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ](OH) <sub>4</sub>	Монокл.	5,30— 5,37	9,18— 9,24	7,27— 7,3	103 33— 104 00	3,54— 3,61

## Келлиит Kellyite



Назван по имени геолога из Мичиганского университета В. Келли [1].

Изоструктурен с кронштедтитом. В гексагональной субъчейке, определяемой интенсивными и четкими рефлексами,  $a_0=3,16$ ,  $c_0=14,10$  Å. Суперструктурные рефлексы слабые и диффузные. В кристаллах с наиболее четкими суперструктурными рефлексами установлены две политипные модификации: 1 — с ромбической ячейкой и шестислойной структурой,  $a_0=5,44$ ,  $c_0=42,13$  Å; 2 — с гексагональной ячейкой  $P6_3$  и двухслойной структурой,  $a_0=5,44$ ,  $c_0=14,04$  Å. Прозрачные желтые зерна. Уд. в. 3,07 (вычисл. 3,11). В шлифах погасание мозаичное; иногда заметно секториальное двойникование. Плеохроизм: по  $Ng$  и  $Nm$  — бледно-желтый до красновато-коричневого, по  $Np$  — бесцветный до зеленовато-желтого. Двуосный (—),  $n_g=n_m=1,646$ .  $n_p=1,639$ .  $n_g-n_p=0,007$ .  $2V=5-30^\circ$ . Дисперсия умеренная,  $r>v$ .

Теор. состав: MnO — 41,74; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 29,99; SiO<sub>2</sub> — 17,67; H<sub>2</sub>O — 10,60. По данным микрондового анализа содержит: MgO — 2,97; MnO — 38,84; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 28,55; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,18; SiO<sub>2</sub> — 17,60; TiO<sub>2</sub> < 0,5, формула при пересчете хим. анализа на O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub>: (Mn<sub>1,8</sub>Mg<sub>0,25</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,9</sub>Al<sub>0,9</sub>) [SiAlO<sub>5</sub>](OH)<sub>4</sub>. Встречен в марганцевом месторождении Болд Ноб в шт. Северная Каролина (США), приурочен к прослоям полосчатых карбонатных пород, сложенных Са-Мп-карбонатом с подчиненным количеством аллеганита, тефроита, сонолита, яacobсита, галаксита и аксессуарными катьеритом, кобальтином, арсенопиритом, халькопиритом, пирофанитом, цирконом, рутилом, апатитом, алабандином, кариопилитом. Образует зерна, таблички (до 1 мм) и лейсты в интерстициях между зернами карбоната, иногда замещает галаксит. В ассоциации с кварцем, по-видимому, неустойчив. От марганцевого серпентинового минерала — кариопилита — отличается меньшими межплоскостными расстояниями [1]. В марганцевых месторождениях Французских Альп (департамент Савойя) келлиит в жилках с родохрозитом и неизвестным непрозрачным минералом образует розетки мелких кристалликов; является вторичным минералом, находится в ассоциации с кутнагорит-аллеганитом, сонолитом, галакситом, яacobситом, Мп-тюрингитом [2].

## Межплоскостные расстояния келлиита из Болд Ноб [1]

FeK $\alpha$ -излучение, Мп-фильтр,  $D=114,6$  мм

$hkl$	$I$	$d$ (Å)	$hkl$	$I$	$d$ (Å)	$hkl$	$I$	$d$ (Å)
002	90	7,0	115	30	1,954	118	10	1,477
004	100	3,51	116; 008	10	1,768	904	5	1,433
111	40	2,67	117	10	1,612	0.0.10	10	1,403
112	60	2,53	300	30	1,570	308; 0.0.12	5	1,169
113; 006	40	2,34	302	5	1,533	0.0.14	5	1,003
114	10	2,15						

## Л и т е р а т у р а

1. Peacor D. R., Essene E. J., Simmons W. B., Bigelow W. C. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 11/12. P. 1153.
2. Chopin Ch. // Bull. Miner. 1978. Vol. 101, N 5/6. P. 514.

## Кариопилит Caruopilite



Назв. от греч. *καριον* (карион) — грецкий орех и *πιλος* (пилос) — войлок, по цвету и по характерному виду агрегатов под микроскопом (Хамберг, 1889).

Синон. Эктропит — Ektropit, ektropite [1]. Назв. «бементит» — bementite (Кёниг, 1887) ранее часто использовалось в качестве синонима кариопилита [2] и эктропита [3], однако Като [4] в 1963 г. было показано, что под этим названием в литературе описаны два различных минерала, один из которых следует относить к группе пирросмалита — фриделита, а другой — к группе серпентина. Последний предложено считать кариопилитом

**Характ. выдел.** Массивные, почковидные сталактитоподобные агрегаты, иногда розетки мелких пластинчатых кристаллов [5, 6].

**Структ. и морф. крист.** Монокл. (?).  $a_0=5,65$ ,  $b_0=9,78$ ,  $c_0=7,50$  Å,  $\beta=104^\circ 30'$ ,  $Z=1$  для «бементита» из марганцевых залежей рудника Токусава, Япония (хим. анализ 1) [7]. Согласно Като и Такеучи [8], кариопилит является марганцевым аналогом антигорита. Слои 1 : 1 в его структуре, как и в структуре антигорита, волнообразно изогнуты, и в местах изменения их обращенности происходит периодический «пропуск» октаэдрических катионов и групп ОН. Вследствие этого в кариопилите наблюдается некоторый дефицит как в катионной, так и в анионной части [8].

По мнению Пекора и соавторов [5, 6], несколько более низкое, по сравнению с серпентинами, отношение октаэдрических и тетраэдрических катионов в кариопилите (близкое к 8 : 6) свидетельствует в пользу его принадлежности к группе пирросмалита — фриделита, однако это не является очевидным [9].

По данным Бейли [10], образец кариопилита с п-ова Олимпик, шт. Вашингтон, США, представляет собой сочетание двух структурных фаз — тригональной (17) с параметрами  $a_0=5,962$ ,  $b_0=9,858$ ,  $c_0=7,275$  Å,  $\beta=90^\circ$  и моноклинной (1M) с параметрами  $a_0=5,692$ ,  $b_0=9,858$ ,  $c_0=7,518$  Å,  $\beta=104,6^\circ$ .

**Физ. св.** Цв. коричневый, красновато- и зеленовато-коричневый, желтый. Сп. совершенная по (001). Тв. 3—4. Уд. в. 2,80—2,91.

Наиболее интенсивные пики на ИК-спектре железистого образца из Приморья (СССР) [11]: 1015, 647 и 456 см<sup>-1</sup>. По данным Казаченко и др. [11], полученный ИК-спектр близок к ИК-спектрам антигорита и клинохлора и отличается от них по положению максимума полосы поглощения, связанной со структурными группами ОН: 3636 см<sup>-1</sup> — у изученного образца, около 3690 см<sup>-1</sup> — у антигорита, 3620 см<sup>-1</sup> — у клинохлора.

**Микр.** По Дана (1892), под микроскопом обнаруживает войлокоподобную или радиально-волокнистую структуру. Угасание прямое.  $Ng=b$ ,  $Np \perp (001)$ .  $2V \sim 0^\circ$  [1, 3]. Почти одноосный (—).  $n_g=n_m=1,63$ —1,65,  $n_p=1,60$ —1,62. Двупреломление слабое [2, 3, 7].

Железистые разновидности из Приморья (СССР) под микроскопом имеют чешуйчатое строение и волнистое погасание,  $n_m \approx 1,655$ ,  $n_p \approx 1,640$  [11].

**Хим. Теор. состав:**  $MnO$  — 57,67;  $SiO_2$  — 32,57;  $H_2O$  — 9,76. В соответствии с особенностями структуры в природных образцах карипилита содержание  $MnO$  обычно меньше теоретического, рассчитанного для формулы  $Mn_3[Si_2O_5](OH)_4$ . Марганец в октаэдрах частично может замещаться на  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ . Содержание железа, по-видимому, может быть существенным. Например, в образцах из Приморья (СССР) установлено 19,93—22,32%  $FeO$  [11].

Богатый железом ( $FeO$  — 34,73%,  $Fe_2O_3$  — 4,13%) «бементит» из Тоса, Японии, описан как тосалит — *tosalite* [12], но это название, очевидно, излишне [9]. Согласно Байлису [9], формула тосалита —  $(Fe_{1,71}^{2+}Mn_{0,49}Mg_{0,18}Al_{0,27}Fe_{0,18}^{3+})[Si_{1,89}Al_{0,11}O_5](OH)_4$  — соответствует марганцевой разновидности гриналита.

В образцах карипилита из мышьяковых месторождений шт. Нью-Джерси (США) обнаружено до 6,9%  $As_2O_3$  и до 3,4%  $ZnO$  [6].

Анализы (расположены в порядке уменьшения содержания  $MnO$ ; пересчитаны на 5 катионов):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$MgO$	1,71	1,8	2,1	4,80	8,01	6,6	2,82	7,20	1,46
$CaO$	1,17	—	—	0,28	0,03	—	0,03	3,59	0,04
$MnO$	50,37	48,2	47,2	46,46	42,39	41,7	38,56	37,20	26,73
$FeO$	1,53	1,5	1,9	—	1,09	0,7	11,21	5,80	22,32
$ZnO$	не обн.	1,0	1,1	—	<0,03	3,4	<0,03	—	—
$Al_2O_3$	2,65	0,3	0,3	0,35	0,21	—	<0,02	0,75	0,00
$Fe_2O_3$	0,10	—	—	1,33	—	—	—	—	—
$As_2O_3$	—	6,9	5,1	—	—	1,2	—	—	—
$SiO_2$	31,28	31,2	32,1	36,16	36,35	36,0	36,13	35,02	34,48
$H_2O^+$	8,50	8,4*	9,9*	9,81	9,22*	9,09*	9,00*	8,89	—
$H_2O^-$	2,38	—	—	—	—	—	—	—	—
$F$	—	—	—	—	<0,05	—	<0,05	—	—
$Cl$	—	0,9	0,4	0,09	0,14	0,0	0,12	—	—
Сумма	(99,69)	100,2	100,1	99,852*	97,52	98,7	(97,97)	99,893*	85,03
$-O = F_2 + Cl_2$		0,2	0,1	0,02	0,08		0,08		
		100,0	100,0	99,83	97,44		97,89		
$Si$	1,902	1,920	1,980	2,134	2,128	2,100	2,191	1,978	2,210
$Al^{IV}$	0,098	0,022	0,020	—	—	—	—	0,022	—
$Al^{VI}$	0,092	—	0,002	0,024	0,014	—	0,001	0,028	—
$Fe^{3+}$	0,005	—	—	0,059	—	—	—	—	—
$As^{3+}$	—	0,258	0,191	—	—	0,043	—	—	—
$Fe^{2+}$	0,078	0,077	0,098	—	0,053	0,034	0,569	0,274	1,196
$Mn$	2,594	2,512	2,466	2,322	2,102	2,060	1,981	1,780	1,451
$Mg$	0,155	0,165	0,193	0,422	0,699	0,574	0,255	0,606	0,140
$Zn$	—	0,045	0,050	—	0,001	0,190	0,001	—	—
$Pb$	—	—	—	0,006	—	—	—	—	—
$Ca$	0,076	—	—	0,018	0,002	—	0,002	0,217	0,003
$K$	—	—	—	0,015 <sup>4*</sup>	—	—	—	0,081	—
$Na$	—	—	—	—	—	—	—	0,013	—

\* Определено условно, исходя из стехиометрии фриделита.

\*\* В том числе  $PbO$  — 0,37, щелочи — 0,20. \*\*\* В том числе  $Na_2O$  — 0,12,  $K_2O$  — 1,13,  $S$  — 0,19. \*\* Все щелочи пересчитаны на  $K$ .

1 — «бементит» из марганцевых залежей, Токусавы (Япония), анал. не указан, в оригинале сумма 100,00, кроме того,  $O$  — 0,31 [7]; 2,3 — Стерлинг Хилл, шт. Нью-Джерси (США), рентгеноспектральный микроанализ, анал. не указан, все железо определено как  $FeO$  [6]; 4 — Пайсберг, Вермланд, Швеция (Хамберг, 1889), по Ларсену [3]; 5 — Болд Ноб, шт. Северная Каролина (США), рентгеноспектральный микроанализ, анал. не указан, все железо определено как  $FeO$  [5]; 6 — Фрайклин, шт. Нью-Джерси (США), рентгеноспектральный микроанализ, анал. не указан, все железо определено как  $FeO$  [6]; 7 — Пайсберг, Вермланд (Швеция), рентгеноспектральный микроанализ, анал. не указан, в оригинале сумма 98,08, все железо определено как  $FeO$  [5]; 8 — Норрботтен, Лонгбан (Швеция), анал. Найма Салбом [1]; 9 — высокожелезистый «бементит», Приморье (СССР), рентгеноспектральный микроанализ, анал. Чубаров [11].

**Диагн. исп.** Легко растворяется в конц. кислотах.

**Находж.** Впервые кариопилит был описан (Хамберг, 1889) на месторождении Харстиг близ Пайсберга (Вермланд, Швеция), где он находится в ассоциации с самородным свинцом, брандтитом, саркинитом [3]. Здесь же наблюдались псевдоморфозы кариопилита и кальцита по родониту [5]. На железорудном месторождении Норрботтен, Лонгбан (Швеция), описан «эктропит» в ассоциации с гоньеритом, гранатом и магнетитом [1, 3, 5, 13]. Кариопилит известен в США. В рудах марганцевого месторождения Болд Ноб, шт. Северная Каролина, он встречается в виде рыжевато-коричневых розеток размером 3—4 мм и совместно с Мп-кальцитом, тиродитом, родонитом и якобитом слагает мало-мощные жилы, секущие гнейсы [5]. Кроме того, отмечен на месторождениях Франклин и Стерлинг Хилл, шт. Нью-Джерси [6].

Кариопилитом, по рентгеновским данным, является светло-желтый «цементит» из марганцевых залежей рудника Токусава (Япония) [7].

В СССР на одном из полиметаллических месторождений Приморья описана [11] высокожелезистая разновидность «цементита», но по данным электронографии и рентгенометрии (межплоскостные расстояния индицируются на основе моноклинной базицентрированной ячейки с параметрами  $a_0=5,68$ ,  $b_0=9,80$ ,  $c_0=7,50$  Å,  $\beta=104,6^\circ$ ), это кариопилит с серпентиноподобной структурой. Он представлен оливково-зелеными зернами диаметром до 1 мм, слагает гнезда в пироксмангите и кнебелите и, по мнению авторов [11], образовался путем замещения этих минералов в процессе гидратации.

**Отл.** От фриделита отличается по параметрам элементарной ячейки и межплоскостным расстояниям (у кариопилита отсутствуют рефлекс при  $d \approx 11,3$  Å и серия рефлексов с  $d \approx 1,6$  Å) [5].

**Межплоскостные расстояния кариопилита из месторождения Токусава, Япония (оригинал хим. анализа 1) [7]**

FeK $_{\alpha}$ -излучение,  $D=57,3$  мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
001	10	7,23	33 $\bar{1}$ , 060	7	1,630
002	7	3,63	330, 33 $\bar{2}$ , 061	5	1,593
130, 20 $\bar{1}$	4	2,79		1	1,485
131, 202	5	2,52		1/2 *	1,448
13 $\bar{2}$ , 201	2	2,38		1/2	1,405
132, 203	3	2,10		1/2	1,392
133, 202	1	1,97		1 *	1,365
310, 31 $\bar{2}$	1/2	1,79		1	1,088
133, 204	1	1,73			

\* В оргниале 1/2 В, 1 В.

*Л и т е р а т у р а*

1. Flink G. // Geol. För. Förhandl. 1917. Bd. 39, H. 4, N 319. S. 426.
2. Pardee J. T., Larsen E. S., Steiger G. // J. Wash. Acad. Sci. 1921. Vol. 11. P. 25.
3. Larsen E. S. // Amer. Miner. 1925. Vol. 10, N 11. P. 418.
4. Kato T. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1963. Vol. 49, N 1. P. 93. Ref. in: Fleischer M. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 3/4. P. 446.
5. Peacor D. R., Essene E. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 3 4. P. 335.
6. Dunn P. J., Peacor D. R., Nelen J. A., Norberg J. A. // Ibid. 1981. Vol. 66, N 9, 10. P. 1054.
7. Shirozu H., Hirowatari F. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1955. Vol. 39, N 1/6. P. 241.
8. Kato T., Takeuchi Y. // J. Miner. Soc. Jap. 1980. Vol. 14, N 3. P. 165.
9. Bayliss P. // Miner. Mag. 1981. Vol. 44, N 334. P. 153.
10. Bailey S. W. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. N 5. P. 27.
1. Казаченко В. Т., Цейтлин Н. Ю., Чубаров В. М., Сидоренко О. В., Нарнов Г. А. // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 3. С. 513.
2. Yoshimura T. // Sci. Rep. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. 1967. Vol. 9. P. 1; Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 5/6. P. 1070.
3. Spencer L. J. // Miner. Mag. 1919. Vol. 18, N 87. P. 373.

### Фрепонтит Fraipontite

$$(\text{Zn}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$$

Название впервые введено Цезаро в 1927 г. [1] для малоизученного силиката цинк и алюминия из Бельгии (по имени бельгийских ученых Ж. Фрепонта и Ш. Фрепонта из Льежа).

Синон. Цинальсит — zinalsite [2] — идентичен фрепонтиту и искусственному цинковому бертьерину [3, 4]; вануксемит — vanuxemite (Шепард, 1876) и мореснетит — moresnetite (Рисс, 1865) — смеси фрепонтита с глинистыми минералами [2, 5].

#### Разнов. Медистый фрепонтит.

**Характ. выдел.** Сплошные глиноподобные скрытокристаллические выделения в трещинах и пустотах, иногда тонкослоистые или поперечно-столбчатые; гнездообразные скопления до 15 см; корочки на смитсоните толщиной до 10 мм. Обычно является одним из компонентов в составе цинковых глинок зоны гипергенеза [3]. Под электронным микроскопом, помимо преобладающих частиц неправильной формы, наблюдаются пластинчатые изогнутые частицы, между которыми различимы веретенообразные поры [4].

Структура типа серпентинов, характерны разные политипные модификации групп *A* и *B*, которые обычно встречаются совместно; их количественное соотношение изменчиво [3]. Параметры элем. яч. образцов фрепонтита («цинальсита») из Казахстана и Средней Азии, определенные по электронограммам от текстур, колеблются в пределах:  $a_0=5,30-5,33$ ,  $b_0=9,18-9,23$ ,  $c_0=7,3 \text{ \AA}$ ,  $\beta=104^\circ$  [3]. У фрепонтита из Моресне [4]:  $a_0=5,372$ ,  $b_0=9,246$ ,  $c_0=7,273 \text{ \AA}$ ,  $\beta=103^\circ 33'$ ;  $V=351 \text{ \AA}^3$ ,  $d_{060}=1,540 \text{ \AA}$ . Пики на дифрактограмме широкие, иногда асимметричные; от ориентированных образцов получены только четыре рефлекса  $d, \text{ \AA}$  ( $hkl$ ): 7,02 (001); 3,52 (002); 2,35 (003) и 1,763 (004); два последних еле заметны [4].

**Физ. св.** Скрытокристаллические агрегаты дают раковистый излом. Тв. 2,5—3. При ударе распадается на угловатые кусочки. Чешуйки из корочек на смитсоните хрупкие, нежные, талькообразные на ощупь, с шелковистым блеском. Уд. в. 3,007 — «цинальсит» из Киргизии [2] (вычисл. 3,54 при 9,2%  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_{0,66}^{\text{IV}}$  или 3,61 при 14,20%  $\text{H}_2\text{O}$  [4]). Цв. белый, кремовый, розоватый, желтый, бурый, голубоватый, зеленый, буровато-красный. ИК-спектр поглощения типичен для минералов группы серпентина; наиболее интенсивно поглощение в областях около 400 и 1000  $\text{см}^{-1}$ , отмечены полосы: 280, 350, 425, 450, 535, 580, 675, 800, 910 (плечо) и 1005  $\text{см}^{-1}$ , а также полоса деформационных колебаний молекул  $\text{H}_2\text{O}$ . В области валентных колебаний групп OH — одна широкая полоса с максимумом  $\sim 3420 \text{ см}^{-1}$  [4].

**Микр.** Под микроскопом — тонкочешуйчатые (до скрытокристаллических) массы; отдельные зерна неправильные, иногда удлинённые с волнистым угасанием. Пл. опт. осей параллельна удлинению. Двуосный (—).  $n_{\text{ср}}=1,56-1,62$ . Двупреломление обычно слабое, для образцов из Алмалыка (Киргизия) 0,009—0,11, из Гульшада (Казахстан) 0,021 [2].

**Хим.** В известных природных образцах содержание ZnO — 31,21 — 47,0%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14—20%. Характерно небольшое количество Si. Медистая разновидность содержит почти 12% CuO.

Анализы (рассчитаны на 5 катионов):

	1	2	3	4	5	6
MgO	1,57	0,40	Сл.	0,07	—	0,4
CaO	1,32	1,28	1,2	0,35	2,0	—
ZnO	36,00	31,21	39,7	47,04	47,0	43,0
CuO	2,00	—	0,3	0,50	—	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,60	16,48	14,2	16,62	13,9	20,7
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,34	0,13	1,0	0,52	—	—
$\text{SiO}_2$	26,60	34,35	28,1	20,86	20,1	27,2
$\text{H}_2\text{O}^+$	10,60	8,82	12,8	13,13	13,2	9,0
$\text{H}_2\text{O}^-$	2,70	7,26	2,8	1,13		—



Сумма	99,96 *	100,34 **	100,16 **	100,22	100,04 **	100,3
Si	1,719	2,175	1,839	1,365	1,371	1,631
Al <sup>IV</sup>	0,281	—	0,161	0,635	0,629	0,369
Al <sup>VI</sup>	0,831	1,230	0,934	0,646	0,488	1,093
Zn	1,718	1,459	1,918	2,272	2,366	1,903
Fe <sup>3+</sup>	0,065	0,006	0,049	0,026	—	—
Mg	0,151	0,038	—	0,007	—	0,004
Ca	0,091	0,087	0,084	0,025	0,146	—
Mn	0,001	—	—	—	—	—
Cu	0,098	—	0,015	0,025	—	—
Ni	0,002	—	—	—	—	—
Ti	0,017	—	—	—	—	—
K	—	0,002	—	—	—	—
Na	0,025	0,004	—	—	—	—

\* В том числе K<sub>2</sub>O—0,20, NiO—0,04, CoO—0,03, MnO—0,02, BaO—1,06, TiO<sub>2</sub>—0,36, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,50, SO<sub>3</sub>—1,02. \*\* В том числе K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O—0,06, MnO—сл., P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,13, SO<sub>3</sub>—0,02, CO<sub>2</sub>—0,20.

\*\* В том числе As—0,066. \*\* В том числе CO<sub>2</sub>—3,8.

При расчетах: хим. анализа 1 BaO и CoO не учитывались, хим. анализа 2 условно принято содержание Na<sub>2</sub>O—0,03 и K<sub>2</sub>O—0,03%.

1—зеленоватые глиноподобные массы, из месторождения Алмалык (КиргССР), небольшая примесь сульфатов и фосфатов, анал. Молева [2]; 2—белые глиноподобные массы, из месторождения Ачисай (КазССР), небольшая примесь слюды, анал. Арест-Якубович [2]; 3—белые плотные выделения, из месторождения Гульшад (КазССР), анал. Поток [6]; 4—талькоподобные чешуйки из корочек на смитсоните, Вьей Монтань, Моресне (Бельгия), анал. Спитженс [4]; 5—желтовато-белый, корочки на смитсоните, Вьей Монтань (Бельгия), анал. Пизани, примесь карбоната [1]; 6—искусственный, получен Эскевегом в 1956 г. [4].

**Диагн. исп.** В отличие от типичных глинистых минералов вязкой массы с водой не образует [2]. Полностью разлагается 10%-ной HCl и 30%-ным раствором NaOH [2].

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА наиболее интенсивный эндотермический эффект — при 455—520° (выделение высокотемпературной воды), более слабые эндотермические эффекты при 120 и 395—430°; экзотермический эффект — при 730—775° [4]. В продуктах разрушения при 600—700° обнаруживается ганит [3].

**Наход.** Образование фрепонтита связано с гипергенным изменением цинковых и свинцово-цинковых руд, залегающих в карбонатных породах или вблизи них. Выделялся в поздние этапы формирования зоны гипергенеза из нейтральных или слабощелочных разбавленных растворов. Входит в состав цинковых глинок в смеси с бесцветной слюдой, галлуазитом, монтмориллонитом. Образует смеси с гидроцинкитом, гипсом, каламином, кальцитом, смитсонитом, церусситом. Установлен в ряде месторождений Казахстана (Акджал, Ачисай, Базар-Тюбе, Майданшах, Гульшад) [2, 3, 6, 7] и в месторождении Алмалык в Киргизии [2, 3]. В руднике Вьей Монтань, Моресне (Бельгия), слагает корочки на смитсоните и прожилки в его агрегатах [1, 4]. Вероятно, является компонентом смеси, известной под названием «мореснетита» из Альтенберга, близ Аахена (ФРГ), заполняющей трещинки в каламине; в месторождении Стерлинг Хилл, шт. Нью-Джерси (США), входит в состав цинковой глинки — «вануксемита» [2, 5].

**Искусств.** Получен при атмосферном давлении и температуре 100° из разбавленного раствора силиката и алюмината Na, ацетата Zn, MgCl<sub>2</sub> и NaCl, при pH=6,5—10,0 и исходном отношении катионов к Si=4, Zn/Mg=3. Обычно образуется в смеси с Zn-монтмориллонитом, в чистом виде — только при pH=7 и Al/Si≈1 в течение первых 4—5 дней, затем за его счет в смеси возрастает количество монтмориллонита. Аналогичным способом получен минерал, промежуточный по составу между фрепонтитом и Mg-серпентином [5, 8, 9]. (Zn, Al)-серпентин состава Zn<sub>2</sub>Al[SiAlO<sub>6</sub>](OH)<sub>4</sub> образуется по мусковиту и по ил-литу в гидротермальных условиях в растворе ZnCl<sub>2</sub> при 450—550° [10].

**Разнов. Медистый фрепонтит** — *cuprofraipontite* [11]. Отличается от фрепонтита повышенным содержанием меди. Обнаружен в зоне окисления сульфидного месторождения Лаурион в Греции, где образует голубовато-серые мягкие землистые массы, агрегаты в пустотах лимонита. Ячейка ортогональная (гексагональная или орторомбическая псевдогексагональная).  $a_0 = 5,32$ ,  $b_0 = 9,23$ ,  $c_0 = 7,07$  Å, возможна небольшая примесь политипа 1M ( $a_0 = 5,32$ ,  $b_0 = 9,23$ ,  $c_0 = 7,03$  Å,  $\beta = 104,5^\circ$ ). Под микроскопом мономинеральный, тонкозернистый, светлый коричневато-желтый. После диспергирования в воде различимы плоские частицы. Двусный (—).  $n_{cp} = 1,58$ , двупреломление среднее до высокого,  $2V \sim 10-20^\circ$ . По данным микрозондового анализа, содержит CaO—0,05; ZnO—35,47; CuO—11,62;  $Al_2O_3$ —19,64;  $SiO_2$ —19,52;  $H_2O$  (по разности)—13,70, что соответствует формуле  $Zn_{1,687}Cu_{0,565}Al_{0,745}[Si_{1,255} \times Al_{0,745}O_6](OH)_4$ . С этиленгликолем не разбухает. Межплоскостные расстояния (CuK $\alpha$ -излучение),  $d$ , Å ( $l$ ): 7,07 (100); 4,65 ш (5); 3,538 (53); 2,661 (8); 2,486 (20); 2,372 (7); 2,120 (6); 1,749 (5); 1,539 (8); 1,511 (4); 1,472 (2); 1,414 (5); 1,31 ш (2) [11].

**Межплоскостные расстояния фрепонтита из Вьей Монтань, Бельгия [4]**

Дифрактометр. Препарат с неориентированными частицами

$l$	$d$ (Å)	$hkl$		$l$	$d$ (Å)	$hkl$	
		Монокл. политип	Ромбич. политип			Монокл. политип	Ромбич. политип
100	7,03	001	001	15	2,002	203, 132	
20	4,60	020	020	5	1,874	133	
10	4,53	110		10	1,763	004	004, 203
70	3,53	002	002	5	1,692		241
40	2,650	130, 201	200	5	1,661	133, 204	
30	2,490		201	<5	1,563	203	242
5	2,415	?		30	1,540	060, 331	060
30	2,385	131, 202		15	1,505	061	061
10	2,258	132		5	1,474		204
5	2,130		202	10	1,412	062, 333	062

*Л и т е р а т у р а*

1. Cesaro G. // Ann. Soc. geol. Belg. 1927. Vol. 50, N 4. P. 106.
2. Чухров Ф. В. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 107.
3. Чухров Ф. В., Зягин Б. Б., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Рудницкая Е. С. Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука, 1971. С. 192.
4. Fransolet A.-M., Bourguignon P. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1975. Vol. 98. N 4. P. 235.
5. Esquevin J. // С. г. Acad. sci. 1957. Vol. 244, N 2. P. 215.
6. Гагизова К. С. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 24.
7. Готман Я. Д. // Минерал. сырье. 1937. № 5. С. 35.
8. Esquevin J. // С. г. Acad. sci. 1956. Vol. 242, N 25. P. 2967.
9. Esquevin J. // These Fac. Sci. Univ. Paris. Ser. A. 1958. N 3150. P. 39.
10. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Варела Х. де Д. // Кристаллохимия минералов. Л.: Наука, 1981. С. 25.
11. Dimitriadis S. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1977. N. 4. S. 155.

**Баумит** — *baumite* (Mg, Mn, Fe<sup>2+</sup>, Zn, Al)<sub>3</sub>[(Si, Al)<sub>2</sub>O<sub>5</sub>](OH)<sub>4</sub>. Назван по имени геолога Дж. Л. Баума, предоставившего материал для исследования [1]. Предположительно структурно близок кроншtedдиту и келлииту.  $a_0 = 5,34$ ,  $b_0 = 9,23$ ,  $c_0 = 7,19$  Å [2]. Тускло-черные плотные агрегаты. Уд. в. 2,90. В шлифах прозрачный, коричнево-желтый, без включений; изотропный, при больших увеличениях различными двупреломляющие волокна с параллельным угасанием,  $n_{cp} = 1,598$ . Анализ: Na<sub>2</sub>O—0,02; K<sub>2</sub>O—0,08; MgO—17,1; CaO—0,07; FeO—9,80; MnO—12,3; ZnO—6,65; CuO—0,03;  $Al_2O_3$ —6,60; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—1,65;  $SiO_2$ —33,5;  $H_2O^+$ —11,9;  $H_2O^-$ —0,2; сумма—99,90; анал. Ито [1]. Формула при пересчете хим. анализа на  $O_5(OH)_4$  [2]:  $(Mg_{1,4}Mn_{0,6}Fe_{0,4}Zn_{0,3}Al_{0,2}Fe_{0,1}) \times [(Si_{1,8}Al_{0,2})O_5](OH)_4$ . После прогрева при 500° в течение 1 ч линии на рентгенограмме становятся диффузными и при 600° исчезают [1]. Встречен в отвалах на месторождении Фрайклин, шт. Нью-Джерси (США), в виде скоплений до 30 см в поперечнике, содержит включения вилемита и кальцита [1]. Образовался, вероятно, в зонах брекчирования руд; агрегаты баумита секутся жилками цинково-марганцевого брусвингита.

Межплоскостные расстояния (Fe-излучение,  $D = 114$  мм); ( $hkl$ )  $d$  ( $l$ ): (001) 7,23(10); (020) 4,614(1); (002) 3,590(6); (200) 2,68 (?); (201) 2,510(3); (202) 2,104(1); (060) 1,537(2).

По Бейлису [2], баумит — излишнее название Mn-Fe-разновидности лизардита 1T.

## Л и т е р а т у р а

1. Frondel C., Ito J. // N. Jb. Min. Abh. 1975. Vol. 123, H. 2. S. 111.
2. Bayliss P. // Min. Mag. 1981. Vol. 44, N 334. P. 153.

К а р л о с т у р а н и т — carlosturanite — серпентиноподобный минерал, обогащенный  $H_2O$  и обедненный  $SiO_2$ . Назван в память о трагически погибшем геологе Карло Стурани — профессоре университета Турино, Италия [1].

Образует асбестовидные массы. Монокл. с. *Cm*,  $C2/m$  или  $C2$ .  $a_0=36,70$  (3),  $b_0=9,41$  (2),  $c_0=7,291$  (5) Å,  $\beta=101,1^\circ$  (1),  $Z=2$  [1]. Согласно Меллини и соавторам [2], в структуре карлостуранита  $1/7$  групп  $[Si_2O_7]^{6-}$  замещена группами  $[(OH)_6H_2O]^{6-}$ , в результате чего кремнекислородные тетраэдры образуют не сплошную сетку, а ленты, состоящие из тройных цепочек. Предполагается [2], что карлостуранит является представителем серпентиновых полисоматических серий  $S_nX$ , где S соответствует составу  $M_3T_2O_3(OH)_4$ , а X — составу  $M_6T_2O_3(OH)_{14}\cdot H_2O$ .

Цв. светло-коричневый. Уд. в. 2,63 (вычисл. 2,606), ИК-спектр близок к ИК-спектру хризотила. Под микроскопом наблюдаются волокна, вытянутые вдоль [010]. Удлинение положительное. Плеохроирует в оранжево-коричневых тонах, более ярких вдоль [010] и бледных  $\perp$  [010]. Вдоль оси волокон  $n=1,605$ , поперек волокон  $n=1,600$  [1].

В составе карлостуранита отмечается избыток  $H_2O$  и недостаток  $SiO_2$  по сравнению с серпентинами. Характерно присутствие железа (3,2—5,8% FeO) и титана (1,0—4,1%  $TiO_2$ ). Среднее из 15 рентгеноспектральных микроанализов ( $n_0$ ): MgO — 39,28; FeO — 4,03; MnO — 0,72;  $Cr_2O_3$  — 0,24;  $Al_2O_3$  — 1,07;  $SiO_2$  — 35,53;  $TiO_2$  — 2,24;  $H_2O$  (по данным термического анализа) — 16,85; сумма — 99,96 [1]. Формула, рассчитанная на 126 атомов кислорода:  $(Mg_{37,77}Fe_{2,17}Mn_{0,39}Cr_{0,12}Ti_{1,09})(Si_{22,92}Al_{0,81})H_{72,51}O_{126}$  или в общем виде:  $M_{21}[T_{12}O_{28}(OH)_4](OH)_{30}\cdot H_2O$ .

При нагревании постепенно теряет воду; при  $400^\circ$  образуются хризотил и гематит, при  $700^\circ$  — форстерит [1].

Обнаружен в жилах, секущих антигоритовые серпентиниты, в офиолитовой зоне Мон-визо, Валь-Варайта, Италия [1]. Встречается совместно с хризотилом, диопсидом, магнетитом, реже с клиногумитом, перовскитом и уваровитом. Часто замещается бруситом.

## Межплоскостные расстояния карлостуранита [1]

$SiK\alpha^*$ -излучение. Дифрактометр и камера Гинье

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
200	25	18,02	12.00; 10.01; $\bar{1}\bar{2}.01$	5	2,988	17.10; $\bar{8}23$	10	2,065 *
400	5	9,00	331; 602	5	2,849	$\bar{1}4.03$ ; 932	10	1,9373
001; 201	100	7,17	10.02	5	2,818	14.02; $\bar{3}33$	15	1,9223
201; 401	10	6,28	730	5	2,674 *	15.30	5	1,9030
$\bar{1}11$ ; 510; 111	5	5,67	14,01	15	2,586	$\bar{2}04$ ; 604	5	1,8170
401; 601	15	5,15	802	40	2,562	18.21; 10.23	15	1,7098 *
601; 801	5	4,22	$\bar{1}\bar{2}.02$	20	2,539	14.03	15	1,6030
020	10	4,71 *	$\bar{9}31$ ; 403; $\bar{2}03$	10	2,425	060	20	1,5679 *
202	20	3,637	203	10	2,308	$\bar{1}\bar{2}.05$ ; $\bar{2}4.03$	5	1,3995
10.00; 002	45	3,595	803	15	2,293	$\bar{1}4.05$ ; $\bar{1}\bar{7}.34$	5	1,3671
801; $\bar{1}0.01$	10	3,513	14.01; $\bar{1}\bar{6}.01$	35	2,280	16.04; 463	5	1,2835
202	55	3,397	12.02; 15.11	5	2,101 *	$\bar{2}4.04$ ; $\bar{1}0.63$	5	1,2790
802	15	3,096						

\* Получены только в камере Гинье.

## Л и т е р а т у р а

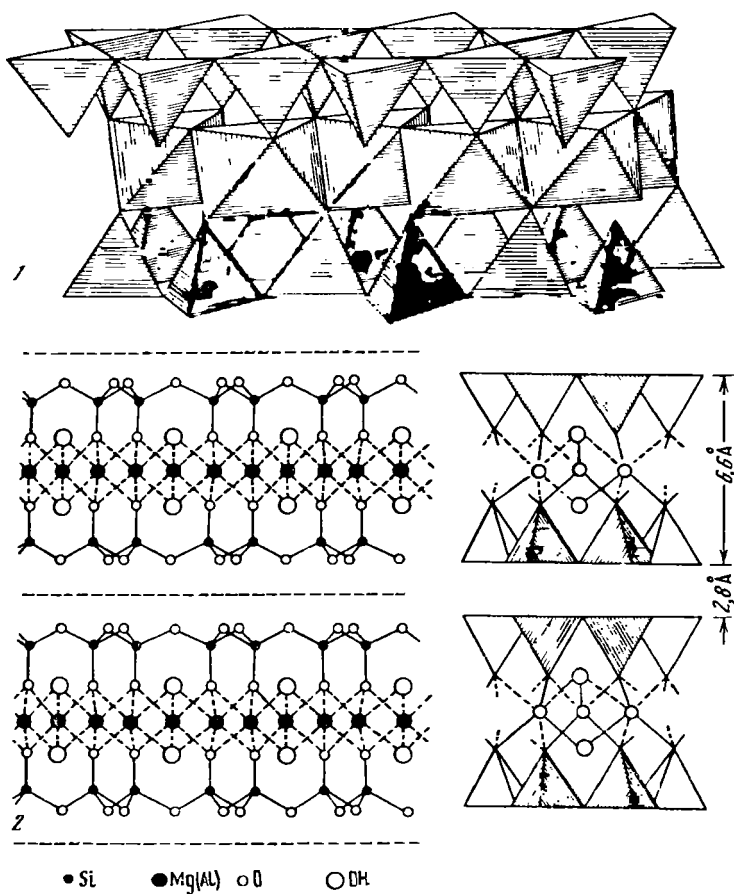
1. Compagnoni R., Ferraris G., Mellini M. Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 7/8. P. 767.
2. Mellini M., Ferraris G., Compagnoni R. // Ibid. P. 773.

## СИЛИКАТЫ СО СЛОЯМИ 2 : 1

## СТРУКТУРА ТИПА ПИРОФИЛЛИТА—ТАЛЬКА

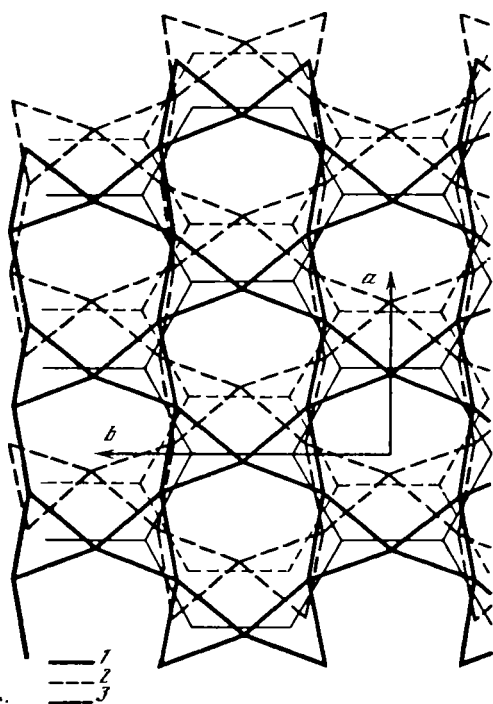
В данный структурный тип объединены диоктаэдрические пирофиллит и ферропирофиллит и триоктаэдрические тальк, миннесотаит и уиллемсеит.

Основой структуры этих минералов [1] (как и структуры слюд, хлоритов, смектитов) является слой 2 : 1 || (001), состоящий из двух бесконечных плоских сеток кремнекислородных тетраэдров, обращенных вершинами друг к другу и связанных расположенной между ними сеткой катион—кислород гидроксильных октаэдров (фиг. 57). Внешние базальные поверхности слоев образованы основаниями тетраэдров, соединенными в шестичленные кольца.



Фиг. 57. Структура талька и пирофиллита (по Годовикову, 1975)

1 — полиэдрическая модель одного трехэтажного слоя; 2 — проекция вдоль оси  $a$  двух слоев; пунктирные линии — направления спайности



Фиг. 58. Структура пирофиллита в проекции вдоль оси  $c$  (по Звягину и др.)

1, 2 — соответственно верхние и нижние тетраэдрические сетки смежных 2 : 1 слоев; 3 — гексагоны Si соответствующих сеток

Вершины тетраэдрических сеток, определяющих кремнекислородный радикал  $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$ , разделяются атомами О октаэдрической сетки так, что их валентности полностью насыщаются, слои 2 : 1 электронейтральны и удерживаются совместно ван-дер-ваальсовыми связями. В этом заключается отличие от слюд, в тетраэдрические сетки которых, кроме  $\text{Si}^{4+}$ , входит  $\text{Al}^{3+}$ , вследствие чего трехэтажные слои имеют отрицательный заряд, компенсируемый расположенными между слоями катионами. В диоктаэдрических пирофиллите и феррипирофиллите [2] баланс валентностей общих атомов кислорода достигается с участием трехвалентных атомов Al или Fe, занимающих только две из каждых трех октаэдрических позиций, тогда как в триоктаэдрическом тальке все октаэдрические позиции катионов заняты двухвалентным Mg. Благодаря отсутствию межслоевых катионов у талька и пирофиллита нет присущих слюдам ограничений в относительных смещениях слоев. Они имеют межслоевые смещения на  $\sim a/3$  в направлении одной из псевдогексагональных осей тетраэдрической сетки (фиг. 58), что обеспечивает минимальное взаимное отталкивание атомов Si смежных слоев и определяет иное, чем у слюд, политипное разнообразие структур [3].

Долгое время в литературе фигурировало представление о двухслойной моноклинной структуре талька и пирофиллита, введенное Грюнером [4]. Однако Звягин, Мищенко и Соболева [3] показали необоснованность его интерпретации рентгенограмм. С использованием электронограмм выведены возможные строго упорядоченные политипные структуры, отличающиеся симметрией и периодами чередования в один и два слоя, обладающие одной и той же проекцией на плоскость (010). Из них впоследствии для пирофиллита и талька были установлены одна моноклинная двухслойная ( $2M$ ,  $C2/c$ ) и одна триклинная однослойная ( $1Tc$ ,  $C1$ ) модификации [3, 5], причем первая имеет иное расположение слоев, чем модель по Грюнеру. Политип  $1Tc$  имеет полный символ  $s_2s_2t_1\dots$  или  $s_4s_4t_5\dots$  (для энантиоморфно эквивалентной структуры), политип  $2M$  —  $s_3s_3t_2s_3s_3t_4\dots$ , где  $s$  — внутрислоевые, а  $t$  — межслоевые смещения смежных сеток [5]. Для талька, помимо строго упорядоченных структур  $1Tc$  [6], а иногда и  $2M$  [5], характерны структуры с нарушениями строгой периодичности в форме межслоевых смещений, различающихся компонентой по оси  $b$ , кратной  $b/3$  [6], приводящие в предельном случае к полубеспорядочной псевдомоноклинной структуре. Эти смещения размывают рефлексы с  $k \neq 3n$  вплоть до образования непрерывных диффузных полос.

Ввиду сходства структурных особенностей пирофиллит и тальк обладают очень близкими физическими свойствами, в связи с чем предполагалась их широкая смесимость (Бетехтин, 1950). Последняя, однако, не подтвердилась; они четко разделяются соответственно как три- и диоктаэдрические минералы, различающиеся рефлексами (в частности 060) дифракционных картин.

#### Л и т е р а т у р а

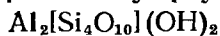
1. Pauling L. // Proc. Nat. Acad. Sci. 1930. Vol. 16. P. 123.
2. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Гойло Э. А., Рудницкая Е. С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 5.
3. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Соболева С. В. // Кристаллография. 1968. Т. 13, вып. 4. С. 599.
4. Gruner J. W. // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 88, H. 5/6. S. 412.
5. Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П., Сидоренко О. В., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 16.
6. Смолин П. П., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Сидоренко О. В., Александрова В. А. // ДАН СССР. 1974. Т. 218, № 4. С. 924.

#### ГРУППА ПИРОФИЛЛИТА

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Пирофиллит $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{Z}(\text{OH})_2$	Монокл.	5,15	8,92	18,4	96,20°	2,62—2,97
	Трикл. *	5,15	8,94	9,34	100,6	
Феррипирофиллит $\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Монокл.	5,26	9,10	19,1	95,5	2,97—3,01

\*  $\alpha = 91,00^\circ$ .  $\gamma = 89,75^\circ$ .

## Пирофиллит Pyrophyllite



Название от греч. слов *πυρ* (пир) — огонь и *φύλλον* (филлон) — лист — по способности расщепляться на тонкие листы перед паяльной трубкой. Установлен Германом в 1829 г. в образцах из Березовского золоторудного месторождения на Урале [1].

Синон. Агальматолит — *agalmatolite* (Клапрот, 1797); восковой камень — *waxy stone*; карандашный камень — *pencil-stone*; пагодит — *pagodite* (Напион, 1798); пирауксит — *pyrauxite* (Брайтхаупт, 1841); росеки — *roseki*; стуматит — *stumatite*; фигурный камень — *figure-stone* (по Хею, 1954); чудесный камень — *wonder stone* — собирательные названия плотных существенно пирофиллитовых пород [2, 3].

**Характ. выдел.** Наиболее характерны радиально-пластинчатые, плотные (агальматолит) и тонкочешуйчатые агрегаты, также сферолиты. Хорошо образованные кристаллы неизвестны.

**Структ. и морф. крист.** Для пирофиллита теоретически возможны шесть политипных модификаций, состоящих из centrosимметричных 2 : 1 слоев, ориентировка которых различается на углы, кратные 120°, с периодом в 1 и 2 слоя [4, 5]. В природе и продуктах экспериментального синтеза обнаружены только две политипные модификации: одна двухслойная моноклинная  $2M(C_{2h}^8-C2/c)$ ,  $Z=4$ , и одна однослойная триклинная  $1Tc(C_1^1-C\bar{1})$ ,  $Z=2$  [4—7]

Параметры элементарных ячеек пирофиллитов  $2M$  и  $1Tc$ :

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	Хим. анализ	Ссылка
Пирофиллит $2M$							
5,172	8,958	18,67	—	100,00°	—	5	[6] *
5,15	8,92	18,4	90,00°	96,20	90,00°	1	[8] **
5,17	8,915	18,44	90,00	96,2	90,00	—	[9] **
Пирофиллит $1Tc$							
5,173	8,960	9,360	91,2	100,4°	90,03°	8	[6] *
5,15	8,92	9,28	91,00	99,37	90,00	8	[8] **
5,160	8,966	9,347	91,18	100,46	89,64	10	[10] *
5,15	8,94	9,34	91,00	100,6	89,75	—	[9] **

\* Рентгеновские данные.

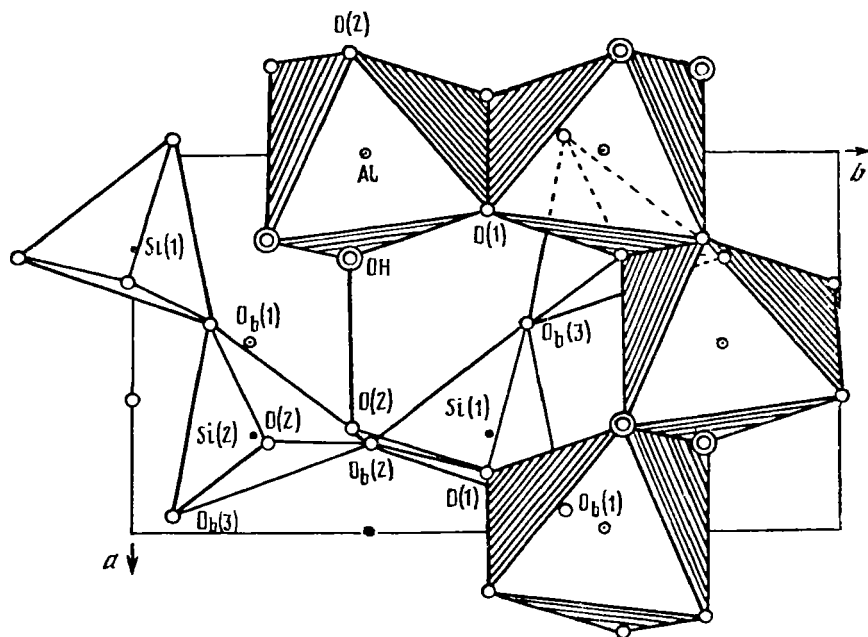
\*\* Электронографические данные.

Условия, благоприятные для образования политипных модификаций пирофиллита  $2M$  и  $1Tc$ , однозначно не выяснены [7, 11—15]. Считается [16], что пирофиллит  $1Tc$  встречается главным образом вблизи поверхности. По Делицину и др. [17], переход пирофиллита  $2M$  в пирофиллит  $1Tc$  возможен в зоне выветривания. Основой структуры пирофиллита служит трехэтажный 2 : 1 слой, состоящий из центральной октаэдрической сетки и двух примыкающих к ней с противоположных сторон тетраэдрических сеток (фиг. 59).

О структуре пирофиллита см. с. 207, а также работы [18, 19]. Октаэдрическая сетка заселена по диоктаэдрическому мотиву катионами Al (на  $2/3$ ), а тетраэдрические сетки — катионами Si; группы  $\text{OH}^-$  занимают  $1/3$  верш ин октаэдров, не разделенных с тетраэдрами, в середине трехэтажного слоя. В пирофиллите  $1Tc$  [18] толщина октаэдрической сетки 2,08 Å; угол дитригонального разворота тетраэдров 10°. Для пирофиллита  $2M$  угол дитригонального разворота также равен 10° [19].

Средние длины связей катион—кислород в октаэдрах Al—O=1,92 Å и в тетраэдрах Si—O=1,62 Å; углы разворота ребер оснований октаэдров 6°, тетраэдров 12°; смещение катионов из центров тетраэдров к основаниям 0,05 Å; толщина межслоевого промежутка 2,85 Å, гофрировка поверхности оснований тетраэдров 0,34 Å, относительные смещения сеток в слоях 0,31—0,32 Å [9, 10].

Методом рентгеновской спектроскопии исследованы K- и L-спектры эмиссии и квантового выхода Si и Al, отражающие структурно-химические особенности ближайшего окружения этих атомов в структуре пирофиллита [20]. Положения основных максимумов спектров: максимумы  $L_{II-III}$ -спектра эмиссии Si (эВ): C—76,5, B—89,4, B'—91,8, A—93,8, A'—97,4; максимумы



Фиг. 59. Структура пирофиллита 1Tc в проекции вдоль оси  $c$  (по Ли и Гуггенхейму). Показан только один тетраэдрический слой,  $O_b$  — базальный кислород

$L_{II-III}$ -спектра эмиссии Al( $\epsilon$ B): C — 52,0, B — 64,3, A — 67,9. В  $K$ -спектрах Al( $\epsilon$ B): B — 1550,2, B' — 1551,9, A — 1553,7. Значительное разделение областей  $\sigma$ - и  $\pi$ -связывающих орбиталей указывает на индукционные эффекты связи Al—OH (внутритетраэдрические Si—O взаимодействия).

Спектры ЯМР алюминия в пирофиллите из сел. Збранки, полученные на частотах от 4,5 до 20 МГц при комнатной температуре и атмосферном давлении, позволяют установить, что форма линий сигналов ЯМР существенно зависит от частоты измерения [21]. Полное расщепление линий наблюдалось при записи на частоте 4,5 МГц.

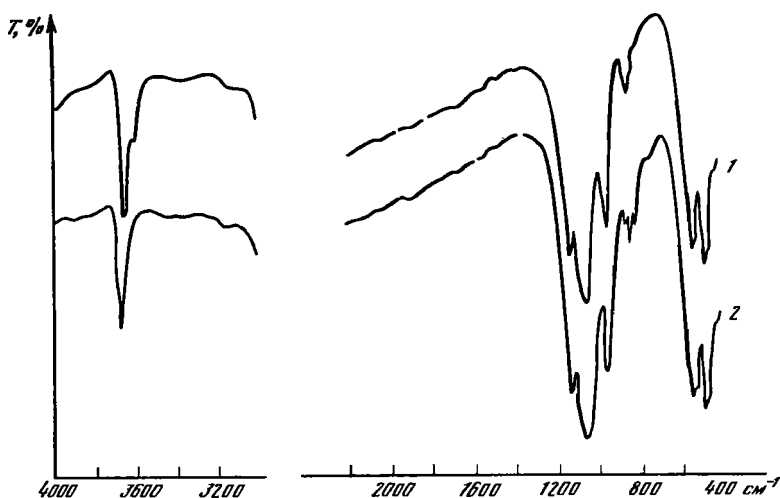
Величина химического сдвига для ядер  $^{29}\text{Si}$ , определенная из спектров ЯМР высокого разрешения, составляет 91,5 и 95,0 м. д. от внешнего стандарта тетраметилсилана [22].

Спектр ПМР пирофиллита представляет собой наложение двух пиков, из них узкий обусловлен водородом в структуре минерала [23]; ширина линий в различных пирофиллитах приблизительно равна 3 Гс.

В мёссбауэровском спектре пирофиллита наблюдается один квадрупольный дублет, обусловленный трехвалентным железом. Величина изомерного сдвига дублета близка к значению изомерного сдвига в мусковите, но квадрупольное расщепление и ширина линий меньше [24].

В спектрах ЭПР [25] присутствуют относительно интенсивные полосы поглощения в слабом магнитном поле, вызванные катионами  $\text{Fe}^{3+}$ , замещающими катионы  $\text{Al}^{3+}$  в октаэдрическом слое; отличительной особенностью пирофиллита является интенсивная узкая полоса около 600 Э, которая характерна только для этого минерала.

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. совершенная по (001). Тв. 1—2. Тонкие листочки гибки, но не эластичны. Уд. в. 2,62—2,97 [26—29]. Цв. белый, светло-голубой, сероватый, желтый, буровато-зеленый, иногда розовый (вызван субмикроскопическими включениями гематита) [30]. Бл. перламутровый, жемчужный, стеклянный, также мерцающий, тусклый. Нередко полупрозрачен. Жирен на ощупь. Цвет люминесценции голубой, зеленый, белый; причина свечения — молекулярные центры с триплет-синглетными переходами; на интенсивность люминесценции существенно влияют примеси в минерале [31].



Фиг. 60. ИК-спектр пирофиллита (по данным Делицина)

1 — Збранки, ЧСФР; 2 — Березовское месторождение, Урал

При нагревании пирофиллита на воздухе до  $400^\circ$  происходит необратимое уменьшение интенсивности люминесцентного излучения голубых полос вплоть до их полного исчезновения [31]. ИК-спектр поглощения пирофиллита характеризуется сильной полосой с тремя четкими максимумами около  $1125$ ,  $1075$ — $1050$  и  $950$   $\text{см}^{-1}$  в области валентных колебаний Si—O и сильной широкой полосой в области деформационных колебаний Si—O  $600$ — $400$   $\text{см}^{-1}$  [32]. ИК-спектры пирофиллита 1Тс подобны спектрам пирофиллита 2М, отличаясь от них лишь меньшим расщеплением в области  $535$ — $483$   $\text{см}^{-1}$  [7] (фиг. 60).

Стандартная энтальпия образования пирофиллита (ккал/моль):  $\Delta H_{298,15}^\circ = -1342,6 \pm 1,4$  [33];  $-1259,41 \pm 1,05$  [34]. Стандартная энтропия (кал/моль  $\times$  град):  $S_{298,15}^\circ = 63,3$  [35];  $57,22 \pm 0,1$  [34];  $56,59$  [36]. Стандартный изобарно-изотермический потенциал (ккал/моль):  $\Delta G_{298,15}^\circ = -1258,3 \pm 1,6$  [37];  $-1253 \pm 1,3$  [33];  $-1259,41$  [34];  $-1259,250$  [36].

Коэффициент теплопроводности пирофиллита ( $10^{-3}$  кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град) при разных температурах [38]: при  $0^\circ$  —  $11,9$ ;  $100^\circ$  —  $10,0$ ;  $200^\circ$  —  $8,5$ ;  $300^\circ$  —  $7,5$ ;  $400^\circ$  —  $6,7$ . Теплоемкость в зависимости от температуры отвечает уравнению:  $C_p = 91,82 + 20,61 \cdot 10^{-3}T - 28,22 \cdot 10^{-5}T^{-2}$  [36]. Теплоемкость пирофиллита природного и обезвоженного соответственно (кал/град $\cdot$ моль) при разных температурах [33]: при  $100^\circ$  —  $83,24$  и  $71,4$ ;  $200^\circ$  —  $90,08$  и  $79,6$ ;  $300^\circ$  —  $96,21$  и  $83,3$ ;  $400^\circ$  —  $102,70$  и  $87,1$ .

Объемная пористость пирофиллитовой породы до  $3,5\%$  [2]. Удельное сопротивление (при  $20^\circ$ )  $10^9$  —  $10^{10}$  Ом $\cdot$ см [2].

Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon'$ ) для пирофиллита из Уттар-Прадеша (Индия) в диапазоне радиочастот до  $11$  МГц изменяется в зависимости от влажности образцов [39]: от  $\sim 4$  (у воздушно-сухого) до  $\sim 14$  (при влажности  $0,82\%$ ); при увеличении плотности пирофиллита от  $2,065$  до  $2,078$  г/см $^3$  наблюдается увеличение  $\epsilon'$  до  $13$ — $14$  в диапазоне  $0,114$ — $0,4$  МГц [39]. Удельная магнитная восприимчивость пирофиллита близка к нулю [40].

Скорость продольных волн  $v_p$  (км/с) в пирофиллите в зависимости от давления [41]:  $3,5$  при  $0,1$  кбар;  $4,73$  —  $1$  кбар;  $5,02$ — $2$  кбар;  $5,38$ — $4$  кбар;  $5,58$ — $6$  кбар;  $5,89$ — $10$  кбар.

Отделение пирофиллита от кварца при флотации осуществляется применением жирных кислот в щелочной среде в присутствии жидкого стекла и соды или применением катионных собирателей в сернокислой или фтористоводородной среде [42, 43].

Микр. Двусный (—). Пл. опт. осей  $\parallel (010)$  — по Винчеллу,  $\perp (010)$  — по



Диру.  $Np \perp (001)$ . По Винчеллу:  $Nm=b$ ,  $Ng=a$  и  $\parallel$  удлинению; по Диру:  $Nm \approx a$ ,  $Ng=b$ ; по Хенриквесу [44]:  $Ng=b$ ,  $aNm=88,5^\circ$ ,  $aNp=1,5^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , слабая.

Показатели преломления, двупреломление и  $2V$  пирофиллитов из разных месторождений:

№	$n_g$	$n_m$	$n_p$	$n_g - n_p$	(-) $2V$ , °	№	$n_g$	$n_m$	$n_p$	$n_g - n_p$	(-) $2V$ , °
1 <sup>a</sup>	1,599	1,587	1,552	0,047	60	4	1,599	1,589	1,553	0,046	52—58
1 <sup>b</sup>	1,600	1,588	1,552	0,048	—	5	1,600	1,584	1,552	0,05—0,045	59—61
2	1,598	1,582	1,553	0,045	57	6	1,597	1,583	1,555	0,042	54—58
3	1,610	—	1,563	0,047	56—59	7	1,601	1,589	1,556	0,045	62

1—крупночешуйчатый, Березовское месторождение (Урал): а—[45], б—оригинал хм. анализа 1 [46]; 2—розовый плотный, месторождение Збранки (ЧСФР), оригинал хм. анализа 2 [30]; 3—гора Кырвакар (Азербайджан) [29]; 4—колчеданное месторождение Красногорское (Урал) [47]; 5—месторождение Акташ (УзССР) [48]; 6—колчеданно-свинцово-цинковое месторождение Акбастау (КазССР) [26]; 7—район Вастана (Швеция), оригинал хм. анализа 3 [44].

Изменение показателей преломления и  $2V$  пирофиллита (из Березовского месторождения на Урале) при нагревании [45]:

Температура, °	$n_g$	$n_m$	$n_p$	(-) $2V$ , °
15	1,599	1,587	1,552	60
100	—	—	—	61
500	1,601	1,590	1,555	61
700	1,603	1,592	1,559	62
800	1,613	1,602	1,581	68

**Хим.** Теор. состав:  $Al_2O_3$  — 28,3;  $SiO_2$  — 66,7;  $H_2O$  — 5,0. Состав минерала меняется в узких пределах. Тонкозернистость многих образцов вызывает сильную адсорбцию воды, что часто приводит к неправильному определению ее количества. Отмечаются незначительные замещения Al на Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и Cr. По Мейкснеру [49], содержание  $Cr_2O_3$  в хромпирофиллите — chrome pyrophyllite из Мюльбаха в Зальцбурге (Австрия) составляет 2,93%.

Вхождение Mg в структуру минерала вызывает изменение размеров его элементарной ячейки [46]:

MgO, %	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$
0,00	5,14	8,90	18,55	100°
0,48	5,147	8,915	18,93	100°40'
1,49	5,161	8,94	18,64	100 00

Спектроскопически в пирофиллите обнаружены [30, 50, 51]: Zп, Cu, Ba, Ga, Be, Sn, Ti, W, Мп, Sc, Zr, V, Cr, Pb, As, Ni.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$Na_2O$	0,14	—	0,03	0,70	0,02	0,60	0,09	0,2	0,10	0,04
$K_2O$	Не обн.	—	0,04	0,33	Сл.	0,18	0,01	—	0,04	Сл.
$MgO$	0,48	0,52	0,08	0,17	0,37	0,02	0,3	—	0,01	0,04
$CaO$	0,39	—	0,03	0,67	0,38	0,12	0,4	—	0,28	0,01
$FeO$	Не обн.	0,11	—	—	0,12	—	—	—	<0,01	Сл.
$MnO$	»	—	0,02	—	Не обн.	Не обн.	—	—	0,01	»
$Al_2O_3$	29,38	26,70	28,64	26,39	29,25	27,71	25,9	29,7	28,2	28,15
$Fe_2O_3$	0,17	0,36	0,48	0,60	0,10	0,21	0,3	1,0	0,11	0,64
$SiO_2$	64,58	67,7	64,88	65,88	63,57	65,74	68,4	62,7	65,8	66,04
$TiO_2$	Не обн.	0,32	0,02	1,00	0,04	0,41	—	—	0,18	—
$H_2O^+$	5,71	4,73	5,47	4,26	5,66	4,90	4,4	5,8	4,95	5,27
$H_2O^-$	0,30	0,04	0,09	—	0,66	0,29	—	0,6	0,15	Сл.
Сумма	101,15	100,48	99,78	100,00	100,17	100,18	99,80	100,0	99,93*	100,19

\* В том числе  $P_2O_5$ —0,01,  $SO_3$ —0,04,  $CO_2$ —0,05.

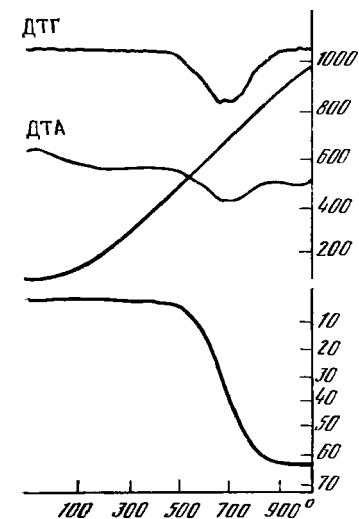
1—звездчатые агрегаты, Березовское месторождение (Средний Урал), анал. Сердобольский [46]; 2—светло-розовый плотный, месторождение Збранки (ЧСФР), анал. не указан [30]; 3—район Вастана (Швеция), анал. Аареме [44]; 4—массивная пирофиллитовая порода (Турция), анал. не указан [3];

5 — светло-голубой, рудник Хонами, преф. Нагама (Япония),  $P_2O_5$  — сл., анал. не указан [52]; 6 — белый чешуйчатый, шт. Северная Каролина (США), анал. Бозаца [53]; 7 — район Иск-Оладена (Марокко), содержит органическое вещество 0,1% [2]; 8 — район Коромандела (Новая Зеландия), анал. не указан [54]; 9 — район Помбата (Австралия), анал. не указан [3]; 10 — район Ибитнар, шт. Баия (Бразилия), анал. Ито,  $a_0=5,160$ ,  $b_0=8,966$ ,  $c_0=9,347$  Å,  $\alpha=91,18^\circ$ ,  $\beta=100,46^\circ$ ,  $\gamma=89,64^\circ$  [10].

**Диагн. исп.** Кислотами не разлагается. В органических жидкостях не разбухает. Свойством обмена катионов не обладает. Имеются сообщения об окрашивании пирофиллита малахитовой зеленой [53] и другими красителями [48]

(см. Отл.). П. п. тр. не плавится, вспучивается, расщепляется на тончайшие листочки и превращается в снежно-белое вещество. Смоченный после прокаливания раствором  $Co[NO_3]_2$  при повторном прокаливании приобретает синий цвет (реакция на Al). При прокаливании в закр. тр. выделяет воду, резко увеличивается в объеме и становится серебристым.

**Повед. при нагр.** Наблюдаются следующие изменения пирофиллита при нагревании: дегидратация ( $400-1000^\circ$ ) (по [55], безводная фаза существует в интервале  $700-1150^\circ$ ); превращение обезвоженного пирофиллита в муллит ( $1000-1200^\circ$ ); плавление ( $1650-1750^\circ$ , в среднем около  $1700^\circ$ ) [56]. При нагревании до  $1000^\circ$  пирофиллит приобретает снежно-белый цвет [57]. Образуемая при этом плотная масса слабо действует на поляризованный свет [58]. Для кривых ДТА пирофиллита характерен один эндотермический эффект в интервале  $500-900^\circ$  (фиг. 61), который связан с дегидратацией минерала [59]. В зависимости от степени совершенства его структуры, дисперсности и условий эксперимента температура максимума кривой в указанном интервале может смещаться в сторону более



Фиг. 61. Термические кривые пирофиллита из Березовского месторождения (по данным Делицина)

низких или более высоких температур [60].

По Бриндли и Вардле [6], изменение пирофиллитов  $1\{7c$  и  $2M$  после прогревания при температуре  $800^\circ$  в течение 96 ч заключалось в следующем: параметр  $b_0$  элементарной решетки увеличился на 1,74%, межплоскостное расстояние  $d_{001}$  увеличилось на 1,62%; уменьшение параметра  $a_0$  на 0,64% происходило только у однослойной триклинной модификации. При температуре  $1150^\circ$  появлялись иголки промежуточного соединения с  $b_0=8,74$  Å, при  $1200^\circ$  получен агрегат закономерно ориентированных индивидов муллита и беспорядочно расположенных индивидов кристобалита [61].

Изучено изменение некоторых физико-механических свойств пирофиллитовой породы из провинции Трансвааль (ЮАР) при обжиге ее до  $1100^\circ$  [62]:

Температура, °C	Объемное расширение, %	Линейное расширение, %	Уд. в.	Цвет	Твердость по Моосу
600	1,1	0,4	2,57	Серый	Несколько увеличена
700	2,7	0,9	2,50	Светло-серый	То же
800	2,9	1,0	2,48	То же	»
900	3,3	1,1	2,41	»	4
1000	3,1	1,0	2,43	»	6
1100	2,7	0,9	2,51	Кремевый	7

Ниже приведены некоторые физико-механические свойства пирофиллитовой породы в естественном состоянии (без нагрева) и при  $1380^\circ$  [2,63]:

	Без нагрева	При 1380°
Твердость (по Моосу)	2—3	7—8
Сопrotивление растяжению, кг/см <sup>2</sup>	50—70	300—400
Сопrotивление сжатию, кг/см <sup>2</sup>	600—650	800—9000
Сопrotивление изгибу, кг/см <sup>2</sup>	120—150	800—1000
Сопrotивление удару, кг/см <sup>2</sup>	1,1—1,3	2,1—2,5
Модуль упругости, кг/см <sup>2</sup>	—	(0,7—0,8)·10 <sup>6</sup>

**Находж.** Выделения пирофиллита приурочены к вулканическим складчатым областям и в основном связаны с измененными гранодиоритами, риолитами, дацитами, андезитами, порфиритами, их туфами и туфобрекчиями [64]. Образование пирофиллита могло происходить как при относительно высоких температурах, так и при более низких (ниже 100°); низкотемпературный пирофиллит отмечен в современных новообразованиях на вулкане Менделеева (о-в Кунашир, Курилы) в зоне разгрузки кислых термальных вод [65].

Мономинеральные скопления радиально-лучистых агрегатов пирофиллита, характерных для Березовского месторождения на Урале [1], встречаются редко. Обычно пирофиллит является породообразующим минералом. В пирофиллитовых скоплениях всегда имеются примеси кварца, серицита, каолинита, в меньших количествах пирита, хлорита, гематита, магнетита, существенно пирофиллитовые породы с высоким содержанием некоторых минералов-примесей (диккит, диаспор, алуниг) представляют комплексное сырье (таковы, например, месторождения Японии). Условно могут быть выделены следующие генетические типы месторождений пирофиллита.

**А.** Пирофиллит, связанный с диагеническим преобразованием осадков. Таков пирофиллит в палеозойских породах Сахары, который образовался при диагенезе силурийских и девонских углистых аргиллитов [66, 67]. В США в месторождении Клинтон (шт. Юта) пирофиллитовые сланцы сформировались при диагенезе морских осадков [68].

**Б.** Пирофиллит как продукт регионального метаморфизма вулканогенно-осадочных пород. Примером могут служить скопления пирофиллита на Аляске, которые образовались при низких температурах за счет верхнеюрских конгломератов, переслаивающихся с кварцитами [69].

На месторождении Збранки (ЧСФР) небольшие линзовидные тела пирофиллитовых сланцев среди кварцитовидных песчаников верхнего протерозоя сформировались в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма за счет вулканогенно-осадочных пород [30, 70—72]. По-видимому, аналогичный генезис имеют богатые пирофиллитом породы из месторождения Вондерстон в Трансваале (ЮАР) [62]. С региональным метаморфизмом богатых алюминием осадочных пород (при реакции 1 каолинит + 2 SiO<sub>2</sub> = пирофиллит + H<sub>2</sub>O) или с процессом сегрегации связывается [73] образование пирофиллита в жилах, секущих филлитовые породы комплекса Альпуджарриде близ Агуиласа (Мурсия, Юго-Восточная Испания).

**В.** Пирофиллит во вторичных кварцитах, образовавшихся при гидротермально-контактовом метаморфизме. Пирофиллит этого типа в СССР встречается в массивах вторичных кварцитов Казахстана [74], Узбекистана [75], Азербайджана [76], Армении [77]. Примером могут служить залегающие среди существенно алунитовых и кварцевых массивов пирофиллитовые линзы Спасско-Суранского месторождения в Казахстане, приуроченные к зоне разлома в среднедевонской эффузивно-пирокластической толще [74, 78].

Результатом гидротермальной переработки вулканогенных продуктов является пирофиллит медноколчеданных и колчеданно-свинцово-цинковых месторождений [26, 47, 76], кварц-пиритовых месторождений с серебром, свинцом и золотом [79], некоторых золоторудных месторождений Урала [80], оловорудных месторождений Северо-Востока СССР [81] и др.

В Северной Америке основные месторождения пирофиллита приурочены к сланцевому поясу Каролины протяженностью около 644 км. Промышленные пирофиллитовые тела встречаются в кислых вулканических породах докембрия, раннего палеозоя. Образование пирофиллита связывается с воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов [82, 83]. В месторожде-

ниях Калифорнии залежи пирофиллита приурочены к вулканическим породам мезозоя и являются продуктами их гидротермального изменения [84]. В восточной и западной частях Канады образование пирофиллита было связано с воздействием гидротермальных растворов на риолитовые породы [3], на о-ве Пуэрто-Рико — с гидротермальными изменениями вулканических пород [85]. Пирофиллит на месторождении глин в районе Коромандела (Новая Зеландия) образовался в связи с гидротермальной переработкой андезитовых пород на большой глубине при температуре выше 335; кроме пирофиллитовой, здесь развиты каолинит-диккит-кварцевая и каолинит-диаспоровая породы [54].

Наибольшее количество месторождений пирофиллита Японии находится в районах Мицуиси (преф. Окаяма) и Сокозан (преф. Хиросима). Все месторождения образовались в мезозойских вулканических толщах с прослоями сланцев и песчаников. Пирофиллитовые линзы и слои приурочены к определенным горизонтам риолитовых туфов; образование пирофиллита происходило в приповерхностных условиях путем замещения риолитовых туфогенных пород под воздействием гидротермальных растворов и эксгаляций из вулканического очага [86, 87]. Залежи агальматолита палеозойского возраста известны на территории всей Японии от преф. Окаяма на востоке до преф. Нагасаки на западе и связаны с зонами изменения риолитовых туфов [88]. Пирофиллиты Южной Кореи аналогичны пирофиллитам Японии [3]. Широко известные агальматолиты Китая (район Цинг-Тъеу) образовались при изменении гидротермальными растворами риолитов и риолитовых туфов мелового возраста [3]. В Индии месторождения пирофиллита встречаются в кварцевых жилах (шт. Уттар-Прадеш) [89], на контакте кварцевых пород и гранитов (район Шивпури), в биотитовых и роговообманковых сланцах (Чандесра), в зоне контакта кварцевых пород и доломита (район Удайпура) [90]. Пирофиллиты Турции слагают линзовидные тела в гидротермально-измененных дацитах [3]. Многочисленные залежи пирофиллита в Марокко связаны с изменением риолитов и риолитовых туфов докембрийского и нижнекембрийского возраста [91].

При гидротермально-метасоматических и гидротермальных процессах пирофиллит замещает полевые шпаты, каолинит, диаспор, корунд, серицит, андалузит, темноцветные минералы [47, 92]. Известен в виде псевдоморфоз по К-Na полевым шпатам, биотиту, мусковиту, пироксену, андалузиту, кианиту, дистену, корунду. Например, в Румынии в измененных третичных андезитах широко развит пирофиллит, образовавшийся по каолиниту и накриту [93].

Г. Гипергенный пирофиллит. Обнаружен в нижних частях зоны окисления сульфидного месторождения Майкаин в Казахстане в ассоциации с самородной серой, гипергенным баритом и золотом [94].

**Изм.** Замещается серицитом, диккитом [48], диоктаэдрическими и триоктаэдрическими хлоритами [17, 95], каолинитом [68, 96, 97].

**Искусств.** Изучение системы  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  показало [7, 11—15, 98—103], что пирофиллит является устойчивой фазой в температурном интервале 300—575° при различных давлениях. В зависимости от температуры, давления, исходного материала, pH среды и количественного соотношения  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  в ассоциации с пирофиллитом могут быть каолинит, диккит, диаспор или бемит, серицит, монтмориллонит, аморфный кремнезем, корунд. О  $P-T$  условиях стабильности пирофиллита см. в справочнике [104].

Определены [35] стандартные изобарно-изотермические потенциалы (—)  $\Delta Z_f^0$  (ккал/моль) искусственного пирофиллита для различных  $P-T$  условий: 1121,36 при 500° и 150 атм; 1105,78 при 550° и 450 атм; 1085,89 при 600° и 2000 атм.

**Практ. знач.** Практическое использование пирофиллита (пирофиллитовой породы) обусловлено его свойствами; некоторые из них приведены выше. Большую роль играют также химическая инертность, гигроскопичность, пористость, теплоизоляционная способность, низкая электропроводность и малые диэлектрические потери [2, 105], белый цвет в порошке, высокая кроющая способность.

Пирофиллит используется [106—109] в специальных огнеупорах, при производстве высококачественных керамических изделий, строительной и санитарно-технической керамики, фаянса, защитных покрытий (для работы в активных средах с повышенными значениями давлений и температур), в качестве инертных наполнителей для бумаги, при производстве резины, пластмасс, в лакокрасочной, химической, цементной, текстильной промышленности, в электронике, косметике, в аппаратах высокого давления (в том числе и при производстве искусственных алмазов), а также в качестве строительного-архитектурного и поделочного камня.

**Отл.** В полевых условиях отличить пирофиллит от талька можно путем определения рН: при истирании минерала в капле воды на фарфоровой пластинке в течение 1 мин пирофиллит дает рН=6, тальк рН=9 [110].

От серицита предложено отличать пирофиллит по окрашиванию суспензии этих минералов красителями [48]:

	Бензидин		Хризоидин		Метиленовая синь	
	Цвет суспензии	Цвет осадка	Цвет суспензии	Цвет осадка	Цвет суспензии без добавки хлористого калия	Цвет суспензии с добавкой хлористого калия
Пирофиллит	Темно-синий	Голубовато-синий	Густо-синий	Бледно-голубой	Блекло-синий	Синий
Серицит	Тускло-серовато-синий	Серовато-синий	Не окрашивается	Голубовато-синий	Синий	Бледно-голубой

В шлифах отличается от талька и мусковита бóльшим углом оптических осей, от каолинита — более высоким двупреломлением.

Для рентгенограмм пирофиллита характерен сильный базальный рефлекс при  $d \approx 9,1-9,2 \text{ \AA}$ ; положение рефлекса не изменяется при нагревании до  $500^\circ$  и при обработке глицерином.

**Межплоскостные расстояния однослойного триклинного пирофиллита (17с) из Новой Зеландии [6]**

CuK $\alpha$ -излучение. Дифрактометр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)					
001	80	9,20	042	2	1,998	006; 242; 153	}	3	1,5318 *				
002	30	4,60	223	<1	1,952ш								
110	100	4,42	222; 204	12	1,887ш	116	<1	1,5218 *					
111	80	4,26	005	10	1,841	242	<1	1,5142					
021	60	4,06	043	2	1,823 *	153	1	1,5053 *					
111; 111	5	3,764	134; 115; 203	}	3	1,812 *	060; 331; 331; 224	}	30	1,4929			
112	5	3,492 *	224				1				1,7439		
112	5	3,454 *	224	1	1,7223	330; 332; 061	}	8	1,4716				
022	20	3,178	241; 025; 150; 241; 223; 240; 151	}	12	1,6894				244; 135	}	1	1,4513 *
003	100	3,068	151; 310; 312				}	12	1,6674 *	026			
112	20	2,953	134; 151; 242							}	30	1,6529 *	153; 206; 244; 062; 321; 135
113	3	2,741 *	151; 242; 205; 134; 241; 152				}	20	1,6327 *				336; 062
113	4	2,710 *	044; 115	3	1,6213 *	136; 116				18	1,3831		
201; 130	30	2,569	044; 115	3	1,6213 *	313; 226	30	1,3703ш					
131; 200	30	2,547	152; 115	<1	1,6068	332; 334; 332	}	10	1,3462ш				
131	40	2,532	311; 044	4	1,5851	154; 334; 063; 245				}	2	1,3347ш	
202; 131	80	2,416	152; 243	3	1,5653	007; 154; 225	}	3	1,3137				
201; 113	10	2,341ш	152; 225; 243	2	1,5443 *								
004	5	2,300											
220; 220	4	2,215ш											
114; 041	15	2,170 *											
203; 132	15	2,152											
222	2	2,135 *											
222	2	2,116 *											
221; 133	20	2,083											
024; 133	25	2,059 *											
042; 024	3	2,026ш											

\* Не полностью разрешенные.

## Межплоскостные расстояния двухслойного моноклинного пирофиллита (2M) из Японии [6]\*

CuK $\alpha$ -излучение. Дифрактометр									
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> Å	
002	100	9,21	136; 028	15	2,059	156			
004	40	4,61	136	6	1,892	1.3.10;			} 3 1,4407ш. **
020; 110;	} 60	4,42ш	208	1	1,876 **	248			
021			0.0.10	10	1,842	2.0.12;			
112; 111;	} 90	4,18ш	206	1	1,814ш	332;			} 4 1,4260ш. **
022			312; 150; } 242; 240 }	14	1,6879 **	0.4.10			
006	100	3,069	310; 314	15	1,6662 **	336			} 2 1,4154ш. **
130; 202	15	2,571	134; 152	20	1,6469 **	1.1.12;			
200	15	2,550 **	2.0.10	15	1,6313 **	2.0.10			} 15 1,3858
132; 026	20	2,534	1.1.10; 048	2	1,6104ш	1.3.12;			
132; 204	45	2,419ш	316; 208	4	1,5789ш	316			} 20 1,3697
202; 134	1	2,352 **	0.0.12; 225	4	1,5348	334			
134	3	2,334	060; 332	20	1,4935	338			} 4 1,3491 **
008	4	2,303	314	5	1,4898 **	066			
220	1	2,216ш	334	7	1,4708	338			} 1 1,3432 **
134	9	2,166 **				0.0.14			
206	9	2,151 **							} 2 1,3365 **
222	10	2,086							
									1,5 1,3159

\* Оригинал хим. анализа 5.

\*\* Не полностью разрешенная.

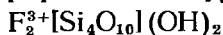
## Л и т е р а т у р а

- Hermann P. // Ann. Phys. 1829. Vol. 15. P. 592.
- Natof M. // Notes et mem. Serv. géol. Maroc. 1968. Vol. 28. N 211. P. 93.
- Harben P. // Ind. Miner. 1978. Vol. 19, N 129. P. 21.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Соболева С. В. // Кристаллография. 1968. Т. 13, вып. 4. С. 599.
- Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П., Сидоренко О. В., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 16.
- Brindley G. W., Wardle R. // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 7/8. P. 1259.
- Фонарев В. И., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Сидоренко О. В. // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973. Вып. 3. С. 95.
- Федотов А. Ф., Звягин Б. Б. // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1973. Сб. 9. С. 152.
- Сидоренко О. В., Мищенко К. С. // Тез докл. Всесоюз. симпоз. «Электрон. микроскопия и электронография в исслед. образования структуры и свойств твердого тела», Звенигород, май, 1983. М.: Наука, 1983. С. 104.
- Lee G. H., Guggenheim S. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 3/4. P. 350.
- Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. // Минеральные равновесия в системе K<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O. М.: Наука, 1972. С. 145.
- Франк-Каменецкий В. А., Томащенко А. Н., Мищенко К. С., Котов Н. В. // Кристаллография и кристаллохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. Вып. 3. С. 58.
- Остапенко Г. Т., Горогоцкая Л. И., Тимошкова Л. П., Растрененко А. И. Геохимия. 1974. № 5. С. 729.
- Остапенко Г. Т., Тимошкова Л. П., Горогоцкая Л. И. // Там же. 1978. № 2. С. 248.
- Горогоцкая Л. И., Литовченко А. С., Мельников А. А., Остапенко Г. Т., Тимошкова Л. П. // Зап. ВМО. 1979. Т. 108, вып. 3. С. 353.
- Netes E. // Acta geol. hung. 1984. Vol. 27, N 1/2. P. 191.
- Делицин И. С., Звягин Б. Б., Сидоренко О. В. // ДАН СССР. 1980. Т. 250, № 7. С. 125; 1981. Т. 258, № 3. С. 738.
- Wardle R., Brindly G. W. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 5/6. P. 732.
- Rayner J. H., Brown G. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 13. P. 73.
- Диков Ю. П., Брытов И. А., Ромашенко Ю. Н., Долин С. П. // Особенности электронного строения силикатов. М.: Наука, 1979. С. 68.
- Мельников А. А., Литовченко А. С. // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979. С. 67.

22. Мязи М. Я., Самсон А. В., Тармак М. А., Энгельгарт Г., Липпмаа Э. Т. // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 5. С. 1169.
23. Блэйн Р. Л. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 335.
24. Hogg C. S., Meads R. E. // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 289. P. 606.
25. Марк В. В., Карушкина А. Я., Овчаренко Ф. Д., Васильев Н. Г. // ДАН СССР. 1974. Т. 218, № 4. С. 921.
26. Ким В. А., Каинов А. Д., Гехт И. И. // Тр. ИГН АН КазССР. 1963. Т. 7. С. 266.
27. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. // Зап. Минерал. о-ва. 1895. Т. 33. С. 283.
28. Тащиина М. В. / Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. Т. 2. С. 291.
29. Кашкай М. А. // Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. С. 291.
30. Мельник Ю. М., Разумеева Н. Н. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1963. № 17. С. 162.
31. Таращан А. Н. // Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. С. 154.
32. Moenke H. Mineralspektren. В.: Akad. Verl., 1962. 384 S.
33. Кусков О. Л. // Геохимия. 1973. № 4. С. 537.
34. Robie R., Hemingway V. S., Fisher J. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298. 15 K and 1 Bar (10<sup>5</sup> pascals) pressure and at higher temperatures. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1978. 423 p.
35. Фонарев В. И. // Геохимия. 1967. № 12. С. 1505.
36. Дорогокупец П. И., Карпов И. К. // Физико-химия эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 91.
37. Карпов И. К., Кашик С. А. // Геохимия. 1968. № 7. С. 806.
38. Кларк С. П. (мл.) // Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. С. 427.
39. Mahan M. K., Gha B. L., Chetal A. R. // Ind. J. Pure and Appl. Phys. 1980. Vol. 18, N 6. P. 401.
40. Кругляков Г. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 307.
41. Пресс Ф. // Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. С. 183.
42. Бэрг Г. С. Флотирруемость минералов. М.: Госгортехиздат, 1962. 113 с.
43. Митрофанов С. И. // Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 562.
44. Henriques A. // Ark. miner. och geol. 1957. Bd. 2, h. 3. S. 279.
45. Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. ВМО. 1928. Т. 57, вып. 1. С. 125.
46. Михеев В. И. // Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгортехиздат, 1957. С. 739.
47. Курицина Г. А. // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. 1960. Вып. 35. С. 123.
48. Зубрилина К. С. // Тр. Ташк. ун-та. 1968. Вып. 337. С. 100.
49. Meixner H. // Chem. Erde. 1961. Bd. 21, H. 1. S. 1.
50. Василевский Б. Ф. // Дайки и оруденение в юго-западных Гиссарах. Ташкент: Фан, 1968. С. 136.
51. Пшеничный Г. Н. // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала и вмещающих их вулканогенных комплексов. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1972. Вып. 19. С. 16.
52. Kodama H. // Miner. J. Jap. 1958. Vol. 2, N 4. P. 236.
53. Bosazza V. L. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 6. P. 396.
54. Swindale L. D., Hugnes J. R. // N. Z. J. Geol., Geophys. 1968. Vol. 11, N 5. P. 1163.
55. Anton O. // Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Ser. géol. 1969. Vol. 13, N 1. P. 29.
56. Ueno M. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1960. Vol. 11, N 3. P. 155.
57. Шумара О. А., Суровкин В. М. // ДАН УзССР. 1961. № 10. С. 49.
58. Вертушков Г. Н. // Зап. Урал. геол. о-ва, 1948. Вып. 2. С. 31.
59. Иванова В. П. // Тр. III совещ. по эксперим. минералогии и петрографии. М., Л.: Изд-во АН СССР. 1940. С. 115.
60. Mackenzie R. C. The differential thermal analysis data index with mineral inorganic and organic sections. L : Cleaver-Hume press, 1962. 420 p.
61. Heller L. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 1/2. P. 156.
62. Nel L. T., Jacobs H., Allan J. T., Bozzoli G. R. // Bull. Union S. Afr. Dep. Mines. Geol. Ser. 1937. N 8. P. 21.
63. Ind. ceram. 1964. N 567. P. 520.
64. Танкилевич И. М. // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29, вып. 3. С. 73.
65. Градусов Б. П., Зотов А. В. // ДАН СССР. 1975. Т. 224, № 6. С. 1406.
66. Chennaux G., Dunooyer de Segonzac G. // Bull. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine. 1967. Vol. 20, N 4. P. 195.
67. Chennaux G., Dunooyer de Segonzac G. // C. r. Acad. sci. 1970. Vol. 270, N 20. P. 2405.
68. Henderson J. V. // Utah Geol. and Miner. Surv. Spec. Stud. 1968. N 23. P. 28.
69. Reed V. Z., Hemley J. J. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1966. N 550-C. P. 162.
70. Жукковский К. А. Пирофилитові сланиці УРСР. Київ: АН УРСР, 1937. 107 с.
71. Личак И. Л. // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. 5, ч. 1. С. 170.
72. Делицин И. С. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 48. С. 134.
73. Acosta Echeverria A., Garcia-Cervigon Bellon A., Rodrigues Gallego M. // Acta geol. hisp. 1980. Vol. 15, N 5. P. 131.

74. Суханов А. Е., Бурд Г. Н. // К вопросу о создании сырьевой базы наполнителей для ядохимикатов в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1965. С. 152.
75. Борискин В. П. // Узб. геол. журн. 1968. № 1. С. 85.
76. Алиев В. И. // Околорудные гидротермально-метасоматические изменения в Чирагидзор-Тоганалинском рудном поле. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965. С. 143.
77. Петросов И. Х., Цатерян П. П. // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1974. Вып. 6. С. 125.
78. Чолпанкулов Т. Ч. // Вестн. АН КазССР. 1966. № 11 (259). С. 59.
79. Обручев В. А. Рудные месторождения. М.: Горгеонефтеиздат, 1934. 596 с.
80. Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат. 1947. 264 с.
81. Бабкин П. В., Рожков Ю. П. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1961. Вып. 15. С. 175.
82. Grametbauer A. B. // US Geol. Surv. Bull. 1959. N 1019-N. P. 973.
83. Stuckey J. // Ore deposits as related to structural features. Princeton (N. J.), 1942. P. 106.
84. Wright L. A. // Bull. Cal. Div. Mines and Geol. 1966. N 191. P. 342.
85. Hildebrand F. A. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1966. N 424-B. P. 219.
86. The clays of Japan/Ed. S. Iwao. Tokyo: Geol. Surv., 1969. 209 p.
87. Kinoshita J. // Geol. Rep. Hiroshima Univ. 1963. N 12. P. 1.
88. Kinoshita J. // J. Mining and Met. Inst. Jap. 1966. Vol. 80, N 913. P. 615.
89. Dass A. S. // Curr. Sci. 1965. Vol. 34, N 16. P. 483.
90. Sinha R. K. // Metals and Miner. Rev. 1966. Vol. 5, N 8. P. 3.
91. Caia J., Dietrich J.-E., Mazeas J.-P., Nataf M. // Mines et geol. 1967. N 25. P. 35.
92. Ковбань В. И. // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 4. С. 475.
93. Janovica V., Neacsu G., Neacsu V. // Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Ser. géol. 1981. Vol. 23. P. 3.
94. Аристов В. В. // Зап. ВМО. 1948. Т. 77, вып. 3. С. 241.
95. Врублевская З. В., Делицин И. С., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1975. Вып. 24. С. 31.
96. Козловская А. Н. // Минерал. сырье. 1936. № 4. С. 73.
97. Делицин И. С., Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Петров В. П., Сидоренко О. В. // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 1. С. 187.
98. Noll W. // Fortschr. Miner. 1935. Bd. 19. S. 46.
99. Noll W. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1936. Bd. 48, H. 3/4. S. 210.
100. Roy R., Osborn E. F. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. S. 853.
101. Norton F. // Ibid. 1939. Vol. 24, N 1. P. 1.
102. Gruner J. W. // Econ. Geol. 1944. Vol. 39, N 8. P. 578.
103. Folk R. L. // Amer. J. Sci. 1947. Vol. 245, N 6. P. 388.
104. Минералы: Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. М.: Наука, 1974. Вып. 1. С. 416.
105. Allan J. T., Bozzoli G. R. // Bull. Union S. Afr. Dep. Mines. Geol. Ser. 1937. N 8. P. 33.
106. Johnstones S. J. Minerals for the chemical and allied industries. L.: Chapman and Hall, 1954. 692 p.
107. Петров В. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 95. С. 7.
108. Бейтс Р. // Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир, 1965. С. 541.
109. Владимиров Л. П., Коников Р. С., Комарова Л. П. // Стекло и керамика. 1966. № 2. С. 8.
110. Steven R. E., Carron M. K. // Amer. Miner. 1948. Vol. 33, N 1. P. 31.

### Феррипирофиллит Ferripyrophyllite



Название дано железному аналогу пирофиллита. Впервые как минеральный вид был описан Ф. В. Чухровым и др. в 1979 г. [1, 2].

**Характ. выдел.** Тонкочешуйчатые и восковидные выделения. Под электронным микроскопом частицы преимущественно удлинённые.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с  $a_0=5,26$ ,  $b_0=9,10$ ,  $c_0=19,1 \text{ \AA}$ ,  $\beta=95,5^\circ$ . Имеет структуру природного пирофиллита 2M с катионами  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрах вместо Al; возможно замещение в некоторых тетраэдрах Si на Al с компенсацией отрицательных зарядов вхождением катионов  $\text{Ca}^{2+}$  между слоями, не способствующих, однако, разбуханию структуры под влиянием молекул воды. В виде небольшой примеси в феррипирофиллите установлены также фазы, которые состоят из феррипирофиллитоподобных слоев, разделяемых молекулярными слоями воды; этим фазам условно даны названия «гидроферрипирофиллит» и «смешанослойный феррипирофиллит — гидроферрипирофиллит» [3].

«Гидроферрипирофиллит» по составу и свойствам похож на нонтронит, но образует с водой однослойный, а не двухслойный комплекс ( $d_{001} \approx 12 \text{ \AA}$ ) и при



удалении межслоевой воды приобретает четко выраженную пирофиллитоподобную структуру 2М. «Смешанослойный феррипирофиллит—гидроферрипирофиллит» характеризуется наличием в структуре беспорядочно чередующихся межслоевых промежутков, содержащих и не содержащих мономолекулярные слои воды.

**Физ. св.** Тв. 1,5—2. Уд. в. 2,97—3,01 (вычисл. 3,05). Цв. буровато-желтый (в изломе агрегатов желтоватый со слабым зеленоватым отливом), желтовато-зеленый. Бл. тусклый. Жилен на ощупь. ИК-спектр поглощения феррипирофиллита соответствует структуре пирофиллитового типа. Отличие от пирофиллита состоит в значительном смещении максимумов в сторону низких частот, которое объясняется заменой более легкого Al на более тяжелый  $Fe^{3+}$ . Это смещение наиболее четко выражено у колебаний, непосредственно связанных с октаэдрическими катионами (от 952 до 842  $cm^{-1}$  и от 3676 до 3590  $cm^{-1}$  соответственно для деформационных и валентных колебаний  $Fe^{3+}-OH$ , от 535 до 495  $cm^{-1}$  для деформационных колебаний  $Si-O-Fe^{3+}$ ).

Некоторые отличия ИК-спектров поглощения феррипирофиллита из Тологая и из Штрассеншахта связаны с примесями «гидроферрипирофиллита» и смешанослойной фазы.

Мёссбауэровский спектр феррипирофиллита показал, что все железо в нем является окисным [2]. Основная линия поглощения с изомерным сдвигом  $\delta$  0,36 мм/с относится к  $Fe^{3+}$  в позиции М(2). Эта линия расширена слабым квадрупольным расщеплением  $\Delta=0,18$  мм/с, наименьшим из известных для слоистых силикатов. Слабее выражен квадрупольный дуплет с относительными интенсивностями 7 и 8%, с  $\delta=0,43$  мм/с,  $\Delta=1,22$  мм/с и  $\delta=0,14$  мм/с,  $\Delta$  0,59 мм/с, относящийся к  $Fe^{3+}$  в неэквивалентных октаэдрических и тетраэдрических позициях соответственно. Феррипирофиллит характеризуется антиферромагнитным упорядочением при 18 К [2].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный или слабо окрашен (в иммерсионных препаратах — зеленоватый). Плеохроизм: по  $Np$  — светло-желтый, по  $Nm=Ng$  — зеленоватый. Двусный (—).

Угол  $2V$  небольшой. Удлинение положительное;  $n_g=1,686$ ,  $n_m=1,676$ ,  $n_p=1,660$ .

**Хим.** Теор. состав:  $Fe_2O_3$  — 38,06;  $SiO_2$  — 57,81;  $H_2O$  — 4,13.

Анализы (рассчитаны на 6 катионов) [1]:

**Повед. при нагр.** Кривая ДТА феррипирофиллита отличается от пирофиллитовой смещением эндотермического прогиба в область более низких температур ( $\sim 500^\circ$ ), что обусловлено его составом, который определяет меньшую устойчивость структуры.

**Нахожд.** Установлен в образцах из месторождения Штрассеншахт, южнее г. Эйбеншток (ГДР), и в образцах с горы Тологай (Центральный Казахстан). Образование феррипирофиллита возможно в среде с высоким содержанием  $Fe^{3+}$ ; оно сопоставимо с образованием нонтронита, но последний является характерным минералом зоны гипергенеза, тогда как феррипирофиллит, по видимому, выделялся из низкотемпературных гидротермальных растворов. Образование разбухающего феррипирофиллита, вероятно, относится к процессам более позднего изменения минерала.

	1	2	3
$Na_2O$	—	0,01	0,13
$K_2O$	—	0,10	0,14
$MgO$	0,94	0,51	0,22
$CaO$	1,50	1,80	2,20
$FeO$	—	0,61	—
$Al_2O_3$	1,50	0,80	2,58
$Fe_2O_3$	36,00	34,84	34,70
$SiO_2$	50,80	49,96	49,50
$CO_2$	0,67	0,18	—
$H_2O^+$	6,88	6,36	9,00
$H_2O^-$	1,10	1,13	1,00
Сумма	99,39	99,65*	99,47

Si	3,80	3,84	3,74
$Al^{IV}$	0,13	0,07	0,23
$Fe^{IV}$	0,07	0,09	0,16
$Fe^{VI}$	1,96	1,93	1,87
$Fe^{2+}$	—	0,04	—
Mg	0,11	0,06	0,02
Cs	0,05	0,08	0,18

\* В том числе  $SiO_2$  (раств.) — 2,60,  $SO_3$  — 0,75.

1, 2 — Штрассеншахт, ГДР (1 — анал. Молева, 2 — анал. Унанова); 3 — Тологай (Центральный Казахстан), анал. Унанова [1].

Межплоскостные расстояния феррипиррофиллита  
из Штрассеншахта (ГДР) [1]CrK $\alpha$ -излучение, D = 57,3 мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
002	8	9,6	202; 131	4	2,62	150; 241; 311	3	1,725
020	10	4,54	202; 133	4	2,47	208; 139	3	1,665
112	2	4,25	0.0.10	1	1,89	060	8	1,518
114; 006	7	3,17						

## Л и т е р а т у р а

1. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Гойло Э. А., Рудницкая Е. С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 5.
2. Tschuchrow F. W., Swjagin B. B., Driz W. A., Gorschkov A. I., Jermilowa L. P., Gailo E. A., Rudnizkaja E. S. // Chem. Erde. 1979. Bd. 38, H. 4. S. 324.
3. Coey J. M. D., Chukhrov F. V., Zvyagin B. B. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 3. P. 198.

## ГРУППА ТАЛЬКА

	Сингония]	a <sub>0</sub>	b <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	β	Уд. в.
Тальк Mg <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>	Трикл. *	5,293	9,179	9,469	98°55'	2,61—2,82
Железистый тальк (Mg, Fe) <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>	?	5,31	9,18	9,39	?	2,869
Миннесотаит (Fe, Mg) <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>	Трикл. **	5,623	9,419	9,624	95 39	3,02—3,08
Уиллемсеит (Ni, Mg) <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>	Монокл. (?)	5,316	9,149	18,994	99 58	3,348

\* α = 90°34', γ = 90°02'. \*\* α = 85°13', γ = 89°01'.

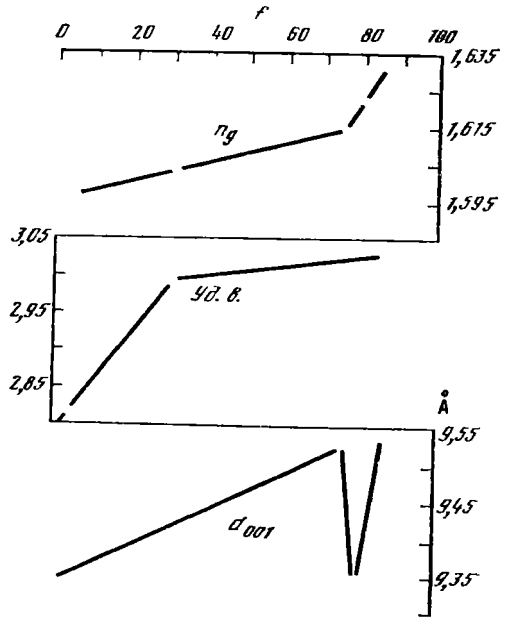
Кроме собственно талька и тальков, обогащенных железом (железистый тальк, миннесотаит) и никелем (уиллемсеит), в эту группу включены минералы с талькоподобной структурой ряда керолит—пимелит, а также разности, обладающие, возможно, нерегулярной смешанослойной структурой (натрий-алюминиевый тальк и кальциталк).

Состав талька не всегда строго отвечает отношению Mg : Si = 3 : 4. Имеются разности с избытком октаэдрических катионов; это заставляло некоторых авторов [1—3] предполагать для талька отношение Mg : Si = 4 : 5, что, однако, несовместимо с представлениями о его структуре. В некоторых работах [4—9] избыток октаэдрических катионов объясняется нерегулярной смешанослойностью — присутствием слоев иного типа. Проявление нерегулярной смешанослойности в тальке, как и регулярной в ачиттте (тальк-сапоните) [10, 11] и в кулькенте (тальк-хлорите) [12], наблюдалось методом электронной микроскопии высокого разрешения [13]. Дополнительные слои в тальке могут быть представлены серпентиновыми [13, 14], слюдными [7—9, 15], хлоритовыми [15], смектитовыми слоями. Следует, однако, отметить, что масштабы смешанослойности талька, если таковая и существует, невелики, так как в дифракционных картинах она надежно не проявляется, а диффузность отражений свидетельствует только о смещении тальковых слоев [16]. Предпринята также попытка определения доли смешанослойной примеси в тальке на основании пересчетов химических анализов [15]. Однако без строгого обоснования структурными методами интерпретация вариаций состава с позиций смешанослойности остается условной.

Физические и оптические свойства тальков варьируют в зависимости от состава (фиг. 62). Собственно тальк нерастворим в кислотах, керолиты—пимелиты при нагревании растворяются в HCl [17].

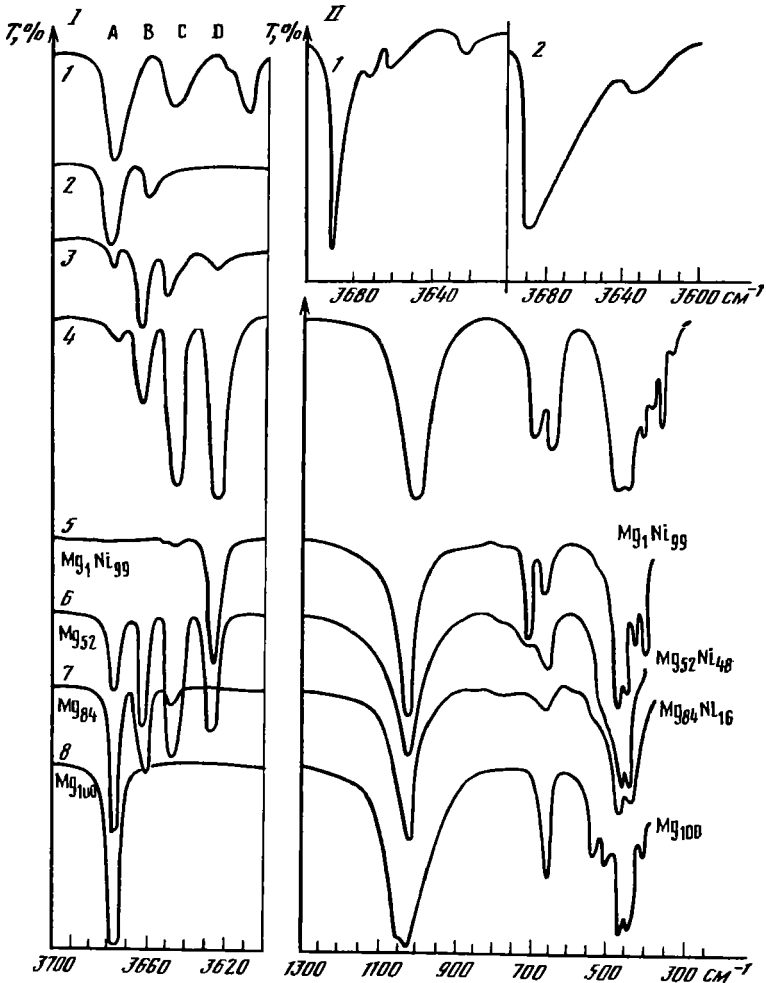
ИК-спектр талька (фиг. 63) характеризуется широкими полосами поглощения: 1043, 1018, 672 см<sup>-1</sup>, отвечающими соответственно антисимметричным и симметричным (672 см<sup>-1</sup>) колебаниям связей Si—O—Si; 536,501 см<sup>-1</sup> — коле-

Фиг. 62. Зависимость от железистости ат. % талька значений  $n_g$ , уд. в.,  $d_{001}$  Смолину)



Фиг. 63. ИК-спектры талька

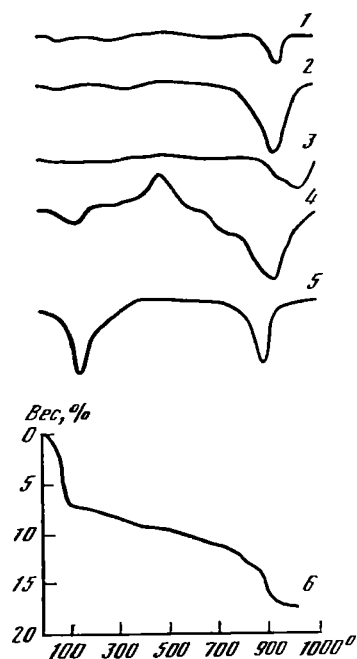
— монокристаллические пластины талька: 1, 2 — обычный тальк (хим. анализы 3 и 6) (по Смолину), 3 — железистый тальк (хим. анализ 1) (по Рудашевскому), 4 — уиллмсеит (по Ваалу), 5—8 — синтетические Ni-Mg-тальки (по Уилкину, Ито); II — препараты истертого обычного талька: 1 — крупнокристаллический упорядоченный; 2 — тонкочешуйчатый неупорядоченный (по Смолину)



баниям связей Mg—O; 467, 452  $\text{см}^{-1}$  — деформационным колебаниям Si—O [15, 18—20]. В ряду Mg-Ni-талков интенсивность полос 705 и 672  $\text{см}^{-1}$  отражает соотношения Ni и Mg в их составе; при увеличении содержания Ni полоса 705  $\text{см}^{-1}$  становится более интенсивной. В области валентных колебаний OH-групп для измельченных препаратов талька обычно отмечают единственную сильную полосу поглощения 3680  $\text{см}^{-1}$ , относимую к гидроксилам со слабыми H-связями. Однако в спектрах пластинок собственно талька и порошковых препаратов тальков с большим содержанием Fe, Ni в интервале 3700—3600  $\text{см}^{-1}$  имеются четыре полосы поглощения групп OH разной интенсивности со слабо смещающимся положением максимумов: А 3680—3676, В 3665—3660, С 3648—3645, D 3627—3610  $\text{см}^{-1}$ . Согласно данным [18, 20], эти полосы связаны с окружением групп OH разными катионами в различных сочетаниях (А — MgMgMg, В — MgMgR, С — MgRR, D — RRR, где R — катион-примесь). Однако в ИК-спектрах пластинок практически безжелезистого талька установлено также присутствие всех четырех полос с увеличением разориентированности полос С и D по мере разупорядочения талька (см. фиг. 63 и ссылку [3] на стр. 246). В ИК-спектрах железистого талька [21] и некоторых собственно тальков (со значительной потерей веса до 200°) имеется также широкий максимум 3400  $\text{см}^{-1}$  молекулярной воды.

Для кривых ДТА и ДТГ тальков (фиг. 64) характерен четко выраженный эндозффект около 900—1000°, связанный с потерей конституционной воды. Более сложны термограммы «ферротальков», на которых находят отражение потери не только гидроксильной, но и молекулярной воды, а также процес окисления  $\text{Fe}^{2+}$ . Эффект потери низкотемпературной межслоевой воды в интервале до 200° гораздо резче выражен у гипергенных керолитов—пимелитов и тех гипогенных собственно тальков, у которых наблюдается повышенное содержание молекулярной воды.

Собственно тальки содержат до 5% FeO, железистые тальки >13% FeO. Промежуточных составов между 5 и 13% FeO пока не известно. Наиболее железистым является миннесотаит с резким преобладанием  $\text{Fe}^{2+}$  над Mg ( $\text{FeO} > 30\%$ ). Однако даже в этих сильно железистых тальках не бывает меньше 2—3% MgO. Содержание MnO в собственно тальках обычно не превышает 0,0n%. Описанный Вудом [22] «миннесотаит» содержит до 11% MnO, но природа его окончательно не выяснена и к тальку он отнесен с некоторой долей условности (см. с. 246). Содержание CaO обычно не более 0,0n% (даже в тальке из собственно доломитовой породы), но иногда в псевдоморфозах на амфиболах достигает 4,19%. Для кальцитоталька с 11,18% CaO более вероятно смешанослойная природа, возможно, с преобладанием хрупкой слюды состава  $\text{MgCa}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  [15] (с. 253). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в собственно тальках обычно 0,0—0,0n%, в железистом 0,0n%. Максимальное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в природном тальке (из Гаштейна, ФРГ, по Хинце) — 5,37% соответствует экспериментальным данным о верхнем пределе его содержания — 5,5%. Al в основном входит в октаэдрические позиции структуры талька; появление Al в четверной координации, ско-



Фиг. 64. Кривые ДТА талька

1 — мелкочешуйчатый обычный тальк, шт. Северная Каролина США (хим. анализ 2); 2 — крупнокристаллический обычный, более железистый тальк, Карельская АССР (хим. анализ 8); 3 — неупорядоченный обычный тальк; 1—3 — по Смолину; 4 — железистый тальк, Тува (хим. анализ 1) (по Рудашевскому); 5 — керолит, Югославия (хим. анализ 2) (по Максимовичу); 6 — термогравиметрическая кривая керолита (тот же образец, что и другая навеска)

рее всего, связано со смешанослоистостью — примесью слюдяных пакетов (например, в кальцитотальке и в натрий-алюминиевом тальке), вхождение Al в избыточные октаэдрические слои — с примесью пакетов хлоритового типа (подобно кулькеиту); наибольшая доля пакетов пирофиллита (около  $1/6$ ) отмечена для талька из Маунтин-Хилл, Танзания (см. хим. анализ 4 на с. 253) [23]. Содержание  $K_2O$  и  $Na_2O$  в тальке обычно составляет сотые доли процента, в натрий-алюминиевых тальках — до 2,70%  $Na_2O$ . Повышенное количество  $Na_2O$  (0,79%) отмечено в колломорфном тальке из кальцитовой жилы, секущей амфиболит (Пэкло, ЧСФР), в котором при отсутствии  $Al_2O_3$  содержится 1,70%  $Fe_2O_3$  (см. хим. анализ 9 на с. 253) [24].

Содержание  $H_2O^+$  в обычных тальках близко к теоретическому, хотя имеются анализы с пониженным ее количеством и (гораздо чаще) с ее избытком. Избыточная вода более характерна для железистых тальков и для разностей с повышенным содержанием Ca и Al. В керолитах, пимелитах и так называемых, по Смолину [15], собственно аква тальках наряду с повышенным содержанием  $H_2O^+$  (до 9,9 [25], 12,7% [26]) возрастает и количество  $H_2O^-$  (до 7,6 [27], 8,03 [28], 15,6% [17]).

Большинство приведенных ниже химических анализов рассчитано Смолиным [15] на 4 Si (исходя из тех соотношений, что, по данным мессбауэровских спектров, Si в тальке не замещается на Al и  $Fe^{3+}$ ). При наличии мигалов хлорита и слюды учитывался  $Al^{IV}$  и проводился новый пересчет.

В таблицах химических анализов приводятся величины, по Смолину [15]:  $f$  — железистость (в ат.%)  $= Fe/(Fe+Mg) \cdot 100$ ;  $\Delta Y$  — избыток (ат.%) октаэдрических катионов по отношению к идеальной формуле  $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ ;  $\Delta H$  — доля (ат.%) избыточных водных группировок в виде дополнительных бруситовых сеток  $Y_3(OH)_6$  или в виде полных водных межслоев ( $3H_2O$ );  $kX$  — доля (ат.%) межслоевых катионов;  $aq$  — коэфф. молекулярной воды  $= 3(\Delta H - \Delta Y)/100$ .

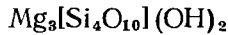
Вариации состава триоктаэдрических тальковых минералов отчетливо связаны с химизмом среды их образования. Так, существенно магнезиальные собственно тальки с содержанием FeO не выше 1% характерны для магнезиальных карбонатных пород, с FeO от 1 до 5% — для метагипербазитов и метабазитов; железистые тальки с  $FeO \geq 13\%$  — для железистых кварцитов и известковых скарнов. Fe-Mn-тальки встречаются в обогащенных Mn железистых кварцитах, Ni-содержащие гипогенные тальки — в метагипербазитах или в ассоциации с сульфидными Ni-рудами, Ni-содержащие гипергенные (никелевые керолиты и пимелиты) — в коре выветривания ультрабазитов с Ni-силикатными рудами.

#### Л и т е р а т у р а

1. *Reposi E.* // *Atti Soc. ital. sci natur. Mus. civ. stor. natur. Milano.* 1918. Vol. 57. P. 131; *Amer. Miner.* 1919. Vol. 4, N 10. P. 132.
2. *Foshag W. F., Wherry E. T.* // *Amer. Miner.* 1922. Vol. 7, N 10. P. 167.
3. *Коренбаум С. А.* Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 278 с.
4. *Gruner J. W.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1934. Bd. 88, H. 5/6. S. 412.
5. *Pask J. A., Warner M. F.* // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1954. Vol. 37, N 3. P. 118.
6. *Stemle J. S., Brindley G. W.* // *Ibid.* 1960. Vol. 43, N 1. P. 34.
7. *Смолин П. П.* // *ДАН СССР.* 1967. Т. 172, № 1. С. 187.
8. *Смолин П. П., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Сидоренко О. В., Александрова В. А.* // Там же. 1974. Т. 218, № 4. С. 924.
9. *Смолин П. П., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Сидоренко О. В., Александрова В. А.* // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 91.
10. *Alietti A.* // *Clay Miner. Bull.* 1958. Vol. 3, N 19. P. 207.
1. *Alietti A., Mejsner J.* // *Clays and Clay Miner.* 1980. Vol. 28, N 5. P. 388.
2. *Schreyer W., Medenbach O., Abraham K. et al.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 80, N 2. P. 103.
3. *Uyeda N., Hang P. T., Brindley G. W.* // *Clays and Clay Miner.* 1973. Vol. 21, N 1. P. 41.
4. *Akizuki M., Zussman J.* // *Miner. Mag.* 1978. Vol. 42, N 321. P. 107.
5. *Смолин П. П.* // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 38.
16. *Hendricks S. B.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1938. Bd. 99, H. 3. S. 264.

17. Maksimovic Z. // Proc. Intern. Clay Conf., Israel. Jerusalem, 1966. Vol. 1. P. 97.
18. Wilkins R. W. T., Ito J. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52. N 11/12. P. 1649.
19. Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов Л.: Наука, 1968. 347с.
20. Farmer V. C. // The infrared spectra of minerals. L. Miner. Soc., 1974. P. 331.
21. Рудашевский Н. С., Кондратьев А. В., Мищенко К. С., Цеховольская Д. И. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 1. С. 46.
22. Wood R. M. // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 329. P. 605.
23. McKie D. // Ibid. 1959. Vol. 32, N 247. P. 282.
24. Sindelär J. // Univ. Carol. Geol. 1957. Vol. 3. N 2. P. 107.
25. Randall B. A. O. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32. N 246. P. 218.
26. Brindley G. W., Hang P. T. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 1. P. 27.
27. Otsu H., Shimazaki Y., Ohmachi H. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1963. Vol. 14, N 8. P. 591.
28. Железнякова-Панайотова М. // Год. Софийск. ун-та. Геология. 1962/1963 (1964). Т. 57, кн. 1. С. 167.

### Тальк Talc



Название «тальк» арабское, неясной этимологии. Упомянут еще Теофрастом, поз же — в разных сводках IX и X вв.; в европейскую литературу название введено Агри колой (1546 г.). Брайтхаупт связывал его со шведским *tåbia* — режущийся ножом (Дана 1892).

**Синон.** Названия (большой частью устаревшие), относящиеся к тонкокristаллическим плотным разновидностям талька и к существенно тальковым породам: агальматолит — *agalmatolite* (Клапрот, 1797) (частично) и пагодит — *pagodite* (Напюн, 1798) (частично) — собирательные названия мягких тонкозернистых масс, используемых для художественных поделок; беаконит, биконит — *beaconite* (Уодсворт, 1893) из Бэкона в шт. Мичиган (США) — волокнистый тальк, напоминает асбест; брианконский мел — *saie de briancon* (по Дана, 1892) — молочно-белый с перламутровым блеском; гидростеатит — *hydrosteatite* (Герман, 1849): горшечный камень — *potstone* (Валлериус, 1747) = *Talgstein*, *Lapis ollaris*, *Topfstein*, *Taufstein*, *Lavezstein*, *Gilstein* (по Дана, 1892); жирный камень — *Speckstein* (Кронштедт, 1758); жировик — *soapstone*, *soarpostone* (Норденшельд, 1820) — частично; колубрин — *colubrine* (Эглестон, 1892); лардит, лярдит, ларденин, лардстон — *lardite*, *Ljardit*, *lardenite*, *lardston* (Валлериус, 1788); муссолинит — *musso-linite* (Сепра, 1936) — из Сардинии; нейролит — *neuroilite* (Томсон, 1836) — окварцованный агальматолит; оллит — *ollite* (Честер, 1896); пикрофилл, пикрофиллит — *Picrophyll*, *picrophyllite* (Сванберг, 1839) — смесь уралита с тальком; стеатит — *steatite* (Кронштедт, 1758); тальцит — *talcite* (Ульрих, 1870) — плотный тальк (в СССР так обозначают мономинеральные тальковые породы); тальковый каменный мозг — *talcum stone brain*, *Talksteinmark* (по Штрунцу, 1970); талькозит — *talcosite* (Ульрих, 1870) — продукт изменения талька (?) состава  $\text{Al}_{10}\text{Si}_9\text{O}_{33} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ; талькоид — *Talcoid* (Науманн, 1859) — смесь талька с кварцем; французский мел — *French chalk* (по Дана, 1892). Устаревшие названия талька, отличающегося по химическому составу: гавит — *gavite* (Репосси, 1919) — с 8,06%  $\text{H}_2\text{O}$ , отличается растворимостью в кислотах; гампширит — *hamphshireite* (Герман, 1849) — с 15%  $\text{H}_2\text{O}$ ; ернтальк — *jerntalk* (Арппе, 1858) = липарит частично (Арппе, 1858) — тальк с 9%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Псевдоморфозы талька по другим минералам, получившие самостоятельные названия: агалит — *agalite* (Макадам, 1886) = агнесит — *agnesite* (Брёке, Миллер, 1852) = асбестин — *asbestine* (по Хейю, 1955) — тонковолокнистые псевдоморфозы по энстатиту; гортонит — *hortonite* (Дана, 1868) — псевдоморфозы плотного талька (стеатита) по пироксену; пираллолит — *pyralloilite* (Норденшельд, 1820) = пиралломит — *pyralloilite* варгасит — *vargasite* (Лазаренко, 1975) — стеатит по пироксену; псевдолит — *pseudolite* (Честер, 1896) — псевдоморфозы по шпинели; ранселерит, ренселерит, ренселарит — *rensselaerite*, *rencelaerite* (Эммонс, 1837) — скрытозернистый, воскоподобный по авгиту из шт. Нью-Йорк в США и из Канады, отличается разлагаемостью в  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ; страконитцит, штраконитцит — *strakonit-zite*, *Strakonizit* (Цефарович, 1853) — стеатит по пироксену.

**Характ. выдел.** Обычно мелкочешуйчатые (0, *n*—*n* мм), часто сланцеватые агрегаты, реже плотные массы (стеатит); также таблитчатые крупнолистоватые выделения без правильных граней. Крайне редки искривленные псевдогексагональные, псевдоромбические или псевдотригональные кристаллы, непригодные для измерения. Известны волокнистые псевдоморфные агрегаты по хризотилу, пироксенам, амфиболам, карбонатам. Стеатит известен в псевдоморфозах по кварцу, флюориту, шпинели, доломиту, гранатам, андалузиту, ставролиту, топазу, везувиану, турмалину, роговой обманке, авгиту, диопсиду, энстагиту, полевоому шпату и другим минералам [1].

**Структ. и морф. крист.** Известны две политипные модификации талька: триклинная однослойная 1Тс и (редкая) моноклинная двухслойная 2М [2].

Для триклинного талька:  $C_2^1-C1$ ;  $Z=1$ :

$a_0(\text{Å})$	$b_0$	$c_0$	$a_0:b_0:c_0$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	Хим. анализ	Ссылка
5,280	9,147	9,462	0,577:1:1,034	90°50'	99°00'	—	6	[3]
5,293	9,179	9,469	0,577:1:1,032	90 34	98 55	90°02'	7	[4, 5]
5,32	9,18	9,46	0,579:1:1,031	94 00	82 18	90 30	—	[6]
5,25	9,13	9,448	0,575:1:1,035	90 46	98 55	—	1	[7]
5,290	9,173	9,460	0,577:1:1,031	90 46	98 68	90 09	—	[8]

Предложенная Полингом [9] (см. с. 205) теоретическая модель структуры была подтверждена при рентгеновском изучении талька Грюнером [10], а также (на монокристаллах) Хендриксом [11], которые ввели представление о периоде повторяемости структуры талька в два слоя и его моноклинной симметрии  $C2/c$  или  $Cc$ , хотя и отметили отсутствие полного соответствия между наблюдаемыми и вычисленными интенсивностями рентгеновских отражений, обычно заметно растянутых. Позднее все исследователи подчеркивали диффузность отражений с  $k \neq 3n$ , свидетельствующую о нарушениях упорядоченности чередования слоев в структуре талька. Исследование серии образцов из 10 месторождений разных типов [12, 13] указало на существование непрерывного ряда от полностью упорядоченных однослойных триклинных тальков (политип  $17c$ ) до псевдомоноклинных разностей с беспорядочными межслоевыми смещениями, отличающимися компонентой  $\pm b/3$  по оси  $b$ . Хотя триклинная элементарная ячейка талька определялась и раньше [7, 14], но истинное расположение слоев в структуре впервые идентифицировано в 1974—1975 гг. [12, 13]; было показано его соответствие однослойной триклинной модификации талька, выведенной теоретически [15]. Особенности реальной структуры талька были установлены для несколько разупорядоченного образца, некогда изученного Хендриксом [4], и для полностью упорядоченного талька из Шабровского месторождения (оригинал хим. анализа б) [3, 13]. Средние межатомные расстояния в двух неэквивалентных тетраэдрах составляют:  $Si(1)-O=1,619 \text{ Å}$  (1,612—1,629) и  $Si(2)-O=1,618 \text{ Å}$  (1,613—1,621). Тетраэдры почти правильные, атомы  $Si$  находятся в их «центрах тяжести». В октаэдрах длина связей  $Mg-O=2,083 \text{ Å}$  и  $Mg-OH=2,058 \text{ Å}$ . По средним длинам связей катион—анион в двух кристаллографически независимых октаэдрах можно предполагать некоторое заселение атомами  $Fe^{2+}$  дис-октаэдров, что зафиксировано и мессбауэровским методом. Для тетраэдров характерен небольшой разворот ( $3^\circ 41'$ ,  $3^\circ 48'$ ,  $4^\circ 03'$ ), и тальковые слои имеют строение, близкое к идеальному. Небольшие вариации межатомных расстояний и отличие  $\alpha$  от  $90^\circ$  могут быть следствием экранирования атомами кислорода электростатического отталкивания атомов  $Si$  одного слоя и  $Mg$  смежного с ним слоя (фиг. 65) [3].

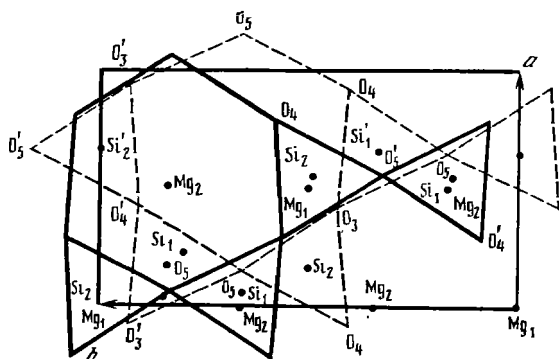
Принципиально те же результаты были получены и для монокристаллов талька из Харфорда (оригинал хим. анализа 7) [4].

Толщина тетраэдрического слоя  $2,162 \text{ Å}$  в слоях  $2:1$  у талька оказалась меньше, чем у всех изученных триоктаэдрических слоистых силикатов (от  $2,17 \text{ Å}$  у флогопита до  $2,41 \text{ Å}$  у кронштедтита). Вместе с тем толщина октаэдрического слоя ( $2,201 \text{ Å}$ ) ближе к верхнему пределу у триоктаэдрических слоистых силикатов ( $2,02-2,23 \text{ Å}$ ).

При исследовании монокристалла талька с использованием более 2000 рефлексов удалось добиться наиболее высокой точности и определить позиции протонов  $H^+$  [8].

При изучении шести образцов пластинчатого и волокнистого талька методами получения прямого изображения решетки и микродифракции на электронном микроскопе JEM 1000 кВ [5] непосредственно наблюдались эффекты чрезвычайно тонкого двойникования и единичные дефекты упаковки слоев с чередованием упорядоченных ( $17c$ ) и неупорядоченных, что полностью соответствует более ранним рентгеновским и электронографическим данным [12].

Межслоевые связи в тальке, приписываемые ван-дер-ваальсовым силам, оценивались поверхностной энергией  $17,1 \text{ ккал/моль}$  [16]. Однако, по мнению Гизе [17], эти расчеты основаны на немотивированных допущениях и действи-



Фиг. 65. Схематическое изображение тетраэдрических сеток соседних тальковых слоев в структуре талька: проекция вдоль оси  $c$  (по Дриш).

тельная расчетная удельная электростатическая энергия взаимного притяжения слоев талька составляет 4,1 ккал/моль, причем, помимо ван-дер-ваальсовых, играют некоторую роль также и ионные силы связи.

**Физ. св. и физ.-хим. конст.**

Сп. весьма совершенная по (001);

по направлениям шестилучевой фигуры удара (010), (110) и (110) спайные листочки могут раскалываться на обломки с ромбическими или гексагональными очертаниями. Изл. определяется структурой агрегата: занозистый у чешуйчатых агрегатов, от ровного до раковистого — у стеатита. Тв. 1, изредка до 2,5. Повышенная твердость, вероятно, связана с присутствием К, Na, Са и межслоевой молекулярной  $H_2O$ . Листочки гибкие, но не упругие. На ощупь весьма жирен. Уд. в. собственно талька 2,616—2,824. Цв. собственно талька бесцветный, белый, бледно-зеленый; при тонких включениях минералов железа или марганца — желтый, бурый, розовый. Небольшая примесь органических веществ (оригинал хим. анализа 4) сообщает тальку черную окраску. Бл. стеклянный с перламутровым отливом, у плотных разностей матовый. В тонких листочках прозрачен.

Для стеатитоподобного талька из Оютского месторождения с объемным весом 2,75 и эффективной пористостью 0,93% определены [18] прочность на сжатие 355 кг/см<sup>2</sup>, скорость распространения волн — продольных  $v_p = 3870$  м/с поперечных  $v_s = 1990$  м/с, динамический модуль упругости  $E_{дин} = 3,3 \cdot 10^5$  кг см<sup>-2</sup>. Для монокристаллов отмечена анизотропия упругих свойств — скорость распространения  $v_p$  (м/с): по [001] 3730, по [010] 9000 и по [100] 5080 [19]. Для стеатита определены [20] пределы прочности (кг см<sup>2</sup>): при статическом изгибе 1500, при сжатии 10 000.

Теплоемкость при низких температурах колеблется от 0,0078 при 10° до 77,18 ккал/град·моль при 300 К [21]; в области высоких температур истинная теплоемкость ( $C_p$ ) определена на образце шабровского талька (близкого по составу к оригиналу хим. анализа 6): от 88,75 при 100° до 119,86 ккал/град·моль при 800° [22]. Предложены уравнения температурной зависимости теплоемкости талька (кал/град·моль): для интервала 300—1200 К —  $C_p = 84,58 + 41,68 \cdot 10^{-3} T - 17,96 \cdot 10^5 T^{-2}$  [23] и для интервала 373—1073 К —  $C_p = 101,03 + 20,17 \cdot 10^{-3} T - 29,53 \cdot 10^5 T^{-2}$  [22]. Определена энтальпия дегидратации  $\Delta H_{1273\text{ К}} = 26,4 \pm 0,9$  ккал/моль  $H_2O$  (вычисленная  $\Delta H_{298,15\text{ К}} - 30,2$  ккал/моль  $H_2O$ ); вычислены энтальпия образования талька из окислов  $\Delta H_f^\circ = -45,7$  ккал/моль и элементов — 1416,4 ккал/моль, температура равновесия  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 = 3 MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O$  445 при  $P_{H_2O} = 1$  атм [22]. Однако эта реакция, вероятно, метастабильная, и первой устойчивой фазой в атмосфере  $H_2O$  при термическом разложении талька должен быть антофиллин [24]. Вычисленная величина свободной энергии Гиббса для реакции образования талька из элементов при температуре 25°:  $-1324,386 \pm 1,720$  ккал/моль [25]. По данным прямого определения растворимости искусственного магнезиоталька эта величина составляет  $-1320 \pm 2$  ккал/моль [26]. Коэффициент теплопроводности (при уд. в. 2,792)  $7,1 \cdot 10^{-3}$  ккал/см·с·град [27].

При изучении фазовых равновесий в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  [28] установлено удовлетворительное соответствие повторно определенных величин свободной энергии Гиббса, энтальпии, энтропии и теплоемкости значениям этих величин, приведенным в справочниках [29, 30].



Экспериментально установлена [31] инконгруэнтная растворимость в дистиллированной воде тонкоизмельченного талька при комнатной температуре и  $P_{CO_2} = 1$  атм с выщелачиванием магния из октаэдрических слоев, причем растворимость контролируется скоростью разрушения тетраэдрических слоев. ИК-спектры талька см. с. 220 и фиг. 63.

**Микр.** Собственно тальк в шлифах в прох. свете бесцветный. Пл. опт. осей (100),  $Np \perp (001)$ ,  $Ng = b$ ,  $Nm$  почти  $\parallel a$ . Удлинение (+). Двусосный (—).  $n_g = 1,589 - 1,600$ ,  $n_m = 1,589 - 1,594$ ,  $n_p = 1,539 - 1,550$ ,  $n_g - n_p = 0,014 - 0,05$  (Винчелл, 1949).

Райт [32] предположил, что вследствие близости  $n_g$  к  $n_m$  и небольших значений величины  $2V$  при нечетком ограничении чешуек и отсутствии данных систематических рентгеновских определений кристаллографической ориентировки индивидов талька в минералогических справочниках положение  $Nm$  и  $Np$  указывается ошибочно, в действительности  $Nm = b$ ,  $Ng = a$ .

У более железистых собственно тальков с увеличением содержания Fe двухпреломление обычно уменьшается до 0,04, иногда до 0,014 [33, 34].  $2V$  от 30 до 0°; малый  $2V$  обычно связан с очень тонким двойникованием по (001).  $r > v$  (Винчелл, 1949).

Спайность в шлифе менее выдержанная, чем у слюд. В тальке из деформированных пород часты полоски излома, играющие роль дополнительных (небазальных) систем скольжения и обеспечивающие пластичность собственно талька.

Методом микродифракции электронов установлены тонкие срastания волокнистого талька с замещенным им тремолитом [35]. Взаимная ориентировка их может быть разной:  $c_{\text{тремолита}} \parallel a_{\text{талька}}$ ;  $b_{\text{тремолита}} = b_{\text{талька}}$ ;  $c_{\text{талька}}$  и  $a_{\text{тремолита}}$  расположены под углом друг к другу в общей плоскости  $ac$ . Эти срastания трактовались как топотаксические. Однако было показано [32], что границы минералов в таких срastках очень резкие, причем тонкодвойникованный тремолит, в котором индивиды отделяются друг от друга трещинками шириной в несколько сот и тысяч ангстрем, замещался тальком с чрезвычайной тонкостью (на уровне элементарных слоев) двойникованием и единичными ошибками упаковки [5]. Позднее при наблюдениях под электронным микроскопом с применением рентгеновского микроанализатора было установлено, что такие срastания, как, например, по (010), у талька и тремолита могут быть очень тесными, без следов деформации на границах, иногда ступенчатых [36]. Отмечены ориентированные замещения тальком антофиллита: (001) талька  $\parallel c$  антофиллита [37]. Под оптическим микроскопом в тальке наблюдались включения гематита, под электронным микроскопом и электронным микрозондом выявлены тончайшие включения окислов марганца [38]. Под электронным микроскопом у обычного талька наблюдались следы линейных дислокаций [39]. В участках дислокаций установлены разные взаимные ориентировки смежных слоев, несколько менее стабильные, чем на остальной поверхности. Выявлены также гексагональные сетки дислокаций, перемещающиеся под воздействием пучка электронов и внезапно исчезающие при перегреве препарата [40].

С использованием прецизионных методик изучено трехстадийное выветривание энстатита с последовательным образованием 9 Å-талькоподобного минерала, смектита и собственно талька наряду с магнетитом [41].

**Хим.** Теор. состав:  $MgO - 31,89$ ;  $SiO_2 - 63,36$ ;  $H_2O - 4,75$ .

Содержание  $SiO_2$  в обычных тальках практически достигает теоретической величины. Среди собственно тальков, всегда существенно магниезальных, тем не менее можно выделить почти чисто магниезальные разновидности с  $FeO < 1\%$  и более железистые с  $FeO$  от 1 до 5% (хим. анализы 1—9) [42]. Для первых характерна большая пересыщенность октаэдрическими катионами (не менее 3%), для более железистых эта пересыщенность значительно меньше, и только среди них встречены представители с идеальной стехиометрией. Максимальная известная железистость ( $f$ ) обычного талька составляет 9,87% (хим. анализ 9). Судя по экспериментальным данным и природным парагенезисам [43],

содержание  $Fe^{2+}$  в собственно тальках (магнезиальных) ограничено, и при повышенной общей железистости совместно с ними или вместо них кристаллизуются другие минералы, например куммингтонит [44]. О содержании в собственно тальке  $MnO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $H_2O$  см. на с. 222—223. Иногда отмечается присутствие Cr. Хром тальк — chromtalc (с 2,61%  $Cr_2O_3$ ) известен в амфиболитах пояса кристаллических сланцев Наггихалли, шт. Майсор, Индия (хим. анализ 10) [45]. Однако он нуждается в дальнейшем изучении, поскольку на его рентгенограмме отмечались линии хлорита; расчет хим. анализа показал, что на минал хлорита приходится 17,7% [42]. В некоторых тальках установлен фтор. Росс и др. [7] показали, что в тальках по карбонатным породам (например, из пород грэнвилльской серии, шт. Нью-Йорк, США) количество F обычно составляет 0,1%, а в тальках по гипербазитам (например, в Аппалачах, США) F не больше 0,01%. Эти соотношения наблюдаются и в тальках СССР (см. хим. анализы 1—9).

## Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$Na_2O$	0,01	0,01	0,05	0,14	0,12	Не обн.	0,02	0,009	0,00	—
$K_2O$	0,001	0,006	0,00	0,052	0,026	»	0,05	0,005	0,00	—
$MgO$	32,33	32,09	32,08	32,02	32,11	31,02	30,45	30,37	27,39	31,2
$CaO$	0,05	0,016	Не обн.	0,044	0,010	Не обн.	—	0,01	0,84	—
$MnO$	0,04	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	Сл.	—	Не обн.	Не обн.	—
$FeO$	0,04	0,09	0,20	0,21	0,49	0,90	0,89	2,56	5,00	0,84
$Al_2O_3$	0,06	0,03	0,32	Не обн.	0,10	Сл.	—	0,04	0,82	0,68
$Fe_2O_3$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	0,33	Не обн.	0,39	0,32
$SiO_2$	62,68	61,94	62,20	61,80	62,18	63,10	63,22	61,60	61,18	59,02
$TiO_2$	—	Не обн.	Сл.	Не обн.	0,00	Сл.	—	Не обн.	0,00	Не обн.
$H_2O^+$	—	—	4,85	—	—	4,70	—	—	4,28	4,57
$H_2O^-$	0,33	—	0,16	—	—	Не обн.	0,20	—	0,34	0,12
F	0,48	0,08	0,26	0,81	0,17	»	0,06	0,08	—	—
П. п.	4,79	5,40	—	6,10	5,10	—	4,78	5,20	—	—
Сумма	100,81	99,66*	100,12*	101,18*	100,31	99,96**	100,00	100,004**	100,24	99,69**
—O=F <sub>2</sub>	0,20	0,03	0,11	0,34	0,07	—	0,03	0,04	—	—
	100,61	99,63	100,01	100,84	100,24	—	99,97	99,964	—	—
Уд. в.	—	2,777	2,795	2,789	2,793	2,798	—	2,812	—	—
$n_g$	1,584	1,583	1,581	1,588	1,592	1,586	1,588	1,583	—	—
(—)2V, °	0—10	—	2—3	—	—	9—12	3—8	5—6	—	—
$d_{001}$	9,448 <sup>5*</sup>	9,346	9,346 <sup>5*</sup>	9,350	9,348	9,342 <sup>5*</sup>	9,469 <sup>5*</sup>	9,348 <sup>5*</sup>	—	—
Mg	3,074	3,087	3,074	3,088	3,078	2,931	2,871	2,938	2,668	3,151
$Fe^{2+}$	0,004	0,005	0,011	0,011	0,026	0,048	0,047	0,139	0,273	0,048
f, %	0,15	0,16	0,35	0,37	0,85	1,60	2,14	4,64	9,87	2,0
$\Delta Y$ , %	2,84	3,21	4,04	3,31	3,85	—0,34	—1,93	1,60	2,17	17,74
$\Delta H$ , %	2,77	5,71	2,73	13,33	3,72	—	2,80	1,26	—0,72	—1,0

\*  $CO_2$ —не обн., \*\* В том числе  $NiO$ —0,24. \*\* В том числе  $NiO$ —0,126,  $CoO$ —0,0078,  $CO_2$ —не обн.

\*\* В том числе  $NiO$ —0,33,  $Cr_2O_3$ —2,61. \*\* Монокристалльная сэмка.

1—9—собственно тальк: 1—крупнопластинчатый (до 1 см), белый, просвечивающий, по доломиту, упорядоченный, 1Tc,  $a_0=5,25$ ,  $b_0=9,13$ ,  $c_0=9,448$ ,  $\alpha=90^\circ 46'$ ,  $\beta=98^\circ 55'$ , из талькита, Флауерское месторождение, шт. Нью-Йорк (США), анал. Летуз и Фолд [7]; 2—порошковатый белый, неупорядоченный, по доломиту, из коры выветривания, Киргитейское месторождение (Красноярский край), анал. Уянова [42]; 3—гигантопластинчатый (до 5 см) серебристо-белый, упорядоченный 1Tc, по эвстатиту, Мульдоджское месторождение (ТаджССР), анал. Молева [13]; 4—тонкочешуйчатый черный, неупорядоченный, по ониколитам, Сарминское месторождение (Западное Прибайкалье), анал. Уянова [42]; 5—тонкочешуйчатый (< 0,008 мм) зеленоватый, по магнезиту, Оюотское месторождение (Иркутская обл.), анал. Уянова [42]; 6—гигантопластинчатый (до 10 см) зеленоватый, прозрачный, упорядоченный 1Tc, из жилы благородного талька, Шабровское месторождение тальк-магнезитового камня (Свердловская обл.), анал. Молева [13]; 7—мелкочешуйчатый (до 1 мм) зеленоватый, слабо разупорядоченный 1Tc, по гипербазитам, округ Харфорд, шт. Мерилэнд (США), анал. Пруден [4]; 8—крупнопластинчатый (до 8 мм), зеленый, 1Tc, Кирябинское месторождение (Челябинская обл.), кроме того,  $CO_2$ —0,15, анал. Молева [13]; 9—из жилки в серпентинизованном верлите, Печенга (Мурманская обл.) [46]; 10—Cr-содержащий тальк из амфиболита, шт. Майсор (Индия) [45].

Большое количество химических анализов талькитов, тальк-хлоритовых и других тальковых пород приведено в работе [44].

**Диагн. исп.** Собственно тальк нерастворим в кислотах даже при нагревании [38]. П. п. тр. белеет, расщепляется и с трудом оплавляется по краям в белую эмаль. С раствором азотнокислого кобальта после прокаливания приобретает розовую окраску (реакция на Mg). Не разбухает в воде и в органических жидкостях.

**Повед. при нагр.** При 1557° инконгруэнтно плавится с кристаллизацией форстерита. Около 1000° превращается в протоэнстатит [47] с выделением аморфного SiO<sub>2</sub>, дающего затем кристобалит [48, 49] со следующими топотаксическими соотношениями: в монокристаллах — *a* талька (5,3 Å) || *c* энстатита (5,2 Å) || (110) кристобалита; *b* талька (9,1 Å) || *b* энстатита (8,8 Å); *c* талька (9,35 Å × 2) || *a* энстатита (18,2 Å); *c* талька || (111) кристобалита. В спрессованных таблетках тонкочешуйчатого талька: (001) талька || (100) протоэнстатита, *b* талька образует угол 30° с осью *c* протоэнстатита [50]. Отмечено также, что при нагревании до 1020° оси *c* и *b* протоэнстатита совпадают соответственно с [110] и [210] талька [51]. Установлена (при нагревании) взаимная ориентировка (310) клиноэнстатита || (001) талька [52].

Сведения о возникновении нескольких модификаций энстатитового пироксена при нагревании талька см. также в работе [48].

Методом Коссела установлено увеличение параметров элементарной ячейки талька при нагревании от 20 до 600° на величину около 0,05 Å, а при 700° происходит их уменьшение до нормальной величины [53]. Рефлексы талька на рентгенограммах исчезают лишь после выдерживания образца при 1000° в течение 10 ч [54]. Установлено также [55], что при 1300° структура талька частично сохраняется — на рентгенограммах имеются его ясные линии наряду с линиями энстатитовых фаз. В статических условиях дегидратация начинается с 300°, ускоряется при 700° и завершается к 900° [56]. Оптические свойства (и структура) сохраняются почти до полного обезвоживания талька, что согласуется с данными по некоторым природным талькам с дефицитом (до 60%) воды. На кривых ДТА обычных тальков фиксируется один эффект, связанный с потерей конституционной воды, он начинается ниже 900° и оканчивается выше 1000° (в вакууме — пик около 700° [57]); крупнокристаллические образцы дают пик при 1010—1040° в зависимости от железистости: у оригинала хим. анализа 8 (*f*=4,64%) при 1010°, у оригинала хим. анализа 3 (*f*=0,35%) при 1040°, у мелкочешуйчатых — обычно около 950° (см. фиг. 64). У обычных тальков с заметной примесью Fe имеется также слабый излом нисходящей ветви кривой, очевидно, обусловленный потерей относительно низкотемпературной воды, связанной с Fe. На кривых ДТА некоторых почти безжелезистых полубеспорядочных тальков различается расщепление пика, усиливающееся по мере уменьшения упорядочения структуры, что свидетельствует о наличии разных типов структурносвязанной воды. У обычных тальков с заметным избытком октаэдрических катионов проявляются также небольшие эндоэффекты от потери H<sub>2</sub>O при 100—300 и 500—700°, которые связываются с межслоевой H<sub>2</sub>O и иногда с неупорядоченными смешанослойными примесями пакетов тальк-хлоритового типа [12].

**Находж.** Собственно тальк — типичный, нередко порообразующий минерал метаморфических комплексов по гипербазитам (меньше по базитам), а также продукт контактово-метасоматических процессов на контакте магнезиально-карбонатных пород (доломитов и магнезитов) с силикатными [58]. Как жильный и околорудный минерал встречается в некоторых гидротермальных рудных месторождениях. Характерен для кор выветривания, главным образом на серпентинитах. В качестве аутигенного осадочного минерала тальк известен в эвапоритах и карбонатных осадках, в том числе современных.

Природные парагенезисы и экспериментальные данные свидетельствуют о кристаллизации талька в широком интервале давлений и температур — от 10 кбар и 900° до низких, свойственных поверхностным условиям. Нахождение аутигенного талька в щелочной среде эвапоритов и карбонатных осадков

согласуется с его синтезом при температуре 70 и  $pH > 9$  [59] (тогда как обычно для кристаллизации талька необходима температура более 400°). Для образования талька при метаморфизме наиболее оптимальны умеренные давления и температура (фация зеленых сланцев).

Массовое региональное образование черных талькистов по онколитам в Западном Прибайкалье при очень слабом метаморфизме (не выше ступени аспидных сланцев) объяснено локальной повышенной щелочностью, обусловленной ионом аммония, выделяющимся из протеинового вещества онколитов при метаморфизме [60, 61].

Обычно тальк кристаллизуется в существенно твердой среде как метаморфический минерал, хотя в тальковых породах встречаются также жилы с крупными кристаллами, образовавшимися из растворов [62, 63], и почковидные выполнения каверн [12, 64]. При кристаллизации в твердой среде тальк может быть продуктом гидролиза различных магнезиальных силикатов в условиях регрессивного метаморфизма, но часто образуется и при прогрессивном метаморфизме [60, 61]. Преимущественно реакционно-метасоматический процесс образования талька определяет приуроченность его к контакту магнезиальных и кремнеземистых пород [44, 65].

Многokrato описанная зональность с тальком на контактах гипербазитов и кремнеземистых пород была названа реакционно-метасоматической [66].

Для гипогенного собственно талька наиболее характерны парагенезисы с Mg-хлоритами, серпентинами, карбонатами (магнезит-брейнеритом, кальцитом, доломитом), а при повышенных температурах — со слюдами (флогопит—биотитом, реже мусковитом, фенгитом, маргаритом) и амфиболами (актинолит—тремолитом, реже антофиллитом). Выявленное экспериментально образование высокотемпературного талька с энстатитом [67, 68] происходит и в природе [61]. Интересны редкие ассоциации талька с кианитом и иодеритом в кристаллическом сланце Танзании [69], а также с виридином и пьмонтитом в кварцитах на контакте с доломитами в протерозойской усагаранской системе той же страны [70].

Тальк метаморфического и метасоматического происхождения, связанный с ультраосновными и с магнезиально-карбонатными породами, составляет основной тип промышленных месторождений. Иногда в тех же месторождениях тальк приурочен к древней коре выветривания, являясь там остаточным или переотложенным.

По количеству талька различают месторождения талькита — почти мономинеральные и месторождения талькового камня с большим количеством примесей, чаще всего карбонатов и хлорита [43, 58]. Промышленные скопления талька возникают в основном при региональном метаморфизме в интервале от ступени аспидных сланцев до субфации пироксеновых амфиболитов (дистеновых гнейсов) при варьирующей роли прогрессивного и ретроградного талькообразования [60, 61]. Месторождения талькистов формируются в результате контактово-реакционного метасоматоза на границах магнезиальных (гипербазиты, магнезиты, доломиты) и кремнеземистых (сланцы и гнейсы, амфиболиты, кварциты, гранитоиды) пород с преимущественной локализацией в магнезиальных, но нередко и в кремнеземистых породах [44]. Месторождения талькового камня в основном возникают в результате преобразования пород смешанного состава — гипербазитов (тальк-магнезитовые камни), базитов (тальк-хлоритовые камни), кремнистых доломитов (тальк-карбонатные).

В соответствии с распространением продуктивных формаций и проявлением метаморфизма месторождения талька приурочены к нижним этажам складчатых систем, особенно к их докембрийским ядрам. Они довольно широко представлены во многих странах на всех континентах.

Месторождения талька по гипербазитовым породам приурочены к массивам серпентинитов, преимущественно к их контактам с вмещающими толщами, где развиты почти исключительно кварц-слюдисто-хлоритовые сланцы фации зеленых сланцев. Обычно в разных соотношениях представлены как тальк-магнезитовые камни, так и талькиты вплоть до резкого преобладания тех или

других. Характерна зональность от вмещающих сланцев к серпентинитам: биотитизированные и альбитизированные породы — хлорититы—талькиты—тальк-магнезитовые камни — оталькованные и карбонатизированные серпентиниты с жилами щелочного амфибол-асбеста, иногда зональность выражена в образовании актинолит-тремолитовых пород, антигоритовых серпентинитов, хризотилowych серпентинитов. Мощность талькитовых зон достигает десятков, а тальк-карбонатных — сотен метров.

В СССР месторождения талька по гипербазитовым породам известны на Украинском щите, на Кавказе, в Казахстане, в Алтае-Саянской складчатой области, в Сихоте-Алине, на Камчатке и Сахалине. Наибольшее количество разведанных месторождений по гипербазитовым породам имеется на Урале. Эксплуатируются месторождения Сысертской и Миасской тальконосных провинций. Наиболее крупное промышленное месторождение тальк-магнезитового камня — Шабровское, представленное телами протяженностью до 2 км и мощностью до 350 м, почти нацело замещившими серпентиниты [71]. Состав добываемой породы (%): тальк 57—59,5, брейнерит 33,3—37,4, хлорит 3,1—8,2, рудные (магнетит, гематит, хромит, пирит) около 2. В тальксодержащей породе имеются тонкие прожилки хлорита (иногда с биотитом), а также жилы гиганто-чешуйчатого (до 10 см) благородного талька (хим. анализ б) мощностью до 0,4 м и кварц-карбонатные прожилки с турмалином. Ряд месторождений Сысертской провинции соседствуют с залежами антофиллит-асбеста в метагипербазитовых энстатит-антофиллитовых породах, подвергшихся серпентинизации, оталькованию и асбестизации. Местами десилицированные тела плагиопегматитов в гипербазитах оторочены последовательно зонами флогопита, хлоритита и талькита [44, 72]. В эксплуатируемой с прошлого века Миасской тальконосной провинции (в Челябинской обл. и частично в Башкирии) насчитывается около 100 месторождений, приуроченных к пяти меридиональным полосам протяженностью от 30 до 90 км [73]. Главная залежь Сыростанского месторождения тальк-магнезитового камня, сходного с Шабровским, имеет протяженность более 3,5 км при мощности 50 м. Разведаны также месторождения тальк-хлоритового камня; на многих из них имеются жилы талькитов мощностью до 20 м и протяженностью в первые сотни метров. Залежи тальк-хлоритового камня Урал-Дачинской группы (к юго-юго-западу от г. Миасс) имеют вид пластообразно-линзовидных тел мощностью от 10 до 500 м и протяженностью до 1700 м, залегающих в типичных зеленых сланцах, которые переслаиваются с известняками и доломитами. Тальк-хлоритовые породы, вероятно [74], представляют собой древние продукты размыва зеленокаменных пород, подвергшиеся метаморфизму. Выделяются кварц-тальк-хлоритовая и кварц-карбонат-тальк-хлоритовая породы. Тальк и хлорит (пеннин) обычно присутствуют в равном количестве, карбонаты представлены доломитом и магнезильным кальцитом. Кроме того, не более 1—2% породы составляют плагиоклаз, хромшпинель, магнетит, гематит, турмалин, тремолит, серицит, рутил. Среди месторождений талькитов Миасской провинции наиболее типичны Абдул-Касимовское, Пугачевское, Краснополянское, Запываловское [73]. На Абдул-Касимовском месторождении в небольшом (700×120 м) теле серпентинитов выявлены 20 жил талькитов мощностью до 7,2 м и протяженностью до 330 м. Из 20 залежей талька Пугачевского месторождения самые крупные протяженностью до 650 м и мощностью до 23 м приурочены к непосредственному контакту серпентинитов и сланцев. В основном талькиты рассланцованы и обычно оторочены у контакта с серпентинитами зонами тальк-магнезитового камня. В Краснополянском месторождении талькиты резко преобладают над тальк-магнезитовыми камнями. Наиболее крупная линзовидная залежь мощностью до 75 м и протяженностью 215 м образовалась путем полного замещения серпентинитов. В отличие от всех этих месторождений, залегающих в типичных зеленых сланцах с углистым веществом, Запываловское месторождение приурочено к контакту серпентинитов с нижнедевонскими уралитизированными порфиридами и их туфами. Разведанная тальконосная зона имеет протяженность 1200 м, максимальная ширина ее 840 м. В основном зона сложена тальк-магнезитовым камнем. В ее

восточной части преобладают тальк-хлоритовые и хлоритовые сланцы, местами с опал-халцедоновыми жилами мощностью до 21 м и протяженностью до 180 м. На Запываловском месторождении развита также площадная кора выветривания глубиной 5—65 м, в пределах которой карбонаты подвергались интенсивному выщелачиванию.

Месторождения талька по карбонатным породам известны в Сибири и на Памире. Наиболее крупные из них — Онотское в Иркутской обл. [58], Киргитейское в Красноярском крае [75] и Алгуйское в Кемеровской обл. [76]. Онотское месторождение в Восточном Саяне приурочено к смятым в складки метаморфическим породам докембрийского фундамента Сибирской платформы и расположено несколько севернее Савинского месторождения магнезита. Преобладающие в Онотском месторождении высококачественные тальковые породы приурочены к магнезитам; за счет гранитов, амфиболитов и гнейсов образовались темные талькиты с повышенным содержанием примесей. Тела талькитов обычно сопровождаются зонами оталькованных магнезитов, а в силикатной среде — антигорит-хлоритовыми породами. В талькитах обычна примесь амезита, клинохлора. Цвет талька от белого и светло-зеленого до серого и сургуточно-красного вследствие содержания примесей графита, пирита, магнетита, гематита. Реликтовые минералы в талькитах представлены магнезитом, диопсидом, тремолитом. Тонкочешуйчатый (3—10 мкм) массивный тальк местами возник в результате грануляции крупнолистоватого, в том числе образующего псевдоморфозы по диопсиду, тремолиту и доломиту. Известны волокнистые псевдоморфозы талька по хризотил- и амфибол-асбесту, а также натечные выделения талька в жеодах.

На Киргитейском месторождении в Енисейском кряже тальковые тела приурочены к субмеридиональному разлому, пересекающему контакт рифейских доломитов и кварцитов [75]. Мощному оталькованию подверглись доломиты и кварциты. Первичные талькиты представлены свитой крутопадающих жил мощностью от долей метра до 20 м, разделенных прослоями доломитов и кварцитов. К рудоконтролирующему нарушению приурочена мезозойская линейная кора выветривания глубиной до 120 м, в которой за счет плотных первичных талькитов образовались пелитоталькиты уникальной чистоты, а за счет кварцитов — маршаллит. При выветривании нацело исчезали даже мощные прослои доломита, а маршаллит сохранялся, разубоживая тальк. Порошковый тальк частично подвергся переотложению, находится среди глин и бокситов в крупных карстовых депрессиях в восточной части рудного поля. Плотные первичные талькиты частично рассланцованы, размеры чешуек талька в них 10—20 мкм. В порошковых талькитах частицы талька около 1 мкм. Содержание талька в талькитах по карбонатным породам более 95%. Количество примеси железа в киргитейском тальке чрезвычайно низкое — около 0,1% FeO (см. хим. анализ 2).

Несколько иной характер имеет Алгуйское месторождение в Кемеровской обл., приуроченное к толще верхнепротерозойских доломитов, неравномерно окремнелых, с прослоями глинистых и кремнисто-глинистых сланцев [76]. Площадь месторождения, вытянутая на 3,5 км по простиранию толщи, ограничена послескладчатыми секущими гранитоидными массивами ордовикского возраста. В видимой связи с этими интрузивами находятся тела диопсидовых и тремолитовых пород, вытянутые также по простиранию толщи и образовавшиеся, очевидно, в результате контактового метаморфизма окремнелых доломитов. Вероятно, и тальк частично кристаллизовался при регрессивном контактовом метаморфизме путем замещения тремолита. Однако талькообразование в кремнисто-доломитовых толщах района широко проявилось и вне связи с интрузивами. Судя по сланцеватости тальковых пород, они формировались и при региональном метаморфизме в связи со складчатыми докембрийскими деформациями. Длина залежи тальковых пород 900 м при ширине до 200 м. Практически вся она находится в линейной зоне мезозойской коры выветривания глубиной до 250 м. В участках с подчиненным проявлением окремнения залегают тальк-кальцитовые породы, а в прослоях с интенсивным окремнени-

ем — кварц-тальковые. Карбонаты в коре выветривания полностью выщелочены, первичный плотный тальк превращен в порошокватый, а кварц представлен маршаллитом. Последний образует как мономинеральные прослои, так и примесь в самих порошокватых талькитах. В восточной части месторождения в талькитах имеется примесь каолинита (до 4—5%), а в северо-западной — тремолита (до 50%). Кроме того, в талькитах изредка встречаются хлорит, гётит, псиломелан, циркон, слюда, эпидот, барит, анатаз, рутил, гранаты, турмалин, сфен, магнетит, полевои шпат, пироксен.

Источником ценного безжелезистого талька является горизонт талькиитов Западного Прибайкалья мощностью до 70 м, прослеженный на расстояние около 500 км и приуроченный к окремнелым, онколитовым, доломитизированным среднерифейским известнякам [60, 77].

К контактам магнезиально-карбонатных пород и гнейсов протерозойского комплекса Байкало-Патомского нагорья в Чуйском районе приурочены крупные пачки тальк-тремолитовых пород [78], а также мономинеральных талькиитов мощностью до 2 м (размеры кристаллов талька до 0,5 м). Также очень крупночешуйчатый (до 5 см) тальк содержится в наиболее глубоко метаморфизованном древнейшем (более 2,8 млрд лет) тальконосном комплексе Юго-Западного Памира (см. хим. анализ 3). Месторождения талька здесь приурочены к горизонтам ритмически-полосчатых магнезиальных скарноидов [79], находятся на контактах магнезитов (месторождение Кухилал) или доломитов (месторождение Мульводж) с биотитовыми гнейсами [80]. Ритмичность скарноидов выражена в последовательной смене (снизу вверх) кианитовых, жедритовых и флогопитовых пород, которые затем сменяются энстатитовыми, тальковыми, форстеритовыми и магнезитовыми. Мощность тел талькиитов до 10 м, протяженность — до 900 м [61].

В Западной Европе эксплуатируются главным образом месторождения талька по карбонатным породам. Подавляющее их большинство связано с магнезиально-карбонатными породами палеозойских метаморфических толщ Альпийской складчатой зоны. Во Французских Пиренеях наиболее крупное Люценское месторождение приурочено к тектоническому контакту метаморфических комплексов [81]. В лежачем боку хлорит-тальковой залежи находятся мигматизированные и пегматизированные гнейсы и силлиманитовые сланцы, висячем — переслаиваются доломитовые породы и графит-хлоритовые сланцы. Пластообразная хлорит-тальковая залежь (мощность до 80 м, протяженность 5 км) неоднородна. В верхней ее части преобладают существенно тальковые (80—97% талька), в нижней — существенно хлоритовые (10—30% талька) прослои. В районе Турина (Западная Италия) залежи талька находятся в магнезит-доломитовой толще в гнейсах и кристаллических сланцах [82, 83]. В продуктивном горизонте имеются прослои оталькованных кварцитов. На самом крупном месторождении в Австрийских Альпах — Рабенвальд — в залежах талька среди кристаллических сланцев обычны реликтовые включения магнетита. Другие месторождения талька по карбонатам в Австрии (Вейтш, Обердорф, Маутерн, Трибен, Лассинг) приурочены к контактам визейских магнезитов и графитистых филлитов, залегающих в граувакковой зоне [84]. С этим же комплексом связаны и тальковые месторождения Рудногорья в Западных Карпатах (Чехословакия) [85]; в ассоциации с тальком находятся клинохлор, карбонаты, кварц, пирит, халькопирит, тетраэдрит, галенит, буланжерит, кобальтин. Из месторождений талька по карбонатным породам интересно Гёпферсгрюнское в горах Фихтель в Баварии (ФРГ); тела талька (стеатита) здесь развиты не только по доломитам, но и по контактирующим с ними гранитам [86]. На месторождении Пуэбло-де-Лилло в пров. Леон (Испания) залежи талька приурочены к контактам пластов ордовикских доломитов и кремнистых сланцев [87]. Тальк по гипербазитовым породам добывается в Скандинавии, особенно интенсивно в Финляндии на месторождениях Оутокумпу [82] и Лахислампи [88], где тальк-магнезитовый камень вмещает медно-никелевые руды и добывается одновременно с ними. В единственном тальконосном районе Великобритании — на о-ве Унст (Шетландский архипелаг) тальком в тектони-

ческой зоне замещены тела серпентинитов [44, 89]. Несколько тальковых месторождений (Грейнер, Лессах, Хирт) по гипербазитам имеется в центрально-альпийском комплексе кристаллических сланцев Австрии [84].

В США широко представлены талькиты как по гипербазитам, так и по карбонатным породам [90]. Первые преимущественно приурочены к гипербазитовым поясам Аппалачей и Берегового Хребта Калифорнии. Наиболее типичны месторождения шт. Вермонт, в которых слагающие небольшие тела серпентиниты в основном замещены тальк-магнезитовым камнем. В шт. Мэриленд близ Дублина в серпентинитах известны тела десилицированных плагиопегматитов, последовательно окруженные зонами вермикулита, актинолита, талькита. В месторождении Корундум-Хилл в шт. Северная Каролина на контакте пегматизированного гнейса и дунитов проявилась десиликация [91] со сменой зон: гнейс—вермикулит—хлорит—шпинель + корунд + олигоклаз + хлорит—хлоритит—антофиллит (энстатит)—талькит—дунит. Близкая зональность установлена в шт. Джорджия [92]: шпинель + корунд + хлорит—хлоритит—антофиллит—талькит—дунит. В шт. Виргиния близ Шуйлера разрабатывалось месторождение тальк-хлоритового камня, образовавшегося за счет гиперстенового габбро [90].

Наиболее крупные тальковые месторождения по карбонатным породам находятся в штатах Монтана, Калифорния, Нью-Йорк, Невада, Техас, Северная Каролина [90]. Все они приурочены к докембрийским комплексам пород. В горнорудном округе Диллон-Эннис в шт. Монтана на площади более 1000 км<sup>2</sup>, не менее чем в четырех полосах протяженностью до 20 км присутствуют многочисленные линзовидные тела талька — стеатита мощностью до 250 м и протяженностью до 2000 м, находящиеся на контактах доломитовых мраморов со слюдяными сланцами, кварцитами и гнейсами. В талькитах обычна незначительная примесь графита, хлорита и реликтового доломита. На Йеллоустонском месторождении широко развит крупноглыбовый делювий мощностью до 12 м, в котором блоки талька заключены в выветрелой массе.

В Калифорнии [93] в пределах пояса шириной около 50 км и протяженностью 360 км выявлено более 100 промышленных тальковых месторождений, распределяющихся в трех горнорудных районах (с севера на юг): 1) Иниорейндж—Пенеймитрейндж; 2) Дит-Вэлли—Кингстонрейндж; 3) Силвер-Лейк—Юккагроув. В Иниорейндж небольшие линзовидные тела протяженностью до 150 м и мощностью до 20 м в основном расположены на контактах доломитовых пород и кварцитов. Талькиты изредка встречаются с тремолититами, содержат небольшую примесь хлорита, карбонатов, кварца, пирита. В районе Дит-Вэлли—Кингстонрейндж пластообразные рудные тела протяженностью до 2 км и мощностью до 35 м приурочены к кремневым доломитам кровли диабазовых силлов. В рудных телах преобладает тальк, но местами имеются прослой, обогащенные тремолитом вплоть до его преобладания. В районе Силвер-Лейк—Юккагроув линзы протяженностью до 300 м и мощностью до 10 м, приуроченные к горизонту кальцит-кварц-диопсид-полевошпатовых пород, сложены преимущественно тремолитом и лишь в краевых их частях образовался талькит, который отделен от диопсид-полевошпатовых пород прослоем флогопит-полевошпат-тремолитового сланца мощностью до 1 м. В шт. Нью-Йорк продуктивный тальконосный горизонт представлен магнезиально-силикатными породами и мраморами, образующими в гренвильских гнейсах прерывистые пласты протяженностью до 10 км при мощности до 120 м. В них местами тальк содержится лишь в подчиненном количестве и преобладают тремолит, антофиллит, диопсид и серпентин [94].

Из других талькпроизводящих стран лишь в Японии разрабатываются талькиты по гипербазитам с типичной зональностью: в Риоке-Абукумском и Сангунском метаморфических поясах на островах Хоккайдо и Кюсю [82].

Промышленные месторождения Южной Америки, Юго-Восточной Азии и Австралии связаны исключительно с докембрийскими магнезиально-карбонатными породами. В Бразилии, в южной части шт. Баия в горах Серрадас-Эгуас, талькиты приурочены к магнезит-доломитовой толще с прослоями



протерозойских кварцитов и амфиболитов; разрабатываются согласные пластообразные тела тонкочешуйчатого и секущие жилы крупнопластинчатого талька [82]. Месторождения по доломитовым породам известны в шт. Парана [95]. В талькитах месторождений Аттераданхо и Танке-Гранде установлены примеси хлорита, серпентина, монтмориллонита и доломита. В Индии разрабатывается более 180 месторождений в доломитово-сланцевых докембрийских толщах шт. Раджастхан (85% добычи) и в меньшей мере в штатах Андра-Прадеш, Бихар и Мадхья-Прадеш [82]. На месторождениях Бхерагхат в округе Джабалпур в метаморфическом комплексе Мадхья-Прадеш известны многочисленные линзы мономинеральных тальцитов и тремолитов, образовавшихся за счет окремнелых доломитов; с тальком встречаются кальцит, изредка доломит, серпентин, флогопит, кварц [96]. В Китае тальковые месторождения имеются в юго-западных провинциях Гирич и Сиккан, а также на Шаньдунском полуострове, но наиболее крупные месторождения расположены на Ляодунском полуострове [82]. Они приурочены главным образом к магнетитам карбонатно-сланцевой верхнепротерозойской толщи. В ассоциации с тальком находятся хлорит, апатит, иногда доломит и кварц. Тальковые месторождения в Матенрейском поясе КНДР связаны с магнетитами и доломитами архейского карбонат-амфиболит-мигматитового и нижнепротерозойского карбонат-амфиболит-гнейсово-сланцевого комплексов [44]. В месторождении Тэхын установлена зональность: кварц-биотитовая порода по гнейсу—хлоритит-талькит-магнетитовая или доломитовая порода; более обычные тальковые породы на контактах гранитовых даек и магнетитов, где выявлена следующая зональность: гранитоид—флогопитовая порода—хлоритит-талькит (до нескольких метров)—серпентинит (по форстериту)—магнетит; тальковая или хлоритовая зоны иногда выпадают. На Ривонском месторождении (КНДР) в нижнепротерозойской толще хлорит-серицитовых и кремнистых сланцев тела рассланцованных тальцитов (мощностью до 6 м и длиной до 60 м) образовались по прослоям доломитовых пород в кварцитах. Близко к Ривонскому самое крупное промышленное тальковое месторождение Австралии — Кудаяу (шт. Западная Австралия), приуроченное к контакту прослоев строматолитовых доломитов и преобладающих протерозойских кремнистых сланцев [97]. Здесь горизонт талька (стеатита) мощностью до 18 м залегает субгоризонтально. В тальке присутствуют незначительные примеси хлорита, кварца, пирита. В более сильно метаморфизованной магнетит-доломитовой толще аделаидской системы докембрия находится месторождение Маунт-Фиттон в шт. Южная Австралия [97].

Тальк известен как жильный и околорудный минерал некоторых гидротермальных рудных месторождений, приуроченных к ультраосновным (серпентинизированным) породам или к существенно магнезиальным карбонатным и близ них находящимся силикатным породам. Примером околорудных изменений с участием талька на сульфидных месторождениях в серпентинитах по гипербазитам может служить Дергамышское месторождение на Урале. Серпентинизированные ультраосновные породы около рудной сульфидной залежи этого месторождения метаморфизованы и превращены в различной степени оталькованные, карбонатизированные и хлоритизированные породы, расположенные в определенной последовательности по отношению к рудной залежи, образуя зоны магнетит-хлоритовую и тальк-хлоритовую, тальк-карбонатную и зону оталькованных серпентинитов [98]. На месторождении Кемпбел-Шибугаме в Канаде тальк зафиксирован среди жильных минералов в колчеданно-метасоматической залежи, приуроченной к габбро-анортозитам с включенными в них серпентинизированными дунитами и пироксенитами [99]. Оталькование наряду с другими изменениями боковых пород (хлоритизацией, серицитизацией, окварцеванием и карбонатизацией) отмечено на медноколчеданном месторождении Скоровас в Норвегии, приуроченном к спилитовым зеленокаменным породам [100, 101]. На свинцово-цинковых месторождениях Алтынтопканского рудного поля (УзССР) плотный стеатитоподобный тальк в ассоциации с кальцитом, кварцем, тремолит-актинолитом и глинистыми минералами образует прослой и линзы вдоль разрывных нарушений в толще магнезиальных известняков и

доломитов, содержащих кремнистые прослои (месторождения Таш-Гезе, Айгыр-Булак), встречается в виде небольших скоплений и жилков в скарнах или развивается по хлоритам и роговым обманкам гранитоидных пород (месторождение Сардоб) [102]. На свинцово-цинковом Березовогорском месторождении на Алтае основная масса талька связана с ранней стадией дорудного гидротермального изменения осадочно-вулканогенных пород. Оно проявилось главным образом в тектонической зоне и фиксируется узкими линзами хлорит-тальковых пород, окруженных кварц-хлоритовыми породами [103]. Значительные скопления талька известны и на других месторождениях Алтая (Белоусовском, Зыряновском, Золотушинском), но образование его на этих месторождениях связывается с рудной и послерудной стадиями гидротермального процесса [103]. На свинцово-цинково-медном месторождении Майндемар в Канаде тальк образовался за счет включений доломита и магнезита в кристаллических сланцах [104].

Для тальковых пород, сопровождающих цинково-медные сульфидные руды в архейском зеленокаменном поясе Квебека (Канада), предполагается, как и для самих руд, эксгаляционно-осадочное происхождение [105].

Зоны оталькования наблюдаются на некоторых оловорудных месторождениях, залегающих в карбонатных породах, например на Биджанском месторождении (Малый Хинган) [106], в районе Гэизно (Китай) и др. Тальк известен также на некоторых вольфрамовых [107], золоторудных [108] и других месторождениях. Отмечен в кайнозойских аргиллизитах Закарпатья, которые являются продуктом гидротермального метасоматоза лампрофиритов [109].

В зоне гипергенеза тальк устойчив, но может возникать и как новообразование. В древней коре выветривания сохраняется и накапливается [75]. Происходит выщелачивание карбонатных примесей, а сам тальк часто подвергается сильной дезинтеграции, в результате чего образуются промышленноценные порошковатые разности, например на Киргитейском месторождении в Енисейском кряже, на Алгуйском в Кемеровской обл., на Запываловском на Урале (см. выше). Древняя кора выветривания с остаточным и частично переотложенным тальком достигает иногда глубины 100—300 м.

О гипергенных тальках керолит-пимелитового ряда, образовавшихся по серпентинитам, см. с. 250.

Обломочный тальк [110] зафиксирован во многих участках побережий и шельфа США [111].

Аутигенный тальк известен в соляных месторождениях в тесной ассоциации с наиболее щелочными эвапоритовыми минералами. Так, в пермских солях Йоркшира в Англии он сопровождается галитом [112]. В континентальной соленосной формации Грин-Ривер (западная часть США) включения талька встречаются в галите и троне в тесных срастаниях с хлоритом и, в свою очередь, содержат тончайшие включения лазурита [113]. В пермских соляных отложениях Техаса в США тальк встречен в ассоциации с галитом и сильвинном [114]; в верхнепермских отложениях Стассфуртского соленосного бассейна ГДР — с полигалитом и ангидритом [115]. В карбонатно-глинистых прослоях в каменной соли Серегинского месторождения тальк находится с аутигенным кварцем, гематитом, хлоритом [116]. В кембрийской эвапоритовой толще Канско-Тасеевской впадины характерны находение талька в калийных солях и его приуроченность к галит-ангидритовым агрегатам (часто с магнезитом и доломитом), особенно в зонах, где проявилось замещение калийных солей [117]. Высказано предположение об эпигенетическом образовании талька по сепиолиту в цехштейновых (пермских) солях ГДР [115].

Образование талька за счет сепиолита в осадочной среде допускается для докембрийских доломитов в Заире [118]. Тальк встречен в современных осадках соляных озер [111] и в осадках Срединно-Атлантического хребта [119]. Для карбонатных осадков отмечается [111] постоянная ассоциация талька с Mg-хлоритом. Аутигенный тальк в ассоциации с ангидритом установлен в современных осадках Красного моря [120]. Отмечено присутствие частиц талька

в водах Ионического моря [121] и у Атлантического побережья США [122, 123], а также в воздухе, дождевой воде и снеге северного полушария [124], что связывается с загрязнением атмосферы промышленными отходами.

**Изм.** Будучи конечным продуктом замещения других минералов, сам тальк обычно не изменяется. Местами, например на Онотском месторождении (Восточный Саян), проявилась грануляция крупных пластинок с образованием по ним агрегатов различно ориентированных тонких частиц. Еще более характерно подобное изменение с потерей связности частиц для зоны гипергенеза [75]. Расщепление пластинок или листочков происходит как по главному, так и по второстепенным направлениям спайности с образованием тонких пелитовых чешуек. Возможно, что качественно установленное усиление адсорбционных свойств пелитотальков в коре выветривания связано с некоторой «монтажонитизацией» талька [43].

**Искусств.** Легко кристаллизуется при умеренных температурах в щелочной среде (обычные добавки: NaCl, NaOH, NaHCO<sub>3</sub>). Например, получен из геля SiO<sub>2</sub> в растворе MgCl<sub>2</sub> (pH = 8,1—8,6) при 150° [125] и даже 70° при pH > 9 [59]. С большим трудом получен при температурах 300° и выше из окислов как в дистиллированной воде, так и в кислых растворах. Кристаллизовался при давлениях от 120 до 10 000 атм и температурах от 140 до 775° в экспериментах по изучению систем MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O [24, 67, 68, 126] и MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O [127—131], а также при реакциях в системах MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O [132—134], MgO—CaO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> [135, 136], K<sub>2</sub>O—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O [137] и при изучении полей стабильности отдельных фаз [138].

В системе MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O при 100—150° установлено псевдоконгруэнтное растворение клиноэнстатита с образованием талька и серпентина [139]. В системе MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O для вещества состава MgO·4SiO<sub>2</sub>·2H<sub>2</sub>O при давлениях 32—95 кбар и температуре до 535° получен оксониевый тальк (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub><sup>XII</sup>Mg<sub>6</sub><sup>VI</sup>[Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>](OH)<sub>2</sub> с  $d_{001} = 9,96 \text{ \AA}$  [140]. В смесях состава K<sub>2</sub>O·6MgO·3Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·24SiO<sub>2</sub> (+избыток H<sub>2</sub>O) при температуре 650° и давлении 25 кбар синтезирован вместе с мусковитом (при 630° и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 25—15$  кбар образовалась ассоциация флогопит + кианит + кварц).

Многочисленные указания на кристаллизацию собственно талька при низких температурах недостаточно ясны [141, 142]. Тальк получен при гидротермальной обработке природных минералов — сепиолита [143], стивенсита [144] и волластонита [145]. Образующиеся из сепиолита при 300—525° и давлении 500 бар частицы талька вытянуты по оси  $c^*$ . По данным японских авторов [146], при температуре до 500° и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  1000 бар между полями стабильности стивенсита и собственно талька имеется область устойчивости талька с повышенным содержанием H<sub>2</sub>O. Из смесей Mg(OH)<sub>2</sub> и геля SiO<sub>2</sub> в соотношении 3 : 4 при 180 кристаллизовался магнезиосиликатгидрат, дающий рефлекс  $d_{(002)} = 10—12 \text{ \AA}$ . При 260—400° это вещество превращалось в тальк [147].

Экспериментально изучались возможности замещения магния другими элементами. В присутствии Al наряду с тальком неизменно кристаллизовались глиноземистые фазы, а у талька при этом обнаруживалось лишь незначительное изменение параметров (в основном уменьшение  $d_{001}$  не более чем на 0,6%) [35]; это может свидетельствовать о вхождении очень небольших количеств Al преимущественно в октаэдрические позиции талька [148]. Вероятно, уменьшение базальной периодичности обусловлено присутствием в тальке примеси пиррофиллитовых пакетов.

В щелочной среде из смесей Mg(OH)<sub>2</sub>, водного силикагеля и карбонатов разных металлов синтезировались тальки с различными количествами примесей Ni, Co, Zn, Fe, Mn, Cu [149]. При этом показано существование непрерывного ряда Mg-Ni-тальков (Mg<sub>64</sub>Ni<sub>16</sub>—Mg<sub>1</sub>Ni<sub>99</sub>). Замещение Mg на Ni в тальке отмечалось по экспериментальным данным и ранее [150]; была установлена также возможность замещения Si на Ge как в Mg-, так и в Ni-тальках. В тонкокристаллических агрегатах талька, синтезированного в гидротермальных условиях из соответствующих окислов при 300—600° и всестороннем давлении 3—5 кбар [151], возникали лишь случайные ориентировки, а при осевом сжатии

как в комнатных условиях, так и при температурах до 700° появлялась умеренная предпочтительная ориентировка  $\perp$  плоскостям (001), обусловленная чисто механическими явлениями без перекристаллизации. При сухом измельчении в механической ступке в течение 528 ч листочки талька вначале расщеплялись на тонкие частицы с резко неупорядоченной кристаллической структурой, а затем тальк переходил в рентгеноаморфное состояние [152].

**Практ. знач.** Основные полезные технические свойства талька: мягкость, способность хорошо обрабатываться и размалываться, белый цвет в порошке без обжига и в обожженном состоянии, химическая стойкость, гидрофобность и абсорбционная способность, скользкость, жирность, прилипаемость. Особенно важны высокая механическая прочность, щелоче- и кислотоупорность, высокая диэлектричность, малые влагоемкость и теплопроводность в обожженном состоянии. Наиболее ценны маложелезистые талькиты. Тальк используется [153—156] в производстве специальной керамики (электро- и особенно радиоизоляционной, хемо- и морозостойкой и т. п.), в качестве минерального наполнителя красок, бумаги, резины, пластмасс, медицинских и парфюмерных препаратов, инсектицидов и т. д.

**Отл.** В листоватых агрегатах тальк различим по легко отделяющимся неправильным гибким, но не упругим чешуйкам, жирен на ощупь. В отличие от пиррофиллита с раствором  $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$  при прокаливании приобретает не синюю, а розовую окраску (реакция на Mg); в порошке у талька pH -9, а у пиррофиллита 6. От пиррофиллита и мусковита отличается меньшим  $2V$ , от всех слюд — менее выдержанной спайностью; от брусита — несколько большим двупреломлением, двусосностью и оптическим знаком. В отличие от глинистых минералов групп каолинита и монтмориллонита не образует сводой пластичной массы.

#### Межплоскостные расстояния талька из Маньчжурии [10]

CuK $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр								
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
002	100	9,3	134	5ш	2,215	330	2	1,510
004	85	4,68	204; 136	5	2,109	1.3.10	2ш	1,469
020	10	4,57	0.0.10	45	1,868	2.0.10	15	1,398
006	100	3,12	242	2	1,725	1.3.12		
202	5	2,631	244; 138	10ш	1,672	0.0.14	20	1,335
132	5	2,601	0.0.12	25ш	1,557	260	5	1,318
132; 204	10	2,479	060; 332	5	1,527	264	5	1,298
008	15	2,336						

#### Л и т е р а т у р а

1. Mayer C. // Lapis. 1981. Vol. 6, N 11. P. 9.
2. Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П., Сидоренко О. В., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Высоковольтная электронография в исследовании слоисты минералов. М.: Наука, 1979. С. 16.
3. Дриц В. А., Александрова В. А., Смолин П. П. // Кристаллохимия минералов геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 99.
4. Faucher J. H., Brown G. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 2/3. P. 103.
5. Aliziki M., Zissnan J. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 321. P. 107.
6. Lindenau W., Weigebauer R., Christenn H. // Sprechsaal Keram., Glas, Baust. 1975 Bd. 78, N 7/8. S. 234.
7. Ross M., Smith W. L., Ashten W. H. // Amer. Miner. 1968, Vol. 53, N 5/6. P. 751
8. Ferdi a'sis B., Euzlaff J. // Ztschr. Kristallogr. 1981. Bd. 156, H. 3/4. S. 177.
9. Fauring L. // Proc. Nat. Acad. Sci. 1930. Vol. 16. P. 123.
10. Griener J. W. // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 88, N 5/6. S. 412.
11. Hendricks S. B. // Ibid. 1938. Bd. 99, H. 3. S. 264.
12. Смелин П. П., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Сидоренко О. В., Александрова В. А. ДАН СССР. 1974. Т. 218, № 4. С. 924.
13. Смолин П. П., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Сидоренко О. В., Александрова В. А. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 91.
14. Raupner J. H., Brown J. // Nature. 1966. Vol. 212, N 5068. P. 1352.
15. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Соболева С. В. // Кристаллография. 1968. Т. 1. вып. 4. С. 599.
16. Ward W., Phillips J. M. // Surface Sci. 1971. Vol. 25, N 1/2. P. 379.

17. Giese R. F. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 165.
18. Смолин П. П. // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973. С. 167.
19. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. // Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. С. 29.
20. Аветиков В. Г., Зинько Э. И., Смолин П. П. // Тр. VI совещ. по эксперим. и технической минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 392.
21. Robie R. A., Stout J. W. // J. Phys. Chem. 1963. Vol. 67, N 11. P. 2252.
22. Леонидов В. Я., Хумаров Н. И. // Геохимия. 1967. N 10. С. 1044.
23. Kelley K. K. // US Bur. Mines Bull. 1960. N 584. P. 123.
24. Greenwood H. J. // J. Petrol. 1963. Vol. 4, N 3. P. 317.
25. Robie R. A., Waldbaum D. R. // US Geol. Surv. Bull. 1968. N 1259, P. 42.
26. Bricker O. P., Nesbitt H. W., Gunter W. D. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 1/2. P. 64.
27. Birch F. // Amer. J. Sci. 1954 Vol. 252, N 1. P. 1.
28. Chernosky J. V. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 1. P. 19.
29. Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K. // Amer. J. Sci. A. 1978. Vol. 278, N 1. P. 1.
30. Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R. // US Geol. Surv. Bull. 1978. N 1452. P. 16.
31. Lin Feng-Chin, Clemency Charles V. // Amer. Miner. 1981. Vol. 56, N 7/8. P. 801.
32. Wright H. D. // J. Amer. Ceram. Soc. 1960. Vol. 43, N 1. P. 42.
33. Uchida Y., Muta K. // J. Geol. Soc. Jap. 1958. Vol. 64, N 757. P. 494.
34. Смолин П. П. // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 1. С. 187.
35. Stemle I. S., Brindley G. W. // J. Amer. Ceram. Soc. 1960. Vol. 43, N 1. P. 34.
36. Hutchison I. L., Nissen M. V., Wessicken R. // Phys. and Chem. Miner. 1979. Vol. 4, N 3. P. 275.
37. Werner T. // Abt. Miner. Landesmus. Joanneum. 1979. N 47. S. 37.
38. Imai N., Otsuka R., Nakamura T., Tsunashima A., Sakamoto T. // Clay Sci. 1973. Vol. 4, N 4. P. 175.
39. Amelinckx S., Delavignette P. // J. Appl. Phys. 1961. Vol. 32, N 8. P. 341.
40. Bristow J. R., Rees B. L. // Nature. 1960. Vol. 188, N 4744. P. 66.
41. Eggleton R. A., Boland J. N. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 1. P. 11.
42. Смолин П. П. // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 3.
43. Смолин П. П. // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 257.
44. Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы гальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 278 с.
45. Varadarajan S. // Proc. Nat. Inst. Sci. Ind. Pt A. 1963. N 1. P. 17.
46. Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. // Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР. 1961. Вып. 10. С. 240.
47. Смолин П. П. // Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970. С. 106.
48. Смолин П. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 11. С. 12.
49. Daw J. D., Nicholson P. S., Embury J. D. // J. Amer. Ceram. Soc. 1972. Vol. 55, N 3. P. 149.
50. Gehlen R. // Ber. Dt. keram. Ges. 1962. Bd. 39, H. 2. S. 155.
51. Su-no S., Prewitt C. T. G. // J. Miner. Soc. Jap. 1980. Vol. 14, N 2. P. 339.
52. Ural N., Krönert W. // Keram. Ztschr. 1979. Bd. 31, N 9. S. 569.
53. Koishi Y., Gillies D. C. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 211.
54. Nakahira M., Kato T. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 4. P. 21.
55. Boskovic S. B., Gasic M. C., Nicolic V. S. // Proc. Brit. Ceram. Soc. 1968. N 10. P. 1.
56. Pask J. A., Werner M. F. // J. Amer. Ceram. Soc. 1954. Vol. 37, N 3. P. 118.
57. Krönert W., Schwiete H. E., Suckow A. // Naturwissenschaften. 1964. Bd. 51, H. 4. S. 85.
58. Смолин П. П. // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 493.
59. Sijfert B. // Mem. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine. 1962. Vol. 21. P. 48.
60. Смолин П. П. // ДАН СССР. 1971. Т. 199, № 3. С. 684.
61. Смолин П. П. // Геохимия, минералогия, петрология: Докл. сов. геологов на XXV сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1976. С. 450.
62. Уральский Б. П. // Тр. ВИМС. 1938. Вып. 129. С. 10.
63. Делицин И. С. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 63. С. 37.
64. Sindelar J. // Univ. Carol. Geol. 1957. Vol. 3, N 2. P. 107.
65. Смолин П. П. // Контактные процессы послекюрских интрузий Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 48.
66. Phillips A. H., Hess H. H. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 61. P. 333.
67. Боуэн Н. Л., Туттл О. Ф. // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 23.
68. Kitahara S., Takenouchi S., Kennedy G. C. // Amer. J. Sci. 1966. Vol. 264, N 3. P. 223.
69. McKie D. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 247. P. 282.

70. *Basu N. K., Mrita A. H.* // Тез. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 19.
71. *Романович И. Ф.* // Месторождения талька СССР. М.: Недра, 1973. С. 87.
72. *Власов К. А., Кутукова Е. И.* Изумрудные копн. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 251 с.
73. *Безруков Г. Н.* // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 568.
74. *Постоев К. И., Безруков Г. Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 5. С. 92.
75. *Смолин П. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 63. С. 66.
76. *Шевелев А. И.* // Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибир. геол. упр. 1963. № 2. С. 8.
77. *Шаталов В. К.* // Сов. геология. 1964. № 9. С. 133.
78. *Сучков П. Н.* // Бюлл. НТИ. 1964. № 1 (51). С. 21.
79. *Смолин П. П., Шевелев А. И., Урасина Л. П., Бояркин А. П., Киселев В. И., Левицкий В. Е., Урасин М. А.* Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнетита. М.: Наука, 1984. 318 с.
80. *Киселев В. И., Шаповалов И. П., Бируля И. П., Гаерилова А. И.* // Изв. АН ТаджССР. 1977. № 4. С. 33.
81. *Fortune J. P., Gavoille V., Tluebant G. S. I.* // C. r. Acad. sci. 1971. Vol. 272, N 17. P. 2125.
82. *Clarke G. M.* // Ind. Miner. 1979. N 144. P. 23.
83. *Zucchetti S.* // Boll. Assoc. miner. subal. 1978. Vol. 15, N 4. P. 671.
84. *Angel F.* // Keram. Ztschr. 1962. N 9. S. 5.
85. *Trdlicka Z.* // Geol. pr. Zpravu. 1962. N 24. S. 5.
86. *Stettner G.* // Geol. bavar. 1959. N 42. P. 75.
87. *Hardy H., Ildefonse G. P.* // C. r. Acad. sci. 1980. Vol. 290, N 12. P. 731.
88. *Watson I.* // Ind. Miner. 1982. N 173. P. 23.
89. *Read H. H.* // Miner. Mag. 1934. Vol. 23, N 145. P. 519.
90. *Chidester A. H., Engel A. E. J., Wright L. A.* // US Geol. Surv. Bull. 1964. N 1167 P. 61.
91. *Gordon S. G.* // Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia. 1921. Vol. 73, pt 1 P. 11.
92. *Larsen E. S.* // Econ. Geol. 1928. Vol. 23, N 4. P. 83.
93. *Беймс Р.* Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир, 1965. 545
94. *Engel A. E.* // Econ. Geol. 1947. Vol. 42, N 4. P. 419
95. *Torres U. S., Silva A.* // Arg. biol. e tecnol. 1980. Vol. 23, N 1. P. 49.
96. *Ratwardhan G. M.* // Res. Bull. Punjab. Univ. 1968 (1969). Vol. 19, N 3/4. P. 34.
97. *Бейкер Дж.* // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинен. М.: Ми. 1980. Т. 2. С. 677.
98. *Аржавитин П. В., Ильясов Г. С.* // Геолого-минералогические особенности месторождений Южного Урала. Уфа: Горногеол. ин-т Башк. фил. АН СССР. 1962. С. 67.
99. *Малиф С. Е., Хинс Р.* // Структурная геология рудных месторождений Канады М.: Мир, 1964. С. 399.
100. *Чухров Ф. В.* // Геология руд. месторождений. 1961. № 1. С. 105.
101. *Коржинский Д. С.* // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск УФАН СССР. 1963. Т. 2. С. 19.
102. *Еникеев М. Р.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1980. Вып. 33. С. 37.
103. *Сидоренко З. В., Ершова М. К.* // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1960. Вып. 33. С. 16.
104. *Уотсон К. Д.* // Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир 1964. С. 447.
105. *Costa U. R., Fube W. S., Kerrich R., Nesbitt H. W.* // Chem. Geol. 1980. Vol. 30. N 4 P. 341.
106. *Материиков М. П.* // Сов. геология. 1961. № 9. С. 96.
107. *Зив Е. Ф.* // Тр. ВИМС. 1939. Вып. 145. С. 28.
108. *Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б.* // Березовское рудное поле. М.: Металлур. издат. 1947. С. 75.
109. *Щербань И. П., Мовчан Н. П., Шевченко В. И.* // ДАН УССР. 1981. № 5. С. 4
110. *Мильтнер Г. Б.* Петрография осадочных пород. М.: Недра, 1968. Т. 2. 568 с.
111. *Friedman G. M.* // Nature. 1965. Vol. 207. N 4994. P. 283.
112. *Stewart F. H.* // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 1963. Vol. 34, pt 1. P. 1.
113. *Bradley W. H.* // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 5/6. P. 778.
114. *Bailey R. K.* // Ibid. 1949. Vol. 34, N 9/10. P. 757.
115. *Füchtbauer H., Goldschmidt H.* // Beitr. Miner. und Petrol. 1959. Bd. 6, N. 5. S. 32.
116. *Мелкова Н. В.* // Минералого-петрографические исследования галогенных отложений. М.: Недра, 1969. С. 72.
117. *Колосов А. С., Пустыльников А. Н., Мошкина И. А., Мельников З. М.* // ДАН СССР. 1969. Т. 185. № 1. С. 174.
118. *Cailteux G.* // Ann. Soc. geol. Belg. 1979. Vol. 102, N 1. P. 213.
119. *Siever R. A., Kastner M. J.* // Mar. Res. 1967. Vol. 25. P. 263.
120. *Cole T. G., Shaw H. F.* // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 325.
121. *Sartori R., Tomadin L.* // Mar. Geol. 1977. Vol. 25, N 4. P. M13.
122. *Pierce J. W., Nelson D. D., Colquhoun D. J.* // Ibid. 1971. Vol. 11, N 2. P. M9.
123. *Poppe L. G., Hathaway J. C., Parmenter C. M.* // Clays and Clay Miner. 1983 Vol. 31, N 1. P. 60.

124. *Bowes D. R., Langer A. M., Rohl A. N.* // Phil. Trans. Roy. Soc. L., 1977. Vol. 286. P. 593.
125. *Höling H.* // Beitr. Miner. und Petrof. 1958. Bd. 6, H. 3. S. 190.
126. *Noll W.* // Anorg. Chem. 1950. Bd. 261, N 1/2. S. 30.
127. *Йодер Х. С.* // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 77.
128. *Roy D. M., Roy R.* // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 3/4. P. 147.
129. *Fawcett J. J., Yoder H. S. Jr.* // Ibid. 1966. Vol. 51, N 3/4. P. 353.
130. *Schreyer W., Yoder H. S.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1964. Bd. 101, H. 3. S. 271.
131. *Schreyer W., Seifert F.* // Phys. Earth and Planet. Inter. 1970. Vol. 3. P. 422.
132. *Johannes W.* // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267, N 9. P. 1083.
133. *Johannes W.* // Fortschr. Miner. 1975. Bd. 53. H. 1. S. 36.
134. *Trommsdorff V., Evans B. W.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1974. Bd. 54, H. 2/3. S. 333.
135. *Metz P.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 28, N 3. P. 221.
136. *Metz P., Puhan D.* // Ibid. 1971. Vol. 31, N 2. P. 169.
137. *Schreyer W., Baller Th.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1977. H. 9. S. 421.
138. *Fyfe W. S.* // Amer. J. Sci. 1962. Vol. 260, N 6. P. 460.
139. *Борисов М. В.* Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: Наука, 1981. 149 с.
140. *Bauer J. F., Schlar C. B.* // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 5/6. P. 576.
141. *Caillere S., Henin S., Esteoule J.* // Clay Miner. Bull. 1963. Vol. 5. P. 272.
142. *Otsuka R., Imai N., Sakamoto T.* // Mem. School. Sci. Eng. Waseda Univ. 1972. Vol. 36. P. 37.
143. *Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Клочкова Г. Н.* // Геохимия. 1969. № 1. С. 14.
144. *Otsuka R., Sakamoto T., Hara Y.* // J. Clay Sci. Soc. Jap. 1974. Vol. 14. P. 8.
145. *Sakamoto T., Suzuki S., Otsuka R., Imai N.* // Ibid. 1975. Vol. 15. P. 9.
146. *Nakajima Y., Watanabe T., Sudo T.* // J. Appl. Crystallogr. 1972. Vol. 5, pt 4. P. 275.
147. *Mitsuda T., Taguchi H.* // Cem. and Concr. Res. 1977. Vol. 7, N 3. P. 223.
148. *Newton R. C.* // J. Geol. 1972. Vol. 80, N 4. P. 398.
149. *Wilkins R. W. T., Ito J.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1649.
150. *Roy D. M., Roy R.* // Ibid. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 957.
151. *Means W. D., Paterson M. S.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1966. Vol. 13, N 2. P. 108.
152. *Jakahashi H.* // Bull. Chem. Soc. Jap. 1959. Vol. 32, N 4. P. 374.
153. *Смолин П. П.* // Природные минеральные наполнители. М.: Изд-во АН СССР 1963. Вып. 95. С. 29.
154. *Смолин П. П.* // Неметаллические полезные ископаемые. Новые виды керамического сырья. М.: ВИНТИ, 1971. С. 59.
155. *Смолин П. П.* // Неметаллические полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1977. Т. 5. С. 88.
156. *Аветиков В. Г., Зинько Э. И., Смолин П. П., Медведевская Э. И.* // Магнезиальная электротехническая керамика. М.: Энергия, 1973. С. 3.

## Железистый тальк Iron talc



## Миннесотаит Minnesotaite



От собственно тальков отличаются содержанием железа: в собственно тальках  $\text{FeO} \leq 5\%$ , в железистых тальках  $\text{FeO} > 13\%$ ; миннесотаит — minnesotaite — крайний член железистых тальков, в его составе  $\text{Fe}^{2+}$  преобладает над  $\text{Mg}$  ( $\text{FeO} > 30\%$ ,  $f > 50\%$ ).

Название железистого талька — по составу, миннесотаита — по месту первой находки в шт. Миннесота (США) [1].

Синон. Ferroan talc [2]; ферротальк — ferrotalc — объединяет все тальки с  $\text{FeO} > 13\%$ , включая и миннесотаит [3].

**Характ. выдел.** Тонкочешуйчатые (0, 0n—n мм), мелкозернистые (5—10 нм); миннесотаит часто образует сноповидные и метельчатые волокнистые агрегаты, иногда розетки и сферолиты тонких иголочек.

**Структ. и морф. крист.**  $a_0 = 5,31$ ,  $b_0 = 9,18$ ,  $c_0 = 19,00 \text{ \AA}$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5784 : 1 : 2,0697$  — для железистого талька из Ховуаксинского месторождения (хим. анализ 1) [4];  $a_0 = 5,4$ ,  $b_0 = 9,42$ ,  $c_0 = 19,10 \text{ \AA}$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5732 : 1 : 2,0276$  — для миннесотаита из шт. Миннесота, США (хим. анализ 8) [1].

Структура точно не установлена. При диффузности и неясности с индексацией ряда рефлексов первоначально найденный миннесотаит (хим. анализ 8)

трактовался как железистый аналог талька с моноклинной двухэтажной ячеей [1]. Последующие попытки структурного изучения миннесотаита затруднялись его субмикроскопическим двойникованием и привели лишь к предположению о волнообразных искривлениях и о закручивании слоев [5]. Это предположение, однако, не подтвердилось при повторном изучении монокристаллов оригинала хим. анализа 9 прецизионными рентгеновскими и электронно-дифракционными методами [6]. Гуггенхейм и Бейли [6] отметили невозможность индексации порошкограмм миннесотаита на основе принятых элементарных ячеек талька  $1Tc$  и  $2M$  и предположили более сложную структуру минерала. При этом выделены: резкие рефлексы однослойной субъячейки с периодичностью по оси  $c$  около  $9,6 \text{ \AA}$ , рефлексы с длинной и различной в разных чешуйках периодичностью по всем трем кристаллографическим осям. Как и для разупорядоченного собственно талька ( $c \text{ FeO} \leq 5\%$ ), отмечена диффузность рефлексов с  $k \neq 3n$ . Несмотря на разупорядоченность, как для сверхъячейки, так и для субъячейки установлена триклинная симметрия. Параметры субъячейки:  $a_0 = 5,623$ ,  $b_0 = 9,419$ ,  $c_0 = 9,624 \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 85,21^\circ$ ,  $\beta = 95,64^\circ$ ,  $\gamma = 90,00^\circ$ . Длинная периодичность варьировала в отдельных чешуйках, особенно по оси  $c$  от  $3c_0$  до  $12c_0$ . С учетом повторяемости наиболее вероятные параметры сверхъячейки:  $a_s = 18a_0 = 101,21$ ,  $b_s = 6b_0 = 56,51$ ,  $c_s = 12c_0 = 115,5 \text{ \AA}$ . При повторном изучении монокристаллов оригинала хим. анализа 9 и еще четырех образцов методом прямого изображения решетки установлена тонкая периодичность в кремнекислородных сетках по оси  $X$ , обуславливающая, по мнению авторов [7], волнообразные модуляции октаэдрических катионов. Выявлены две структуры — примитивная  $P1$  с периодичностью в четыре тетраэдра и  $C1$  с регулярным чередованием лент шириной в 3 и 4 тетраэдра. Наличие небольшой плотности электронов в межслоях побудило авторов принять в моделях этих структур попарно связанные вершинами одиночные цепочки тетраэдров, прочно соединяющие пакеты 2 : 1 в межслоевом пространстве и трех- и четырехчленные ленты друг с другом. Сверхъячейки обеих структур имеют общие параметры  $c = 9,4 \text{ \AA}$ ,  $d_{001} = 9,6 \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 101^\circ$ ,  $\beta = 127^\circ$ ,  $\gamma = 90^\circ$ , но структура  $P1$  имеет  $a = 28,0 \text{ \AA}$  ( $\sim 5a_0$ ),  $b = 9,4 \text{ \AA}$ ,  $Z = 1$  (идеальная формула  $(\text{Fe, Mg})_{30}\text{Si}_{40}\text{O}_{96}(\text{OH})_{28}$ ), а решетка  $C1$  —  $a = 50,6 \text{ \AA}$  ( $\sim 9a_0$ ),  $b = 9,6 \text{ \AA}$ ,  $Z = 2$  (идеальная формула  $(\text{Fe, Mg})_{27}\text{Si}_{36}\text{O}_{96}(\text{OH})_{26}$ ). Угол  $\beta^*$  в обеих структурах дискретно варьирует, обычно измеренные его величины составляют  $42$ ,  $52$  и  $64^\circ$ . Эти структуры фиксируются лишь в пределах доменов отдельных чешуек, в которых в целом проявляется резкая диффузность рефлексов по осям  $X$  и  $Z$ , тогда как в двух неупорядоченных образцах домены структур  $P1$  и  $C1$  вообще отсутствовали. При этом теоретическим миналам структур  $P1$  и  $C1$  не отвечает ни один из 11 приведенных микронзондовых анализов, в которых проявляется избыток октаэдрических катионов до 10 ат.%; присутствует до  $\text{H}_2\text{O}$  на форм. ед., до 6 ат. % Al.

Авторы [7] связывают как структуры  $P1$  и  $C1$ , так и ранее установленную сверхпериодичность по оси  $Z$  с несоответствиями размеров Fe-октаэдрических и Si-тетраэдрических сеток. Высказано, однако, соображение [3], что влиянием одного этого общего фактора нельзя объяснить вариации сверхпериодичности (особенно по оси  $Z$ ) от чешуйки к чешуйке, которые коррелируются скорее с количественными изменениями состава (содержание  $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Al, катионов группы  $X$ , мол.  $\text{H}_2\text{O}$ ).

Предполагается [3] локализация железа в железистых тальках в трех кристаллоструктурных позициях: в цис-октаэдрических положениях тальковых пакетов, в дополнительных октаэдрических сетках (имея в виду возможность смешанослойности с нонтронитом — в случае присутствия  $\text{Fe}^{3+}$ ) и в самостоятельных чисто железистых элементах структуры в тесной связи с молекулярной водой. Последнее показано [3] для тувинского железистого талька, который при нагревании до  $730^\circ$  окислялся (образование хлопьев окислов железа) с одновременным удалением молекулярной воды, но с сохранением тальковой структуры (значение  $c_0$  уменьшилось от  $9,4$  до  $9,3 \text{ \AA}$ ).

**Физ. св.** Сп. по (001) совершенная. Цв. от бесцветного до серо-зеленого. Тв. < 3. Микротвердость (средняя)  $91 \text{ кгс/мм}^2$  (при нагрузке 10 гс) [4]. Уд. в.



2,869—3,032 (см. при химических анализах), вычисл. уд. в. для железистого талька 2,987 [4], для миннесотаита 3,02—3,08 [1, 8]. На кривых ИК-спектров поглощения железистого талька (см. фиг. 63) по сравнению с обычным тальком полосы при 465 и 1020  $\text{см}^{-1}$  (колебания Si—O) более широкие, в области валентных колебаний OH-групп имеются не две (3660 и 3680  $\text{см}^{-1}$ ), а четыре отчетливые полосы (3625, 3650, 3665 и 3680  $\text{см}^{-1}$ ); различаются также и интенсивность совпадающих полос поглощения (3660 и 3680  $\text{см}^{-1}$ ); последняя особенность объясняется [4] большим влиянием поляризации катиона  $\text{Fe}^{2+}$  на колебание O—H по сравнению с Mg. Широкий максимум 3400  $\text{см}^{-1}$  отвечает колебаниям молекулярной воды.

На ИК-спектре прокаленного до 730° железистого талька исчезают полосы колебания OH-групп при 3625 и 3650  $\text{см}^{-1}$  и сохраняются лишь типичные для обычного талька — 3660 и 3680  $\text{см}^{-1}$  [4].

**Микр.** Плеохроизм отсутствует или отчетливый: по Ng — светло-зеленый, по Np — бесцветный или светло-желтый;  $Ng > Np$ . Двусные (—). Показатели преломления увеличиваются с увеличением содержания FeO:

	$n_g$	$n_m$	$n_p$	$n_g - n_p$	FeO, %	Хим. анализ	Месторождение	Ссылка
Железистый тальк	1,602	1,599	1,554	0,048	13,36	1	Ховуаксинское (Тувинская АССР)	[4]
Железистый тальк	1,602	—	1,569	0,033	18,68—19,56	3	Эмилия-Сан Валентин (Испания)	[9]
Миннесотаит	1,615	—	1,580	0,035	33,66	8	Месснби, шт. Миннесота (США)	[11]
Миннесотаит	1,623	—	1,588	0,035	37,63	10	Пивденное (УкрССР)	[10]
Миннесотаит	1,632	—	1,592	0,040	35,65*	9	Куйуна, шт. Миннесота (США)	[8]

\* При пересчете хим. анализа (за вычетом примесей) FeO—37,23.

2V малый; у железистого талька из Испании  $2V = 15—20^\circ$  [9].

**Хим.** Помимо повышенного количества FeO, для железистого талька и миннесотаита характерны также присутствие  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (до 2%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 1,46%), MnO (до 1,31%) и значительный избыток  $\text{H}_2\text{O}^+$ .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
$\text{Na}_2\text{O}$	0,12	—	—	—	0,02	—	—
$\text{K}_2\text{O}$	0,18	—	—	—	0,03	0,02	0,56
$\text{MgO}$	19,40	19,41	16,91	16,81	16,80	16,18	11,45
$\text{CaO}$	0,56	—	—	—	0,05	0,03	0,17
ZnO	—	—	0,09	—	—	—	—
MnO	0,07	0,14	0,15	0,03	—	0,05	0,14
FeO	13,36	16,78	19,56	20,06	20,74	22,54	26,48
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,70	—	0,09	—	0,13	0,06	1,45
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,70	—	—	2,39	—	—	—
$\text{SiO}_2$	56,20	60,14	56,00	56,73	55,69	55,95	52,89
$\text{TiO}_2$	0,09	—	—	—	—	—	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	5,10	(3,53)	(7,20)	3,83	7,32	—	—
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,88			0,06			
Сумма	98,36	100,00*	100,00**	99,91	100,82**	94,83*	93,14*

	1	2	3	4	5	6	7
Уд. в.	2,987	—	—	—	—	—	—
$d_{001}$	9,4	—	—	—	—	—	—
Mg	2,057	1,923	1,799	1,766	1,798	1,724	1,290
Fe <sup>2+</sup>	0,799	0,949	1,168	1,183	1,245	1,347	1,674
Mп	0,004	0,008	0,009	—	—	0,003	0,009
<i>f</i> , %	30,97	32,57	39,03	43,74	40,92	43,87	56,47
$\Delta Y$ , %	2,70	—4,52	—0,24	4,63	2,00	2,71	5,58
$\Delta H$ , %	16,13	—21,69	23,85	—9,94	25,35	7,76	24,36
<i>aq</i>	0,401	—	0,723	—	0,701	—	—

\* Микронзондовые анализы; FeO—суммарное содержание железа. \*\* Микронзондовый анализ; отсутствие Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> доказано химическим анализом нечистой пробы минерала. \*\* В том числе NiO—0,04.

1—железистый тальк, мелкочешуйчатый (0,1—0,2 мм), серо-зеленый, из апогранитовой кальцит-талковой породы, Ховуаксинское месторождение (Тувинская АССР), анал. Плинс и Керженевич [4]; 2—богатый железом тальк (с кварцем), из железистой формации (Западная Австралия) [11]; 3—богатый железом тальк, бесцветный, в ферролитовых агрегатах, из гриналит-сидерит-кремнистых пород, свинцово-цинковое месторождение Эмилля-Сан Валентин, Сьерра де Картахена (Испания) [9]; 4—железистый тальк, из железистой формации (Австрия) [12]; 5—миннесотит, игольчатый, радиально-лучистый, бесцветный, из сидерит-кремнистого прослая в железистых кварцитах (Западная Австралия) [11]; 6—железистый тальк, из железистой формации, шт. Миннесота (США) [2]; 7—железистый тальк, замещающий сидерит, из железистой формации, шт. Миннесота (США) [2].

	8	9	10	11	12	13
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,06	—	—	0,06	Не обн.
K <sub>2</sub> O	0,03	0,44	—	0,10	0,31	0,35
MgO	6,26	3,21	5,50	3,12	3,03	2,07
CaO	Не обн.	0,10	Не обн.	0,11	0,01	0,02
MпO	0,12	0,78	»	0,03	0,37	0,25
FeO	33,66	35,65	37,63	38,75	39,72	42,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	1,46	0,40	0,07	0,68	0,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	0,61	Не обн.	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	51,29	51,79	52,92	52,27	51,78	50,36
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,08	Не обн.	—	Не обн.	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,54	5,03	3,98	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,03	Не обн.	—	—	—
Сумма	99,87	99,48 *	100,45 **	94,45 **	95,96 **	96,28 **
Уд. в.	3,01	3,032	—	—	—	—
$d_{001}$	9,53	9,54	9,35	—	—	—
Mg	0,727	0,373	0,619	0,356	0,349	0,245
Fe	2,203	2,373	2,378	2,479	2,566	2,830
Mп	0,002	0,051	—	0,002	0,024	0,017
<i>f</i> , %	76,07	86,35	79,33	87,45	88,03	92,03
$\Delta Y$ , %	6,34	—	1,73	5,12	1,07	5,73
$\Delta H$ , %	14,71	10,88	0,12	13,89	1,36	—
<i>aq</i>	0,321	0,326	—	—	—	—

\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,08, CO<sub>2</sub>—0,14, F—0,02. \*\* В том числе NiO—0,02. \*\* Микронзондовые анализы; FeO—суммарное содержание железа.

8—миннесотит, игольчатый, зеленовато-серый, из железистых кварцитов, хребт Ист-Мессинби, шт. Миннесота (США), анал. Иллстед [1]; 9—миннесотит, игольчатый и чешуйчатый (5—15 мкм), зеленовато-серый, из жидки в железистом кварците, железорудный округ Куйуна, шт. Миннесота (США), анал. Осланд [8]; 10—миннесотит, волокнисто-метельчатый, бледно-зеленый, из железистого кварцита у контакта с эпидиабазом, месторождение Пивденное (УССР), анал. Дацковская [10]; 11—миннесотит, игольчатый, замещающий кальцит, на железорудной формации, шт. Миннесота (США) [2]; 12—миннесотит, розетки иголок, заключенные в гриналите, из железистой формации, Лабрадор [13]; 13—миннесотит, «веточки» в сидерите, из железистой формации, Лабрадор [13].

Кроме того, 20 микрозондовых анализов железистого талька и миннесотаита см. в работах [2, 13—15]; в этих анализах количество FeO (на которое пересчитано все железо) колеблется в пределах 20,96—42,62%.

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА железистого талька из Ховуаксинского месторождения фиксируются (см. фиг. 64) [4] эндотермический эффект потери молекулярной воды — до 200°, экзотермический пик, соответствующий окислению Fe<sup>2+</sup>, — около 500° и трехступенчатая потеря гидроксидов в интервале 700—1000°.

**Находж.** Железистый тальк и миннесотаит характерны в основном для железистых формаций, породы которых подверглись низкой степени регионально-го метаморфизма. В породах железистых формаций известны во многих местах шт. Миннесота (США) в ассоциации с кварцем, сидеритом, стильпномеланом, гриналитом, магнетитом [1, 8]. В железистой формации Ганфлинт в шт. Онтарио (США) иглоподобные кристаллы миннесотаита образуют сферолиты в кварце, слагают ядра в карбонате и в магнетите [2]. Миннесотаит из пород железистой формации Сокоме (Лабрадор) отличается самым высоким содержанием FeO — 39,45—42,62% (при 3,07—2,07% MgO) [11, 13], образовался за счет гриналита, стильпномелана, карбонатов. Известен в Австралии, в породах железистой формации группы Хамерслей [12]. В гриналит-сидерит-кремнистых породах на свинцово-цинковом месторождении Эмилия-Сан Валентин, Сьерра де Картахена (Испания), богатый железом тальк (18,68—19,56% FeO) слагает внутренние части сферолитов (размером около 2 мм), наружная каемка этих сферолитов представлена миннесотаитом (35,85% FeO) [9].

В СССР миннесотаит обнаружен на Украине (месторождение Пивденное) в железистых кварцитах на контакте с эпидиабазитами в ассоциации с хлоритом, тремолитом, стильпномеланом, кварцем и магнетитом [10]. В несколько иной обстановке встречен [4] железистый тальк на Ховуаксинском месторождении (Тувинская АССР): в тальк-хлорит-карбонатных метасоматитах, образовавшихся за счет скарнов и пренит-полевошпатовых пород; замещает геденбергит, андрадит и дашкесанит.

**Искусств.** Данные о получении конечного члена ряда Fe-талька [16] не подтвердились [17, 18].

Особенно показательны в этом отношении результаты исследования Форбса [19, 20] о содержании Fe в системе Mg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>—Fe<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>; попыткам синтеза конечного Fe-талька им специально посвящено более 60 опытов.

Во всех этих опытах, однако, кристаллизовался не тальк, а фаялит и кварц. Тальк образовался лишь при валовой железистости шихты менее 0,5, вместе с ним возникали оливин, амфибол, магнетит. Опыты проводились в интервале 700—400° при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 1 и 2 кбар с четырьмя буферами при резко различной летучести O/H. Форбсом установлена прямая зависимость параметра *c* от железистости, причем показано, что в окислительной среде по сравнению с восстановительной параметр *c* (до 0,3 Å) увеличивался интенсивнее, что было им истолковано как результат замещения Si<sup>4+</sup> на Fe<sup>3+</sup> + H<sup>+</sup>. Такому предположению, по Смолину [3], противоречит установленное мессбауэровским методом отсутствие Fe<sup>3+</sup> в тетраэдрических позициях талька, а также неправдоподобность вхождения Fe<sup>3+</sup> в структуру в наиболее восстановительной обстановке. Перегибы на кривых обратной зависимости *d*<sub>001</sub> от температуры около 600 и 400° позволяют предполагать разные формы вхождения Fe в сочетаниях с водными группировками в виде самостоятельных сеток, в частности ниже 400° с участием молекулярной H<sub>2</sub>O подобно природному ховуаксинскому железистому тальку.

Межплоскостные расстояния железистого талька из Ховуаксинского месторождения [4]

Дифрактометр					
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	10	9,4	200; 132̄	1	2,663
004	1	4,7	?	1	2,607
020; 111	2	4,6	132; 204̄	3	2,497
—	2	3,34 *	134; 206	1	2,279
006	8	3,13	060; 332̄	3	1,530

\* Примесь кварца.

## Межплоскостные расстояния миннесотаита [6]\*

FeK <sub>α</sub> -излучение, D=114,6 мм								
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
001	100	9,54	203	20	2,212	135; 332; } 331	2	1,541
002	15	4,78	133	10	2,103			
—	58 <sup>2*</sup>	4,62	133	5	2,050	062; 061 } 205; 333; } 332	2	1,524
003	50	3,18	203	10	2,007			
200	2	2,796	133	5	1,956	136; 062 } 401; 007; } 064	58	1,509
201	25	2,759	134; 204	10	1,913			
130	15	2,721	134	4	1,822	262; 261 } 206; 262; } 261	2	1,450
131	35	2,655	134	5	1,696			
131	25	2,538	205	5	1,656	334; 262; } 402; 136 }	88	1,362
202	45	2,528	331; 330	15	1,609			
132	32	2,405	331; 330	68	1,597	334; 262; } 402; 136 }	88	1,351
132	5	2,356	331	8	1,576			
202	12	2,318	061; 060	13	1,565	334; 262; } 402; 136 }	58	1,307
132	15	2,248						

\*  $a_0=5,623$ ,  $b_0=9,419$ ,  $c_0=9,624$  Å,  $\alpha=85,21^\circ$ ,  $\beta=95,64^\circ$ ,  $\gamma=90,00^\circ$ .

\*\* Этот рефлекс может быть индцирован на основе сверхъядейки  $a_3=18a_0$ ,  $b_3=6b_0$ ,  $c_3=12c_0$  и имеет индексы: 4.12.2; 4.12.4; 4.12.0; 4.12.4 и 4.12.0.

«М и н н е с о т а и т» — «minnesotaite». Название условно (в кавычках) дано Вудом [21] минералу, близкому по составу к собственно миннесотаиту (Mn-миннесотаит; по Смолину — Mn-ферротальк). Вудом подчеркивается некоторая неопределенность его положения ввиду возможного, по его мнению, структурного сходства с зусманитом. Однако «миннесотаит» обладает не только стехиометрией, отвечающей тальку ( $Y_3Si_4$ ), но и аналогичной ему порошковой рентгенограммой. Кроме того, при рентгеновском изучении полиптиии зусманита отмечено [22] понижение симметрии от тригональной у зусманита до триклинной (с преобладанием полиптипа 1Tc) у Mn-разностей, соответствующих «миннесотаиту» Вуда.

Образует споновидные и розетковидные скопления мельчайших кристалликов. Бесцветный до бледно-желтого. Одноосный? (—).  $n_o-n_e$  между соответствующими величинами для зусманита и минерала  $ZU_2$ . От зусманита и минерала  $ZU_2$  отличается отсутствием или незначительным содержанием K и Al.

Анализы (выполнены электронным микрозондом) [21]:

	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	MgO	FeO (общ.)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Сумма
1.	0,16	—	6,73	3,89	30,52	—	50,19	(91,49) *
2.	0,11	—	8,23	1,56	32,89	—	51,09	(93,88) **
3.	0,26	0,04	8,58	3,25	30,31	0,41	50,27	93,12
4.	—	—	11,06	1,03	31,61	—	50,98	(94,68) **

В оригинале суммы: \* 91,81; \*\* 94,04; \*\* 94,69.

Очень редок. Вторичный гипогенный минерал поздней стадии минералообразования.

Встречен в кварците, содержащем Fe и Mn, в Лейтонвилле, шт. Калифорния (США). Замещает стильномелан и окаймляет монокристалльные выделения зусманита.

## Л и т е р а т у р а

1. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 9/10 P. 363.
2. Floran R. J., Papike J. J. // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 2. P. 215.
3. Смолин П. П. // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 16.
4. Рудашевский Н. С., Кондратьев А. В., Мищенко К. С., Цеховольская Д. И. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 1. С. 46.
5. Floran R. J., Papike J. J. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 9. P. 1168.
6. Guggenheim S., Bailey S. W. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 4. P. 579.
7. Guggenheim S., Eggleton R. // Ibid. 1986. Vol. 24, pt 3. P. 479.
8. Blake R. Z. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 148.
9. Kager P. C. A., Oen I. S. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 343, pt 2. P. 230
10. Танатар-Бараш З. И. // Геол. журн. АН УССР. 1965. Т. 25, вып. 4. С. 94.

11. *Ayres D. E.* // *Econ. Geol.* 1972. Vol. 67, N 8. P. 1214.
12. *Trendall A. F., Blockley J. G.* // *Bull. Geol. Surv. W. Austral.* 1970. N 119. P. 118.
13. *Klein C. (Jr.)* // *Canad. Miner.* 1974. Vol. 12, pt 7. P. 475.
14. *Baker J. H.* // *Miner. Mag.* 1985. Vol. 49, N 353, pt 4. P. 611.
15. *Gole M. J.* // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8.
16. *Flasher S. S., Osborn E. F.* // *Econ. Geol.* 1957. Vol. 52, N 8. P. 923.
17. Хеллер Э., Хендриксен Т., Зейферт Ф. // *Природа метаморфизма.* М.: Мир, 1967. С. 161.
18. *Smith J. R.* // *Carnegie Inst. Wash. Annu. Rep. Geophys. Lab.* 1957. Vol. 56. P. 230.
19. *Forbes W. C.* // *Amer. Miner.* 1969. Vol. 54, N 9/10. P. 1399.
20. *Forbes W. C.* // *J. Geol.* 1971. Vol. 79, N 1. P. 63.
21. *Wood R. M.* // *Miner. Mag.* 1980. Vol. 43, N 329. P. 605.
22. *Jefferson D. A.* // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 5/6. P. 470.

### Уиллемсеит Willemseite



Впервые найден и предварительно описан в 1944 г. [1]. Более детально изучен и назван по имени профессора И. Уиллемса в 1968 г. [2].

Синон. Виллемсеит [3]; вилемсеит [4].

**Характ. выдел.** Мелкочешуйчатые агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_s^4$ — $Cc$  или  $C_{2h}^6$ — $C2/c$ .  $a_0=5,316$ ,  $b_0=9,149$ ,  $c_0=18,994 \text{ \AA}$ ,  $\beta=99,96^\circ$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,5810 : 1 : 2,0760$  [5].

**Физ. св.** Сп. по (001) совершенная. Тв. 2. Уд. в. 3,31 (вычисл. 3,348 без учета  $\text{H}_2\text{O}^-$ ). Цв. светло-зеленый. Главные полосы поглощения в ИК-спектре: 383, 413, 452, 668, 705 и  $1025 \text{ см}^{-1}$  (см. фиг. 63). Относительные интенсивности полос 668 и  $705 \text{ см}^{-1}$  хорошо соответствуют количественному отношению  $\text{Mg} : \text{Ni}$ . Соотношения интенсивностей полос в области валентных колебаний (OH) свидетельствуют об упорядоченном распределении Ni в структуре.

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветен. Двусосный (—).  $n_g=1,655$  (вычисл.),  $n_m=1,652$ ,  $n_p=1,600$ ,  $n_g-n_p=0,055$ .  $2V=27 \pm 2^\circ$ .

**Хим.** Никелевый аналог талька. Анализ [2]:  $\text{MgO}—7,09$ ;  $\text{CaO}—0,28$ ;  $\text{MnO}—$  не обн.;  $\text{FeO}—0,31$ ;  $\text{NiO}—34,55$ ;  $\text{CoO}—0,46$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3—0,38$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3—1,77$ ;  $\text{SiO}_2—51,83$ ;  $\text{H}_2\text{O}^+—3,61$ ;  $\text{H}_2\text{O}^-—0,05$ ; сумма—100,33.

**Нахожд.** Известен только в районе Бон-Аккорд, Барбертон, Трансвааль (ЮАР). Приурочен к Ni-руде в гипербазитах. Встречается с другими Ni-минералами: нимитом, железистым треворитом, ривеситом, виоларитом, миллеритом.

**Искусств.** В процессе гидротермального синтеза серпентинов [6] была установлена возможность получения никелевого талька, в котором Mg полностью замещен Ni (см. также с. 237).

Межплоскостные расстояния уиллемсеита [5]

#### Дифрактометр

<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	100	9,40	135	8	2,245	0.0.12	2ш	1,560
004	<1	4,68	117	2	2,165	060	7	1,524
020	16	4,57	028	3	2,085	1.3.11	1	1,488
114	3	3,55	137 (?)	1	1,957	247	3	1,379
006	28	3,12	0.0.10	1	1,873	0.0.14	2	1,336
130	3	2,636	242	1	1,729	260	3	1,318
132	3	2,599	241	2	1,700	262	2	1,289
133	23	2,503	208	2	1,609	Кроме того, 6 слабых линий до 0.9938		
008	1	2,338						

\* Индексы, по Ваалу [5], соответствуют ячейке, принимаемой ранее для талька.

#### Литература

1. *Partridge F. E.* // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1944. Vol. 46. P. 119.
2. *Hiemstra S. A., de Waal S. A.* // *Nat. Inst. Met. S. Afr. Res. Rep.* 1968. Vol. 352. P. 1; Ref. in: *Fleischer M.* // *Amer. Miner.* 1969. Vol. 54, N 11/12. P. 1740.
3. *Смолин П. П.* // *Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых.* М.: Наука, 1983. С. 26.
4. *Семенов Е. И., Юшко-Захарова О. К., Максимюк И. Е.* и др. // *Минералогические таблицы.* М.: Недра, 1981. С. 210.
5. *De Waal S. A.* // *Amer. Miner.* 1970. Vol. 55, N 1/2. P. 31.
6. *Roy D. M., Roy R.* // *Ibid.* 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 957.

Близкими к тальку по составу и структуре являются керолит и пимелит, которые, по данным Бриндли и Максимовича [1], образуют ряд.

К е р о л и т — kerolite (cerolite).

Назван от греч. κηρος (керос) — восковой и λίθος (литос) — камень, дано водному силикату магния Брайтхауптом в 1823 г.

П и м е л и т — pimeelite.

Название от греч. πῖμελ (пимел) — жирный, дано водному силикату Ni и Mg Карстеном в 1800 г.; является Ni-аналогом керолита.

Тонкодисперсность и неоднородность (часто тонкая смесь с серпентинами) этих минералов затрудняют их изучение. Отдельными исследователями [2—5] указывалось на близость керолита к серпентину, а его Ni-разности (пимелита) — к «гарниериту». Кайер [6] относил керолит к  $\alpha$ -антигориту. Гинзбургом и Рукавишниковой [7] выделены две (по их мнению полиморфные) разности:  $\alpha$ -керолит —  $\alpha$ -kerolite и  $\beta$ -керолит —  $\beta$ -kerolite. Рентгеновскими исследованиями [8, 9] установлено, что эти минералы представляют собой смеси 7Å (серпентиновой) и 10Å (тальковой) фаз. Бриндли и Максимович [1] предложили называть керолитом и пимелитом только 10Å-минералы этих смесей, понимая под первым Mg-, а под вторым Ni-члены этого ряда.

Наряду с механическими, хотя и чрезвычайно тонкими смесями 7Å- и 10Å-компонентов, электронно-микроскопическими наблюдениями (при увеличении  $10^6$ ) зафиксировано элементарное их переслаивание [10]. Дьяконов [8] предположил, что минерал этой смеси с талькоподобными слоями (10Å) является, в свою очередь, смешанослойным, состоящим из беспорядочно переслаивающихся разбухающих (иногда их очень мало) и неразбухающих слоев. По своей неразбухаемости в воде и малой разбухаемости в этиленгликоле керолит сравнивали также со стивенситом [11, 12]. Отношение керолита к тальку и стивенситу дискутировалось Бриндли и др. [13].

Керолиты и пимелиты образуют микрочешуйчатые (1—4 нм) и фарфоровидные агрегаты, иногда гелевидные; часты волокнистые, сферолитовые и коллоидно-полосчатые выделения. Структура талькоподобная, неупорядоченная. Рефлексы на рентгенограммах размытые; наиболее характерны  $d_{001} \approx 10 \text{ \AA}$  (по [14] 9,6Å) и  $d_{000} = 1,524 \text{ \AA}$ . Увеличение базального расстояния по сравнению с тальковым (9,35—9,40Å) объясняется [12, 14] отсутствием плотной упаковки атомов кислорода в соседних слоях при частично беспорядочном их расположении. Считают [15], что это может быть связано с присутствием межслоевой молекулярной воды, хотя в отличие от смектитов керолиты—пимелиты не разбухают в воде. Отдельные частицы очень малы, содержат не более 4—5 слоев. Малый размер частиц (около 100 Å) [10] подтвержден [13] определением методом адсорбции газов площади их поверхности, равной около 200 м<sup>2</sup> г.

Цв. от белого и кремового у керолита до изумрудно-зеленого у пимелита. Интенсивность окраски пимелита усиливается более чем в 5 раз с увеличением содержания NiO от 5,5 до 31,5% [15]. В естественном влажном состоянии пластичны, после высыхания хрупки. Изл. воздушно-сухих образцов раковистый. Тв. 2—2,5. Уд. в. от 2,04 для чисто магниевого керолита до 2,34 для магниево-никелевого [9]. В ИК-спектрах, помимо полос, отвечающих валентным колебаниям гидроксидов (3680, 3620 см<sup>-1</sup>), имеются также полосы валентных (3420 см<sup>-1</sup>) и деформационных (1640 см<sup>-1</sup>) колебаний H<sub>2</sub>O, полоса 670—700 см<sup>-1</sup> обязана либрационным колебаниям гидроксидов. Изменения в ИК-спектрах природных керолитов—пимелитов в зависимости от содержания в них Ni (появление дополнительных полос разной интенсивности в области 3000—4000 см<sup>-1</sup> и в области 670—705 см<sup>-1</sup>) [15] соответствуют тем, которые наблюдались для искусственных тальков [16] (см. с. 222 и фиг. 63). Вариации ИК-спектров керолитов—пимелитов при нагревании свидетельствуют о более неравномерном распределении Mg и Ni в их структуре, чем у уиллемсеита [17].

Изучены спектры оптической абсорбции Mg-Ni-керолита (MgO — 21,10, NiO — 14,39%) и пимелита (MgO — 3,04, NiO — 38,94%) из Новой Каледо-

нии [18]; установлено, что атомы Ni не равномерно замещают атомы Mg в октаэдрических положениях, а группируются в островные Ni-обогащенные домены размером 15—40 Å; расстояния Ni—O=2,06—2,08, Ni—Ni=3,04—3,05 Å.

В шлифах керолиты бесцветны, пимелиты иногда слабо зеленоватые, неплеохроичные. Изотропные или слабо двупреломляющие. Показатели двупреломления зависят от содержания никеля и варьируют от 1,510 до 1,600 [9, 19]. Для двух образцов с Урала определены [9]:

NiO, %	$n_g$	$n_p$	Уд. в.
11,32	1,559	1,547	2,27
15,76	1,574	1,556	2,34

По составу выделяются почти чисто магниальные — собственно керолиты (NiO 0,0n—0,n%) и существенно никелевые — пимелиты (NiO ≥ 25%; Ni > Mg в формуле) [12], промежуточные между ними различия являются никелевыми керолитами. Преобладают составы с Ni/Mg=1/2.

Впреки имеющимся экспериментальным данным о непрерывном изоморфизме Mg ↔ Ni в тальке (см. с. 237) в составах природных керолитов—пимелитов намечается достаточно отчетливая дискретность — разрыв между отношениями  $^{2/5}$  и  $^{3/4}$  Ni/(Ni+Mg) [20].

Наблюдается избыток (4—16%) октаэдрических катионов в группе Y и пропорциональное ему повышенное количество воды. Однако без структурного доказательства способа вхождения избыточных октаэдрических катионов и воды нельзя с уверенностью говорить о наличии дополнительных октаэдрических слоев, т. е. о смешанослойности. Емкость катионного обмена керолита из месторождения Голеш, СФРЮ, составляет 29 мг·экв/100 г при содержании обменных катионов Mg — 16, Ca — 17 мг·экв/100 г [21].

## Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na <sub>2</sub> O	0,77	—	0,24	0,04	—	—	—	0,50	0,07	—
K <sub>2</sub> O	0,34	—	0,04	0,13	—	—	—	0,36	0,02	—
MgO	28,43	30,84	31,6	25,9	22,59	19,40	18,43	13,01	10,63	6,26
CaO	Не обн.	0,33	0,32	0,05	Не обн.	0,29	0,44	0,27	0,19	0,03
FeO	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	—	—	Не обн.
NiO	—	0,05	0,26	5,51	11,32	15,76	17,12	24,8	28,20	34,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,05	0,03	0,05	0,15	0,39	0,26	0,36	0,09	0,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	0,10	0,11	0,20	0,14	0,21	0,10	1,85	0,33	1,43
SiO <sub>2</sub>	54,64	58,63	58,35	58,0	53,44	51,05	48,65	51,1	52,0	46,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,28	8,29	9,8	8,4	6,81	8,43	8,41	7,10	7,57	7,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	8,03	3,87	—	—	5,77	4,30	6,49	—	—	4,57
Сумма	100,14	102,16	100,75*	98,28*	100,22	100,07**	99,90	99,37**	99,17**	100,21
Уд. в.	2,28	—	—	—	2,27	2,34	—	—	—	—
$n_g$	1,543	—	—	—	1,559	1,574	—	—	—	—
$n_p$	1,533	—	—	—	1,547	1,559	—	—	—	—
Mg	3,101	3,135	3,228	2,661	2,519	2,263	2,258	—	—	0,805
Ni	—	0,003	0,014	0,306	0,681	0,992	1,132	—	—	2,363
%	—	0,16	0,19	0,004	0,31	0,54	0,27	6,71	1,54	10,35
Доля Ni в сумме, ат. %	—	0,09	0,44	10,25	21,14	30,04	32,71	47,42	40,57	72,07
ΔH, %	3,37	4,89	8,33	—	7,75	10,16	14,55	9,72	0,11	9,19
ΔH, %	91,98	58,91	41,36	31,08	71,36	78,09	102,88	28,46	31,41	80,80
Δd	2,335	1,190	2,08	0,93	2,00	2,00	2,65	0,56	0,94	2,65

\* Анализ произведен из навески, высушенной при 110° до постоянного веса. \*\* В том числе CO<sub>2</sub>—0,24.

\*\* В том числе TiO<sub>2</sub>—0,02. \*\*\* В том числе TiO<sub>2</sub>—0,07.

—керолит, молочно-белый, Брусевцы (Болгария) [22]; 2, 3—керолит, гора Голеш (Югославия) [15];  
 \*—никелевый керолит, месторождение Дархем, шт. Северная Каролина (США), кроме того, кварц 2%  
 [7]; 5, 6—никелевый керолит, изумрудно-зеленый, Урал, ничтожная примесь серпентина [9]; 7—ни-  
 келевый керолит, гора Голеш (Югославия), в оригинале сумма 100,13 [21]; 8—пимелит, Сороако, Ин-  
 донезия [12]; 9—пимелит, Амбатундразака, Мадагаскар [12]; 10—пимелит, гора Голеш (Югославия) [21].

Кроме того, химические анализы керолитов (с NiO 0,01—0,39%) из Польши, Чехословакии, Югославии, Северной Каролины см. в работе [13], никелевых керолитов и пимелитов (с NiO 6,80—38,94%) из Чехословакии, Югославии, Северной Каролины, Новой Каледонии — в работах [18, 21, 23].

Растворяются в HCl. В воде не разбухают, очень слабо разбухают в этиленгликоле.

На кривых ДТА (см. фиг. 64) фиксируются эндотермические эффекты, связанные с потерей низкотемпературной H<sub>2</sub>O (до ~200°), остальная молекулярная вода в большинстве случаев удаляется постепенно. Выделение конституционной воды происходило около 850° [21].

Показано [13], что вода, выделяющаяся из керолита до 300°, почти полностью восстанавливается при помещении нагретого образца в атмосферу 75—100% влажности, а вода, выделяющаяся при 650°, восстанавливается на 70—90%.

В интервале температур 800—1000° керолит превращается в энстатит; никелевый керолит и пимелит — в энстатит и Ni-содержащий форстерит; кроме того, во всех случаях появляется плохо определенная гранцентрированная кубическая фаза Mg(Ni)O [12].

Керолиты и пимелиты являются гипергенными минералами. Встречены в корях выветривания по гипербазитам. Образуются за счет серпентинитов в процессе их выветривания и в результате отложения из поверхностных вод, просачивающихся на глубину по зонам тектонических нарушений и сети трещин [9, 24]. Встречаются с серпентиновыми минералами, опалом, халцедоном, нонтронитом, монтмориллонитом. Известны на Урале, в Казахстане, Польше, Югославии, Чехословакии, Северной Каролине, Бразилии, Индонезии, на Кубе, Мадагаскаре и в других местах [9, 12, 13, 15, 23]. Никелевые керолиты и пимелиты характерны для никеленосных кор выветривания месторождений силикатно-никелевых руд. На Урале в низах профиля никеленосной коры выветривания в ассоциации с карбонатами и хризотилом присутствует почти чисто Mg-керолит, выше он сменяется пимелитом, который, в свою очередь, в самой верхней части профиля (зона окремнения, частично — зона охр) замещается непуитом. Отмечено совместное образование пимелитов и непуитов за счет псевдоморфных по вермикулиту сунгулитов с преимущественной концентрацией Ni в пимелитах [25].

Как продукт выветривания доломитов керолит («гидратированный талькоподобный минерал») вместе с сепиолитом встречен в Амбосели (Кения) [26].

Керолит необычного гидротермально-метасоматического генезиса обнаружен в глубоководных океанических осадках во впадине Атлантис-II в Красном море — с сульфидами и ангидритом [27] и в осевой зоне Галапагосского хребта, во впадине Хесса — в слабо сцементированном метасоматически-измененном фораминифером песке, содержащем обломки серпентиновых минералов, пироксенов, плагиоклаза, талька и магнетита [28]. Керолит псевдоморфно заместил кальций раковин фораминифер, а также выделился в цементе породы; одновременно с ним образовались пирротин и троилит. Рентгеновское изучение этого керолита показало, что он представляет собой сложное, неправильное, переслаивающееся, смешанослойное образование талька, разбухающей фазы 17 Å и серпентина [28].

Пимелиты — полезные компоненты силикатных никелевых руд.

Макроскопически однородные мономинеральные керолиты и пимелиты неотличимы от их тонких смесей с серпентинами. От смектитов керолиты—пимелиты отличаются поведением при насыщении жидкостями и при нагревании. От собственно талька — наличием на рентгенограммах отражения  $d_{001} \approx 10 \text{ \AA}$ , растворимостью в HCl.

Описаны [29] смешанослойные тальк-лизардитовые образования (иногда с хризотиловыми трубками), являющиеся продуктом изменения ромбического амфибола (с Каскадных гор в США) и уралита (из Окна-Фер в Румынии). Установлен неупорядоченный смешанослойный керолит—стивенсит (в плиоценовых и плейстоценовых озерных отложениях Невады, США) [30]. Количество разбухающих слоев в нем колеблется от 0 до 80%. Структурная формула для образца с 70% разбухающих слоев:  $[X_{0,21}^{+}](Mg_{2,72}Al_{0,07} \cdot \times Fe_{0,03}Li_{0,06})(Si_{3,96}Al_{0,04})O_{10}(OH)_2$ .



## Межплоскостные расстояния керолита (1) и пимелита (2)

1			2			1			2		
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)
10	9,80	001	10ш	10,1	2	1,718	—	—	—	—	—
8	4,515	020	9ш	4,59	—	—	?	2	1,697	—	—
4ш	3,19	003	6	3,16	8	1,524	060	6	1,524	—	—
—	—	?	3	2,61	2	1,314	—	—	—	—	—
5ш	2,55	?	10	2,49	—	—	—	—	—	—	—

1 — гора Голеш (Югославия);  $\text{CuK}\alpha$ -излучение.  $D=190$  мм. Дифрактометр [21].

2 — Урал; Fe-излучение. неотфильтрованное [9].

## Л и т е р а т у р а

1. Brindley G. W., Maksimovic Z. // Clay Miner. 1974. Vol. 10, N 4. P. 271.
2. Грицаенко Г. С. // Минерал. сырье, 1936. № 3. С. 5.
3. Грицаенко Г. С. // Зап. ВМО. 1944. Т. 73, вып. 4. С. 169.
4. Грицаенко Г. С. // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 110.
5. Алексеева Е. Ф., Годлевский М. Н. // Зап. ВМО. 1937. Т. 66, вып. 1. С. 51.
6. Caillere S. // Bull. Soc. franç. miner. 1936. Vol. 59, N 6/8. P. 353.
7. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. // Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 262.
8. Дьяконов Ю. С. // ДАН СССР. 1962. Т. 148, № 4. С. 909; Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96. С. 203.
9. Витовская И. В., Берхин С. И. // Геология и геохимия кор выветривания. М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 134.
10. Uyeda N., Hang P. T., Brindley G. W. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 1. P. 41.
11. Ostrowicki B. // Pol. Akad. nauk. Pr. miner. 1965. Vol. 1. S. 7.
12. Brindley G. W., Bish D. L., Wan H. M. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 5/6. P. 615.
13. Brindley G. W., Bish D. L., Wan H. M. // Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 320. P. 443.
14. Rayner J. H., Brown G. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 2. P. 103.
15. Brindley G. W., Pham Thi Hang // Ibid. N 1. P. 27.
16. Wilkins R. W. T., Ito J. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1649.
17. Gerard P., Herbillon A. J. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 2. P. 143.
18. Мансeau А., Calas G. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 5/6. P. 549.
19. Рукавишникова И. А. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 124.
20. Смолин П. П. // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 87.
21. Maksimovic Z. // Proc. Intern. Clay Conf., Israel Jerusalem, 1966. Vol. 1. P. 97.
22. Железнякова-Панайотова М. // Год Софийск ун-та. Геология. 1962/1963 (1964). Т. 57, кн. 1. С. 167.
23. Мансeau А., Calas G., Decarrea A. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 4. P. 367.
24. Витовская И. В., Берхин С. И. // Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 125.
25. Бородина К. Г., Вохмянина Н. Ф., Токмаков П. П., Тронева Н. В. // Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977. С. 189.
26. Stoessel R. K., Hay R. L. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 65, N 3. P. 255.
27. Cole T. G., Shaw H. F. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 325.
28. Розанова Т. В. // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 2. С. 22.
29. Veblen D. R., Busek P. R. // Science. 1979. Vol. 206, N 4425. P. 1398.
30. Eberl D. D., Jones B. F., Khoury H. W. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 5. P. 321.

Некоторые тальки по своему химическому составу отличаются от обычных повышенным количеством Na и Al (натрий-алюминиевый тальк) или Ca и Al (кальциотальк и Ca-Al-тальк). По данным Смолина [1], их, вероятнее всего, надо рассматривать как смешанослойные образования (талька со слюдой и иногда с хлоритом).

Н а т р и й - а л ю м и н и е в ы й т а л ь к — (Na-Al-тальк) — sodian aluminian talc.

Назван по повышенному содержанию Na и Al [2, 3].

Образует чешуйки (0,0п—1 мм) с совершенной базальной спайностью. Структура изучена недостаточно. На рентгенограммах монокристалльных

чешуек Na-Al-талька имеются диффузные нецелочисленные отражения, которые могут указывать на нерегулярную смешанослойную примесь пакетов Na-флогопита. Однако не исключается и предположение о замещении в минерале  $(\text{Na}^+ + \text{Al}^{3+}) \rightarrow \text{Si}^{4+}$  с локализацией Na внутри гексагональных колец структуры [3]. При насыщении жидкостями не разбухает. Содержание Na и Al варьирует от характерного для почти чистого талька до состава с  $1/3$  Na-флогопита (с миналом  $\text{Na}_4\text{Mg}_3\text{Al}_1\text{Si}_3$ ). Образцы из разных месторождений несколько отличаются по составу. В афганских образцах (хим. анализы 1—3) доля Al в 2—4 раза больше доли Na, в них содержится немного Ti и Fe, нет Ca; в алжирских образцах (хим. анализы 5—7) гораздо больше Na и Al (в равных количествах атомов на форм. ед.), нет Ti и Fe, содержится в незначительном количестве Ca. Эти вариации определяются составом среды. Можно предполагать присутствие во всех образцах молекулярной воды.

## Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\text{Na}_2\text{O}$	0,33	0,55	0,66	0,88	1,82	2,13	2,50	2,70	0,79	—
$\text{K}_2\text{O}$	Не обн.	0,06	0,04	0,03	0,09	0,10	0,06	0,09	Не обн.	—
$\text{MgO}$	30,34	30,26	30,26	30,16	30,16	30,26	30,20	29,80	27,90	28,46
$\text{CaO}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,14	0,16	0,16	0,06	0,71	—
$\text{FeO}$	0,32	0,28	0,30	0,24	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	5,51	4,68
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,36	2,35	2,52	3,43	3,38	3,76	4,80	4,80	Сл.	5,37
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	—	—	—	—	—	—	—	—	1,70	3,13
$\text{SiO}_2$	61,28	60,04	60,61	59,35	57,65	57,17	55,60	55,30	56,94	51,06
$\text{TiO}_2$	Не обн.	0,24	0,24	0,39	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	(5,37) *	(6,22) *	(5,37) *	(5,52) *	(6,76) *	(6,42) *	(6,68) *	(7,25) *	5,74	7,28
$\text{H}_2\text{O}^-$									0,54	—
Сумма	94,63	93,78	94,63	94,48	93,24	93,58	93,32	92,75	99,88 2*	99,98
Si	3,93	3,93	3,91	3,89	3,74	3,70	3,65	3,64	4,00	—
Al	0,18	0,18	0,19	0,26	0,26	0,29	0,37	0,37	—	0,49
$\text{Fe}^{3+}$	—	—	—	—	—	—	—	—	0,090	0,18
$\text{Fe}^{2+}$	0,02	0,15	0,016	0,013	—	—	—	—	0,327	0,30
Mg	2,90	2,95	2,91	2,94	2,92	2,92	2,96	2,92	2,920	3,32
Ca	—	—	—	—	0,01	0,001	0,011	0,006	0,053	—
Na	0,04	0,07	0,08	0,11	0,23	0,27	0,32	0,34	0,108	—
K	—	0,005	0,003	0,003	0,01	0,008	0,005	0,008	—	—
f, %	0,59	0,52	0,55	0,44	—	—	—	—	12,40	12,8
$\Delta Y$ , %	2,75	4,09	2,43	4,67	—	—	—	—	11,23	54,98
$\Delta H$ , %	5,06	11,83	5,00	7,66	15,50	13,00	15,50	20,0	19,28	30,06
kX, %	4,10	7,5	8,30	11,40	25,0	28,9	33,48	35,75	16,10	—
aq	0,07	0,93	0,08	0,09	0,47	0,39	0,51	0,60	0,242	—
Тальк	93,2	88,5	89,0	84,9	75,4	71,3	66,5	64,3	72,6	45,0
Хлорит	2,8	4,1	2,4	4,7	—	—	—	—	11,1	55,0
Слюда	4,1	7,4	8,6	11,4	24,6	28,7	33,5	35,7	16,1	—

\* Микрорзондовый анализ, вода определена по разности к 100%. FeO—суммарное содержание. MnO во всех пробах—не обн. \*\* В том числе MnO—0,05.

1—8—натрий-алюминиевый тальк: 1—4—из метapelитового «белого кристаллического сланца» формации Сар-э-Санг (Афганистан) [2]; 5—8—из доломитового кальцифира метаэвапоритовой толщи, Дерраг Тель-Атлас (Алжирская НДР) [3]; 9—Na-Fe-тальк, колломорфный тонкочешуйчатый, натечные почки в кальциновой жиле, секущей амфиболит, Пэкло, близ Габбры (Чехословакия) [4]; 10—тальк с наиболее высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Гаштейн, ФРГ (по Хинце).

Найден в метаэвапоритах с повышенным содержанием Na. Впервые обнаружен в метакалопелитовой формации Сар-э-Санг (Афганистан) [2], аналоге горанской свиты докембрия советского Юго-Западного Памира. Валовой состав породы (%):  $\text{Na}_2\text{O}$ —0,6;  $\text{MgO}$ —22,9;  $\text{CaO}$ —0,1;  $\text{FeO}$ —0,1;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —16,0;  $\text{V}_2\text{O}_5$ —0,34. Na-Al-тальк встречается с кианитом, флогопитом, парагонитом, клинохлором, жедритом, кварцем. В оторочках кианита, отделяющих

его от талька, содержатся кордиерит, корунд и сапфирин. В парагенезисе с жедритом тальк более глиноземистый. Алжирский Na-Al-тальк [3] приурочен к стяжениям силикатов в доломитовом кальцифоре метазвапоритовой толщи, в которой содержатся также ангидрит, галит и K-Mg-соли; Na-Al-тальк находится в тесной ассоциации с Na-флогопитом, реже с K-флогопитом, характерны его контакты с кулькеитом — регулярным смешанослойным тальк-хлоритом. В последнем ustanовлены вроски Na-Al-талька и хлорита. В карьере Пэкло близ Габбры (Чехословакия) найден Na-содержащий тальк без Al, но с 1,70 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (хим. анализ 9 рассчитан [1] на составляющие: тальк 72,6, хлорит 11,1 и слюда 16,1%); тонкочешуйчатый, образует колломорфные натечные почки в кальцитовый жиле, секущей амфиболит [4]. Наиболее высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5,37%), но без Na и K отмечено (по Хинце) в тальке из Гаштейна, ФРГ (хим. анализ 10); пересчет анализа на миналы показал преобладание в нем хлоритового компонента (подобно кулькеиту) [1].

К а л ь ц и о т а л ь к — calciotalc. Назван по составу [5]. Межплоскостные расстояния на рентгеновских порошковых диаграммах близки к характерным для талька [5], но по соотношению интенсивностей они отвечают скорее хрупкой слюде CaMg<sub>2</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub> [6]. Неполнота и диффузность рефлексов на рентгенограммах позволяют предполагать [1] смешанослойную природу этого минерала.

Кальциотальк образует агрегаты мелких хрупких чешуек светло-зеленого цвета. Тв. > 2.  $n_g = 1,583$ ,  $n_p = 1,565$ ,  $n_g - n_p = 0,018$ . Содержит (%): CaO до 11,18; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,23—1,23; Na<sub>2</sub>O — до 0,37 (хим. анализы 1, 2). Пересчет хим. анализов показал, что в кальциотальке от 17,7 (хим. анализ 1) до 29,9 ат. % (хим. анализ 2) приходится на долю талька, остальное — на минал хрупкой слюды [1]. Найден на Алдане (Якутия) [5, 7], образует псевдоморфозы по Самфиболу.

Кроме собственно кальциоталька, известны тальки с меньшим содержанием CaO (0,40—4,19), но с большим — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 4,88%) — С а - А I - т а л ь к и, по Смолину [1] (хим. анализы 3—9). Расчет химических анализов этих тальков позволяет предполагать [1] их смешанослойную природу: нерегулярное переслаивание тальковых с кальциотальковыми, пиррофиллитовыми, хлоритовыми пакетами.

## Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O } K <sub>2</sub> O }	0,29	0,37 He обн.	—	—	—	—	0,18	—	—
MgO	20,00	22,71	30,83	26,66	29,13	30,39	27,26	24,96	25,54
CaO	11,18	9,20	0,40	0,64	0,75	1,00	1,43	3,42	4,19
MnO	0,04	0,03	—	0,06	—	—	0,01	—	сл.
FeO	2,16	0,77	1,74	0,56	He обн.	1,51	3,85	1,04	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	1,23	1,60	3,95	2,42	1,88	1,15	4,88	3,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	1,41	—	—	1,49	—	1,23	He обн.	—
SiO <sub>2</sub>	60,94	61,76	60,06	63,49	61,07	60,02	58,68	60,95	61,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,40	2,30	5,02	4,64	4,82	5,37	5,10	5,09	5,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,98	—	—	0,12	—	0,32	1,11	—	—
Сумма	100,02	99,98 *	99,65	100,12	99,68	100,49	100,04 <sup>2*</sup>	100,34	100,56
Уд. в.	—	—	2,616	—	—	2,769	—	—	—
Mg	1,955	2,190	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,786	0,621	0,029	0,043	0,053	0,071	0,108	0,243	0,292
Al	0,018	0,094	0,125	0,293	0,187	0,147	0,096	0,377	0,233
f, %	7,45	5,81	3,07	1,16	2,52	2,72	9,27	2,32	1,66
ΔY, %	-1,69	3,32	12,43	0,62	8,31	13,16	10,86	10,16	5,33
ΔH, %	-8,52	-16,77	3,83	0,008	1,77	6,46	13,73	3,81	6,74
kX, %	82,35	66,79	2,9	4,32	5,26	7,14	14,4	24,06	29,22
Тальк	17,7	29,9	78,4	80,4	77,1	72,3	74,7	55,1	53,8

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пиро- филлит	—	—	6,3	14,7	9,3	7,4	—	10,6	11,7
Хлорит	—	3,3	12,4	0,6	8,3	13,2	10,9	10,2	5,3
Слюда	82,3	66,8	2,9	4,3	5,3	7,1	14,4	24,1	29,2

\* В том числе  $\text{CO}_2$ —0,20, \*\* В том числе  $\text{TiO}_2$ —0,04.

1—кальцитотальк из псевдоморфозы по актинолиту в диопсид-роговообманковой породе, р. Леглиер, Алдан (Якутская АССР), анал. Юсова,  $\text{CO}_2$  не обн. [5]; 2—кальцитотальк из псевдоморфозы по тремолиту в оторочке кварцевой конкреции в доломите, р. Орга-Салаа, Алдан (Якутская АССР), анал. Маломахова, при пересчете анализа вычтен кальцит [7]; 3—9—Са-А1-тальк: 3—зеленый, из серпентина, Парма, Апеннины (Италия) [8], 4—глиноземистый тальк из тальк-кианит-йодерит-кварцевого сланца, Маунтин-Хилл (Танзания) [9], 5—псевдоморфоза по тремолиту, Йелланду-Варангал, Хайдарабд (Индия) [10], 6—черный с углеродистыми включениями, из голубовато-серой породы, Парма, Апеннины (Италия) [8], 7—кальцийсодержащий тальк светло-зеленый, замещающий совместно с кальцитотальком амфибол, бассейр р. Леглиер, Алдан (Якутская АССР) [5], 8—кальцийсодержащий тальк (Бенгрия), анал. Кайзер,  $\text{CO}_2$  не обн. (по Дёльтеру), 9—розовый, из доломита, Канана, шт. Коннектикут (США), анал. Каленберг [11].

Са-А1-тальк преимущественно развивается по амфиболам с образованием гомоосевых псевдоморфоз, частично он может замещать собственно кальцитотальк. Тальк с большой примесью пирофиллитового компонента из Танзании (хим. анализ 4) является породообразующим в кристаллическом сланце [9]. При метаморфизме кремнисто-бентонитовой породы одновременно с этим А1-тальком кристаллизовался кианит. При повышении температуры (до 800 при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1000$  бар) в результате реакции тальк + кианит возникал йодерит, образующий оторочки на кристаллах кианита.

#### Л и т е р а т у р а

1. Смолин П. П. // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 31.
2. Schreyer W., Abraham K. // Contrib. Mineral and Petrol. 1976. Vol. 59, N 2. P. 111.
3. Schreyer W., Abraham K., Kulke H. // Ibid. 1980. Vol. 70, N 3. P. 223.
4. Sindelär J. // Univ. carol. Geol. 1957. Vol. 3, N 2. P. 107.
5. Сердюченко Д. П. // Зап. ВМО. 1959. Т. 88, вып. 3. С. 298.
6. Белов Н. В. // Там же. С. 305.
7. Ходак Ю. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 9. С. 60.
8. Reppsi E. // Rend. Soc. miner. ital. 1942. Vol. 2. P. 47.
9. McKie D. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 247. P. 282.
10. Jajaraman N. // Proc. Ind. Acad. Sci. A. 1940. Vol. 12, N 1. P. 65.
11. Hobbs W. H. // Amer. J. Sci. 1893. Vol. 45. P. 404.

Тальки, содержащие повышенное количество воды (главным образом молекулярной), в разное время получили самостоятельные названия: гавит — *gavite* [1], гидратированный тальк — *hydrated talc* [2], гиперводный тальк [3], тальк моногидрат — *talc monohydrate* [4].

Избыточная молекулярная вода до определенного предела не вызывает изменения свойств талька. Однако при значительных ее количествах ( $\text{H}_2\text{O} > 2\%$ , т. е. при  $> 0,5$  на форм. ед.) фиксируется изменение некоторых из этих свойств. Для таких тальков Смолин [5] предложил название *акватальки*, отнеся к ним, кроме некоторых собственно тальков (хим. анализы 1—4), также все керолиты—пимелиты, причем первые в отличие от керолитов—пимелитов назвал *собственно акватальками*. Не совсем типичными акватальками, по Смолину [5], являются образцы оригиналов химических анализов 5,6.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
$\text{Na}_2\text{O}$	—	—	0,08	0,39	—	0,06
$\text{K}_2\text{O}$	—	—	0,12	0,15	—	Не обн.
$\text{MgO}$	31,74	28,57	28,76	27,39	31,74	31,89
$\text{CaO}$	1,14	—	Не обн	0,34	0,46	1,30
$\text{MnO}$	—	—	3,44	0,37	Не обн.	Не обн.

	1	2	3	4	5	6
FeO	1,85	3,23	0,03	0,04	2,40	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	не обн.	—	0,92	0,11	1,00	0,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	»	—	0,62	1,67	не обн.	0,04
SiO <sub>2</sub>	57,44	59,20	57,01	56,11	56,86	58,45
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,76	6,61	6,83	7,41	7,28	7,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	1,45	2,27	6,26	0,50	0,05
Сумма	100,21	99,06	100,08	100,27 *	100,24	99,87
Al	—	—	0,076	0,009	0,083	0,055
Fe <sup>3+</sup>	—	—	0,033	0,090	—	0,002
Mg	3,293	2,876	3,007	2,902	3,327	3,252
Fe <sup>2+</sup>	0,108	0,164	0,015	0,002	0,141	0,005
Mn	—	—	0,204	0,002	—	—
f, %	—	—	—	—	4,06	—
ΔУ, %	13,37	4,09	12,53	2,75	19,75	11,39
ΔН, %	—	—	38,01	—	—	—
kX, %	8,51	—	2,13	9,31	3,47	10,43
aq <sup>±</sup>	0,552	0,693	0,764	2,229	0,268	0,431

В том числе TiO<sub>2</sub>—0,02, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,01.

1—крупнопластинчатый, с кальцитом в жгле, секущей серпентинит, Портервилл, шт. Калифорния (США) [2]; 2—молочно-белый и зеленоватый «гавит» на гранате и хлорите в кристаллическом сланце, долина р. Гавы (Италия) [1]; 3—псевдоморфоза по волластониту из скарна Си-Fe месторождения Акатани, преф. Нингата (Япония), Mn связан с тончайшими вростками окислов марганца [6]. TiO<sub>2</sub>—сл.,  $d_{001} = 9,7 \text{ \AA}$ ; 4—буроватый из каверны в подушечной лаве, о-в Чигиджима в Огасаварском архипелаге (Япония) [7]; 5—серебристый светло-зеленый чешуйчатый из серпентинита, Рассел, шт. Массачусетс (США) [2]. TiO<sub>2</sub>—не обн.; 6—из магнезиального скарна талькового месторождения Намге (КНДР), анал. Погорелова [8].

Общим признаком для этих тальков наряду с повышенным содержанием молекулярной воды является увеличение значения  $d_{001}$  до 10 Å. Все они очень мелкокристаллические (частицы размером 1—5 мкм), для их рентгенограмм характерна большая диффузность отражений; не разбухают в воде и других жидкостях. Собственно акватальки (в отличие от керолитов—пимелитов) нерастворимы в HCl даже при нагревании.

Керолиты—пимелиты — гипергенные минералы, а собственно тальки с избыточной молекулярной водой образовались из низкотемпературных растворов, местами связанных с вулканической деятельностью. Таков тальк из Японии с о-ва Чигиджима (хим. анализ 4) в миндалинах подушечного базальта в ассоциации с гейландитом, эрионитом, филлипситом [7] и из месторождения Акатани (хим. анализ 3) в продуктах изменения волластонитового скарна [6].

#### Межплоскостные расстояния талька с повышенным содержанием молекулярной воды [9] \*

CuK <sub>α</sub> -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр					
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
100	9,7	15	2,489	5	1,692
20	4,73	5	2,336	15	1,526
20	4,56	5	2,113	5	1,397
75	3,15	10ш	1,868	5	1,318
15	2,601				

\* Оригинал хим. анализа 3.

## Л и т е р а т у р а

1. *Repossi E.* // *Atti Soc. ital. sci natur. Mus. civ. stor. natur.* 1918. Vol. 57. P. 131; *Amer. Miner.* 1919. Vol. 4, N 10. P. 132.
2. *Foshag W. F., Wherry E. T.* // *Amer. Miner.* 1922 Vol. 7, N 10. P. 167.
3. *Сюлин П. П.* // *ДАН СССР.* 1967. Т. 172, № 1. С. 187.
4. *Brindley G. W., Hang P. T.* // *Clays and Clay Miner.* 1973. Vol. 21, N 1. P. 27.
5. *Сюлин П. П.* // *Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых.* М.: Наука, 1983. С. 47.
6. *Imai N., Otsuka R., Nakamura T., Tsunashima A., Sakamoto T.* // *Clay Sci.* 1973. Vol. 4. P. 175.
7. *Suzuki S., Nishido H., Otsuka R.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1976. Vol. 71, N 8. P. 238.
8. *Коренбаум С. А.* Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 278 с.
9. *Gruner J. W.* // *Ztschr. Kristallogr.* 1934. Bd. 88. S. 412.

## СТРУКТУРА ТИПА СЛЮД

Название «слоуда» происходит от древнего общеславянского слова «слуда», означающего «слуд» — второй слой льда или «слуз» — тонкий слой льда, дано по сходству с тонким и прозрачным слоем льда [1]. Английское название «mica», вероятно, происходит от лат. *micare* — блеск, глянec, или от лат. *micca* — крошка, зерно — по чешуйчатому строению многих выделений минерала [2]. Немецкое название «Glimmer» — от *glimmen* — давать слабый свет.

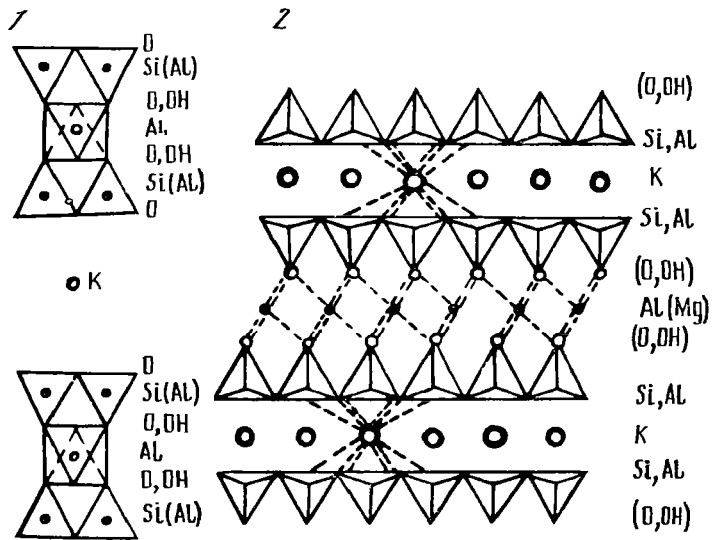
**Слюнок.** Гептафиллиты — *heptaphyllites* (Винчелл, 1953) — групповое название для светлых слюд (мусковит, парагонит и др.); октофиллиты — *oktophyllites* (Винчелл, 1953) — групповое название для темных слюд (фтогипит, биотит и др.); глест — *glist* (Честер, 1896); исинглас — *isinglass* (Честер, 1896).

В группу слюд входит большое число слоистых силикатов, обладающих весьма совершенной спайностью по базопинаккиду и расщепляющихся на упругие листочки.

Основу кристаллической структуры слюд, так же как и других слоистых силикатов, составляют двухмерные структурные элементы двух типов: 1) сетки колец гексагональной или дитригональной конфигурации из соединенных вершинами кислородных тетраэдров, заселенных преимущественно катионами Si и Al; 2) сетки из соединенных ребрами кислородных октаэдров, которые могут быть заселены полностью двухвалентными катионами (главным образом Mg, Fe<sup>2+</sup> с возможностью частичного замещения на трех- и одновалентные катионы) или на <sup>2</sup>/<sub>3</sub> трехвалентными катионами (главным образом Al). В связи с этим выделяются соответственно триоктаэдрические и диоктаэдрические слюды. Структурные элементы двух типов соединяются друг с другом в трехэтажные слои, представляющие сочетание октаэдрической сетки с примыкающими к ней сверху и снизу двумя тетраэдрическими сетками и обозначаемые поэтому отношением 2 : 1. При этом вершины всех тетраэдров соединяются лишь с <sup>2</sup>/<sub>3</sub> вершин октаэдров; остальная <sup>1</sup>/<sub>3</sub> вершин октаэдров заселена группами (OH)<sup>-</sup> (в литиевых слюдах эти позиции часто заняты анионами F<sup>-</sup>). Между собой отдельные трехэтажные слои связаны межслоевыми катионами (K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> и др.), которые располагаются в межслоевом пространстве между совпадающими (в проекции перпендикулярно плоскости слоя) петлями из шести тетраэдров соседних слоев (фиг. 66).

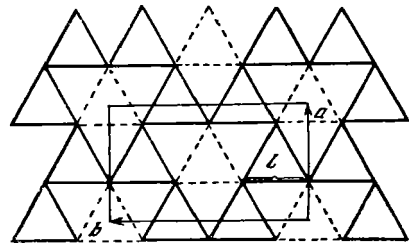
Типовая формула слюд —  $XY_{2-3}[Z_4O_{10}](OH, F)_2$  (на <sup>1</sup>/<sub>2</sub> элем. яч.), где: X — межслоевые катионы, обычно K, Na, NH<sub>4</sub> или Ca, но могут входить Ba, Rb, Cs; Y — октаэдрические катионы, обычно Al, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, реже Mn<sup>2+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Ti<sup>4+</sup>, Li; Z — тетраэдрические катионы, обычно Si, Al, реже Fe<sup>3+</sup>, Ti<sup>4+</sup>.

Принятую здесь классификацию слюд см. на с. 20. Кремний в кремнекислородных тетраэдрах обычно замещен примерно на <sup>1</sup>/<sub>4</sub> алюминием, однако существуют четырехкремнистые слюды (лейкофиллит, селадонит, полилитийнит, тайниолит, монтдорит) и промежуточные — с Si ~ до 3,6 на форм. ед. (фенгит, фенгитовый (селадонитовый) мусковит), двух- и однокремнистые (хрупкие слюды), а также слюды, в которых позиции Al<sup>IV</sup> заняты Fe<sup>3+</sup> (тетраферрислюды).



Фиг. 66. Схема строения трехэтажного слюдяного слоя  
1 — в проекции на плоскость *bc* (по Дрянцу и др.); 2 — в проекции на плоскость *ac* (по Смити и Йодеру)

Наиболее четко слюды разделяются по характеру катионов в октаэдрических позициях. В диоктаэдрических слюдах из каждых трех октаэдрических позиций две заняты трехвалентными катионами (обычно Al), а одна свободна; в триоктаэдрических слюдах все три октаэдрические позиции заняты двухвалентными катионами (обычно Mg или Fe<sup>2+</sup>). Особое место занимают литиевые слюды, в которых октаэдрические позиции в большей или меньшей мере заняты Li, в связи с чем эти слюды иногда являются ди-триоктаэдрическими. По характеру межслоевых катионов выделяются калиевые слюды (резко пре-



Фиг. 67. Диоктаэдрическая сетка трехэтажного слоя слюд (пунктиром обозначены пустые октаэдры); иллюстрация соотношения между параметрами *a* и *b* (по Звягину)

обладают среди всех слюд), натриевые (парагонит, эфесит, прайсверкит) и очень редкие аммониевые (тобелит и гюмбелит). В межслоевых промежутках хрупких слюд находятся двухвалентные катионы (Ca, Ba), в гидрослюдах — молекулярная вода или оксоний, частично замещающие калий.

Элементарные ячейки слюд обычно выбираются таким образом, что базисные параметры *a*<sub>0</sub> и *b*<sub>0</sub> лежат в плоскости слоя, а параметр *c*<sub>0</sub> определяется взаимным расположением слоев. Параметр *b*<sub>0</sub> (8,9—9,2 Å) примерно равен трем ребрам октаэдра, а параметр *a*<sub>0</sub> (5,15—5,3 Å) — двум высотам оснований октаэдра, в связи с этим для слюд, как и для других слоистых силикатов, соблюдается равенство  $b_0 = a_0 \sqrt{3}$  (фиг. 67). Высота трехэтажного слоя с межслоевым промежутком (межслоевое расстояние) около 10 Å, поэтому параметр *c*<sub>0</sub> элементарной ячейки слюд близок к *n* · 10 Å, где *n* — число слоев на период повторяемости по нормали к слоям. Взаимное расположение тетраэдрических и октаэдрических сеток в слое и отдельных трехэтажных слоев таково, что приблизительно соблюдаются равенства:  $c_0 \cdot \cos \beta = a_0/3$ ,  $-c_0 \cdot \cos \alpha = b_0/3$  или  $\alpha = \beta = \pi/2$ .

Первые представления о кристаллической структуре слюд появились после проведения рентгенографических исследований Могена [3], Полинга [4] и ряда других авторов [5—7]. Была предложена идеализированная модель структуры

слюды с правильной формой координационных многогранников (тетраэдров и октаэдров), гексагональной конфигурацией тетраэдрических сеток (и, как следствие, с 12-кратной координацией межслоевого катиона), плоской поверхностью атомов кислорода, расположенных в вершинах тетраэдров и октаэдров статистическим распределением изоморфных катионов по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям. На возможные нарушения подобного идеализированного строения слюд с точки зрения общих кристаллохимических законов указал Белов [8, 9], предсказавший, в частности, характерный для структуры разворот тетраэдров относительно идеальной конфигурации в виде гексагональной петли с искажением ее до дитригональной. В дальнейшем структурные определения слюд выявили ряд закономерных отклонений от идеализированной модели [10—13]. К настоящему времени методами рентгенографии, электронографии и нейтронографии определено свыше 30 кристаллических структур природных и синтетических слюд.

Данные о структурах слюд позволяют выявить ряд общих закономерностей их строения, отраженных в обобщающих работах [14—18]. Слюдам, как и другим слоистым силикатам, свойственна полнотипия. В общем случае полнотипное разнообразие слоистых силикатов обусловлено тем, что силы связи внутри отдельных слоев сильнее сил связи между слоями, а для взаимного расположения слоев устанавливаются различные относительные развороты и смещения. Для слоистых силикатов каждого конкретного типа подобные смещения и развороты ограничены рядом условий, создаваемых спецификой строения отдельных слоев и взаимодействия между ними. Если у каолиновых, серпентиновых и хлоритовых минералов ограничения создаются необходимостью сохранения между слоями сильных водородных связей, то у слюд фактором, ограничивающим набор возможных вариантов взаимного расположения слоев, выступает межслоевой катион, расположенный между центрами гексагональных или дитригональных тетраэдрических петель. Так как в структурах слюд межслоевые катионы препятствуют относительному смещению слоев, то различия структур отдельных полнотипов сводятся к относительному развороту соседних трехэтажных слоев друг относительно друга. Впервые теоретический вывод полнотипных модификаций слюд, состоящих из центросимметричных слоев, был осуществлен Смитом и Йодером [19]. Звягин [20] решил эту задачу, оперируя смещениями смежных октаэдрических и тетраэдрических сеток с учетом требований периодичности и однородности (последнее фактически выражает условие эквивалентности относительных азимутальных ориентировок смежных слоев во всей структуре). Выведены шесть теоретически возможных полнотипных модификаций структур слюд, состоящих из центросимметричных слоев [20]:

Символ модификации	Число слоев на период $c$	Характер наложения соседних слоев	Симметрия
1M	1	Без разворота	$C2/m$
2M <sub>1</sub>	2	С последовательным разворотом слоев на $+120^\circ$ и $-120^\circ$	$C2/c$
3T	3	С последовательным разворотом слоев на $+120^\circ$	$P3_112$
2M <sub>2</sub>	2	С последовательным разворотом слоев на $+60^\circ$ и $-60^\circ$	$C2/c$
2O	2	С последовательным разворотом слоев на $180^\circ$	$C2/m$
6H	6	С последовательным разворотом слоев на $60^\circ$	$P6_122$

Без учета требования однородности было выведено [21] гораздо большее количество (900) полнотипов структур слюд, состоящих из центросимметричных слоев с периодом повторяемости до девяти слоев на элементарную ячейку.

Перечисленные выше полнотипные модификации подразделяются на две четко различающиеся группы. К первой группе относятся модификации (1M, 2M<sub>1</sub> и 3T), в которых все азимутальные ориентировки слоев различаются на четное количество раз  $2\pi/6$ ; в модификациях второй группы (2M<sub>2</sub>, 2O и 6H) ориентировки смежных слоев различаются на нечетное число раз  $2\pi/6$ . При-



тяжение базальных кислородов тетраэдров катионами октаэдрической сетки [22] обуславливает разворот тетраэдров относительно идеальной гексагональной петли в положения, при которых верхние основания тетраэдров и смежные с ними основания октаэдров оказываются противоположно ориентированными, что характерно для искаженной кубической упаковки анионов. Выделенные выше две группы слюд оказываются кристаллохимически резко неравноценными. В структурах слюд первой группы ( $1M$ ,  $2M_1$ ,  $3T$ ) поверхностные атомы  $O$  тетраэдрических сеток укладываются в межслоевом промежутке таким образом, что атомы одного слоя попадают на промежутки между атомами соседнего слоя, и, как следствие этого, межслоевые катионы оказываются в октаэдрической координации. В структурах слюд второй группы ( $2M_2$ ,  $2O$ ,  $6H$ ) атомы  $O$  тетраэдрических сеток смежных слоев налагаются друг на друга, образуя заселенные тригональные призмы. Как по характеру наложения атомов  $O$ , так и по необычной тригонально-призматической координации межслоевых катионов модификации слюд второй группы кристаллохимически менее выгодны. И, действительно, они гораздо реже встречаются в природе. Модификация  $2M_2$  известна только для мусковита и лепидолита,  $2O$  — только для лепидолита и анандита, а модификация  $6H$  вообще достоверно не описана, в то время как слюды первой группы, в особенности  $1M$  и  $2M_1$ , широко распространены.

Образование различных политипных модификаций слюд зависит как от природы катионов, заселяющих тетраэдрические и октаэдрические положения и межслоевой промежутки, так и от искажений реальных структур в отличие от идеальных моделей. Эти искажения обуславливают определенный характер взаимного наложения слоев и появление в каждом отдельном случае наиболее кристаллохимически выгодной политипной модификации ( $2M_1$  у мусковитов,  $1M$  у флогопитов и т. п.). Наиболее важные и типичные отклонения строения трехэтажного слюдяного слоя от идеального следующие.

1. Дитригональный разворот тетраэдров, изменяющий симметрию тетраэдрической сетки от гексагональной до тригональной и понижающий координацию межслоевого катиона от 12-кратной (гексагональная призма) до 6-кратной (октаэдр для слюд первой группы и тригональная призма для слюд второй группы).

2. Деформации координационных октаэдров и тетраэдров.

3. Гофрированность (неровность) поверхности базальных тетраэдрических атомов  $O$ .

4. Отклонения межслоевых и внутрислоевых смещений от идеальных, имеющих по осям  $a$ ,  $b$  компоненты  $0$ ,  $+1/3$ , и связанное с этим отклонение угла моноклинности  $\beta$  от идеального значения, определяемого равенством  $-c \cdot \cos \beta = a/3$ .

Следует учитывать также возможность упорядоченности в распределении тетраэдрических ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$  и др.) и октаэдрических ( $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$  и др.) катионов, влияющей на симметрию трехэтажного слоя.

При сочленении октаэдрических и тетраэдрических сеток в слое они должны достигнуть единых размеров в базисной плоскости  $ab$ . В первую очередь это становится возможным благодаря дитригональному развороту тетраэдров, приводящему к уменьшению размеров тетраэдрической сетки. Впервые отмеченный Беловым [8] дитригональный разворот тетраэдров, затем детально был проанализирован Звягиным [20].

В работах [20, 22, 23] рассмотрены факторы, определяющие направление и величину дитригонального разворота тетраэдров ( $\alpha$ ). Одни и те же базисные размеры тетраэдрической сетки могут быть реализованы при углах разворота  $\pm\alpha$ , соответствующих упаковкам анионов слоя ( $O$ ,  $OH$ ) по кубическому или гексагональному закону (фиг. 68).

Направление разворота тетраэдров (знаки  $+$ ,  $-$ ) в структуре слоистых силикатов определяется совокупностью структурных сил, которые действуют на анионы  $O^{2-}$  оснований тетраэдров. К этим силам относятся: а) притяжение катионами октаэдров собственного слоя в направлении образования кубической упаковки анионов; б) водородные связи, действие которых с приближением к кубической или гексагональной упаковке зависит от наложения слоев (в хлоритах и минералах групп каолинита и серпентина); в) действие катионов соседнего слоя, которое также может быть двойным при условии,

что они не проектируются по нормали к слоям в одни и те же точки с тетраэдрическими катионами данного слоя, не оказывая влияния на разворот тетраэдров, что и характерно для слюд.

В триоктаэдрических слюдах октаэдрическая сетка, заселенная крупными двухвалентными катионами (Mg, Fe), больше по базисным параметрам, чем соответствующая сетка в диоктаэдрических слюдах, заселенная главным образом меньшими трехвалентными катионами Al; вследствие этого в триоктаэдрических слюдах несоответствие между размерами тетраэдрических и октаэдрических сеток меньше, чем в диоктаэдрических слюдах и поэтому угол дитригонального разворота, как правило, меньше. Однако в тетраферрислюдах ввиду значительного увеличения размеров тетраэдров за счет вхождения в тетраэдрические позиции большой доли катионов  $Fe^{3+}$  наблюдается существенное



Фиг. 68. Различные конфигурации петли тетраэдрической сетки слюд (1), примыкающей к октаэдрической сетке (2) (по Звягину)

увеличение угла дитригонального разворота тетраэдров (например, у тетраферрифлогопита до  $11,45^\circ$ ) по сравнению с другими триоктаэдрическими слюдами.

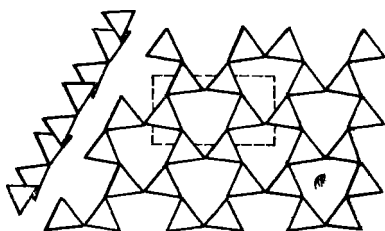
Большое влияние на величину угла дитригонального разворота тетраэдров оказывает природа межслоевого катиона. Так, в диоктаэдрических слюдах (мусковите, парагоните) при примерно одинаковом заселении соответствующих октаэдрических и тетраэдрических катионных позиций углы  $\alpha$  существенно различаются: в политипных модификациях 1M у мусковита  $\alpha=9^\circ 20'$ , у парагонита  $\alpha=19^\circ 10'$ . Большая величина угла  $\alpha$  в парагонитах объясняется тенденцией меньшего по сравнению с K ( $r=1,33 \text{ \AA}$ ) катиона Na ( $r=0,97 \text{ \AA}$ ) к компактному кислородному окружению. Этим же обусловлено более высокое значение угла дитригонального разворота тетраэдров в структурах хрупких слюд (у ксантофиллита 1M  $\alpha \approx 23^\circ$ , у маргарита 2M<sub>1</sub>  $\alpha \approx 21^\circ$ ), межслоевые промежутки которых заселены двухвалентными катионами Ca. Для теоретической оценки угла  $\alpha$  Радословичем [24] была предложена формула:  $\alpha = \arccos b_s/b_t$ , где  $b_s$  — экспериментальное значение параметра  $b_0$ ,  $b_t$  — значение параметра  $b_0$  для неискаженной тетраэдрической сетки с идеальной гексагональной конфигурацией. Однако эта формула, очевидно, не учитывает влияния на величину  $\alpha$  природы межслоевого катиона. Более точное значение  $\alpha$  дает регрессивная формула:  $\alpha = 290,7d_t/d_o - 1,5m - 221,5$  [25], где  $d_t$  и  $d_o$  — средние тетраэдрические и октаэдрические длины связей,  $m$  — отношение валентности межслоевого катиона к его радиусу.

Октаэдры в структурах слюд всегда сжаты в направлении [001], что является следствием сближения анионов  $O^{2-}$  разделенных октаэдрических ребер, экранирующих взаимное отталкивание катионов, заселяющих октаэдрические сетки. Сжатие октаэдров обычно оценивается углом ( $\Psi$ ) между телесной диагональю октаэдра и нормалью к поверхности октаэдрической сетки; в правильном октаэдре угол  $\Psi$  равен  $54^\circ 44'$ , в реальных структурах слюд значение этого угла выше. В диоктаэдрических слюдах вакантные кислородные октаэдры сетки по размеру гораздо больше октаэдров, заселенных трехвалентными катионами. Вследствие этого имеются существенные различия в длинах разделенных и неразделенных боковых ребер октаэдров (что не наблюдается в триокта-

эдрических слюдах, октаэдрические сетки которых равномерно заселены двухвалентными катионами и все ребра заселенных катионами октаэдров являются разделенными). Аналогичная особенность характерна для структур Li-слюд при упорядоченном распределении в октаэдрической сетке сильно различающихся по размерам катионов  $Al^{3+}$  и  $Li^{+}$ .

Тетраэдры в структурах слюд могут быть как вытянуты, так и сплющены вдоль [001]. Вследствие электростатического отталкивания между тетраэдрическими и октаэдрическими катионами тетраэдры вытянуты. Однако при упорядоченном распределении тетраэдрических катионов  $Si^{4+}$  и  $Al^{3+}$  тетраэдры, более часто заселенные  $Al^{3+}$ , могут быть сплющены. Тетраэдрический катион может быть существенно смещен из центра тяжести тетраэдра; наиболее подробно причины, величина и направление этого смещения рассмотрены в работе Дрица [15].

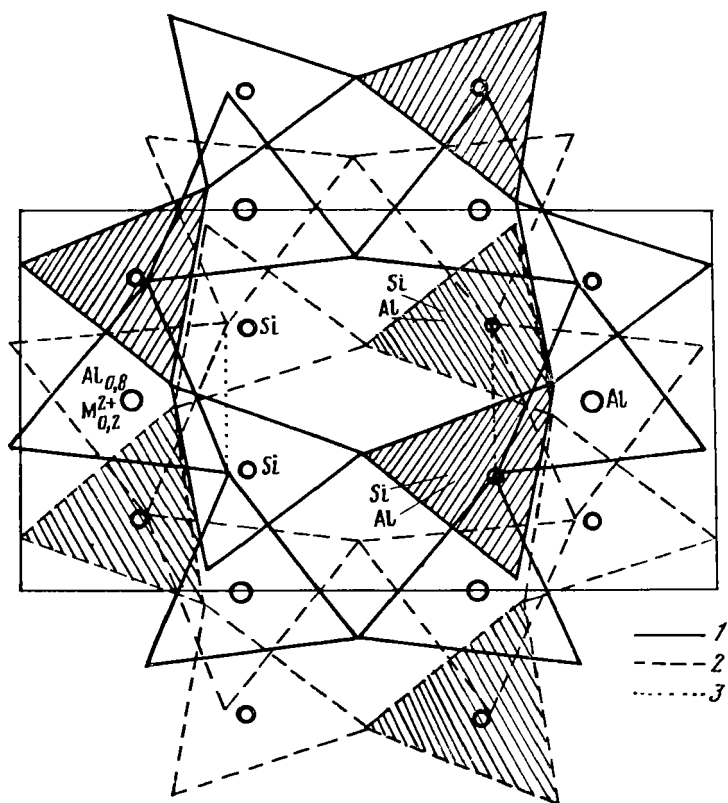
В структурах диоктаэдрических слюд базальная поверхность тетраэдрических сеток является гофрированной: одна треть анионов  $O^{2-}$ , лежащих на плоскости, являющейся в идеальном случае плоскостью симметрии слоя, опущена в глубь слоя (примерно на 0,2 Å), в результате чего основания тетраэдров оказываются наклоненными к плоскости (001) (фиг. 69). Такеучи [26] объяснил это явление укорачиванием боковых разделенных ребер



Фиг. 69. Гофрированная поверхность тетраэдрической сетки в диоктаэдрических слюдах (по Такеучи)

октаэдров в диоктаэдрических слюдах вследствие близости размеров всех боковых разделенных ребер октаэдров гофрировка тетраэдрической сетки практически не выражена; при упорядоченном заселении октаэдрической сетки разными катионами различия в размерах октаэдров приводят к незначительной гофрировке тетраэдрической сетки. Гофрированность тетраэдрической сетки делает неравноценной конфигурацию межслоевого промежутка при различном наложении слоев. Так, из-за отсутствия разворота соседних слоев в структуре 1M у поверхности анионов  $O^{2-}$  тетраэдрических сеток соседних трехэтажных слоев выступы налагаются на выступы, впадины на впадины, что приводит к энергетически невыгодному расположению анионов в межслоевом промежутке; в модификациях 2M<sub>1</sub> и 3T, в которых смежные слои развернуты на 120°, рационально сочетаются выступы и впадины соседних слоев, что делает межслоевую конфигурацию более выгодной, чем у модификации 1M.

Первые определения структур слюд проводились при допущении полностью разупорядоченного распределения катионов по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям. Упорядоченное распределение катионов часто приводит к нарушению идеальной симметрии как отдельных слоев ( $C2/m$ ), так и структуры политипа. При уточнении структур слюд выявлены [27, 28] разнообразные варианты упорядочения тетраэдрических и октаэдрических катионов, фиксируемые в основном по различиям в длинах связей для независимых катионных позиций. В структурах слюд при симметрии слоя  $C2/m$  имеются октаэдрические позиции двух типов: M(1) — в центре симметрии слоя, на плоскости зеркального отражения  $m$ ; M(2) — две октаэдрические позиции, связанные отражением в этой плоскости. В диоктаэдрических слюдах вакансии в октаэдрах, как правило, находятся в позициях M(1), вследствие чего такие вакантные октаэдры больше по объему заселенных катионами октаэдров M(2). Упорядоченное распределение изоморфных катионов (Mg, Al, Fe<sup>3+</sup> и др.) в позиции M(2) установлено для мусковита политипов 1M и 3T, причем у политипа 1M совместное упорядочение октаэдрических и тетраэдрических катионов понижает симметрию слоя до  $C2$ . Почти во всех структурно изученных триоктаэдрических слюдах с упорядоченным распределением октаэдрических катионов октаэдры M(1) также оказываются более крупными, чем октаэдры M(2) (политипонит 1M и лепидолит 2M<sub>2</sub>). У ксантофиллита 1M, напротив, октаэдры



Фиг. 70. Схема трехэтажного слоя диоктаэдрической слюды 1M в проекции на плоскость  $ab$  (по Сидоренко, Звягину, Соболевой)

1 — верхние основания октаэдров и основания верхних тетраэдров; 2 — нижние основания октаэдров и основания нижних тетраэдров; 3 — неразделенные ребра октаэдров

M(2) меньше, так как они преимущественно заселены катионами Al, замещающими Mg.

Упорядочение в распределении тетраэдрических катионов может происходить по трем схемам, отвечающим симметрии  $Cm$ ,  $C1$  и  $C2$ . Первая схема ( $Cm$ ) является энергетически самой невыгодной, так как предполагает сочленение вершинами пар тетраэдров с одинаковыми катионами. Если в этих тетраэдрах сконцентрированы катионы Si, то будет проявляться сильное электростатическое отталкивание этих катионов; если же в тетраэдрах находятся катионы с меньшим зарядом (Al,  $Fe^{3+}$ ), то общий для двух тетраэдров анион  $O^{3-}$  окажется валентно сильно ненасыщенным. Тем не менее такое упорядочение выявлено в структуре редкой Ва-слюды — анандите — политипной модификации 2O [29]. Упорядочение по схеме ( $C1$ ) приводит к тому, что к некоторым общим ребрам октаэдров примыкают сверху и снизу два тетраэдра, в которых концентрируются катионы Al (с дефицитом положительных зарядов): атомы O на концах этих ребер, будучи валентно ненасыщенными, должны вследствие электростатического отталкивания разойтись, ослабляя экранировку взаимодействия катионов октаэдров, соединяемых данным ребром. Такое упорядочение тоже невыгодно [30], но реализуется в диоктаэдрической слюде  $2M_2$  [31]. Наиболее энергетически оправданным представляется упорядочение тетраэдрических катионов по третьей схеме ( $C2$ ), и именно оно выявлено в целом ряде структур слюд.

По рациональному сочетанию упорядоченного распределения тетраэдрических и октаэдрических катионов представляет интерес диоктаэдрическая слюда 1M (фиг. 70) [32]. В трехэтажном слое ее структуры к неразделенным ребрам октаэдров, заселенных только

Al, сверху и снизу примыкают два тетраэдра, которые заселены катионами Si и Al. С другой стороны к неразделенному вершину тетраэдра, в котором, помимо Al, могут находиться изоморфные двухвалентные катионы, примыкают два тетраэдра, заселенные только катионами Si. В результате осуществляется локальная компенсация дефицита положительных зарядов октаэдрической сетки.

Для слюд в большей или меньшей степени характерно искажение моноклинной решетки, выражаемое нарушением идеального равенства  $c \cdot \cos \beta = a/3$ . Это связано с тем, что относительные смещения смежных тетраэдрических и октаэдрических сеток, отсчитываемые между центрами вакантных октаэдров и тетраэдрических петель, отличаются от идеальных значений  $a/3$ , причем для диоктаэдрических слюд это более существенно, чем для триоктаэдрических. Поэтому в мусковите 1M реальный угол  $\beta$  равен  $101^\circ 50'$  (его идеальное значение  $99^\circ 50'$ ). У парагонитов, напротив, реальное значение  $\beta$  меньше идеального, а у триоктаэдрических слюд оно близко к идеальному.

В триоктаэдрических слюдах вследствие равномерного воздействия на протон трех октаэдрических катионов группы OH ориентированы перпендикулярно поверхности октаэдрической сетки и по нормали к слоям с двух сторон (сверху и снизу) проецируются приблизительно на межслоевую катион со взаимной компенсацией зарядов. В структуре диоктаэдрических слюд (по данным ИК-спектроскопии [33, 34], нейтронографии [35] и по результатам анализа энергетических характеристик [36, 37]) группы OH наклонены к плоскости (001), например в мусковите 2M<sub>1</sub> на  $\sim 12^\circ$ , в мусковите 1M на  $17^\circ$ ; в обоих случаях группы OH ориентированно направлены от соответствующей вершины двух октаэдров в сторону вакантного октаэдра. Отмеченные особенности строения отдельных слоев межслоевых областей в структурах слюд зависят от химического состава и взаимного расположения слоев, характерного для разных политипов.

В идеальных моделях все приведенные выше политипы энергетически примерно равноценны. Они различаются лишь по характеру дальнего катион-катионного взаимодействия между соседними трехэтажными слоями; анализ этого взаимодействия показывает, например, энергетическую предпочтительность политипа 2M<sub>1</sub> перед политипом 1M [38].

Стабильность наложения слоев может зависеть от специфики упорядоченного распределения катионов. Последовательности слоев, у которых в проекции на плоскость (001) тетраэдры одного слоя, заселенные преимущественно Al, налагаются на нейтральные тетраэдры смежного слоя, заселенные катионами Si, оказываются более выгодными по распределению зарядов в структуре, чем иные последовательности слоев, в которых источники отрицательного заряда проецируются непосредственно друг на друга.

Политипные модификации слюд наряду с их составом могут иметь типоморфное значение [39].

Гониметрическое измерение кристаллов слюд проводилось многими исследователями главным образом в прошлом столетии. Наибольшим распространением пользовались следующие морфологические установки: 1)  $a : b : c = 0,577 : 1 : 3,3128$ ,  $\beta \simeq 90^\circ$ , которой следовали Дана, Гольдшмидт, Деклазо, Замбонини; 2)  $a : b : c = 0,577 : 1 : 1,645$ ,  $\beta = 90^\circ$ , которую принимали Хинце, Баумхауер, Ферсман, Кокшаров.

Наиболее полная сетка кристаллографических форм слюд и их буквенные обозначения по разным авторам приведены в атласе Гольдшмидта (1918). Сферические координаты граней (в установке Гольдшмидта) см. Гольдшмидт (1897).

Кристаллы слюд почти всегда пластинчатые по (001), псевдогексагональные. Хорошо образованные кристаллы редки.

Известны кристаллы мусковита и вюитита из пегматитовых жил Ильменских гор на Южном Урале, из района г. Негинска на Северном Урале (Мурзигка, Южакова); в жилах Шайтанки и Алабашки обнаружены кристаллы лепидолита, в пегматитовых жилах Волены — протолитионита. За рубежом известны кристаллы слюд из Канады, Калифорнии, Австрии, Англии и Шотландии. В шельских породах Швеции обнаружены кристаллы лепидомелана, в породах Нарсарсука в Гренландии — тайниолита, в месторождении Циновец, в Рудных горах на границе Чехословакии и ГДР, — цинвальдита, в лейцито-

вых лавах Альбанских гор близ Рима (Италия) — Сиотита. Очень хорошке кристаллы биотита и флогопита встречены в метаморфизованных известняках. Особенно много кристаллов биотита («мероксена») в ксенолитах известняка, заключенных в лавах Монте-Соммы (Везувий в Италии). Кристаллы флогопита обильны в мраморах и в метасоматических лестничных жилах в гнейсах среди мраморов Слюдянки (Забайкалье). В подобных же условиях встречаются кристаллы флогопита на Алдане. Кристаллы флогопита обнаружены в известняковых валунах в ледниковых отложениях близ Москвы. В Финляндии кристаллы флогопита найдены на о-ве Паргас, в ФРГ — в районе Лаахерского озера. Кристаллы хрупких слюд известны в Николо-Максимилиановской и Ахматовской копиях на Урале.

Двойники преимущественно по слюдяному закону: дв. пл.  $\perp$  (001) и  $\parallel$  ребру (001) : (110), реже — по хлоритовому закону: дв. пл.  $\parallel$  (001).

Некоторые кристаллы слюды имеют искаженную форму (клиновидность, ёльчатость и др.). Причиной образования клиновидных кристаллов, по-видимому, является расщепление (или скручивание) кристаллических индивидов. Ёльчатость слюдяных кристаллов обусловлена расщеплением в сочетании с дендритовым их ростом.

Кроме весьма совершенной спайности по (001), слюды обладают несовершенной спайностью по (010) и (110) и «скрытой» спайностью по плоскостям скольжения. Пресекая эти направленные мсжно наблюдать на плоскости (001) листочки слюды в виде так называемых фигур удара и давления, представляющих шестилучевые звезды с углом  $30^\circ$  между лучами.

Фигура удара случается, если на спайный листочек слюды поставить несколько притупленную иглу и резко ударить по ней молотком. От места удара отходят трещины: одна из них, пара лельвая (010), обычно длинее других, параллельных (110) и (110). Фигура удара позволяет определить ориентировку кристалла, положение плоскости (010). Фигура давления возникает, если взять более толстую пластинку слюды и, положив ее на что-нибудь мягкое, надавить на нее не иглой, а закругленным концом цилиндрической палочки или шариком. Трещины фигуры давления перпендикулярны к лучам фигуры удара.

По направлениям фигур удара и давления образуются сильно исштрихованные плоскости (плоскости скольжения) под углом около  $113^\circ$  к (001). Получить искусственно излом по какой-либо из этих плоскостей не удастся, они возникают только в том случае, если деформируется участок породы вместе с кристаллом слюды, который во время деформации не мог быть расщеплен по (001).

Твердость на плоскостях базальной спайности обычных слюд  $2-2\frac{1}{2}$ , хрупких слюд около 4; в направлении, перпендикулярном (001), соответственно около 4 и 6. Твердость у мусковита выше, чем у флогопита и биотита. У синтетических фторфлогопитов она значительно выше, чем у природных слюд. Удельный вес слюд зависит главным образом от их состава: чем меньше железа и титана в слюде, тем меньше ее удельный вес. Наиболее низкие значение удельного веса характерны для маложелезистых мусковитов (2,76); у флогопита из мраморов Слюдянки с  $\text{FeO}=0,79\%$  уд. вес 2,71; у биотита с  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 24,33\%$  из Коларского слюдоносного поля в Индии — 3,25; у слюды с  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}=32,42\%$  из волинских пегматитов — 3,21. Наиболее высокий удельный вес имеют хрупкие слюды, у железистых разновидностей которых он достигает 3,57. Цвет слюд колеблется в широких пределах и зависит от их состава. Маложелезистые слюды имеют светлую окраску. В мраморах Слюдянки и Алдана обнаружены совершенно бесцветные безжелезистые флогопиты [40]. Мусковиты обычно очень слабо окрашены в светло-бурый или розовато-бурый («рубиновый» мусковит) цвет. В тонких листочках такой мусковит просвечивает зеленовато-бурый цвет. Флогопит обычно зеленый, реже бурый. Зеленый цвет флогопита связан с преобладанием в его составе двухвалентного железа над трехвалентным. Красный цвет имеет ковдорский поздний тетраферрифлогопит, обогащенный трехвалентным железом [41]. Бурый цвет характерен для многих биотитов, содержащих  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ . Наиболее богатые железом биотиты черные и плохо просвечивают даже в тонких листочках (например, биотиты из Финляндии [42]). Связь цвета слюды со степенью окисления железа

была доказана Ринне [43], а также Островским и Петровым [44]. Окисное железо сильнее сказывается на светопоглощении, чем закисное. Хромсодержащие слюды (фукситы и др.) ярко-зеленые. Слюды, содержащие марганец, розовые и красноватые. Цвет существенно литиевых безжелезистых слюд фиолетово-розовый. Черта всех слюд белая.

Магнитная восприимчивость слюд зависит от содержания железа и отчасти марганца: чем больше железа и марганца, тем магнитная восприимчивость выше [45—47].

Слюды диэлектрики. Их электрические свойства (электрическое сопротивление, угол диэлектрических потерь и электрическая прочность) определяются составом (главным образом содержанием железа) и проявляют анизотропию в зависимости от кристаллографических направлений. Удельное объемное электросопротивление ( $\rho$ ) у чистых мусковитов  $n \cdot 10^{15}$ , у флогопитов  $n \cdot 10^{13}$ — $n \cdot 10^{14}$ , у биотитов  $n \cdot 10^{12}$  Ом·см и ниже. Включения снижают эти величины на 1—2 порядка и более, что может привести к пробое диэлектрика. Повышение температуры также снижает указанные величины на несколько порядков. Удельное объемное сопротивление вдоль плоскостей спайности снижается на 3—5 порядков. Электрическая прочность слюды весьма велика. При кратковременном приложении напряжения для мусковита установлена пробивная напряженность 110—130 кВ/мм, для флогопита 115—140 кВ/мм (при этом вдоль плоскостей спайности пробивная напряженность для мусковита составляет 1—2 кВ/мм) [48].

Механические свойства слюд характеризуются также анизотропией. Например, четко выражена анизотропия упругих свойств [49]:  $c_{33} \cdot c_{22} = c_{11}$ , а модули  $c_{11}$  и  $c_{22}$  превосходят модули  $c_{33}$  в 3—3,5 раза. Особенно значительно различие в величинах сдвиговых модулей: модули  $c_{44}$  и  $c_{66}$  отличаются друг от друга в мусковите в 5 раз, во флогопите и биотите почти в 15 раз.

Слюды оптически отрицательные. У триоктаэдрических слюд (флогопита и биотита) угол оптических осей малый, иногда близкий к нулю; у диоктаэдрических слюд он может достигать  $60^\circ$ .

Практически у всех слюд  $N_p$ , являющаяся острой биссектрисой, почти перпендикулярна к направлению спайности. Плоскость оптических осей  $\perp (010)$  — слюды первого рода или  $\parallel (010)$  — слюды второго рода.

К слюдам первого рода относятся мусковит, парагонит, некоторые биотиты, к слюдам второго рода — флогопит, большинство биотитов, глауконит, лепидолит, циннвальдит. Среди биотитов выделялись «мероксен» (слюда второго рода) и «аномит» (слюда первого рода). Большинство биотитов имеют характер «мероксена». Причина указанного различия неясна. Предполагалось, что «мероксен» переходит в «аномит» при нагревании [50], что, по Диру (1966), считается сомнительным. Предполагается также [51], что «мероксен» представляет собой структурную модификацию 1M, а «аномит» —  $2M_1$ , однако описан [52] флогопит с сильной дисперсией угла оптических осей, который одновременно является и «мероксеном» и «аномитом». Максимальное содержание  $\text{SiO}_2$  (в четырехкремневых слюдах) достигает 60%, минимальное (в хрупких слюдах) около 30%. Теоретическое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в мусковите 38,5%, еще выше оно в хрупких слюдах (в маргарите 51,3%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). В мусковите только  $2/3$  всего Al занимают октаэдрические позиции, а  $1/3$  входит в тетраэдрическую позицию, замещая Si. В маргарите половина Al находится в октаэдрической и половина в тетраэдрической позициях. Теоретическое содержание MgO в безжелезистых флогопитах составляет 28,8% (ему почти соответствует состав белых флогопитов из мраморов Алдана и Слюдянки). Содержание  $\text{Fe}^{2+}$ , замещающего октаэдрический магний, колеблется в очень широких пределах, возможно частичное замещение его на  $\text{Fe}^{3+}$ , кроме того,  $\text{Fe}^{3+}$  может занимать и тетраэдрическую позицию. Синтезирована слюда с 16,06%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 36,60% FeO [53]. Известны лепидомеланы с 26,39%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (из щелочных пегматитов Кольского полуострова) и с 22,74%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 11,82% FeO (из Среднетатарского массива в Енисейском кряже). В железистых хрупких слюдах содержится до 29% FeO.

Кроме Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Al, в октаэдрические позиции могут входить и другие

катионы (Zn, V, Mn, Cr, Ti, Li). Например, для хендриксита характерно высокое содержание цинка (до 23% ZnO), для роскоэлита — ванадия (теоретическое содержание  $V_2O_5$  в роскоэлите 33,6%, в природных образцах оно не превышает 23—24%). Черныхит и эллахерит также представляют собой существенно ванадиевые слюды. Марганцевыми являются алургит (до 1,5% MnO) и манганофиллит ( $MnO + Mn_2O_3 \sim$  до 20%), хромовыми — фуксит, хромовый мусковит, марипозит (максимально известное содержание  $Cr_2O_3$  в фуксите около 8%). Количество  $TiO_2$  обычно около 1%, редко превышает 5%. К богатым титаном слюдам относятся «воданит» — биотит из Оденвальда (ФРГ), содержащий более 12%  $TiO_2$ , биотит из корундсодержащих гнейсов Японии — с 17,68%  $TiO_2$  и биотит из ксенолитов в базальтах Монголии — с 11—13%  $TiO_2$ .

Литий в слюдах (как в мусковитах, так и в слюдах флогопит-биотитового ряда) замещает алюминий только в октаэдрических позициях. В случае замены 0,5 Al (из 2 атомов Al в форм. ед.) на 1,5 Li все три октаэдрические позиции оказываются занятыми, например в лепидолите —  $K(Li_{1,5}Al_{1,5}) \times [(Si_3Al)O_{10}](OH, F)_2$ . Дальнейшее замещение октаэдрического алюминия литием идет с компенсацией валентности за счет замещения тетраэдрического алюминия кремнием, возникает полилитийнит — четырехкремнистая слюда с одним алюминием в октаэдрической позиции  $K(Li_2Al)[Si_4O_{10}](F, OH)_2$ . Замещение алюминия литием в триоктаэдрических слюдах идет по той же схеме, но магний может замещаться литием только при параллельной компенсации валентности в тетраэдрах ( $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ ), что приводит к образованию безалюминиевой слюды — тайниолита —  $K(LiMg_2)[Si_4O_{10}](F, OH)_2$  с 3,26%  $Li_2O$ . В наиболее богатых литием слюдах содержание  $Li_2O$  достигает 8% (см. «Полилитийнит»).

Максимальное содержание  $K_2O$  в мусковите, фенгите, фтогопите, биотите — около 11—12%, в лепидомелане и цинивальдите — около 10%, в парагоните — около 2%. Содержание  $Na_2O$  в мусковите до 2%, в парагонитах до 8%. Между мусковитом и парагонитом существует большая область несмешиваемости, обусловленная их структурными особенностями. Отношение  $Na/(Na+K)$  в мусковитах и  $K/(K+Na)$  в парагонитах не превышает 0,2. Калий может замещаться также аммонием (в тобелите — до 4%  $(NH_4)_2O$ ), цезием и рубидием. Количество  $Cs_2O$  и  $Rb_2O$  большей частью меньше 0,01, иногда до 0,1%; очень редко содержание  $Cs_2O$  достигает 7, а  $Rb_2O$  до 4% (в рубидиевом мусковите). В хрупких слюдах (для которых характерны Ca и Ba в межслоевых позициях) содержание  $CaO$  составляет до 13—14% (в маргарите и клинтоните),  $BaO$  до 20—22% (в анандите и киноситолите). В обычных слюдах бария немного, лишь в черныхите наблюдалось до 9,60%  $BaO$ . Примерно такое же количество  $BaO$  отмечено в редких бариевых флогопитах. Большинство слюд содержат как гидроксил, так и фтор; в некоторых слюдах отмечается только гидроксил (особенно в слюдах осадочных пород), литиевые слюды, наоборот, обогащены фтором (F до 8%). В состав некоторых слюд входит хлор (редко более 1%). Повышенное содержание  $H_2O^+$  наблюдается в серицитах, гидрослюдах, иллитах.

Слюды содержат разнообразные элементы-примеси. Частично они связаны с включениями других минералов, но в подавляющем большинстве входят в состав самих слюд и могут служить одним из типоморфных признаков, определяющих условия их образования. Особенно многочисленны элементы-примеси в мусковитах и биотитах (см. соответствующие статьи); для этих слюд сделаны не только отдельные определения элементов-примесей, но и вычислены средние их содержания в слюдах из разных пород (например, см. работу [54]).

Слюды различаются по характеру кривых ДТА [55]. На кривых ДТА мусковитов фиксируются два эндотермических эффекта: при 750—1000° — удаление конституционной воды и при 1050—1100° — разрушение структуры; для флогопита характерен эндотермический эффект при 1050—1300° — дегидроксилизация и разрушение решетки; для биотита — экзотермический эффект за счет окисления железа (между 500—900°) и эндотермический — разрушение структуры при 1100—1200° (реже 1000—1100°). Гидратированность слюд вы-



является при нагревании по эффекту выделения слабо связанной воды и снижению температуры выделения конституционной (гидроксильной) воды — у мусковитов до 500—700°, у биотитов — до 800—1000 [55]. У литиевых слюд выделение конституционной воды сопровождается разрушением структуры. Одновременно выделяется фтор; исключение составляют высокоглиноземистые безжелезистые лепидолиты, которые дегидратируются и теряют фтор при разных температурах [56].

Слюды — важнейшие породообразующие минералы. По распространенности они уступают только полевым шпатам, кварцу, пироксенам и амфиболам. Наиболее широко развиты мусковиты и биотиты, а из мусковитов — особенно те, которые имеют фенгитовый состав [57]. Флогопит встречается гораздо реже биотита и приурочен преимущественно к продуктам метаморфизма маложелезистых карбонатных пород. Литиевые слюды по распространенности составляют следующую группу, но встречаются только в породах, образовавшихся из магмы, сильно обогащенной летучими компонентами. В осадочных породах широко развит глауконит. Другие слюды более редки, некоторые из них известны лишь в единичных или немногочисленных находках.

Слюды образуются в широком диапазоне  $P$ — $T$  условий, и некоторые из них устойчивы, видимо, до глубин порядка 150—200 км при давлении более 40 кбар и температуре выше 1000°. Наиболее устойчивы флогопитовые и биотитовые слюды [58, 59]. Парагонит переходит в альбит и другие минералы уже при 550—620° и давлении 1—4 кбар [60, 61].

Для интрузивных горных пород особенно характерны мусковит и биотит, входящие в состав мусковитовых и двуслюдяных гранитов, сиенитов, диоритов и др. В эффузивных породах развит биотит; флогопитом обогащены некоторые лампрофиры. В грейзенах и пегматитах разного типа широко распространены мусковиты и литиевые слюды, менее (как неустойчивые ниже 600°) — биотиты. Флогопит является типичным минералом контактовых зон гранитов и пегматитов с карбонатными породами. Флогопитовые слюдиты развиты в карбонатитах на контактах с силикатными породами. Поздние генерации флогопита, формирующиеся в окислительных условиях, представлены тетраферрифлогопитом. Флогопит обилен в кимберлитах.

Исключительно велика роль слюд в метаморфических породах — гнейсах, слюдяных (мусковитовых, двуслюдяных, фенгитовых и серицитовых) сланцах, филлитах. В некоторых слюдяных сланцах мусковит, например, составляет иногда более 50% по весу породы. При образовании глинистых сланцев возникают мелкокристаллические слюды, относимые к иллиту или гидрослюдам; более глубокие преобразования при диагенезе приводят к образованию в глинистых сланцах фенгита [62, 63], в котором фиксируется тем больше четырехкремниевой составляющей, чем меньше был начальный метаморфизм слюды. Аммоний в слюдах, распространенных в слабо метаморфизованных осадках, сохраняется до больших глубин; даже в слюдяных сланцах амфиболитовой фации, в которых вместо фенгитов верхних горизонтов наблюдаются нормальные трехкремнистые биотиты, часто обнаруживаются аммонийсодержащие слюды.

Установление аммония в слюдах, образовавшихся не только вблизи поверхности в слабо метаморфизованных битуминозных сланцах, где генезис их достаточно ясен, но и в сильно метаморфизованных породах, а также в гранитоидах и пегматитах [64, 65] заставляет учитывать роль слюд при круговороте азота в земной коре и выноса его в атмосферу [66, 67].

Состав триоктаэдрических слюд метаморфических пород зависит от состава вмещающих пород. Относительно высокое содержание в них железа благоприятно для образования типичного биотита. О биотитах в метаморфических породах см. обобщающую работу Коренбаума [68]. Сводка распределения биотитов по разным породам сделана Фостер в 1960 г. [69]. В маложелезистых породах, например в мраморах, возникают флогопиты, иногда весьма маложелезистые. Привнос калия и алюминия в ультрабазиты способствует образованию железистых флогопитов или относительно бедных железом биотитов. Наиболее

обогащены слюдой породы в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. Парагонитовые слюды, вероятно, довольно широко распространены в слабо метаморфизованных глинистых сланцах, но из-за трудности диагностики они уверенно фиксируются только в продуктах интенсивной перекристаллизации пелитовых осадков в условиях низких ступеней метаморфизма. Малая устойчивость парагонита и разложение его с выделением альбита могут объяснить многие случаи альбитизации в породах низов зеленокаменной фации.

В специфических условиях наблюдаются: цинковая слюда (хендриксит) — в рудных месторождениях, ванадиево-бариевая слюда (черныхит) — в метаморфизованных ванадиеносных сланцах района баритовых месторождений, марганцевая слюда (аллургит) — в пегматитовых жилах, секущих метаморфизованные марганцевые руды. К особому типу образования слюд относится биотит-рубелан, выделившийся из газовой фазы в пустотах основных лав.

В осадочном процессе формируется глауконит, частично в смеси с монтмориллонитом. При переработке базальтового стекла в лавах, туфах и морских осадках образуется селадонит, который, как и глауконит, при диагенезе превращается в биотит. Представляет интерес образование в современных условиях полилитиионита — на выходах термальных вод на дневную поверхность источника в Йеллоустонском парке в США [70].

В зоне гипергенеза слюды переходят в каолинит или монтмориллонит в зависимости от условий выветривания. Железистые слюды дают при этом промежуточные формы — гидробиотиты или гидрофлогопиты, переходящие затем в вермикулит. Об условиях образования слюд в связи с их участием в процессе перераспределения вещества см. в работе [67].

С геохимической точки зрения выявлено [67] особое значение процесса перехода четырехкремнистых слюд (лейкофилита, глауконита, селадонита и частично фенгита), образующихся первоначально при седиментации, в трехкремнистые в ходе постепенно усиливающегося метаморфизма; освобождение при этом свободных  $K_2O$  и воды может служить важным фактором перекристаллизации метаморфических пород, обуславливать в какой-то степени калиевый метасоматоз и гранитизацию.

Искусственно получены практически все аналоги природных слюд; кроме того, удалось синтезировать некоторые слюды, не существующие в природе, например галиево-германиевые и др. Фтористые слюды синтезируются легче, чем слюды, содержащие только гидроксил. Литиевые безфтористые слюды синтезировать пока не удалось. Фторфлогопит искусственно получается в промышленных количествах.

О фазовых равновесиях, позволяющих определять области устойчивости слюд, соответствующие условиям их образования, см. в справочнике «Минералы: Диаграммы фазовых равновесий». М.: Наука, 1974. Вып. 1.

Слюды имеют широкое применение в разных областях промышленности. Крупные листочки слюды (мусковита и флогопита) используются в качестве электроизоляционного материала. Эти же слюды составляют основу конденсаторов; из них штампуют конструкционные детали электронных и радиотехнических устройств. Особенно ценными являются крупные листочки (более  $10 \times 10$ — $15 \times 15$  см<sup>2</sup>) с совершенно ровной поверхностью, используемые в телевизионных устройствах. Большое количество крупнокристаллической слюды расходуется для получения клееной слюды (миканиты и др.): кристаллы слюды расщепляются на тончайшие (в сотые доли миллиметра) листочки, которые наклеиваются на подложку специальным изолирующим клеем. Широко используется мелкая кристаллическая слюда для получения слюдяной бумаги, являющейся хорошим и дешевым электроизолятором, заменяющим во многих случаях как листовую слюду, так и клееные композиции. Кроме того, мелкая слюда служит наполнителем пластмасс и различных керамических материалов. Большое количество мелкой кристаллической слюды используется в качестве наполнителя различных красок (слюдяные листочки придают краске шелковистый блеск). Мелкочешуйчатая слюда используется как наполнитель внеш-

ней штукатурки, для покрытия мягкой кровли, в качестве шлакообразующих компонентов обмазки сварочных электродов, в асфальтобетонах и смоляных покрытиях трубопроводов для защиты их от блуждающих токов.

## Л и т е р а т у р а

1. Шанский Н. М., Иванов В. В., Шанская Т. В. // Краткий этимологический словарь русского языка. М.: Просвещение, 1971. С. 20.
2. Митчел Р. С. // Названия минералов, что они означают? М.: Мир, 1982. С. 198.
3. Mauguin Ch., Graber L. // С. г. Acad. sci. 1928. Vol. 186, N 17. P. 1131.
4. Pauling L. // Proc. Nat. Acad. Sci. 1930. Vol. 16. P. 123.
5. Jackson W. W., West J. // Ztschr. Kristallogr. 1931. Bd. 76, H. 3. S. 211.
6. Jackson W. W., West J. // Ibid. 1933. Bd. 85, H. 1/2. S. 160.
7. Bragg W. L., West C. // Proc. Roy. Soc. London. A. 1937. Vol. 114. P. 450.
8. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1949. № 3. С. 29.
9. Белов Н. В. // Там же. 1950. № 4. С. 21.
10. Radoslovich E. W. // Acta crystallogr. 1960. Vol. 13, pt 10. P. 932.
11. Звягин Б. Б., Мищенко К. С. // Кристаллография. 1960. Т. 5, вып. 4. С. 600.
12. Steinfink H. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 886.
13. Дриц В. А., Теликин В. Е., Александрова В. А. // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. Вып. 221. С. 111.
14. Дриц В. А., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Кристаллохимия. 1974. Вып. 10. С. 199.
15. Дриц В. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 35.
16. Radoslovich E. W. // Micac in macroscopic forms. N. Y.: Springer, 1975. P. 3.
17. Розжественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 3.
18. Zussman J. // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 5.
19. Smith J. V., Yoder H. S. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 234. P. 209. Пер. на рус. яз.: Смит Дж. В., Йодер Х. С. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 156.
20. Звягин Б. Б. // Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. С. 18.
21. Ross M., Takeda H., Wones D. R. // Science. 1966. Vol. 151, N 3707. P. 191.
22. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 14, N 1. P. 30.
23. Звягин Б. Б., Соболева С. В., Врублевская Э. В., Жухлистов А. П., Федотов А. Ф. // Кристаллография. 1972. Т. 17, вып. 3. С. 537.
24. Radoslovich E. V. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 5/6. P. 599.
25. McCauley J. W., Newham R. E. // Ibid. 1971, Vol. 56, N9/10. P. 1626.
26. Takeuchi Y. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 25, N 1. P. 1.
27. Дриц В. А., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 180.
28. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3/4. С. 175.
29. Giuseppetti G., Tadini C. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1972. Bd. 18, H. 3. S. 169.
30. Güven N. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 3. P. 159.
31. Zhouchistov A. P., Zvyagin B. B., Soboleva S. V., Fedotov A. F. // Ibid. 1973. Vol. 21, N 10. P. 465.
32. Сидоренко О. В., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Кристаллография. 1975. Т. 20, вып. 3. С. 543.
33. Farmer V. C., Russel J. D. // Spectrochim. acta. 1964. Vol. 20, N 7. P. 1149.
34. Jørgensen P. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 13. P. 263.
35. Rothbauer R. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1971. H. 4. S. 143.
36. Giese R. F. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 2. P. 102.
37. Soboleva S. V., Mineeva R. M. // Bull. Miner. 1931. Vol. 104, N 2/3. P. 223.
38. Шитов В. А., Звягин Б. Б. // Кристаллография. 1972. Т. 17, вып. 6. С. 1162.
39. Соболева С. В. // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 4. С. 26.
40. Калинин П. В., Маракчиев А. А., Памчир Ю. К. // Геология и геофизика. 1960. № 8. С. 73.
41. Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 4. С. 411.
42. Rinne F. // Bull. Geol. Soc. Finl. 1973. N 45, pt 1. P. 35.
43. Rinne F. // Ztschr. Kristallogr. 1975. Bd. 61. S. 1.
44. Остроцкий И. А., Петров В. П. // Тр. ИГиН АН СССР. 1940. Вып. 36. С. 1.
45. Ерицман А. Ф., Крюков М. Г., Алмаз У. Ц. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 148.
46. Поваренных А. С. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. № 11. С. 52.
47. Кристьякова Г. И. // Там же. 1954. № 3. С. 237.
48. Чайков Е. К. // Слюд. М.: Промстroiиздат. 1944. С. 13.
49. Белая Б. П., Александров К. С., Рогова Г. Э. // Кристаллохимия породобразующих минералов. М.: Наука, 1973. С. 275.
50. Kozi S. // Proc. Imp. Akad. Tokyo. 1933. Vol. 9. P. 263.

51. *Heinrich E. W., Levinson A. A., Lewandowski D. W., Hewi H. C. H.* // Univ. Mi Eng. Res. Inst. Final Rep. Prog. 1953. N 978. P. 24.
52. *Островский И. А., Петров В. П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 1. С. 10
53. *Верес Г. И., Меренкова Т. Б., Островский И. А.* // ДАН СССР. 1959. Т. 101, № С. 147.
54. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М Недра, 1972. 200 с.
55. *Цветков А. И., Вальяшихина Е. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 7.
56. *Ланидес И. Л., Мунзю В. И., Коваль П. В.* Слюды редкометалльных гранитоидов Новосибирск: Наука, 1977. 53 с.
57. *Velde B.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1967. Vol. 90, N 3. P. 356.
58. *Марков В. К., Петров В. П., Делицин И. С., Рябинин Б. Н.* // Изв. АН СССР Сер. геол. 1966. № 6. С. 10.
59. *Kushiro I., Syono Y., Animoto S.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. Vol. 3, N 3 P. 197.
60. *Chatterjee N. D.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 3. P. 244.
61. *Chatterjee N. D., Froese Ed.* // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 985.
62. *Velde B.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 3. P. 250.
63. *Кориковский С. П.* // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973. Вып. 3. С. 71.
64. *Миловский А. В., Вольнец В. Ф.* // Геохимия. 1966. № 8. С. 936.
65. *Itihara Y., Honma H.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43, N 4. P. 503.
66. *Eugster H. P., Munoz J.* // Science. 1966. Vol. 151, N 3711. P. 683.
67. *Петров В. П., Белянкина Е. Д.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 76.
68. *Коренбаум С. А.* Типоморфизм слюд магматических горуд. М.: Наука, 1987. 142
69. *Foster M.* // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 7/8. P. 840.
70. *Bargar K. E., Beeson M. H., Fournier R. O., Muffler L. J. P.* // Ibid. 1973. Vol. 7 N 9/10. P. 901.

## СОБСТВЕННО СЛЮДЫ

### ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ СОБСТВЕННО СЛЮДЫ

		ГРУППА МУСКОВИТА					
		Сингония, политип	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в
Мусковит		Монокл.	5,19	9,00	20,00	95°42'	2,68—
$KAl_2 [Si_3AlO_{10}] (OH)_2$		$2M_1$					2,92
Гидромусковит		Монокл.	5,20	9,02	20,02	95 18	2,56—
$(K, H) Al_2 [Si_3AlO_{10}] (OH)_2$		$2M_1$					2,69
Иллит $K_{0,75} (Al_{1,75}R_{0,25}^{2+}) \times$		Монокл.					
$\times [Si_{3,50}Al_{0,50}O_{10}] (OH)_2$		$1M$	5,17	8,96	10,25	101 20	
		$2M_1$	5,195	9,030	19,868	95,53	2,6—2.
Железистый иллит		Монокл.	5,23	9,06	10,00	100 14	2,67—
$K_{0,5-0,8} (Al, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}) \times$							2,75
$\times [Si_{3,2-3,5}Al_{0,5-0,8}O_{10}] (OH)_2$							
Фенгит $K (Mg, Fe)_{0,5} Al_{1,5} \times$		Монокл.					
$\times [Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}] (OH)_2$		$2M_1$	5,211	9,038	19,947	95 46	
		$1M$	5,199	9,005	10,164	101 18	2,7—2.
Лейкофиллит $KMgAl [Si_4O_{10}] \times$		Монокл.	5,18—	8,98—	10,07—	100 36—	
$\times (OH)_2$			5,20	9,00	10,15	100 58	2,72
Фуксит $K (Al, Cr)_2 [Si_3AlO_{10}] \times$		Монокл.	5,19—	8,97—	19,98—	95 30—	
$\times (OH)_2$			5,20	9,02	20,00	95 52	2,85
Эллахерит $(K, Ba) (Al, V, Mg)_2 [Si_3AlO_{10}] (OH)_2$		Монокл.	—	—	—	—	2,86—
							3,10
Роскозлит		Монокл.	—	—	—	—	2,82—
$K (V, Al)_2 [Si_3AlO_{10}] (OH)_2$							2,97
Черныхит $(Ba, Na, K) (V^{3+}, Al)_2 [(Si, Al)_4O_{10}] (OH)_2$		Монокл.	5,29	9,182	20,023	95 41	3,10
Тобелит $(NH_4, K, \square) Al_2 \times [(Si, Al)_4O_{10}] (OH)_2$		Монокл.	5,219	8,986	10,447	101 18	2,617
Гюмбелит $(K, Na, NH_4, H_2O) \times (Al, Mg)_2 [(Si, Al)_4O_{10}] \times (OH)_2$		Монокл.	5,20	9,00	20,40	100 00	2,702

## Мусковит Muscovite



Назван от бытовавшего в Западной Европе средневекового названия России — Московия; эта слюда вывозилась под названием «московское стекло» или «русское стекло» — muscoviticum vitrum, russian Glass, verre de Moscovie, Mica membranica (Севергин, 1798).

Синон. Адамсит — adamsite (Шепард, 1857); аммохрисос — amnochrysos (Агрикола, 1546, по Дана 1892); амфилогит — amphilogite (Шафхеутл, 1843); антоит — antonit<sup>e</sup> (Указатель Брит. музея, 1889); астролит — astrolite (Рейниш, 1904); батчелорит — bat'chelorite (Петтерд, 1910); вспучивающаяся слюда — blister mica (Указатель Брит. музея, 1936); дидимит — didymite, didimita (Шафхеутл, 1859); гидримит — didrimite (Шафхеутл, 1859); калиевая слюда — potash mica; кошачье серебро — cat's silver (Дана, 1892); мариевое стекло, марьино стекло — Mariaglass, Marienglass, частично (Дана, 1892); метасерицит — metasericite (Зандбергер, 1882); московит — moscovite (Эггестон, 1892); накрит — nacrite, Nakrit, частично (Томсон, 1836); обыкновенный мусковит — ordinary muscovite, gemeiner Glimmer (Дана, 1892); пикнофиллит — picnophyllite (Старкл, 1883); шакалтант — chacaltaita (Котацковска, 1936) — колломорфный мусковит (по Фронделю, 1970); шерникит — schernikite (Мартин, 1911), Sernikit, shernikite (Штрунц, 1970); шиллит — shilkinit (Меркулова, 1939); эписерицит — episericite (Якоб, 1933).

Частично измененный мусковит: дамурит — damourite (Томсон, 1836); зандбергерит — Sandbergerit, частично (Хей, 1955); люказит — lucasite (Чатард, 1886); розеит — roseite (Штубб, 1879); стерлингит — sterlingite, частично (Квк, 1874); тальцит — talcite, частично (Томсон, 1836).

Смеси: амфоделит — amphodelite (Норденшельд, 1832) — с анортитом; баддеkit — baddeckite (Готфман, 1900) — с каолиновой глиной и гематитом; гидроксерит — hydroxserite (Граттарола, 1877) — с петалитом, стильбитом и кварцем; игалит — igalike (Беггилд, 1933) — с анальцитом; катлинит — catlinite (Джексон, 1839) — с пиррофиллитом и др.; кианофиллит — cyanophyllite (Пао, 1945) — с парагонитом; климатолит (шматолит, куматолит) — sumatolith (kumatolith, cumatolite) (Шепард, 1867) — с альбитом по сподумену; левьерьерит — leverrierite (Терье, 1889) — с каолинитом; леслит — leseyite (Ли, 1867) — с корундом; маргародит — margarodite (Шафхеутл, 1843) — с парагонитом и маргаритом; махадевит (магадевит) — mahadevite (Рамаешан, 1945) — с биотитом (по Хею, 1955), по Лазаренко и Вынар (1975) — слюда промежуточного состава между мусковитом и флогопитом; пилит (пихлит) — pihlite, частично (Сефстрём, 1939) — с альбитом (синон. киматолита); рейссахерит — reissacherite, частично (Коритинг, 1939) — с альбитом, кварцем, хлоритом и биотитом.

Псевдоморфозы: альгерит (алжерит) — algerite (Дана, 1892) — по скаполиту; бонсдорфит — bonsdorffite (Томсон, 1836) — по кордиериту; вейссит — weissite (Тролле-Мактмайстер, 1828) — по кордиериту; вильсонит — wilsonite (Хант, 1863) — по скаполиту; гигантолит — gigantolith (Норденшельд, 1876) — по кордиериту; гидрофиллит — hydrophyllite (Ласпейрес, 1878) — по полевому шпату; гизекит (гисекит) — gieseckite (Лллан, 1813) — по нефелину; гонгилит — gongylite (Торелд, 1852) — по кордиериту; гроппит — groppite (Сванберг, 1846) — по кордиериту; дизинтрибит, диссинтрибит — dyssyntribite, Dyssyntribit (Шепард, 1851) — по нефелину; иберит — iberite, частично (Сванберг, 1844) — по кордиериту (синон. гигантолита); катаспилит — cataspilite (Игельстрём, 1847) — по кордиериту; киллинит — killinite (Тейлор, 1817) — по сподумену; либнерит — liebenerite (Мариак, 1847) — по нефелину; литрод (литродес) — lythrodes, литроде (Карстен, 1810) — по нефелину; микарель — micarelle (Эггестон, 1892) — по кордиериту; онкозин — Onkosin (Кобелл, 1834) — по полевому шпату; онкофиллит — onkophyllite (Зандбергер, 1888) — по полевому шпату; оозит — oosite (Маукс, 1834) — по кордиериту; парофит — parophite (Хант, 1852) — по нефелину; перлоит — perloite (Карлсон, 1857) — по кордиериту; персбергит — persbergite (Игельстрём, 1883) — по нефелину; пинит — pinite (Вернер, 1789) — общее название псевдоморфоз тонкошуйчатого мусковита по кордиериту, нефелину и скаполиту; пинитонд — pinitonid (Кной, 1859) — по полевому шпату; пирролит — pyrroholite (Паллгрэн, 1873) — по анортиту; полиаргит — polyargite (Сванберг, 1840) — по анортиту; празеолит (празиолит) — praseolite (prasiolite), частично (Эрдманн, 1840) — по кордиериту; розит — rosite, частично (Сванберг, 1840) — по анортиту; шпекштейн — Speckstein, частично (Хофсманн, 1789) — синон. пинита; фалулит — Fahlunit, falunite, частично (Гизингер, 1808) — по кордиериту; хлорофиллит — chlorophyllite (Джексон, 1841) — по кордиериту; эпилейцит — epileycite (Заварицкий, 1934) — по лейциту, в смеси с ортоклазом.

Разнов. По форме выделения: серицит, жильбертит; по химическому составу: аммониевый, бариевый, бариево-ванадиевый, ванадиевый, железистый (субримусковит и мопрепит), литчевый, марганцевый, рубидиевый, хромовый.

Характ. выдел. Кристаллы, чешуйки, листочки, таблочки; листоватые и чешуйчатые агрегаты; сплошные плотные массы; звездчатые, ёльчатые, перистые и сферолитовые скопления.

Структ. и морф. крист. Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$ , наиболее обычен политипы  $2M_1$ ,  $Z=4$ . Реже встречаются политипы  $3T(D_3^6-P3_112)$ ,  $1M(C_{2h}^3-C2/m)$   $2M_2(C_{2h}^6-C2/c)$ .

Параметры элементарных ячеек для разных политипов:

№ п/п	Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылка
1	$2M_1$	5,1906	9,0080	20,0470	95,757	0,5762:1:2,2254	Джорджия, США	[1]
2	$2M_1$	5,1918	9,0080	20,0457	95,735	0,5758:1:2,2235	Не известно	[2]
3	$2M_1$	5,190	9,000	20,048	95,733	0,5766:1:2,2275	»	[ ]
4	$1M$	5,19	9,95	10,12	100°50'	0,5798:1:1,1307	»	[4, 5]
5	$3T$	5,1963		29,9705		$a_0/c_0=0,1734$	Салтен, шт. Вашингтон, США	[6]
6	$2M_2$	8,965	5,175	20,31	100°39'	1,7323:1:3,9246	Армения, СССР	[7]

1— $(K_{0,86}Na_{0,10}H_3O_{0,01})(Mg_{0,06}Fe_{0,05}^{2+}Fe_{0,02}^{3+}Ti_{0,01}Al_{1,80})(Si_{3,02}Al_{0,98})O_{10}(OH)_{1,39}F_{0,01}$ ;

2— $(K_{0,85}Na_{0,09})(Mg_{0,01}Fe_{0,14}^{2+}Al_{1,84})(Si_{3,11}Al_{0,89})O_{9,87}(OH)_{1,94}F_{0,19}$ ;

3— $(K_{0,79}Na_{0,04})Ca_{0,03}(Mg_{0,10}Fe_{0,01}^{2+}Fe_{0,06}^{3+}Al_{1,84})(Si_{3,16}Al_{0,84})O_{10}(OH)_2$ ;

4\*— $(K_{0,65}Na_{0,03})(Mg_{0,10}Fe_{0,03}^{2+}Mn_{0,03}Al_{1,83})(Si_{3,51}Al_{0,49})O_{10}(OH)_2$ ;

5— $(K_{0,90}Na_{0,06}Ca_{0,01}Ba_{0,01})(Mg_{0,09}Fe_{0,04}^{2+}Fe_{0,04}^{3+}Ti_{0,01}Al_{1,83})(Si_{3,11}Al_{0,89}) \times$

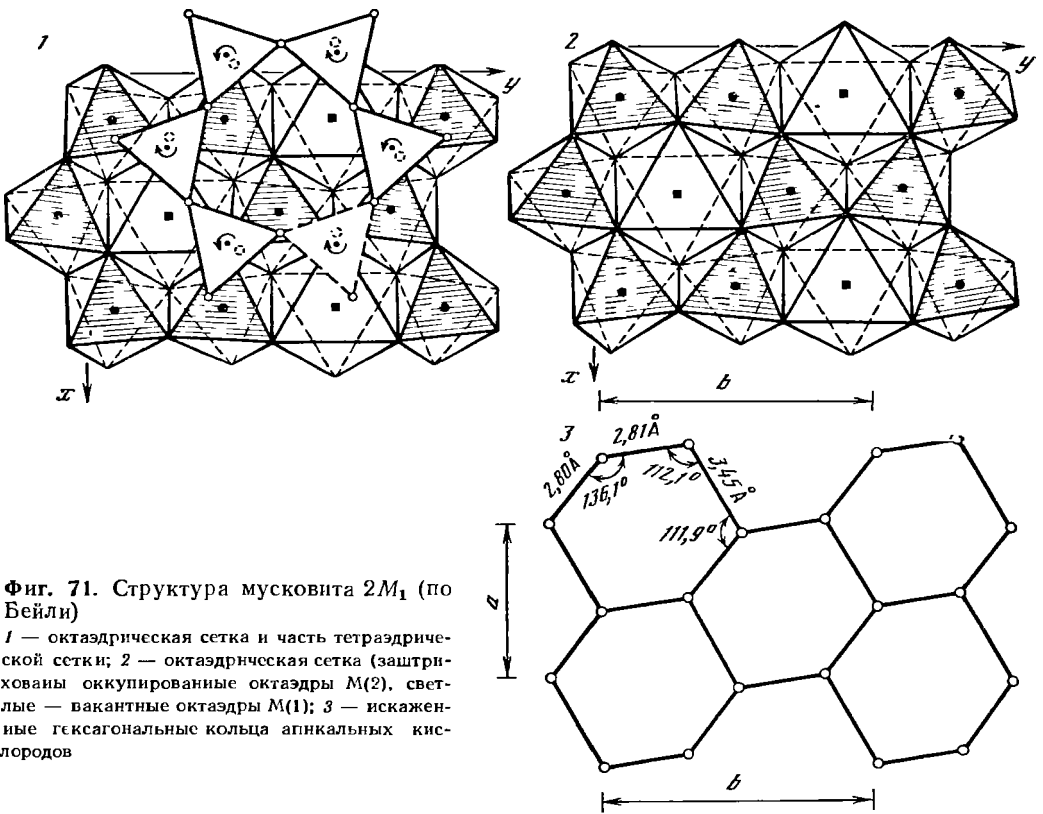
$\times O_{10}(OH)_{1,98}F_{0,03}$ ;

6\*— $(K_{0,68}Na_{0,09})Al_{1,93}(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10,06}(OH)_{1,94}$ .

\* Ввиду некоторого отклонения состава этих образцов от состава идеального мусковита в зарубежной литературе они нередко рассматриваются как фенгиты (Бриндли, Браун, 1980; Бейли, 1984).

Структура наиболее распространенного в природе мусковита  $2M_1$  была предметом одного из первых рентгенографических исследований слоистых силикатов [8] и впоследствии неоднократно уточнялась [1—3, 9—13] (фиг. 71). Для мусковита  $2M_1$  определение структуры выполнено рентгенографическим [8], нейтронографическим [2] и электронографическим [3] методами. Химический состав изученных образцов и параметры ячейки см. выше; структурные характеристики их весьма близки. Межатомные расстояния ( $\lambda$ ), по [1—3], соответственно: T(1)—O 1,643, 1,644, 1,641; T(2)—O = 1,643, 1,644, 1,641; M—O = 1,932, 1,930, 1,939; K—O = 2,855, 2,857, 2,858; разница в уровнях тетраэдрических базальных O: 0,220, 0,213, 0,215;  $-c \cdot \cos \beta/a = 0,387, 0,386, 0,386$ ; угол дитригонального разворота ( $\alpha$ ): 11,67, 11,70, 11,20°. Одинаковые значения межатомных расстояний в двух независимых тетраэдрах T(1) и T(2) свидетельствуют о полностью разупорядоченном распределении тетраэдрических катионов Si и Al. Однако выполненный Гатино [12] детальный анализ диффузного рассеяния показал наличие в структуре мусковита определенного ближнего порядка, выражающегося в концентрации катионов Al, замещающих Si в цепочках тетраэдров, параллельных [100], [110] и [110]. При характерной для политипа  $2M_1$  пространственной группе  $C2/c$  центры симметрии расположены внутри слоев, на серединах боковых разделенных ребер октаэдров и в центрах вакантных октаэдров, а оси второго порядка проходят через межслоевые катионы K. Нейтронографическое [2] и электронографическое [3] изучение структуры мусковита позволило определить положение протонов и установить, что вектор O—H (длина 0,53 Å — по данным [2] и 1,06 Å — по данным [3]) образует 12° с плоскостью поверхности октаэдрической сетки — плоскостью (001).

В структуре диоктаэдрической слюды  $1M$  (состав и параметры ячейки см. выше) выявлено [4, 5] упорядоченное распределение как тетраэдрических катионов с преимущественной локализацией Al только в тетраэдрических положениях одного типа: T(1) —  $Si_{0,96}Al_{0,04}$ , T(2) —  $Si_{0,85}Al_{0,15}$ , так и октаэдрических катионов с концентрацией двухвалентных катионов в октаэдрах



Фиг. 71. Структура мусковита  $2M_1$  (по Бейли)

1 — октаэдрическая сетка и часть тетраэдрической сетки; 2 — октаэдрическая сетка (заштрихованы оккупированные октаэдры M(2), светлые — вакантные октаэдры M(1)); 3 — искаженные гексагональные кольца апикальных кислорода

одного типа: M(2) —  $Al_{1,0}$ , M(3) —  $Al_{0,6}Mg_{0,1}Fe_{0,1}$ . Межатомные расстояния: Si—O— 1,615 Å, (Si, Al)—O= 1,635 Å, Al—O= 1,920 Å, (Al, Mg)—O= 1,960 Å. Упорядоченное распределение катионов понижает симметрию слоя и структуры в целом до  $C_2$  (относительно идеальной симметрии политипа  $1M C_2/m$ ) и обуславливает существенное отклонение угла моноклинности  $\beta$  от идеального значения ( $-c \cdot \cos \beta / a = 0,400$ ). Угол дитригонального разворота тетраэдров составляет  $9,3^\circ$ ; межатомные расстояния в октаэдрах вокруг межслоевого катиона K—O 2,90 Å.

Определение структуры мусковита  $3T$  проведено рентгенографическим методом [6]. Распределение тетраэдрических и октаэдрических катионов является упорядоченным: T(1) —  $Si_{0,62}Al_{0,38}$ , T(2) —  $Si_{1,0}$ ; M(2) —  $Al_{0,63}Mg_{0,08} \times Fe_{0,09}$ , M(3) —  $Al_{1,0}$ . Межатомные расстояния в тетраэдрах: T(1)—O= 1,671, T(2)—O= 1,603 Å; в октаэдрах: M(2)—O= 1,973, M(3)—O 1,913 Å. Угол дитригонального разворота тетраэдров  $11,84^\circ$ ; K—O 2,868 внутр. и 3,389 внешн.

Структура редкой политипной модификации  $2M_2$  определена электронографически [7]. Специфическая особенность этой структуры состоит в том, что при угле дитригонального разворота  $11,33^\circ$  в направлении кубической плотнейшей упаковки анионов (разворот тетраэдров в этом направлении обусловлен в первую очередь силами притяжения между октаэдрическими катионами и базальными атомами кислорода тетраэдров) межслоевые катионы K при наложении соседних трехэтажных слоев (с характерным для модификации  $2M_2$  относительным разворотом  $\pm 60^\circ$ ) оказываются не в обычном для структур слюд октаэдрическом, а в тригонально-призматическом окружении (K—O= 2,86 Å). Распределение тетраэдрических катионов упорядоченное (Si—O= 1,619, (Si, Al)—O= 1,653 Å). Наличие вакансий в положениях атомов Al в октаэдрической сетке приводит к увеличению по сравнению со структурами других политипов мусковита межатомного расстояния Al—O в октаэдрах до 1,96 Å.

Данные структурных определений политипных модификаций мусковитов выявили существенные отличия в строении отдельных трехэтажных слоев структур  $2M_1$ ,  $1M$ ,  $3T$  и  $2M_2$ , выражающиеся как в различном характере распределения катионов в октаэдрах, так и в различных искажениях этих координационных многогранников. В структуре мусковита  $2M_1$  тетраэдрические катионы распределены статистически, в то время как в структурах политипов  $1M$ ,  $3T$  и  $2M_2$  их распределение упорядоченное; в структурах  $1M$  и  $3T$  упорядоченным является также распределение и октаэдрических катионов. Однако характер упорядочения катионов внутри слоя у различных политипных модификаций неодинаков. В структурах  $1M$  и  $3T$  упорядочение тетраэдрических катионов происходит так, что к общему ребру двух смежных октаэдров примыкают различные по составу тетраэдры, что благоприятно для экранирования взаимного отталкивания соседних октаэдрических катионов, а в структуре  $2M_2$  — так, что к двум вершинам общего ребра октаэдров примыкают тетраэдры, в которых сконцентрированы катионы Al (т. е. валентно ненасыщенные тетраэдры), что приводит к некоторым вариациям в структуре слоя, свойственным только данной модификации.

Четкой зависимости политипных модификаций от состава мусковита не устанавливается: близкие по составу мусковиты могут принадлежать к разным политипам и наоборот. В наиболее типичных случаях для модификаций  $2M_1$  и  $3T$  характерны более высокая степень замещения Si на Al в тетраэдрах и более полное заселение межслоевых позиций катионами калия [14].

Выяснению условий устойчивости разных политипов мусковита посвящены многие работы [10, 15—17 и др.]. Экспериментально доказано, что политипное превращение  $1M \rightarrow 2M_1$  происходит при температуре  $< 300^\circ$  и давлении  $< 1$  кбар [15, 18]. По Калинин [19], при синтезе мусковита политипы  $3T$  и  $1M$  возникали как метастабильные фазы при небольшой выдержке; при большей выдержке (8—9 ч и более) они переходили в стабильный политип  $2M_1$ . Количественные энергетические оценки структур политипов  $1M$  и  $2M_1$  подтверждают предпочтительность кристаллизации мусковита  $1M$  при относительно более низких температурах [20].

Типоморфизм политипов природного мусковита проявляется достаточно отчетливо. Политипы  $2M_1$  и  $3T$  характерны для мусковитов, образовавшихся в результате относительно высокотемпературных процессов, политипы  $1M$  и  $2M_2$  — для более низкотемпературных. Мусковит  $2M_1$  пользуется наибольшим распространением [21]; характерен для магматических пород, пегматитов, грейзенов. Мусковит метаморфических пород относится к политипам  $2M_1$  (в породах прогрессивного метаморфизма) [22] и  $3T$  (в породах регрессивного метаморфизма) [23—27]. Мусковит  $3T$  встречается в альбитизированных гранитах [28]. Мусковит  $1M$  известен в гидротермальных жилах и в метасоматических породах [29—31]; мусковит  $2M_2$  — в зонах гидротермально-измененных пород [32, 33]. Нередки случаи сосуществования разных политипов мусковита. Например, совместное нахождение политипов  $1M$ ,  $2M_1$  и  $2M_2$  имеет место в полостях, образовавшихся в результате дорудного растворения пород в процессе кислотного метасоматоза [30], что связывается не с температурной устойчивостью политипов, а с падением давления растворов, поступающих в полости, когда выпадает максимально возможное число минералов. В дальнейшем все политипы мусковита могут сохраниться лишь при условии интенсивного растворения пород в крупных, только частично заполненных полостях, в которых повышения давления не осуществляется. При полном же заполнении пустот резкое повышение давления приводит к быстрому замещению метастабильных ранее политипов одним стабильным политипом  $2M_1$ . Известно также одновременное существование политипов  $2M_1$  и  $3T$  мусковитов в метаморфических породах [34],  $2M_1$  и  $1M$  серицитов околорудных метасоматитов [35]. Превращение политипов  $2M_1 \rightarrow 1M$  наблюдалось при наложении низкотемпературных процессов, приводящих к гидратации слюды и возникновению смешанослойных образований [30]. Например, на месторождении Асио в Японии при переходе от ранней (Sn, W, Bi, Cu) стадии минера-



лизации к поздней (Zn, Pb, Cu, As) наблюдалась следудщая смена политипов серицита:  $2M_1 \rightarrow 2M_1 + 1M \rightarrow 1M$  [36]. Подобная же закономерность установлена [37] для серицитов из гидротермально-измененных зон медно-молибденового месторождения Қалымакыр (УзбССР).

Типоморфным признаком мусковита  $2M_1$  может являться изменение параметра элементарной ячейки  $b_0$ , поскольку величина  $b_0$  зависит от содержания фенгитовой и парогонитовой составляющих в мусковите и поэтому может косвенно указывать на  $P-T$  условия кристаллизации слюды.

Предполагаемая возможность оценки градиента  $P-T$  условий начальных стадий метаморфизма по величине параметра  $b_0$  мусковита показана на примерах метаморфических толщ Альпийских и Карпатских гор, Каледонии, Центрального массива во Франции, Бетских гор в Испании, о-ва Лерос в Греции, пояса Санбагава в Японии и других мест [38—57].

О зависимости  $b_0$  и  $d_{002}$  светлых слюд от содержания фенгитовой (селадонитовой) и парогонитовой составляющих см. «Фенгит» и «Парогонит».

Монокл.-призм. кл.  $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$ .  $a : b : c = 0,5764 : 1 : 2,2372$ ,  $\beta = 95^\circ 39'$  (в рентгеновской установке) [58].

Главные формы (для мусковита из Линкольн Коунти) [58]:

		$\varphi$	$\rho$	$\varphi_1$	$\rho_1$
<i>c</i>	(001)	90°00'	5°39'	84°21'	90°00'
<i>b</i>	(010)	00 00	90 00		00 00
<i>n</i>	(130)	30 09	90 00	00 00	30 09
<i>m</i>	(110)	60 09	90 00	00 00	60 09
<i>e</i>	(011)	2 32	65 56	84 21	24 11
<i>y</i>	(021)	1 16	77 24	84 21	12 39
$\epsilon$	(112)	61 22	66 48	26 01	63 52
<i>o</i>	(111)	60 46	77 41	14 02	61 30
<i>h</i>	( $\bar{1}$ 12)	-58 51	65 11	151 37	62 00
<i>p</i>	( $\bar{1}$ 11)	-59 31	77 13	165 15	60 21
<i>x</i>	( $\bar{1}$ 31)	-29 31	82 37	165 15	30 21
<i>cb</i>	(001):(010)	=90°00'		<i>co</i> (001):(111)	=72°46'
<i>cy</i>	(001):(021)	=77 20		<i>ch</i> (001):( $\bar{1}$ 12)	=69 54
<i>cm</i>	(001):(110)	=85 06		<i>cp</i> (001):( $\bar{1}$ 11)	=82 06
<i>ce</i>	(001):(112)	=61 53			

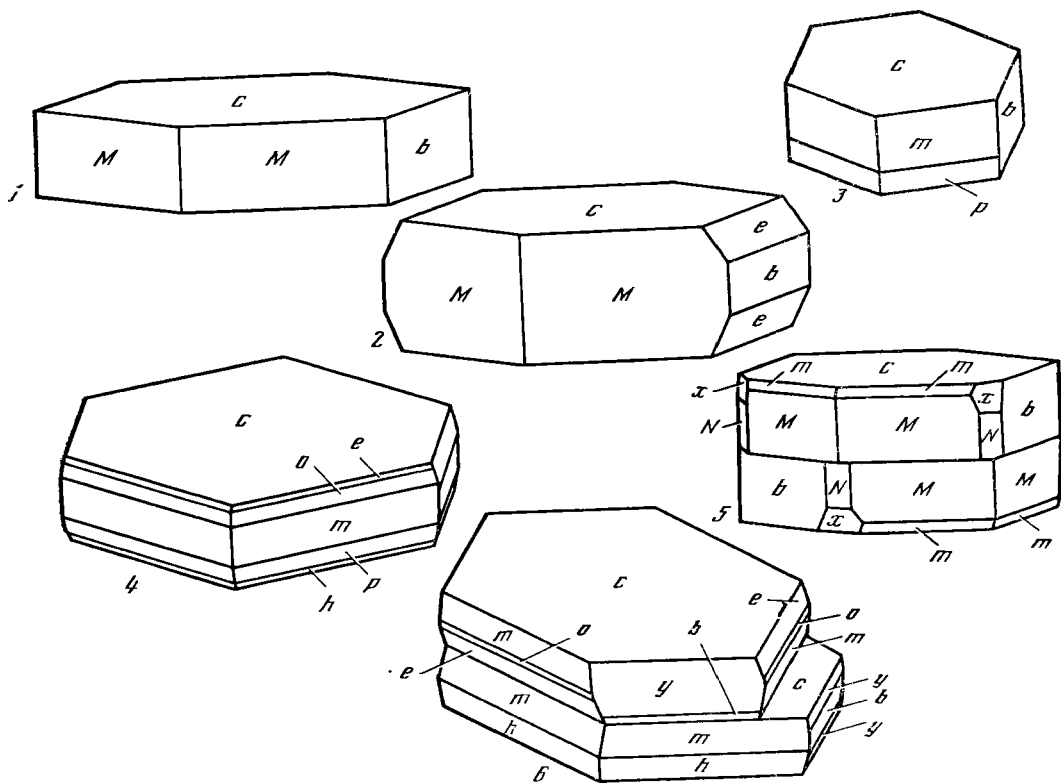
Сомнительные формы: (032), ( $\bar{3}$ 02), (221); плоскости скольжения  $\rho$  ( $\bar{1}$ 02),  $\xi$  (133) [58]. У Чермака (1885) указана также грань  $g$  (0.51.2).

Морфологические установки, использованные в более ранних работах, как правило, отвечают ориентировке кристаллов при  $\beta \simeq 90^\circ$ . Формулы перехода [58] от морфологической установки Деклуазо (1862 г.), Гольдшмидта (1897 г.), Дана (1892 г.) ( $a : b : c = 0,5774 : 1 : 3,3128$ ,  $\beta = 90^\circ 05'$ ) к рентгеновской — 300/030/ $\bar{1}$ 02; от установки Кокшарова (1875 г.), Хинце (1897 г.), Баумхауера (1900 г.) ( $a : b : c = 0,5774 : 1 : 1,6452$ ,  $\beta = 90^\circ 00'$ ) — 300/030/104. Морфологическая установка Чермака (1878 г.) ( $a : b : c = 0,5777 : 1 : 2,1932$ ,  $\beta = 84^\circ 55'$ ) соответствует принятой здесь рентгеновской, отличаясь лишь поворотом кристаллов на  $180^\circ$  вокруг оси  $c$ . Установка Миллера (1852 г.) ( $a : b : c = 0,5774 : 1 : 1,1021$ ,  $\beta = 99^\circ 59'$ ) близка к рентгеновской установке политипа 1M.

Буквенные обозначения и символы некоторых форм в рентгеновской (P.) и морфологических установках Дана (Д.) и Хинце (X.):

P.	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>m</i> 110	<i>e</i> 011	<i>y</i> 021		032	<i>o</i> 111	<i>p</i> $\bar{1}$ 11	331
Д.	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>M</i> 221	<i>e</i> 023	<i>y</i> 043	$\psi$	011	<i>o</i> 112	$\mu$ $\bar{1}$ 11	<i>m</i> 110
X.	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>m</i> $\bar{4}$ 41	<i>t</i> 043	<i>y</i> 083	<i>r</i>	021	<i>o</i> $\bar{1}$ 11	<i>M</i> 221	<i>N</i> 110

Кристаллы (фиг. 72, I—4) таблитчатые или пластинчатые по  $c$  (001), псевдогексагональные, редко ромбовидные с преобладающей гранью  $m$  (110). Грани призмы несут горизонтальную штриховку и часто сужаются к одному концу, что придает кристаллам конусообразный облик.



Фиг. 72. Кристаллы мусковита

1 - Аболь, Австрия (по Чермаку); 2 — Собот, Штирия, Австрия (по Чермаку); 3, 4 - Линкольн-Коунти, шт. Северная Каролина, США (по Пикоку); 5 — двойник, Аболь, Австрия (по Чермаку); 6 — двойник Линкольн-Коунти, шт. Северная Каролина, США (по Пикоку)

Двойники (см. фиг. 72, 5, 6) по слюдяному закону: дв. пл.  $\parallel$  (001) и  $\perp$  ребру (001) : (110) или, что то же самое, дв. пл.  $\perp$  (001) и  $\parallel$  ребру (001) : (110). Плоскость срастания (001). Таким образом, у обоих индивидов двойника плоскости спайности практически совпадают. Однако точные измерения Пикока и Фергусона [58] показали, что базальные плоскости индивидов наклонены друг к другу под углом  $1^{\circ}15'$ . Иногда встречаются двойники по хлоритовому закону с двойниковой осью  $\perp$  (001). Редки двойники скольжения с двойниковой плоскостью (102) или (133) [59]. О законах двойникования слюд см. [60].

Идиоморфные кристаллы редки и небольшие (1—3 мм). Крупные кристаллы (до 2—2,5 м) мусковита обычно несовершенны.

Особенно крупные кристаллы встречены на руднике Мадиновая Варака в Карельской АССР и в Мамских месторождениях в Восточной Сибири. В Канаде (в районе О'Клер) был найден кристалл размером  $1,95 \times 2,85 \times 0,6$  м<sup>3</sup> весом около 7 т [61].

Большинство кристаллов мусковита искажено в процессе роста; известны клиновидные, ёльчатые и перистые формы. Причина дефектов роста заключается в расщеплении кристаллов в направлении, перпендикулярном оси *c*. Ёльчатость образуется в тех случаях, когда клиновидный рост кристалла сопровождается его ростом вдоль ребер (своеобразная форма дендритиз) [62, 63]. У основания ёльчатых кристаллов нередко включения других минералов, мешавших правильному росту кристалла. Не все ёльчатые кристаллы клиновидны, но все клиновидные кристаллы обязательно ёльчатые [63, 64]. Изучение кристаллов мусковита из жил Мамского месторождения показало, что грань (010) обычно растет быстрее грани (110), иногда наоборот [65]. На поверхности граней (001) кристаллов серицита из Японии выявлены (методом декориро-

вания золотом) спирали роста, которые имеют овальную или полигональную форму в зависимости от условий образования слюды (непосредственно из гидротермальных растворов или в результате метасоматоза) [66].

Волокнистое строение иногда наблюдается у низкотемпературных мусковитов. Волокнистый мусковит («шилликнит») встречен в Сибири [67], а также в виде псевдоморфоз по топазу в грейзенизированных пегматитах Каменных Могил в Приазовье [68]. Волосовидные кристаллики аутигенного серицита (диаметром 1—3 мкм и длиной до 200 мкм) наблюдались в сноповидных агрегатах на поверхности чешуек первичного серицита, заключенного внутри обломочных зерен кварца в аргиллитизированных граувакках Саарланда (ФРГ) [69]. Волокнистый мусковит (в сростках с волокнистым хлоритом || [100] или || [010]) встречен в рассланцованных зонах карбонатных пород района Портсмут, Род-Айленд (США) [70].

Включения других минералов в мусковите принадлежат биотиту, кварцу, магнетиту, гематиту, гранату, циркону, апатиту, ставролиту, силлиманиту и др. Обычно они приурочены к плоскостям спайности, иногда закономерно ориентированы [71—73]. В мусковитах из пегматитов Мамского района на плоскостях спайности обнаружены точечные и дендритные включения битума размером 0,1—0,5 мм, упорядоченно расположенные параллельно лучам фигуры удара [74]. Биотитовые включения в мусковите из этих пегматитов имеют реликтовые формы или формы роста (шестигранные и звездчатые) [62]. На плоскостях спайности мусковита наблюдались 12-лучевые звезды силлиманита: грань (010) силлиманита лежит в плоскости спайности слюды, иглы силлиманита (вытянутые по оси *c*) параллельны лучам фигур удара или давления на листочках мусковита [75]. Изучение с помощью высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии сростков мусковита и биотита по (001) из пегматитов Митчелл-Крик (шт. Джорджия, США) [76] показало [77], что в пограничном слое (шириной до 300 Å) мусковит сростков имеет почти полностью упорядоченную структуру  $2M_1$ , а структура биотита сильно неупорядочена (около 60% тетраэдрических слоев биотита на границе сростков отличаются прерывистостью). Весьма характерны для мусковита сростания по (001) с паргонитом, лепидолитом и другими слюдами. Отмечено замещение мелко- или тонкочешуйчатым мусковитом (иногда вместе с каолинитом, монтмориллонитом и окислами железа) полевых шпатов, кордиерита, нефелина, скаполита и других минералов вплоть до образования полных псевдоморфоз. Некоторые псевдоморфозы настолько специфичны, что раньше принимались за самостоятельные минеральные виды и им присваивались собственные названия (см. Синон.).

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. весьма совершенная по (001), менее совершенная по (110) и (010), а также по плоскостям скоттжечья (102) и (133). О плоскостях спайности, выявляемых фигурами удара и давления, см. на с. 264. Точные измерения показали, что углы между лучами фигуры удара не равны: у семи образцов мусковита из разных месторождений они составили от 52°53' до 55°57' [78, 79]. При штамповке слюды на ней возникают трещины, которые на 46—55% относятся к системе фигур удара [80].

Широкое использование мусковита в технике и в других областях промышленности возможно благодаря особенностям его физических свойств. Величиной усилия, требуемого для разрыва листочка слюды по плоскостям спайности, определяется работа расщепления [81—85]. Она зависит от характера среды, в которой проводится расщепление [85]. На воздухе с влажностью 1,5% работа расщепления мусковита из Мамских месторождений составляет 700—800 эрг/см<sup>2</sup>, в дистиллированной воде — 250—300 эрг/см<sup>2</sup>, в высоком вакууме — 12 000—15 000 эрг/см<sup>2</sup>. Величина работы расщепления увеличивается с температурой и резко уменьшается с ростом электропроводности среды. В вакууме при расщеплении наблюдается свечение, вызываемое эмиссией электронов [86]. Наложенные друг на друга свежерасщепленные листочки слюды для повторного расщепления требуют затраты примерно той же энергии, что и для первичного расщепления [35]. Работа расщепления мусковита

из разных рудников Мамского месторождения различна: у мусковита из Большого Северного рудника  $390 \text{ эрг/см}^2$ , из Малого Северного  $435 \text{ эрг/см}^2$ , из Чуйского  $480 \text{ эрг/см}^2$  (при влажности 50% и температуре  $20^\circ$ ) [61].

У мусковита сильно выражена анизотропия многих физических свойств, обусловленная особенностями его структуры: разными по силе связями атомов в направлениях, параллельном и перпендикулярном (001). Проявляется отчетливая анизотропия твердости: на плоскости совершенной спайности тв.  $2^{1/2}$ , перпендикулярно ей — 4 [87]. При точных измерениях твердости методом царапанья Кноппа (при нагрузке 100 г) выявляется ее анизотропия также и на самой плоскости спайности (001): в направлении оси  $b$  она выше, чем в направлении оси  $a$  (определения были сделаны для мусковитов из Бразилии, Южной Дакоты и Индии) [88]; анизотропия микротвердости, определенная методом Хрущева, показана и для мусковитов из разных месторождений Мамского района Сибири [61]. Срезающее усилие (прочность на срез) максимально ( $34,3 \text{ кг/мм}^2$ ) || оси  $Ng$  и в направлениях лучей фигуры давления, минимально ( $29,9 \text{ кг/мм}^2$ ) || оси  $Nm$  и в направлениях лучей фигуры удара [61, 82, 89]. Эффекты анизотропии твердости и величины срезающего усилия сходны и зависят от состояния поверхности кристалла слюды. При смачивании поверхности слюды водой или толуолом твердость ее снижается, причем толуол снижает твердость сильнее, чем вода [90]. При нагревании до  $100^\circ$  срезающее усилие уменьшается ||  $Ng$  до  $18,85 \text{ кг/мм}^2$ , ||  $Nm$  до  $19,1 \text{ кг/мм}^2$ ; после прогревания в течение 3 ч при 100 — соответственно до  $14,25$  и  $13,6 \text{ кг/мм}^2$ ; при выдержке 240 ч в эксикаторе над хлористым кальцием — до  $17,65$  и  $16,2 \text{ кг/мм}^2$  [89]. Наблюдается сильная анизотропия упругих постоянных, например для мусковита из Мамской Слюдянки [91]:  $c_{11} = 17,8$ ,  $s_{11} = 6,04$ ,  $c_{33} = 5,49$ ,  $s_{33} = 18,87$ ,  $c_{44} = 1,22$ ,  $s_{44} = 81,97$ ,  $c_{66} = 6,78$ ,  $s_{66} = 14,76$ ,  $c_{12} = -4,24$ ,  $s_{12} = -1,34$ ,  $c_{13} = 1,45$ ,  $s_{13} = -1,24$ . Усредненные значения упругих постоянных ( $10^{11} \text{ дин}\cdot\text{см}^{-2}$ ): модуль упругости ( $E$ ) 7,89, модуль сдвига ( $G$ ) 3,16, модуль объемного сжатия ( $K$ ) 5,22 [92]. Средние скорости упругих волн (км/с):  $v_p = 5,81$ ,  $v_s = 3,36$  [92, 93]. Методом нейтронного неупругого рассеяния доказано присутствие в мусковите продольных акустических фононов [94].

Для оценки качества промышленного мусковита важное значение имеет гибкость слюды [61, 95]; ее мерой служит толщина слюдяного листочка, который может быть обернут вокруг цилиндра определенного диаметра без растрескивания. Наиболее гибким является мусковит из месторождения Камнига Мамского района (вокруг цилиндра диаметром 12 мм обертывается его листочек толщиной 34 мкм) и мусковит из месторождения Кривое Озеро, Карелия (такой листочек имеет толщину 31 мкм). Установлена отчетливая анизотропия гибкости; листочки, закручивающиеся под углом  $60^\circ$  к главной оси фигуры удара, оказались менее гибкими по другим направлениям [95]. Прочность листочков слюды на разрыв колеблется от 200 до  $300 \text{ кг/мм}^2$  [61, 95]; отчетливо выявляется ее анизотропия: сопротивление разрыву листочков, вырезанных перпендикулярно главному лучу фигуры удара, меньше, чем у листочков, вырезанных параллельно ему. Сопротивление разрыву снижается при смачивании листочков поверхностно-активными веществами [96]. Величина временного сопротивления сжатию разных мусковитов составляет от 3 до 5 тыс.  $\text{кг/см}^2$  [95].

Уд. в. от 2,68 до 2,92. Колебание удельного веса связано с разным содержанием железа, ванадия, бария и других элементов. Низкий удельный вес некоторых мусковитов обусловлен включением газовых пузырьков. Цвет бесцветный, серовато-белый, серебристый, светло-зеленый, розовый, светло-бурый («рубиновый»), светлый желто-бурый («янтарный»), светло-коричневый. В тонких листочках прозрачен, в толстых — просвечивает; прозрачность уменьшается с увеличением содержания красящих окислов и включений. Бурый цвет связывается с  $\text{Fe}^{3+}$ , зеленый — с  $\text{Fe}^{2+}$  [97]; розовый — с марганцем [98, 99] или с присутствием  $\text{Fe}^{3+}$  в тетраэдрической позиции [100—103]; ярко-зеленый — с хромом. Кривые светопоглощения мусковитов (в диапазоне 220—1200 нм), по Грум-Гржимайло [104], разделяются на два типа: особенно-

сти кривых I типа (без резко выраженных максимумов) объясняются вхождением в октаэдрические позиции ионов  $Fe^{3+}$ , особенности кривых II типа (с максимумами около 700 и 900 нм) — вхождением ионов  $Fe^{2+}$ . Оптические спектры (в диапазоне 400—500 нм) мусковитов из пегматитовых жил Северной Карелии и Мамско-Чуйского района показали [105], что среди мусковитов, кроме разностей с прямой схемой абсорбции ( $Np < Nm \leq Ng$ ), имеются разности с обратной схемой ( $Np \gg Nm > Ng$ ); для таких мусковитов, по мнению Вохменцева [105], характерно содержание  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических позициях.

По Рихардсону [106], обратный плеохроизм розового мусковита из Арчерс-Пост, Кения (с линиями на оптическом спектре 442 и 509 нм), также обусловлен  $Fe^{3+}$ , находящимся в тетраэдрах. Однако Аннерстен и Хелениус [103] считают, что плеохроизм этого мусковита связан с  $Mn^{3+}$  в октаэдрах, а линии  $\sim 442$  и  $\sim 509$  нм — с  $Fe^{3+}$  в октаэдрах.

Дихроизм мусковита на плоскости спайности может меняться в одной и той же пластинке в зависимости от длины волны [105]. О природе окраски и оптических спектрах мусковитов см. также в работах [107—111].

Некоторые мусковиты зональны [112—114]. Микрозональность проявляется в чередовании очень тонких (шириной в несколько десятков микрометров) зон, равномерно распределенных по кристаллу или приуроченных к его краевым частям. Иногда насчитывается до 150 зон разной по густоте окраски [114]. Границы зон большей частью резкие. Наблюдалась сетчатая система замутненных или различно окрашенных полосок, подчиненная кристаллографическим направлениям [114]. Макрозональность наблюдается невооруженным глазом и обычно в более крупных пластинках мусковита; например, в мусковите из месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) отмечаются внутренняя бурая (более фенгитового состава) и внешняя зеленая зоны [115].

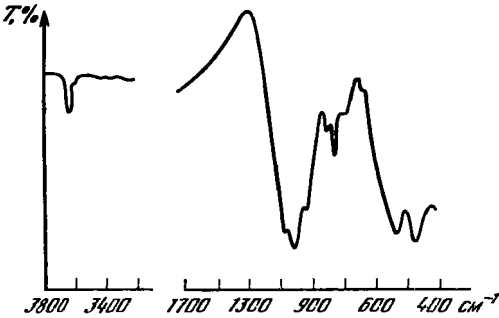
Возникновение зональности в мусковите, по [114], происходило в результате ритмичного изменения условий кристаллизации под влиянием пульсирующего поступательного растворов, а также изменения соотношения в скоростях роста соседних граней слюды. Состав отдельных зон (и их цвет) связан в основном с окислением железа или полным его выносом с образованием окислов и гидроокислов железа.

Иногда зональность обусловлена закономерным распределением включений других минералов [116].

Черта белая. Бл. стеклянный, перламутровый; на плоскостях несовершенной спайности иногда шелковистый. Диэлектрик [95, 117]. Удельное объемное сопротивление ( $\rho_v$ ) чистых сухих карельских и мамских мусковитов в направлении, перпендикулярном плоскости спайности, равно  $(1,0—4,8) \cdot 10^{15}$  Ом·см; в продольном направлении по отношению к плоскости спайности оно колеблется от  $4,8 \cdot 10^8$  до  $1,25 \cdot 10^9$  Ом·см [95]. Наиболее низкое удельное объемное сопротивление установлено у кыштымского зеленого мусковита (перпендикулярно спайности  $\rho_v = 2,5 \cdot 10^{-13}$  Ом·см) [95]. У мусковита с включениями магнетита или гематита эта величина на 1—2 порядка меньше. Величина  $\rho_v$  зависит и от условий измерения: при длительном воздействии тока на изолятор  $\rho_v$  несколько меняется. Удельное сопротивление ( $\rho_s$ ) чистого мамского мусковита равно  $(2,4—3,9) \cdot 10^{11}$  Ом; оно сильно снижается в условиях повышенной влажности [95]. Величина диэлектрической проницаемости ( $\epsilon$ )  $\perp$  (001) равна  $\epsilon \sim 7$ ,  $\parallel$  (001) меняется в широких пределах [61]. Диэлектрическая проницаемость увеличивается при давлении от 500 до 2000 кГ/см<sup>2</sup> (за счет исчезновения в слюде микродефектов), при более высоком давлении понижается за счет уменьшения расстояния между ионами  $K^+$  и  $O^{2-}$  (или  $OH^-$ ), т. е. смещения рядов диполей, образуемых этими ионами [118]. Тангенс угла диэлектрических потерь ( $tg \delta$ ) чистых мусковитов Карелии при частоте 50 Гц  $\perp$  (001) колеблется от 0,002 до 0,0076 [119], мамских мусковитов (при 20°) — от 0,001 до 0,008 [61]; чем ниже эта величина, тем выше качество слюды, пятнистые слюды и слюды с включениями дают значительно больший угол диэлектрических потерь [120]. Пробивное напряжение у пластинок мамских мусковитов толщиной 0,025 мм составляет 3,11—3,20 кВ, у пластинок худших по качеству зеленых мусковитов Кыштымского месторождения — 2,9 кВ [95]. Электрическая прочность у более тонких листочков выше [121]. Отмечается анизотропия

тропия электрической прочности: для пробы вдоль плоскости спайности требуется значительно меньшее (примерно в 100 раз) напряжение, чем в направлении  $\perp$  спайности [95, 122]. Повышение температуры до  $350^\circ$  практически не сказывается на электрической прочности, выше  $350^\circ$  она понижается [61]. О диэлектрических потерях и диэлектрической проницаемости см. также [61].

Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) карельских мусковитов от 7 до  $17 \cdot 10^{-6}$  СГС [123], мусковитов из других месторождений от 1 до  $29 \cdot 10^{-6}$  СГС [124]. Богатые железом разности мусковита в магнитном поле ведут себя подобно флогопиту той же железистости [62, 124]. Теплопроводность (при  $20^\circ$ ):  $\parallel$  спайности 8,1—



Фиг. 73. ИК-спектр мусковита (по Вла-  
совой)

9,3,  $\perp$  спайности 1,31—1,38 кал/см·с [61]. Коэфф. теплопроводности 0,00104—0,00110 [95]; теплоемкость составляет 0,208 кал/г [61]. Коэфф. линейного расширения  $8,5 \cdot 10^{-6}$  при нормальной температуре и  $12,0 \cdot 10^{-6}$  при  $400^\circ$  [125]; для мамского мусковита  $(1,9—2,8) \cdot 10^{-5}$  в интервале температур  $20—400^\circ$  [126]; по Волкову и др. [61], при  $0—500^\circ$   $\parallel$  спайности  $(1—1,2) \cdot 10^{-5}$ ,  $\perp$  спайности  $2 \cdot 10^{-5}$ .

ИК-спектр поглощения мусковита содержит следующие характеристические полосы (фиг. 73) [127, 128]: 3630, 1030, 930, 830, 750, 535, 470, 430  $\text{см}^{-1}$ . Полосы с максимумами 475—

540  $\text{см}^{-1}$  определяются деформационными колебаниями Si—O и Si—O—Me; полоса 750  $\text{см}^{-1}$  — плоскостными колебаниями Al—O—Si; полоса 820—830  $\text{см}^{-1}$  — внеплоскостным колебанием Al—O; основная интенсивная полоса 1030  $\text{см}^{-1}$  и плечо 1080  $\text{см}^{-1}$  — валентными антисимметричными колебаниями Si—O. Плечо 930  $\text{см}^{-1}$  соответствует колебаниям Al—O—H. Полоса поглощения в области 3600 и 3700  $\text{см}^{-1}$  с максимумом при 3630  $\text{см}^{-1}$  отвечает валентным колебаниям групп OH, входящих в структуру мусковита. Аналогичные данные получены по ИК-спектрам отражения [129]. ИК-спектры мусковитов весьма стабильны [130], но некоторые колебания химического состава и особенности структуры мусковитов на них отражаются. Соотношение тетраэдрического и октаэдрического Al определяет положение полосы поглощения при 700—800  $\text{см}^{-1}$  [131, 132], а также полосы в области 1030  $\text{см}^{-1}$  [133]. При вхождении Mg в октаэдрические позиции полоса поглощения 930  $\text{см}^{-1}$  уширяется, а полоса 540  $\text{см}^{-1}$  смещается в сторону более низких частот; присутствие Fe приводит к уширению и ослаблению полосы 750  $\text{см}^{-1}$  [134—136]. В области валентных колебаний OH-групп конфигурация ИК-спектров поглощения зависит от состава межслоевых катионов [135, 137]. Например, наличие в мусковите Rb проявляется в расщеплении полосы валентных колебаний OH на две составляющие — 3633 и 3650  $\text{см}^{-1}$ , из которых первая более интенсивна и характеризует группы OH, связанные с Al в октаэдрах. Кроме того, вхождение в межслоевое пространство более крупного иона рубидия, вызывая изменение угла OH—базис, может несколько исказить кремнекислородные тетраэдры [135]. Исследование ориентации гидроксидов в различных политапах мусковита показало [138], что именно межслоевой катион, отталкивая протон, приводит к наклонной, почти параллельной базису ориентации гидроксидов.

Присутствие межслоевого аммония определяется полосами 1430, 3030 и 3280  $\text{см}^{-1}$  [139]. Их интенсивность пропорциональна содержанию аммония [132, 139, 140]. Широко используется метод ИК-спектроскопии для выяснения положения в мусковите воды [141, 142], взаимосвязи воды и кремнезема [143], физических свойств поверхностного слоя и диффузии  $^{40}\text{K}$ ,  $^{86}\text{Rb}$  и  $^3\text{H}$  [144], а также структурной устойчивости при кислотном декатионировании [145].

Мусковит не люминесцирует [146]. Методом мёссбауэровской спектроскопии установлено, что в мусковите 1M октаэдрическая позиция M(1) — транс-октаэдры — обычно вакантна (M(1)—O 2,20 Å), а позиция M(2) — цис-октаэдры — заселена в основном Al<sup>3+</sup> (M(2)—O ≈ 1,95 Å) [147—149]. Катионы Fe, как правило, также занимают позицию M(2) [109, 150]. Методами ПМР и ЯМР показано, что при дегидроксилизации выход групп OH из структуры мусковита приводит к изменению координации части октаэдрического Al от шестерной к пятерной [151, 152].

Для мусковита 2M<sub>1</sub> приводятся следующие стандартные термодинамические характеристики: ΔG<sub>f,298,15</sub><sup>0</sup> —5601,1±3,3 кДж/моль [153]; стандартная энтропия S<sub>298,15</sub><sup>0</sup> =287,70 Дж/моль·град [154]; теплоемкость отвечает уравнению C<sub>p</sub><sup>0</sup> = 917,67—81,111·10<sup>3</sup>T + 28,341·10<sup>2</sup>T<sup>-2</sup>—103,48·10<sup>2</sup>T<sup>-0,5</sup> [155]. Стандартная свободная энергия реакции политипного перехода (1M → 2M) равна —7,5±2,0 кДж/моль [153]. Рассчитанная энергия активации равна 20 ккал/моль [156]. Термодинамические характеристики см. также в работах [157—162].

Флотуруется анионными и катионными собирателями, в последнем случае обычно в кислой среде и с добавкой сульфата аммония для депрессии сопутствующих силикатов; флотационно более активен, чем биотит [163, 164]. Флотация мусковита из мусковит-сподуменового концентрата после кислотной обработки проводится олеатом натрия с последующей депрессией молочной кислотой, крахмалом и органическими коллоидами [164].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветен; очень редко наблюдается слабый плеохроизм: по Ng = Nm — буроватый, бледно-желтый, по Np — бесцветный; Np < Ng = Nm, редко Np > Nm = Ng [105]. Иногда встречаются плеохроичные ореолы («дворики») вокруг включений радиоактивных минералов. Двуосный (—). Пл. опт. осей ⊥ (010) и почти ⊥ (001) — слюда первого рода, Ng = b, aNm — 1—3°, Np почти ⊥ (001) или образует угол до 5°. Удлинение положительное, иногда (в случае бочонковидных кристаллов, вытянутых по Np) отрицательное. Нередко наблюдается «ситовидное» погасание. По Винчеллу (1953), Диру и др. (1966): n<sub>g</sub> 1,588—1,616, n<sub>m</sub> = 1,582—1,610, n<sub>p</sub> = 1,552—1,574, n<sub>g</sub>—n<sub>p</sub> 0,036—0,049; 2V = 0—50, обычно 30—47°. Дисперсия ясная, r > v. Светопреломление и двупреломление возрастают с увеличением содержания железа и магния, хотя прямой зависимости при этом не наблюдается (Дир и др., 1966).

Для мусковитов из слюдяных пегматитов Мамского района даже при весьма значительных колебаниях в содержании октаэдрических катионов показатели преломления находятся в весьма узких пределах: n<sub>g</sub> 1,600—1,605, n<sub>m</sub> 1,599—1,600, n<sub>p</sub> 1,560—1,568 [62].

Намечается отчетливая зависимость оптических свойств мусковитов от их структурных особенностей. Мусковит политипа 3T одноосный (2V от 0 до 11°); мусковиты с 2V = 30—47 обычно относятся к политипу 2M<sub>1</sub>; некоторые мусковиты с промежуточным значением 2V являются смесью 2M<sub>1</sub> и 3T.

**Хим.** Теор. состав: SiO<sub>2</sub> — 45,25; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 38,40; K<sub>2</sub>O — 11,83; H<sub>2</sub>O — 4,52. Слюды, состав которых близок к теоретическому, редки. В большинстве случаев проявляются изоморфные замещения: K → Na, Rb, Cs, Ca, Ba; Al<sup>VI</sup> → Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn, Li, Cr, Ti, V; Si → Al<sup>IV</sup>; OH → F.

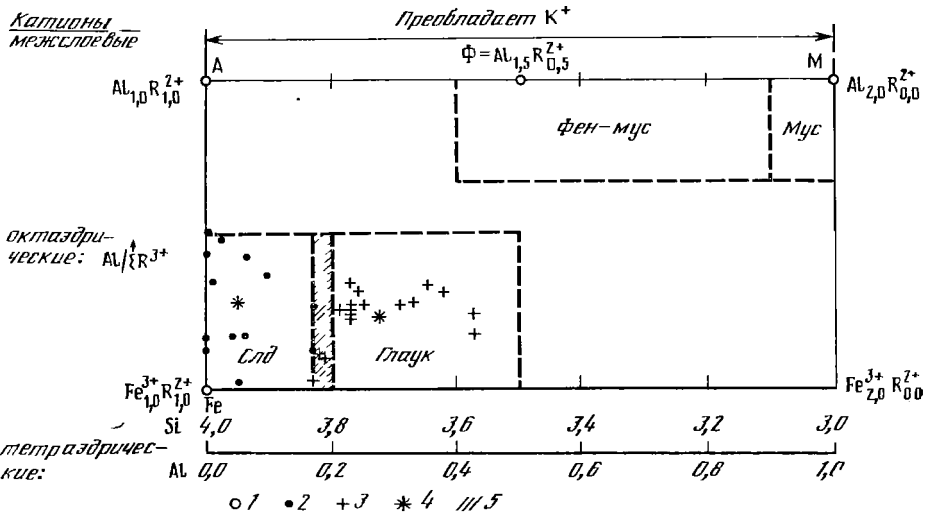
Пределы содержания главных окислов в мусковитах весьма велики и, учитывая часто имеющиеся непрерывные переходы к другим слюдам, условны.

Особенно значительные колебания состава отмечаются для мусковитов из изверженных горных пород, слюдяных пегматитов и метаморфических пород:

	Мусковиты из изверженных горных пород [165]	Мусковиты из слюдяных пегматитов [62] [166, 167]		Мусковиты из метаморфических пород [168—172]
SiO <sub>2</sub>	38,85—53,01	41,33—58,99	42,42—46,17	46,13—54,25
TiO <sub>2</sub>	—	0,00—2,08	Сл.—0,61	0,26—1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,56—46,19	20,97—38,65	29,97—35,81	20,84—29,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.—8,33	0,00—6,98	1,72—6,58	0,36—9,10
FeO	Сл.—6,55	0,00—5,76	0,93—2,39	1,19—4,94

	Мусковиты из изверженных горных пород [165]	Мусковиты из слюдяных пегматитов [62]	Мусковиты из слюдяных пегматитов [166, 167]	Мусковиты из метаморфических пород [168—172]
MnO	Сл.—2,48	0,00—2,50	Сл.—0,26	0,02—0,33
CaO	Сл.—3,93	0,00—2,02	Сл.—0,26	0,10—0,98
MgO	Сл.—8,90	0,00—6,31	0,37—1,58	2,87—4,45
K <sub>2</sub> O	2,30—13,91	5,73—12,68	7,26—11,41	6,77—10,60
Na <sub>2</sub> O	0,03—4,25	0,00—5,15	0,10—2,91	0,36—1,27

Характерной особенностью мусковитов из кристаллических сланцев является обогащение их Mg и Fe и обеднение алюминием (переход к фенгитовому составу) [168, 169]. Мусковиты из редкометальных пегматитов отличаются большим постоянством в содержании основных компонентов, находящихся по данным [173, 174], в следующих пределах: SiO<sub>2</sub>—41,16—45,60; TiO<sub>2</sub> — сл. 0,25; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—33,27—38,92; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,33—2,54; FeO — 0,11—3,80; MnO — 0,06—0,64; CaO — 0,02—0,76; MgO — 0,07—0,75; K<sub>2</sub>O — 9,57—11,00; Na<sub>2</sub>O — 0,47—0,62. Мусковиты из редкометальных пегматитов оказываются больше, чем другие, обогащенными Li, Rb, Cs, Be и прочими редкими элементами, а так-



Фиг. 74. Схема, показывающая границы составов мусковита, фенгита, селадонита, глауконита (по Бейли и др.).

Глаук — глауконит; Мус — мусковит; Сл — селадонит; Фен-мус — фенгитовый мусковит. 1 — идеальные составы: А — алюминиевый селадонит (лейкофиллит), Fe — железистый селадонит, М — мусковит, Ф — фенгит; 2, 3 — конкретные анализы (2 — селадонит, 3 — глауконит); 4 — средние составы; 5 — области перекрытия составов селадонита и глауконита

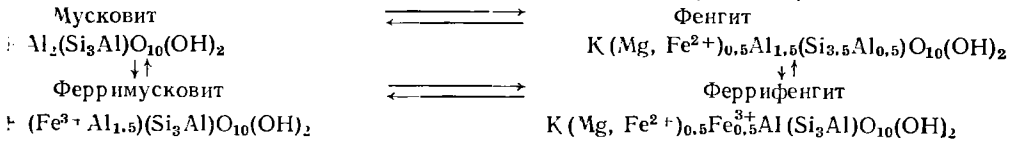
фтором. Состав мусковитов из грейзенов, по данным Куприяновой и др. [175] заметно изменяется от ранних к более поздним стадиям, увеличивается содержание алюминия за счет уменьшения количества изоморфных примесей в октаэдрических позициях и уменьшения кремния в тетраэдрах. Мусковит низкотемпературных гидротермальных образований отличается некоторым избытком кремнезема в тетраэдрах, дефицитом одновалентных межслоевых катионов и повышенным содержанием воды (часто описан как гидромусковит и серицит) [30, 33, 42, 176].

Увеличение содержания SiO<sub>2</sub> с одновременным снижением количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и повышением MgO и FeO приводит к постепенному переходу от мусковита идеального состава  $(Al_{2,0}R_{0,0}Z_{0,0})(Si_4Al^{IV})$  к фенгиту  $(Al_{1,5}R_{0,5}Z_{0,5})(Si_{3,5}Al^{IV})$  [168, 26, 27, 177], граница между ними до некоторой степени условна, и промежуточные различия между мусковитом, фенгитом и лейкофиллитом Международ-



ной номенклатурной комиссией предложено называть фенгитовым мусковитом — phengitic muscovite [178] (фиг. 74).

Канехира и Банно [179] для искусственных соединений выделяли четыре члена в ряду светлых слюд в зависимости от замещения  $[Al^{IV}, Al^{VI}] \rightleftharpoons [(Mg, Fe^{2+})^VI Si^{IV}]$ :



Гаудотти и Сасси [45] считают, что использование терминов «фенгит» и «феррифенгит» для природных слюд нежелательно и предлагают название «мусковит» применять более широко для богатых калием светлых слюд. В случае же присутствия в значительном количестве селадонитового компонента называть слюду селадонитовым мусковитом. Однако в литературе используются названия как фенгит, так и селадонитовый или фенгитовый мусковит.

Наиболее богатые Si слюды встречаются среди низкотемпературных образований и в подвергшихся диагенезу осадочных породах [168, 180, 181]. Содержание MgO в мусковитах до 4–5%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO обычно не выше 1–2%. Среди мусковитов с повышенным содержанием железа выделяют: ферримусковит — ferri-muscovite (13% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [182]; монрепит — monrepite (синон. «ферро-ферримусковит» — ferro-ferri-muscovite) с 23,39% FeO и 15,41% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [182].

Лазаренко и др. [73] под названием «железистый мусковит» описан мусковит с содержанием FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≥ 9% (с преобладанием FeO) из мусковит-альбитовых апогранитов Приазовья.

При содержании MnO около 2% слюду называют марганцевым мусковитом — manganmuscovite [183]; при содержании Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1% и больше — хромовым мусковитом — chrommuscovite или фукситом (см. «Фуксит»). Замещение K на Na отражает смешимость мусковитового и парагонитового миналов. Эта смешимость ограничена: не более 25% межслоевых позиций занимает Na в мусковите и соответственно K в парагоните [184–187] (см. «Парагонит»). При повышенных температурах растворимость парагонитового минала в мусковитовом увеличивается, достигая максимума при температуре дегидратации парагонита, которая примерно на 100° ниже, чем температура дегидратации мусковита. При дальнейшем повышении температуры растворимость парагонитового минала в мусковите снижается вплоть до состава, близкого к теоретическому. При охлаждении или в ходе метаморфизма смешанные мусковит-парагонитовые кристаллы распадаются, давая сложные прорастания мусковита и парагонита.

Югстер и Йодер [185] предложили по содержанию натрия в мусковите определять температуру его образования. Установленная зависимость в дальнейшем была использована как геотермометр для мусковитов разных генетических типов [188–191]. Однако эти определения могут быть сделаны только в случае сосуществования мусковита с парагонитом или с другими Na-содержащими минералами (например, альбитом), т. е. когда можно ожидать содержание Na в мусковите, близкое к предельному при данной температуре [184]. Нельзя при этом не учитывать также роль давления [192], степень концентрации Na в растворе и условия щелочности—кислотности минералообразующей среды [193].

Для сосуществующих мусковита и парагонита золоторудных месторождений Южного Урала на основании отношения Na/(Na+K) температура распада твердого раствора мусковит—парагонит составляет 350–360° [189].

Широко использовавшиеся ранее для оценки содержания мусковитового и парагонитового миналов отражения 0k0 и 00l, по мнению некоторых авторов [189, 194], дают существенные расхождения с данными химических анализов. Соболевой и Новгородовой [189] предложен графический метод зависимости рефлексов типа  $\bar{1}31$  и  $\bar{2}01$  от состава (K, Na) межслоевого промежутка.

Известны мусковиты, в которых межслоевой К частично замещен на С или Ва (с соответствующим замещением Si на Al в тетраэдрах). Содержания CaO обычно не превышает 1%, реже составляет более 3%. Ва чаще отсутствует или содержится в незначительном количестве (до 0,5% ВаО). Ва-содержащие мусковиты (0,2—0,3% ВаО) из Восточной Сибири, Индии и США являются, как правило, ранними, образовавшимися по калиевому полевоому шпату с 0,5—0,8% ВаО [195]. Значительно реже концентрация ВаО в мусковите достигает > 1%; такие разности называют б а р и е в ы м м у с к о в и т о м — *bari. muscovite* [17, 196], переходным к эллахериту.

Содержание 9,89% ВаО [197] в мусковите 1М из Франклина, шт. Нью-Джерси (СШ) оказалось завышенным из-за примеси барита; новый микросондовый анализ того же разца показал содержание в нем 6,3% ВаО [198, 199].

Иногда Ва в мусковитах сопровождается ванадием. Зеленый мусковит месторождения Янгун (Северная Корея) содержит до 5,09%  $V_2O_5$  [200]. Выделяются бариево-ванадиевые и ванадиевые мусковиты [196]. В некоторых мусковитах содержится аммоний, замещающий межслоевой калий. Он отмечен в промышленных бенгальских «рубиновых» мусковитах (составляет до 2% общего количества межслоевых катионов) [139]; серицит из Западной Японии содержит 0,44—1,77%  $(NH_4)_2O$  [201]. Такие разности называют а м м о н и е в ы м м у с к о в и т о м — *ammonium muscovite* [139], переходным к тельбиту. Синтезированы чисто аммониевые мусковиты [202].

При обработке мусковита растворами с различными катионными и анионными составляющими выяснено, что калий наиболее легко вытесняется солями аммония и магния в присутствии в растворе  $CO_3^{2-}$  или  $SO_4^{2-}$  [203].

Количество в мусковитах воды (выделяемой при нагревании до 900) достигает 5—7% [62]. Содержание фтора в природных мусковитах невелико [204]. Наиболее богаты фтором (до 2%) мусковиты из альбитизированных гранитов и из редкометалльных пегматитов [28, 205]. Искусственно получен фтормусковит, в котором гидроксил целиком замещен на фтор [206].

Распределение фтора в мусковитах и сопутствующих минералах в последние годы используется для выводов об эволюции минералообразующих процессов [207, 208].

Мусковиты содержат примеси многих редких и рассеянных элементов, особенно мусковиты из гранитов, слюдоносных и редкометалльных пегматитов. К ним относятся такие элементы, как Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sc, Tl, Ge, Nb, Ta и др. [98, 173—175, 209—250]. Средние содержания примесей приведены в работах [215, 221, 223—225].

Количественные оценки редких и рассеянных элементов для одного и того же генетического типа мусковита не всегда совпадают у разных авторов. В каждом конкретном случае имеются свои специфические особенности как в степени первичной концентрации этих элементов в минералообразующей среде так и в физико-химических условиях, определяющих вхождение их в состав мусковита; имеет значение и геохимическая специализация региона. Надо учитывать также возможность присутствия в мусковите мельчайших включений минералов, содержащих редкие элементы, например танталита, колумбит-касситерита, ортита, берилла, циркона и др. [116].

Однако общие закономерности в распределении и содержании отдельных элементов-примесей в мусковитах разных генетических типов выявлены достаточно отчетливо и могут служить во многих случаях типоморфными признаками. Например, Ва, V, Ti, Ni, Cr в повышенных количествах встречаются в мусковитах горных пород, содержащих эти элементы (особенно метаморфических); Li, Rb, Be, Ta, Nb — в мусковитах из альбитизированных и грейзенизированных гранитов и редкометалльных пегматитов, причем содержание их тем больше, чем богаче была среда летучими компонентами [251]; Zr, Pb, Cu, Sn, W и некоторые другие — в слюдах соответствующих гидротермальных месторождений. При содержании  $Li_2O$  до 3,3% выделяется самостоятельная разновидность — л и т и е в ы й м у с к о в и т [16]. Количество рубидия в

грейзенизированных и альбитизированных гранитов и редкометалльных пегматитов составляет 5700—6750 г/т [224]. Рубидиевый мусковит — разновидность с  $Rb_2O$  более 1% [249] (см. с. 299). Цезием наиболее богаты мусковиты из альбитизированных гранитов (218 г/т) и редкометалльных пегматитов (353—518 г/т) [224]. Повышенное содержание цезия (1960 г/т) указано для жильбертита из Монгольского Алтая [224]. Бериллия в мусковитах неизмененных гранитов больше, чем в мусковитах керамических и слюдяных пегматитов (5 г/т), но меньше, чем из редкометалльных пегматитов (31 г/т) [224]. Литием, рубидием, цезием и бериллием особенно обогащены поздние генерации мусковита, связанного с редкометалльной минерализацией. Содержание Tl в мусковитах из пегматитов от 12 до 100 г/т [224]. Отмечена зависимость содержания Tl от концентрации Li и Rb [221]. Наибольшее количество Ga также известно в мусковитах из альбитизированных гранитов, редкометалльных пегматитов и грейзенов (от 20 до 700 г/т) [226]. Например, в мусковитах из редкометалльных месторождений Казахстана содержится 27—87 г/т Ga [220, 224]. Повышенное количество Sc (0,62%  $Sc_2O_3$ ) известно в мусковите из слюдисто-флюорит-магнетитовой породы с топазом в Казахстане [214]. Ta и Nb в мусковитах из неизмененных гранитов содержится в меньших количествах (Ta — 8, Nb — 75 г/т), чем в мусковитах из альбитизированных и грейзенизированных пород (Ta — 32, Nb — 210 г/т); в случае, если в последних породах наблюдаются тантало-ниобиевые минералы, то мусковиты обеднены этими элементами (Ta — 19, Nb — 109 г/т) [219, 228, 229, 250]. Предполагается [251], что в пегматитах мусковит, образовавшийся по биотиту, может наследовать от него Nb и Ta. Нельзя не учитывать также, что в мусковите могут быть очень мелкие включения минералов Nb и Ta [251, 252]. Олово входит приблизительно в одинаковых количествах в мусковиты разных пород, но в пределах оловорудных месторождений его значительно больше в мусковитах грейзенов, чем в мусковитах вмещающих гранитов. Например, в одном из месторождений СССР в мусковитах из грейзенов содержится Sn 43,3—129 г/т, а из гранитов 6,5 г/т [253]. Sn входит в слюду в виде изоморфной примеси [254—256], но в ряде случаев его содержание в мусковите связано с включениями Sn-минералов. Значительная часть Sn, первоначально заключенного в биотите, при мусковитизации последнего вытесняется из решетки слюды и переходит в постмагматический раствор, частично же выпадает в виде аксессуарного касситерита [255]. В пегматитах Казахстана поздний мелкочешуйчатый мусковит богаче оловом, чем крупночешуйчатый [220]. W присутствует в мусковитах некоторых грейзенов, где его содержание достигает 0,01% [257]. Содержание Au в мусковитах из пегматитов колеблется от  $3,78 \cdot 10^{-7}$  до  $32,1 \cdot 10^{-7}$ %, максимально оно в мусковитах из кварц-мусковитового комплекса [258].

Несмотря на очень низкие содержания в мусковитах урана (от  $10^{-4}$  до  $10^{-10}$ %), о его присутствии можно судить по воздействию на них радиоактивного излучения: при спонтанном распаде урана в слюде создаются нарушения — треки, которые легко выявляются при травлении ее пластинки фтористоводородной кислотой [259]. При кратковременном травлении треки имеют вид хаотично расположенных полос, при длительном травлении они преобразуются в симметричные фигуры. По количеству треков, зная содержание урана, можно делать заключение об абсолютном возрасте слюды, а по фигурам травления на треках — о тепловой и механической предыстории кристалла [259, 260]. Поскольку при повышении температуры количество треков уменьшается, определение возраста по ним обычно дает заниженные результаты и требует корректировки другими методами [261, 262]. О треках в мусковите см. [262—266]. Для определения абсолютного возраста мусковитов применяется также K-Ar-метод. Однако надо учитывать, что в мусковите не весь аргон радиогенный, образовавшийся за счет  $^{40}K$  и входящий в межслоевые положения структуры, основная его часть (до 70%) захвачена слюдой при кристаллизации и занимает места в октаэдрических позициях [267—269].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li <sub>2</sub> O	0,09	—	—	0,21	—	—	1,38	—	—
Na <sub>2</sub> O	2,15	2,73	0,96	0,81	0,21	0,82	0,16	1,63	0,89
K <sub>2</sub> O	9,00	8,66	10,26	9,96	9,05	9,00	11,07	8,36	8,56
MgO	0,86	—	2,05	2,96	0,98	1,84	2,22	0,21	—
CaO	—	0,17	0,24	0,63	0,75	0,46	0,43	0,03	—
BaO	—	—	0,35	0,38	—	—	—	—	—
MnO	Сл.	—	0,03	0,35	Сл.	0,02	3,20	—	0,04
FeO	1,47	0,44	1,23	1,69	0,99	1,85	3,57	0,07	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,03	36,46	32,88	28,17	35,14	35,06	22,76	36,49	34,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,86	1,20	1,29	3,57	1,25	0,27	5,24	0,87	2,03
SiO <sub>2</sub>	43,13	43,18	44,08	44,19	44,46	44,52	44,54	44,83	44,89
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,16	0,62	0,39	0,25	1,23	0,76	0,54	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,36	5,63	5,20	4,01	5,92	4,94	2,39	5,76	5,71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,20	1,50	0,80	2,03	0,75	0,10	—	1,24	1,63
F	2,14	0,12	0,15	1,55	—	—	1,80	0,27	0,13

Сумма <sub>1</sub>	(100,74)	100,25	100,14	100,90	99,75	100,11	100,48 *	100,30	99,96
— O = F <sub>2</sub>	0,90	0,05	0,06	0,65	—	—	0,76	0,11	0,05
	(99,84)	100,20	100,08	100,25	—	—	99,72	100,19	99,91

Уд. в.	2,860	—	2,835	—	2,868	—	—	2,83	2,873
n <sub>g</sub>	—	—	1,604	—	1,602	1,600	—	1,582	1,604
n <sub>m</sub>	1,598	—	—	—	—	—	—	1,576	1,600
n <sub>p</sub>	—	—	1,567	—	1,564	1,562	—	1,560	1,564
(—) 2V	43°	—	37°23'	—	39°	—	—	36°	39°
a <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	—	—	—	5,21	—	—
b <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	—	9,12	—	—
c <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	—	29,74	—	—
ПОЛИТИП	—	—	—	—	—	—	3T	—	—

\* В том числе Rb<sub>2</sub>O—0,90. Cs<sub>2</sub>O—0,06.

#### Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	3,01	2,88	2,97	3,06	2,94	2,95	3,20	2,94	2,99
Al <sup>IV</sup>	0,99	1,12	1,03	0,94	1,06	1,05	0,80	1,06	1,01
Al <sup>VI</sup>	1,39	1,74	1,58	1,36	1,68	1,69	1,13	1,76	1,71
Ti	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,06	0,04	0,03	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,25	0,06	0,07	0,19	0,06	0,01	0,28	0,04	0,10
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,02	0,07	0,10	0,05	0,10	0,21	0,004	0,07
Mп	—	—	0,002	0,02	—	0,002	0,19	—	0,002
Mg	0,09	—	0,21	0,31	0,10	0,19	0,24	0,02	—
Ba	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—
Ca	—	0,01	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	—
Li	0,03	—	—	0,06	—	—	0,40	—	0,006
K	0,80	0,74	0,88	0,88	0,76	0,76	1,01	0,70	0,73
Na	0,29	0,35	0,13	0,11	0,03	0,11	0,02	0,21	0,11
Rb	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	0,002	—	—
OH	2,03	2,50	2,34	1,85	2,61	2,18	1,15	2,52	2,53
F	0,47	0,03	0,03	0,34	—	—	0,41	0,06	0,03
O	9,50	9,47	9,63	9,81	9,39	9,82	10,44	9,42	9,44

1 — из пегматита Е-яо-коу (юг Внутренней Монголии, Китай), анал. Кояно [205], в оригинале сумма 101,04; 2 — из альбитизированного пегматита р. Воронья (хр. Олений), анал. Кульничная [270]; 3 — из пегматита, Мамское месторождение (Восточная Сибирь), анал. Вепринцева [62]; 4 — из грейзена, Северный Коунрад, (КазССР), анал. Острогорская [271]; 5 — из кварц-мусковитового комплекса, Мамское месторождение (Восточная Сибирь), анал. Замуруева [62]; 6 — серицит, из порфиробластовой околорудной породы, Качкарское месторождение (СССР), анал. Бакланов [176]; 7 — из альбитизированных гранитов Северного массива (Восточная Сибирь), анал. не указан [28]; 8 — из кианитового сланца, Кольский полуостров (Мурманская обл.), анал. не указан [272]; 9 — из пегматита Риколатва (Мурманская обл.), анал. не указан, кроме того (методом пламенной фотометрии): Li—0,021, Rb—0,045, Cs—0,002 [273].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li <sub>2</sub> O	—	—	0,49	—	—	—	0,11	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,32	0,98	0,64	—	0,64	0,66	0,24	0,68	0,44
K <sub>2</sub> O	8,90	9,38	10,08	10,07	10,08	10,18	11,25	10,80	10,91
MgO	1,23	1,49	0,08	1,37	0,10	1,81	0,82	0,80	0,60
CaO	0,35	0,60	—	0,09	Сл.	3,10	0,04	0,30	—
BaO	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—
MnO	0,02	0,05	0,12	0,005	Сл.	0,11	1,49	0,03	—
FeO	1,22	0,68	0,02	1,05	»	2,64	0,42	1,15	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,73	36,30	36,85	33,57	38,69	32,49	34,54	34,29	34,28
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	0,93	0,08	0,97	—	0,85	1,26	0,72	2,29
SiO <sub>2</sub>	45,12	45,22	45,24	45,38	45,87	45,46	45,47	46,07	46,20
TiO <sub>2</sub>	0,38	—	0,01	0,23	—	0,36	0,19	0,50	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,10	—	0,03	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,58	4,38	4,12	5,66	4,67	2,01	3,86	5,02	5,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	0,10	0,46	1,32	—	—	—	—	—
F	—	—	0,91	—	—	0,92	1,72	—	—

Сумма 99,83 100,14 \* 100,23 \*\* 99,91 100,05 100,69 101,41 (100,61) \*\* 99,72

—O=F<sub>2</sub> 0,38 0,39 0,72  
99,85 100,30 100,69

Уд. в.	2,858	2,841	—	2,810	2,84	—	—	—	—
n <sub>g</sub>	1,604	1,598	1,589	1,603	1,5991	1,593	1,589	—	1,598
n <sub>m</sub>	—	1,592	1,586	—	1,5930	1,589	1,586	—	1,594
n <sub>p</sub>	1,564	1,560	—	1,563	1,5595	1,560	1,559	—	—
(—) 2V	39°05'	45°	46°	—	45°38'	41°	40°	—	—
a <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	—	5,18	—	—	—	—
b <sub>0</sub>	—	—	—	—	8,99	—	—	—	8,996
c <sub>0</sub>	—	—	—	—	20,01	—	—	—	20,096
β	—	—	—	—	96°	—	—	—	95°11'
Политип	—	—	2M <sub>1</sub>	—	2M <sub>1</sub>	—	—	—	2M <sub>1</sub>

\* В том числе В<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,026, ВeO—0,0052. \*\* В том числе Rb<sub>2</sub>O—0,93, Cs<sub>2</sub>O—0,20. \*\* В том числе CO<sub>2</sub>—0,22.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si	2,99	3,00	3,03	3,03	3,01	3,14	3,03	3,05	3,07
Al <sup>IV</sup>	1,01	1,00	0,97	0,97	0,99	0,86	0,97	0,95	0,93
Al <sup>VI</sup>	1,63	1,84	1,94	1,67	2,00	1,79	1,75	1,73	1,76
Ti	0,02	—	—	0,01	—	0,02	0,01	0,02	—
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,05	—	0,05	—	0,04	0,06	0,04	0,11
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,04	—	0,06	—	0,15	0,02	0,06	—
Mn	—	—	0,01	—	—	0,01	0,08	—	—
Mg	0,12	0,15	0,01	0,14	0,01	0,19	0,08	0,08	0,06
Ba	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
Ca	0,02	0,04	—	0,01	—	0,23	—	0,02	—
Li	—	—	0,13	—	—	—	0,03	—	—
K	0,75	0,79	0,86	0,86	0,84	0,93	0,96	0,91	0,93
Na	0,17	0,13	0,08	—	0,08	0,09	0,03	0,03	0,06
OH	2,47	1,94	1,84	2,52	2,04	0,93	1,72	2,22	2,22
F	—	—	0,19	—	—	0,20	0,36	—	—
O	9,53	10,06	9,97	9,48	9,96	10,87	9,92	9,78	9,78

10—из пегматита Риколатва (Мурманская обл.), анал. Замуруева [62]; 11—из альбитизированного пегматита, Изумрудные Копи (Урал), анал. Казакова [274], из отдельной пробы определены: Li<sub>2</sub>O—0,086, Rb<sub>2</sub>O—0,44 (в сумму не входят); 12—розовый, из пегматита Питтлита, шт. Нью-Мексико (США), анал. Ослунд [275]; 13—из пегматоида, Мамское месторождение (Восточная Сибирь), анал. Замуруева [62]; 14—из района Метьюзн (шт. Онтарио, Канада), анал. Гонье [276]; 15—из зальбандовой оторочки рудной жилы, Восточный Коурад (КазССР), анал. Нестерова [271]; 16—жилбертит, из пустот в кварце, Восточный Коурад (КазССР), анал. Николаева [271]; 17—из аплитовидного гранита, Темиркобукский массив (УзбССР), анал. не указан [277], в оригинале сумма 100,51; 18—из пегматита Споттед-Тайджер (Центральная Австралия), анал. Бонд [10].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Li <sub>2</sub> O	—	0,24	—	0,16	0,24	0,14	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,78	0,60	0,92	0,26	0,34	1,42	0,34	0,05
K <sub>2</sub> O	10,63	10,48	10,00	8,81	10,35	11,34	7,29	7,87	8,31
MgO	2,01	0,64	0,80	0,13	1,13	1,39	3,05	0,90	0,23
CaO	0,17	—	0,30	0,94	0,50	—	0,98	—	0,28
BaO	—	—	—	—	—	—	—	3,90	—
MnO	0,54	0,59	0,04	1,31	1,10	0,08	0,02	0,05	—
FeO	0,02	0,12	0,90	4,86	1,79	1,05	1,33	0,33	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,05	35,31	31,64	30,76	30,24	30,63	31,82	34,87	36,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,93	0,18	2,84	0,46	3,27	3,44	1,42	—	0,36
SiO <sub>2</sub>	46,21	46,26	46,38	46,44	46,56	46,66	46,69	46,89	47,24
TiO <sub>2</sub>	0,92	—	1,35	0,09	0,25	0,41	1,77	сл.	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,32	4,50	5,05	4,10	3,25	3,67	4,30	4,95	5,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40	0,34	0,06	0,22	—	—	—	—	1,72
F	—	0,50	—	1,20	0,20	1,68	—	0,03	—
Сумма	99,63	99,94	99,96	100,40	99,70 *	100,83	(100,09)	100,14 **	100,04

—O=F <sub>2</sub>		0,21		0,50	0,08	0,71		0,01	
		99,73		99,90	99,62	100,12		100,13	

Уд. в.	—	2,82	—	2,87	—	—	2,80	2,861	—
n <sub>g</sub>	1,607	—	1,607	—	1,598	1,593	1,602	—	—
n <sub>m</sub>	—	—	—	1,582	—	1,589	—	1,595	—
n <sub>p</sub>	—	—	1,557	—	—	1,560	1,575	—	—
(—)2V,	35	—	—	—	42	41	22	20	—
a <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	—	5,21	—	5,17	5,193	—
b <sub>0</sub>	—	—	—	—	9,03	—	9,05	8,998	—
c <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	—	20,01	20,071	—
β	—	—	—	—	—	—	—	95°49'	—
Политип	2M	—	—	—	2M <sub>1</sub>	—	—	—	2M <sub>2</sub>

\* В том числе Rb<sub>2</sub>O—0,51, Cs<sub>2</sub>O—0,01, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,01. \*\* В том числе V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,01.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Si	3,15	3,08	3,09	3,15	3,21	3,15	3,10	3,12	3,09
Al <sup>IV</sup>	0,85	0,92	0,91	0,85	0,79	0,85	0,90	0,88	0,91
Al <sup>VI</sup>	1,48	1,85	1,58	1,61	1,67	1,59	1,59	1,85	1,89
Ti	0,05	—	0,07	—	0,01	0,02	0,09	—	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,25	0,01	0,14	0,02	0,17	0,17	0,07	—	0,02
Fe <sup>2+</sup>	—	0,01	0,05	0,28	0,10	0,06	0,07	0,02	—
Mn	0,03	0,03	—	0,08	0,06	0,005	—	—	—
Mg	0,20	0,06	0,08	0,01	0,12	0,14	0,30	0,09	0,02
Ba	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—
Ca	0,01	—	0,02	0,07	0,04	—	0,07	—	0,02
Li	—	0,06	—	0,04	0,07	0,04	—	—	—
K	0,92	0,89	0,85	0,76	0,91	0,98	0,62	0,67	0,69
Na	0,06	0,10	0,08	0,12	0,03	0,04	0,18	0,04	0,01
OH	1,96	2,00	2,25	1,86	1,50	1,65	1,90	2,19	2,34
F	—	0,11	—	0,26	0,04	0,36	—	0,01	—
O	10,04	9,89	9,75	9,88	10,46	9,99	10,10	9,80	9,66

19—розовый, из сланцевого грейзена, Согне (Западная Норвегия), анал. не указан [100]; 20—голубой, из флюорит-мусковитного прожилка в известняках Западного участка месторождения Караоба (КазССР), анал. Некрасова [278]; 21—из крупнозернистого двуслюдяного гранита, Темиркубукский массив (УзбССР), анал. не указан, кроме того: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,03, SO<sub>3</sub>—0,01 [277]; 22—жильбертит, из вольфрамит-кварцевых жил месторождения Караоба (КазССР), анал. Некрасова [278]; 23—из альбит-топазовых грейзенов, Восточная Сибирь, анал. Юрченко [218, 279]; 24—из зальбандовых оторочек рудных жил, Восточный Коунрад (КазССР), анал. Николаева [271]; 25—из метаморфизованного пегматита в кристаллических сланцах Симочица (Япония), анал. не указан [280], в оригинале сумма 100,06; 26—бариевый, из родохрозит-кварцевых жил, Хвалетиче (Чехословакия), анал. Якаш, Повондра [281]; 27—серцит, агальматолитовые гнезда в гидротермально-измененной породе, Белая Гора (Прнамурие), анал. Гусева, Гундиенкова, кроме того. FeS<sub>2</sub>—0,27, [33].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Li <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	1,80	2,70	—	—
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	1,37	1,93	3,93	2,96
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,41	0,18	0,37	0,30
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,91	0,46	0,22	0,64	0,63	0,77	0,36	0,69
K <sub>2</sub> O	11,22	10,09	8,00	9,90	10,16	10,09	9,52	9,00	9,78
MgO	2,56	1,51	0,36	0,84	0,59	0,14	0,13	Не обн.	0,09
CaO	0,48	0,78	0,78	—	—	Не обн.	Сл.	0,35	0,48
FeO	0,68	—	—	1,37	0,25	1,20	0,41	Не обн.	0,85
MnO	Сл.	0,03	—	0,20	—	0,28	2,04	0,16	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,27	35,45	35,40	31,70	35,97	33,08	30,60	38,42	35,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	0,92	1,53	1,88	—	Не обн.	0,26	0,16	0,42
SiO <sub>2</sub>	47,48	45,43	48,21	48,70	46,81	46,30	47,00	42,75	42,52
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,40	—	0,10	—	—	—	0,06	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,07	4,80	4,78	4,70	5,03	3,06	2,18	3,92	4,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	—	0,96	—	0,53	0,34	0,25	—	—
F	—	—	—	—	—	2,06	4,09	0,62	0,80
Сумма	100,82	100,32	100,48	99,61	100,28 *	100,76	102,06	100,10	99,58
—O=F <sub>2</sub>						0,87	1,72	0,25	0,33
						99,89	100,34	99,85	99,25
Политип	2M <sub>1</sub>	—	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub> + +1M	—	—	—	—	—

\* В том числе прочие—0,30.

Пересчет анализа на 12 (O, OH, F)

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Si	3,18	3,01	3,16	3,26	3,11	3,11	3,16	2,92	2,91
Al <sup>IV</sup>	0,82	0,99	0,84	0,74	0,89	0,89	0,84	1,08	1,09
Al <sup>VI</sup>	1,64	1,78	1,90	1,73	1,93	1,73	1,58	2,01	1,81
Ti	—	0,02	—	—	—	—	—	—	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,05	0,08	0,10	0,01	—	0,01	0,01	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,04	—	—	0,08	—	0,07	0,02	—	0,05
Mn	—	—	—	—	—	0,02	0,12	—	—
Mg	0,26	0,15	0,03	0,08	0,06	0,01	0,01	—	0,01
Ca	0,03	0,05	0,05	—	—	—	—	0,03	0,03
Li	—	—	—	—	—	0,48	0,73	—	—
K	0,95	0,85	0,67	0,93	0,86	0,86	0,82	0,78	0,85
Na	0,02	0,10	0,06	0,02	0,08	0,08	0,10	0,04	0,09
Rb	—	—	—	—	—	0,06	0,08	0,17	0,13
Cs	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01
OH	0,19	0,07	2,00	1,96	2,00	—	—	1,79	2,05
F	—	—	—	—	—	2,00	2,00	0,13	0,17
O	9,81	9,53	10,00	10,04	10,00	10,00	10,00	10,08	9,78

28—серицит-фейгит из кварц-серицитовых метасоматитов Алтая, анал. Гусева [282]; 29—серицит из золотоносного березита по граниту, Урал [283]; 30—серицит из полиметаллического месторождения (Япония) [284]; 31—серицит из ураноносных березитов, анал. Степанова [35]; 32—серицит из Амелии, шт. Виргиния (США), анал. Стевенс [285]; 33—литиевый мусковит, Варутреск (Швеция), анал. Берггрен [286]; 34—литиевый мусковит, Манитоба (Канада), анал. Стевенс [287]; 35—рубидиевый мусковит, Восточная Сибирь, анал. Петерсон [249]; 36—рубидиевый мусковит, Балтийский щит, анал. Петерсон [249].

Сводки химических анализов см. в работах [62, 73, 166, 167, 288—299].  
**Диагн. исп.** Химически стоек. При комнатной температуре в кислотах не растворяется. При нагревании слегка растворяется в HCl и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Щелочи на холоде не действуют. Разлагается при сплавлении с селитрой и фосфорной солью. В запаянной трубке выделяет воду. П. п. тр. тонкие листочки по краям сплавляются в непрозрачное стекло (белое, серое, желтое) или белую эмаль.

**Повед. при нагр.** Поведение мусковита при нагревании в связи с его широким применением в технике изучалось многими исследователями [300—313]. По Лашеву [95], нагревание мусковита до 650 не вызывает изменения блеска и прозрачности его листочков, но выше 680° они начинают мутнеть, при 900 теряют прозрачность и при 1100 становятся хрупкими и изотропными. Температура плавления 1260—1290°. Изменение твердости происходит при 400—700; в большинстве случаев твердость сначала растет, а затем резко снижается (до 900°). По Белянкиной [62], прозрачность у некоторых образцов уменьшается уже при 100° (у других остается без изменения); при 500—600° обычно прозрачность повышается, а при 800° резко снижается; блеск ослабевает уже при 100°, при 700° он становится металлическим и при 900 исчезает; цвет при 300—400° становится рубиновым, при 500—600° мусковит обесцвечивается.

Вспучивание мусковита, сильно влияющее на сроки его службы в приборах, начинается при 600° и достигает максимума при 900—1000; при охлаждении объем нагревавшегося мусковита несколько снижается, но остается повышенным по сравнению с первоначальным [95]. Термостойкость мусковита оценивается температурой, при которой  $d_{001}$  практически не изменяется (600—700°) [61].

На кривых ДТА фиксируются две эндотермические реакции: при 750—1000 с максимумом при 850—860° (дегидратация и перестройка структуры) и при 1050—1100° (распад минерала, образование муллита и аморфной фазы) [311]. По Ивановой и др. [313], тем же эндотермическим реакциям соответствуют отечественные температуры 800—1000 и 1100—1200. Кроме того, характерна слабая экзотермическая реакция при 380, с которой связывается упорядочение кристаллической структуры [313]. Цветков и Вальяхинина [311] считают, что экзотермический эффект около 350 связан с уплотнением пробы, особенно если она готовилась методом растирания в порошок. В пробах, приготовленных методом настига, экзотермический эффект проявляется слабее или не устанавливается совсем. Нагревание мусковита в вакууме показало [279], что при температуре около 350 наблюдается выделение из него газов и паров воды; этот эффект проявляется на кривых ТГ и при опытах в воздушной атмосфере. Общая потеря веса при нагревании минерала, по данным термогравиметрии, составляет около 4,2% [279, 314]. Выделение воды в интервале 250—400° иногда ставят в связь с поверхностной дегидроксилизацией и дегидратацией поверхностно координированных молекул воды [315—317].

Имеются данные [318], что увеличение беспорядка в наложении элементарных слоев в структуре мусковита  $2M_1$ , наблюдающееся при нагревании до 600—900°, обусловлено (в связи с потерей ОН-групп) изменением шестерной координации Al на пятерную в октаэдрических слоях.

Указывается [319] на зависимость термостойкости структуры мусковитов от содержания изоморфных примесей (Са, Ва и др.). Мусковит с 4,43% СаО (политип 1M) дает на кривых ДТА размытые эндотермические эффекты при 200 и 700° [320]; мусковит с 2,82% MnO дает только один размытый эндотермический эффект в интервале 350—900 [321].

На кривых ДТА мусковита, облученного  $\gamma$ -лучами  $^{60}\text{Co}$  дозами от  $9,0 \cdot 10^3$  Mrad фиксируется одна термическая реакция при 770—1000°, причем увеличение дозы облучения приводит к повышению первоначальной температуры эндотермической реакции 770 до 855° и увеличению глубины и резкости пика на кривой. Это качество мусковит может быть использовано в «слядяном дозиметре» [322].

Кривые ДТА мусковитов независимо от условий их образования достаточно стабильны, что обусловлено особенностью положения конституционной воды в их структуре [62, 309, 311—314]. Имеющиеся данные [247, 310, 323] о некоторых вариациях температуры дегидратации разных мусковитов, очевидно могут быть объяснены [314] спецификой применяемых методов исследования: способом подготовки образцов и возможной загрязненностью примесями, снижающими температуру, при которой происходит удаление воды.

**Наход.** Широко распространенный минерал. Встречается в магматических породах (гранитоидах, пегматитах), в гидротермальных и грейзеновых



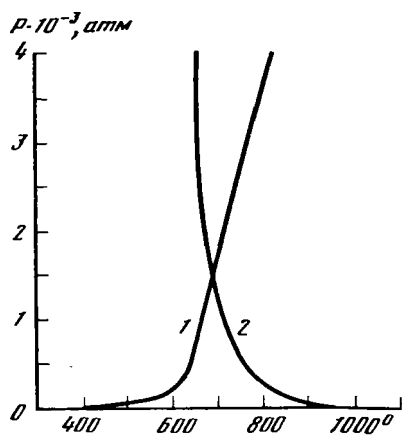
образованиях, метаморфических породах. Для эффузивных пород не характерен (описан из фельзитового риолита [324]). В осадочных толщах — детритный [325]. Образование мусковита в корках выветривания сомнительно [326].

Мусковит является характерной составной частью гранитоидов. Вместе с кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом и биотитом он слагает двуслюдяные граниты, распространенные практически во всех областях развития гранитоидов [73, 327 и др.]. В качестве примеров могут служить докембрийские гранитоиды Балтийского щита — двуслюдяные саамские гнейсо-граниты (среднее содержание мусковита 1,32%) и их жильные дериваты (0,64%) [328]; древние интрузивные породы Лебедевогорского и Палаламбинского массивов Карелии (мусковит составляет до 5%); двуслюдяные граниты ряда массивов Таймыра, в том числе крупный Бирулинский и большое число жильных и пластообразных тел (содержание мусковита от 9 до 15%) [277, 329]. Примерами более молодых гранитов, содержащих мусковит, являются гранитоидные массивы Казахстана (Кокчетавский и Орланогорский) [330], Узбекистана (в Зирабулакских горах, в горах Кара-Тюбе и в северной части Нурагинского хребта) [277], Таджикистана (Южный Памир) [331]. Мусковитсодержащими, без темноцветных минералов, являются лейкократовые граниты, аплиты, аляскиты. В особый тип выделяются альбитизированные и грейзенизированные редкометальные граниты, с которыми связаны многие месторождения W, Mo, Sn и других металлов [213, 218, 332, 333 и др.]. В этих гранитах к скоплениям мусковита (иногда вместе с биотитом) приурочены акцессорные апатит, монацит, циркон, вольфрамит, касситерит и другие минералы. В отличие от мусковитов обычных гранитов мусковиты альбитизированных и грейзенизированных гранитов богаче литием и фтором [279]. В метасоматически-измененных гранитах и образованных по ним грейзенах мусковит играет роль породообразующего минерала. Например, в Приазовье в мусковит-альбитовых апогранитах и кварцевых альбититах содержание мусковита достигает 15%, а в собственно грейзеновых кварц-мусковит-флюоритовых образованиях 50, иногда 75—80% [73]; мусковит распределен равномерно или образует агрегаты в виде гнезд, прожилков; встречаются лучистые сростки мусковита, в пустотках грейзенизированных пород — довольно хорошие таблитчатые кристаллы размером до 1 см. Мусковитоносные редкометальные гранитоиды развиты в верхних частях интрузивных массивов. В качестве одного из многочисленных примеров можно привести Курановский интрузив на Алтае, внедрившийся в более ранние граниты Белокуруинского массива [334].

Верхняя часть Курановского интрузива сложена мусковит-альбитовыми гранитами (с 2% мусковита) и лейкократовыми гранитами, в которых мусковит составляет около 5%. В экзоконтакте этих пород с белокуруинскими гранитами образовались грейзены, в том числе мусковитовые (60% мусковита), вторичные аляскиты (12—15% мусковита) и мусковит-полевошпатовые метасоматиты, содержащие до 40% мусковита [334].

В магматических породах наиболее распространен мусковит  $2M_1$  [15]; мусковит  $1M$  в гранитах установлен в пустотках [335].

Термодинамические условия образования, устойчивости и дегидратации мусковита в магматических породах выяснены благодаря многочисленным экспериментальным работам. По Йодеру, Югстеру [15] и Велде [336], реакция разложения мусковита: мусковит  $\rightarrow$  ортоклаз (санидин) + корунд +  $H_2O$  происходит при 645° и 500 атм или при 665° и 1000 атм. По Иванову [337], эта реакция осуществляется при следующих температурах и давлениях: 540° и 1 кбар; 580° и 2 кбар; 610° и 3 кбар; 635° и 4 кбар. Область устойчивости мусковита при реакции с кварцем (мусковит + кварц  $\rightarrow$  санидин +  $Al_2SiO_6$  +  $H_2O$ ) определяется: по [338, 339], температурой 635° при 500 атм и 665° при 1000 атм; по [340], 600° и 2 кбар; по [341], при повышенном давлении (6 кбар) эта реакция происходит при 727°. Показано [185], что мусковит из магматического расплава может выделяться при температуре около 700° и давлении выше 1000 атм (фиг. 75) или при относительно более низких температурах — из магм, богатых легкими (аплиты, пегматиты, грейзены). Повышение в мусковите Fe-Mg-ком-



Фиг. 75. Кривые устойчивости мусковита (1) и минимума плавления «гранита» (2) (по Йодеру и Югстеру)

понента (фенгитового) понижает верхний температурный предел его устойчивости; разложение мусковита в этом случае ведет к образованию некоторого количества биотита и температура реакции мусковит + кварц → силлиманит + ортоклаз + биотит +  $H_2O$  определяется  $630^\circ$  при давлении 1 кбар [342]. О пределах устойчивости мусковита см. также в работах [45, 343—345].

Мусковит обычен в гранитных пегматитах: слюдоносных (мусковитовых и редкометально-мусковитовых) и редкометальных.

Слюдоносные (мусковитовые) пегматиты характеризуются большой глубиной образования; связаны с комплексом древних (архейских и протерозойских) метаморфических пород (двуслюдяных, биотит-гранатовых, биотит-гранат-кианитовых, мусковит-кианит-ставролитовых гнейсов, сланцев и кварцитов). Мусковит из слюдо-

носных пегматитов изучен рядом исследователей [62, 211, 346—352 и др.]. Наиболее крупные кристаллы мусковита (до 1 м и более в поперечнике) встречаются в слюдяных пегматитах блоковой структуры, в центральных зонах, вместе с крупными кристаллами полевого шпата и кварца. Этот мусковит является промышленным, но ценность его несколько снижается из-за наличия таких дефектов, как ёльчатое строение и большое количество посторонних включений. Другая разность мусковита в слюдяных пегматитах связана с кварц-мусковитовым замещающим комплексом. Этот мусковит имеет меньшие размеры пластинок, но он очень чистый, не зональный, не имеет дефектов роста — его технологические качества весьма высоки, и на некоторых месторождениях именно он определяет их промышленную ценность. Мусковит этого комплекса приурочен к зальбандам пегматитов, реже встречается в пегматоидных (блоковых) зонах, интенсивно замещает все более ранние минералы и прежде всего микроклин. Кроме того, в слюдяных пегматитах почти всегда присутствует мусковит, развивающийся по биотиту; он содержит большое количество включений биотита, окислов и гидроокислов железа; одновременен с образованием кварц-мусковитового комплекса или в некоторых случаях является более поздним, выделившимся в трещинках пегматита [353]; иногда мусковит замещает и другие минералы пегматитовых жил (например, турмалин в слюдоносных жилах Лопатова Губа в Карелии) [354]. Мусковит, связанный с альбитизацией и грейзенизацией, ввиду слабого проявления этих процессов в слюдяных пегматитах развит там мало.

Образование пегматоидного мусковита, по мнению одних исследователей [347], происходило при его кристаллизации из расплава, а кварц-мусковитового комплекса — под влиянием аутометасоматических процессов; другие [348] полагают, что формирование мусковита разных генераций определено эволюцией щелочности — кислотности постагматических растворов (пегматоидный мусковит возникает в стадию максимальной кислотности). В ряде случаев слюдоносные пегматиты возникают путем переработки вмещающих пород, о чем свидетельствует нахождение в пегматитах ксенолитов этих пород. Состав вмещающих пород отражается на составе как самих пегматитов, так и мусковита [352].

В СССР главные месторождения мусковитовых пегматитов расположены в Карело-Кольском (северо-запад Европейской части СССР) и в Мамском (Восточная Сибирь) регионах. В Карело-Кольском регионе слюдоносные пегматиты приурочены к чупинской свите, сложенной гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами; они протягиваются почти от Беломоро-Балтийского канала до Кольского полуострова [166, 355—377]. Особенно богат

слюдоносными пегматитами район Чупы (месторождения Плотина, Малиновая Варака, Хета-Ламбино) и более северные районы (месторождения Тэдино, Риколатва), а на Кольском полуострове — Енское месторождение. Вместе с мусковитом находятся полевые шпаты, кварц, биотит, турмалин, апатит, кианит, гранаты. Разработка этих месторождений была начата еще в XVII столетии; мусковит отсюда через Кереть и Архангельск вывозился в Западную Европу как «московское стекло». Мамские месторождения в Восточной Сибири приурочены к наиболее обогащенным глиноземом (кианитом) горизонтам докембрийских кристаллических сланцев. Крупные месторождения расположены по р. Витим (Колотовка, Большой и Малый Северные), к югу от Витима (рудник Луговка), к западу от р. Мамы (Мамское, Чуйское, Камнига, Согдиондон) [211, 378—385].

На примере Мамских месторождений прослежена тесная связь слюдяных пегматитов с породами определенной фации метаморфизма. По данным Соколова [386], с изменением степени метаморфизма изменяется и состав пегматитов: слюдоносные пегматиты приурочены к ставролит-кианитовой зоне, по мере перехода к альмандин-силлиманитовой зоне мусковит в пегматитах практически исчезает. Пегматиты кианитовых зон в связи с широко развитыми процессами переработки вмещающих пород и перекристаллизации характеризуются особенно крупно- и гигантокристаллическим сложением. Слюдяные пегматиты имеются также в бассейне р. Бирюса, на западном побережье Байкала и в Средней Азии [387].

Несколько своеобразно Слюдяногорское (Кыштымское) месторождение на Среднем Урале, где крупнокристаллический мусковит, по одним данным [388—390], образовался в результате проявления в пегматитах последующих метасоматических процессов, по другим [391, 392], формирование слюдоносных зон с крупнокристаллическим мусковитом предшествовало образованию пегматитов и связано с глубокой переработкой вмещающих амфиболовых гнейсов.

В европейских странах масштабы проявлений мусковита незначительны. В Болгарии месторождения мусковита приурочены к кварц-мусковитовому комплексу и к пегматоидным зонам микроклин-альбитовых пегматитов Среднегорья и Вишерлицы [393]. Месторождения мусковита известны в Чехословакии в пегматитах Малых Карпат [394], Румынии (в районах Лотру, Войняса и Вислова) [395], ГДР [396], Финляндии [397, 398], Норвегии [399], Швеции [400], Великобритании (Шотландии) [401], Португалии [298].

В Азии крупные месторождения мусковита находятся в Индии [211, 402—410], где выделяются несколько мусковитоносных пегматитовых зон: Бихарская — в северо-восточной части Индийской платформы, в районах городов Кадарма и Гиридах; Раджастанская — в северо-западной части Индийской платформы, в районах городов Аджмер, Кекри, Бильвер и др.; Неллорская — близ восточной окраины Индийской платформы, к северу от Мадраса; Майсурская — на юго-западе Индии.

Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматитовые тела в Индии приурочены к толщам архейских и верхнепротерозойских пород разных ступеней метаморфизма (амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций) (возраст пород определен от 580 до 2000 млн лет) [411]. Установлена связь пегматитов с гранитами. Мусковит пегматоидный (крупнопластинчатый, до 3—5 м<sup>2</sup>) и в составе кварц-мусковитового комплекса. В некоторых жилах встречаются берилл, розовый турмалин, лепидолит, колумбит, танталит, реже — фергусонит, самарскит, ортит, монацит, циртолит, триплит, амблигонит и др. В Бихаре широко распространены кварц-мусковит-плагиоклазовые тела (по Шмакину [410], постмагматические); в них содержится высококачественный «рубиновый» мусковит [407, 409]. В Китае мусковитоносные пегматиты с бериллом, секущие докембрийские гнейсы, имеются в южной части Внутренней Монголии к северу от г. Датун, в районах Куон-Цзун, Юни-Тан, Цяо-Чжоу и др.; протяженность жил достигает иногда 2000 м [205, 412]. О минералогии, генезисе и распространении промышленных месторождений в Китае см. в работе [413]. В Африке слюдяные пегматиты, которые частью интенсивно

разрабатывались, известны в горах Анти-Атлас (Марокко) [414], в северной части Судана [415], в Замбии [416], Танзании [417], Уганде [418], ЮАР [419] и в других местах [420, 421]. В Северной Америке мусковитоносные пегматиты широко развиты, но крупных месторождений с листовой слюдой нет. В Канаде известны пегматитовые жилы с мусковитом в провинциях Онтарио, Квебек и Британская Колумбия [422]. В США мусковитовые проявления есть в штатах Северная Каролина, Мичиган, Виргиния, Мэн, Южная Дакота, Колорадо, Коннектикут, Нью-Мексико, Нью-Гэмпшир и др. [423—435]. В Южной Америке крупные месторождения мусковита находятся в Бразилии [436—442]. Слюдоносная полоса шириной до 150 км протягивается на 500 км к северу от Рио-де-Жанейро; пегматитовые жилы залегают в докембрийских кристаллических сланцах и кварцитах. Муковит добывается преимущественно из зональных жил, в которых он приурочен к кварцевому ядру или зальбандам; часто встречается вместе с бериллом. Отмечено наличие слюдоносных пегматитов в Австралии, Тасмании и Новой Зеландии [443].

Мусковит является постоянным минералом редкометалльных пегматитов. Эти пегматиты развиты во многих регионах мира, пространственно они связаны с гранитными массивами, расположены в зонах их экзо- и эндоконтактов, по глубине залегания уступают слюдяным пегматитам, часто локализованы среди ксенолитов кровли и несут черты контаминации и гибридности, что неизбежно сказывается и на составе самого мусковита [346], приближающегося иногда к фенгитовому. Широкое проявление в редкометалльных пегматитах процессов метасоматического замещения (образование кварц-мусковитового, альбит-мусковитового, грейзенового и других замещающих комплексов) определяет возникновение нескольких генераций мусковита, находящихся в разных парагенетических ассоциациях. Наряду с кварцем, микроклином, альбитом он встречается с минералами редких элементов: сподуменом, поллуцитом, лепидолитом, бериллом, турмалином, колумбитом, танталитом, касситеритом и др. Характерно присутствие в мусковите повышенного количества редких и рассеянных элементов (см. раздел **Хим.**), причем обогащение мусковита этими элементами происходит от ранних к более поздним его генерациям соответственно повышению содержания летучих в ходе пегматитового процесса.

Мусковит редкометалльных пегматитов изучен целым рядом исследователей [173, 174, 209, 212, 236, 247, 346, 349 и др.]. В многочисленных работах приводится описание мусковитов из разных типов редкометалльных пегматитов, освещаются химизм, физические свойства и особенности размещения разных генераций мусковита в пределах одного пегматитового тела. Например, в зональных редкометалльных пегматитах одного из районов Казахстана выделены и описаны [247] семь генераций мусковита, приуроченных к различным последовательно образовавшимся минеральным комплексам.

Особенности состава и другие свойства мусковита могут быть использованы как типоморфные при поисках и оценке разных типов редкометалльных пегматитов. Так, нахождение литиевых и рубидиевых мусковитов указывает на принадлежность пегматитов к сподумен-микроклин-альбитовому типу (см. раздел **Разнов.**)

Наряду с гранитными пегматитами мусковит распространен в гидротермально-измененных породах. В грейзенах, в околорудных метасоматитах особенно широко развит серицит, часто встречается мусковит фенгитового состава. Содержание Mg и Fe в таком мусковите в значительной степени определяется влиянием вмещающих пород. Например, наиболее обогащены магнием мусковиты из грейзеновых месторождений, залегающих среди ультраосновных пород, а железом — мусковиты грейзенов среди амфиболитов [175].

В высокотемпературных альпийских жилах мусковит отмечается вместе с адуляром и кварцем. Особой известностью пользуются подобные жилы в Альпах Австрии: Аболь в Зальцбахтале (близ Зальцбурга), Ротенкопф в Циллертале (Тироль). Мусковит в этих месторождениях образует мелкие светло-

бурые, блестящие, прекрасно образованные кристаллы, изученные в 1877 г. Чермаком (по Дана, 1892 г.).

Мусковит встречается в широкой области условий метаморфизма — от низких зеленосланцевых до высоких амфиболитовых фаций. Метаморфические породы с мусковитом представлени аргиллитами, разного состава сланцами, гнейсами, кварцитами. Мусковиты метаморфических пород принадлежат к политипам  $2M_1$  (обычен в породах высоких ступеней метаморфизма) [22] и  $3T$  (в породах более низких ступеней метаморфизма) [23—27]. В ставролитовых сланцах Центральных Альп обнаружены сростания политипов мусковита  $3T$  и  $2M_1$  [34]. Состав мусковитов из метаморфических пород более сложный, чем мусковитов из пегматитов. В них часто отмечается повышенное содержание парагонитовой и фенгитовой составляющих, иногда присутствуют Са, Ва, Ti, Сг. Экспериментально доказано [18], что увеличение содержания в мусковитах Mg, Fe<sup>2+</sup> и кремния происходит при увеличении давления и понижении температуры, что подтверждается широким развитием богатых железом и магнием светлых слюд в метапелитах, для которых они могут рассматриваться как типоморфные минералы [18, 27, 55, 170, 444, 445]. Мусковиты, богатые железом и магнием, весьма характерны и для глаукофановых сланцев [446—448]. С возрастанием степени метаморфизма состав мусковита более приближается к идеальному [168, 181]. Зависимость состава мусковита от степени метаморфизма см. также в работах [45, 54, 55, 449]. Однако эта зависимость достаточно сложная и не всегда может быть однозначно интерпретирована; определенную роль играют состав породы и парагенетические ассоциации (например, в ассоциации с роговой обманкой и другими богатыми основаниями минералами глиноземистость мусковита понижается до 2,0—1,7 Al на форм. ед. [179, 450]).

Изменение параметра  $b_0$  мусковита из метаморфических пород в зависимости от содержания в нем фенгитовой составляющей многими авторами [38—57, 451, 452] использовалось в качестве возможного показателя  $P$ — $T$  условий образования этих пород. По Эвирджену [452], содержание фенгитового компонента определяется в основном не температурными условиями, а величиной давления.

Обзор парагенетических особенностей слюд метапелитов, опубликованный Корииковским [168], показал, что давление и температура определяют только верхний предел содержания примесей в мусковите, тогда как нижний предел определяется составом породы.

Одним из многочисленных примеров нахождения мусковита в метаморфических породах могут служить мусковитсодержащие сланцы и гнейсы Северного Казахстана (Кокчетавский район), где они вместе с эклогитами, гранатовыми и амфиболитовыми сланцами входят в состав пород докембрийской свиты, слагающей полосу шириной 2—15 см и протягиваются в субширотном направлении более чем на 70 км, глубина распространения мусковитсодержащих пород превышает 250 м [23]. На Гуляйпольском месторождении в Приазовье мусковит составляет 45—50% ставролит-биотит-андалузит-мусковитовых сланцев [73]; он установлен также в составе плагиоклаз-биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-ставролитовых, биотит-андалузитовых и других сланцев.

Представляет интерес нахождение мелкочешуйчатого мусковита (размер чешуек до 0,3 мм) в корундовых плагиоклазитах Приазовья, замещающего корунд и плагиоклаз [453]. Очень высоким содержанием фенгитовой составляющей (до 50,48% SiO<sub>2</sub>) отличаются светлые слюды древнейших метаморфических пород массива Улутау (Центральный Казахстан) [454]. Существенно фенгитовыми оказались мусковиты из метаморфических пород Японии [455], Швейцарии [456], Шотландии [457], шт. Северная Каролина (США) [458].

**Изм.** Довольно устойчивый минерал; при разрушении магматических и метаморфических пород в большом количестве попадает в осадочные породы. В песчаных отложениях современных рек постоянно наблюдаются мелкие

чешуйки мусковитовой слюды («кошачье серебро»). Характерным изменением мусковита является его гидратация. В древних корях выветривания мусковитовые слюды переходят в каолинит. В каолинах, образованных за счет гранитов, встречаются псевдоморфозы каолинита по различным слюдам — биотиту и мусковиту: но мусковит относительно более устойчив, чем биотит [459—461]. Детальные электронно-микроскопические исследования [462—464] показали, что в раннюю стадию выветривания кристаллики каолинита эпитактически нарастают на листочки слюды. Отмечаются превращения мусковита в гиббсит с кварцем, в антигорит или тальк с гиббситом (Винчелл, 1953).

**Искусств.** Легко синтезируется при повышенных давлениях и температурах в присутствии избытка воды, причем легче получаются фторсодержащие разновидности (фтормусковит). Впервые светлая слюда, определенная как мусковит (уд. в. 2,95, тв. 3,2,  $2V=20-25^\circ$ ), была синтезирована Дельтером в 1888 г. путем сплавления андезина с кремнефтористым калием и фтористым алюминием. Ноллем [465] мусковит синтезирован из смеси гелей, отвечающей теоретическому составу минерала, при температуре  $225-300^\circ$ , давлении 25—90 атм и выдержке в течение 5 сут. Грюнер [466] получил мусковит из смеси гидроксида алюминия, кремнезема и хлористого калия при температуре  $400^\circ$ , давлении 350 атм и выдержке в течение 5 сут. Фтормусковит достоверно был впервые синтезирован Эйтелем в 1952 г. [206]. Широкое развитие имеет также синтез мусковита за счет других минералов, содержащих необходимые компоненты. Еще в 1894 г. Тугутт получил слюдоподобный продукт при нагревании до  $\sim 200^\circ$  калиофиллита с водой. Слюда типа серицита была получена из нефелина, ортоклаза и лейцита, обработанных насыщенной  $\text{CO}_2$  водой при  $250-350^\circ$  и 17,5—35 атм за 320 ч [467]. Попытки с использованием природных микроклина и альбита, которые обрабатывались растворами  $\text{HCl}$  с добавкой  $\text{KCl}$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$  при  $300-525^\circ$  и 250—300 атм, привели к образованию слюды в течение 7—17 сут [468]. Мусковит и не определенное изотропное вещество получены за счет бейерита и микроклина при 575 и 440 атм за 31 сут [469]. Из монтмориллонита слюда получена при обработке его раствором 1 *N*  $\text{KCl}$  и последующем кипячении в растворе 1 *N*  $\text{KOH}$  [470]. Синтезированы калиевогерманиевая, цезиево- и рубидиево-галлиево-германиевая диоктаэдрические слюды при 300 и 100 атм [471, 472]. Искусственно получены аммониевый и рубидиевый мусковиты [202, 473].

Иодер и Югстер [15] синтезировали мусковиты разных политипных модификаций при температурах от  $350$  до  $900^\circ$  и давлениях от 150 до 2000 атм, беря за исходные материалы чистые химические компоненты, стекла соответствующего состава, природный каолинит с добавками силлиманита и  $\text{KOH}$ . Полевой шпат и природный мусковит. Установленные ими верхние пределы устойчивости мусковита отвечают температуре  $625^\circ$  при давлении около 350 атм,  $665^\circ$  при давлении около 900 атм и  $715^\circ$  при 2109 атм. Слюда мусковит-фенгигового ряда синтезировались с целью выяснения пределов растворимости селадонитовой составляющей в мусковите [18, 474] и слюды мусковит-парагонитового ряда для установления пределов смесимости мусковита и парагонита [184, 475]. На синтетических мусковитах выяснялись устойчивость различных структурных политипов [18, 19], устойчивость мусковита при высоких температурах и давлениях [344, 476]; определялись термодинамические константы и поля устойчивости [341—345, 477 и др.]. Промышленный синтез мусковита пока не проводится, так как кристаллизация фторфлогопита в виде крупных кристаллов осуществляется легче, а по электроизоляционным и механическим свойствам безжелезистые фторфлогопиты не уступают мусковитам.

**Практ. знач.** Является важным полезным ископаемым; добывается в значительных количествах. Минимальный размер пластинок слюды (листового мусковита), имеющих практическую ценность, равен  $4 \text{ см}^2$ . Мусковит должен быть совершенно чистым, без посторонних включений и дефектов строения, не иметь трещин и хорошо колоться. Наибольшее количество листового му-

сковита добывается в Индии (более 50% мировой добычи), меньше в Бразилии; в остальных капиталистических странах листовой мусковит добывают только для собственных нужд. Крупная листовая слюда после обрезки и штамповки используется как электроизоляционный и конструкционный материал в конденсаторах, электролампах, радиолампах и т. д. [61, 95 и др.]. В последние годы приобрел практическое значение мелкочешуйчатый мусковит, который используется как наполнитель различных электроизоляционных пластмасс, для изготовления слюдобумаг (непосредственно или с прослойкой изолирующими пластмассами), как наполнитель красок, в строительной, цементной, резиновой промышленности, для изготовления мягкой кровли, обоев, для смазки электродов и т. д. Слюдяные бумаги в ряде отраслей промышленности (например, в электромоторостроении) полностью вытеснили листовую слюду. Добыча мелкой слюды ведется в ряде стран, наиболее интенсивно в США.

Мелкочешуйчатый мусковит извлекается из богатых слюдой горных пород (слюдяных сланцев, слюдитов и др.) методами механического обогащения. По сравнению с листовой слюдой мелкая слюда значительно дешевле. Данные о мировой добыче мусковита приведены в экономическом обзоре Кларка 1983 г. [478].

**Отл.** Характерны светлая окраска, весьма совершенная спайность; высокая упругость листочков в отличие от флогопита, хрупких слюд, пирофиллита и талька; пониженная твердость в отличие от хрупких слюд. В шлифах от биотита отличается отсутствием плеохроизма, величиной  $2V$ ; от талька — большим углом оптических осей, меньшей величиной светопреломления и двупреломления; от пирофиллита — меньшим углом оптических осей; от каолинита и хлорита — яркой поляризационной окраской; от скаполита (в некоторых разрезах) — по знаку удлинения, спайности и осности; от канкринита (в некоторых разрезах) — по более высокому двупреломлению; от топаза и кварца (в разрезах, параллельных спайности) — по ситовидному погасанию и ясной дуосной отрицательной фигуре в сходящемся свете; от лепидолита и парагонита — по отсутствию окраски пламени паяльной трубки и по микрохимическим реакциям.

**Разнов.** По форме выделения. С е р и ц и т — sericite.

Название от греч. *σερικος* (серикос) — шелковистый (Лист, 1852).

**Синон.** Мелкочешуйчатый мусковит, мелкочешуйчатая калиевая слюда, тонколист-персная белая слюда.

Мелкочешуйчатый, часто образует волокнистые и плотные массы; мусковитовая природа серицита впервые была доказана Ласпейресом в 1880 г. Омельяненко и др. [35] под серицитом понимают тонкочешуйчатые (максимальный размер чешуек 0,1, чаще  $< 0,03$  мм) светлые калиевые слюды, содержащие не более 5% разбухающих межслоев и варьирующие по составу между мусковитом, фенгитом (фенгитовые серициты) и слюдой состава  $K_{0,5}Al_{2-x}(Mg, Fe)_1 \times (Si_{4-y}Al_y)O_{10}(OH)_2$  при  $x+y=0,5$ , близкой к иллиту.

В целом для серицитов характерно отклонение от состава мусковита в сторону понижения содержания  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  и повышения  $SiO_2$ , иногда  $FeO$ ,  $MgO$  и  $H_2O$ . См. хим. анализы 6, 27—31. а также в работах [35, 176, 177, 285, 479].

Серициты могут быть в разной степени гидратированными, причем уменьшение размера частиц обычно сопровождается увеличением содержания воды. Количество молекулярной воды в межслоевых позициях возрастает по мере перехода серицитов к гидрослюдам, а затем смешанослойным образованиям (слюда—монтмориллонит). От этих минералов серицит отличается по величине смещения первого базального отражения ( $\Delta d$ ) на дифрактограммах природных и насыщенных глицерином (или этиленгликолем (образцов, указывающего на содержание разбухающих межслоев. У серицитов  $\Delta d$  изменяется от 0 до 0,15 Å (что соответствует содержанию разбухающих слоев от 0 до 5%) у гидрослюд — от 0,15 до 1,00 Å (от 5 до 20% разбухающих слоев); у смеша-

нослойных образований типа слюда—монтмориллонит —  $>1 \text{ \AA}$  ( $>20\%$  разбухающих слоев) [35].

Оценка количества разбухающих слоев для разграничения серицитов и гидрослюд (т. е.  $\Delta d < 1 \text{ \AA}$ ) может быть проведена по графику, предложенному Дрицем и Сахаровым [480], а в случае  $\Delta d > 1 \text{ \AA}$  (для отличия гидрослюд от смешанослойных слюда—монтмориллонитов) — по графику Градусова, построенному для условий, когда межслоевым катионом является Mg [35, 479].

Среди серицитов имеются все политипы, свойственные диоктаэдрическому слюдам [16], но преобладающими являются  $2M_1$  и  $1M$ . Негидратированные серициты чаще представлены политипом  $2M_1$ , гидратированные — смесью  $1M$  и  $2M_1$ , причем относительное содержание  $1M$  возрастает с увеличением количества разбухающих межслоев [35]. Политипы  $2M_2$  и  $3T$  среди серицитов очень редки и свойственны в основном серицитам фенгитового состава.

По Русиновой и др. [33], в месторождении Белая Гора (Нижнее Приаралье) фенгитовый серицит  $2M_2$  по сравнению с другими политипами формировался в условиях меньшего давления и большей щелочности. Мхитарян [32] появление серицита  $2M_2$  в относительно крупных рудных телах колчеданных месторождений Армении связывает со скоростью его кристаллизации в данных условиях.

Цвет серицитов обычно бледно-зеленый, желтоватый. Оптические свойства варьируют по сравнению с мусковитом, обладают меньшим  $2V$  и иногда меньшим двупреломлением [35]. На кривых ДТА серицитов эндотермический эффект, связанный с дегидроксилизацией, находится примерно в той же области, что и у гидрослюд ( $600\text{--}700^\circ$ ), эндотермический эффект в области до  $200^\circ$  проявляется не всегда и выражен значительно слабее, чем у гидрослюд [35]. ИК-спектры близки к мусковитовым и фенгитовым, лишь у наиболее гидратированных различий отмечают дополнительные полосы при  $1650$  и  $3420 \text{ см}^{-1}$ , которые еще более интенсивны у типичных гидрослюд [35].

Серициты характерны для ряда начальных ступеней метаморфических преобразований — филлитов, серицитовых сланцев, продуктов низкотемпературного динамометаморфизма и для ряда гидротермально-метасоматических образований (вторичных кварцитов, березитов, кварц-серицитовых метасоматитов, тесно связанных с рудообразованием).

В составе околорудных метасоматитов серицит широко известен в СССР и за рубежом на колчеданных, медно-свинцово-цинковых, медно-молибденовых, вольфрамовых, золоторудных, урановых месторождениях [35—37, 112, 189, 257, 282—284, 481—486].

Образуется за счет полевых шпатов, биотита, реже хлорита и других минералов в диапазоне температур  $250\text{--}350^\circ$ . Экспериментально эта температура доказана при изучении процессов березитизации [487]. Обнаружен аутигенный серицит в виде волосовидных волокон, прорастающих обломочные зерна кварца в граувакках Саарланда (ФРГ) [69].

Ж и л ь б е р т и т — gilbertite.

Назван в честь президента Королевского общества естествоиспытателей Великобритании Дэвиса Джильберта (Томсон, 1836).

Синон. Гильбертит (Лазаренко, Вынар, 1975).

Встречается в виде более крупных чешуек, чем серицит. По сравнению с мусковитом более мягкий (тв. 1,5) и гибкий (но менее упругий). Цв. светло-зеленый, яблочно- или серовато-зеленый, серебристо-желтый. Четких отличий от типичного мусковита нет (хим. анализы 16, 22).

Образует оторочки и выделения неправильной формы в рудных жилах, нередко в тесной ассоциации с флюоритом, часто выполняет промежутки между другими жильными минералами. Распространен во многих рудных регионах мира. Впервые обнаружен в оловорудных месторождениях гранитного массива Сент-Остелл, Корнуэлл, Великобритания (Томсон, 1836). Характерный минерал вольфрамовых месторождений: Восточный Коунрад [271] и Караоба [278] в Казахстане, Белуха и Букука в Восточном Забайкалье [257, 483].



Может образовываться за счет переотложения серицита и его укрупнения в процессе перекристаллизации [257, 484], с другой стороны, наблюдалось замещение жильбертита серицитом [278].

*Разновидности по составу* указаны в разделе. **Хим.** Различаются по повышенному содержанию того или иного химического элемента. Многие мусковитовые и близкие к ним слюды имеют самостоятельные названия (фуксит, эллахерит, роскоэлит, черныхит и др.), они описаны отдельно, хотя также могли бы рассматриваться как разновидности мусковита.

По наличию редких элементов наибольший интерес представляют литиевый и рубидиевый мусковиты.

**Литиевый мусковит** — lithian muscovite [16] содержит повышенное количество лития, который в структуре слюды занимает октаэдрические позиции, что сопровождается заменой части тетраэдрического алюминия на кремний. Хим. анализы 33, 34. Некоторые исследователи [218, 488] предполагали непрерывность ряда мусковит—лепидолит, другие [209, 218, 232, 489, 490] указывали на разрыв смесимости между ними. Граница существования литиевого мусковита (с мусковитовой структурой) определяется по содержанию в мусковите  $\text{Li}_2\text{O}$  до 3,3% [232, 489, 490]. Слюды с содержанием  $\text{Li}_2\text{O}$  от 3,4 до 4—5% являются смесью мусковита с лепидолитом; при содержании 5%  $\text{Li}_2\text{O}$  слюда имеет полностью структуру лепидолита [16, 232, 489—491]. По Левинсону [16] и Ринальди [491], литиевый мусковит при содержании  $\text{Li}_2\text{O}$  до 3,3% относится к политипу  $2M_1$ , при содержании  $\text{Li}_2\text{O}$  3,4—4% слюда представляет смесь  $2M_1+1M$  ( $2M_1>1M$ ); по Владыкину и др. [235], литиевые слюды с  $\text{Li}_2\text{O}>1,5\%$  представлены смесью политипов  $2M_1$ ,  $1M$  или  $2M_2+2M_1$ ; по Макрыгину и др. [209], политип  $2M_1$  характерен для слюды с  $\text{Li}_2\text{O}$  до 1%, смесь политипов — для слюды с  $\text{Li}_2\text{O}>2\%$ .

В отличие от лепидолита у литиевого мусковита отсутствует или слабо выражен сиреневый оттенок. По Левинсону [16]:  $n_g = 1,566—1,556$ ,  $n_m = 1,559—1,551$ ,  $n_p = 1,529—1,534$ ,  $2V = 32—37^\circ$ . Встречается в редкометальных пегматитах, обычно в ассоциации с лепидолитом, но, как правило, по времени образования является более ранним.

**Рубидиевый мусковит** — rubidian muscovite [249] содержит  $>1\%$   $\text{Rb}_2\text{O}$ . Тонкозернистый, средне- и крупночешуйчатый. Обладает сиреневой или розовой окраской, обусловленной присутствием  $\text{Mn}^{3+}$  в шестерной координации [99]. Представлен политипом  $2M_1$ . В связи с вхождением в структуру крупного межслоевого катиона (Rb) имеет несколько больший параметр  $c_0$  (20,2 Å). Характерен ИК-спектр поглощения, на котором отчетливо проявляется расщепление полосы валентных колебаний ОН-групп на две: 3633 и 3650  $\text{см}^{-1}$  [135]. На кривых ДТА выражен типичный для мусковита эндотермический эффект при  $840^\circ$  [249]. Повышенные содержания рубидия в мусковите из некоторых редкометальных пегматитов отмечались многими исследователями [173, 249, 492, 493]; наиболее высокие количества  $\text{Rb}_2\text{O}$  известны в мусковите из редкометального месторождения Берник-Лейк в Канаде (2%  $\text{Rb}_2\text{O}$ ) [491] и из месторождений СССР (2,84, 3,4 [493], 3,93%  $\text{Rb}_2\text{O}$  [249]). Хим. анализы 35, 36. Повышенные количества рубидия иногда содержат литиевые мусковиты. В рубидиевом мусковите обнаружены следующие элементы-примеси: Sb (до 0,07%), Cs (0,3—0,4%), Ga (до 0,08%), Tl (до 0,02%), а также F (до 0,80%) [249].

Встречен в зональных редкометальных пегматитах сподумен-микроклин-альбитового типа и может считаться для них типоморфным минералом [249].

Синтезирован [473] из гелей разного состава, приготовленных смешиванием в соответствующих пропорциях водной кремнекислоты, гидроксида Al и щелочей K и Rb. Условия синтеза отвечали области стабильности мусковита: давление водяного пара 4000 атм, температура  $640^\circ$ , продолжительность 6 ч. опыты показали, что замещение в мусковите калия рубидием может происходить частично или полностью вплоть до образования чисто рубидиевой слюды. Rb-аналог мусковита получен также при  $600^\circ$  и 5 кбар согласно реакции  $\text{Rb}_2\text{CO}_3 + 3\text{Al}_2\text{O}_3 + 6\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{RbAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 + \text{CO}_2$  [494].

## Межплоскостные расстояния мусковитов разных политипов [15]

1			2			3		
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	>100	10,014	001	100	10,077	0003	>100	9,969
004	55	5,021	002	37	5,036	0006	53	4,991
110	55	4,478	020	90	4,488	1010	19	4,492
111	65	4,458	111	27	4,349	1011	19	4,460
021	14	4,391	021	16	4,115	1014	10	3,873
111	21	4,296	112	60	3,669	1015	8	3,596
022	14	4,109	003	100	3,356	0009	>100	3,331
112	12	3,973	022			1017	10	3,110
113	37	3,889	112	50	3,073	1018	16	2,884
023	32	3,735	113	6	2,929	1121	15	2,589
114	44	3,50	023	16	2,689	1122	27	2,564
006	100	3,351	130	50	2,582	0.0.0.12	11	2,499
024			131	90	2,565	0124	7	2,457
114	47	3,208	200	22	2,550	1125	8	2,384
025	47	2,999	131	11	2,450	2020	5	2,254
115	35	2,871	132	4	2,405	1127	5	2,222
116	22	2,803	114	12	2,380	2023	4	2,197
131	50	2,589	040	8	2,246	1128	12	2,136
116	45	2,580	220	7	2,219	2026	3	2,056
202	90	2,562	041	4	2,191	0.0.0.15	47	1,999
008	20	2,514	133	20	2,156	1.1.2.10	7	1,966
133	19	2,458	202	6	2,109	1.1.2.11	2	1,885
202	12	2,446	005	32	2,013	1.1.2.14	10	1,654
204	10	2,396	133	7	1,957	2.1.3.5	3	1,638
133	24	2,380	134	4	1,900	2.1.3.6	3	1,614
221	12	2,247	116	18	1,668	2.1.3.8	2	1,551
040			151	12	1,653	1.1.2.16	6	1,521
041	5	2,236	204	12	1,635	3.0.3.0	11	1,502
221	5	2,201	135	4	1,514			
223	7	2,184	060	33	1,499			
222	10	2,149						
043	23	2,132						
135								
044	6	2,051						
0.0.10	75	2,010						
137	14	1,975						
139	6	1,736						
150	6	1,699						
241								
2.0.10	12	1,670						
314	17	1,653						
313	7	1,602						
331	40	1,499						
060								

1 — 2M<sub>1</sub> — синтетический,  $a_0=5,189$ ,  $b_0=8,995$ ,  $c_0=20,097$  Å,  $\beta=95,18^\circ$ ; 2 — 1M — синтетический,  $a_0=5,208$ ,  $b_0=8,995$ ,  $c_0=10,275$  Å,  $\beta=101,58^\circ$ ; 3 — 3T — мусковит из Султан Бейсии, шт. Вашингтон (США),  $a_0=5,203$ ,  $c_0=29,988$  Å,  $\beta=120^\circ$ .

## Л и т е р а т у р а

- Güven N., Burnham C. W. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, H. 3/4. S. 196.
- Rothbauer R. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1971. H. 4. S. 143.
- Ципурский С. И., Дриц В. А. // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1977. № 11. С. 2263.
- Соболева С. В., Звягин Б. Б. // Кристаллография, 1968. Т. 13, вып. 4. С. 605.
- Сидоренко О. В., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Там же. 1975. Т. 20, вып. 3. С. 543.
- Güven N., Burnham C. W. // Ztschr. Kristallogr. 1967. Bd. 125, H. 3. S. 163.
- Zhouchlistov A. P., Zvyagin B. B., Soboleva S. V., Fedotov A. F. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 6. P. 465; Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // ДАН СССР. 1974. Т. 219, № 3. С. 704; Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 19.
- Jackson W. W., West J. // Ztschr. Kristallogr. 1933. Bd. 85, H. 1/2. S. 160.
- Richardson S. M., Richardson J. W. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 1/2. P. 69.
- Radoslovich E. W. // Acta crystallogr. 1960. Vol. 13, pt. 11. P. 919; Радослович Е. В. Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир. 1965. С. 115.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С. // Кристаллография. 1960. Т. 5, вып. 4. С. 600.
- Gatineau L. // Bull. Soc. franç. miner et cristallogr. 1964. Vol. 87, N 3. P. 321.
- Burnham C. W., Radoslovich E. W. // International series of monographs in earth sciences. Oxford, 1966. Vol. 25. P. 27.
- Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Недра, 1964. 282 с.

15. Yoder H. S., Eugster H. P. // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1955. Vol. 8, N 5/6. P. 225.
16. Levinson A. A. // *Amer. Miner.* 1953. Vol. 38, N 1/2. P. 88.
17. Heinrich E. W., Lewinson A. A. // *Amer. J. Sci.* 1955. Vol. 253, N 1/2. P. 39.
18. Velde B. // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 3/4. P. 436.
19. Калинин Д. В., Шемакина Л. Л. // Экспериментальные исследования по минералогии (1968—1969). Новосибирск: СО АН СССР, 1969. С. 81.
20. Минеева Р. М., Соболева С. В., Звягин Б. Б. // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 91.
21. Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Сидоренко О. В., Соболева С. В. // Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 202.
22. Smith J., Yoder H. S. // *Miner. Mag.* 1956. Vol. 31, N 234. P. 209.
23. Токмаков П. П., Зорин Ю. М., Залчковский А. А., Чекин С. С. // Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. С. 69.
24. Liborio G., Mottana A. // *Neues Jb Mineral. Monatsh.* 1975. H. 12. S. 546.
25. Hiroto N., Kunitaki K. // *Miner. J. Jap.* 1977. Vol. 8. N 6. P. 343.
26. Ernst W. G. // *J. Petrol.* 1963. Vol. 4, N 1. P. 1.
27. Ernst W. G. // *Amer. Miner.* 1963. Vol. 48. N 11/12. P. 1357.
28. Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А., Лапидес И. Л. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 8. С. 9.
29. Звягин Б. Б., Доломанова Е. И., Соболева С. В., Молева В. А. // ДАН СССР. 1965. Т. 165, № 2. С. 410.
30. Русинова О. В., Русинов В. Л. // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1980. С. 92.
31. Врублевская З. В., Гетманская Т. А., Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 8. С. 147.
32. Мхитарян Р. Г. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1972. Т. 25, № 6. С. 10.
33. Русинова О. В., Русинов В. Л. // Очерки по генетической минералогии. М.: Недра, 1976. С. 47.
34. Vocchio R. // *Miner. Mag.* 1977. Vol. 41, N 319. P. 400.
35. Омельяненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69.
36. Nakamura T. J. // *Geosciences.* Osaka: City Univ., 1969. P. 12.
37. Берзина А. П., Григорьева Т. Н., Сотникова В. Н. // Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 120.
38. Cipriani C., Sassi F. P., Scolari A. // *Schweiz. miner. et petrogr. Mitt.* 1971. Bd. 51, H. 1. S. 259.
39. Sassi F. P. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1972. Bd. 18, H. 2. S. 105.
40. Di Piero M., Lorenzoni S., Lorenzoni E. Z. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1973. Bd. 119, H. 1. S. 57.
41. Sassi F. P., Scolari A. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1974. Vol. 45, N 2. P. 143.
42. Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1974. Т. 27, № 3. С. 86.
43. Kräutner H. G. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1975. Bd. 125, H. 3. S. 278.
44. Sassi F. P., Kräutner H. G., Zirpoli G. // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1976. Bd. 56, H. 3. S. 427.
45. Guidotti C. V., Sassi F. P. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1976. Bd. 127, H. 2. S. 97.
46. Arkai P. // *Acta geol. Acad. sci. hung.* 1977. Vol. 21, fasc. 1/3. P. 53.
47. Katagas C., Baltatzis E. // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1980. H. 5. S. 206.
48. Iwasaki M., Sassi F. P., Zirpoli G. // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1978. Vol. 73, N 9. P. 274.
49. Gomez-Pugnaire M. T., Puga E., Sassi F. P. // *Miner. petrogr. acta.* 1977. Vol. 21. P. 29.
50. Vocchio R., de Capitani L., Libomo G. et al. // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1981. H. 7. S. 289.
51. Bertagnini A., Franceschelli M. // *Ibid.* 1982. H. 11. S. 495.
52. Padan A. K., Hanan J., Shagam R. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 79, N 1. P. 85.
53. Болтыров В. Б., Огородников В. Н. // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1974. Вып. 108. С. 59.
54. Guidotti C. V. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 42. N 1. P. 33.
55. Briand B. // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1980. H. 12. S. 529.
56. Katagas C., Baltatzis E. // *Ibid.* H. 5. S. 206.
57. Martinez J. M., Visona D. // *Estud. geol.* 1981. Vol. 37, N 3/4. P. 109.
58. Peacock M. A., Ferguson R. B. // *Contrib. Dep. Miner., Petrogr. Univ. Toronto.* 1943. N 48. P. 65.
59. Лебедев Г. // Учебник минералогии. СПб., 1907. С. 301.
60. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1949. № 3. С. 29.
61. Волков К. И., Загибалов П. Н., Мецки М. С. Свойства, добыча и переработка слюды. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. 349 с.
62. Белянкина Е. Д., Гурьева Э. Я., Игнатова М. Д., Петров В. П., Толстихина К. И. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1958. Вып. 12. С. 152.

63. Никаноров А. С. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 4. С. 391.
64. Никаноров А. С. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1964. Т. 108. С. 69
65. Григорьев Д. П., Маркова Г. А. // Проблемы кристаллологии. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 171.
66. Kitagawa R., Takeno S., Sunagawa J. // Miner. J. Jap. 1983. Vol. 11, N 6. P. 282.
67. Меркулова Г. В. // Зап. ВМО. 1939. Т. 68, вып. 4. С. 559.
68. Марченко Е. А., Полуновский Р. М. // ДАН УССР. Сер. Б. 1970. № 11. С. 979.
69. Zimmerle W. // Estud. geol. 1982. Vol. 38, N 3/4. P. 361.
70. Rutstein M. S. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1 2. P. 151.
71. Frondel C., Ashby G. E. // Ibid. 1937. Vol. 22, N 2. P. 104.
72. Frondel C. // Ibid. 1940. Vol. 25, N 1. P. 69.
73. Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Буцинская Е. А. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 305.
74. Гурьева Э. Я. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 148.
75. Янулов К. П., Янулова М. К. // Зап. ВМО. 1948. Т. 77, вып. 4. С. 421.
76. Iijima S., Zhu J. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 11 12. P. 1195
77. Gresens R. L., Stensrud H. L. // Lithos. 1971. Vol. 4, N 1. P. 63.
78. Walker T. L. // Amer. J. Sci. 1896. Vol. 152. P. 5.
79. Головачев А. Ф. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 1. С. 128.
80. Головачев А. Ф. // Тр. Всесоюзн. проект. ин-та слюды. 1969. Вып. 5. С. 23.
81. Obreimoff J. W. // Proc. Roy. Soc. London. A. 1930. Vol. 127, N 805. P. 10.
82. Обреимов И. В., Терехов Е. С. // Исследования по экспериментальной и теоретической физике. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 159.
83. Мецк М. С. // Изв. Том. политехн. ин-та. 1956. Т. 91. С. 427.
84. Мецк М. С. // Изв. вузов. Физика. 1958. № 4. С. 29.
85. Мецк М. С. Физика расщепления слюд. Иркутск: СО АН СССР, 1967. 278 с.
86. Кротова Н. А., Карасев В. В. // ДАН СССР. 1953. Т. 92, № 3. С. 607.
87. Switzer G. // Amer. J. Sci. 1941. Vol. 239, N 4. P. 316.
88. Блосс Ф., Шекархи Е., Шелл Г. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М. Мир. 1965. С. 246.
89. Мецк М. С., Китаев Ю. А. // Изв. вузов. Физика. 1968. № 4. С. 148.
90. Флоренский П. А., Герман Н., Мантров М. П. // Вестн. электротехники. 1930. № 21. С. 32.
91. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 226 с.
92. Псваренных П. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю. // Минерал. сб. Львов. 1972. № 26, вып. 1. С. 46.
93. Евзикова Н. З. // Геология и геофизика. 1972. № 8. С. 96.
94. Sebula D. J., Owen M. C., Skinner C. et al. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 2. P. 195.
95. Лашев Е. К. // Слюды. М.: Промстройиздат, 1948. Т. 1. С. 50.
96. Логгинов Г. И. // Журн. электротехники и физики. 1938. Т. 8, вып. 21. С. 1857.
97. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 50.
98. Heinrich E. W. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1110.
99. Скосырева М. В., Никольская Л. В. // Геохимия. 1978. № 3. С. 437.
100. Askoik H. // Norg. geol. unders. 1972. N 273. S. 7.
101. Richardson S. M. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 1/2. P. 73.
102. Richardson S. M. // Ibid. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 1051.
103. Annersten H., Halenius U. // Ibid. P. 1045.
104. Грум Гржимайло С. В., Аникин А. И., Белова Е. Н., Толстихина К. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1955. № 9. С. 90.
105. Вохменцев А. Я., Романов В. А., Гурина З. Н. // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: Ленингр. горн. ин-т, 1976. Вып. 2. С. 67
106. Richardson S. H. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 1/2. P. 73.
107. Меланхолин Н. М. // Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР. 1948. Вып. 4. С. 223.
108. Вохменцев А. Я., Романов В. А., Климентьев В. И. // Новые исследования в геологии. Л.: Ленингр. горн. ин-т, 1969. С. 6.
109. Finch J., Gainsford A. R., Tennant W. C. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 1/2. P. 59
110. Бахтин А. И. Породообразующие силикаты, оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. 192 с.
111. Бахтин А. И. // Физика минералов и горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1985. С. 3.
112. Барabanov В. Ф. // Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 79.
113. Буддаков И. В. Тектоно-химический механизм формирования магматических рудных месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 203 с.
114. Никитин В. Д. // Зап. ВМО. 1952. Т. 81, вып. 2. С. 109.
115. Сорокина Н. А., Зорина М. А., Сорокин Н. Д. // Там же. 1986. Т. 115, вып. 4. С. 503.
116. Капустин Ю. Л., Капитонова Т. А. // Там же. 1972. Т. 101, вып. 6. С. 346.

117. Кизик В. В., Салтыкова Н. А. // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 112.
118. Мецик М. С., Якимов И. И., Филиппов В. И. // Изв. вузов. Физика. 1968. № 3. С. 154.
119. Бугина Т. А., Иойлева К. А. // Учен. зап. Петрозав. ун-та. 1975. Т. 21, вып. 1. С. 1974.
120. Хролина В. А. // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 104.
121. Davidson A. T., Yoffe A. D // Nature. 1965. Vol 206, N 4990. P. 1247.
122. Тардов Б. Н. // Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. ин-та пьезооптич. минерал. сырья. 1958. Т. 2, вып. 1. С. 139.
123. Голод М. И. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1973. Вып. 17. С. 6.
124. Круглякова Г. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 309.
125. Ebert H. // Phys. Ztschr. 1935. Bd. 36, N 8. S. 257.
126. Мецик М. С., Жидиханов Р. А. // Кристаллография. 1958. Т. 3, вып. 1. С. 95.
127. Болдырев А. И. // Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. С. 199.
128. Farmer V. C. // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 241. P. 829.
129. Кузнецова С. В., Шипцов В. В. // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 2. С. 91.
130. Стубичан В. Р., Рой Р. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 364, 387.
131. Архипенко Д. К., Ковалева Л. Т., Григорьева Т. Н. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1965. Вып. 32. С. 103.
132. Зорина М. Л., Сорокина Н. А., Шейнина Т. А. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 4. С. 498.
133. Лион Р. Д., Тудденгам В. М. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 263.
134. Плюснина И. И. // Инфракрасные спектры силикатов. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 189-190.
135. Власова Е. В., Скосырева М. В., Яхонтова Л. К. // Геохимия. 1976. № 12. С. 1814.
136. Зорина М. Л., Сырцо Л. Ф. // Прикл. спектроскопия. 1971. Т. 15, вып. 5. С. 884.
137. Павлишин В. И. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 1. С. 70.
138. Datta P., Giese R. F. // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, N 5/6. S. 436.
139. Vedder W. // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29, N 4. P. 221.
140. Карякин А. В., Вольнец В. Ф., Кривенцова Г. А. // Геохимия. 1973. № 13. С. 439.
141. Bassett W. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1958. Vol. 69, N 12, pt 2. P. 1532.
142. Архипенко Д. К., Григорьева Т. Н., Косалс Я. А. // Рентгенография минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Сб. 2. С. 46.
143. Карякин А. В., Холина Ю. Б., Соболева Н. Р. // Геохимия. 1975. № 10. С. 1590.
144. Jorgenson P., Rosenqvist J. Th. // Norsk. geol. tidsskr. 1963. Bd. 43, h.4. S. 497.
145. Челищев Н. Ф., Шацкая Н. С., Капитонова Т. А. // ДАН СССР. 1981. Т. 256, № 3. С. 681.
146. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 3.
147. Hogg C. S., Meads R. E. // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 289. P. 606.
148. Калининченко А. М., Литовченко А. С., Матяш И. В. и др. // Особенности кристаллохимии слоистых алюмосиликатов по данным радиоспектроскопии. Киев: Наук. думка, 1973. С. 32.
149. Dyar M. D., Burnes R. G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 7/8. P. 955.
150. Kemp D. R. C. // Phys. status solidi (ser. 6). 1973. Vol. 57. P. K81.
151. Udogawa S., Urabe K., Hase H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 11. P. 381.
152. Данилович Ю. Р., Калининченко А. М., Литовченко А. С. // Минерал. сб. Львов. 1980. № 34, вып. 2. С. 79.
153. Мухамет-Галеев А. П., Зотов А. В., Покровский В. А., Котова З. Ю. // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 2. С. 449.
154. Helgeson H. C. et al. // Amer. J. Sci. A. 1978. Vol. 278. P. 228.
155. Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R. // Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15 K and 1 bar pressure and at higher temperatures. Wash. (D C.), Gof. print. off. 1978. P. 456.
156. Мухамет-Галеев А. П., Покровский В. А. // Материалы Всесоюзн. конф. молодых ученых, Москва, 27—29 апр. 1982. М.: Наука, 1982. С. 103.
157. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. // Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 231 с.
158. Карпов И. К., Пампура В. Д. // ДАН СССР. 1965. Т. 162, № 5. С. 1156.
159. Булах А. Г., Булах К. Т. // Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. С. 167.
160. Дорогокупец П. И., Карпов И. К. // Физико-химия эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 77.
161. Robie R. A., Waldbaum B. S. US Geol. Surv. Bull. 1968. N 1259. 256 p.
162. Robie R. A., Hemingway B. S., Wilson W. H. // J. Res US Geol. Surv. 1976. Vol. 1, N 6. P. 631.
163. Бергер Г. С. // Флотированность минералов. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 206.
164. Митрофанов С. И. // Селективная флотация. М.: Металлургиздат, 1958. 726 с.

165. Соловьев С. П. // Слюдь. 1938. С. 119. (Петрография СССР. Сер. 3, породообразующие минералы; Вып. 1).
166. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
167. Конюк А. А. // Зап. Кирг. отд-ния ВМО. 1961. Вып. 2. С. 3.
168. Кориковский С. П. // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973. Вып. 3. С. 71.
169. Батлер Б. // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 58.
170. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1974. Вып. 236. С. 113.
171. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 25.
172. Матковский О. И. // Минерал. сб. Львов. 1965. № 19. вып. 4. С. 467.
173. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М.; Л.: Гостеоиздат, 1961. 154 с.
174. Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 236 с.
175. Куприянова И. И., Гетманская Т. И., Жухлистов А. П., Солнцева Л. С., Полюсин А. В. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1978. Вып. 26. С. 77.
176. Курек Н. Н., Курек А. И. // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Гостеоиздат, 1954. С. 101.
177. Foster M. D. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67, N 12. pt 2. P. 1696.
178. Bailey S. W., Brindley G. W., Kodama H., Martin R. T. // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 3. P. 238.
179. Kanehira K., Banno S. // J. Geol. Soc. Jap. 1960. Vol. 66, N 781. P. 654
180. Коваль П. В., Кашеев А. А., Юрченко С. А. // Ежегодник — 1969. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1970. С. 246.
181. Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г. // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 148.
182. Wahl W. // Geogr. Soc. Finl. Bull. 1925. Vol. 45, N 20. P. 87.
183. Heinrich E. W., Levinson A. A. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 11 12. P. 1132.
184. Попов А. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1969. Вып. 19. С. 61.
185. Eugster H. P., Yoder H. S. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1955. N 54. P. 124.
186. Zen E-an, Albee A. L. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 8/9. P. 904.
187. Eugster H. P. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67, N 12, pt 2. P. 1693.
188. Grootemaat T. B., Holland H. D. // Ibid. 1955. Vol. 66, N 12, pt 2. P. 1569.
189. Соболева С. В., Новгородова М. И. // Минерал. журн. 1985. Т. 7. № 2. С. 12
190. Norton J. J., Page L. R., Brobst D. A. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1962. N 297-B. P. 49.
191. Никаноров А. С., Михайлов И. И. // Зап. ВМО. 1967. Т. 96, вып. 2, С. 102.
192. Naef U., Stern W. B. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 79, N 5. P. 355.
193. Eugster H. P., Albee A. L., Bence A. E., Thompson J. B. (Jr.), Waldbaum D. R. // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 1. P. 147.
194. Сапожникова Л. Н., Шмелев В. Ф. // Слюдяные пегматиты. М.: ВИМС, 1974. С. 157.
195. Шмакин Б. М. // XXVII Междунар. геол. конгр. Москва, 4—14 авг. 1984: Докл. Т. 15. Секция С. 15. Неметаллические нерудные ископаемые. М.: Наука, 1984. С. 110.
196. Белковский А. И., Айзикович А. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1976. Вып. 86. С. 118.
197. Bauer L. H., Berman H. // Amer. Miner. 1933. Vol. 18, N 3. P. 30.
198. Dunn P. J., Simmons W. B. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 2. P. 259.
199. Dunn P. J. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 4. P. 562.
200. Imai N., Lee H. K., Machida M. // Clay Sci. 1980. N 5. P. 221.
201. Yamamoto T., Nakahira M. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1775.
202. Франк-Каменецкий В. А., Томашенко А. Н., Мищенко К. С. // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1974. С. 57.
203. Geetanjali G. // J. Ind. Soc. Soil Sci. 1985. Vol. 33, N 2. P. 292.
204. Forbes W. C. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 298. P. 712.
205. Омори К. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 47.
206. Eitel W. // Proc. Intern. Symp. React. Solids. Göteborg, 1952. P. 335.
207. Gunow A. J., Iddington S., Munoz J. L. // Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 8. P. 1127.
208. Shiba M. // Sci. Rep. Hiroasaki Univ. 1981. Vol. 28. P. 48.
209. Макрыгин А. И., Гормашева Г. С., Шмакин Б. М. // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1972. С. 63.
210. Солодов Н. А. // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М. Наука, 1969. Вып. 1. С. 58.
211. Шмакин Б. М. // Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. С. 120.
212. Гинзбург А. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1955. Вып. 7. С. 12.
213. Беус А. А., Северов Э. А., Ситкин А. А., Субботин Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 96 с.
214. Засядателев А. М. // ДАН СССР. 1971. Т. 200, № 4. С. 944.

215. Брей Д. М. // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 109.
216. Гордиенко В. В. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 2. С. 155.
217. Коваль П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х. // Там же. Вып. 4. С. 432.
218. Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск. Наука, 1975. 198 с.
219. Беус А. А. // Геохимия 1966. № 10. С. 1216.
220. Ганеве И. Г., Пачаджанов Д. Н., Борисенок Л. А. ; Там же. 1961. № 9. С. 757.
221. Аренс Л. Х., Либенберг У. Р. // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 399 с.
222. Беус А. А. Бериллий. М.: Госгеолгиздат, 1956. 161 с.
223. Белякина Е. Д., Корина Е. А., Кортман Р. В., Мартынова А. Ф. // Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнетитовыми комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978. С. 82.
224. Смирнова Н. П. // Среднее содержание примесей в минералах. М.: Недра, 1973. С. 173.
225. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
226. Иванов В. В. Средние содержания элементов-примесей в минералах. М. Недра, 1973. 320 с.
227. Cerný P., Trueman D. L., Ziehlke D. V., Goad B. E., Paul B. J. // Mining and Miner. Res. Div. Econ. Geol. Rep. 1981. N ER80-1. 240 p
228. Знаменский Е. Б., Макагон В. М., Макагон Л. Д., Шмакин Б. М. // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 134.
229. Кузьменко М. В. // ДАН СССР. 1961. Т. 140, № 6. С. 1411.
230. Мануилова М. М., Петров Л. Л., Рыбакова М. М., Соколов Ю. М., Шмакин Б. М. // Геохимия, 1966. № 4. С. 410.
231. Одикадзе Г. Л. // Там же. 1958. № 4. С. 380.
232. Гинзбург А. И., Берзина И. Г., Берман П. Б. // Геология руд. месторождений. 1973. Т. 15, № 2. С. 90.
233. Глебов М. П. // Геохимия. 1968. № 10. С. 1218.
234. Павлишин В. И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.
235. Владыкин В. И., Дорфман И. Д., Коваленко В. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР, 1974. Вып. 23. С. 6.
236. Гордиенко В. В., Леонова В. А. Слюдяные пегматиты Северной Карелии. Л.: Недра, 1976. 367 с.
237. Гордиенко В. В. // Мусковиты пегматитов СССР. Л.: Наука, 1975. С. 107.
238. Шмакин Б. М. // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 189.
239. Вовк П. К., Павлишин В. И. // Минерал. сб. Львов. 1974. № 28, вып. 1. С. 18.
240. Солодов Н. А. // Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Наука, 1962. С. 14.
241. Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов: Мамско-Витимская провинция. М.: Наука, 1969. 279 с.
242. Повилайтис М. М., Органова Н. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 140.
243. Quensel P. // Ark. miner. och geol. 1955. Bd. 2, N 2. S. 9.
244. Слепнев Ю. С. Геохимия. 1961. № 4. С. 359; там же, 1964. № 3. С. 242.
245. Глебов М. П. // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 112.
246. Шмакин Б. М. // Геохимия. 1973. № 8. С. 1179.
247. Сретенская Н. Г. // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 156.
248. Руденко С. А. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1975. Вып. 27. С. 9.
249. Скосырева М. В. // ДАН СССР. 1978. Т. 239, № 1 С. 200.
250. Гордиенко В. В., Леонова В. А. // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Вып. 5. С. 98.
251. Шмакин Б. М., Знаменский Е. Б., Арбатская С. К., Иванов Я. А., Конусова В. В., Макагон А. Д. // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1972. С. 97.
252. Барсанов Г. П., Кузнецов К. М., Федотов А. Ф. // Проблемы кристаллологии. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 179.
253. Некрасов И. Я. // Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. С. 260, 283.
254. Барсуков В. Л., Суцневская Т. М. // Геохимия. 1973. № 4. С. 491.
255. Барсуков В. Л. // Там же. 1957. № 1. С. 36.
256. Сорокина Н. А., Сорокин Н. Д. // Вопросы геохимии и типоморфизма минералов Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. № 3. С. 132.
257. Барабанов В. Ф. // Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Т. 2. С. 180, 227.

258. *Мец О. Ф.* // Минералогические критерии комплексной оценки минерального сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 79.
259. *Берзина И. Г., Попенко Д. П.* Диагностика слюд по фигурам травления на слюдах от осколков деления: Атлас. М.: ОНТИ, 1970. 92 с.
260. *Шуклоков Ю. А., Комаров А. Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 9. С. 137.
261. *Мончев П.* // Описание Бълг. геол. д-во, 1984. Т. 45, кн. 3. С. 365.
262. *Берзина И. Г., Берман И., Златова И.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 9. С. 10.
263. *Begalli M., Marques A., Serru D. A. B.* // Nucl. Tracks. 1984. Vol. 9, N 2. P. 129.
264. *Gegusin Ja. E.* // Phys. status solidi. 1968. Vol. 10. P. 1431.
265. *Bigazzi G.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968. Vol. 3, N 5. P. 434.
266. *Metha P.* // Ibid. 1969. Vol. 7. N 1. P. 82.
267. *Карпинская Т. Б.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 11. С. 95.
268. *Карпинская Т. Б.* // Там же. 1970. № 8. С. 15.
269. *Котов Н. В., Кириллов А. С., Морозова И. И.* // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1981. № 6, вып. 1. С. 33.
270. *Соседко А. Ф., Боровик С. А.* // ДАН СССР. 1937. Т. 14, № 1. С. 31.
271. *Чухров Ф. В.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 50. С. 149.
272. *Белков И. В.* // Кварцитовые сланцы свиты кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 247.
273. *Никитин Ю. В.* // Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР. 1964. Вып. 19. С. 236.
274. *Власов К. А., Кутукова Е. И.* // Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 83.
275. *Heinrich E., Levinson A. A.* // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 1/2. P. 25.
276. *Hurlbut C. S.* // Ibid. 1956. Vol. 41, N 11/12. P. 892.
277. *Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П.* Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.
278. *Ермилова Л. П.* Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964. 175 с.
279. *Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В.* // Слюды редкометалльных гранитоидов Новосибирск: Наука, 1977. С. 53.
280. *Narada K., Shibata H., Nagashima K.* // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2. P. 342.
281. *Zak L., Rovondra P., Jakes P.* // Acta Univ. carol. geol. 1980. N 1/2. P. 9.
282. *Андреева О. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 67.
283. *Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947. 264 с.
284. *Inoue A., Utada M.* // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 6. P. 401.
285. *Schaller W. T.* // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 406.
286. *Berggren T.* // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1940. Bd. 62, h. 2, N 421. S. 182.
287. *Stevens R. E.* // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 10. P. 607.
288. *Волкова М. И., Померанцева Н. Г.* Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 365 с.
289. *Коваль П. В., Гольдапель С. Я., Знаменский Е. Б.* Парagenезисы мусковит-альбитовых апогранитов Забайкалья. М.: Наука, 1972. 122 с.
290. *Моисеева М. И.* // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975. С. 266.
291. *Козлов В. Д., Свадковская Л. Н., Карпов И. Н.* // Вопросы генезиса и рудоносности гранитов. Новосибирск: Наука, 1978. С. 54, 88, 140, 148.
292. *Морковкина В. Ф.* Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М.: Наука, 1964. 212 с.
293. *Алимарин И. П., Ромм М. М.* // Тр. ВИМС. 1935. Вып. 76. С. 22.
294. *Струве Э. А.* Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 530 с.
295. *Melgerli E. M.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 48, H. 2. S. 391.
296. *Schwander H., Hunziter J., Stern W.* // Ibid. 1968. Bd. 48, H. 2. S. 357.
297. *Trull R. J.* // Canad. Geol. Surv. Pap. 1970. N 69/45. P. 381.
298. *Neiva A. M. R.* // Fortschr. Miner. Spec. Iss. 1975. Vol. 52, N 3. P. 303.
299. *Cheney J. T., Guidoetti C. V.* // Amer. J. Sci. 1979. Vol. 279, N 4. P. 411.
300. *Rinne G.* // Ztschr. Kristallogr. 1925. Bd. 61, H. 1. S. 1.
301. *Курнаков Н. С., Черных В. В.* // Зап. Рос. Минерал. о-ва, 1926. Т. 55, вып. 1. С. 206.
302. *Белякин Д. С., Куприянова Л. М., Смирнов В. А.* // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1936. Вып. 7/8. С. 17.
303. *Черных В. В.* // Слюды СССР. Л.; М.: ОНТИ, 1937. С. 7.
304. *Дилакторский Н. Л.* // Материалы ЦНИГРИ. Геохимия. 1937. Сб. 1. С. 28.
305. *Шмакова Г. В.* // Зап. Минерал. о-ва. 1942. Т. 71, вып. 1/2. С. 33.
306. *Горбунов Н. И., Шурыгина Е. А.* // Почвоведение. 1950. № 6. С. 367.
307. *Горбунов Н. И., Цюрупа И. Г., Шурыгина Е. А.* // Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 186.
308. *Mackenzie R. C., Milne A. A.* // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 222. P. 178.
309. *Mackenzie R. C. (Ed.)* // The differential thermal investigation of clays. L.: Miner. Soc., 1957. P. 456.
310. *Лапидес И. Л., Макрыгина В. А., Гормашева Г. С.* // Ежегодник — 1971. Иркутск. Ин-т геохимии СО АН СССР, 1972. С. 129.
311. *Цветков А. И., Вальяшихина Е. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 7.



312. Цветков А. И., Вальшихина Е. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 74.
313. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
314. Скосырева М. В., Факина Л. К., Яхонтова Л. К. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1977. № 2. С. 122.
315. Слонимская М. В., Дриц В. А., Финько В. И., Салынь А. Л. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 95.
316. Kodata H., Brydon J. E. // Trans. Faraday Soc. 1968. Vol. 64, N 11. P. 3112.
317. Меленевский В. И. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Вып. 487 С. 83.
318. Backhaus K. O. // IX Conf. Clay Miner. and Petrol., Zvolen, Aug. 31-Sept. 3, 1982. Geology. Prague, 1984. P. 23.
319. Кузнецова Г. А., Космачева Г. И., Мецик М. С. // Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981. С. 128.
320. Мец О. Ф., Меньшиков Ю. П., Новикова Ю. Н. // Материалы по минералам Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. № 8. С. 168.
321. Sakono H., Nogashima K., Harada K. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1973. N. 4. S. 189.
322. Fukuda K., Fujimoto H. et al. // Annu. Rep. Radiat. Center Osaka Prefect. 1981. Vol. 22. P. 13.
323. Феодотьев К. М., Хвостова В. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 10. С. 54.
324. Schleicher H., Lippolt H. J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 78, N 3. P. 220.
325. Косовская А. Г., Дриц В. А., Александров В. А. // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 178.
326. Петров В. П. Основы учения о древних корал выветривания. М.: Недра, 1967. 343с.
327. Коваль П. В., Юрченко С. А. // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 3. С. 675.
328. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.
329. Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: Кн. изд-во, 1972. 158 с.
330. Летников Ф. А. // Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1976. С. 49.
331. Акрамов М. Б., Дусматов В. Д., Пейкре Ю. Б., Арванитаки Н. В. // Минералы Таджикистана. Душанбе: Доинш, 1986. № 7. С. 105.
332. Гинзбург А. И., Берхин С. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1953. Вып. 5. С. 90.
333. Сырцо Л. Ф., Залашкова Н. Е., Зорина М. Л., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 3. С. 261.
334. Леонтьев А. Н. // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 162.
335. Ginnar R. // Norsk. geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, h. 4. S. 389.
336. Velde B. // Annu. Rep. Dit. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. (D. C.), 1963 -1964. P. 5.
337. Иванов И. П., Потекин В. Я., Дмитриенко Л. Т., Белобородов С. М. // Геохимия. 1973. № 9. С. 1300.
338. Evans B. W. // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263, N 8. P. 647.
339. Segnit R. E., Kennedy G. C. // Ibid. 1961. Vol. 259, N 4. P. 280.
340. Chatterjee N. D., Johannes W. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 48, N 2. P. 89.
341. Жариков В. А., Иванов И. П., Гусынин В. Ф. Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . М.: Наука, 1972. 160 с.
342. Маракушев А. А. // Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М. Наука, 1968. С. 120.
343. Velde B. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 5/6. P. 924.
344. Huang W. Z., Robertson K., Wyllie P. // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273, N 5. P. 415.
345. Chatterjee N. D., Froese E. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 985.
346. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. // Геология руд месторождений. 1960. № 1. С. 45.
347. Родионов Г. Г., Калугин Е. Н., Бушев А. Г. // Слюдяные пегматиты. М.: ВИМС 1974, С. 98.
348. Шмакин Б. М. // Сов. геология. 1963. № 4. С. 979.
349. Дядькина И. Я. // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 3. С. 280.
350. Никитин В. Д. // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1953. Т. 29, вып. 2. С. 3.
351. Щипцов В. В. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1975. Вып. 27. С. 71
352. Мейльбаум В. Я., Наливкин А. Б. // Там же. С. 76.
353. Vabu V. R. R. M. // Miner. Mag. 1969. Vol. 37, N 285. P. 140.
354. Рао Малиредди, Гордиенко В. В. // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ 1968. № 3. С. 27.
355. Смирнова В. С. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1964. Т. 108. С. 54.
356. Макиевский С. И. // Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. С. 211.
357. Смирнова В. С. // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 20. С. 35.
358. Григорьев П. К. // Слюды СССР. Л.; М.: ОНТИ, 1937. С. 192, 208.

359. *Килафати Л. В.* Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.: Л.: Изд-во АН СССР. 1960. Вып. 2. 259 с.
360. *Марков П. Н.* // Тр. МГРИ. 1936. Т. 3. С. 163, 187.
361. *Мишарев Д. Т.* // ДАН СССР. 1932. № 6. С. 143.
362. *Холмов Г. В.* // Тр. I Заполяр. геол.-развед. конф. Новосибирск, 1933. С. 121.
363. *Макшевский С. И.* // Магматические образования Кольского полуострова. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 109.
364. *Ветрин В. Р.* // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 144.
365. *Смирнова В. С.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1966. Т. 114. С. 218.
366. *Григорьев П. К.* // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 37. С. 1.
367. *Косой Л. С.* // Пегматитовые жилы Сорокского района Северной Карелии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1939. С. 10.
368. *Лебедев В. И.* // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 94.
369. *Никитин В. Д.* // Изв. Карело-фин. н.-п. базы АН СССР. 1947. № 1/2. С. 29.
370. *Рыцк Ю. Е.* // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1959. Т. 35, вып. 2. С. 29.
371. *Сидоренко Л. Я.* // Бюл. техн. информ. ЛГНТ. 1949. № 2/3. С. 18.
372. *Скorpionов А. В.* // Там же. 1948. № 6. С. 14.
373. *Шуркин К. А., Салье М. Е.* // ДАН СССР. 1960. Т. 131, № 4. С. 925.
374. *Полин А. К.* // Пегматиты Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 83.
375. *Лутковская Т. А., Коншин В. А.* // Сов. геология. 1968. № 3. С. 78.
376. *Гродницкий Л. Л.* // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1969. Вып. 4. С. 99.
377. *Малов И. Д.* // Там же. С. 79.
378. *Соколов Ю. М.* // Зап. ВМО. 1959. Т. 88, вып. 2. С. 191.
379. *Петровская Н. В.* Гиганто-магматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. Свердловск; М.: ОНТИ, НКТП, 1937. 76 с.
380. *Семеновко Н. П.* Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Киев: Изд-во АН УССР, 1948. 391 с.
381. *Кочнев Л. П.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 3. С. 79.
382. *Кремляков И. И.* // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск: Вост.-Сиб. геол. упр., 1961. Вып. 1(28). С. 117.
383. *Кочнев А. П., Черемных В. А.* // Тр. Иркут. политехи. ин-та. Сер. геол. 1968. Вып. 42. С. 88.
384. *Мораховский В. Н.* // Слюдоносные гранит-пегматиты Мамского района. Л.: Наука, 1966. С. 218.
385. *Куфтырева В. А.* // Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964. С. 99.
386. *Соколов Ю. М.* // Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 296.
387. *Копонев С. П.* // Слюды СССР. М.; Л.: ОНТИ. 1937. С. 309.
388. *Кулешов Г. Ф., Белянкина Е. Д., Петров В. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 48. С. 27.
389. *Амеландов А. С.* // Слюды СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1937. С. 238.
390. *Боровиков П. П.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1962. Т. 83. С. 71.
391. *Дядькина И. Я.* // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 6. С. 662.
392. *Дядькина И. Я.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1964. Т. 108. С. 23.
393. *Иванов Ив.* // Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геохим. 1968. Кн. 17. С. 49.
394. *Yalach J.* // Geol. sb. Slov Akad. 1954. Sv. 5, N 1/2. S. 26.
395. *Brana V.* // Zacamintele nemetaliteret din Romania. Buc.: Ed. tehn., 1967. P. 231.
396. *Möglichkeiten der Glimmergewinnung in der DDR* // Ztschr. angew. Geol. 1955. Bd. 1, N. 3/4. S. 184.
397. *Pehrman G.* Acta Acad. aboensis. 1945. Vol. 15. N 2. 84 p.
398. *Sahama T. G.* // Bull. Comm. Geol. Finl. 1936. N 115. P. 267.
399. *Richter-Bernburg G.* // Ztschr. Dt. geol. Ges. 1951 (1950). Bd. 102, T. 1. S. 116.
400. *Eckermann H.* // Geol. fören. Stockholm. Förhandl. 1927. Bd. 49, h. 2. S. 229.
401. *Rose W. C. C.* // Bull. Imp. Inst. London. 1946. Vol. 44, N 4. P. 325.
402. *Datta A. K., Sen P.* // Ind. Miner. 1962. Vol. 16, N 4. P. 411.
403. *Dunn J. A.* // Bull. Geol. Surv. Ind. Ser. A. 1962. N 19. P. 141.
404. *Karan-Pradyumna P.* // Nat. Geogr. J. Ind. 1958. Vol. 4, N 1. P. 4.
405. *Roy B. S.* // Bull. Geol. Surv. Ind. Ser. A. 1956. N 11. P. 156.
406. *Sahana D. B.* // Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. Ind. 1950. Vol. 22, N 3. P. 51.
407. *Roy S. K., Sharma N. L., Chattopadhyay G. C.* // Geol. Mag. 1939. Vol. 76, N 4. P. 10.
408. *Holland T. H.* // Mem. Geol. Surv. Ind. 1902. Vol. 34, pt 2. P. 11.
409. *Poÿ B. C.* // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 73.
410. *Шмакин Б. М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 1. С. 63.
411. *Nahadevan T. M., Murthy M. V. N.* // Rep. XXII Sess. Intern. Geol. Congr., India. New Delhi, 1964. Pt 6. P. 45.
412. *Omori K.* // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1958. Vol. 6, N 1. P. 25.
413. *Hsu Tien-hsiu, Huang Dien-hao* // Acta geol. sin. 1965. Vol. 45, N 4. P. 401.

414. *Bonladon J., Jouravsky G., Morin R.* // Notes et mém. Serv. géol. Maroc. 1950. Vol. 3, N 76. P. 207.
415. *Kabesh M. L.* // Bull. Geol. Surv. Sudan. 1960. N 7. P. 55.
416. *Bensusan A. M.* // Bull. Inst. Mining and Met. 1957. Vol. 66, N 602, pt 4. P. 155.
417. *Spalding J.* // Mining J. Ann. Rev. 1956. P. 163.
418. *Davies K. A., Bassett C. B.* // Bull. Imp. Inst. London. 1947. Vol. 45, N 2. P. 169.
419. *Hall D. A.* // Mem. Geol. Surv. 1920. N 13. P. 380.
420. *De Kun N.* The mineral resources of Africa. Amsterdam: Elsevier, 1965. 740 p.
421. *Micke K. E.* // Ztschr. Dt. geol. Ges. 1951. Bd. 102, T. 1. S. 101.
422. *Ходли Дж.* // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 13.
423. *Petkof B.* // Eng. Mining J. 1968. Vol. 169, N 3. P. 154.
424. *Olson M. M., Griffiths W. S., Heinrich E. W.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1968. N 577. P. 124.
425. *Heinrich E. W.* // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 9/10. P. 1203.
426. *Pegau A. A.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 12, pt 2. P. 1366.
427. *Griffitts W. R., Heinrich E. W., Jahns R. H.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1953. N 248-A. P. 1.
428. *Griffitts W. R., Heinrich E. W., Jahns R. H., Olson J. C., Parker J. M.* // Econ. Geol. 1945. Vol. 40, N 8. P. 592.
429. *Scott G. R.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1963. N 421-B. P. 125.
430. *Wright L. A.* // Amer. J. Sci. 1948. Vol. 246, N 11. P. 665.
431. *Stugard Fr.* // US Geol. Surv. Bull. 1958. N 1042-Q. P. 613.
432. *Sterrett D. B.* // US Geol. Surv. Bull. 1923. N 740. P. 342.
433. *Olson J. C.* // Ibid. 1942. N 931-P. P. 3.
434. *Busch W.* Mineral production in Illinois in 1970. Urbana: Illinois. 1972. 24 p.
435. *Камерон Е. Н., Джанс Р. Г., Мак-Нейр А. Г., Пейдждж Л. Р.* Внутреннее строение гранитных пегматитов: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. 146 с.
436. *Gregory M.* // Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall. 1949. Vol. 17, pt 8. P. 476.
437. *Leao J.* Mines and minerals in Brazil. Rio de Janeiro: Centro de estudos economicas, 1939. 243 p.
438. *Pecora W. T., Klepper M. R., Larrabec D. M.* // US Geol. Surv. Bull. 1950. N 964-C. P. 205.
439. *Smythe D. D.* // Amer. Inst. Mining., Met. eng. 1947. N 173. P. 500.
440. *Wright Ch. W.* // Mining Congr. J. 1942. Vol. 28, N 10. P. 38.
441. *Baker B., Jame S.* // Mining and Metall. 1945. Vol. 26, N 461. P. 249.
442. *Passos N.* Bol. Brazil. Serv. Fom. Prod. Min. 1936. N 12. 54 p.
443. *Брукс Дж., Симпсон Б.* Полезные ископаемые Австралии и Папуа, Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 2. 557 с.
444. *Anderson J. L., Cullers R. L., van Schmus W. R.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 3. P. 311.
445. *Velde B.* // Ibid. 1967. Vol. 14, N 3. P. 250.
446. *Miyashiro A.* // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2. 1958. Vol. 11, pt 2. P. 219.
447. *Miyashiro A., Banno S.* // Amer. J. Sci. 1958. Vol. 256, N 2. P. 97.
448. *Мишуро А.* // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 269.
449. *Guidotti C. V.* // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 9/10. P. 878.
450. *Ernst W. G.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28, N 11. P. 1631.
451. *Cipriani C., Sassi F. P., Viterbo-Bassani C.* // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1968. Vol. 24, fasc. 2. P. 153.
452. *Evirgen M. M., Ashworth J. R.* // Yerbilimleri. 1984. N 11. P. 13.
453. *Баираков В. В.* // ДАН УССР. Сер. Б. 1972. № 5. С. 387.
454. *Богатырева Н. А.* // Сб. Музея землеведения МГУ. Жизнь Земли. 1976. Вып. 12. С. 41.
455. *Banno S.* // Jap. J. Geol. and Geogr. Trans. and Abstr. 1958. Vol. 29, N 1/3. P. 20.
456. *Van der Plas L.* // Leidse geol. meded. 1959. Bd. 24. Blz. 418.
457. *Lambert R. St. J.* // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1959. Vol. 63, pt 3. P. 553.
458. *Foster M. D., Briant B. H., Hathaway J. C.* // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 7/8. P. 839.
459. *Курковский Е. Г.* Превращения слюдяных силикатов. Киев: Наук. думка, 1973. 103 с.
460. *Stoch L., Sikora W. W.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 4. P. 156.
461. *Szmatek K.* // Kwart. geol. 1981. Vol. 25, N 1. S. 25.
462. *Чекин С. С., Финько В. И., Самотон Н. Д.* // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 88.
463. *Petrov V. P., Samotoin N. D., Fin'ko V. I., Chekin S. S.* // Acta mineral-petrogr. Szeged. 1980. N 23. P. 77.
464. *Русько Ю. А.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 9. С. 38.
465. *Noll W.* // Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1932. Bd. 11. S. 122.
466. *Grunner J. W.* // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 7. P. 428.
467. *Norton F. H.* // Ibid. N 1. P. 1.
468. *O'Neill Th. F.* // Econ. geol. 1948. Vol. 43, N 3. P. 167.
469. *Gillingham Th. E.* // Ibid. N 4. P. 211.
470. *Caillere S.* // C. r. Acad. sci. 1949. Vol. 228, N 22. P. 1741.
471. *Mitsuyoshi K.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1979. H. 9. S. 396.

472. *Mitsuyoshi K.* // Amer. Miner. 1979. Vol. 69, N 11 12. S. 1184.  
 473. *Карпинская Т. Б.* // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 6<sup>а</sup>  
 474. *Wise W. S., Eugster H. P.* // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7 8. P. 1031.  
 475. *Полов А. А.* // Геохимия. 1967. № 10. С. 1064.  
 476. *Делицин И. С., Марков В. К., Рябинин Ю. Н., Петров В. П.* // Изв. АН СССР Сер. геол. 1970. № 8. С. 35.  
 477. *Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И.* // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. С. 313.  
 478. *Clarke G.* // Ind. Miner. 1983. N 189. P. 27.  
 479. *Омельяненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А., Звягин Б. Б., Андреева С. В Сахаров Б. А.* // Кристаллохимия минералов: Материалы Минерал. Ассон. (ММ<sup>а</sup>). Варна. Ссфия: Изд-во БАН, 1986. С. 385.  
 480. *Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 250 с.  
 481. *Величкин В. И., Воловикова И. М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 13.  
 482. *Parry W T., Ballantyna J. M., Jacobs D. C.* // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N P. 72.  
 483. *Барабанов Ф. В.* // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1960. № 6, вып. 1 С. 54.  
 484. *Барабанов Ф. В., Нгуен Ван Хоай* // Там же. 1975. № 18, вып. 3. С. 48.  
 485. *Авдонин В. В., Поленков А. И.* // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1977. № 2. С. 4<sup>т</sup>  
 486. *Новгородова М. И., Соболева С. В., Власова Е. В.* // Зап. ВМО. 1983. Т. 112, вып. С. 601.  
 487. *Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б.* // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 207  
 488. *Сердюченко Д. П.* // Там же. 1948. Т. 59, № 3. С. 345.  
 489. *Foster M. D.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-E. P. 115.  
 490. *Фостер М. Д.* // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 228.  
 491. *Rinaldi R., Cerni P., Ferguson R. B.* // Canad. Miner. 1972. Vol. 11. pt 3 P. 69  
 492. *Филиппова Ю. И.* // ДАН СССР. 1970. Т. 192. № 5. С. 1123.  
 493. *Руб А. К., Луговской Г. П.* // Новое в минералогических исследованиях. М. ВИМС 1977. С. 77.  
 494. *Voncken J. H. L., van der Eerden Ad M. J., Jansen J. Ben H.* // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 551.

### Гидромусковит Hydromuskovite



Название отражает сходство с мусковитом (Джонстон, 1889).

**Синон.** Батчелорит — batchelorite (Петтерд, 1910); киллинит — killinite (Тейл 1818), по [1] является гидромусковитом, однако по содержанию  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $K_2O$  ближе к иллиту; шилкинит — shilkinite [2]. Вероятно, к гидромусковиту относится значительное количество образцов, описанных как серицит [3], а также слюдястый минерал из глинистых сланцев Северный Рейн—Вестфалия (ФРГ), известный как Al-иллит [4].

**Характ. выдел.** Чешуйчатые, листоватые, волокнистые, иногда восковидные массы, прожилки, псевдоморфозы по сподумену.

**Структ. и морф. крист.** Структура как у мусковита, но с дефицитом иона калия, который компенсируется главным образом за счет вхождения в структуру протонов. По Брауну и Норриш [5], избыток протонов объединяется  $H_2O$  в ионы гидроксония  $H_3O^+$ , занимающие места К (полосы иона гидроксония наблюдались в ИК-спектрах H-насыщенных слюд [6]). Позже было показано, что, вероятнее всего, протоны присоединяются к атомам кислорода в шпин Al-тетраэдров, направленных в пустые октаэдры слоев 2 : 1 [3, 7]. и локализируются между атомами кислорода в плоскостях сочленения октаэдр и вершин тетраэдров [8]. По Коссовской и Дрицу [9], возможно вхождение структуры незначительного количества разбухающих пакетов. Небольшой сдвиг рефлекса  $d_{002}$  от 10,02 до 10,12 Å после насыщения этиленгликолем смещался у гидромусковита из Норвегии (хим. анализ 1) [8].

В отличие от иллита характерны политипы  $2M_1$  [10] и  $2M_2$  [11, 12] (у иллита  $1M$ ; иногда смесь  $2M_1$  и  $1M$ ).  $a_0=5,18-5,20$ ,  $b_0=9,00-9,02$ ,  $c_0=19,9-20,2$  β 95,2—95,3° [3, 10, 13, 14].

Кристаллы редки, в виде табличек с гексагональными очертаниями, ограниченными гранями (001), (010) и (110).

**Физ. св.** Сп. по (001) совершенная. Цв. серебристо- или серовато-белый; кремневый, светло-коричневый, светло-желтый, светло-зеленый; Мп-содержащий — розовый, Сг-содержащий — изумрудно-зеленый. Бл. слабо стекловидный, шелковистый, перламутровый или восковой. Тв. 1,5 (меньше, чем у ч

сковита). Чешуйки часто деформированы, менее упругие. Слегка жирный на ощупь. Уд. в. 2,56—2,69 [1, 13]; 2,79 у Мп-содержащего [14], 2,899 у Ва-Сг-содержащего гидромусковита [10].

В ИК-спектре полосы: 3600, 1020, 926, 830, 756, 536, 480, 406, 346  $\text{см}^{-1}$  [12].

**Микр.** В шлифах бесцветный. Двуосный (—).  $n_g=1,580-1,583$ ,  $n_m=1,575$ . Несколько более высокие показатели преломления у Ва- и Мп-содержащего гидромусковита:  $n_g=1,596$  и  $1,618$ ,  $n_m=1,593$  и  $1,602$ ,  $n_p=1,562$  и  $1,579$ ,  $n_g-n_p=0,034$  и  $0,039$ ,  $2V=27$  и  $37^\circ$  [10, 14].

**Хим.** Отличается от мусковита более низким содержанием К (8—9%  $\text{K}_2\text{O}$ ). Иногда рассматривается как член ряда мусковит—гидромусковит—иллит—смешанослойный иллит-сметтит—сметтит [8, 15]. Характерные для иллита замещения части  $\text{Al}^{\text{VI}}$  на Mg и  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Al}^{\text{IV}}$  на Si в гидромусковите слабо развиты. Содержание  $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$  не превышает 0,18 атома на 12 (O, OH);  $\text{Al}^{\text{IV}}$  всегда более 0,8. Замещение  $\text{Al}^{\text{VI}}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  не превышает 0,17 атома на 12 (O, OH), обычно меньше. Всегда присутствует Na (до 1,2%  $\text{Na}_2\text{O}$ ). В розовом гидромусковите из Танакамияма — 0,82% МпО (хим. анализ 4). Иногда отмечается повышенное содержание ВаО и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (хим. анализы 6, 7). Возможно присутствие небольшого количества молекулярной  $\text{H}_2\text{O}$ , иногда F (хим. анализы 2, 4, 6).

Анализы (рассчитаны на 12 (O, OH, F):

	1	2	3	4	5	6	7		
$\text{Li}_2\text{O}$	—	Сл.	—	Не обн.	—	—	Не обн.		
$\text{Na}_2\text{O}$	0,55	0,46	0,20	0,18	0,53	1,23	1,23		
$\text{K}_2\text{O}$	10,20	8,06	8,58	8,90	9,02	8,02	8,18		
$\text{MgO}$	—	0,50	1,36	Не обн.	0,12	1,09	0,52		
$\text{CaO}$	—	0,22	0,15	»	0,82	0,14	0,23		
$\text{MnO}$	0,09	Не обн.	0,08	0,82	0,03	0,01	Сл.		
$\text{FeO}$	—	0,36	1,57	0,44	—	0,54	0,13		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,26	0,72			0,09	0,41	1,80		
$\text{Al}_2\text{O}_3$	35,95	36,37	33,80	36,88	38,68	33,53	36,03		
$\text{SiO}_2$	44,30	46,54	47,71	45,67	45,95	42,44	45,65		
$\text{TiO}_2$	—	0,17	Сл.	—	Сл.	1,24	Сл.		
$\text{H}_2\text{O}^+$	5,47	6,31	5,44	5,86	5,12	5,93	5,27		
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,03	0,52	0,89	0,92	0,34	3,84	0,68		
F	—	0,02	—	0,64	—	0,002	—		
Сумма	99,85	100,31*	—	100,31	—	100,3622*	100,463*		
—O=(F, Cl) <sub>2</sub>	—	0,01	—	0,27	—	0,011	0,05		
Сумма	99,85	100,30	99,78	100,04	100,70	100,351	100,41		
Si	2,934	2,996	3,136	3,128	2,978	2,976	2,984	2,894	3,001
$\text{Al}^{\text{IV}}$	1,066	1,004	0,864	0,872	1,002	1,024	1,016	1,106	0,999
$\text{Al}^{\text{VI}}$	1,740	1,756	1,755	1,747	1,833	1,809	1,944	1,589	1,793
Ti	—	0,008	—	—	—	—	—	0,064	—
~	0,162	0,035	—	0,077 <sup>4*</sup>	—	0,022 <sup>4*</sup>	0,004	0,021	0,089
·	—	—	—	—	—	—	—	0,025	0,013
·	—	0,019	0,086 <sup>5*</sup>	—	0,024 <sup>5*</sup>	—	—	0,031	0,007
·	0,005	—	0,004	0,004	0,045	0,045	0,002	0,001	—
·	—	0,048	0,133	0,133	—	—	0,012	0,111	0,051
·	—	—	—	—	—	—	—	0,006	—
·	—	—	—	—	—	—	—	0,035	0,006
Ca	—	0,015	0,011	0,011	—	—	0,057	0,010	0,016
Na	0,071	0,057	0,025	0,025	0,023	0,023	0,067	0,163	0,157
K	0,862	0,662	0,719	0,718	0,740	0,740	0,747	0,698	0,686
OH	2,416	2,710	2,385	2,379	2,549	2,547	2,218	2,697	2,311
F	—	0,004	—	—	0,132	0,132	—	—	—
O	9,584	9,286	9,615	9,621	9,319	9,321	9,782	9,303	9,689

\* В том числе  $P_2O_5$ —0,06,  $CO_2$ —не обн. \*\* В том числе  $Cr_2O_3$ —0,46,  $ZnO$ —0,12,  $BaO$ —1,3,  $Cl$ —0,04. \*\*\* В том числе  $Cr_2O_3$ —0,25,  $BaO$ —0,22,  $FeS_2$ —0,27. \*\* Расчет на  $Fe_2O_3$ . \*\*\* Расчет на  $FeO$ .  
1—Ауст Агдер (Юго-Восточная Норвегия), анал. Фнии Лангмр [8]; 2—серебристо-белый, Огофо, графство Кармартен (Великобритания), анал. Бейнетт [13]; 3—псевдоморфозы по сподумену, Миокензан, преф. Ибараки (Япония), анал. не указан [16]; 4—розовый чешуйчатый из прожилков, Танакамияма, преф. Сига (Япония), анал. Секино [14]; 5—рудник Тсучихаши, преф. Окаяма (Япония), анал. не указан [12]; 6—светло-зеленый, листоватый, Серра-ду-Менукуе (Мозамбик), анал. Гюймаре и Нейва [10]; 7—изумрудно-зеленый, Маунт Лайелл (Тасмания), анал. Тредголд [11].

**Повед. при нагр.** На кривых ДТА низкотемпературный эффект, характерный для иллита, обычно не наблюдается, а дегидроксидизация происходит при более высокой температуре [3, 14, 15]. Кривая ДТА Ва-Сг-гидромусковита (хим. анализ 6) сходна с иллитом [10].

**Диагн. исп.** Способность к катионному обмену у гидромусковита ниже, чем у иллита, не превышает 5 мг·экв/100 г [15].

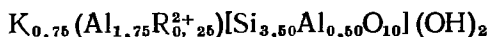
**Находж.** Образуется в мезотермальных условиях при температурах 200—525° [3]. Известен в гранитных пегматитах и гранитах, где образует прожилки и псевдоморфозы по сподумену, например в Киллиней Бей близ Дублина в Ирландии [1], в Миокензан, преф. Ибараки, Япония (хим. анализ 3) [16], марганецсодержащий — в Танакамияма, преф. Сига, Япония (хим. анализ 4) [14], барий-хромсодержащий — в Серра-ду-Менукуе (Мозамбик) (хим. анализ 6) [10]. В связи с рудными месторождениями наблюдался в жилах с кальцитом, Au-содержащим пиритом, арсенопиритом и турмалином в Надьбёржённи в Венгрии [3], в прожилках, секущих сланцы и жилы с Au-пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, золотом — в Огофо, графство Кармартен-Великобритания (хим. анализ 2) [13], в месторождениях типа куроко: Шекеней, преф. Акита, и Тсучихаши, преф. Окаяма (Япония) [12].

**Искусств.** Слюда, по составу соответствующая природному гидромусковиту ( $K_{0,77-0,96}$ ,  $Al_{0,78-1,05}^{IV}$ , избыток  $H_2O$ ), получена в системе мусковит—пирофиллит из гелей, содержащих 80—100% мусковита, при  $T$  320° и  $P_{H_2O}$  = 2 кбар за 3 мес. При составе исходного геля, соответствующем 100% мусковитовой молекулы, таблички гидромусковита изометричны, диаметром до 1 мкм и толщиной до 200 Å. С увеличением дефицита К они становятся меньше и тоньше. Рефлексы на рентгенограммах, кроме (020), (200) и (060), ослаблены по сравнению с мусковитом, но более узкие, чем у иллита [17].

### Л и т е р а т у р а

1. Nawaz R. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 349. P. 566.
2. Нырков А. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 95.
3. Erdelyi Y., Koblencz V., Tolnay V. // Acta geol. Acad. sci. hung. 1958. Vol. 5, fasc. — P. 169.
4. Flehmig W., Gehlken P.-L. // Fortschr. Miner. 1983. Bh. 61, Bd. 1. S. 61.
5. Brown G., Norrish K. // Miner. Mag. 1952. Vol. 29, N 218. P. 929.
6. White J. L., Burns A. F. // Science. 1963. Vol. 141, N 3583. P. 800.
7. Rosenqvist I. Th. // Clays and Miner. 1963. Vol. 11. P. 117.
8. Jørgensen P., Rosenqvist I. Th. // Norsk. geol. tidsskr. 1963. Bd. 43, h. 4. S. 497.
9. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 71.
10. Neiva A. M. R. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P. 292.
11. Threadgold J. M. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 5/6. P. 488.
12. Shimoda S. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 5. P. 269.
13. Brammal A., Leech J. G. C., Bannister F. A. // Miner. Mag. 1937. Vol. 24, N 157. P. 597.
14. Sekino H., Nagashima K., Harada K. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1973. H. 4. S. 18.
15. Hübner M. // Ber. Dt. Ges. geol. Wiss. B. Miner. und Lagerstättenf. 1968. Bd. 13, H. 4. S. 417.
16. Sakurai K., Bunno M., Aoki M., Suzuki Y. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 1. P. 13.
17. Velde B., Weir A. H. // Develop. Sediment. 1979. Vol. 27. P. 395.

### Иллит Illite



Назван по месту нахождения в шт. Иллинойс, США [1]. Название «иллит» бь предложено Гримом, Бреем и Бредли [1] для обозначения глинистых минералов из гр-гиллитов, принадлежащих к группе слюд, с указанием на то, что в дальнейшем оно может

быть закреплено за отдельным минералом, близким по составу к мусковиту. В дальнейшем название «иллит» широко применялось как групповое для всех тонкокристаллических слюдистых минералов из осадочных пород и почв. В советской литературе в том же значении употреблялся термин «гидрослюда». Одновременно развивалось (и к настоящему времени установилось) представление об иллите как диоктаэдрическом слюдистом минерале, который отличается от мусковита дефицитом ионов калия и более высоким содержанием кремния и является конечным неразбухающим членом иллит-сметкитовой серии смешанослойных минералов [2—5]. Иллит гидротермального происхождения, обычно описывается наряду с тонкокристаллическими мусковитом и фенгитом под групповым названием «серицит» или совместно со слюда—сметкитами как гидрослюда. Однако начиная с 60-х годов его также в ряде работ обозначают как иллит [6—10]. К иллиту, согласно химическим анализам и рентгеновским данным, следует отнести слюдистые минералы, описанные как тонкодисперсный мусковит (гидромусковит) [11], малощелочной фенгит [12], сколит (частично) [13—16]. Для тех случаев, когда точная диагностика не проведена, предложено применять выражение «иллитовый минерал» [17].

**Синон.** Гешвцитт, гешвитцит, гёшвиттцит — goeschwitzite (göschwitzite) [18], иллит из глинистого мергеля, используемого как сырье на цементной фабрике в Гешвцитце, описан Магдфрау и Гофманом в 1938 г. [19] „как минерал из Гешвцитца“; грундит — grundite (Грим., 1939) — торговое название для иллитовых глин; левьерьерит — levergierite (Терье, 1890) — червеобразные псевдоморфозы иллита по каолиниту и сростки с каолинитовыми минералами [20]; монотермит — monotermite или эндотермит — endotermite (Белянкин, 1938) — субмикроскопические смеси или срращения иллита [21, 22] и иллита—сметкита с каолинитом.

Синонимами иллита как группового названия являются: гидратированная слюда — hydrous mica (Браун, Норриш, 1952); гидрослюда (Галкин, 1912); глиммертон — Glimmerton (Энделл, 1935); глинистая слюда — clay mica (Бриндли, 1951); глинистый мусковит — clay muskovite (Уолкер, 1950); калиеносная глина — potash bearing clay (Уэрри, Росс, Керр, 1929); серицитоподобный минерал — sericite-like mineral (Грим, 1935); слюдистая глина — mica clay (Хендрикс, Фри, 1930); слюдоподобный глинистый минерал — glimmerarting Tonmineral (Магдфрау, 1938).

**Характ. выдел.** Глинистая составная часть осадочных и гидротермально-аргиллизированных пород, скрытокристаллические, реже тонкочешуйчатые или листоватые массы, псевдоморфозы.

**Структ. и морф. крист.** Иллит структурно близок к мусковиту. Отличается дефицитом ионов калия в межслоевых промежутках, частичным замещением Al в октаэдрических сетках на Mg и Fe<sup>2+</sup> и более низким содержанием Al в тетраэдрических сетках. Заряд слоев 2 : 1 ниже, чем в мусковите, и не превышает 0,8. Наряду с иллитом, в структуре которого катионы в октаэдрических сетках заселяют только цис-позиции, как в мусковите, обнаружен иллит с равномерным распределением Al по цис- и транс-позициям [23]. Возможно, к иллиту относится «уникальная слюда из нецентросимметричных слоев» с вакантными цис-позициями в октаэдрических сетках [24]. Вакантные позиции калия в межслоях частично заняты молекулами H<sub>2</sub>O [11]. Распределение калия между отдельными пакетами может быть неравномерным. Для иллита, образовавшегося по сметкиту, предполагается чередование межслоев K<sub>0,55</sub> и K<sub>1,00</sub> на O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> [25].

Если для мусковита характерна политипная модификация 2M<sub>1</sub>, то для иллита — 1M. Иллит 2M<sub>1</sub> отмечается редко [11, 26—29].

Параметры элементарной ячейки иллита 1M: a<sub>0</sub> = 5,17, b<sub>0</sub> = 8,96, c<sub>0</sub> = 10,25 Å, β = 101°20' [30, 31]; иллита 2M<sub>1</sub>: a<sub>0</sub> = 5,195, b<sub>0</sub> = 9,030, c<sub>0</sub> = 19,868 Å, β = 95°53' [28]. Иллит с совершенной структурой редок [11, 30]. Обычны многочисленные дефекты, наблюдавшиеся под электронным микроскопом высокого разрешения [32, 33]. Степень совершенства структуры иллита количественно обычно оценивается по индексу кристалличности, определяемому по ширине пика 10 Å на дифрактограммах [34], по сдвигу и уширению линии d<sub>001</sub> после обезвоживания [35] или по соотношению интенсивностей полос поглощения в ИК-спектре [36].

Отдельные частицы иллита под электронным микроскопом представляют собой тонкие пластинки с четкими контурами, обычно удлиненные, реже изометричные, гексагональные, иногда пятиугольные или в виде параллелограммов. Лейстовидные и волосовидные кристаллиты удлинены по оси a и ограничены плоскостями (001), (010) и (110), обычно до 4 мкм в длину и толщиной 20—60 Å, реже достигают длины 30 мкм, при ширине 0,1—0,3 мкм и толщине

100 Å, концы лейст иногда расщеплены [11, 28, 29, 37—40]. Наблюдались параллельные сростки, дающие дифракционную картину монокристаллов модификации 1M, и звездообразные сростки из двух и трех систем параллельных лейст под углами соответственно 120 и 60°, проявляющиеся при рентгеновском изучении как монокристаллы модификации 2M и 3T. Тонкие лейсты ориентированные под углами, кратными 60°, отходят от краев некоторых изометрических пластинок [28, 29, 37, 41]. Известны звездообразные сростки лейст иллита, в центре которых находятся псевдогексагональные чешуйки каолинита, при этом оси *b* каолинита и иллита совпадают или развернуты на угол 60°, реже 30° [38]. Установлены также тончайшие послейные сростки с каолинитом, хлоритом и смектитом, неразличимые в оптическом микроскопе [42, 43].

Относительно крупные кристаллы иллита (до нескольких миллиметров) очень редки, это червеобразные кристаллики («леверьерит»), шестиугольные таблички или чешуйки, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по каолиниту [44—47].

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. по (001) совершенная, перпендикулярно (001) отчетливая. Тв. 1—2. Во влажном состоянии тонкодисперсные массы высокопластичны. Отдельные волосовидные кристаллиты при надавливании легко разрушаются с образованием мелких лейст. Уд. в. 2,6—2,8. Цв. в тонкокристаллических массах чисто белый; от примесей хлорита, пирита, органического вещества становится серым, серовато-зеленым, светло-зеленым, коричневым, серовато-бурым, голубоватым или черным. Отдельные чешуйки бесцветны.

В ИК-спектре наиболее интенсивное поглощение наблюдается в областях 400—600 и 900—1100 см<sup>-1</sup>. В 1M-иллите из шт. Колорадо (США) наблюдались полосы (см<sup>-1</sup>): 1100 (сл.), 1030 (сильн.), 920 (ср.). 828 (ср.), 753 (ср.), 682 (пл.), 525 (сильн.), 477 (ср.). ИК-спектр 2M<sub>1</sub>-иллита отличается тем, что полоса 830—800 см<sup>-1</sup> отчетливо раздвоена [48, 49]. Замещение Al<sup>VI</sup> на Mg и Fe<sup>2+</sup> вызывает сдвиг полосы близ 535 см<sup>-1</sup> от 543 до 520 см<sup>-1</sup> при возрастании Mg до 0,5 на форм. ед. [50, 51]. В области валентных колебаний групп OH наблюдается четкая полоса 3650—3625 см<sup>-1</sup> (у мусковита 3660 см<sup>-1</sup>), при замещении Al<sup>VI</sup> на Mg и Fe<sup>2+</sup> возможно появление полосы 3575 см<sup>-1</sup>. С помощью спектроскопии ЯМР проводилось определение отношения Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> и характера распределения Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup> и Mg в слоях 2 : 1 [52—54].

Стандартная свободная энергия образования иллита изменяется от —1254 до —1330 ккал/моль в зависимости от состава. В этих пределах она несколько уменьшается с увеличением K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O и Al<sup>IV</sup>, не зависит от отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(MgO+FeO<sub>общ</sub>) и имеет минимум при 3% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [55, 56]. Проведен расчет термодинамических констант иллита различного состава [57].

Построены обобщенные диаграммы равновесий иллита с каолинитом, монтмориллонитом, мусковитом и микроклином [58].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный, желтоватый, зеленоватый, бурый. Изредка слабо плеохроирует. Двуосный (—).  $N_p \perp 001$ ,  $n_g \approx n_m = 1,57—1,60$ ,  $n_p = 1,54—1,57$ ,  $n_g - n_p = 0,02—0,04$ ,  $2V$  обычно <10, иногда до 20—30°.

**Хим.** Иллит по составу близок к мусковиту, основным отличием является дефицит K, который компенсируется меньшим содержанием Al<sup>IV</sup>. Обычно не всегда Al<sup>VI</sup> частично замещен на Mg, Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>. Содержание K<sub>2</sub>O колеблется в пределах 6,5—9,5%; отмечался иллит (в оригинале назван гидрслюдой) с очень низким содержанием K<sub>2</sub>O (2,8%) [26]. В редких случаях низкое содержание K<sub>2</sub>O обусловлено замещением K на Na [44]. MgO от 0 до 4%, CaO <1%, суммарное содержание окислов Fe не более 4% (преобладает Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 25—32%, SiO<sub>2</sub> 47—54%, TiO<sub>2</sub> <1%, H<sub>2</sub>O± 4—10%, количество адсорбированной воды H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> невелико, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> в основном представлена группой OH, частично молекулами H<sub>2</sub>O, замещающими K. Имеется постепенный переход в смешанослойный иллит—смектит, при этом уменьшается содержание K, возрастает количество H<sub>2</sub>O и обменного Ca. Условную границу проводят при 5—10% разбухающего компонента.

По Диру (1966), состав иллита может быть представлен формулой K<sub>0,5-0,7</sub>.



$\times \text{Al}_2[\text{Si}_{3,5-3,25}\text{Al}_{0,5-0,75}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ , по мнению номенклатурного комитета Международной ассоциации по изучению глин [5] — формулой  $\text{K}_{0,75}\text{Al}_{1,75}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{0,25}[\text{Si}_{3,50}\text{Al}_{0,50}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  при следующих колебаниях содержания компонентов:  $\text{K}_{0,6-0,8}$ ,  $\text{R}_{0,2-0,3}^{2+}$ ,  $\text{Al}_{0,3-0,7}^{\text{IV}}$ .

Иллит содержит Ag и может быть использован для определения абсолютного возраста [59].

Анализы (в порядке уменьшения содержания  $\text{K}_2\text{O}$ ):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{Na}_2\text{O}$	—	0,06	0,06	0,41	0,27	0,31	0,27	0,13	0,27
$\text{K}_2\text{O}$	9,48	8,82	8,80	8,52	8,08	7,97	7,92	7,81	6,68
$\text{MgO}$	1,49	1,58	0,91	0,60	3,99	2,21	1,05	0,14	3,49
$\text{MnO}$	—	0,02	0,04	0,09	—	—	0,66	He обн.	—
$\text{CaO}$	0,34	He обн.	0,03	0,26	0,48	0,05	Сл.	0,15	0,38
$\text{FeO}$	2,23	0,10	0,10	0,36	2,20	3,41	0,73	0,42	3,28
$\text{Fe}_2\text{O}_3$		0,20	0,16	1,06			0,68	2,61	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	33,08	32,75	34,48	32,22	24,96	29,42	30,48	30,94	25,86
$\text{SiO}_2$	47,94	48,89	48,62	51,20	53,07	50,42	54,20	47,61	53,52
$\text{TiO}_2$	0,32	0,26	0,30	0,12	0,93	—	Сл.	0,34	0,65
$\text{H}_2\text{O}^+$	5,12	5,31	5,60	5,10	6,13*	5,77	4,16	5,45	6,18*
$\text{H}_2\text{O}^-$		1,30	1,02	He обн.			He обн.	0,65	
F	—	0,37	0,35	—	—	—	0,36	0,10	—
Сумма	100,00	99,66 <sup>2*</sup>	100,47 <sup>3*</sup>	99,94	100,11	99,56	100,51	100,51 <sup>4*</sup>	100,31
—O	—	0,15	0,15	—	—	—	0,15	0,05	—
$\text{F}_2 + \text{Cl}_2$		99,51	100,32	—	—	—	100,36	100,46	—
Политип	1M	2M <sub>1</sub>	1M	1M + - 2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub>	—	1M	1M + - 2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub>

\* Определено как п. п. п. \*\* Кроме того,  $\text{CO}_2$ —0,23,  $\text{Li}_2\text{O}$ —0,0004,  $\text{Rb}_2\text{O}$ —0,045,  $\text{Cs}_2\text{O}$ —0,0028.

\*\*\* Кроме того,  $\text{Li}_2\text{O}$ —0,0007,  $\text{Rb}_2\text{O}$ —0,034,  $\text{Cs}_2\text{O}$ —0,0008,  $\text{CO}_2$ —не обн. \*\* В том числе  $\text{CO}_2$ —1,06,  $\text{C}_{\text{орг}}$ —0,19,  $\text{SO}_3$ —0,93,  $\text{BaO}$ —1,90,  $\text{Cl}$ —0,06,  $\text{Rb}_2\text{O}$ —0,002.

#### Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	3,15	3,12	3,15	3,32	3,42	3,29	3,41	3,18	3,43
$\text{Al}^{\text{IV}}$	0,85	0,88	0,85	0,68	0,58	0,71	0,59	0,82	0,57
$\text{Al}^{\text{VI}}$	1,71	1,59	1,78	1,78	1,32	1,55	1,67	1,62	1,38
$\text{Fe}^{3+}$	—	0,01	0,01	0,05	—	—	0,03	0,13	—
$\text{Fe}^{2+}$	0,12*	0,01	0,01	0,02	0,12*	0,19	0,04	0,02	0,18
Mg	0,15	0,15	0,09	0,06	0,38	0,22	0,10	0,01	0,33
Ca	0,02	—	—	0,02	0,03	—	—	0,01	0,03
Mn	—	—	—	0,01	—	—	0,04	—	—
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	—	—	0,02	0,03
Na	—	0,01	0,01	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03
K	0,79	0,72	0,73	0,70	0,67	0,66	0,64	0,65	0,55
OH	2,25	2,26	2,42	2,20	2,64	2,51	2,42	2,43	2,64
F	—	0,07	0,07	—	—	—	—	—	—
O	9,75	9,67	9,51	9,80	9,36	9,49	9,58	9,57	9,36

\* Все железо пересчитано на  $\text{FeO}$ .

1 — из кембрийских нефтегазоносных песчаников Алжира, рентгенофлуоресцентный анализ,  $\text{H}_2\text{O}$  по разности [60]; 2—3 — из околорудно измененных пород Белогорского золоторудного месторождения (Нижнее Приамурье), в оригинале назван тонкодисперсным мусковитом, анал. Нактинас [11]; 4 — из метасоматически измененных гранитов в урановом месторождении (СССР), анал. Ломейко и Котенко, в оригинале назван гидрослюдой [61]; 5 — из пустот в доломитах близ Марблхед, шт. Висконсин (США), анал. Уиттерс [62]; 6 — из ореола гидротермального изменения вокруг залежей руд типа куроко, область Шинзан, преф. Акита (Япония), в оригинале назван серпидитом, аналитик не указан [63]; 7 — из Лево-Инголинского оловянно-вольфрамового месторождения в Забайкалье (в оригинале — диоктаэдрическая Al-слюда (M), анал. не указан [30]; 8 — из месторождения типа куроко, рудник Носава, преф. Акита (Япония), анал. не указан, в оригинале назван гидрослюдой [64]; 9 — из пустот в известняке близ Генезио, шт. Иллинойс (США), анал. Уиттерс [62].

**Диагн. исп.** В HCl почти не растворяется. В отличие от иллит—сметитов практически не разбухает в воде и после обработки этиленгликолем и глицерином.

Способность к катионному обмену у иллита обычно не превышает 20 мг экв/100 г, т. е. как у мусковита, раздробленного до размера частиц 1 мкм. Отмечалась селективная адсорбция иллитом Cs из растворов [62].

**Повед. при нагр.** На кривых ДТА отмечаются эндотермические эффекты: слабый при  $\sim 120^\circ$  (выделение адсорбированной воды), основной — в интервале  $530\text{—}630^\circ$  (выделение высокотемпературной воды) и слабый — при  $860\text{—}885^\circ$ . Количество воды, выделяющейся при температуре выше  $105^\circ$ , как правило, больше, чем ее количество, соответствующее радикалу  $O_{10}(OH)_2$ , и включает воду, находящуюся в межслоевых промежутках структуры в виде молекул  $H_2O$ . Ее выделение наблюдалось при изотермическом нагревании при  $\sim 300^\circ$  в атмосфере гелия. В отличие от более высокотемпературной потери воды дегидратация при  $300^\circ$  обратима [11]. Линии иллита сохраняются на рентгенограммах после нагревания до  $800^\circ$ . При  $1100^\circ$  появляются рефлексы шпинели. Участки расплава, содержащего муллит, отмечались после нагревания до  $1150^\circ$  в течение 40 мин, при  $1200^\circ$  наступало полное расплавление обезвоженного иллита и шпинели и активный рост кристаллитов муллита [65].

**Находж.** Иллит образуется в природе при более низких температурах, чем мусковит. В процессе диагенеза он возникает на поздних стадиях и предшествует появлению мусковита. В гидротермально-измененных породах встречается в аргиллизитах, являющихся низкотемпературными аналогами пород, содержащих мелкочешуйчатый мусковит, таких как березиты. Генетически иллит тесно связан со смешанослойными иллит—сметитовыми минералами. Приведенные ниже данные относятся как к собственно иллиту, так и к иллит—сметитам.

В осадочных породах иллит и иллит—сметиты являются породообразующими глинистыми минералами и имеют как аллогенное, так и аутигенное происхождение. В основном они формируются в процессе диагенетического преобразования смектитового и каолинитового материала.

При иллитизации смектитов состав образующихся иллит—сметитов закономерно изменяется в сторону возрастания иллитового компонента, что является типоморфным признаком при определении степени диагенетического изменения пород [66—70]. Степень преобразования смектитов в иллит при диагенезе и соответственно количество разбухающего компонента в иллит—сметитах определяются рядом взаимосвязанных факторов, таких как состав поровых растворов, температура, глубина и скорость погружения пород, геотермальный градиент, время пребывания в определенных физико-химических условиях, минеральный и гранулометрический состав исходного осадка и ряд других. При этом иллитизация, вероятно, в большей степени контролируется кинетическими факторами, чем условиями равновесия при данных  $T$  и  $P$ . вследствие чего в древних породах определенное соотношение иллитового и смектитового компонентов достигается при более низких температурах [69, 71—74]. Обычно иллитизация начинается при температурах  $50\text{—}100^\circ$  [7, 67, 74—76], иногда при  $122\text{—}126^\circ$  [77]. Снижение количества разбухающих пакетов до 5% и переход в иллит отмечаются при  $200\text{—}210^\circ$  [75, 78]. В геотермальном поле Салтон-Си, шт. Калифорния, США, иллит существует на глубинах  $500\text{—}750$  м в температурном интервале от  $210$  до  $275^\circ$  в песчаниках и до  $290^\circ$  в сланцах [78], в Национальном парке шт. Монтана, США, — в интервале температур от  $225$  до  $330^\circ$  [76]. Наиболее важным условием иллитизации смектитов является повышенное содержание K и Al в поровых растворах [79, 80]. В условиях высокой концентрации калия образование иллита по иллит—сметиту идет при температурах дневной поверхности, например на глубине от 0,8 м в донных осадках щелочного соленого оз. Аберт в шт. Орегон, США [81], и с глубины 6 м в осадках оз. Альберт в Восточной Африке [82]. При диагенезе, когда калий поступает в поровые растворы за счет разрушающихся обломочных зерен полевого шпата и слюд, образование иллита возможно лишь

в условиях повышенных температур. В породах, содержащих значительное количество обломочного калиевого полевого шпата и биотита, иллитизация происходит на сравнительно небольших глубинах, например в юрских осадках Кавказа и Западной Сибири [80]. При обедненности пород калийсодержащим кластическим материалом, например в миссисиппской и миоценовой формациях Северо-Американской платформы и в сеноне Азербайджана, иллит—смектит появляется на больших глубинах в более высокотемпературных условиях [83]. Поэтому иллитизация в более древних породах иногда менее проявлена, чем в более молодых [79, 84]. При значительном увеличении давления процесс вытеснения воды из межслоев и фиксации калия затрудняются [79, 85].

Предложено несколько гипотез относительно механизма иллитизации смектита.

1. Послойная иллитизация в твердом состоянии при диффузии катионов из поровых растворов. Увеличение количества иллитовых пакетов происходит в результате замещения Si в слоях 2 : 1 на Al и фиксации в межслоях K. Освобождающиеся при этом Si, Mg, Ca и Fe «сбрасываются» в поровые растворы. Обычно считается, что K постепенно заполняет межслоевые промежутки по мере увеличения отрицательного заряда слоев 2 : 1 [66, 72, 73]. Согласно взглядам Шутова, Дрица и Сахарова [86, 87], внедрение калия в межслоевые промежутки предшествует замещению Si на Al, способствует повышению активности Al и вызывает поляризацию прилегающих слоев 2 : 1, происходит упорядоченная последовательность перехода смектитовых не насыщенных катионных пакетов (17,8 Å с глицерином) в насыщенные калием (14 Å с глицерином) и далее в иллитовые (10 Å неразбухающие). Скорость иллитизации в твердом состоянии изучалась с помощью математического моделирования [88].

2. Иллитизация с участием процессов растворения—осаждения, при которых часть пакетов смектита растворяется. За счет освободившегося Al увеличивается его содержание в оставшихся слоях 2 : 1 [74, 89], вхождение K в межслой предшествует замещению Si на Al и ускоряет процесс [90].

3. Иллитизация без образования смешанослойных фаз, путем постепенного растворения смектита и образования в его массе зародышей кристаллитов иллита, ориентированных параллельно слоям смектита, с последующей перекристаллизацией [91].

Предполагалась также возможность дискретного перехода смектита в иллит через метастабильный «открытый иллит», представляющий собой фазу с низким содержанием K<sub>2</sub>O, в воздушно-сухом состоянии неотличимую от иллита, но разбухающую до 18 Å после насыщения глицерином [92].

Иллитизация каолинита в отличие от иллитизации смектита происходит, как правило, без образования промежуточных смешанослойных фаз. Иллит, замещающий каолинит, отличается относительно высоким содержанием алюминия и очень низким содержанием магния, очень чистый, представлен поли-типом 1M, часто образует псевдоморфозы по шестигранным табличкам каолинита [17, 93]. В среде с высокими отношениями K/N<sup>+</sup> и (Mg<sup>2+</sup> + Fe<sup>2+</sup>)/N<sup>+</sup> иллитизация каолинита происходит на небольших глубинах при относительно низких температурах еще до превращения иллит—смектита в иллит, особенно в породах с высокой пористостью и проницаемостью [94, 95]. Однако при низкой пористости и слабой циркуляции поровых растворов иллит—смектит сосуществует с каолинитом на больших глубинах, например в Днепровско-Донецкой синклинали до глубины 5000 м [96]. Под электронным микроскопом высокого разрешения обнаруживаются послойные прорастания иллита с каолинитом и хлоритом [43]. Степень иллитизации каолинита не является показателем степени диагенеза [94].

В условиях позднего диагенеза иллит в осадочных толщах образуется также за счет изменения детритовых чешуек мусковита [66, 97]. В глинистых сланцах нижнемеловой глауконит-песчанистой формации в пров. Альберта (Канада) войлокоподобные агрегаты иллита с длиной отдельных кристаллитов 0,02—0,03 мкм формируются вокруг крупных пластинок детритовой слюды [98]. Полное замещение пластинок мусковита иллитом установлено в аргиллитах на западе шт. Монтана (США) [99] и в триасовых песчаниках района Кельна (ФРГ) [100]. Отмечалось образование иллита по биотиту и по полевым шпатам [93].

В песчано-сланцевых толщах возникновение иллит—смектитов и иллита детально изучалось в основном в нефтегазоносных районах и угольных бассейнах, например в Галф Коуст, штатах Техас и Луизиана [70, 71, 101, 102],

в бассейне Донала, Камерун [67], на северо-востоке Британской Колумбии [103], в геотермальном поле Салтон-Си в Калифорнии [75], Зырянском (Якутская АССР) [85] и Печорском угольных бассейнах [104], в нефтегазоносных песчаниках Северного моря [105], Центральных Альпах [106]. Степень иллитизации смектита в песчано-сланцевых породах зависит от пористости: в более песчаных прослоях иллитизация идет активнее [78, 95], в присутствии органического или карбонатного материала она замедляется [107, 108]. Отмечалась корреляция с изменением углистого вещества [109, 110]. В песчаниках иллит и иллит—смектиты формируются в поровых пространствах и в цементе. В порах ранний неупорядоченный иллит—смектит сохраняет морфологические особенности исходного смектита и образует пленки и сотовые структуры. После того как содержание разбухающих слоев снижается до 25—35%, на пленках иллит—смектита начинается рост кристаллитов дискретного иллита в виде волокон, лейст или чешуек, которые затем срстаются, образуя ячеистое заполнение пор, одновременно содержание разбухающих слоев в иллит—смектите снижается до 15—20%, далее в результате перекристаллизации поры полностью заполняются относительно крупными, беспорядочно ориентированными, часто скрученными чешуйками иллита [72, 111, 112]. Замещение иллитом каолинового цемента полицикловых и кварц-полевошпатовых песчаников отмечалось в рифейских песчаниках Русской платформы [113], среднеюрских нефтегазоносных отложениях грабена Викингов в Северном море [79] и южной части Северного моря [112].

В аргиллитах на ранних этапах иллитизации в массе смектита различимы беспорядочно распределенные, удлиненные вдоль смектитовых слоев пачки слоев иллита длиной до 0,2 мкм, структура в целом имеет пятнистый характер. Далее происходит постепенное увеличение размера иллитовых индивидуумов и уменьшение их дефектности. Иллит—смектит с 80% иллитового компонента представляет собой уже агрегат субпараллельных иллитовых кристаллитов до 400 Å толщиной со смектитом в промежутках между ними [32, 70, 114]. Иллит—смектит с низким содержанием (5—20%) разбухающих межслоев (гидролюда, по Омеляненко с соавторами [115]) устойчив в широком диапазоне условий и сохраняется в разрезах при увеличении глубины на несколько тысяч метров. Переход в иллит осуществляется лишь в нижних частях зоны диагенеза [66, 72, 85, 104, 105].

В интервале условий устойчивости иллита с увеличением степени диагенетического изменения пород возрастает степень совершенства его структуры, уменьшается дефицит калия и осуществляется переход в мусковит.

В этом случае возможно определение степени диагенетического изменения пород по так называемому индексу кристалличности иллита, который рассчитывается по уширению рефлекса (001) и отражает степень совершенства структуры иллита. Такие определения проведены рядом исследователей [34, 94, 106, 116—121]. Индекс кристалличности часто имеет различное значение для более тонких и более крупных фракций одной и той же породы, что связано, вероятно, с примесью иллит—смектита, детритового мусковита и Na-слоя [122, 123]. Он изменяется также при термальном и гидротермальном воздействии на осадочные породы интрузивных тел [117, 120] и зависит от присутствия органического материала [120, 124]. Одновременно с изменением индекса кристалличности отмечается изменение параметра  $b_0$ , что также может быть использовано для определения  $P$ — $T$  условий начального метаморфизма [125]. Переход иллита в мусковит сопровождается резким увеличением содержания калия, перекристаллизацией и переходом в политипную модификацию 2M индекс кристалличности становится независимым от размера частиц [78].

Иллитовые минералы являются главной составной частью диагенетически измененных бентонитов (метабентонитов). Иллит—смектит метабентонитов образовался по монтмориллониту, заместившему на ранних этапах формирования бентонитов пепловый материал. По сравнению с иллит—смектитом из песчано-сланцевых пород он не содержит примеси дискретного иллита [126], иногда отмечается повышенное содержание  $Fe_2O_3$  и MgO (до 3—4%) [127, 128].

и присутствие хлоритоподобных пакетов [129, 130]. В наиболее мощных залежах метабентонитов от их краев к центру количественно разбухающего компонента в иллит—смектите возрастает [109, 131, 132]. Это отчасти отражает зональность исходных бентонитов, в которых от краев к центру сменялись зоны, обогащенные каолинитом, бейделлитом, монтмориллонитом [109]. Определенное значение имеет также низкая скорость диффузии калия из вмещающих пород (калий-аргоновым методом установлено, что иллит—смектит из центра залежей на 3—4 млн лет моложе приконтактного [132]). Метабентониты, сложенные иллит—смектитами, известны в ордовикских и силурийских отложениях Прибалтики [127, 133], рифейско-вендских породах Молдавского Приднестровья [134], меловых терригенно-вулканогенных породах Малого Кавказа [135], в Верхнесилезском каменноугольном бассейне на территории Польши и Чехословакии [25, 109, 136], районах Киннекуль и Беллинген в Швеции [131], силурийских отложениях Англии [25], карбонатной толще визейского и турнейского возраста Бельгии [137], угольном бассейне Сорачи на о-ве Хоккайдо [138], верхнемеловых континентальных отложениях Скалистых гор в Канаде [139], в США встречены в меловых и палеозойских толщах (штаты Монтана, Айова, Нью-Йорк, Пенсильвания, Западная Виргиния, Кентукки, Алабама) [4, 73, 132, 140—143], в Британской Колумбии в эоценовых континентальных угленосных осадках [130].

Широко распространены глинистые породы, сложенные аллогенными иллитовыми минералами в ассоциации с каолинитом, хлоритом, монтмориллонитом, иногда мономинеральные. Иллитовые минералы известны, например, в глинистых породах силура Эстонии и Литвы [144], нижнемеловых алевролитовых глинах Прикаспийско-Кубанской нефтегазоносной области [145], континентальных алмазонасных отложениях верхнего триаса Западной Якутии [146], пермских глинистых сланцах Северо-Восточной Шотландии [147], палеозойских глинах в Израиле [148], валунных глинах и глинистых сланцах угленосных пород шт. Иллинойс [1] и многих других местах. Иллитовые и иллит—смектитовые глины легко переходят в аргиллиты и серицитовые сланцы, например в кембрийских породах Енисейского края [149]. Аллогенные иллитовые минералы являются существенной составной частью лёссов, например в Юго-Восточной Польше [150], на юге ФРГ [151].

Иллит является составной частью «монотермитовых глин». Отличительная черта таких глин — высокая пластичность и хорошие огнеупорные свойства; наиболее изучены они в месторождении Часов Яр (УССР) [21, 22]. Первоначально эти глины были описаны Белянкиным [152] как мономинеральные под названием «монотермит». Позже было установлено, что нижние горизонты месторождения представлены глиной из смеси хорошо окристаллизованного каолинита и иллита, выше они сменяются более светлой глиной из менее упорядоченного каолинита и иллит—смектита, содержание разбухающего компонента в котором уменьшается к верхам разреза до 30% [22]. «Монотермитовые» глины известны также в нижнекаменноугольных и мезозойских отложениях Подмосковного бассейна и в олигоцен-миоценовых озерных отложениях восточного и западного склонов Урала [153]. Образовались, вероятно, при частичном изменении каолинита при отложении в озерной воде, богатой органическими веществами и относительно высокоминерализованной, или в процессе литификации таких осадков [153].

Иллит часто входит в состав промышленных каолинитовых глин и оказывает влияние на их свойства (увеличивает вязкость, уменьшает коэффициент тиксотропии). Такие глины известны, например, в графствах Йоркшир, Девон, Бедфордшир и др. в Англии [35], в месторождениях Эспенгайна, Куннерсдорфа, Швелнитца, Айтцендорфа и др. в ГДР [154], в восточной и центральной частях шт. Пенсильвания (США) [155].

Иллит иногда является основной частью тонштейнов, глинистых прослоев среди пластов каменного угля, имеющих большое значение для корреляции угольных разрезов. Находится в ассоциации с каолинитом, кварцем, пиритом, сидеритом, углистым веществом. Последнее нередко окрашивает иллит в бу-

рый, коричневый или черный цвет. Наряду с дисперсными формами выделений иногда образует чешуйки, таблички, черве- и веерообразные, воротничковые кристаллы, вероятно, псевдоморфозы по каолиниту, иногда выделяется в виде пластинчатых вростков в аналогичных кристаллах каолинита («леверрьерит»). Например, листоватые глины в нижнекаменноугольных отложениях Львовской мульды (УССР) [47], плотные и тонкозернистые глины с полосчатыми выделениями червеобразных кристаллов («леверрьерит») в округах Дестваль и Лаваль в окрестностях Сан-Этьен, Франция [45, 46], леверрьеритовые глины в Добрилук [20, 44], вростки в червеобразных кристаллах каолинита в глинах угольных пластов Юго-Западного Донбасса [156]. В округе Грунди, шт. Иллинойс (США), иллит является основной составной частью глин, подстилающих угленосную толщу и известных под названием «грундит». Содержит примесь каолинита и кварца. Эта глина, твердая, с гладкой поверхностью в сухом виде и очень вязкая и пластичная во влажном состоянии, используется в качестве бурового раствора и как силикатно-глинистый клей [157]. Иллитовые глинистые сланцы с примесью каолинита и кварца характерны также для углистых отложений Южного Уэльса, Англия [158]. В красноцветных отложениях района Мансфельд (ГДР) сланцеватые глины сложены массой субмикроскопических игольчатых кристаллитов иллита, в которую погружены червеобразно изогнутые крупные псевдоморфозы иллита по каолиниту [159].

В карбонатных породах очень чистый иллит иногда встречается в пустотах, кавернах и трещинах. Содержит не более 5% разбухающих пакетов и характеризуется редкой для иллита политипной модификацией  $2M_1$ . В известняках окрестностей Одессы в виде плотных, жирных на ощупь масс образовался из коллоидных растворов в условиях закрытого карста [26]; в пустотах силурийского доломита близ Марблхед, шт. Висконсин (США), слагает глину с включениями чешуек мусковита [27, 28], также отмечен в ордовикских известняках близ Генезио, шт. Иллинойс (США) [27]. Иллитовые минералы из глинистых прослоев в карбонатных породах имеют, вероятно, аллогенное происхождение, например в верхнем карбоне Самарской луки [160] и силурийских известняках Вуубери, Ворчестершир (Англия) [161].

В осадочных медных рудах (медистых песчаниках и сланцах) иллит является иногда главным нерудным минералом, например в медных месторождениях Приднестровья [162], в Вернерович (Чехословакия) [163].

В некоторых осадочных и вулканогенно-осадочных месторождениях марганца иллит образует включения в рудных стяжениях, например в Никопольском (УССР) и Порожинском (Енисейский край) месторождениях [164] включения иллита отмечались также в конкрециях фосфоритов со дна Тихого океана [165].

В современных илах и в красных глубоководных глинах иллитовые минералы составляют до 60—80% состава, обнаружены, например, на дне Черного, Азовского и Каспийского морей [166], Атлантического и Тихого океанов [167—169].

Иллит гидротермального происхождения часто описывается совместно со смешанослойными иллит—сметкитами ( $I \gg S$ ) как гидрослюда [61, 170, 171] или серицит [172—174]. Гидротермальные иллит—сметкиты в этих случаях обозначаются более общим названием — слюда—сметкиты. Иллиты формируются при более низких температурах и давлениях, чем серициты, имеющие мусковитовый или фенгитовый состав. Температура образования, по данным из скважин в геотермальных областях, для иллита 200—240°, для иллит—сметкитов 80—200° [63, 175]. Обычно иллит и иллит—сметкиты слагают аргиллизированные зоны вокруг трещин или рудных тел, при этом иллит концентрируется в наиболее измененных участках и по мере удаления от жил и трещин сменяется иллит—сметкитами с возрастающим количеством разбухающего компонента [176].

При гидротермальном изменении изверженных пород иллит и иллит—сметкиты образуются преимущественно в гранитоидах, их лавах и туфах, в гнейсах, реже андезитах, базальтах. В первую очередь они замещают поле-

вые шпаты, реже выполняют прожилки и пустоты, например в биотитовых гнейсах района Укмере [177], гранитах Баллатер (Англия) [178]. В риолитах района Сароспатак и Токайских гор в Венгрии иллит—смектиты с высоким содержанием иллитового компонента образуют снежно-белые высокопластичные массы, заполняющие пустоты до нескольких метров в диаметре с небольшой примесью кварца и кальцита, иногда монтмориллонита, каолинита, мусковита [179]. В кислых туфах с каолинитом, кварцем, иногда хлоритом иллит—смектит известен в префектурах Фукусима [180] и Гумма [181] и на о-ве Хоккайдо [138] в Японии, в андезитах иллит—монтмориллонит установлен вблизи трещин в сростании с хлорит—монтмориллонитом и в виде мелоподобных линзовидных выделений между зонами алуנית—каолинита и монтмориллонита в преф. Кагосима, Япония [182, 183]. В порфиритовых породах он встречен в мелких пустотах в ассоциации с К-цеолитом в Италии [184], в гидротермально-измененных основных вулканитах с каолинитом, пиррофиллитом, донбаситом в Днепроовско-Донецкой впадине [185].

Иллит—смектиты известны в ряде гидротермальных месторождений каолинита, например в Итайя, преф. Ямагата [174], и в Хокуно, преф. Гифу (Япония) [186], на о-ве Тасмания [187]; также в пиррофиллит-диаспоровых месторождениях, например в рудниках Йонаго, Хонами, Мизава и др. в преф. Нагано, Япония [188].

Иллит и иллит—смектиты характерны для околорудных гидротермально-измененных пород, вмещающих кварц-флюоритовые жилы [189, 190], свинцово-цинковое [51, 63, 64, 191], урановое [10, 61, 170, 176, 192], медное [9, 173], золотое [6, 11, 193—195], ртутное [196], оловянно-вольфрамовое [30] оруденение.

В активных гидротермальных областях образуются при воздействии на породы вод горячих источников, например в вулканогенных породах Новой Зеландии [7, 76, 175], гранодиоритах и монцонитах штатов Невада и Юта [172, 197].

Известны в корях выветривания по гранитоидным породам и слюдястым станцам [198—211]. На ранних стадиях выветривания иллит в первую очередь замещает калиевый полевой шпат, магний и железо при этом поступают из разрушающихся темноцветных минералов, их содержание неодинаково в отдельных чешуйках иллита [198, 203—205].

Условия образования и устойчивости иллита при выветривании калиевого полевого шпата изучены экспериментально [58, 200—202].

На более поздних стадиях выветривания иллит развивается по биотиту, иногда в ассоциации с иллит—смектитом и монтмориллонитом [198], отмечались псевдоморфозы по биотиту и пироксену [206], а также замещение хлорита и гидротермального серицита [207]. По мусковиту в гранитоидах непосредственно образуется каолинит, который замещает также и иллит [203, 208]. Значительное развитие иллита в элювиальных породах по гранитоидам наблюдалось в месторождениях белых глин на Урале — Полетаевское, Сапролитовый карьер, гора Высокая и др., в древней коре выветривания в Монголии [209]. Реликтовые зерна полевых шпатов, в той или иной степени замещенные иллитом, нередко отмечаются в элювиальных каолинах, например в зонах опализации месторождений Просяновское, Турбовское и Велико-Гадоминоецкое на Украине, Алексеевское и Кара-Джигит в Казахстане [210], в месторождениях Седлец, Отовиче и др. в Чехословакии [211].

В терригенных породах и слюдястых сланцах, выветривающихся легче, чем гранитоиды, иллит образуется за счет изменения мусковита с сохранением формы чешуек и также позже замещается каолинитом, например в месторождениях Мало-Бруснянское, Паньковское, Косулинское, Шабы, Невьяновское, Белые Пески, Сысертское на Урале [153], в корях выветривания на территории Западной Якутии [212].

В необычных условиях наблюдалась гипергенная иллитизация андезитодацитовых лав и туфов в Аколук на побережье Черного моря в Турции. Прак-

тически чистый иллит со стяжениями гипса и сульфидов образовался при интенсивном химическом выветривании в условиях крайне гумидного климата в кислой среде, когда диспергированные в вулканитах сульфиды окислялись до сульфатов [122, 213]. Отмечалась также возможность возникновения иллитовых минералов за счет фиксации калия высокозарядными смектитами в условиях циклической повторяемости процессов увлажнения и высушивания [17].

Некоторыми исследователями [214, 215] отрицается возможность формирования иллита и иллит—смектитов в гипергенных условиях, в связи с чем к настоящему времени проблема гипергенного образования иллитовых минералов является дискуссионной [216—218].

В почвах иллитовые минералы распространены очень широко. В значительных количествах они поступают из кор выветривания с мусковитом и серицитом [203]. Аллогенный иллит наряду с Al-хлоритом концентрируется в более грубых глинистых фракциях, иллит—смектит в ассоциации с каолинитом — в более тонкой [219, 220]. Аутигенные иллит и иллит—смектиты возникают за счет изменения слюд, частично по полевым шпатам [221—223]. Несмотря на то что мусковит в условиях выветривания устойчив, при малом размере частиц он замещается иллит—вермикулитом и иллит—монтмориллонитом, при этом большую роль играет присутствие Mg в растворах [224—226]. При внесении в почву калийных удобрений идет процесс поглощения калия иллит—смектитами и смектитами с образованием иллита [227]. Иллитовые минералы изучены в псевдоподзолистых почвах по суглинкам в Закарпатье [228], лёссовых почвах юго-востока Польши [229], субпочвах по оксфордским глинам в Англии [230] и по верхнемеловым сланцам и песчаникам Западной Канады [231], в подзолистых лёссовых почвах преф. Нагано в Японии [232].

**Искусств.** В системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  иллит и иллит—смектит синтезированы из гелей в области составов между мусковитом и пиррофиллитом ( $P_y$ ) при температуре 300—440,  $P_{H_2O} = 1,2-3,5$  кбар за 31—95 сут [233]. При  $P_y > 12\%$  образуется только слюда с дефицитом калия, смешанослойных фаз нет. При увеличении содержания  $P_y$  до 12—25% формируется упорядоченная смешанослойная фаза с рефлексом 29 Å в смеси с дискретным иллитом, затем иллит исчезает и при  $P_y > 50\%$  иллит—смектит сосуществует с пиррофиллитом. Непрерывной серии иллит—смектитов с возрастающим количеством разбухающих пакетов в этих условиях не образуется. При более низких температурах (300—250°) в интервале  $P_{y25}-P_{y37}$  кристаллизация не наблюдалась даже в течение 3 мес, а при  $P_{y50}-P_{y100}$  образуется неупорядоченный иллит—смектит ± каолинит + аморфный  $SiO_2$ . Сходные результаты получены при синтезе из стекла состава бейделлита  $K_{0,34}Al_2[Si_{3,66}Al_{0,34}O_{10}](OH)_2$ : при  $T = 260^\circ$ ,  $P = 2$  кбар за несколько дней сначала кристаллизовался смектит, затем значительно медленнее в интервале 260—394' — неупорядоченный иллит—смектит с 65—90% разбухающих пакетов + каолин +  $SiO_2$ , при  $> 400$  — упорядоченный иллит—смектит (35% разбухающих пакетов) + пиррофиллит +  $SiO_2$ , при 524' — иллит (5% разбухающих пакетов) [234]. Поле стабильности иллита при  $P = 4$  кбар ограничено 600—650, при 400° равновесие достигается за 4 мес [39].

В системе  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  иллит и иллит—смектиты синтезированы в интервале 250—500° при  $P_{H_2O} = 0,69$  кбар [235]. В области составов мусковит—хлорит при низких температурах образуются только разбухающие структуры, при более высоких — иллит и хлорит. При увеличении содержания хлоритового компонента в шихте содержание Mg и Fe в иллите возрастает, но верхний температурный предел поля иллита сужается за счет образования ассоциации иллит + хлорит [233].

Из K- и Ca-насыщенных монтмориллонитов и K-вермикулита иллит—смектиты и иллит получены в гидротермальных условиях при  $T$  до 423 и  $P_{H_2O}$  до 2 кбар. Тип структурной трансформации в этих условиях существенно зависит от катионного состава реакционной системы, количество разбухающего компонента уменьшается с увеличением температуры, концентрации K в растворе, pH и длительности опытов. Увеличение давления препятствует



иллитизации смектита [63, 234]. При гидротермальной обработке иллит—смектитов из бентонитов Швеции при  $T = 300\text{—}450^\circ$  и  $P = 2$  кбар были получены фазы с невысоким содержанием разбухающих пакетов, обнаруживающие с этиленгликолем рефлексы 27 и 35—37 Å [236]. Из грузинского бентонита иллит—смектиты с тенденцией к упорядочению получены насыщением его калием при диализе и в 1 *N*  $K_2CO_3$  [87]. Энергия активации формирования иллитовых пакетов в бейделлите по Эберлю и Хауэру [237] равна  $19,6 \pm 3,5$  ккал/моль, по Роберсону и Лананну [238] 30 ккал/моль. Na, Ca и Mg (в пропорции 1 : 10 : 30) затормаживают образование иллита [238]. При синтезе иллитовых минералов по каолиниту сначала в качестве промежуточной образуется бейделлитовая фаза, иллит—смектит возникает только при  $T > 400^\circ$ ,  $P_{H_2O} = 900$  кг см<sup>2</sup>, он имеет асимметричный пик  $d_{001} = 10,13$  Å, смещающийся с этиленгликолем до 9,95 Å; при 490° сменяется неразбухающей слюдой 1M с удлиненными частицами. По метагаллуазиту процесс идет быстрее и при более низкой температуре, чем по каолиниту, по диккиту — медленнее [239—241].

При низких температурах, соответствующих температурам земной поверхности, иллит—смектиты получены при осаждении гидроокислов Al из Si-, Mg- и K-содержащих растворов при низкой концентрации Si, высокой концентрации K и определенном соотношении K и Mg (при  $MgO < 6\%$  осадок остается аморфным) [242].

**Отл.** Иллит от иллит—смектитов отличается отсутствием или очень слабой разбухаемостью в этиленгликоле и глицерине, наличием целочисленной серии рефлексов 00*l* на рентгенограммах. От серицит—мусковита и серицит—фенгита — более низким содержанием калия, более широкими линиями на рентгенограммах. От гидромусковита, в котором дефицит калия также значителен, отличается более высоким содержанием кремния.

**Практ. знач.** Тонкодисперсная иллитовая глина («грундит») используется для приготовления буровых растворов и «силикатного глинистого клея» [27]. Гидротермальные тонкодисперсные массы — как формообразователь в фарфоровой промышленности Венгрии [179]. Входят в состав некоторых огнеупорных глин, например «монотермитовых» глин месторождения Часов Яр (СССР), белых глин Англии и Урала. Могут использоваться для производства керамзитового гравия [243].

#### Л и т е р а т у р а

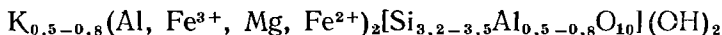
1. Grim R. E., Bray R. H., Bradley W. F. // Amer. Miner. 1937. Vol. 22, N 7. P. 813.
2. Brown G. // X-ray identification and crystal structure of clay minerals. L.: Miner. Soc., 1951. P. 155.
3. Lindqvist B. // Bull. Geol. Inst. Uppsala. 1960. Vol. 38, pt 2. P. 89.
4. Hower J., Mowatt T. C. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 5/6. P. 825.
5. Bailey S. W., Brindley G. W., Fanning D. S., Kodama H., Martin R. T. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 3. P. 239.
6. Harvey R. D., Vitaliano C. J. // J. Geol. 1964. Vol. 72, N 5. P. 564.
7. Browne P. R. L., Ellis A. J. // Amer. J. Sci. 1970. Vol. 269, N 2. P. 97.
8. Eslinger E., Savin S. M. // Ibid. 1973. Vol. 273, N 3. P. 240.
9. Beaufort D. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 2. P. 154.
10. Cathelineau M. // Bull. minér. 1983. Vol. 106, N 5. P. 553.
11. Слонимская М. В., Дриц В. А., Финько В. И., Салынь А. О. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 95.
12. Кориковский С. П. // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973. Вып. 3. С. 71.
13. Соколова Е. П. // Рентгенография минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Сб. 2. С. 52.
14. Сазонов В. Д. // ДАН СССР. 1963. Т. 152, № 2. С. 411.
15. Гинзбург А. И. Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. С. 159.
16. Гигадзе Г. В., Гуниава В. Д. // Сообщ. АН ГССР. 1981. Т. 104, № 1. С. 109.
17. Srodon J., Eberl D. D. // Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 495.
18. Седлецкий И. Д. // ДАН СССР. 1940. Т. 26, № 3. С. 248.
19. Maederfrau E., Hofmann U. // Ztschr. Kristallogr. 1938. Bd. 98, H. 1. S. 31.
20. Saalfeld H. // Beitr. Miner. und Petrol. 1959. Bd. 7, H. 1. S. 63.

21. Звягин Б. Б. // Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. у-та, 1958. С. 102.
22. Прохоров И. Г. // ДАН СССР. 1970. Т. 192, № 1. С. 162.
23. Гаврилов Ю. О., Ципурский С. И. // Там же. 1988. Т. 303, № 2. С. 445.
24. Звягин Б. Б., Работнов В. Т., Сидоренко О. В., Котельников Д. Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 121.
25. Srdcoj J., Morgan D. J., Eslinger E. V., Eberl D. D., Karlinger M. A. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 4. P. 368.
26. Ренгартен Н. В., Дриц В. А., Одинцов И. А. // ДАН СССР. 1967. Т. 177, № 5. С. 1178.
27. Gaudette H. E., Eccles J. L., Grim R. E. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 13. P. 33.
28. Güven N. // Ibid. 1972. Vol. 20, N 2. P. 83.
29. Güven N. // Ibid. 1974. Vol. 22, N 5/6. P. 385.
30. Звягин Б. Б., Доломанова Е. И., Соболева С. В., Молева В. А. // ДАН СССР. 1965. Т. 165, № 2. С. 410.
31. Котельников Д. Д., Борисовский С. Е., Солодкова Н. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 121.
32. Lee J. H., Peacor D. R. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 1. P. 69.
33. Klimentidis R. E., Mackinnon I. D. R. // Ibid. N 2. P. 155.
34. Arkai P., Toth M. N. // Acta geol. hung. 1983. Vol. 26, N 3/4. P. 341.
35. Sulaiman I., Worrall W. E. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1982. Vol. 81, N 4. P. 114; 1984. Vol. 83, N 4. P. 100.
36. Flehzig W. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1973. H. 7/8. S. 351.
37. Güven N., Hower W. F., Davies D. K. // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50, N 3. P. 761.
38. Rex R. W. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 13. P. 95.
39. Stevenson A. I. // Progr. Exp. Petrol. V Progr. Rep. Res., 1978—1980. Ser. D. Swindon, 1981. N 18. P. 61.
40. Weaver C. E. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 3/4. P. 279.
41. Huggett J. M. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 4. P. 433.
42. Pye K., Krinsley D. H. // Nature. 1983. Vol. 304, N 5927. P. 618.
43. White S. H., Huggett J. M., Shaw H. F. // Miner. Mag. 1985. Vol. 49, N 352. P. 413.
44. Schüller A., Grassmann H. // Beitr. Miner. und Petrol. 1949. Bd. 2, H. 4. S. 269.
45. Schüller A., Grassmann H. // Chem. Erde. 1955. Bd. 17, H. 4. S. 233.
46. Hoehne K. // Geologie. 1957. Bd. 6, H. 2. S. 190.
47. Махитин В. А. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1949. № 3. С. 204.
48. Oinuma K., Hayashi H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 9. P. 1213.
49. Shimoda S., Brydon J. E. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 1. P. 61.
50. Stubican V., Roy R. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 1/2. P. 32.
51. Higashi S. // Clay Sci. 1974. Vol. 4, N 5. P. 243.
52. Kinsey R. A., Kirkpatrick R. J., Hower J., Smith K. A., Oldfield E. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 5/6. P. 537.
53. Павлович В. И., Литовченко А. С., Мельников А. А., Калиниченко А. М. // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1978. С. 63
54. Thompson J. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 2. P. 229.
55. Merino E., Ransom B. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 1. P. 29.
56. Routsou R. C., Kitzler J. A. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1971. Vol. 35, N 5. P. 714.
57. Stoessel R. K. // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43, N 8. P. 1151; 1981. Vol. 45, N 10. P. 1733.
58. Шеварцев С. Л., Баженов В. А. // Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 76.
59. Билонизька П. М., Костин В. А. // Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1977. С. 53.
60. Triplehorn D. M. // J. Sediment. Petrol. 1967. Vol. 37, N 3. P. 879.
61. Андреева О. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 108.
62. Gaudette H. E., Grim R. E., Metzger C. F. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1649.
63. Inoue A., Utada M. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 6. P. 401.
64. Зотов А. В., Русинов В. Л. // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 179.
65. Furlong R. B. // Clays and Clay Miner. 1967. Vol. 15. P. 87.
66. Perry E., Hower J. // Ibid. 1970. Vol. 18, N 3. P. 165.
67. Dunoyer de Segonzak G. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 3/4. P. 281.
68. Weaver Ch. E., Pollard L. D. // Develop. Sediment. 1975. Vol. 15. P. 1.
69. Velde B. // Therm. Phenom. Sediment. Basins. Intern. colloq. Bordeaux, 7—10 juin, 1983. P., 1984. P. 111.
70. Lee J. H., Ahn J. H., Peacor D. R. // J. Sediment. Petrol. 1985. Vol. 55, N 4. P. 532.
71. Perry E. A., Hower J. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. geol. 1972. Vol. 56, N 10. P. 2013.
72. Hower J., Eslinger E. V., Hower M. E., Perry E. A. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 5. P. 725.
73. Schultz L. G. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1978. N 1064-A. P. 1.
74. Boles J. R., Franks S. G. // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, N 1. P. 55.
75. Muffler I. J. P., White D. E. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80, N 2. P. 157.
76. Eslinger E. V., Savin S. M. // Ibid. 1973. Vol. 84, N 8. P. 2549.
77. Hurst A. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 1. P. 69.

78. McDowell D. S., Elders W. A. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 3. P. 293.
79. Velde B., Nicot E. // J. Sediment. Petrol. 1985. Vol. 55, N 4. P. 541.
80. Теодорович Г. И., Конюхов А. И. // ДАН СССР. 1970. Т. 191, № 5. С. 1123.
81. Jones B. F., Weir A. H. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 3. P. 161.
82. Singer A., Stoffers P. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 3. P. 291.
83. Логвиненко Н. В. // ДАН СССР. 1964. Т. 157, № 4. С. 886.
84. Владарская В. Р., Носов Г. И. // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 1. С. 56.
85. Дриц В. А., Копорулич В. И. // Там же. № 5. С. 145.
86. Шутлов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 54.
87. Муравьев В. И., Сахаров Б. А. // Там же. С. 62. — То же на англ. яз. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 103.
88. Bethke M., Altaner S. P. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 2. P. 135.
89. Bell T. E. // Ibid. P. 146.
90. Lahann R. W., Roberson H. E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44, N 12. P. 1937.
91. Ahn J. H., Peacor D. R. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 2. P. 165.
92. Овчинников С. И. // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 151.
93. Ala Adin Aldahan, Sadoon Morad // Amer. J. Sci. 1986. Vol. 286, N 1. P. 29.
94. Dupuyer de Segonzan G. // Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine. 1969. N 29. P. 1.
95. Карпова Г. В. // Sedimentology. 1969. Vol. 13, N 1/2. P. 5.
96. Triplehorn D. M. // J. Sediment. Petrol. 1970. Vol. 40, N 3. P. 838.
97. Huggett J. M. // Sediment. Geol. 1984. Vol. 40, N 4. P. 233.
98. Ireland V. J., Curtis C. D., Whiteman J. A. // Sedimentology. 1983. Vol. 30, N 6. P. 769.
99. Nicot E. // Bull. miner. 1981. Vol. 104, N 5. P. 615.
100. Jasmund K., Riedel D., Keddeinis H. // Proc. Intern. Clay. Conf.. 1969. Tokyo. 1969. Vol. 1. P. 493.
101. Howard J. J. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 2. P. 136.
102. Ahn J. H., Peacor D. R. // Ibid. 1985. Vol. 33, N 3. P. 228.
103. Foscolos A. E., Kodamu H. // Ibid. 1974. Vol. 22, N 4. P. 319.
104. Косовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 35.
105. Pearson M. J., Watkins D., Small J. S. // Develop. Sediment. 1982. Vol. 35. P. 665.
106. Frey M. // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 1. P. 95.
107. Гойло Э. А., Котюк Н. В., Туев Н. А. // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 53.
108. Nadeau P. H., Reynolds R. C. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 4. P. 249.
109. Srodon J. // Develop. Sediment. 1979. Vol. 27. P. 251.
110. Smart C., Clayton T. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 4. P. 455.
111. Pollastro R. M. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 4. P. 265.
112. Rossel N. C. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 1. P. 69.
113. Шутлов В. Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 3. С. 30.
114. Lee J. H., Peacor D. R., Lewis D. D., Winsch R. P. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 4. P. 372.
115. Омеляненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А., Звягин Б. Б., Андреева. О. В., Сахаров Б. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69.
116. Weber K. // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1972. Bd. 141, H. 3. S. 333.
117. Flehmig M., Langheinrich G. // Ibid. 1974. Bd. 146. H. 3. S. 325.
118. Kisch H. J. // Quart. J. Geol. Soc. London. 1980. Vol. 137, N 3. P. 271.
119. Thompson P. H., Frey M. // Canad. Geol. Surv. Pap. 1984. N 84-1A. P. 409.
120. Duba D., Williams-Jones A. E. // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N 7. P. 1350.
121. Offler R., Prendergast E. // Miner. Mag. 1985. Vol. 49, N 352. P. 357.
122. Hübner M. // Ber. Dt. Ges. geol. Wiss. 1968. Bd. 13, H. 4. S. 417.
123. Srodon J. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 5. P. 337.
124. Nyk R. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1985. H. 6. S. 268.
125. Padan A., Kisch H. J., Shagam R. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 79, N 1. P. 85.
126. Srodon J. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 297.
127. Ратеев М. А., Градусов Б. П. // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 74.
128. Srodon J. // Pol. Akad. nauk. Prace miner. 1976. N 49. S. 1.
129. Weaver Ch. E. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1953. Vol. 64, N 8. P. 921.
130. Peacor D. R., Williams V. E., Mustoe G. E. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 4. P. 241.
131. Velde B., Bruswitz A. M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 3. P. 447.
132. Altaner S. P., Hower J., Whitney G., Aronson J. L. // Geology. 1984. Vol. 12, N 7. P. 412.
133. Утисл К., Юргенсон Э. // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1971. Т. 20, № 4. С. 336.
134. Гилсн З. И., Жеру М. И. // Минералогия и геохимия Молдавской ССР. Кишинев: Штинца, 1980. С. 21.

135. Теодорович Г. И., Котельников Д. Д., Акаева В. П. // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 71.
136. Jansa L., Durcakova L. // Cas. miner., geol. 1965. Sv. 10, N 4. S. 391.
137. Thorez J., Pirlet H. // Develop. Sediment. 1979. Vol. 27. P. 323.
138. Sato M., Oinuma K., Kobayashi K. // Nature 1965. Vol. 208, N 5006. P. 179.
139. Maiklem W. R., Campbell F. A. // Canad. Miner. 1965. Vol. 8, pt 3. P. 354.
140. Eslinger E., Highsmith P., Albers D., de Mayo B. // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 5. P. 327.
141. Mossler J. H., Hayes J. B. // J. Sediment. Petrol. 1966. Vol. 36, N 2. P. 414.
142. Weaver Ch. E. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 3/4. P. 359.
143. Huff W. D. // Proc. XI Nat. Conf. Clays and Clay Miner., 1962. Ottawa, 1963. P. 200.
144. Юргенсон Э. // Изв. АН ЭССР. Сер. геол. 1978. Т. 27, № 3. С. 79.
145. Теодорович Г. И., Котельников Д. Д., Мамедов А. А. // ДАН СССР, 1965. Т. 165, № 2. С. 413.
146. Зинчук Н. Н., Хмелевский В. А., Котельников Д. Д. // Минерал. сб. Львов. 1979. № 33, вып. 1. С. 62.
147. Hurst. A. // Develop. Sediment. 1981. Vol. 35. P. 677.
148. Heller-Kallai L., Kalman Z. H. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 3. P. 165.
149. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 43.
150. Stoch L., Maruszczak H., Helios-Rybacka E. // Miner. pol. 1982. Vol. 13, N 1. P. 43.
151. Rühlicke G., Niederbudde E. A. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 3. P. 291.
152. Белянкин Д. С. // ДАН СССР. 1938. Т. 18, № 9. С. 673.
153. Петров В. П. // Тр. ИГиН АН СССР. 1948. Вып. 95. С. 126.
154. Störr M. // Schr.-R. geol. Wiss. 1983. H. 18. S. 1.
155. Hosterman J. W. // US Geol. Surv. Bull. 1984. N 1558-D. P. 1.
156. Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1961. № 24, вып. 4. С. 53.
157. Rimmer S. M., Eberl D. D. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 6. P. 422.
158. Levinson A. A. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 1/2. P. 41.
159. Schüller A. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. Abt. A. 1951. H. 7. S. 156.
160. Градусов Б. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 88.
161. MacEwan D. M. C. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 166.
162. Геренчук Н. К. // Минерал. сб. Львов. 1964. № 18, вып. 2. С. 226.
163. Konta J. // Jilove mineraly Ceskoslovenska. Pr.: Ceskosl. acad. véd., 1957. P. 243.
164. Ожогина Е. Г., Иванова М. В., Сидоренко Г. А. // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 125.
165. Weaver C. E., Wampler J. M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1972. Vol. 36, N 1. P. 1.
166. Grabowska-Olszewska B., Osipov W., Sokolov V. // Atlas of the microstructure of clay soils. Warszawa: Panstw. wyd-wo nauk. 1984. P. 19.
167. Луцицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 5.
168. Eslinger E. V., Sawin S. M. // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 35. P. 489.
169. Горбунова З. Н. // Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980. С. 83.
170. Величкин В. И., Воловикова И. М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 133.
171. Ратеев М. А., Градусов Б. П. // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 51.
172. Parry W. T., Ballantyne J. M., Jacobs D. C. // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 1. P. 72.
173. Page R. H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 75, N 4. P. 309.
174. Togashi Y. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 3. P. 100.
175. Steiner A. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 2. P. 193.
176. Волостных Г. Т., Липатова Э. А., Михайлова И. С. // Зап. ВМО. 1981. Т. 110, вып. 3. С. 322.
177. Ероцев-Шак В. А., Горощенко Г. Л. // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 142.
178. Mackenzie R. C., Walker G. F., Hart R. // Miner. Mag. 1949. Vol. 28, N 206. P. 704.
179. Vemecz E., Varju Gy. // Földt. közl. 1970. Köt. 100. r. 1. Old. 11.
180. Shimoda S., Sudo T., Oinuma K. // Proc. Intern. Clay Conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 197.
181. Sato M., Kizaki Y. // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 135, H. 3/4. S. 219.
182. Tomita K., Dozono M. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 3. P. 185.
183. Michi M., Nonaka T. // Bull. Fukuoka Univ. Educ. Nat. Sci. 1973. N 23. P. 91.
184. Alietti A., Brigatti M. F., Poppi L. // Clay Miner. 1979. Vol. 14, N 1. P. 39.
185. Тячкевич З. М., Марушкин А. И., Алехина М. А. // Минерал. сб. Львов. 1981. № 35, вып. 1. С. 90.
186. Ichikawa A., Shimoda S. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 3. P. 142.
187. Cole W. F. // Clay Miner. 1966. Vol. 6, N 4. P. 261.
188. Shimoda S., Sudo T. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 9/10. P. 1069.
189. Черепанов А. А., Русинова О. В., Альшиева Э. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 92.
190. Файзиев А. Р. // ДАН СССР. 1975. Т. 223, № 1. С. 196.
191. Horton D. G. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1985. Vol. 91, N 2. P. 171.

192. Kerr P. F., Hamilton P. K. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 34.
193. Русина О. В., Лисицын В. К., Бочек Л. И. // Зап. ВМО. 1984. Т. 113, вып. 1. С. 61.
194. Русина О. В., Русин В. Л. // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 41.
195. Tooker R. W. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1963. N 439. P. 26.
196. Кирикилица С. И., Тихоненкова Е. Г. // Минералогия рудных месторождений Украины. Киев: Наук. думка, 1984. С. 66.
197. Schoen R., White D. E. // Econ. Geol. 1965. Vol. 60, N 7. P. 1411.
198. Stoch L., Sikora W. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 4. P. 156.
199. Афанасьев А. П. // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 88.
200. La Iglesia A., Martin-Vivaldi J. L., Aguayo F. L. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 1. P. 36.
201. Кашик С. А. // Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск: Наука, 1975. С. 71.
202. Шеварцев С. Л., Биженев В. А. // Геохимия. 1978. № 3. С. 398.
203. Meunier A., Velde B. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 3. P. 235.
204. Eggleton R. A., Buseck P. R. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 3. P. 173.
206. Gardner L. R., Kheoruenromne I., Chen H. S. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 4. P. 417.
206. Сидоренко Е. Ф. // Минерал. сб. Львов. 1964. Т. 18, вып. 4. С. 443.
207. Бучинская Н. И. // Геол. журн. АН УССР, 1970. Т. 30, вып. 5. С. 50; Кору выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971. Т. 1. С. 125.
208. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 51.
209. Петров В. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 2. С. 87.
210. Горбачев Б. Ф. // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 168.
211. Konta J. // Kaolin Symp. Madrid, 1972. P. 143.
212. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. // ДАН СССР. 1980. Т. 255, № 3. С. 705; 1984. Т. 279, № 6. С. 1467.
213. Bachmann H. G. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1955. N. 9. S. 193.
214. Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. Н. // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 31.
215. Чекин С. С. // Кристаллогенез глинистых минералов. М.: Наука, 1984. С. 28.
216. Горбачев Б. Ф. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 125.
217. Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И. // Там же. 1986. № 4. С. 137.
218. Чекин С. С. // Там же. № 5. С. 134.
219. Masui J.-i., Shoji S. // Proc. Intern. Clay Conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 383.
220. Gray F., Reed L. W., Molthan H. D. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 211.
221. Соколова Т. А., Шостак П. В. // Почвоведение. 1969. № 11. С. 106.
222. Bronger A., Kalk E. // Ztschr. Pflanzenenerähr. und Bodenk. 1976. N. 1. S. 37.
223. Ghabru S. K., Ghosh S. K. // J. Ind. Soc. Soil Sci. 1985. Vol. 33, N 1. P. 98.
224. Scott A. D., Reed M. G. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 13. P. 247.
225. Wilson M. J., Nadeau P. H. // The chemistry of weathering. The Macaulay Inst. for Soil. Res., 1985. P. 97.
226. Ueda S., Sudo T. // Nature. 1966. Vol. 211, N 5056. P. 1393.
227. Varju E. M., Stefanovits P. // Develop. Sediment. 1979. Vol. 27. P. 349.
228. Целищева Л. К., Градусов Б. П. // Почвоведение. 1969. № 4. С. 121.
229. Cradwick P. D., Wilson M. J. // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 1. P. 53.
230. Weir A. H., Rayner J. H. // Ibid. 1974. Vol. 10, N 3. P. 173.
231. Kodama H., Brydon J. E. // Clays and Clay Miner. 1966. Vol. 13. P. 151.
232. Watanabe Y., Kitagawa Y., Sugo S. // Proc. Intern. Clay Conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 129.
233. Velde B. // Bull. Soc. franç. géol. et cristallogr. 1969. Vol. 92, N 4. P. 360
234. Eberl D., Hower J. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 3. P. 215.
235. Warsaw C. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 7. P. 303.
236. Velde B. // Develop. Sediment. 1977. Vol. 21. P. 34.
237. Eberl D., Hower J. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 9. P. 1326.
238. Roberson H. E., Lahann R. W. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 2. P. 129.
239. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 143.
240. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 39.
241. Шипов В. А., Гойло Э. А., Котов Н. В. // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 61.
242. Harder H. // Chem. Geol. 1974. Vol. 14, N 4. P. 241.
243. Каленов Е. М. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 249.

Железистый иллит *Ferroan illite*

Сион. Глауколитовая слюда — glauconitic mica [1]; неморской глауколит — поп-пзгип glauconite [2]; глауколитовый иллит — glauconitic illite [3]; алюминиевый глауколит — alumina glauconite [3]; высокоалюминиевый глауколит — high-alumina glauconite [4]. Поррэнга [3] считает, что алюминиевым глауколитом следует называть обогащенный алюминием пеллетоидальный глауколит в отличие от глауколитового или железистого иллита зеленых глин. Частично описан под названием иллита [5, 6], глауколита [7] и сколита [8].

**Характ. выдел.** В осадочных породах эвапоритовой формации составляет значительную часть глинистой фракции, а также слагает мономинеральные прослои зеленых глин с параллельной ориентировкой чешуек [9]. В песчаниках — удлиненные, хорошо окристаллизованные пластинки величиной до 0,007 мм в порах [10]. В доломитовых мергелях — корочки, пленки, вкрапления на плоскостях напластования [9, 10], в диагенетически-измененных породах — округлые, неправильные или почковидные выделения, реже овальные и дисковидные глобулы тонкоагрегатного строения (Al-глауколит) [11, 12].

**Структ. и морф. крист.** Изоструктурен с иллитом и глауколитом. На дифрактограммах пики (001) и (003) острые, рефлекс (002) ослаблен в отличие от иллита [1]. Модификация *1Md* (в глинах) или *1M* (в песчаниках).  $d_{060} = 1,495-1,510 \text{ \AA}$  [1, 3, 6, 10, 13],  $d_{001} = 10,0-10,1 \text{ \AA}$ , обычно не изменяется при насыщении этиленгликолем и при нагревании до  $550^\circ$ , содержание разбухающих пакетов не превышает 5—10% [3, 10—12]. Параметры для двух образцов из глобуль (Al-глауколит) в рифейских отложениях Якутии:  $a_0 = 5,23$  и  $5,23$ ,  $b_0 = 9,06$  и  $9,05$ ,  $c_0 = 10,00$  и  $10,06 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 101,25$  и  $100,66^\circ$  [12].

**Физ. св.** Цв. от светло- до темно-зеленого, похож на глауколит, в мономинеральных глинах Южной Прибалтики красноватый, в рифейских отложениях Якутии темный голубовато-зеленый до черного [12]. Уд. в. 2,62—2,75 [7, 12]. В ИК-спектре поглощение отмечалось в областях: 425—550, 925—1060 и 3520—3600  $\text{см}^{-1}$  [12, 14]. О мёссбауэровских спектрах см. в работах [15—17].

**Микр.** В шлифах в прох. свете обычно зеленый с агрегатной поляризацией.  $n_g = 1,574-1,608$ ,  $n_p = 1,556-1,578$ ,  $n_g - n_p = 0,016-0,022$  [1, 10—12]. Под электронным микроскопом чешуйки изометричные или неправильные, редко удлиненные [3, 6, 13, 14]. Для глобуль характерно неравномерное окрашивание [7].

**Хим.** По составу железистый иллит отличается от иллита более высоким содержанием  $Fe_2O_3$  ( $>6\%$ ) и более низким  $Al_2O_3$  (обычно менее 20%). На диаграммах  $Fe^{3+}$  ( $Fe^{3+} + Al$ )— $Al^{IV}$  [9] и  $Fe^{3+}$ — $Al^{IV}$  [13] железистый иллит занимает отдельное поле между иллитом и глауколитом. Колебания содержаний основных компонентов (%):  $SiO_2$  — 47—54;  $TiO_2$  — 0,1—1,5;  $Al_2O_3$  — 14—23;  $Fe_2O_3$  — 6—15;  $FeO$  — до 2,5;  $CaO$  — до 1, редко до 4;  $MgO$  — обычно 2—4 [10];  $Na_2O$  — до 0,3;  $K_2O$  — 5—8;  $H_2O$  — 6—10, редко более [6];  $H_2O^+ > H_2O^-$  (в 1,5—2 раза). Иногда отмечается повышенное содержание  $MgO$  (до 6—7%), например в рифейских отложениях Якутии [12] и Старобинском калийном месторождении (УССР) [14]. В одном из образцов Южной Прибалтики установлено 1,22%  $MnO$  [10]. Содержания катионов в форм. ед. колеблются в следующих пределах:  $K_{0,5-0,75}Al_{0,5-1,2}^{IV}Fe_{0,3-0,7}^{2+}Fe_{0,01-0,15}^{2+}Mg_{0,3-0,6}Al_{0,30-0,60}^{IV}$ . Емкость обменных катионов 28—30 мг·экв/100 г при  $105^\circ$ , определена только для образца из Канталь, содержащего, вероятно, повышенное количество разбухающих межслоев [6].

Анализы (в порядке уменьшения содержания калия, рассчитаны на 12 (O, OH):

	1	2	3	4	5
$Ne_2O$	0,04	0,06	0,23	0,04	0,26
$K_2O$	8,48	7,63	6,58	6,07	5,82
$MgO$	6,44	2,36	3,04	4,01	3,63
$CaO$	0,72	0,35	0,88	0,68	0,20

	1	2	3	4	5
MnO	0,01	0,04	0,02	0,03	0,01
FeO	2,54	1,28	1,12	2,03	0,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,93	9,87	7,65	12,11	6,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	20,93	22,46	14,20	19,29
SiO <sub>2</sub>	52,55	49,59	48,45	54,18	53,14
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,12	0,98	0,22	0,73
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,35	5,41	5,55	6,56 *	5,18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,61	2,80	2,94		3,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,09	—	He обн.
CO <sub>2</sub>	0,66	—	He обн.	—	»
C	0,26	He обн.	0,35	—	0,70
Сумма	100,65	100,49	100,34	100,13	99,75 **
Si	3,62	3,39	3,30	3,57	3,62
Al <sup>IV</sup>	0,38	0,61	0,70	0,43	0,38
Al <sup>VI</sup>	0,84	1,08	1,10	0,68	1,16
Ti	—	—	0,05	0,01	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,31	0,51	0,39	0,60	0,33
Fe <sup>2+</sup>	0,15	0,07	0,06	0,11	0,05
Mg	0,66	0,24	0,31	0,39	0,37
Ca	0,05	0,03	0,06	0,05	0,01
K	0,75	0,67	0,57	0,51	0,51
Na	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03
OH	2,45	2,47	2,52	2,88	2,35
O	9,55	9,53	9,48	9,12	9,65

\* Определено как П. п. \*\* В том числе O+N—0,51.

1—голубовато-зеленый, глобули и неправильные выделения в рифейских песчаниках Мокуйской буровой скважины в Юго-Восточной Якутии, анал. Степанова [12]; 2—зеленые почковидные выделения из алевролитов верхнерифейских отложений бассейна р. Сим на Южном Урале, анал. Степанова [11]; 3—из ижнедевоиской красной доломитовой глины Южной Прибалтики, анал. хим. лаб. ГИН АН СССР [9]; 4—зеленый, из тонкого глинистого прослоя в нижнеолгоценовых лагунных соленосных отложениях Бельгии, анал. не указан [3]; 5—ярко-зеленый, из пермских осолоненно-лагунных отложений Оренбургского Приуралья, анал. хим. лаб. ГИН АН СССР [9].

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА наблюдаются эндотермические эффекты при температурах 90—200 и 580—610°, также слабый при 840—870°; экзотермическая реакция выражена слабо (950—960°) [6, 14].

**Находж.** Железистый иллит формируется в водоемах с эвапоритовыми условиями минералообразования. В отличие от глауконита, имеющего морское происхождение, он встречается в континентальных озерных и лагунных отложениях. В терригенных гипсоносно-доломитовых породах входит в состав глинистой фракции, иногда слагает прослои мономинеральных глин значительной мощности. Характерна ассоциация железистого иллита с магнезиальным хлоритом и корренситом, при этом его количество в доломитовых породах достигает 50—60%, в гипсоносных прослоях, где доминирует корренсит, оно снижается до 25—30% [18]. Является своеобразным аналогом глауконита в осадках осолоненных бассейнов.

Одним из условий возникновения железистого иллита является незначительное количество органических веществ в минералообразующей среде, с чем связано низкое содержание закисного железа в его составе; формируется обычно при трансформационном преобразовании обычного иллита, иллит-смектита или монтмориллонита, реже кристаллизуется из растворов. Представления о железистом иллите как терригенной примеси [5], согласно новым данным [18], являются ошибочными. В процессе диагенетического изменения пород в железистом иллите возрастает заряд тетраэдрических сеток, уменьшается содержание Mg, но количество Fe<sup>3+</sup> практически не изменяется, одновременно возможен переход политипов 1Md и 1M в 2M<sub>1</sub> [9]. В ассоциации

с корренситом и Mg-хлоритом железистый иллит широко распространен в пермских осолоненно-лагунных отложениях Оренбургского Приуралья, нижнедевонских доломитовых мергелях, глинах, алевролитах Южной Прибалтики [9, 10, 18] и гипсоносных триасовых породах Западной Европы [5, 9]. В Камышбашинском месторождении (Ферганская обл. УзССР) входит в состав олигоценовых малиновых глин, соленых на вкус, с многочисленными прожилками гипса [19]. Слагает мономинеральные прослои в олигоценовых карбонатно-гипсовых породах бассейнов Канталь [6] и Веле [13] во Франции, в песках среднеолигоценовых лагунно-озерных отложений Бельгии [3]. В верхнеюрских песчано-глинистых лагунных породах известен в шт. Колорадо (США) [1]. Железистый иллит в соленосных породах установлен в Старобинском калийном месторождении в Припятском прогибе (УССР) [14]. Вероятно, к железистому иллиту следует отнести иллит из соленосных пород района Сваляви в Закарпатье [20] и гидрослюду из ряда соляных месторождений СССР [21].

В палеозойских докембрийских отложениях железистый иллит (Al-глауконит) слагает округлые и овальные зерна с трещинами синерезиса, аналогичные глауконитовым, и выполняет тонкие трещины в обломочных зернах кварца и полевых шпатов, замещает вулканическое стекло и биотит, иногда образует гармошковидно-изогнутые, вермикулитоподобные кристаллы до 0,5 мм длиной (вероятно, псевдоморфозы по биотиту). Возникает при эпигенетической иллитизации глауконита [22]. Fe-иллит в древних осадочных толщах известен на юго-западе Русской платформы [23], в бассейне р. Сим на Южном Урале [11], в Сибири — на Туруханском поднятии, Енисейском кряже, Байкало-Патомском нагорье [8, 24], на юго-востоке Якутии [7, 12, 25], в Польше [15].

В меловых флишевых отложениях Северо-Западного Кавказа Al-глауконит образовался наряду с глауконитом при воздействии на осадки подводных гидротермальных источников [26].

**Изм.** В процессе эпигенетического преобразования пород замещается пиритом, хлоритом, доломитом [22].

#### Л и т е р а т у р а

1. Keller W. D. // Clays and Clay Miner. 1958. Vol. 5. P. 120; US Geol. Surv. Bull. 1962. N 1150. P. 52.
2. Weaver Ch. E., Pollard L. D. // Develop. Sedimentol. 1975. N 15. P. 1.
3. Porrenga D. H. // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 4. P. 421.
4. Berg-Madsen V. // J. Sediment. Petrol. 1983. Vol. 53, N 3. P. 875.
5. Lippmann F., Savascin M. Y. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1969. Bd. 13, N 2. S. 165.
6. Jung J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1954. Vol. 77, N 7/9. P. 1231.
7. Бородаевская З. В., Каменева М. Ю., Лебедев Ю. Н., Шенфильд В. Ю. // Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск: СО АН СССР, 1980. С. 92.
8. Николаева И. В. // Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. С. 45.
9. Kossowska A. G., Drits V. A. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 83.
10. Соколова Т. Н. // Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. С. 53, 57.
11. Ивановская Т. А., Смелов С. Б. // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. С. 147.
12. Ивановская Т. А., Аракелян Л. К., Гебитова Р. У., Николаева И. В., Чалабов Р. И. // Там же. 1984. № 6. С. 124.
13. Gabis V. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1963. Vol. 86, N 3. P. 315.
14. Рассказов А. А. / Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1984. Вып. 381. С. 34.
15. Kotlicki A., Szezyrba J., Wiewiora A. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 221.
16. Малышева Т. В., Казаков Г. А., Урусов В. С. // Геохимия. 1987. № 3. С. 393.
17. Амирханов Х. И., Анохина Л. К., Гебитова Р. У., Николаева И. В., Чалабов Р. И. ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 967.
18. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы М.: Наука, 1975. С. 60.
19. Закиров М. З., Дриц В. А. / Узб геол. журн. 1979. № 1. С. 15.
20. Габинет М. П., Слишко Е. П. // Минерал. сб. Львов. 1984. № 38, вып. 1. С. 56.
21. Яржецкая Е. А. // Тр. Всесоюз. н.-п. ин-та геолургии. 1954. Вып. 29. С. 261.
22. Ивановская Т. А., Ципурский С. И., Черкашин В. И., Яхонтова Л. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 108.



23. Шутов В. Д. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, вып. 6. С. 48.  
 24. Николаева И. В. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 515. С. 39.  
 25. Ивановская Т. А., Ципурский С. И. // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 79.  
 26. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. // Там же. 1983. № 1. С. 23.

Булайинит (bulayinite) [1] — диоктаэдрическая слюда, по содержанию  $Fe^{3+}$  в октаэдрах и  $Al^{IV}$  близка к железистому иллиту, но в октаэдрических сетках структуры булайинита преобладает магний. Компенсация валентности осуществляется, вероятно, за счет избытка октаэдрических катионов. Соотношение  $Mg : Fe^{2+} = 7 : 3$ . Дублет  $Fe^{3+}$  в мессбауэровском спектре более интенсивный, чем у глауконита [2]. По данным микронзондового анализа, содержит (%):  $Na_2O = 0,01-0,06$ ;  $K_2O = 8,30-9,08$ ;  $MgO = 6,97-10,61$ ;  $CaO = 0,10-0,40$ ;  $FeO+Fe_2O_3 = 14,18-17,36$ ;  $Al_2O_3 = 7,65-7,79$ ;  $SiO_2 = 49,40-51,63$ ;  $TiO_2 = 0,02$  [3]. По данным химических анализов, содержит Li (0,43%), и F (1,70%).  $a_0 = 5,270$  и  $5,317$ ,  $b_0 = 9,102$  и  $9,114$ ,  $c_0 = 10,185$  и  $10,276 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 101^{\circ}06'$  и  $101^{\circ}04'$  [1]. Структура сохраняется после нагревания при  $750^{\circ}$  в квазиизотермических условиях, при этом  $a_{002}$  увеличиваются,  $b_0$  и  $\beta$  уменьшаются [4]. На кривой ДТА эндотермические эффекты при 120 и 640 [5]. По форме выделения, физическим и оптическим свойствам близок к глаукониту, образовался в процессе его изменения. Более неоднороден, чем глауконит, и содержит тонкодисперсную примесь кальцита, доломита и магнетита. Обнаружен в выходах рифейских и кембрийских пород гипсоносно-доломитовой формации в бассейне р. Лены [1, 6] и среди доломитов докембрийской булайской свиты Анабарского щита [6].

Межплоскостные расстояния булайинита из Восточной Сибири [7]: ( $d$ ,  $\text{Å}$ ,  $I$ ,  $hkl$ ): 10,03 (7)(001); 4,54 (5)(020); 4,14 (4)(021); 3,73 (4)(111); 3,62 (4)(112); 3,34 (6)(003); 3,11 (4)(112); 2,88 (7)(113); 2,59 (10)(130); 2,41 (7)(132); 1,519 (8)(060).

#### Литература

1. Николаева И. В. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1977. Вып. 328. С. 3.
2. Амирханов Х. И., Анохина Л. К., Габитова Р. У., Николаева И. В., Чалобов Р. И. // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 967.
3. Николаева И. В., Гусев Г. М., Юсупов Т. С. и др. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Вып. 515. С. 55.
4. Каменева М. Ю., Ковалева Л. Т., Николаева И. В., Логвиненко В. А. // Там же. 1985. Вып. 610. С. 135.
5. Логвиненко В. А., Николаева И. В., Каменева М. Ю. // Там же. 1985. Вып. 610. С. 143.
6. Николаева И. В. // Там же. 1981. Вып. 515. С. 4.
7. Каменева М. Ю., Базарова С. Б., Пальчик Н. А. // Там же. С. 41.

Авалит (avalite) — хромовый иллит, назван по месту находки на горе Авала близ Белграда в Югославии. Слагает прожилки в кварцеванных и доломитизированных серпентинитах. Находится в виде чешуйчатых и волокнистых агрегатов вместе с киноварью, ртутью, каломелью, баритом и хромитом; рентгеновским методом обнаружена примесь каолинита. Двусосный, с малым 2V, удлинение отрицательное, погасание прямое, двупреломление высокое. Плеохроизм слабый: по  $Ng$  и  $Nm$  — зеленый, по  $Np$  — зеленоватый-желтый. Анализ (%):  $Na_2O = 0,24$ ;  $K_2O = 2,16$ ;  $MgO = 0,14$ ;  $CaO = 0,43$ ;  $Al_2O_3 = 22,83$ ;  $Cr_2O_3 = 12,38$ ;  $Fe_2O_3 = 2,33$ ;  $SiO_2 = 50,05$ ;  $TiO_2 = 0,40$ ;  $P_2O_5$  — сл.;  $H_2O^+ = 9,43$ ; сумма — 100,39. Микронзондовый анализ другого образца из того же месторождения показал более низкое содержание  $Cr_2O_3$  и более высокое  $K_2O$ :  $Na_2O$  — сл.;  $K_2O = 6,61$ ;  $MgO = 2,02$ ;  $CaO$  — сл.;  $FeO = 1,68$ ;  $NiO = 0,29$ ;  $Al_2O_3 = 19,11$ ;  $Cr_2O_3 = 7,78$ ;  $SiO_2 = 51,68$ . На кривой ДТА эндотермические эффекты при 130, 570 и  $830^{\circ}$ ; потеря воды до  $200^{\circ}$  составляет 8%, при  $200-400^{\circ}$  — 1,4%, при  $410-570^{\circ}$  — 3,6%, при  $1000^{\circ}$  — 2%, всего 15%. На порошковой рентгенограмме линии: 10,13 (ср.), 4,9 (ср.), 4,48 (о. сл.), 3,68 (ср.), 3,37 (сил.), 2,82 (сл.), 2,58 (сил.), 2,42 (сл.), 2,18 (ср. сл.), 2,0 (сл.), 1,50 (сл.), 1,30 (сл.), 1,24 (сл.) (Stangatchilovich D. // C. R., Acad. Sci. Paris. 1956. Vol. 242. N 1. P. 145).

#### Фенгит Phengite



Назван от греч. φεγγος (фенгос) — свет, блеск или лат. phengites — прозрачный, просвечивающий; этим словом обозначали прозрачные камни, листочки, применявшиеся в древности для окон. Впервые для слюды название использовано Линком в 1810 г. (Брайт-чаупт, 1841). Чермак (1879) фенгитом считал слюду с повышенным содержанием кремнезема. В 1956 г. Фостер [1], установив высокое содержание кремнезема в селадоните, предложила рассматривать фенгит как смесь мусковита и селадонита. Позже Велде [2] доказал существование самостоятельных изоморфных рядов мусковит—фенгит и селадонит—глауконит. В соответствии с принятой классификацией диоктаэдрических слюд [3], фенгитами являются слюды, обогащенные Mg или  $Fe^{2+}$ , занимающие промежуточное по-

ложение между мусковитом и лейкофиллитом. Двухвалентные катионы замещают  $Al^+$  в октаэдрических позициях, причем общее число октаэдрических катионов остается равным 2 на форм. ед. Возникший при подобном замещении дефицит положительных зарядов в октаэдрах компенсируется уменьшением содержания  $Al$  в тетраэдрах. Таким образом фенгиты по сравнению с обычными мусковитами обогащены не только  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ , но и  $S$

**Разнов.** Алургит, марипозит, феррифенгит.

**Характ. выдел.** Чешуйки, листочки; сплошные агальматолитоподобные массы; псевдоморфозы фенгита по олигоклазу известны под названием «лепидоморфит» — *lepidomorphite* (Зандбергер, 1885).

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^2$ — $C2/c$  (политип  $2M_1$ ), реже  $C_{2h}^3$ — $C2/m$  (политип  $1M$ ). Параметры элементарных ячеек:

Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Ссылка
$2M_1$	5,2112	9,0383	19,9473	95 46'	0,5765:1:2,2069	[4]
$1M$	5,199	9,005	10,164	101 18	0,5773:1:1,1287	[5]

Реже встречаются политипы  $3T(P3_112)$  [6] и  $2M_2(C2/c)$  [7]. Наблюдаются смеси разных модификаций:  $2M_1$  и  $3T$  [8, 9],  $1M+2M_1$ ,  $2M_1+2M_2$  [7].

Сделана попытка связать полиморфные модификации фенгита с его составом. Например, для слюд (из зоны высокобарического метаморфизма, 15 кбар,  $600^\circ$ ) с отношением  $Mg/(Al+Fe+Mg) \leq 0,013$  установлена модификация  $2M_1$ , с отношением  $\geq 0,025$  —  $3T$  для промежуточных составов — смеси этих модификаций [9].

Вариации величины параметра  $b_0$  светлых слюд из метаморфических пород предложено использовать для определения содержания в них фенгитовой составляющей [10—13]. Значение  $b_0$  увеличивается с увеличением фенгитового компонента в мусковитах и выражается следующим корреляционным уравнением:  $b_0 = 8,990 - 0,327 RM$ , где  $RM = 2Fe_2O_3 + FeO + MgO$  мол. колич. [14] или для  $d_{(060, \bar{4}31)}$   $1,498 \pm 0,082 RM$  (на примере 24 анализов слюд модификации  $2M_1$ ) [8].

Структура фенгитовых слюд определена рентгенографическим методом для модификации  $2M_1$  [4] и электронографическим — для модификации  $1M$  [5]. По данным Гювена и Бернхема [4], в фенгите  $2M_1$  (состава  $K_{0,87}Na_{0,07}R_{0,03}^{2+} > (Al_{1,43}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,50}Fe_{0,09}^{2+}Ti_{0,01})(Si_{3,39}Al_{0,61})O_{10,08}(OH)_{1,92}$ ) распределение тетраэдрических катионов носит частично упорядоченный характер, что выражается в незначительных различиях длин тетраэдрических связей  $T(1)-O = 1,622 \text{ \AA}$  и  $T(2)-O = 1,633 \text{ \AA}$ ; межатомные расстояния в октаэдрах  $M-O = 1,956 \text{ \AA}$ . Угол дитригонального разворота тетраэдров ( $\alpha$ ) составляет  $6,05$   $K-O = 2,970 \text{ \AA}$ .

Уточнение структуры фенгита  $2M_1$  ( $a_0 = 5,215$ ,  $b_0 = 9,043$ ,  $c_0 = 19,974 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 95,789$  имеющего состав  $(K_{0,948}Na_{0,051}Ba_{0,027})(Al_{1,510}Mg_{0,273}Fe_{0,144}Cr_{0,005}Ti_{0,010}Mn_{0,003})(Si_{3,253}Al_{0,747})O_{10}(OH)_2$ , показало [15] статистическое распределение тетраэдрических ( $T-O = 1,628 - 1,644 \text{ \AA}$ ) и октаэдрических ( $M-O = 1,938 - 1,972 \text{ \AA}$ ) катионов, угол дитригонального разворота тетраэдров  $7,9^\circ$ ,  $K-O = 2,912 - 2,944 \text{ \AA}$ .

Структура фенгита  $1M$  изучена для образца состава  $(K_{0,80}Na_{0,02}Ca_{0,01})(Al_{1,66}Fe_{0,06}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,28})(Si_{3,41}Al_{0,59})O_{10}(OH)_2$  [5]. Уточнение структуры, проведенное в рамках пр. гр.  $C2/m$  и  $C2$ , не выявило упорядочения в распределении катионов; межатомные расстояния в тетраэдрах  $T-O = 1,626 \text{ \AA}$ , в октаэдрах  $M-O = 1,947 \text{ \AA}$ . Угол дитригонального разворота тетраэдров  $8,6$  ( $K-O = 2,918 \text{ \AA}$ ).

По сравнению со структурными модификациями  $2M_1$  и  $1M$  мусковит: структуры аналогичных модификаций фенгита характеризуются большим размером октаэдрической сетки, что обусловлено вхождением в октаэдр больших, чем  $Al$ , двухвалентных катионов  $Mg$  и  $Fe$ . Увеличение октаэдрической сетки в фенгитах приводит к уменьшению угла дитригонального разворота тетраэдров вследствие нивелировки разницы в собственных размерах октаэдрических и тетраэдрических сеток (в мусковитах  $\alpha = 10 - 11$ ). Кроме того из-за увеличения заселенных двух- и трехвалентными катионами октаэдра

существенно уменьшается (по сравнению с мусковитом) разница между размерами вакантных и заселенных октаэдров, что в фенгитах приводит к выравниванию поверхности базальных тетраэдрических атомов O (в фенгите разность их уровней  $\Delta$  0,16 Å, в мусковитах 0,18—0,22 Å).

О кристаллической структуре диоктаэдрической Al-слюды 2M, состава  $K_{3,8}Al_{1,94}(\text{Si}_{3,5}Al_{0,5})O_{10,1}(\text{OH})_{1,9}$  [16], отнесенной к фенгиту с некоторой условностью, см. в статье «Мусковит».

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Листочки гибкие, упругие. Тв. 2. Уд. в. 2,7—2,8 (как у мусковита). Цв. белый, бледно-зеленоватый, бесцветный, иногда черный за счет посторонних включений. Черта белая. Бл. на плоскостях спайности стеклянный. Прозрачный. Не люминесцирует.

ИК-спектр фенгита отличается от мусковитового. Вхождение Mg в октаэдрические позиции приводит к ослаблению и уширению полосы поглощения при  $930 \text{ см}^{-1}$ , появлению слабых полос в области  $600\text{—}850 \text{ см}^{-1}$  и смещению характерной для мусковита полосы при  $530 \text{ см}^{-1}$  [17—20].

**Микр.** В шлифах в прох. свете неотличим от мусковита. Двуосный (—). Пл. опт. осей  $\perp$  (010); по Винчеллу (1953) для  $\text{Fe}^{2+}$ -фенгита пл. опт. осей  $\parallel$  (010).  $Np$  почти  $\perp$  (001) ( $cNp$  не более 5).  $Nm$  и  $Ng$  почти совпадают с (001). Удлинение (+).  $n_g=1,590\text{—}1,610$ .  $n_m=1,574\text{—}1,609$ ,  $n_p$  1,553—1,580.  $2V=10\text{—}25$ . Иногда одноосный. Зависимость показателей преломления от содержания железа не установлена [21].

**Хим.** По рекомендации Номенклатурного комитета ММА [3], к идеальным фенгитам следует относить слюды с содержанием 3,5 атома Si на форм. ед. и с двухвалентными катионами (преимущественно Mg и меньше Fe) в октаэдрической позиции в количестве 0,5 атомов на форм. ед. Большею частью имеют место составы, промежуточные между идеальными мусковитом, фенгитом и частично селадонитом: 3,1—3,6 атомов Si и 0,1—0,6 атомов (Mg, Fe) на форм. ед. Слюды в пределах этого интервала предложено называть «фенгитовые мусковиты» или «селадонитовые мусковиты» [3], но в литературе они чаще описываются или как мусковиты или как фенгиты в зависимости от приближения состава к тому или иному из этих минералов.

По Диру и др. (1966), название «фенгит» применяется для обозначения мусковитов, в которых отношение Si : Al > 3 : 1 и увеличение содержания Si сопровождается замещением Al в октаэдрических позициях на Mg и Fe.

Козырева и др. [18, 19] предлагают оценивать степень отклонения состава фенгитовой слюды от идеального мусковита суммой катионов, замещающих Al в октаэдрах, выражая ее следующим соотношением:

$\Delta Mu = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg} + \text{Ti}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Al}^{VI}) = (\sum Y - \text{Al}^{VI}) / \sum Y$ , где  $\sum Y$  — сумма всех октаэдрических катионов. Показана зависимость от  $\Delta Mu$  некоторых констант [18, 19]:

$\sum Y$	$\text{Al}^{VI}$	$\Delta Mu$	$b_0$ (Å)	$c \sin \beta$	$n_g$	Положение на ИК-спектре полосы $530 \text{ см}^{-1}$
2,06	1,74	0,16	9,019	9,9186	1,596	532
2,06	1,46	0,29	9,056	9,9381	—	522
2,02	1,23	0,39	9,066	9,9463	1,608	518

По Фрею и др. [8], составы характеризуются коэффициентом  $RM = (2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  мол. колич. При  $RM < 0,08$  — мусковитовые,  $< 0,12$  — «слабо фенгитовые»,  $> 0,12$  — «сильно фенгитовые».

Иногда в фенгитах октаэдрический Al замещен трехвалентным железом — до 0,5 атомов на форм. ед. Такой фенгит называется **ф е р р и ф е н г и т о м** — ferriphengite [22]. **Ф е р р о ф е н г и т** — ferrophengite и **п и к р о ф е н г и т** — picrophengite, по Винчеллу (1949). — гипотетические чисто железистый и чисто магниальный фенгиты.

Слюда из грейзенов Саргардона (УзССР) описана под названием «рубийный фенгит» (с 2,46%  $\text{Rb}_2\text{O}$  и 2,80%  $\text{Li}_2\text{O}$ ) [23].

Анализы:	1	2	3	4	5	6
Li <sub>2</sub> O	—	0,01	—	—	—	0,096
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,56	0,73	0,93	0,94	0,34
K <sub>2</sub> O	9,85	10,11	10,12	9,36	8,64	11,27
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,30
MgO	3,18	5,02	3,69	5,54	1,68	3,52
CaO	0,32	0,29	1,46	0,07	1,80	—
MnO	0,04	0,05	0,18	сл.	—	0,34
FeO	1,27	1,60	4,32	0,76	4,89	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,86	25,77	22,19	25,19	25,11	22,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	0,99	2,69	2,06	—	2,22
SiO <sub>2</sub>	49,23	50,45	50,48	50,60	52,00	53,52
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,12	0,53	0,51	—	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,48	4,29	4,08	4,42	4,87	4,82
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,29	0,09	—	0,32	—	
F	—	—	0,36	0,06	—	0,89
Cl	—	—	0,17	—	—	—
Сумма	99,64	99,70 *	101,00	99,82 <sup>2*</sup>	99,93	100,13 <sup>3*</sup>
—O=(F+Cl) <sub>2</sub>	0,02	—	0,19	0,02	—	0,37
	<u>99,62</u>		<u>100,81</u>	<u>99,80</u>		<u>99,76</u>
Уд. в.	—	—	—	—	2,81	—
n <sub>g</sub>	1,610	1,601	—	1,601	—	—
n <sub>m</sub>	1,607	1,600	—	1,599	—	1,58
n <sub>p</sub>	1,571	1,563	—	1,564	—	—
(—)2V, °	28	33	—	31	—	10—15
a <sub>0</sub> (Å)	5,210	5,194	—	5,202	—	5,18 8,97
b <sub>0</sub>	9,045	9,005	—	9,023	—	8,97 5,18
c <sub>0</sub>	20,012	19,954	—	19,969	—	20,0 20,1
β	95°41′	95,71°	—	95,72	—	95 30′ 100 10*
Политип	2M <sub>1</sub>	—	—	—	—	2M <sub>1</sub> +2M <sub>2</sub>

\* В том числе BaO—0,32, CO<sub>2</sub>—0,03. \*\* В том числе BaO—0,008. \*\*\* В том числе Cs<sub>2</sub>O—0,02.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F, Cl)

	1	2	3	4	5	6
Si	3,33	3,39	3,44	3,38	3,47	3,56
Al <sup>IV</sup>	0,67	0,61	0,56	0,62	0,53	0,44
Al <sup>VI</sup>	1,39	1,43	1,22	1,36	1,45	1,30
Ti	0,03	0,01	0,03	0,03	—	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,20	0,05	0,14	0,10	—	0,11
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,09	0,25	0,04	0,27	0,03
Mn	—	—	—	—	—	0,02
Mg	0,32	0,50	0,37	0,55	0,17	0,35
Li	—	—	—	—	—	0,03
Ca	0,02	0,02	0,11	0,01	0,13	—
Na	0,07	0,07	0,10	0,12	0,12	0,04
K	0,85	0,87	0,88	0,80	0,74	0,96
Rb	—	—	—	—	—	0,01
OH	2,02	1,92	1,85	1,97	2,17	2,14
F	—	—	0,08	0,01	—	0,19
Cl	—	—	0,02	—	—	—
O	9,98	10,08	10,05	10,02	9,83	9,67

1—из зеленых сланцев Восточных Альп, анал. не указан [24]; 2—из глаукофан-актинолит-хлорит-кварцевых сланцев, Тибурон, Калифорния, анал. Ингамелс [25]; 3—из хлоритовой зоны метаморфических пород Южного Улутау (КазССР), анал. не указан [26]; 4—из глаукофановых сланцев, Тибурон, Калифорния, анал. Асари [25]; 5—псевдоморфоза по полевым шпатам, из околорудных метасоматитов (Средняя Азия), анал. Суконцева [27]; 6—тонкокочешучатый (серидит), из флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения Сибири, анал. Столярова, в оригинале сумма 99,97 [7].

Хим. анализы фенгитов из отдельных регионов см. в работах [8, 28, 29], сводки хим. анализов в [30—32].

**Наход.** Породообразующий минерал метаморфических и гидротермально-метасоматических пород.

Типоморфен для метапелитов.

Нижний предел устойчивости фенгитов. богатых селадонитовой молекулой, определяется 350—400 при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4,5$  кбар [2]; выше 400° при том же давлении возникает ассоциация биотит + К-полевой шпат +  $\text{H}_2\text{O}$ . Содержание фенгитового компонента в мусковите увеличивается с падением температуры и возрастанием давления; в области низкого давления устойчивость фенгита ограничена [33, 34].

Предполагается, что по его составу (косвенно по значению  $b_0$ ) можно судить о  $P-T$  условиях метаморфизма [10—12, 19, 25, 29, 35]. Однако обзор парагенетических данных показывает [21], что это не всегда обоснованно, так как следует учитывать еще и общий состав метаморфизируемой породы. Например, при парагенезисе с биотитом уменьшается содержание фенгитовой составляющей в калиевых светлых слюдах, что может повлиять на правильность вывода о  $P-T$  условиях формирования фаций [13, 36—38]. Особенно широко развит фенгит в хлоритсодержащих породах зеленосланцевой фации метаморфизма. Известен в хлоритовой зоне древних метаморфических пород Южного Улутая в Центральном Казахстане (СССР) [26], в альпийских филлитах и других породах зеленосланцевой фации Альп [6, 10, 24], в глаукофановых сланцах СССР [32], Японии (округ Коти на о-ве Сикоку) [25], в эклогитах ФРГ [28].

Является главным минералом сланцеватых фенгито-гнейсов Тессинских Атьп [30] и гор Адула [39] в Швейцарии; установлен в гнейсах Северной Норвегии [40]. Слюды фенгитового состава (с повышенной железистостью:  $\text{FeO} = 3,81$  и  $4,95\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,76$  и  $6,87\%$ ) встречаются в метасоматически-измененных гранитоидах и вмещающих сланцах Полярного Урала [41]. Известен в грейзенах, связанных с редкометальной минерализацией. Например, в олово-вольфрамовом Лево-Ингодинском месторождении в Забайкалье [42] и на флогопит-бертрандит-фенакитовом месторождении в Восточной Сибири [7]. Фенгитами следует считать часть мусковитовых слюд из грейзенов и околожильных оторочек на месторождении Восточный Коунрад (КазССР) [43] и из кварцево-слюдястых грейзенов Приханкайского района в Приморье [44].

Фенгитовые серициты обильны в околожильных породах многих рудных месторождений [31]. К ним частично должны относиться серициты из околорудно-измененных пород Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале [45], из зальбандов кварцевых жил и вмещающих их пород Нагольного кряжа в УССР [46], из околорудных метасоматитов свинцово-цинковых месторождений Средней Азии [27], из гидротермалитов меднопорфирового месторождения Серро-Верде (Санта-Роса, Перу) [47].

Встречаются фенгиты в десилицированных пегматитах и мусковит-флюоритовых жилах Изумрудных Копей на Урале [48], в пегматоидных кварц-полевоспатовых породах и гранитоидах Восточной Сибири [49, 50].

**Изм.** В корях выветривания переходит в каолинит, в современных почвах — в монтмориллонит и в смешанослойные образования с монтмориллонитом.

**Искусств.** Богатый кремнием фенгит  $\text{K}(\text{MgAl})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  был синтезирован Велде [2] в смеси с мусковитом. Исходными продуктами в разных опытах служили слюда, гель соответствующего состава или каолинит с окислами металлов. Смеси с соотношениями (Mg, Al)-слюда : мусковит = 0,2 : 0,8; 0,3 : 0,7; 0,8 : 0,2 получены соответственно при 375° и 2 кбар за 10 дней (политип 1M), при 440—450° и 4,5 кбар за 12—31 день (политип 1M+2M), при 350° и 10 кбар за 0,3 дня (политип 1M). Синтезирующаяся Форбсом [51] четырехкремнистая магниезиальная слюда может рассматриваться как магниезиальный фенгит или безглиноземистый флогопит. Из гелей состава, отвечающего 90% мусковита и 10% селадонита, в присутствии LiCl при температуре 563° и дав-

лении 1 кбар получен фенгит, октаэдрическая позиция которого частично занята литием [52].

**Отл.** От мусковита фенгит отличается только по данным химического анализа. Косвенно фенгитовая или фенгит-мусковитовая природа слюды определяется по параметру  $b_0$  элементарной ячейки и ИК-спектру. Характерна приуроченность фенгита и мусковита-фенгита к слабо метаморфизованным мало-железистым породам, а также к богатым кварцем редкометалльным грейzenам околорудно-измененных горных пород.

**Разнов.** А л у р г и т — alurgite — фенгит, содержащий некоторое количество марганца.

Название от греч. *αλουργος* (алургос) — пурпурный (Брайтхаупт, 1865). **Синон.** Марганцевый фенгит (Винчелл, 1953; Дир и др., 1966); марипозит — mariposite, частично, по Шэллеру [53].

Агрегаты листочков, чешуек, кристаллы — псевдогексагональные пластинки (до 15 мм) [54].

Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  (политип  $2M_1$ ).  $a_0=5,215$ ,  $b_0=9,056$ ,  $c_0=20,04$  Å,  $\beta=95^\circ 49'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,575 : 1 : 2,212$  [55]. Триг. с.  $D_3^5-P3_112$  или  $D_3^3-P3_112$  (политип  $3T$ ).  $a_0=5,232$ ,  $c_0=29,88$  Å,  $c_0 : a_0=0,108$  [55]. Редко встречается политип  $1M$  с параметрами элементарной ячейки:  $a_0=5,225$ ,  $b_0=9,056$ ,  $c_0=10,18$  Å,  $\beta=100^\circ 9'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,577 : 1 : 1,948$  [55]. Политипия алургита рассматривается также в работах [56, 57].

Сп. весьма совершенная по (001). Листочки эластичные. Тв.  $2\frac{1}{2}$ —3 [58]. Уд в. 2,914 [58]; 2,835—2,849 [54]. Цв. пурпурный или кошенильно-красный, медно-красный, лавандово-розовый до розового. Черта розово-красная. Бл. стеклянный, иногда перламутровый. Просвечивает. При травлении смесью конц. HF и  $H_2SO_4$  на пластинках оптически двусосного алургита выявляются моносимметричные фигуры травления, а на пластинках оптически одноосного — треугольные или гексагональные [54].

В шлифах в прох. свете в базальных разрезах (без трещинок спайности) не плеохроирует; в разрезах, перпендикулярных спайности, плеохронизм: по  $Np$  — светло-розовый, охряно-желтый, по  $Nm$  — медно-красный, по  $Ng$  — коричнево-красный. Пл. опт. осей  $\perp$  (010),  $Np$  почти совпадает с перпендикуляром к (001). Двусный (—).  $n_g-n_m=1,594-1,636$ ,  $n_p$  1,55—1,598; эти величины возрастают с повышением содержания Fe, Mn, Ti.  $2V$  от 3 до  $29^\circ$ , иногда одноосный [54, 58].

Характерно (как и для фенгита) повышенное содержание  $SiO_2$  и  $MgO$  [58], хотя состав некоторых алургитов несколько отклоняется от фенгитового в сторону уменьшения содержания  $SiO_2$  и увеличения  $Al_2O_3$  (особенно  $Al^{IV}$ ), приближаясь к мусковитовому составу (хим. анализы 2, 6). Содержание  $MnO$  до 1,53%; железо в основном трехвалентное (до 6,38%  $Fe_2O_3$ ).

По содержанию  $MnO$  (0,95%) к алургиту, очевидно, следует отнести фенгит из гранитоидов Восточной Сибири (хим. анализ 4) [49].

#### Анализы:

	1	2	3	4	5	6
$Na_2O$	0,34	0,54	0,61	0,20	—	1,66
$K_2O$	11,20	10,00	9,15	10,73	9,5	9,46
$MgO$	6,02	1,19	4,27	0,72	2,23	7,42
$CaO$	—	0,06	0,14	0,34	0,98	0,21
$BaO$	—	0,05	—	—	—	—
$MnO$	0,18	0,59	0,65	0,95	1,07	1,53
$FeO$	не обн.	—	—	2,55	—	0,22
$Al_2O_3$	21,19	29,76	28,52	27,81	29,6	26,37
$Mn_2O_3$	0,87	—	—	—	—	—
$Fe_2O_3$	1,22	4,36	5,32	4,67	5,8	6,38
$SiO_2$	53,22	43,67	46,30	46,30	45,6	40,60
$TiO_2$	—	0,72	0,71	0,43	—	1,40

	1	2	3	4	5	6
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,75	6,28	4,08	4,00	4,4	4,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	2,24	0,03	—	—	0,31
F	—	0,95	0,67	0,42	—	—
Сумма	99,99	100,41	100,45	100,05 *	99,18	99,71
—O=F <sub>2</sub>		0,40	0,28	0,18		
		<u>100,01</u>	<u>100,17</u>	<u>99,87</u>		
Уд. в.	2,835—2,849	—	2,914	—	2,90	2,58
n <sub>g</sub>	1,594	—	1,595	1,600	1,63	1,636
n <sub>m</sub>	—	1,595	—	—	—	—
n <sub>p</sub>	1,55	—	—	—	1,59	1,588
(—) 2V	—	38—39°	—	39°	29°15'	3°

\* В том числе Rb<sub>2</sub>O—0,70, Li<sub>2</sub>O—0,21, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,02.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6
Si	3,51	2,95	3,12	3,20	3,11	2,84
Al <sup>IV</sup>	0,49	1,05	0,88	0,80	0,89	1,16
Al <sup>VI</sup>	1,16	1,32	1,38	1,46	1,49	1,02
Ti	—	0,04	0,04	0,02	—	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,22	0,27	0,24	0,30	0,34
Mn <sup>3+</sup>	0,04	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	0,15	—	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,03	0,04	0,06	0,06	0,09
Mg	0,59	0,12	0,43	0,07	0,23	0,77
Li	—	—	—	0,06	—	—
Ca	—	—	0,01	0,03	0,07	0,02
Na	0,04	0,07	0,08	0,03	—	0,23
K	0,94	0,86	0,79	0,95	0,83	0,84
Rb	—	—	—	0,03	—	—
OH	2,53	2,83	1,83	1,84	2,00	1,94
F	—	0,20	0,14	0,09	—	—
O	9,47	9,17	10,17	10,16	10,00	10,06

1 — из марганецсодержащих пород, Сен-Марсель (Италия), анал. Пенфилд [54]; 2 — из Ультевнса (Швеция), анал. не указан [59]; 3 — из валунов пьомонит-алургит-кварцевых сланцев и кварцитов, Сан-Бернардино, шт. Калифорния (США), анал. Гоньер [58]; 4 — из гранитоидов Восточной Сибири, анал. Юрченко [49]; 5 — из марганцевого месторождения Чикла (Индия), анал. Саху и Дейв [60]; 6 — из марганцевого месторождения Чикла (Индия), анал. Билграми [61].

П. п. тр. дает реакцию на марганец [58]. Редок. Встречается в богатых силикатами метаморфизованных марганцевых рудах. Впервые был найден в марганецсодержащих кристаллических сланцах с пьомонитом и кварцем в Сен-Марселе (Пьемонт, Италия) [54—57]. В подобной же геологической обстановке встречен в ряде мест Восточного Тироля (Австрия) [62]. Другим местом находки алургита в Европе является марганцевое рудопроявление Ультевнс (Лен Норботтен) в Швеции [59]. В районе Сан-Бернардино, шт. Калифорния (США) алургит приурочен к кристаллическим сланцам с пьомонитом (сначала он был найден там в ледниковых валунах [58], а затем и в коренных породах [63]).

В Индии вместе с манганофиллитом встречен в месторождении Чикла (район Бхандара, шт. Мадхья-Прадеш) [60, 61, 64], где высококачественные марганцевые руды секутся пегматитовыми жилами; кроме того, отмечен в месторождениях марганца в шт. Махараштра [65].

От манганофиллита отличается интенсивным плеохроизмом и более низкими показателями преломления [58].

М а р и п о з и т — mariposite — хромсодержащий фенгит.

Назван по месту находки в Марипозе, шт. Калифорния, США (Силлиман, 1868).  
Синон. Хромовый фенгит — chrome-phengite [66].

Образует чешуйки величиной 10—12 мм, мелкочешуйчатые агрегаты. Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  (политип  $2M_1$ ).  $a_0 = 5,2116$ ,  $b_0 = 9,045$ ,  $c_0 = 19,97 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 95^\circ 42'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5761 : 1 : 2,2078$  [67];  $a_0 = 5,236$ ,  $b_0 = 9,040$ ,  $c_0 = 19,935 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 95^\circ 42'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,579 : 1 : 2,205$  [68].  $Z = 4$ .

Кристаллическая структура типична для диоктаэдрических слюд. Октаэдрические позиции статистически заполнены на  $\frac{2}{3}$  катионами Al, Cr, Mg, Fe. В тетраэдрических сетках угол дитригонального разворота (Si, Al) $O_4$ -тетраэдров составляет 7,61°. Межатомные расстояния (Å): (Si, Al)—O 1,612—1,645, M—O = 1,934—1,990, K, Na, Ca—O 2,925—3,203 [67].

Сп. весьма совершенная по (001). Цв. изумрудно- или яблочно-зеленый, белый с зеленоватым оттенком. В шлифах в прох. свете бесцветный или зеленый. В окрашенных разностях плеохроизм: по  $Ng = Nm$  — светло-зеленый, светло-желтовато-зеленый, по  $Np$  — темно-синие-зеленый, светло-яблочно-зеленый. Двусосный (—). Пл. опт. осей || (010).  $n_g = 1,600—1,621$ ,  $n_m = 1,600—1,617$ ,  $n_p = 1,560—1,580$ ,  $n_g - n_p = 0,035—0,040$ .  $2V$  небольшой (до 14°, редко выше) [69], по [68] — до 33°. Характеризуется относительно высоким содержанием  $SiO_2$  и присутствием  $Cr_2O_3$  большей частью  $\sim 1\%$ . От фукситов (с тем же количеством  $Cr_2O_3$ ) отличается меньшим содержанием  $Al_2O_3$ .

К марипозиту, очевидно, надо отнести хромовый фенгит (с  $Cr_2O_3$  до 3,63%) из метаморфических зеленокаменных пород максютинского комплекса на Южном Урале [70]. Хотя он содержит много хрома, но отношение Si : Al  $\approx 3,5 : 0,5$  у него фенгитовое, а не фукситовое ( $\approx 3 : 1$ ).

Марипозит из Сьерра-Невады, Испания (хим. анализ 5), близок по содержанию Al к фукситу, но отличается аномально высоким содержанием Mg и Ca [67]. Марипозит из Узбекистана по повышенному содержанию  $Al_2O_3$  (хим. анализ 2) близок к фукситу.

#### Анализы:

	1	2	3	4	5
$Na_2O$	0,12	1,00	2,72	0,32	0,40
$K_2O$	9,29	9,00	7,03	9,35	7,96
$MgO$	3,25	1,50	2,12	4,44	8,59
$CaO$	0,07	1,96	0,37	1,33	1,71
$MnO$	—	—	—	0,04	—
$FeO$	0,92	0,53	0,51	0,40	0,07
$Al_2O_3$	25,62	35,03	23,52	23,60	27,60
$Fe_2O_3$	0,63	1,08	3,30	4,38	1,76
$Cr_2O_3$	0,18	0,31	0,78	1,75	3,35
$SiO_2$	55,35	43,83	56,00	49,80	44,51
$TiO_2$	0,18	0,12	—	0,63	0,17
$H_2O$	—	3,89	—	—	—
$H_2O^-$	4,52	0,44	3,52	1,89	4,21
F	—	0,09	—	2,94	—
Сумма	100,13	99,46*	99,87	100,87	(100,38)**
—O = F <sub>2</sub>	—	—	—	1,24	—
				99,63	
$n_z$	1,600	1,600	—	—	1,616
$n_m$	—	—	1,624	1,616	1,611
$n_p$	1,560	1,563	—	—	1,563
(—) $2V$ ,	0	12—16	Небольшой	33	33

\* В том числе  $P_2O_5 = 0,50$ ,  $CO_2 = 0,18$ . \*\* В том числе  $RE_2O = 0,01$ ,  $Li_2O = 0,07$ ,  $BaO = 0,01$ .



## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5
Si	3,61	2,99	3,71	3,61	3,00
Al <sup>IV</sup>	0,39	1,01	0,29	0,39	1,00
Al <sup>VI</sup>	1,58	1,81	1,54	1,63	1,19
Ti	0,01	0,01	—	0,03	0,01
Cr <sup>3+</sup>	0,01	0,02	0,04	0,10	0,18
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,06	0,16	0,24	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,03	0,03	0,02	—
Mg	0,32	0,15	0,21	0,48	0,86
Ca	—	0,14	0,03	0,10	0,12
Na	0,02	0,13	0,35	0,05	0,05
K	0,77	0,78	0,60	0,86	0,68
OH	1,97	1,77	1,55	0,91	1,89
F	—	—	—	0,67	—
O	10,03	10,23	10,45	10,42	10,11

1 — из кварц-анкеритовых золотоносных жил в серпентинитах района Марипоса, шт. Калифорния (США), анал. Хиллебранд [71]; 2 — из лиственитов талькового месторождения Зинель-Булак, Султан-Уиздаг (УзССР), анал. не указан [72]; 3 — из месторождения Росс, район г. Хислоп, Онтарио (Канада), анал. Мургуз [73]; 4 — из валунов анкеритового мрамора в гранатовых слюдистых сланцах Сузы (Италия), анал. не указан [68]; 5 — из актинолитовых прожилков в ксенолите известняка в серпентинизированных перидотитах Сьерра-Невады (Испания) [67], в оригинале сумма 100,28.

Редок и недостаточно изучен. Впервые найден в серпентинизированном ультраосновном массиве Мотер-Лоуд в округе Марипоса, шт. Калифорния (США) — см. Дана, 1892 и [74]. Позже был установлен среди кварц-анкеритовых золотоносных жил в докембрийских породах Канадского щита — на месторождениях Росс [73] и Холлингер [69] в провинции Онтарио (Канада). В Европе обнаружен в валунах анкеритовых мраморов в гранатовых слюдистых сланцах долины Суза в Западных Альпах (Италия) [68]; в ксенолитах известняков среди серпентинизированных перидотитов в горах Сьерра-Невада (Испания) [67, 75]; в докембрийских сланцах комплекса Эррис северо-западнее Мейо в Ирландии [76].

Возможно, к марипозиту следует относить мелкочешуйчатую слюдку яблочно- и изумрудно-зеленого цвета из кварц-анкеритовых золотоносных жил Маралихи в Восточно-Казахстанской области [77].

Слюду, описанную под названием «марипозит», из лиственитов района талькового месторождения Зинель-Булак в Султан-Уиздаге (УзССР) [72] (хим. анализ 2). по-видимому, надо считать хромовым мусковитом или фукситом, так как она содержит много Al и мало (Mg, Fe).

Ф е р р и ф е н г и т — ferriphengite — железистая разность фенгита [22]. Состав (анал. Харамура): Na<sub>2</sub>O — 0,37; K<sub>2</sub>O — 9,85; MgO — 2,87; CaO < 0,1; FeO — 1,96; MnO — 0,33; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 21,08; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 9,10; SiO<sub>2</sub> — 48,70; TiO<sub>2</sub> — 0,58; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 4,89; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 0,27; сумма — 100,10. Кристаллохимическая формула: (K<sub>0,87</sub>Na<sub>0,05</sub>Ca<sub>0,01</sub>)(Mg<sub>0,29</sub>Fe<sub>0,12</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0,02</sub>Fe<sub>0,47</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,03</sub>Al<sub>1,08</sub>)(Si<sub>3,36</sub>Al<sub>0,64</sub>)O<sub>10,87</sub>(OH)<sub>1,13</sub>. Уд. в. 2,95, d<sub>001</sub> = 9,96 Å. Плеохроизм по Ng = Nm — желтовато-зеленый, по Np — палево-желтый. Двусосный (—). n<sub>g</sub> = 1,626, n<sub>m</sub> = 1,624, n<sub>p</sub> = 1,583, 2V = 34°. Встречен в кристаллических сланцах в обл. Иимори на п-ове Кии (Япония) в ассоциации с эгирином-жадеитом, альбитом, микроклином, кварцем.

## Межплоскостные расстояния фенгита с Дальнего Востока [78]

l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)
> 100	10,0	6	2,499	1p	1,602	2p	1,202
2	5,5	1	2,459	1	1,556	1p	1,181
7	4,95	3ш	2,389	3	1,519	2p	1,161
3	4,49	1	2,356	4	1,503	1p	1,128
1	3,87	1	2,254	3	(1,483)	4p	1,114
2	3,75	5	(2,200)	3	1,454	2p	1,102
6	(3,67)	4	2,137	4	1,426	1	(1,090)
1	3,50	1p	2,048	1	1,404	2p	1,081
2	3,42	9	1,994	1	(1,375)	1	1,074

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
10	3,33	2	1,963	8ш	1,346	1	1,063
1	3,24	2	1,931	3	1,340	1р	1,056
1	3,16	1р	1,879	1р	1,323	3р	1,047
2	2,995	4	(1,815)	1ш	1,298	2ш	1,023
4ш	2,854	2р	1,725	1ш	1,268	3ш	1,008
1	(2,756)	1	(1,675)	6	1,246	2ш	0,995
6ш	2,579	7ш	1,651	2р	1,221	3ш	0,987

**Межплоскостные расстояния алургита из Италии [55]  
Камера Гинье—Де-Вольфа**

Политип 2M <sub>1</sub>			Политип 3T		
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	Сред.	10,04	003	Сильн.	9,95
004	Слаб.	4,99	006	Слаб.	4,98
110	Сильн.	4,52	100	Слаб.	4,53
021	Слаб.	4,43	101	Сильн.	4,48
111	Слаб.	4,33		Оч. слаб.	4,34
022	Слаб.	4,14		Слаб.	4,13
112	Оч. слаб.	3,99	104	Сильн.	3,87
$\bar{1}13$	Сред.	3,89	105	Сильн.	3,60
023	Сред.	3,76		Сильн.	3,35
$\bar{1}14$	Сред.	3,506	009	Слаб.	3,313
024	Сред.	3,357	107	Сильн.	3,098
006	Сред.	3,315	108	Сильн.	2,877
114	Сред.	3,210		Оч. слаб.	2,668
025	Сред.	2,992	111	Оч. сильн.	2,606
115	Сред.	2,864	112	Оч. сильн.	2,574
$\bar{1}16$	Слаб.	2,787	0.0.12	Оч. слаб.	2,488
$\bar{1}31$	Сильн.	2,607	114	Оч. слаб.	2,467
202	Сильн.	2,575	115	Сильн.	2,394
$\bar{1}33$	Сред.	2,472	117	Оч. слаб.	2,237
202	Слаб.	2,457	203	Слаб.	2,208
204	Сильн.	2,405		Оч. слаб.	2,163
133	Сильн.	2,387	118	Сред.	2,141
221	Слаб.	2,218	206	Оч. слаб.	2,059
223	Сред.	2,192	0.0.15	Оч. слаб.	1,992
043; 135	Сред.	2,145		Слаб.	1,663
044	Слаб.	2,062	215	Оч. слаб.	1,646
$\bar{1}3\bar{7}$	Слаб.	1,973	216	Слаб.	1,613
24 $\bar{1}$	Слаб.	1,709	218	Слаб.	1,554
313	Слаб.	1,604	300	Сильн.	1,495
060; 33 $\bar{1}$	Сильн.	1,506			

**Межплоскостные расстояния марнпозита из Ирландии [78] \***

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
65	9,97	10	3,49	20	2,99	8	2,56
30	4,98	15	3,36	18	2,86	9	2,49
5	4,48	100	3,32	18	2,79	50	1,99
5	3,68	18	3,20				

\* См. также межплоскостные расстояния марнпозита из Мотер-Лууд (политип 1M) и из Карсон Хилл (политип 2M<sub>1</sub>), шт. Калифорния (США) [39].

*Л и т е р а т у р а*

1. Foster M. D. // US Geol. Surv. Bull. 1956. N 1036-D. P. 67.
2. Velde B. // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263, N 10. P. 263.
3. Bailey S. W., Brindley G. W., Kodama H., Martin R. T. // Clays and Clay. Miner. 1979. Vol. 27, N 3. P. 238.
4. Güven N., Burnham C. W. // Ztschr. Kristallogr. 1971. Bd. 134, N. 3/4. S. 196.
5. Ципурский С. И., Дриц В. А. // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1977. Т. 41, № 11. С. 2263.
6. Liborio G., Mottana A. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1975. H. 12. S. 546.
7. Врублевская Э. В., Гетманская Т. И., Звягин Б. Б. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 8. С. 147.
8. Frey M., Hunziker J. C., Jäger E., Stern W. B. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 83, N 9. P. 185.
9. Stöckhert B. // Ibid. 1985. Vol. 89, N 1. P. 52.
10. Di Piero M., Lorenzoni S., Zanettin-Lorenzoni E. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1973. Bd. 119, H. 1. S. 57.
11. Guidotti C. V., Sassi F. P. // Ibid. 1976. Bd. 127, H. 2. S. 97.

12. *Sassi F. P., Scolari A.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 45, N 2. P. 143.
13. *Lindqvist J. E.* // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1983. Bd. 105, N 1. S. 71.
14. *Cipriani C., Sassi F. P., Viterbo-Bassani C.* // R. Soc. ital. miner. e petrol. 1968. Vol. 24, N 2. P. 153.
15. *Rule Audrey C., Bailey S. W.* // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 5. P. 403.
16. *Zhoukhlisov A. P., Zuyagin B. B., Soboleva S. V., Fedotov A. F.* // Ibid. 1973. Vol. 21, N 6. P. 465.
17. *Velde B.* // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 343.
18. *Стубичан В. Р., Рой Р.* // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 364.
19. *Козырева И. В., Коренбаум Г. А., Нарнов Г. А.* // Зап. ВМО. 1984. Т. 113, вып. 1. С. 113.
20. *Козырева И. В., Бабаева Ю. С.* // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 140.
21. *Кориковский С. П.* // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973. Вып. 3. С. 71.
22. *Kanehira K., Vanno S.* // J. Geol. Soc. Jap. 1960. Vol. 66, N 781. P. 654.
23. *Шуелов Б. Б.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1977. Вып. 30. С. 123.
24. *Beran A.* // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1969. Bd. 13, N. 2. S. 115.
25. *Ernst W. G.* // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 11/12. P. 1357.
26. *Богатырева П. П.* // Сб. Музея земледения МГУ. Жизнь Земли. 1976. Вып. 12. С. 41.
27. *Еникеев М. Р.* // Тр. Среднеаз. ун-та. Геол. науки. 1956. Вып. 82, кн. 7. С. 39.
28. *Franz G., Thomes S., Smi'h D. C.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 92, N 1. P. 71.
29. *Lardeaux J.-M., Gosso G., Kienast J. R., Lonburdo B.* // Bull. miner. 1983. Vol. 106, N 6. P. 673.
30. *Schwander H., Hunziker J., Stern W.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 48, N. 2. S. 357.
31. *Курек Н. Н., Курек А. И.* // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат. 1954. С. 101.
32. *Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н.* // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР 1974. Вып. 236. С. 113.
33. *Бук Г. Г.* // Процессы глубинных петрогенеза и минерогенеза в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С. 133.
34. *Маракушев А. А.* // Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. С. 120.
35. *Болтыров В. Б., Огородников В. Н.* // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1974. Вып. 108. С. 59.
36. *Lindqvist J. E., Torbjörn W.* // XXVII Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М.: Наука, 1984. С. 98.
37. *Lindqvist J. E., Widmarks T.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1986. Bd. 155, N. 3. S. 305.
38. *Guido'ti C. V.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 42, N 1. P. 33.
39. *Heinrich E. W. M., Levinson A. A.* // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 11/12. P. 988.
40. *Kalsbuk F.* // Norsk geol. tidsskr. 1971. Bd. 51, N. 4. S. 407.
41. *Апслъцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* // Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. С. 71.
42. *Звягин Б. Б., Доломанова Е. И., Соболева С. В., Молева В. А.,* // ДАН СССР. 1965. Т. 165, № 2. С. 410.
43. *Чухров Ф. В.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 50. С. 148.
44. *Риб М. Г.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 3. С. 59.
45. *Лосинов В. П., Пирожок П. И., Русинов В. Л.* // Геохимия, минералогия, София, 1976. Т. 5. С. 93.
46. *Лазаренко Е. К.* // Мин. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4. С. 111.
47. *Le Bel L.* // Bull. miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 35.
48. *Вл. эв К. А., Кутукова Е. И.* // Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 86.
49. *Коваль П. В., Кашаев А. А., Юрченко С. А.* // Ежегодник—1969. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1970. С. 246.
50. *Ланидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В.* // Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 31.
51. *Forbes W. C.* // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 298. P. 712.
52. *Manrell P., Volfinger M.* // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 2. P. 163.
53. *Schaller W. T.* // US Geol. Surv. Bull. 1916. N 610. P. 139.
54. *Penfield S. L.* // Amer. J. Sci. 1893. Vol. 46. P. 288.
55. *Abbona F., Aquilano D.* // Period. miner. 1970. Vol. 39, N 3. P. 598.
56. *Heinrich E. W., Levinson A. A.* // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 11/12. P. 983.
57. *Henricks S. B., Jefferson M. E.* // Ibid. 1939. Vol. 24, N 11. P. 729.
58. *Webb R. W.* // Ibid. N 2. P. 123.
59. *Ödman O. H.* // Sver. geol. unders. Ser. C. 1950. Bd. 44, N 2. S. 28; Miner. Mag. 1952. Vol. 29, N 217. P. 473.
60. *Kilpady S., Dave A. S.* // Proc. Ind. Acad. Sci. 1954. Vol. 39, N 1. P. 53.
61. *Bilgrami S. A.* // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 234. P. 236.
62. *Meixner H.* // Ann. Naturhist. Mus. Wien. 1939. Bd. 50. S. 694.
63. *Smith J. V., Albee A. L.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 3. P. 89.

64. *Fermor L. L.* // Mem. Geol. Surv. Ind. 1909. Vol. 37, pt 1. P. 197.  
 65. *Roy S., Mitra F. N.* // Proc. Nat. Inst. Sci. Ind. A. 1964. Vol. 30, N 3. P. 415.  
 66. *De Wijkerslooth P.* Maden tetkik ve aramac enstitüsü Ankara, 1943. С. 8. S. 256; Miner. Mag. 1949. Vol. 28, N 207. P. 726.  
 67. *Martin-Ramos J. D., Rodriguez-Gallego M.* // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 339. P. 270.  
 68. *Chatterjee N. D.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1968. H. 3/4. S. 103.  
 69. *Whitmore D. R. E., Berry L. G., Hawley J. E.* // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 1/2. P. 4.  
 70. *Алексеев Л. А., Алексеева Г. В., Евдокимова З. В.* // Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978. С. 142.  
 71. *Hillebrand W. F.* // US Geol. Surv. Bull. 1900. N 167. P. 74.  
 72. *Коган Л. Б., Висньевский Я. С.* // Тр. Ташк. политехн. ин-та. Геология и горн. дело. 1969. Вып. 59. С. 32.  
 73. *Moor E. S.* // Annu. Rep. Ont. Dep. Mines. 1935. Vol. 45, pt 6. P. 16.  
 74. *Knopf A.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1929. N 157. P. 38.  
 75. *Martin-Ramos J. D., Rodriguez-Gallego M., Burgos J.* // Soc. esp. miner. 1979. Vol. 1. P. 93.  
 76. *Max M. D., Treloar P. J., Winchester J. A., Oppenheim M. J.* // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 344. P. 359.  
 77. *Чухров Ф. В.* // Зап. ВМО. 1945. Т. 74, вып. 1. С. 66.  
 78. *Соклова Е. И.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96. С. 227.

Л и т и й - ж е л е з и с т ы й ф е н г и т — дитриоктаэдрическая слюда состава  $(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,20}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{3,18}\text{Al}_{0,82})(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$ . Своеобразие ее заключается не только в избытке октаэдрических катионов ( $\Sigma M_{\text{окт}} - 2,32$ ), но и в повышенном для фенгитов содержании Al в тетраэдрах. Относится к политипу 1M.  $a_0 = 5,282$ ,  $b_0 = 9,141$ ,  $c_0 = 10,11$ ,  $\beta = 101^\circ 11'$ . Методом высоковольтной электронографии установлены понижение симметрии от идеальной C2/m до C2 и упорядоченное распределение катионов в октаэдрах и тетраэдрах. Углы дитригонального разворота  $5^\circ 20'$  T(1) и  $5^\circ 45'$  T(2). Средние межатомные расстояния (А): M(1)—O=2,127, M(2)—O=2,048, M(3)—O=1,962, T(1)—O=1,676, T(2)—O=1,615. Встречен в танталовых метасоматитах повышенной щелочности (СССР); образовался в результате преобразования литий-содержащего биотита через стадию протолитионита 1M (*Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Шурига Т. Н.* // Кристаллография. 1983. Т. 28, вып. 5. С. 847).

### Лейкофиллит *Leucophyllite*



Название от греч. *λευκος* (лейкос) — белый и *φυλλον* (филлон) — лист [1].

Синон. Магнезиальный мусковит — *magnesian muscovite* (Дана, 1911); алюмоселадонит — *alumoceladonite* [2].

**Характ. выдел.** Тонкочешуйчатые серицитоподобные или тонкодисперсные агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с. (политип 1M). Параметры элементарной ячейки образцов из Индера (КазССР) [3, 4] и Барчи (Польша) [5] соответственно:  $a_0 = 5,18$  и  $5,208$ ,  $b_0 = 8,98$  и  $9,006$ .  $c_0 = 10,15$  и  $10,071$  А,  $\beta = 100^\circ 36'$  и  $100^\circ 58'$ . По Зейферту [5], величина параметра  $c_0$  зависит от замещения  $\text{Mg} + \text{Si} \rightleftharpoons 2 \text{Al}$ , параметра  $b_0$  — от замещения  $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ .

Кристаллическая структура мусковитового типа, но для лейкофиллита характерно малое количество (до отсутствия) тетраэдрического Al и высокое содержание октаэдрического Al. Его следует рассматривать как конечный член серии мусковит—фенгит—лейкофиллит и селадонит—лейкофиллит [3, 4].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная. Уд. в. 2,723 [1]. В ИК-спектре имеются характерные полосы поглощения: 3615, 1030—1040, 750—840  $\text{см}^{-1}$ . Типичные для мусковита полосы поглощения 835 и 760  $\text{см}^{-1}$  у лейкофиллита отсутствуют [3, 4].

**Микр.** Плеохроизм у чешуйчатых агрегатов: по Ng — желто-зеленый [2], темно-зеленый [3], по Np — желтоватый до бесцветного [2], светло-зеленый [3]. Двусный (—).  $n_g = 1,581$  [2] и  $1,586$  [3],  $n_p = 1,579$  [2] и  $1,552$  [3]. 2V до  $5^\circ$  [2].

**Хим.** Теор. состав:  $\text{K}_2\text{O} = 11,36$ ;  $\text{MgO} = 9,73$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,30$ ;  $\text{SiO}_2 = 57,92$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 8,69$ . Возможны изоморфные замещения:  $2 \text{Al} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Si}$ .  $(\text{MgFe}^{2+})\text{Al} \rightleftharpoons (\text{MgFe}^{2+})\text{Fe}^{3+}$  [5]. Химические анализы природных образцов недостаточно точны; отмечаются дефицит калия и относительно повышенное содержание трехвалентных катионов.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	Сл.	—	0,09	0,04	0,07
K <sub>2</sub> O	9,17	9,38	5,69	7,26	7,44
MgO	5,21	6,56	9,27	5,59	5,73
CaO	0,68	0,47	0,40	0,69	0,63
MnO	0,03	—	—	—	0,01
FeO	2,79	3,54	0,50	0,28	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,82	10,90	18,81	17,99	17,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	6,95	1,49	2,89	4,85
SiO <sub>2</sub>	56,02	55,30	52,24	53,72	55,97
TiO <sub>2</sub>	0,43	—	0,82	0,60	0,67
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,03	6,51	6,34	5,42	3,96
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,51	—	2,79	5,00	2,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	—	0,03	0,03	0,01
CO <sub>2</sub>	—	—	0,41	—	0,15
C	—	—	0,62	—	0,04
Cl	—	—	—	—	0,20
Сумма	99,95	99,61	99,50	99,51	99,93
Примесь					
Кварц	—	—	4,30	0,36	0,48
SiO <sub>2</sub> (аморфный)	—	—	0,70	0,87	0,41
a <sub>0</sub> (Å)	5,208	—	—	—	5,18
b <sub>0</sub>	9,006	—	—	—	8,98
c <sub>0</sub>	10,071	—	—	—	10,15
β	100°58'	—	—	—	100°36'

Пересчет анализов на 12 (O, OH, Cl)

	1	2	3	4	5
Si	3,76	3,71	3,48	3,67	3,81
Al <sup>IV</sup>	0,24	0,29	0,52	0,33	0,19
Al <sup>VI</sup>	1,17	0,57	0,96	1,12	1,18
Ti	0,02	—	0,04	0,03	0,03
Fe <sup>3</sup>	0,06	0,35	0,07	0,15	0,25
Fe <sup>2+</sup>	0,16	0,20	0,30	0,02	0,01
Mg	0,52	0,66	0,92	0,57	0,58
Ca	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05
K	0,78	0,80	0,48	0,63	0,65
Na	—	—	0,01	0,01	0,01
OH	2,25	2,92	2,82	2,47	1,80
Cl	—	—	—	—	0,02
O	9,75	9,08	9,18	9,53	10,18

1 — из т. флитов Барчи (Польша), анал. Шнайдер [2]; 2 — из лав Везувия (Италия), анал. не указан [6]; 3 — из фракции < 0,001 пепловых туфов кургантауской свиты соленосной толщи купола Индер (КазССР), анал. Степанова, Рычкова [3, 4]; 4, 5 — из фракции < 0,001 элювия кургантауской свиты (гипсовой шляпы) того же купола, анал. Степанова, Рычкова [3, 4].

**Повед. при нагр.** На кривых ДТА лейкофиллита из пепловых туфов соленосной толщи купола Индер (КазССР) [3, 4] имеются низкотемпературные эндотермические эффекты — при 140° (выделение адсорбированной воды), при 230° (выделение межслоевых молекул воды) — общая потеря веса 5,8% и высокотемпературные — при 680° (выделение OH-групп; потеря веса 3,9%) и при 850° (разрушение структуры до полной аморфизации). Потеря веса в интервале 500—700° практически совпадает с содержанием гидроксильных групп в минерале.

**Находж.** Редок. Впервые был обнаружен в Австрии (в Анна-Капель близ Висмата и в Офенбахе близ Фрохсдорфа) в виде серицитоподобных агрегатов. Химический состав которых отличается от мусковита аномально высоким коли-

чеством  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  [1, 7]. Второй находкой лейкофиллита следует считать «седадонит» из лав Везувия (Италия) [6]. Более детально изучен лейкофиллит из слабо метаморфизованных кислых туффов Барчи (Свентокшиские горы, Польша) [2, 5] (хим. анализ 1). Лейкофиллит является доминирующим минералом во фракции  $<0,001$  пепловых туфов кургантауской свиты соленосной толщи купола Индер (КазССР) (хим. анализы 3—5) [3, 4].

**Отл.** От мусковита отличается отсутствием на ИК-спектре полос поглощения при 835 и 760  $\text{см}^{-1}$ ; от А1-иллита — меньшей интенсивностью отражений 11 $\bar{2}$ . 003 и 112 на дифрактограммах [4].

Смешанослойный 2:1 лейкофиллит-монтмориллонит упорядоченным чередованием пакетов установлен в гипсовой шляпе купола Индер (КазССР) и в других местах [4]. Ранее был отнесен к метабентонитам (К-бентонитам). Характеризуется трехмерной упорядоченностью и относится к политу типу 1M с параметрами ячейки:  $a_0=5,17-5,19$ ,  $b_0=8,94-8,98$ ,  $c_0=10,01$  Å,  $\beta=100^\circ 36'$ . Порядок чередования слоев — ААВ, где А — слои слюдяного типа, В — монтмориллонитового типа. Хим. анализы см. в [4].

#### Межплоскостные расстояния лейкофиллита из Барчи [5]

Дифрактометр								
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
001	85	9,91	13 $\bar{1}$	74	2,564	005	19	1,976
002	28	4,95	004	6	2,471	133	7	1,945
020	100	4,50	131	10	2,447	224	5	1,806
111	43	4,33	132	40	2,389	115	7	1,704
021	18	4,10	201	24	2,37	151	2	1,691
111	2	3,819	040	17	2,250	310	1	1,671
112	63	3,619	220	11	2,225	044	2	1,666
022	53	3,333	041	16	2,194	006; 13 $\bar{5}$	19	1,650
003	53	3,292	024	4	2,168	243	5	1,588
112	67	3,061	133	16	2,137	242	1	1,542
113	17	2,887	202	2	2,11	060	35	1,502
023	31	2,657	221	4	2,094	061	4	1,484

#### Л и т е р а т у р а

1. Starkl G. // Jb. Königl. K. Geol. Reichsanst. Wien. 1883. Bd. 33, H. 4. S. 635.
2. Kardymowicz J. // Kwart. geol. 1960. Vol. 4, N 3. S. 609.
3. Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л., Степанова К. А. // Литология и потез. ископаемые. 1976. № 6. С. 80.
4. Соколова Т. Н. // Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. С. 120.
5. Seifert F. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 19, N 1. P. 93.
6. Maegdefrau E., Hofman J. // Ztschr. Kristallogr. 1938. Bd. 98. H. 1. S. 31.
7. Shaller W. T. // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 406.

Хром-магнезиальная слюда — chromium-magnesium mica —  $(\text{K}_{0,86} > \text{Na}_{0,01} \text{Ca}_{0,01})_{0,88} (\text{Mg}_{0,95} \text{Li}_{0,10} \text{Cr}_{1,01} \text{V}_{0,03} \text{Fe}_{0,06} \text{Al}_{0,02})_{2,19} [\text{Si}_{3,68} \text{Al}_{0,32} \text{O}_{10}] (\text{OH}_{1,75} \text{F}_{0,25})$ . Мунокл. с. Параметры элементарной ячейки:  $a_0=5,27$ ,  $b_0=9,08$ ,  $c_0=10,12$  Å,  $\beta=100^\circ 22'$ . Встречается в виде тонкозернистых агрегатов. Цв. от серо-зеленого до изумрудно-зеленого. Уд. в. 2,915 (вычисл. 2,935). Плеохроизм: по *Np* — от бесцветного до зеленоватого, по *Nm* и *Ng* — зеленый. Двуосный (—).  $n_g=1,653$ ,  $n_m=1,647$ ,  $n_p=1,604$ ,  $2V=10-12$ . Анализ:  $\text{Na}_2\text{O}—0,08$ ;  $\text{K}_2\text{O}—9,47$ ;  $\text{Li}_2\text{O}—0,35$ ;  $\text{MgO}—8,86$ ;  $\text{CaO}—0,13$ ;  $\text{MnO}—0,03$ ;  $\text{FeO}—$  нет;  $\text{Al}_2\text{O}_3—4,00$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3—1,20$ ;  $\text{Cr}_2\text{O}_3—17,93$ ;  $\text{V}_2\text{O}_5—0,87$ ;  $\text{SiO}_2—51,70$ ;  $\text{TiO}_2—0,12$ ;  $\text{H}_2\text{O}^—0,5$ ; п. п.— 3,77; F—1,13; сумма—100,14;  $-\text{O}=\text{F}_2—0,46$ ; сумма—99,68. Обнаружена в доломитах и аргиллитах Карелии, подвергшихся метасоматическим изменениям.

Наиболее интенсивные межплоскостные расстояния: 9,92 (74), 4,96 (44), 3,32 (100), 3,09 (26), 2,90 (25), 1,99 (35) (Румянцева Е. В., Мищенко К. С., Калиничева Л. И. // Зап. ВМО. 1984. Т. 113, вып. 1. С. 68).

#### Фуксит Fuchsite



Назван в честь баварского минералога-химика И. Н. Фукса (Шафхеутл. 1842).

Синон. Вердит — verdite (Хей, 1955) — подольный камень с фукситом; гебгардит — gebhardtite (Хей, 1955); хроммусковит — chrommuscovite [1]; хромовая слюда — chrom mica, Chromglimmer (Дана, 1892).

Некоторые исследователи считают фукситом всякую ярко-зеленую хромсодержащую слюду [2], другие относят к фукситу только мусковитовую слюду с содержанием более 1%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , а зеленые слюды с меньшим содержанием хрома называют хромовым мусковитом [3—5]. Уитмор и др. [1] показали, что среди слюд, содержащих Cr, различаются богатые глиноземом слюды — хромовые мусковиты, к которым собственно относится фуксит, и бедные глиноземом — хромовые фенгиты или марипозиты.

**Характ. выдел.** Листочки, чешуйчатые агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^2$ — $C2/c$ , возможно  $C_s^1$ — $Cc$  [6]. Обычен политип  $2M_1$ .  $a_0 = 5,19$ ,  $b_0 = 8,99$ ,  $c_0 = 19,98 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 95^\circ 52'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,577 : 1 : 2,222$  — образец из Циллберталя (Австрия);  $a_0 = 5,20$ ,  $b_0 = 8,97$ ,  $c_0 = 19,98 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 95^\circ 30'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,579 : 1 : 2,227$  — образец из Керр-Аддисон, пров. Онтарио (Канада) [1];  $a_0 = 5,19$ ,  $b_0 = 9,02$ ,  $c_0 = 20,00 \text{ \AA}$ ,  $\beta$  — не указан,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,575 : 1 : 2,217$  — образец из Приазовья (СССР) [7]. Зависимость параметров элементарной ячейки от состава не изучена [1, 8].

Кристаллическая структура мусковитового типа. Спектры оптического поглощения показывают, что катионы  $\text{Cr}^{3+}$  занимают в структуре только октаэдрические позиции [9].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Чешуйки гибкие и упругие. Тв. 2—3. Уд. в. 2,84—2,95 (вычисл. 2,85) [6]; повышается с увеличением содержания Fe и Cr. Цв. изумрудно-зеленый, в порошке бледно-зеленый. Черта белая. Бл. стеклянный, иногда перламутровый, мерцающий [10]. Тонкие листочки прозрачны; сплошные массы просвечивают на краях. Диэлектрическая проницаемость 5,0 [11]. В ультрафиолетовых лучах наблюдается белая и голубая люминесценция [12], в свете ртутной лампы — желтое свечение [13]; некоторые образцы не люминесцируют [14]. Зеленый цвет фуксита обусловлен замещением катиона  $\text{Al}^{3+}$  на более крупный  $\text{Cr}^{3+}$  [9, 15, 16]. На спектре поглощения это замещение фиксируется (в связи с увеличением межатомных расстояний) уширением полос и смещением их в более длинноволновую часть спектра [16].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветен, реже зеленоватый или сине-зеленый. Зеленые разности плеохроируют, особенно в толстых пластинках: по  $Ng$  — изумрудно-зеленый, голубой, по  $Nm$  — желтовато-зеленый, зеленый, по  $Np$  — бесцветный, голубоватый [2, 17],  $Ng > Nm > Np$ . Пл. опт. осей  $\perp$  (010);  $Np$  почти перпендикулярна (001),  $cNp = 0-6^\circ$  [18]. Удлинение (+). Двуосный (—).  $n_g = 1,586-1,612$ ,  $n_m = 1,582-1,604$ ,  $n_p = 1,550-1,574$ ,  $n_g - n_p = 0,035-0,042$ .  $2V = 30-45^\circ$ , редко до  $50^\circ$ . Для некоторых образцов указывается очень малый угол оптических осей, иногда до нуля [2]. Дисперсия сильная,  $r > v$ .

Отмечается увеличение светопреломления и двупреломления с ростом содержания Cr и Fe [1, 19]. При нагревании до температуры выше  $600^\circ$  светопреломление и угол оптических осей уменьшаются [18].

**Хим.** Типичные фукситы имеют мусковитовый состав с отношением  $\text{Si}/\text{Al} \sim 1,0-1,2$ . Однако многие из них включают фенгитовую составляющую и характеризуются отношением  $\text{Si}/\text{Al}$  от 1,3 до 1,6. Наиболее высокое содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $\sim 8\%$ ) установлено в фуксите из виргинита на п-ове Ньюфаундленд (Канада); в этом фуксите отмечено, кроме того, необычно большое количество  $\text{NiO}$  (до 1%), источником которого (как и Cr) считаются вмещающие ультраосновные породы (хим. анализы 20, 21) [20].

Фуксит из Изумрудных Копей Урала [21] по повышенному содержанию  $\text{MgO}$  и пониженному  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (хим. анализ 2) близок к марипозиту. Спектральным анализом в двух образцах фуксита из Изумрудных Копей определены (%) [21]:  $\text{Be} = 0,006$  и  $0,0005$ ;  $\text{Ti} = 0,005$  и не обн.;  $\text{Sn} = 0,01$  и  $0,001$ ;  $\text{Ga} = 0,005$  и  $0,001$ ;  $\text{Bi} = 0,005$  и  $0,0025$ ;  $\text{Mo}$  — не обн. и  $0,05$ ;  $\text{V} = 0,05$  и  $0,025$ ;  $\text{Li} = 0,4$  и  $0,25$ ;  $\text{Cu} =$  не обн. и  $0,02$ ;  $\text{Zn} =$  не обн. и  $0,025$ ;  $\text{Ni} = 0,1$  и  $0,05$ ;  $\text{Sr} = 0,0025$  и  $0,005$ ;  $\text{Ba} =$  не обн. и  $0,0025$ . В фукситах из месторождения изумрудов Рила-Планина (Болгария) установлены (%) [22]:  $\text{Ti} = n \cdot 10^{-1}$ ;  $\text{Be}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ba} = n \cdot 10^{-2}$ ;  $\text{Sn}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni} = n \cdot 10^{-3}$ . Фуксит из Паламан, Индия (с  $0,60\%$   $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), содержит  $0,80\%$   $\text{V}_2\text{O}_5$  [23]. В фукситах из других месторождений также постоянно отмечаются примеси  $\text{V}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ni}$  и других элементов [24—28].

Анализы:								
	1	2	3	4	5	6	7	8
Na <sub>2</sub> O	0,67	1,46	0,40	1,05	0,08	He обн.	0,33	0,13
K <sub>2</sub> O	8,60	9,96	9,20	9,05	9,62	9,84	8,89	11,60
MgO	1,09	6,06	3,47	0,89	1,80	2,06	2,62	3,97
CaO	0,34	0,31	0,84	0,61	0,23	0,06	0,16	0,14
MnO	—	0,43	—	0,03	—	He обн.	—	0,02
FeO	0,87	2,73	He обн.	1,43	1,40	0,35	1,35	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,84	27,37	29,04	33,9	30,80	31,75	34,51	27,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,01	1,68	—	1,70	1,66	0,80	0,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,60	0,93	1,06	1,08	1,12	1,14	1,22
SiO <sub>2</sub>	44,40	46,94	47,70	46,4	48,09	48,10	42,82	47,06
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,11	0,43	0,91	0,60	0,65	0,02	0,23
H <sub>2</sub> O <sup>1</sup>	4,75	2,50	5,35	—	4,90	—	7,31	3,93
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,75	0,25	4,48	0,06	4,56	0,08	0,86
F	—	0,63	1,00	—	—	—	0,08	1,35
Сумма	99,08	100,22 *	100,29	99,22 <sup>2*</sup>	100,38 <sup>3*</sup>	100,15	(100,11)	100,11 <sup>4*</sup>
—O=F <sub>2</sub>	—	<u>0,26</u>	<u>0,42</u>	—	—	—	<u>0,03</u>	<u>0,56</u>
Сумма	—	99,96	99,87	—	—	—	100,08	99,55
Уд. в.	2,849	2,7298	2,880	—	—	—	2,852	—
n <sub>γ</sub>	1,598	1,586	1,598	1,603	1,594	1,604	1,596	1,600
n <sub>m</sub>	1,593	1,582	1,594	1,600	—	1,598	1,584	1,597
n <sub>p</sub>	1,557	1,550	1,560	—	1,560	1,565	1,554	—
n <sub>g</sub> —n <sub>p</sub>	0,041	0,036	0,038	0,035	—	0,039	0,039	—
(—) 2V, °	42	—	40	30	30	45	42	32

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,25. Rb<sub>2</sub>O—0,11. BeO—0,0091. <sup>2\*</sup> В том числе ZnO—0,01. <sup>3\*</sup> В том числе NiO—0,02. <sup>4\*</sup> В том числе V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,26.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	2,96	3,26	3,14	3,09	3,18	3,18	2,78	3,21
Al <sup>IV</sup>	1,04	0,74	0,86	0,91	0,82	0,82	1,22	0,79
Al <sup>VI</sup>	1,85	1,50	1,39	1,75	1,58	1,66	1,42	1,45
Ti	0,01	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	—	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,05	—	0,08	—	0,08	0,08	0,04	0,03
Cr	0,01	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
V	—	—	—	—	—	—	—	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,16	—	0,08	0,08	0,02	0,07	0,05
Mn	—	0,03	—	—	—	—	—	—
Mg	0,11	0,63	0,34	0,09	0,18	0,20	0,25	0,40
Ca	0,02	0,03	0,06	0,04	0,02	—	0,01	0,01
Li	—	0,07	—	—	—	—	—	—
Na	0,09	0,20	0,05	0,14	0,01	—	0,04	0,02
K	0,73	0,88	0,77	0,77	0,81	0,83	0,74	1,01
OH	2,11	1,16	2,35	1,99	2,16	2,01	3,17	1,79
F	—	0,14	0,21	—	—	—	0,02	0,29
O	9,89	10,70	9,44	10,01	9,84	9,99	8,81	9,92
Si, Al	1,02	1,45	1,39	1,17	1,32	1,28	1,05	1,43

1—из прожилков средн выделении рубинового корунда, Чайнытское месторождение (Якутия), анал. Сивкова [2]; 2—из зоны контакта ультрабазитов с пегматитами, Изумрудные Копы (Урал), анал. Казакова [21]; 3—из кварц-карбонатной породы Зальцбурга (Австрия), анал. Сверхинская [2]; 4—из метакварцитов Мозамбикского пояса, южнее Мачакоса (Кения), микрозондовый анализ, H<sub>2</sub>O определялась отдельно [29]; 5—из талькооых сланцев по р. Саксагай (восточная часть Украинского щита), анал. Стукалова [30]; 6—из жилков в тальковом горизонте докембрийских пород Кривого Рога (УССР), анал. Ермолаева и Гурвич [19]; 7—из листовита Березовского месторождения (Урал), анал. Сверхинская [2], в оригинале сумма 100,26; 8—из эклогитов близ гранитондов, хр. Марун-Кеу, Слюдяная горка (Полярный Урал), анал. Митюшина [31].



	9	10	11	12	13	14	15	16
Na <sub>2</sub> O	0,96	1,44	1,44	0,31	0,95	0,12	0,78	1,03
K <sub>2</sub> O	10,79	8,14	8,29	10,56	10,6	10,42	10,53	9,07
MgO	0,82	2,27	1,82	1,30	—	0,57	1,93	0,31
CaO	0,04	—	—	0,25	0,3	0,20	—	0,15
MnO	0,00	0,02	0,02	—	—	—	0,01	—
FeO	—	0,36	1,02	0,57	0,14	1,87	0,85	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,78	29,50	29,70	30,20	33,40	31,32	29,69	31,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	1,93	1,63	2,80	0,25	—	0,23	2,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,32	2,84	2,97	3,30	4,0	4,59	4,60	4,81
SiO <sub>2</sub>	46,75	47,29	47,32	45,28	43,4	46,31	46,35	45,97
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,10	0,10	1,05	0,8	—	0,28	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	5,45	5,01	4,10	5,7	4,59	4,69	3,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,40	—	0,14	0,12	0,51
F	—	0,07	Не обн.	—	0,13	—	0,04	—
Сумма	96,51 *	99,41	99,32	100,12	99,67	(100,13)	100,31 **	100,09
—O=F <sub>2</sub>	—	0,03	—	—	0,05	—	0,01	—
Сумма	—	99,38	—	—	99,62	—	100,30	—
V <sub>d. в.</sub>	—	—	—	2,83	2,87	—	2,88	2,88
n <sub>g</sub>	—	1,609—1,612	—	1,600	1,610	—	1,6115	1,603
n <sub>m</sub>	—	—	—	1,597	1,606	1,613	1,6040	1,602
n <sub>p</sub>	—	1,575—1,579	—	1,565	1,568	—	1,5695	—
n <sub>g</sub> —n <sub>p</sub>	—	0,033—0,034	—	0,035	0,042	—	0,042	0,038
(—) 2V, °	—	35	—	32	30—35	36	37	36
a <sub>0</sub>	—	—	—	5,200	5,204	—	—	5,20
b <sub>0</sub>	—	—	—	9,017	9,018	—	—	9,05
c <sub>0</sub>	—	—	—	20,032	20,063	—	—	20,01
β	—	—	—	95°48′	95°47′	—	—	95°00′

\* H<sub>2</sub>O—3,49 (по разности к сумме 100,00). \*\* В том числе BaO—0,15, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—сл., P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,01. S—0,05

## Пересчет анализов на 12(O, OH, F)

	9	10	11	12	13	14	15	16
Si	3,13	3,14	3,16	3,09	2,90	3,12	3,12	3,13
Al <sup>IV</sup>	0,85	0,86	0,84	0,91	1,10	0,88	0,88	0,87
Al <sup>VI</sup>	1,83	1,44	1,50	1,52	1,53	1,61	1,48	1,68
Ti	0,01	—	—	0,05	0,04	—	0,01	0,13
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,10	0,08	0,14	0,01	—	0,01	0,13
Cr	0,12	0,15	0,16	0,18	0,21	0,24	0,24	0,26
Fe <sup>2+</sup>	—	0,02	0,06	0,03	0,01	0,11	0,05	0,03
Mg	0,08	0,22	0,18	0,13	—	0,06	0,19	0,03
Ca	—	—	—	0,02	0,02	0,01	—	0,01
Na	0,13	0,19	0,19	0,04	0,12	0,02	0,10	0,14
K	0,93	0,69	0,71	0,92	0,90	0,90	0,90	0,79
OH	1,57	2,41	2,23	1,86	2,54	2,06	2,11	1,58
F	—	0,02	—	—	0,03	—	0,01	—
O	10,43	9,57	9,77	10,14	9,43	9,94	9,88	10,42
Si/Al	1,17	1,36	1,35	1,27	1,10	1,25	1,27	1,23

9—продукт замещения хромового кванта метаморфических роговиков, о-в Южных (Новая Зеландия), микрондовый анализ [32]; 10, 11—из апоультрабазитовых лиственитов Пышминско-Малонистокского района (Средний Урал), анал. не указан [33]; 12—из кварцитов докембрия северо-восточной части Ахаггара (Алжир), анал. Барбье [17]; 13—из кварцитов докембрия горы Жакобина (шт. Баня, Бразилия), анал. не указан [6]; 14—из хромитов в докембрийских породах Кхаммам (шт. Андхра-Прадеш, Индия), анал. не указан [34], в оригинале сумма 99,93; 15—из корундсодержащих сланцев Дид-Хорс-Крика, район оз. Вакатипу (Новая Зеландия), анал. Силлн [35]; 16—из сланцев близ пегматитовой жилы, Пуэнт-дю-Буа (пров. Манитоба, Канада), анал. Уитмор [1].

	17	18	19	20	21
N <sub>2</sub> O	0,44	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K <sub>2</sub> O	10,83	11,64	11,11	11,27	10,59
MgO	1,72	2,14	1,76	2,44	1,84
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	»	»	»	»	»
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,54	0,56	0,39	0,69
NiO	Не обн.	0,60	0,25	1,11	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,33	26,73	27,79	24,47	26,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,39	6,21	6,44	7,72	7,90
SiO <sub>2</sub>	47,95	48,50	47,06	46,31	46,26
TiO <sub>2</sub>	0,21	Не обн.	0,27	0,29	Не обн.

Сумма	96,28	96,36	95,24	94,00	94,56
-------	-------	-------	-------	-------	-------

Пересчет анализов на 12 O

Si	3,19	3,27	3,20	3,24	3,19
Al <sup>IV</sup>	0,81	0,73	0,80	0,76	0,81
Al <sup>VI</sup>	1,57	1,39	1,43	1,25	1,34
Ti	0,01	—	0,01	0,01	—
Cr	0,23	0,33	0,35	0,42	0,43
Fe	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04
Ni	—	0,03	0,01	0,06	0,04
Mg	0,17	0,21	0,18	0,25	0,19
K	0,92	1,00	0,96	0,80	0,24
Si/Al	1,34	1,54	1,43	1,60	1,48

17—21 — из виргинита в Байе-Верте, [п-ов Ньюфаундленд (Канада), микрозондовые анализы [20].

Хим. анализы фуксита см. также у Дёльтера (1917) и Уитмора и др. [1].

**Диагн. исп.** П. п. тр. теряет цвет, приобретает перламутровый блеск [2], затем плавится в зеленоватую эмаль [10]. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени паяльной трубки зеленый (Cr).

**Повед. при нагр.** Кривые нагревания и дегидратации фуксита не отличаются от таковых мусковита [2]. Для кривых ДТА характерны эндотермические эффекты при 880° и 1100° [31, 33].

**Наход.** Относительно редок. Встречается в лиственитах и связанных с ними золоторудных и сульфидных жилах, в метаморфических породах — в слюдистых и тальковых кристаллических сланцах, в кварцитах, часто на контакте с пегматитами, а также в ультраосновных породах с хромитом и в эклогитах.

В лиственитах фуксит является одним из главных минералов. Особенно характерен для лиственитов, возникших по ультрабазитам. В лиственитах по габбро встречается реже. Как правило, фуксит в лиственитах тяготеет к золоторудным и сульфидным проявлениям. При этом отмечена его тесная ассоциация с кварцем, анкеритом, доломитом, сульфидами, самородными золотом и серебром, хромшпинелидами, хромитом, рутилом. В СССР фукситы, приуроченные к лиственитам, известны на Среднем Урале в Пышминско-Малостокском районе и в Березовском месторождении [2, 33, 36] (хим. анализы 7, 10, 11); в Армении — на месторождениях Зод и Каджаран [25, 37]; в Азербайджане — на месторождении Гейдар [38, 39]; Узбекистане — на рудопоявлениях в Зияятдинских горах [26]; Центральных Кызылкумах — на рудопоявлении Кокпатас [24].

В Спешко-Гемерских Рудных горах (Западные Карпаты) скопления фуксита связаны с лиственитами и с образовавшимися по ним в результате натолженной силификации фукситовыми кварцитами [28]. В Канаде фуксит приурочен к золоторудным кварц-анкеритовым жилам в измененных основных породах: месторождения Лардер-Лейк в Квебеке, Поркьюпайш в Онтарио, Пуэнт-дю-Буа в Манитобе (хим. анализ 16) [1, 40]. Тесная связь фукситсодержа-

щих лиственитов с гидротермальными рудоносными телами позволяет считать, что при образовании фуксита большую роль играли метасоматические и гидротермальные процессы с перераспределением вещества этих пород [1]. В зонах контакта ультрабазитов с пегматитовыми телами фуксит часто находится в ассоциации с изумрудом и другими хромсодержащими минералами. Типичными примерами являются Изумрудные Копи на Урале (хим. анализ 2) [21] и Рила-Планина в Болгарии [22].

С серпентинизированными ультраосновными породами, обогащенными хромитом, связано образование фуксита в районе Сысерти на Урале (содержит до 3,5%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) [41—43], в Алакурти на Кольском полуострове [44], в районе Кхаммам, шт. Андхра-Прадеш в Индии (хим. анализ 14) [34], в ряде мест провинции Онтарио в Канаде [1]. С эклогитами генетически связан фуксит на Полярном Урале [31, 45]; с метаморфизованными анортозитами — в Норвегии [5]. В филлит-диабазовой толще Рудняни (Восточно-Словацкая обл., ЧСФР) фуксит встречен в тесной ассоциации с кварцем и пиритом [27, 46].

Широко распространен в метаморфических породах: слюдистых и тальковых кристаллических сланцах, кварцитах, амфиболитах; встречается с биотитом, актинолитом, корундом (рубином), кианитом, рутилом, силлиманитом и другими минералами. Фуксит-кианит-ставролитовые сланцы развиты на южном берегу Верхне-Керетьского озера в Карелии [47], фуксит-силлиманитовые сланцы с турмалином — в верховьях р. Ляйляк на северном склоне Туркестанского хр. [48]. В Приазовье, в среднем течении р. Берды, фуксит (с содержанием 0,61%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) установлен в ксенолите биотитового гнейса, заключенном в теле ультрабазитов [7]. За рубежом фуксит известен в биотит-актинолитовых кристаллических сланцах Циллертала (Австрия), откуда происходит первая его находка с содержанием 3,95%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Дана, 1892), в актинолитовых сланцах Штирии (Австрия) [49], графитовых сланцах долины Паламан, шт. Бихар (Индия) [23].

В ассоциации с корундом фуксит встречен в кристаллических сланцах Чайнытского месторождения в Якутии [2], в тальковых породах саксаганской толщи Криворожского бассейна (УССР) [8, 22, 50], амфиболитах близ контакта с гранитами в северо-восточной части Трансвааля (ЮАР) [51], в корундсодержащих сланцах Уэстленда на о-ве Южный (Новая Зеландия) [4, 35].

Фуксит часто находится в древних кварцитах, песчаниках и конгломератах, например в докембрийских породах Криворожского бассейна (УССР) [19, 52], докембрийских кварцевых конгломератах Малых Кейв на Кольском полуострове [53], в докембрийских кварцитах шт. Монтана (США) [54] и шт. Баия (Бразилия) [6]. В шт. Нью-Гэмпшир (США) он приурочен к нижнесилурийским (?) конгломератам [55]. В Африке установлен в кварцитах чернокитовой серии на северо-востоке нагорья Ахаггар (Алжир) [17] и в метакварцитах Мозамбикского пояса южнее Мачакоса (Кения) [29]. В Новой Зеландии на о-ве Южный фуксит в метароговиках является продуктом замещения хромового кианита [32]. В Индии встречен в кварцитах северной части шт. Керала [56] и на северо-востоке пика Чаур гор Симла [57]. Кроме того, в Индии фуксит с 4%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  отмечен в жилах и линзах барита среди кварцитов и сланцев [58].

Известен в известняках с различным оруденением в Средней Азии (СССР) [59, 60] и на о-ве Тайвань [61]. В шт. Колорадо (США) фуксит с 6%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  найден в жилах в мраморе карьера Карбл [61, 62].

Не вполне ясно образование фуксита в гранитах района Газма в Армении, где он составляет до 5% породы и содержит 3,65%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [63]. В горах Тампл в шт. Юта (США) встречена хромовая «глина», состоящая из слюды политиппов 2M<sub>1</sub> и 1M [64].

**Изм.** В корях выветривания по фукситу образуются гидрослюда и каолинит [65].

**Отл.** От хлоритов отличается более ярким изумрудно-зеленым цветом, упругостью листочков, высоким двупреломлением; от мусковита — плеохроизмом в зеленых тонах.

**Межплоскостные расстояния фуксита  
из Центральных Кызылкумов [24]**

Си-антикатод,  $D = 57,3$  мм

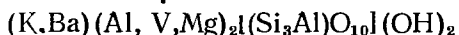
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
2	5,105	1	2,202	1	1,374
2	4,454	1	2,151	5	1,333
3	3,671	6	2,011	6	1,298
6	3,321	1	1,961	5	1,251
3	3,060	1	1,952	2	1,196
1	2,862	1	1,707	1	1,116
1	2,670	6	1,666	1	1,105
7	2,602	3	1,634	1	1,010
1	2,490	1	1,582	3	0,983
1	2,442	1	1,542	2	0,971
1	2,378	10	1,503	2	0,870
1	2,261	1	1,433		

*Л и т е р а т у р а*

- Whitmore D. R. E., Berry L. G., Hawley J. E. // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 1/2. P. 1.
- Лазаренко Е. К. // Исследование минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 112.
- Ödman O. H. // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1938. Bd. 60, H. 2. N 413. S. 3.
- Hutton C. O. // N. Z. J. Sci. Techn. Sect. B. 1940. Vol. 6. P. 13.
- Vryhni I. // Norsk. geol. tidsskr. 1964. Bd. 44, H. 3. S. 352.
- Leo G. W., Rose H. J., Warr J. J. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 3/4. P. 392.
- Байраков В. В. // ДАН УССР. Сер. Б. 1967. № 3. С. 193.
- Соколова Е. П. // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра. 1966. Сб. 5. С. 106.
- Faye G. H. // Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 1. P. 31.
- Вертушков Г. Н. // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1937. Вып. 3. С. 11.
- Бергер Г. С. // Флотированность минералов. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 206.
- Грум-Гржимайло С. В., Толстихина Н. И., Рудницкая Е. С. // Зап. ВМО. 1955. Т. 84, вып. 4. С. 445.
- Уклонский А. С. // Тр. Среднеаз. индустр. ин-та. 1947. Вып. 2. С. 14.
- Бахсанов Г. П., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 3.
- Грум-Гржимайло С. В. // Тр. Лаб. кристаллографии АН СССР. 1940. Вып. 2. С. 73.
- Июхин В. В., Свиридов Д. Т., Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов. 1967. № 21, вып. 2. С. 126.
- Fabries J., Latouche L. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1973. Vol. 96, N 2. P. 148.
- Leguey S., Rodriguez J. // Bol. Real soc. esp. hist. natur. Sec. geol. 1968. Vol. 66, N 3. P. 273.
- Назаров П. П. // Зап. ВМО. 1957. Т. 86, вып. 4. С. 502.
- Chao F., Ferrow C. M., Leake B. E. // Miner. Mag. 1986. Vol. 50, N 358, pt. 4. P. 729.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. // Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 87.
- Петрусенко Св., Арнаудов В., Костов Ив. // Год. Софийск. ун-та. Геол.-геогр. фак.. 1964/1965. 1966. Т. 59, кн. 1. С. 248.
- Gupta M. P., Gupta N. P. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 280. P. 591.
- Рахматулаев Х. // Узб. геол. журн. 1960. № 5. С. 45.
- Амирян Ш. О., Фарамязян А. С. // Минералогия, геохимия и условия образования руд месторождений АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974. С. 95.
- Азимов П. Т. // Узб. геол. журн. 1976. № 2. С. 41.
- Bernard J. H. // Geol. pr. 1961. Sv. 58. S. 33.
- Ivan P. // Acta geol. et geogr. Univ. Comen. Geol. 1982. N 38. P. 157.
- Ito M. // Prelim. Rep. Afr. Stud. Nagoya. 1981. Vol. 4. P. 139.
- Никольский А. П., Ефимов А. Н. // Тр. ВСЕГЕИ Н. С. 1960. Т. 37. С. 26.
- Удовкина Н. Г. // Экологиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. С. 132.
- Cooper A. F. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 75, N 2. P. 153.
- Сазонов В. Н. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1974. Вып. 108. С. 23.
- Rao T. R., Shah J. K. // Sci. and Cult. 1981. Vol. 47. N 5. P. 184.
- Hutton C. O. // Trans. Proc. Roy. Soc. N. Z. 1942. Vol. 72. P. 3.
- Сазонов В. Н. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1976. Вып. 118. С. 110.
- Амирян Ш. О. // ДАН АрмССР. 1960. Т. 31, № 1. С. 43.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1947. 242 с.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Листвениты, их генезис и классификация. Баку: Изд-во АН АЗССР. 1965. 143 с.
- Cooke H. C. // Canad. Geol. Surv. Mem. 1922. N 131. P. 48.
- Arzruni A. // Ztschr. Kristallogr. 1883. Bd. 7, H. 1. S. 18.

42. *Datour A.* // *Ibid.* S. 15.  
 43. *Еремеев П. В.* // *Зап. Минерал. о-ва.* 1881. Т. 16. С. 324.  
 44. *Борисова В. В.* // *Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978.* С. 71.  
 45. *Удовкина Н. Г.* // *Тр. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1963.* Т. 3. С. 235.  
 46. *Ulrich Fr.* // *Bratislava. Casopis pro výzkum Slovenska a Podkarpatské, 1936.* Vol. 10. P. 247.  
 47. *Волотовская Н. А., Жиров Н. К.* // *Изв. Карело-Фин. н.-п. базы АН СССР, 1948.* № 1. С. 41.  
 48. *Аранов Ю. А.* // *Тр. Тадж.-Памир. экспедиции АН СССР, 1936.* Вып. 51. С. 40.  
 49. *Tufar W.* // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1968. Bd. 12, H. 2/3. S. 182.  
 50. *Ходюш Л. Я.* // *Науч. зап. Днепропетр. ун-та.* 1948. Т. 31, вып. 3. С. 27; *Геол. журн. АН УССР, 1953.* Т. 13, вып. 4. С. 85.  
 51. *Partridge F. C.* // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1937. Vol. 39. P. 457.  
 52. *Лазаренко Е. К., Гершюг Ю. Г., Бушинская Н. И.* и др. *Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977.* 330 с.  
 53. *Гарифулин Л. Л.* // *Терригенные породы раннего докембрия: Тез. докл. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977.* С. 36.  
 54. *Heinrich E. W.* // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 758.  
 55. *Clifford T. N.* // *Ibid.* 1957. Vol. 42, N 7/8. P. 566.  
 56. *Sinha-Roy S., Kumar C. R. R.* // *J. Geol. Soc. Ind.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 120.  
 57. *Chadha D. K., Kanwar R. C.* // *Bull. Ind. Geol. Assoc.* 1980. Vol. 13, N 1. P. 77.  
 58. *Devaraju T. C., Murthy R. S. A.* // *Proc. Ind. Acad. Sci. A.* 1978. Vol. 87, N 11. P. 255.  
 59. *Мусин Р. А.* // *Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1957.* С. 149.  
 60. *Голованов И. М., Смирнова С. К.* // *Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976.* Т. 3. С. 281.  
 61. *Yen T. P., Yen T. T.* // *J. Geol. Soc. Jap.* 1958. Vol. 64, N 758. P. 575.  
 62. *Wherry E. T.* // *US Nat. Mus. Proc.* 1916. Vol. 49. P. 465.  
 63. *Бабаджанян А. К.* // *Зап. ВМО.* 1960. Т. 89, вып. 2. С. 232.  
 64. *Kerr P. P., Hamilton P. K.* // *Amer. Miner.* 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 34.  
 65. *Петров В. П.* // *Тр. ИГН АН СССР.* 1948. Вып. 95. С. 1.

### Эллахерит Oellacherite



Назван в честь О. Эллахера, выполнившего первые анализы минерала [1].

**Синон.** Бариевый мусковит, барномусковит — *barium muscovite* [2]; эллахерит оллахерит (Штрунц, 1962).

**Характ. выдел.** Кристаллы псевдогексагонального облика (с поперечником 0,5—3,0 см), листочки, волокна, чешуйчатые агрегаты (продукты замещения полевых шпатов [3]).

**Структ. и морф. крист.** Структурно подобен мусковиту. Эллахерит из Франклина (шт. Нью-Джерси, США) относится к политипу 1M [3]. Политипная модификация ванадиевого эллахерита из Каратау не определена [4]. «Бариевый мусковит» с Урала относится к политипу 2M<sub>1</sub> [5, 6].

**Физ.** Сп. весьма совершенная по (001). Тв. 2—3. Уд. в. 2,86 [5]; 2,884—2,994 (Дана, 1892); 2,964—3,106 для ванадиевых разновидностей [4]. Цв. розовый, светло-желтый, бледно- и темно-зеленый, бесцветный.

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный, мусковитоподобный. Плеохроизм слабый от бледно-зеленого по Ng до бесцветного по Np [5]. Двуосный (—).  $n_g=1,607$ ,  $n_m=1,601$ ,  $n_p=1,573$ ;  $n_g-n_p=0,034$ ,  $2V=44^\circ$  [5]. По Кочетковой [7],  $n_m=1,615$ . Ванадийсодержащие эллахериты из Каратау [4] зеленые, погасание прямое, удлинение (+), плеохроизм: по Np — бледно-зеленый, по Ng — желтовато-зеленый;  $Ng > Np$ .  $n_g=1,634—1,676$ ,  $n_m=1,625—1,664$ ,  $n_p=1,590—1,620$ ,  $n_g-n_p=0,04—0,05$ ,  $2V=40$ .

**Хим.** Содержание BaO в природных эллахеритах до 9%. Белковский и др. [5, 6] показали, что между собственно эллахеритами и мусковитами резких границ нет. Содержание V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в эллахеритах достигает 18%. Разновидности с V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> выше 6% называют ванадио-эллахеритом — *vanadium-oellacherite* (Штрунц, 1962) или бариево-ванадиевой слюдой [4] и рассматривают как разности, переходные к роскоэлиту [4].

Анализы (по возрастанию содержания BaO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	0,40	1,02	1,42	0,13	—	0,47	0,18	0,7	1,51
K <sub>2</sub> O	8,40	8,64	7,61	5,91	7,54	6,13	5,13	7,7	6,33
MgO	0,60	0,77	4,85	2,08	3,03	2,10	3,50	0,5	1,55
CaO	0,30	0,60	1,03	0,48	1,81	0,00	0,81	He обн.	0,36
MnO	0,09	0,02	0,12	—	0,29	0,05	—	»	0,62
FeO	1,64	0,33	1,74	—	2,02	—	—	4,0	—
BaO	1,70	3,46	4,65	5,27	5,76	7,15	7,20	9,1	9,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,70	35,89	30,18	19,37	26,05	27,92	14,21	32,8	32,64
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He обн.	0,05	—	17,92	—	6,18	16,44	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	2,16	0,91	0,34	—	0,45	0,94	—	—
SiO <sub>2</sub>	38,28	42,82	42,59	42,98	49,44	43,91	44,87	41,2	41,37
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,28	—	—	—	0,21	—	—	—
H <sub>2</sub> O	5,78	4,59	4,43	5,31	4,24	4,64	5,66	4,00	4,05

Сумма	99,587 *	100,207 **	99,933*	100,434*	100,18	99,945*	100,556*	100,00	100,167*
Уд. в.	2,86	—	2,894	3,106	2,83	—	2,964	—	—
<i>n<sub>r</sub></i>	1,607	—	—	1,676	—	1,634	1,634	—	—
<i>n<sub>m</sub></i>	1,601	—	—	1,664	—	1,625	1,627	1,615	—
<i>n<sub>p</sub></i>	1,573	—	—	1,620	—	—	—	—	—
(—) 2V, °	44	—	—	40	—	—	—	—	—

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,007, H<sub>2</sub>O—0,52. \*\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,007. \*\*\* В том числе CuO—0,31, SrO—0,09. \*\* В том числе SO<sub>3</sub>—0,64. \* в том числе Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,61. SO<sub>3</sub>—0,12. \*\* В том числе Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,32, SO<sub>3</sub>—1,29. \* в том числе ZnO—1,84.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	2,58	2,90	2,96	3,10	3,40	3,06	3,22	2,96	2,96
Al <sup>IV</sup>	1,42	1,10	1,04	0,90	0,60	0,94	0,78	1,04	1,04
Al <sup>VI</sup>	1,81	1,76	1,43	0,75	1,51	1,36	0,42	1,74	1,71
Ti	0,02	0,01	—	—	—	0,01	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,11	0,05	0,02	—	0,02	0,05	—	—
Cr	—	—	—	—	—	0,03	0,02	—	—
V	—	Сл.	—	1,04	—	0,35	0,95	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,02	0,10	—	0,12	—	—	0,24	—
Mn	0,01	Сл.	0,01	—	0,02	Сл	—	—	0,04
Cu	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
Mg	0,06	0,08	0,50	0,22	0,31	0,22	0,37	0,05	0,17
B	0,04	0,09	0,13	0,15	0,16	0,20	0,20	0,26	0,28
Cl	0,02	0,04	0,08	0,04	0,13	—	0,06	—	0,03
Na	0,05	0,13	0,19	0,02	—	0,06	0,03	0,10	0,21
K	0,72	0,75	0,68	0,54	0,66	0,55	0,47	0,71	0,58
OH	2,59	2,07	2,05	2,13	1,94	2,16	2,71	1,92	1,93
O	9,41	9,93	9,95	9,87	10,06	9,84	9,29	10,08	10,07

1 — «Бариевый мусковит» из жилки в эпидозитах, пос. Слюдорудник, Средний Урал, анал. Колосова [5]; 2 — из прожилков в клинохлоровых метасоматитах по клинодонзитовой породе, Средний Урал, анал. Колосова [6]; 3 — «бариевый мусковит» из сланца, Пфичталь (Тироль, Австрия), анал. Эллахер (по Дана, 1892); 4 — ванадиевый эллахерит (пластинчатая разновид) из углистых сланцев Каратау (КазССР), анал. Бочаров [4]; 5 — эллахерит из слюдяных сланцев, Хабахталь (Зальцбург, Австрия), анал. не указан [8] (по Дана, 1892); 6 — ванадиевый эллахерит (волокнистая разновид) из углистых сланцев Каратау (КазССР), анал. Бочарова [4]; 7 — ванадиевый эллахерит (чешуйчатая разновид) из углистых сланцев Каратау (КазССР) анал. Бочарова [4]; 8 — эллахерит из колчеданного месторождения Озерное, Бурятская АССР, анал. не указан [7]; 9 — эллахерит из месторождения Франклин (шт. Нью-Джерси, США), анал. Бауер [2].

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА фиксируются два эндотермических эффекта при температуре 850 и 1140° [5].

**Находж.** Редок. В СССР встречен на Среднем Урале близ пос. Слюдорудник среди эпидозитов, образующих прожилки и линзы в хлоритизированных и оталькованных серпентинитах [5, 6]. Образует кристаллы до 3,0 см светло-

желтого цвета в трещинах. Анализированные образцы (хим. анализы 1, 2) относятся к политипу  $2M_1$  [5, 6]. В Каратау (КазССР) среди ванадиеносных углисто-графитовых сланцев встречены [4] три морфологические разновидности бариево-ванадиевых слюд: 1) бледно-зеленый волокнистый в тесном сростании с шестоватым кварцем (хим. анализ 6); 2) темно-зеленый в виде гибких и упругих пластинок (хим. анализ 4) в крупных кварцевых прожилках; 3) темно-зеленый чешуйчатый на плоскостях скольжения сланцев (хим. анализ 7). Бледно-зеленые чешуйки (до 1,5 мм) наблюдались в рудных жилах колчеданного месторождения Озерное в Бурятской АССР (хим. анализ 8) [7].

За пределами СССР эллахерит встречается вместе с другими слюдами в слюdistых сланцах Альп. Впервые был найден в 1860 г. в слюdistых сланцах Тироля [7] и в 1875 г. — в окрестностях Зальцбурга в Австрии [8]. Наиболее богатый барием эллахерит (хим. анализ 9) установлен в месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США), где образовался по полевому шпату [2].

Отл. От других слюд отличается по химическому составу и удельному весу.

Межплоскостные расстояния эллахерита, Средний Урал (хим. анализ 2) [6]  
Fe-излучение,  $D = 57,3$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	8	9,94	226	1	1,956	0.4.13	3	1,268
	1	(5,45)	1.1.10	0,5	1,916		2	1,252
004	5	4,97	138	0,5	1,869	0.0.16	8	1,244
	1	4,44		2—3	(1,817)	173	1	1,229
022	1	4,07	1.1.11	3	1,732	353	2—3	1,216
113	1	3,86	227	1	1,689		2	(1,201)
023	1—2	3,75	2.0.10	6	1,658	357	2	1,189
	5	(3,65)	0.0.12	7	1,648	2.2.14	5	1,150
114	2	3,49	228	4	1,599	1.1.17	1	1,149
024	1—2	3,46	155	3	1,559	2.2.14	2—3	1,130
006	10	3,32	1.3.11	5	1,524	357	3—4	1,115
114	3	3,18	060	8	1,505	083	2p	1,105
115	1	3,07		2	(1,495)		2p	(1,090)
025	5	2,99		1—2	(1,473)		2p	(1,081)
115	6	2,86	335	4	1,450	2.2.17	3	1,073
116	5	2,79	0.0.14	2—3	1,422	3.5.11	3	1,069
	1	(2,73)	1.1.13	1	1,412	2.0.18	4	1,056
121	7	2,56	158	2	1,392	1.3.17	9	1,048
008	5	2,49	066	2	(1,372)	511	3ш	1,040
204	2—3ш	2,40	1.3.13	9	1,350	282	1	1,033
	1	(2,25)	0.4.12	8	1,337	374	2	1,026
	5	(2,19)	1.1.14	3—4	1,323	316	3шp	1,012
206	4	2,14			1,307			
0.0.10	10	1,989	400	3ш	1,296			
137	1	1,977	1.3.13	3	1,279			

### Л и т е р а т у р а

1. Dana J. D. // Amer. J. Sci. 1867. Vol. 44. P. 256.
2. Bauer L. H., Berman H. // Amer. Miner. 1933. Vol. 18, N 1 P. 30.
3. Heinrich E. W., Levinson A. A. // Amer. J. Sci. 1955. Vol. 253, N 1. P. 39.
4. Культиасов С. В., Дубинкина Р. П. // Зап. ВМО. 1946. Т. 75, вып. 3. С. 187.
5. Белковский А. И. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1970. Вып. 86, сб. 9. С. 82.
6. Белковский А. И., Айзикович А. Н. // Там же. 1976. Вып. 118, сб. 12. С. 120.
7. Кочеткова К. В. // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 145.
8. Sandberger F. // Neues Jb. Mineral., Geol. und Paläontol. 1875. S. 625.

### Роскоэлит Roscoelite



Назван в честь английского химика Г. Э. Роско [1], выполнившего первый анализ этой слюды [2].

Синон. Ванадиевая слюда — vanadium mica (по Даиа, 1892).

**Характ. выдел.** Пластинки, мелкочешуйчатые и листоватые массы, звездчатые агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3—C/2m$  (политип 1M).  $Z = 2$ . Кристал-

лическая структура тождественна мусковитовой. Разности, бедные ванадием, относятся к политу типу  $2M_1$  и рассматриваются как ванадиевые мусковиты [3].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001), совершенная по (010). Тв. 2—3; вероятно большая анизотропия твердости, как и у других слюд [4]. Уд. в. (зависит от содержания ванадия): 2,82 — у роскоэлиты с 2,65%  $V_2O_3$  из Каратау, УзССР (хим. анализ 1) [5], 2,97 — у роскоэлиты с 24%  $V_2O_3$  из Стокслэгер, Калифорния (хим. анализ 5) [6]. Цв. ярко-зеленый, темно-бурый, оливково- и темно-зеленый, зеленовато-бурый; наиболее яркий цвет у слюд с малым содержанием ванадия. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый. В тонких листочках просвечивает. При освещении кварцеворотной лампой одни образцы не люминесцируют [7], другие люминесцируют в сиреневых тонах [5].

**Микр.** В прох. свете темно-бурый до оливково-зеленого и зеленого. Плеохроизм: по  $Ng$  — зеленовато-бурый, по  $Nm$   $Np$  — оливково-зеленый (хим. анализ 5) [8]; по  $Ng$  — зеленый, желтовато-зеленый, по  $Np$  — голубовато-зеленый (хим. анализ 1) [5];  $Ng > Nm > Np$ . В обломках по спайности характерны аномальные яблочно-зеленые тона. Двуосный (—). Пл. опт. осей, по Хендриксу и Левинсону [3], || (010), по Райту [8],  $\perp$  (010),  $Np$  почти  $\perp$  (001). Оптические константы варьируют в широких пределах и зависят от содержания ванадия и железа.  $n_g = 1,595$ — $1,704$ ,  $n_n = 1,610$ — $1,693$ ,  $n_p = 1,570$ — $1,620$ ,  $n_g - n_p = 0,040$ — $0,094$ ;  $2V$  от 27 до 47°. Дисперсия осей ясная,  $r < v$ .

**Хим.** Теор. состав:  $K_2O$  — 10,55;  $V_2O_3$  — 33,59;  $Al_2O_3$  — 11,42;  $SiO_2$  — 40,40;  $H_2O$  — 4,04 для формулы  $KV_2[Si_3AlO_{10}]_1(OH)_2$ .

Минерал, отвечающий по составу конечному ванадиевому члену, в природе не встречен.  $V^{3+}$  в октаэдрических позициях обычно не полностью замещает Al. Наиболее богатая ванадием слюда содержит лишь около 70% роскоэлитовой составляющей. Существуют разности с небольшим количеством ванадия, близкие к мусковиту. Очень невелико содержание ванадия (1,08%  $V_2O_3$ ) в образце из Тюрингии (ГДР) [9] и в образце из Узбекистана (хим. анализ 1) [5]. Степень возможной смесимости роскоэлиты и мусковита неясна; существуют предположения как о ее отсутствии (Дир и др., 1962), так и о полной смесимости [10].

Анализы:

	1	2	3	4	5 <sup>***</sup>
$Na_2O$	2,73	0,27	0,07	0,82	0,06
$K_2O$	3,96	9,91	8,28	8,56	10,37
$MgO$	1,56	1,06	0,83	2,01	1,64
$CaO$	0,40	0,07	0,20	0,61	—
$FeO$	2,81	1,74	1,58	1,13	1,60
$Al_2O_3$	23,11	21,90	18,42	14,14	11,54
$V_2O_3$	2,65	17,42	20,41	23,59	24,01
$SiO_2$	52,30	42,87	44,81	41,25	45,17
$TiO_2$	2,97	—	—	—	0,78
$H_2O^+$	3,49	4,76	4,40	3,35	4,12
$H_2O^-$	0,78	—	—	—	0,57
Сумма	99,59*	100,00	(99,90) <sup>2*</sup>	96,61 <sup>3*</sup>	99,86
— $O = F_2$			0,06		
			99,84		
Уд. в.	2,82	—	—	2,902	2,97
$n_g$	1,614	1,64	—	1,704	—
$n_m$	1,610	1,63	—	1,685	—
$n_p$	1,570	1,59	—	1,610	—
$n_g - n_p$	0,044	0,05	—	0,094	—
(—) $2V, ^\circ$	27	—	—	35	—

\* В том числе  $Fe_2O_3$  — 1,21, п. п. — 1,62. \*\* В том числе F — 0,10, примеси — 0,75. \*\*\* В том числе  $Mn_2O_3$  — 1,15.



## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si	3,56	3,01	3,17	3,11	3,29	V	0,14	0,98	1,16	1,43	1,40
Al <sup>IV</sup>	0,44	0,99	0,83	0,89	0,71	Ca	0,03	0,01	0,02	0,05	—
Al <sup>VI</sup>	1,41	0,82	0,70	0,37	0,28	Na	0,36	0,04	0,01	0,12	—
Ti	0,15	—	—	—	0,04	K	0,34	0,89	0,75	0,82	0,96
Fe <sup>3+</sup>	0,06	—	—	—	—	OH	1,58	2,23	2,07	1,68	2,00
Mn	—	—	—	0,07	—	F	—	—	0,03	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0,16	0,10	0,09	0,07	0,10	O	10,42	9,77	9,93	10,32	10,00
Mg	0,16	0,11	0,09	0,23	0,18						

1 — из слоев в черных кварц-графитовых роговиках Каратау, УзССР, анал. Касьянова (отмечена примесь рутила, кварца и органического вещества) [5]; 2 — из Парадокс-Вэлли, плато Колорадо (США), анал. Линдберг (пересчитано на 100% с исключением примеси кварца, пирита и рутила) [11]; 3 — из песчаника с глиной, Пласервилл, шт. Калифорния (США), анал. Норт, в оригинале сумма 99,73 [12]; 4 — из золотоносных жил, рудник Стокслагер, Пласервилл, шт. Калифорния (США), среднее из двух анализов Роско [2], критически пересмотренных [8], оптические константы по Райту [8]; 5 — из золотоносных жил, рудник Стокслагер, Пласервилл, шт. Калифорния (США), анал. Хиллебрайт [6].

**Диагн. исп.** По Дана (1892), кислотами почти не разлагается. По Уэлсу и Бранноку [11], ванадиевые слюды медленно, но целиком растворяются в кислотах. П. п. тр. легко плавится в черное стекло; с фосфорной солью дает сплав темно-желтый в окислительном и изумрудно-зеленый в восстановительном пламени (реакция на V).

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА ванадиевых слюд из Узбекистана (хим. анализ 1) отмечается [5] экзотермический эффект при 660—665°, связанный с окислением V<sup>3+</sup> (сопровождается изменением цвета минерала от темно-зеленого до темно-бурого). Менее интенсивно выражены экзотермические эффекты при 950—970 и 1025°.

**Находж.** Встречается в ванадийсодержащих осадочных породах, особенно на контактах с магматическими породами. Широко распространен в урано-ванадиевых месторождениях плато Колорадо в районах Пласервилл (хим. анализ 3), Томсон, Юраван, Парадокс-Вэлли, Бьюл-Каньон и др. (штаты Колорадо и Калифорния, США); находится в зоне окисления в ассоциации с туюмунитом и другими ванадатами [11, 12]. Впервые был обнаружен в золотоносных жилах и в трещинках измененной порфировой породы на урано-ванадиевом руднике Стокслагер в районе Пласервилл, шт. Калифорния (хим. анализы 4, 5) [2, 6, 13]. В СССР встречен в ванадийсодержащих континентальных осадочных породах [14]. В Узбекистане (хим. анализ 1) слагает тончайшие прослойки (до 1 мм) в черных ванадийсодержащих кварц-графитовых контактовых роговиках, образовался в результате метаморфизма силурийских отложений под действием гранитной магмы [5, 15]. Найден в некоторых рудных прослоях в Каратау [16]. В провинции Тете в Мозамбике роскоэлит встречается в графитовых сланцах на контакте с пегматитовыми жилами [17].

В небольших количествах (1—3%) ванадиевая слюда установлена в гидротермальных жилах Рудных гор [18] и Тюрингии (ГДР) [9]. Отмечен [19] в горизонтах карбонатных конкреций среди красноцветных пермских отложений Горни-Кальна близ Нова-Паки (ЧСФР).

**Искусств.** Синтезирован Ито в 1965 г. [20].

## Межплоскостные расстояния роскоэлита из Калифорнии [3]

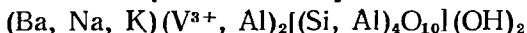
Cu-антикатод

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
10	10,0	9	3,11	1	2,22	1	1,60
8	4,55	2ш	2,89	2	2,16	8	1,52
4	4,39	6	2,69	1	2,03	2ш	1,44
2	4,15	8	2,60	2	2,00	2	1,35
1	3,91	6	2,42	1	1,73	4ш	1,31
9	3,66	6	2,35	6	1,66	2	1,26
10	3,34	2	2,28				

## Л и т е р а т у р а

1. Blake J. // Amer. J. Sci. 1876. Vol. 12. P. 31.
2. Roscoe H. E. // Proc. Roy. Soc. London. 1876. Vol. 25. P. 109.
3. Heinrich E. W., Levinson A. // Amer. J. Sci. 1955. Vol. 253, N 1. P. 39.
4. Switzer G. S. // Ibid. 1941. Vol. 239, N 4. P. 316.
5. Арустамян А. А., Бадалов С. Т. // Тр. Ин-та геологии АН УзССР. 1951. Вып. С. 219.
6. Hillebrand W. F., Turner H. W., Clarke F. W. // Amer. J. Sci. 1899. Vol. 7, P. 451 1900. Vol. 10. P. 120.
7. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 9.
8. Wright F. E. // Amer. J. Sci. 1914. Vol. 38. P. 305.
9. Jung H. // Chem. Erde. 1937. Bd. 11. H. 1. S. 38.
10. Hammer A. J. // Ceram. Age. 1955. Vol. 5, N 4291. P. 19.
11. Wells R. C., Brannock W. W. // US Geol. Surv. Bull. 1946. N 950. P. 121.
12. Weeks A. D., Thompson M. E. // Ibid. 1954. N 1009-B. P. 55.
13. Genth F. A. // Amer. J. Sci. 1876. Vol. 12. P. 32.
14. Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. // Геология руд. месторождений. 1962. № 3. С. 11.
15. Бадалов С. Г. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 345.
16. Тюрин Б. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 2. С. 99.
17. Фрейташ Л. // Минералогия Мозамбика. М.: Мир, 1964. С. 72.
18. Ермолаева Н. П. // Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Атомиздат, 1967. С. 24.
19. Doubek Z., Rychly R., Siegl J. // Čas. miner. a geol. 1981. Sv. 26, N 2. S. 183.
20. Ito J. // Mineral. J. Jap. 1965. Vol. 4, N 4. P. 291.

## Черныхит Chernykhite



Назван в честь профессора Ленинградского горного института В. В. Черны. [1].

**Характ. выдел.** Чешуйки и их веерообразные и звездчатые скопления, спутанно-чешуйчатые агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$ . Политип  $2M_1$ .  $a_0=5,29$ ,  $b_0=9,182$ ,  $c_0=20,023$  Å,  $\beta=95^\circ 41'$ ,  $a_0:b_0:c_0=0,578:1:2,180$ .  $Z=4$  [2]. По кристаллической структуре подобен другим диоктаэдрическим слюдам [3]. Спектр протонного магнитного резонанса (ПМР) указывает [4] на упорядоченное заселение октаэдрических позиций V и Al; оба они образуют в плоскости  $ab$  вытянутые зигзагообразные цепочки, параллельные  $[1\bar{1}]$  [4]. Средние меж-атомные расстояния (Å) [3]:  $T(1)-O=1,656$ ,  $T(2)-O=1,657$ ,  $V-O=2,010$ ,  $Ba-O=2,954$  и  $3,233$ ,  $Va-OH=3,937$ ; средние углы  $O-T(1)-O=111^\circ 4'$  и  $O-T(2)-O=111^\circ 45'$ ; средний угол разворота оснований тетраэдров составляет  $12^\circ 32'$ .

Монокристалльные чешуйки имеют неправильные, иногда псевдогексагональные очертания с формами (001), (010) и (110); часто зональны. Размеры их от долей миллиметра до 2—3, редко до 5 мм [1].

**Физ. св.** [1]. Сп. весьма совершенная по (001). Тв. по шкале Хрущева на плоскости спайности 2,52—3,56, в перпендикулярном направлении 2,90—4,52. Листочки гибкие и упругие. Уд. в. 3,14—3,16 (вычисл. 3, 10 [2]). Цв. от оливково- до темно-зеленого (обусловлен содержанием ванадия). Порошок светло-зеленый. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый.

**Микр.** [1]. Плеохроизм сильный: по  $N_g$  — оливково-зеленый, по  $N_m$  — зеленый, по  $N_p$  — фиштакково-зеленый. Двусный (—). Удлинение (—).  $n_g=1,704$ ,  $n_m=1,691$ ,  $n_p=1,643$ ,  $2V=11-12^\circ$ . Дисперсия  $r<v$ .

**Хим.** Анализы оливково-зеленого и темно-зеленого образцов из Северо-Западного Каратау, участок Балаусаукандык (анал. Вилешина) [1]:  $\text{Na}_2\text{O}—1,32$  и не обн.;  $\text{K}_2\text{O}—0,70$  и  $0,90$ ;  $\text{MgO}—1,60$  и сл.;  $\text{BaO}—9,35$  и  $9,60$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3—25,90$  и  $27,24$ ;  $\text{V}_2\text{O}_5—18,30$  и  $18,90$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3—0,40$  и  $0,36$ ;  $\text{SiO}_2—29,90$  и  $30,06$ ;  $\text{V}_2\text{O}_5—5,40$  и  $5,30$ ;  $\text{H}_2\text{O}^+—6,00$  и  $6,10$ ;  $\text{H}_2\text{O}^-—1,10$  и  $1,00$ , сумма — 99,97 и 99,46. Методом ПМР и химическим методом установлено наличие (без количественного определения) в черныхите аммония [4].

**Повед. при нагр.** Кривая ДТА близка к таковой мусковита, но эндотермические прогибы смещены к более низким температурам (825—830 и 890—920).

Первому эндотермическому прогибу отвечает разложение черныхита с переходом  $V^{3+}$  в  $V^{4+}$  и  $V^{5+}$ .

**Наход.** Редок. Встречается в поздних кварцевых прожилках, секущих прослой карбонатных пород, входящих в толщу метаморфизованных нижнепалеозойских ванадиеносных сланцев Северо-Западного Каратау (КазССР) [1]; другие минералы прожилков — кальцит, барит, пирит, сфалерит и блеклая руда.

**Отл.** Однозначно определим только по химическому составу.

**Межплоскостные расстояния черныхита из Каратау (КазССР) [1]**

Си-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

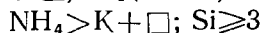
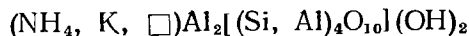
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	15	10,000	028; 222	5	2,186	6	6	1,520
004	6	4,988	043; 206	10	2,170	4	4	1,516
020	3	4,585	135	40	2,160	1	1	1,496
110; 11 $\bar{1}$	15	4,536	118; 223	15	2,109	1	1	1,465
111	10	4,374	044	5	2,086	6	1	1,456
112	1	4,259	225	4	2,056	3	3	1,443
022	4	4,169	029; 00.10	60	1,996	10	10	1,425
112	7	4,011	045; 13 $\bar{7}$			4	4	1,393
113	20	3,924	206	15	1,972	25	25	1,356
023	20	3,773	226	4	1,957	15	15	1,347
113	1	3,614	119	3	1,929	15	15	1,326
114	30	3,515	137; 046; }			15	15	1,323
024	25	3,380	11.10 }	5	1,826	20	20	1,305
006	100	3,326	138	4	1,858	10	10	1,275
114	40	3,232	02.10	10	1,836	2	2	1,266
115	2	3,139	226	4	1,806	4	4	1,257
025	50	3,011	138; 228	1	1,763	00.16	15	1,245
115	40	2,887		10	1,735	4	4	1,225
116	40	2,802		4	1,681	3	3	1,218
130; 131; 200	5	2,639	312; 20.10; }			4	4	1,210
202; 131	70	2,607	244 }	15	1,671	2	2	1,204
132; 116	20	2,584	153; 229; }			2	2	1,200
117	10	2,513	00.12; 139 }	60	1,660	2	2	1,193
113; 008	20	2,492		4	1,633	1	1	1,129
204; 027; 133	30	2,420		4	1,619	1	1	1,117
040; 221	15	2,291		4	1,580			
220; 041	15	2,291		2	1,574			
118; 222	10	2,269		4	1,561			
135	4	2,255		1	1,553			
221; 204; 042	4	2,243	060	50	1,530			

Кроме того, 29 слабых линий

*Л и т е р а т у р а*

1. Анкинович С. Г., Анкинович Е. А., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 4. С. 451.
2. Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 28.
3. Рождественская И. В. // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 66.
4. Калинин А. М., Матяш И. В., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Кристаллография. 1974. Т. 19, вып. 1. С. 123.

**Тобелит Tobelite**



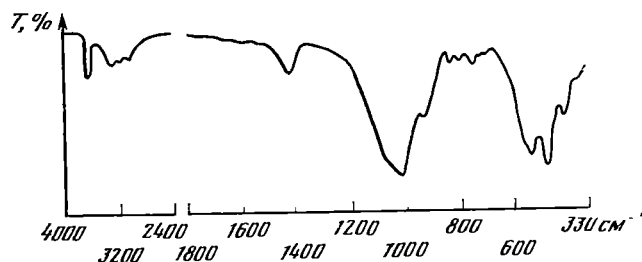
Назван по месту находки в Тобе (Япония) [1].

**Характ. выдел.** Мельчайшие чешуйки размером до нескольких микрометров, образующие глинистые агрегаты; редко пластинки до 0,2 мм.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^2-C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,219$ ,  $b_0=8,986$ ,  $c_0=10,447$  Å,  $\beta=101^\circ 18'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,5863 : 1 : 1,1625$  — для тобелита из Тобе [1]. Тобелит из месторождения Хоро предположительно отно-

сится к политипу  $2M_2$  [1]. Повышенное содержание воды и меньший межслоевой заряд тобелита из Тобе по сравнению с тобелитом из Хоро указывает на возможное переслаивание его с небольшим количеством смектитовых слоев. С этим, очевидно, связано и изменение  $d_{001}$  после обработки минерала глицерином и более уширенные и не вполне рациональные рефлексы на дифрактограмме [1].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Уд. в. 2,58 — для образца из Хоро, 2,62 — из Тобе. Цв. белый до желтовато-зеленого. Бл. шелковистый. На ИК-спектре поглощения отмечаются характерные для связей иона аммония полосы в области между 3400—2800 и около 1400  $\text{см}^{-1}$  (фиг. 76) [1].



Фиг. 76. ИК-спектр тобелита из Тобе, Япония (по Хигаши)

**Микр.** В шлифах в прох. свете почти бесцветный. Двусосный (—). Удлинение (+).  $n_g = 1,581-1,595$ ,  $n_m = 1,575-1,587$ ,  $n_p = 1,555-1,560$ .  $2V = 28-30^\circ$  (вычисл.) [1].

**Хим. Теор. состав** для  $\text{NH}_4\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ :  $(\text{NH}_4)_2\text{O} - 4,88$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 41,43$ ;  $\text{SiO}_2 - 48,82$ ;  $\text{H}_2\text{O} - 4,87$ . Тобелит по составу отличается от других диоктаэдрических слюд с высоким содержанием  $(\text{NH}_4)_2\text{O}$ ; ион  $\text{NH}_4^+$  занимает более  $1/2$  межслоевых позиций. По этому признаку к тобелиту следует отнести «аммониевую гидрослюду» из Восточной Словакии (хим. анализ 3) [2], « $\text{NH}_4$ -содержащий иллит» из Пенсильвании (политип  $2M_1$ ), в котором до 55% межслоевых позиций занято  $\text{NH}_4^+$  [3], и «аммониевый иллит» с Аляски (межслоевые позиции заняты  $\text{NH}_4^+$  более чем на 50%) [4].

Наличие вакансий в межслоевых позициях тобелита является несколько спорным; частично они могут быть заняты, очевидно, молекулами воды и предположительно [2] ионом  $(\text{H}_3\text{O})^+$

#### Анализы:

	1	2	3		1	2	3
$\text{Na}_2\text{O}$	0,01	0,04	0,14	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,02	0,57	0,20
$\text{K}_2\text{O}$	3,25	2,30	1,30	$\text{SiO}_2$	48,34	48,40	49,34
$(\text{NH}_4)_2\text{O}$	3,85	3,51	3,83	$\text{TiO}_2$	0,30	0,02	0,09
$\text{MgO}$	0,11	0,52	0,58	$\text{H}_2\text{O}^+$	4,96	6,40	5,47
$\text{CaO}$	Не обн.	Не обн.	0,29	$\text{H}_2\text{O}^-$	0,31	1,97	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	37,87	36,27	37,57	Сумма	100,02	100,00	100,20 *

\* В том числе  $\text{FeO} - 0,08$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,039$ ,  $\text{MnO} - 0,006$ ,  $\text{BaO} - 0,06$ ,  $\text{Li}_2\text{O} - 0,005$ ,  $\text{F} - 1,11$ ,  $\text{Cl} - 0,09$ .

1 — из Хоро (Япония), после вычитания 20% аммонийсодержащей диоктаэдрической слюды и 1% кварца, не разбухает с органическими жидкостями; расчет на 12 (O, OH):  $(\text{NH}_4)_{0,67}\text{K}_{0,27}\text{□}_{0,16} \cdot \times (\text{Al}_{1,5}\text{Fe}_{0,05}^{3+}\text{Mg}_{0,01}\text{Ti}_{0,01})[\text{Si}_{2,99}\text{Al}_{0,91}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  [1]; 2 — из Тобе (Япония), после вычитания 2,5% примеси кварца, содержит некоторое количество разбухающих межслоев, расчет на 12 (O, OH):  $(\text{NH}_4)_{0,5}\text{K}_{0,18}\text{Na}_{0,01}\text{□}_{0,27}(\text{Al}_{1,97}\text{Fe}_{0,03}^{3+}\text{Mg}_{0,05})[\text{Si}_{2,17}\text{Al}_{0,83}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  [1]; 3 — с горы Вигорлат (Восточная Словакия), в оригинале сумма не указана, предполагается присутствие иона  $(\text{H}_3\text{O})^+$ , расчет на 12 (O, OH, F, Cl):  $(\text{NH}_4)_{0,88}\text{K}_{0,10}(\text{H}_3\text{O})_{0,24}(\text{Na, Ca, Ba, Li})_{0,04}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,01}^{3+}) (\text{Mg, Fe, Mn, Cr})_{0,06}[\text{Si}_{3,12}\text{Al}_{0,88}\text{O}_{10}] \times (\text{OH, F, Cl})_2$  [2].

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА тобелита из Хоро эндотермический эффект имеет максимум при  $605^\circ$  с плечом при  $575^\circ$ ; у тобелита из Тобе, содержащего разбухающие межслои, имеется дополнительный эффект при  $130^\circ$ , температура основного эффекта ниже —  $560^\circ$ , плечо  $530^\circ$  [1].

**Находж.** Встречен в месторождении фарфорового камня Ойгидани в районе Тобе, преф. Эхиме (Япония), в гидротермально-измененной дайке биотитовых андезитов, сложенной в основном аммонийсодержащими слюдистыми минералами, кварцем и графитом [1].

В месторождении Хоро (преф. Хиросима) тобелит найден в продуктах гидротермального изменения риолитовых туфов в тесной ассоциации с диоктаэдрической слюдой, содержащей 0,5%  $(\text{NH}_4)_2\text{O}$ , и кварцем [1].

В горах Вигорлат (Восточная Словакия) «аммониевая гидрослюда», по составу аналогичная тобелиту (хим. анализ 3), слагает палево-серые и зеленые, массивные, тонкокристаллические до криптокристаллических породы с примесью бёмита и диаспора, иногда с муллитом и хлоритом [2]. В черных сланцах в горах Делонг на Аляске «аммониевый иллит» с высоким содержанием аммония сопровождается Pb-Zn-Ag-оруденение и находится в ассоциации с кварцем, смектитами, хлорит—смектитами и иллит—смектитами [4, 5]. В шт. Пенсильвания (США) тобелит (« $\text{NH}_4$ -содержащий иллит») обнаружен в сланцеватых породах с прослоями полуантрацитовых и антрацитовых углей [3]. О находках слюд и смешанослойных слюда-смектитов с меньшим содержанием  $(\text{NH}_4)_2\text{O}$  (0,06—2,22%) см. [6—9].

**Искусств.** Аммониевый аналог мусковита синтезирован в гидротермальных условиях при 300—500 и давлениях до 2 кбар. В качестве исходных продуктов использовались Al-Si-гели, минералы группы каолинита и монтмориллонит [10—16]. Получен также аммониевый иллит—смектит [17].

**Отл.** От других диоктаэдрических слюд большими значениями базальных межплоскостных расстояний [1] и наличием в ИК-спектре полос поглощения иона  $(\text{NH}_4)^+$ .

#### Л и т е р а т у р а

1. Higashi S. // Miner. J. Jap. 1982. Vol. 11, N 3. P. 138.
2. Kozac J., Ocnas D., Dercu J. // Miner. Slovaca. 1977. Vol. 9, N 6. P. 479.
3. Juster T. C., Brown P. E., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 5/6. P. 555.
4. Sterne E. J., Reynolds R. C., Zantop H. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 161.
5. Sterne E. J., Zantop H., Reynolds R. C. // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 6. P. 1406.
6. Yamamoto T., Nakahira M. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1775.
7. Yamamoto T. // Miner. J. Jap. 1967. Vol. 5, N 2, P. 77.
8. Higashi S. // Ibid. 1978. Vol. 9, N 1. P. 16.
9. Cooper J. E., Abedin K. Z. // Tex. J. Sci. 1981. Vol. 33. P. 103.
10. Eugster H. P., Munoz J. // Science. 1966. Vol. 151, N 3711. P. 683.
11. Barrer R. M., Dicks L. W. R. // Chem. Soc. 1966. A, N 10. P. 1379.
12. Levinson A. A., Day J. J. // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1968. Vol. 5, N 1. P. 52.
13. Tsunashima A., Kanamaru F., Ueda S., Koizumi M., Matsushita T. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 115.
14. Франк-Каменецкий В. А., Томашенко А. Н., Мищенко К. С. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 56.
15. Томашенко А. Н., Франк-Каменецкий В. А. // Эксперимент в области технического минералообразования. М.: Наука, 1975. С. 211.
16. Шигорова Т. А., Котов Н. В., Котельников Е. Н., Шмакин Б. М., Франк-Каменецкий В. А. // Геохимия. 1981. № 5. С. 758.
17. Wright A. C., Granquist W. T., Kennedy J. V. J. // Catalysis. 1972. Vol. 25, N 1. P. 65.

#### Гюмбелит Gümbelite



Назван в честь первооткрывателя — К. В. Гюмбеля (Кобелл, 1870).

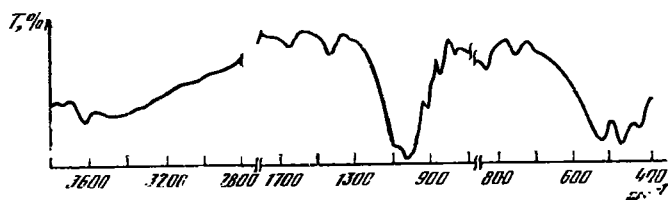
Долгое время отождествлялся с пирофиллитом (Дана, 1892) [1]. В 1944 г. в результате рентгеновского исследования была установлена принадлежность гюмбелита к диоктаэдрическим слюдкам [2]. Его относили к гидромусковиту [2—4] или иллиту (по Бриндли, Брауну (1980) — 2М иллит).

Характерными особенностями гюмбелита являются: тонковолокнистая форма выделения, принадлежность к необычному для диоктаэдрических слюд

политипу  $2M_2$  и дефицит К в межслоях, который компенсируется избытком  $H_2O^+$  или, по [5], ионами аммония. Последний непосредственно был определен только в образце из Карелии [5], но сходные условия нахождения в углещифрированных породах дают основание предполагать вероятность наличия иона  $NH_4^+$  и в гюмбелитах из других районов.

**Характ. выдел.** Тонковолокнистые асбестовидные агрегаты, слагающие прожилки и линзочки; оторочки вокруг растительных остатков; налеты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  (политип  $2M_2$  с небольшой примесью политипа  $2M_1$  [6, 7]. Параметры элементарной ячейки соответственно по [2] и [6]:  $a_0=5,21, 5,20, b_0=9,02, 9,00, c_0=20,12, 20,40, \beta=96^\circ 00', 100^\circ 00'$ . Волокна гюмбелита плоские, лентовидные, достигают длины 5—6 мм [4], иногда изогнутые [8]. Под электронным микроскопом волокна веретенovidные



Фиг. 77. ИК-спектр гюмбелита (по Архипенко и др.)

и лишь примерно параллельны друг другу; встречаются частицы (длиной до 70 мкм) с постепенно утончающимися концами и короткие пластинки до 1 мкм шириной с прямоугольными или слегка скошенными окончаниями [8]. Волокна гюмбелита из Карелии (по данным рентгенограммы вращения [6]) представляют собой сложные двойники, в которых удлинено-уплощенные индивиды («бруски») уложены параллельно плоскости (001) по принципу гексагонального паркета так, что их оси удлинения  $a$  образуют с направлением волокна попеременно угол  $\pm 60^\circ$ , а между собой —  $120^\circ$ . Ось  $b$  структуры проходит в направлении коротких сторон брусков; двойниковая ось совпадает с осью всего волокна.

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001), различима только при больших увеличениях. Отдельные волокна гибкие, легко расщепляются, превращаясь в белую пушистую массу [4]. Тв. низкая, около 2,5. Уд. в. 2,77—2,84 [2, 3]. Цв. белый, иногда зеленоватый, вероятно, от примеси хлорита. Бл. шелковистый или жирный. ИК-спектр гюмбелита из Карелии (фиг. 77) сходен с ИК-спектром мусковита, но частоты полос несколько смещены; кроме того, имеются дополнительные полосы поглощения, подтверждающие присутствие иона  $NH_4^+$ : широкая полоса со сложной структурой в области 3000—3600  $cm^{-1}$  и полоса 1430  $cm^{-1}$  [5].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (—).  $Ng$  — вдоль удлинения волокон,  $Np \perp (001)$ ,  $n_g=1,584-1,600$ ,  $n_m=1,571-1,585$ ,  $n_p=1,560-1,574$ ,  $n_g-n_p=0,017-0,040$  [3, 4, 8—12].  $2V=33-36^\circ$  (более низкие значения — из-за двойникования) [13]; отмечались углы  $2V=58-60$  [3, 12].

**Хим.** Наиболее достоверно изучен химический состав гюмбелита из Карелии и Донецкого бассейна. Гюмбелит из Донбасса (хим. анализы 3—5) по составу близок к гидромусковиту. Гюмбелит из Карелии (хим. анализы 1, 2) отличается несколько более высоким содержанием  $SiO_2$  и более низким —  $Al_2O_3$ ; кроме того, в нем присутствует значительное количество  $MgO$  (до 4,5%), в связи с чем его называли магниезальным гидромусковитом — *magnesium hydromuskovite* (Шгрунц, 1970). В гюмбелите из Карелии (оригинал хим. анализа 1) определено 0,52% N [5]. Предполагается, что ион аммония образуется за счет избыточной высокотемпературной воды [5].

Хим. анализ 1 без учета иона аммония пересчитывается на формулу:  $K_{0,73} \times (Al_{1,51}Fe_{0,04}^{3+}Mg_{0,43})(Si_{3,22}Al_{0,75}Ti_{0,03})O_{10}(OH)_{2,62}$ ; с учетом аммония [5]:  $(K_{0,73}(NH_4)_{0,11})(Al_{1,51}Fe_{0,04}^{3+}Mg_{0,43})(Si_{3,22}Al_{0,75}Ti_{0,03})O_{10}(OH)_2$ .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Li <sub>2</sub> O	—	—	He обн.	He обн.	0,01	—
Na <sub>2</sub> O	He обн.	0,35	0,49	1,60	0,50	0,54
K <sub>2</sub> O	8,83	8,21	8,70	8,00	7,50	7,44
MgO	4,49	4,14	0,50	0,51	0,80	—
CaO	0,50	0,25	0,59	0,74	0,56	—
MnO	0,01	—	He обн.	Сл.	He обн.	0,13
FeO	Сл.	0,70	0,63	1,59	»	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,15	29,51	35,60	37,60	37,70	38,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	—	0,30	He обн.	0,50	0,40
SiO <sub>2</sub>	49,03	49,54	44,01	44,56	45,44	45,38
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,87	0,20	—	0,02	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,99	6,56	8,40	5,71	6,40	7,38
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,24	0,34	0,03	0,30	0,61

Сумма	99,95 *	100,37	(99,81) **	100,34	99,73	99,92
Уд. в.	2,844	2,770	2,84	—	—	—

\* В том числе CO<sub>2</sub>—0,27. \*\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,05.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH)

	1	2	3	4	5	6
Si	3,19	3,18	2,82	2,90	2,92	2,89
Al <sup>IV</sup>	0,81	0,82	1,18	1,10	1,08	1,11
Al <sup>VI</sup>	1,43	1,41	1,51	1,78	1,77	1,75
Ti	0,03	0,04	0,01	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,04	—	0,01	—	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	—	0,04	0,03	0,09	—	—
Mg	0,44	0,40	0,05	0,05	0,08	—
Ca	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	—
Na	—	0,04	0,06	0,20	0,06	0,07
K	0,73	0,67	0,71	0,66	0,62	0,60
OH	2,60	2,80	3,58	2,48	2,75	3,13
O	9,40	9,20	8,42	9,52	9,25	8,87

1—из шунгитовых сланцев близ сел. Шунга (Карелия), анал. Замураева, среднее из двух анализов [3], микрохимическим анализом обнаружено 0,52% азота [5]; 2—оттуда же, анал. Тимофеев [1], уд. в. по [2]; 3—5—из глинистых сланцев Донецкого бассейна, вмещающих угольные пласты: 3, 4—шахта им. Свердлова, 5—Гуково, анал. не указан [10] (в оригинале анализа 3 сумма 99,94); 6—из сланцев Свердловского ртутного проявления, Восточный Донбасс, анал. не указан [4].

**Повед. при нагр.** Кривая обезвоживания [3] карельского гюмбелита фиксирует одноступенчатое выделение воды в интервале температур от 600—700 до 900—1000°. На кривых ДТА гюмбелита из Донбасса максимум эндотермического эффекта отмечался при ~700 и 800° [10].

**Находж.** Гюмбелит образуется при метаформизме осадочных пород, содержащих обильные растительные остатки.

В Карелии [1, 3] он встречается в шунгитовых сланцах, переслаивающихся с доломитами и рассеченных жилами диабазов. Образует зоны гюмбелитизации, в которых сланцы пронизаны тончайшими прожилками гюмбелита. К этим же зонам приурочены и более крупные прожилки — до 2 см в поперечнике и протяженностью до нескольких метров. Они имеют поперечно-волокнистое, реже косо- или продольно-волокнистое строение и резкие контакты с вмещающими сланцами; образовались, вероятно, путем заполнения гюмбелитом приконтактных трещин, возникших в результате шунгитизации битумов. Иногда гюмбелит приурочен к краевым частям линз и жилкок пирита. Вблизи диабазовых жил замещается кварцем.

В месторождениях каменного угля Донецкого, Кузнецкого и Горловского бассейнов [8—10] гюмбелит встречается в различных породах, вмещающих угольные пласты (в основном в аргиллитах и алевролитах, реже в песчаниках, известняках), или самих углях (в зонах антрацитовых или полуантрацитовых

углей). Его роль повышается в рассланцованных и тектонически нарушенных участках. Прожилки и линзочки гюмбелита расположены вдоль слоистости, сланцеватости и по трещинам кливажа, он образует оторочки вокруг растительных остатков и выделений пирита, в угольных шламах — вокруг окатанных обломков угля. Выделения гюмбелита обычно мономинеральны, но иногда паходятся в тесном сростании с Mg-Fe-хлоритом. Тонковолокнистым прорастанием гюмбелита и хлорита является сулунит — *sulunite*, описанный первоначально как новый минерал [14].

Отмечался также в углистых песчано-глинистых сланцах Свердловского ртутного проявления в Восточном Донбассе [4], юрских отложениях Южного Дагестана и смежных районах Азербайджана [11], глинистых шиферных сланцах с растительными остатками — в Нижней Саксонии (ФРГ) [12]. Первые слабо изученные находки гюмбелита были сделаны в прошлом веке в глинистых сланцах близ городов Эберштадт, Нордхальбен (ФРГ) и Нойхаммер (ГДР) в горах Франконский Лес, в граптолитовых сланцах района Грэфенталь (ГДР), на востоке гор Тюрингенский Лес, в глинистых сланцах района г. Мутье, деп. Савойя (Франция) (по Хинце, 1897).

#### Межплоскостные расстояния гюмбелита из Карелии [7]

Cu-излучение, Ni-фильтр,  $D=143,0$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	9	9,9	025	1	3,00	0.0.10	9	1,998
004	5	4,97	115	4ш	2,867	312; 150	3	1,711
100; 111	7	4,51	116	3	2,807	227	2	1,690
111	1	4,34	202; 131	9ш	2,589	2.0.10	3	1,669
113	6ш	3,90	008	3	2,497	139	4	1,642
	4	3,68	204; 133	5ш	2,439	315	1	1,615
114	3	3,50		2ш	2,266	228	3	1,590
006	10	3,33		2ш	2,205		2	1,569
114	5	3,20	206; 135	1	2,152	060	8	1,506
115	4	3,08	044	2	2,067			

#### Л и т е р а т у р а

1. Тимофеев В. М. // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. Отд. геол. и минерал. 1925. Т. 55, вып. 1. С. 95.
2. Aruja E. // *Miner. Mag.* 1944. Vol. 27, N 184. P. 11.
3. Токмаков П. П., Замураева М. Г., Петров В. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 48. С. 80.
4. Дворников А. Г., Тихоненкова Е. Г., Сизова Р. Г. // Минерал. сб. Львов. 1980. Т. 34, вып. 1. С. 82.
5. Архипенко Д. К., Бокий Г. Б., Токмаков П. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 103.
6. Дриц В. А., Звягин Б. Б., Токмаков П. П. // ДАН СССР. 1966. Т. 170, № 6. С. 1390.
7. Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 1. С. 106.
8. Волкова А. Н., Иванова Н. В., Рекишская А. Н. // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 81.
9. Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлишин В. И. // Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1975. Ч. 2. С. 220, 232.
10. Якушев В. В. // Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1972. С. 32.
11. Коньшева Р. А. // ДАН СССР. 1968. Т. 181, № 3. С. 695.
12. Schreyer E. D. // *Geol. Rdsch.* 1969. Bd. 58, N. 3. S. 983.
13. Дриц В. А., Муравьев В. И., Шутков В. Д. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. Кн. 7. С. 15.
14. Нырков А. А. // Зап. ВМО. 1959. Т. 88, вып. 5. С. 571.

К а л ь ц и е в ы й г ю м б е л и т — calcium-gümbelinite  $(K_{0,7}Na_{0,2}Ca_{0,2})(Al_{1,5}Mg_{0,5}Fe_{0,2})[Si_{3,2}Al_{0,8}O_{10}](OH)_2$  — серицитоподобный минерал, слагающий псевдоморфозы по плагиноклазу в спессартитах из Южного Пфальца (ФРГ). Монокл. с.  $C2/c$  (политип  $2M_2$ ).  $a_0$  9,112,  $b_0$  5,260,  $c_0$  20,033 Å.  $\beta$  97 52', не изменяются после прокалывания при 450 в течение 3 сут и после насыщения этиленгликолем. Чешуйки ~50 мкм в поперечнике, уд. в.  $\leq 2,81$ , двуосный (—),  $2V \leq 17^\circ$ , двупреломление 0,025–0,030. Микронзондовый анализ (%):  $Na_2O$  — 1,3;  $K_2O$  — 7,6;  $CaO$  — 3,3;  $FeO$  — 3,3;  $MgO$  — 4,8;  $Al_2O_3$  — 25,3;  $SiO_2$  — 46,5 (Frenzel G. // *N. Jb. Min. Abhandl.* 1971. Bd. 115, N. 2. S. 164).



## ГРУППА СЕЛАДОНИТА

	Пр. гр.	Политип	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
Селадонит $KMgFe^{3+}[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2$	C2	1M	5,22	9,04	10,15	100°35'
Глауконит $K(Mg, Fe^{2+})_{0,67} \times (Fe^{3+}, Al)_{1,33} [Si_{3,67}Al_{0,33}O_{10}] \cdot (OH)_2$	C2/m	1M	5,234	9,066	10,16	100 30

В группу объединяются калиевые магнезиально-железистые диоктаэдрические слюды с высоким содержанием  $Fe^{3+}$  в октаэдрических позициях. Селадонит и глауконит ранее считались одним и тем же минералом различного генезиса — гидротермального для селадонита и гипергенно-осадочного для глауконита. Детальное химическое и рентгеновское изучение и обзор всех литературных данных позволили Бакли с соавторами [1] выявить их кристаллохимическое различие, на основании чего номенклатурной комиссией при Международной ассоциации по изучению глин дано следующее определение [2]: селадонит характеризуется более низким, чем глауконит, содержанием Al в тетраэдрах (не более 0,2 атомов на форм. ед.) и возможным существенным замещением Mg на  $Fe^{2+}$  (железистый селадонит — ferroan celadonite) или  $Fe^{3+}$  на Al (алюминиевый селадонит — aluminian celadonite по составу переходный к лейкофиллиту); в глауконите  $Al^{IV} > 0,2$  (до 0,43),  $Mg > Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+} > Al$ ,  $(Al + Fe^{3+})^{VI} 1,2$  атомов (см. фиг. 74). Оба минерала предложено различать по значению  $d_{060}$ , которое у селадонита  $< 1,510$ , у глауконита  $> 1,510$ , а также по характеру ИК- и мёссбауэровских спектров [3, 4]. Однако эти признаки не являются однозначными [5]. В идеальном случае селадонит и глауконит не содержат разбухающих межслоев, хотя часто наблюдается постепенный переход к неупорядоченным селадонит—смектитам и глауконит—смектитам, сопровождающийся снижением содержания K и увеличением содержания  $H_2O$ . Некоторые исследователи к группе селадонита—глауконита относят также железистый иллит (Al-глауконит), являющийся промежуточным членом изоморфного ряда глауконит—иллит, а также близкий к нему булайинит [6].

## Л и т е р а т у р а

1. Buckley H. A., Bevan J. C., Brown K. M., Jonson L. P., Farmer V. C // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 323. P. 373.
2. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1. P. 1.
3. Janeczek J. // Acta Univ. Wratislaviensis. 1987. N 788. P. 159.
4. Мальшьева Т. В., Казаков Г. А., Сатарова Л. М. // Геохимия. 1976. № 9. С. 1291.
5. Дриц В. А., Коссовская А. Г. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 19.
6. Николаева И. В. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 328. С. 3.

## Селадонит Celadonite



Название от франц. celadon (селадон) — бледно-зеленый (Глокер, 1847).

Синон. Веронит — veronite (Честер, 1896); веронская земля — verona-earth (Честер, 1896); зеленая земля из Вероны — terra verde de Veron (Де Лисл, 1783); зеленая земля Grünerde (частично, Гофман, 1788); кмаит — kmaite (Пилларронов, 1961); магнезиальный глауконит — magnesium glauconite (Урбан, 1957); свитальскит — svitalskite (Никольский, Ефимов, 1960); пеладонит (по Лазаренко, Вынар, 1975).

**Характ. выдел.** Чешуйчатые, волокнистые или землистые агрегаты, слагающие прожилки, выполнения миндалинов, псевдоморфозы по другим минералам,

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с. Пр. гр. C2 [1], указывалась также C2m [2].  $a_0 = 5,21—5,23$ ,  $b_0 = 9,03—9,05$ ,  $c_0 = 10,10—10,20$  Å,  $\beta = 100\ 25'—100\ 50'$ ;  $d_{060} = 1,506—1,508$  [1—4], иногда до 1,514 Å [5].

Представлен исключительно политипной модификацией 1М. Структура отличается от структуры мусковита малыми углами дитригонального разворота оснований октаэдров и тетраэдров, большей высотой октаэдрической сетки, сильной вытянутостью тетраэдров в направлении *c*, малой толщиной межслоевого промежутка. В отличие от других диоктаэдрических слюд координационный полиэдр К имеет форму гексагональной призмы [2, 6]. Для селадонита из Завалья (Побужье) состава  $K_{0,89}Ca_{0,10}(Mg_{0,73}Fe_{0,32}^{2+})(Fe^{3+}_{0,90}Al_{0,05})Si_{3,96}Al_{0,04}O_{10}(OH)_2$  ( $a_0 = 5,223$ ,  $b_0 = 9,047$ ,  $c_0 = 10,197$  Å,  $\beta = 100^\circ 25'$ ) установлена

высокая степень упорядоченности распределения двух- и трехвалентных катионов по неэквивалентным цис-октаэдрическим позициям: М(1) —  $Mg_{0,13} \times Fe_{0,09}^{2+} Fe_{0,78}^{3+}$  и М(2) —  $Mg_{0,60} Fe_{0,23}^{2+} Fe_{0,12}^{3+} Al_{0,05}$ . Средние расстояния М(1)—О и М(2)—О равны 2,03 и 2,06 Å, углы разворота их оснований 3,9 и 1,3°, толщина октаэдрической сетки 2,27 Å. В тетраэдрических сетках основания тетраэдров лежат приблизительно в одной плоскости, угол их разворота 0,54°, длина базальных ребер 2,604 и 2,619 Å, боковых — 2,668 и 2,662 Å, средние расстояния Т—О = 1,615 и 1,618 Å, длины немоستيковых связей (1,60 и 1,59 Å). Толщина межслоевых промежутков 3,36 Å [1, 7].

Кристаллические индивиды под электронным микроскопом имеют форму пластинок, удлинённых по оси *a*, длиной 10 мкм и более, шириной до 1 мкм [6] или тонких волокон [8]. Отмечалась псевдотетрагональная форма частиц (оригинал хим. анализа 8) [9].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Более мягкий и хрупкий, чем биотит [10]. Уд. в. 3,08 [11]. Цв. ярко-зеленый или голубовато-зеленый. Бл. стеклянный. В оптическом спектре поглощения две широкие полосы: 13 000—15 000 и 10 600—10 800  $cm^{-1}$  [8]. В ИК-спектре в области 1200—800  $cm^{-1}$  интенсивные, хорошо разрешенные полосы поглощения 1100 и 900  $cm^{-1}$  (в отличие от спектра глауконита и мусковита, где обе полосы сливаются), четкие полосы 800 и 680  $cm^{-1}$  и интенсивное поглощение в области 400—500  $cm^{-1}$  с максимумами 490, 460 и 440  $cm^{-1}$  [4, 12]. В области валентных колебаний групп (ОН) две четкие полосы поглощения: 3530 и 3560  $cm^{-1}$  [13, 14]. В образцах, переходных к лейкофиллиту (Al-селадониту), появляется полоса 3605  $cm^{-1}$  [14, 15]. Параметры мессбауэровского спектра приведены в работе [16].

**Микр.** В шлифах в прох. свете отдельные частицы не всегда различимы. Плеохроизм: по *Ng-Nm* — темно-зеленый, изумрудно- или голубовато-зеленый, по *Np* — желтовато- или светло-зеленый.  $Ng = Nm > Np$ . Двуосный (—), редко почти одноосный (—). *Ng* — в плоскости спайности.  $n_g = 1,64—1,66$ , иногда до 1,67,  $n_p = 1,61—1,64$ ,  $n_g - n_p = 0,03—0,05$ .  $2V$  от 0 до 10°. В образцах, переходных к смектиту или лейкофиллиту, показатели преломления снижаются, двупреломление падает.

**Хим.** Теор. состав:  $K_2O$  — 11,08;  $MgO$  — 9,47;  $Fe_2O_3$  — 18,73;  $SiO_2$  — 56,44;  $H_2O^+$  — 4,28. Селадонит состава, соответствующего теоретическому, встречается сравнительно редко. Содержание  $K_2O$  всегда несколько меньше,  $Mg$  в заметном количестве замещен на  $Fe^{2+}$ ; в железистом селадоните содержание  $FeO$  достигает 9—10% ( $Fe_{0,6}^{2+}$ ) [2, 17—19]. В некоторых случаях наблюдается пониженное содержание  $SiO_2$  и повышенное  $Fe_2O_3$ , что обусловлено, вероятно, замещением  $Si$  на  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических позициях структуры [17, 19]. Содержание  $Al_2O_3$  в собственно селадоните не превышает 3%, более высокое количество  $Al_2O_3$  свидетельствует о переходе в глауконит, лейкофиллит или смектит. В последнем случае одновременно снижается содержание К и появляется  $H_2O^-$ . Предложено [20] переход к смектиту принимать при содержании 4%  $K_2O$ , селадонит с меньшим дефицитом К называть г и д р о с е л а д о н и т о м — hydroceladonite.

Иногда под названием «селадонит» описываются минералы с более низким содержанием  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$  и значительным количеством  $Al_2O_3$ , которые по составу соответствуют железистому иллиту [21—23]. Вероятно, во многих работах анализировались смеси. Сводка старых анализов дана в работе [24].

Анализы (в порядке уменьшения содержания  $K_2O$ , рассчитаны на 11 атомов О):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Nd <sub>2</sub> O	Не обн.	0,19	Не обн.	0,01	0,10	0,64	0,06	0,32
K <sub>2</sub> O	10,04	10,03	9,52	8,99	8,84	8,26	7,70	7,27
MgO	5,25	7,26	6,76	3,80	2,35	5,42	3,72	5,34
CaO	Сл.	0,21	0,68	0,44	0,17	0,27	0,17	Не обн.
MnO	Не обн.	0,09	—	—	0,07	Сл.	—	1,13
FeO	4,45	4,02	5,22	5,86	10,18	3,19	9,80	4,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	0,79	1,07	1,30	1,41	2,15	0,98	2,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,84	17,19	16,47	21,04	17,67	19,18	24,30	17,75
SiO <sub>2</sub>	52,26	55,61	54,42	54,30	53,80	56,20	46,40	55,30
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	0,03	0,05	0,10	—	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,15	4,40	5,31	4,30	5,81	4,96	3,84	5,84
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,48	0,46	Не обн.	—	0,25	2,60	Не обн.
Сумма	99,71	100,27	99,91	100,11 *	100,45	100,55 **	99,57	100,02
Si	3,83	4,00	3,98	3,94	4,00	4,09	3,62	3,97
Al <sup>IV</sup>	0,14	—	0,02	0,06	—	—	0,09	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,03	—	—	—	—	—	0,29	—
Al <sup>VI</sup>	—	0,07	0,07	0,05	0,12	0,38	—	0,21
Fe <sup>3+</sup>	1,18	0,93	0,91	1,15	0,99	0,52	1,14	0,96
Fe <sup>2+</sup>	0,27	0,24	0,32	—	0,63	0,35	0,64	0,24
Mg	0,57	0,78	0,74	0,41	0,26	0,71	0,43	0,57
Mn	—	0,01	—	0,36	—	—	—	0,07
Ca	—	0,02	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	—
Na	—	0,03	—	—	0,01	—	0,01	0,04
K	0,94	0,92	0,89	0,83	0,84	0,94	0,77	0,67

\* В том числе F—0,06, F<sub>2</sub>=O—0,02. \*\* В том числе ZrO<sub>2</sub>—0,03.

1—из железистых кварцитов, Михайловский и Костельцовский участки КМА, анал. Копелович [11]; 2—из пустот в базальтах Рено, шт. Невада (США), анал. Уэлс [25]; 3—из графитовых гнейсов, район сел Завалье, Побужье (УССР), анал. Галиева, оригинал структурного изучения (личное сообщение С. И. Ципурского); 4—из трещины в сланцево-роговиковой породе, южная часть Криворожского бассейна (УССР), анал. Степанова и Котенко [26]; 5—из прожилка в хлорит-биотитовом сланце, Шнмановский карьер, южная часть Криворожского бассейна, анал. не указан [18]; 6—из эгиринизированного гематит-магнетитового роговика («свнтальскит»), Саксаганская полоса, центральная часть Криворожского бассейна (УССР), анал. Стукалова [10]; 7—асбестовидный, из псевдоморфоз по куммингтониту, Ингулецкое месторождение, Криворожский бассейн (УССР), анал. не указан [19]; 8—из пегматитовой жилы в рихсдорритах, ущелье Ферсмана, Хибинский массив (СССР), анал. Телешова [9].

**Диагн. исп.** В HCl при кипячении разлагается с образованием скелета SiO<sub>2</sub>.

**Повед. при нагр.** Потеря воды при нагревании происходит непрерывно до 800°. Кривые ДТА маловыразительны, имеются два слабых эндотермических эффекта с максимумами при 600—640° и 910—970° [9, 11, 27], иногда также около 1000° [27, 28]. При значительном содержании FeO отмечается экзотермический эффект при 300° [9]. На ДТА образцов, переходных к смектиту, проявляется эндотермический эффект при 100—125° [29, 30]. Изучено изменение дифракционных картин и ИК-спектров в процессе нагревания [31].

**Находж.** Селадонит встречается в измененных изверженных и метаморфических породах с повышенным содержанием железа, но обедненных алюминием. Его образование обычно связывается с поздними стадиями поствулканической гидротермальной деятельности [22, 29, 32], частично с участием метеорных вод в нижних частях зоны окисления [28, 30, 33] или с воздействием морской воды на базальты, излившиеся на дно океана.

В базальтах селадонит выполняет везикулы и трещины, слагает отдельные зоны в миндалинах (в ассоциации со смектитами, хлорофенитом, халцедоном, кварцем, кальцитом), замещает основную массу пород и фенокристаллы оливина, пироксенов, полевого шпата. Приурочен обычно к нижним частям лавовых потоков. Базальты с селадонитом известны на Украине, в Восточной Си-

бири, Италии, Исландии, Ирландии, ГДР, на о-ве Кипр, в штатах Невада, Нью-Мексико, Вашингтон (США) и в других районах [3, 12, 24, 29, 30, 34, 35].

В некоторых вулканогенных толщах, включающих андезито-базальты, трахибазальты, спилиты, туфобрекчии и туфы различного состава, как селадонит описаны зеленые слюдястые минералы со значительно более высоким содержанием  $Al_2O_3$ , чем собственно селадонит, имеющими состав, промежуточный между селадонитом, лейкофиллитом и смектитом. Для них характерна ассоциация с кальцитом, минералами кремнезема (опал, халцедон, аметист, цитрин, сердолик), цеолитами, хлоритом. Такие породы известны на хр. Карадаг в Крыму [36], в Грузии [37], Азербайджане [38], Средней Азии [39, 40], Шотландии [41], Японии [42, 43], Новой Зеландии [44].

В значительных количествах селадонит встречен в железистых метаморфических породах Европейской части СССР, где он образовался, по-видимому, на поздних этапах гидротермально-метасоматического изменения этих пород [26] и частично, вероятно, в процессе древнего гипергенеза при инфильтрации метеорных вод [45].

В районе села Завалье в Побужье (Украина) образует прожилки мощностью до 25 см и гнезда в мраморах и гнейсах, находится в тесном сростании с графитом, биотитом, вермикулитом, гидрослюдами [46]. В центральной части Криворожского бассейна (Саксаганская полоса) в эгиринизированных амфибол-магнетитовых, хлорит-амфиболовых и карбонатных породах замещает рибекит, эгирин, тетраферрибиотит, жильный кварц и другие минералы, также отлагается в межзерновых пространствах и трещинах, слагает иногда до 20% объема пород («свитальскит») [8, 10, 26]. В южной части Криворожского бассейна (Шимановский и Ингулецкий карьеры) селадонит образует прожилки в железистых кварцитах и подстигающих их гранат-куммингтонитовых, хлорит-биотитовых и биотитовых сланцах. Отмечены также его псевдоморфозы по куммингтону [17, 18, 26, 45]. На территории Курской магнитной аномалии селадонит известен на Михайловском и Костельцевском участках («зеленая слюда», «кмаит»), где он слагает прослои до 2—3 см, реже секущие прожилки в железистых кварцитах и находится в тесном сростании с магнетитом, эгиринном и щелочными амфиболами; селадонит замещает эгирин и амфибол или, в свою очередь, замещается этими минералами [11, 47, 48]. Образование селадонита по эгирину отмечалось также в щелочных породах Хибинского массива: в пегматитовых жилах из ричесорритов (скопления до 30 см в поперечнике [9]) и в гидротермально-измененных ийолит-уртитовых [49].

В медноколчеданном месторождении Блява на Урале селадонит обнаружен в нижних частях зоны окисления, где он отлагался на стенках трещин, заполненных опалом и халцедоном [28].

На дне океанов селадонит образуется при взаимодействии базальтов с морской водой, замещает стекло и фенокристаллы оливина, заполняет пустоты и трещины в ассоциации со смектитами, хлорофеитом, глауконитом, кальцитом, анальцимом [4, 20, 50—53]. К селадонит—смектиту, вероятно, относится «безалюминиевый глауконит» из кварцевых, халцедоновых и опаловых пород, покрывающих привершинные части вулканических конусов дна Японского моря [51, 54], и «глауконит» из цемента базальтовых брекчий зоны разлома Ян-Майен в Норвежско-Гренландском бассейне (Атлантический океан) [55]. Смешанослойный селадонит—смектит (до 80 : 20) установлен в гидротермально-измененных глинистых осадках Красного моря и Галапагосских островов [56, 57].

**Искусств.**  $MgFe^{3+}$ -селадонит получен в гидротермальных условиях из стекла соответствующего состава при  $T=300\text{—}430^\circ$  и  $P=1\text{—}2$  кбар (буферы  $Fe_2O_3\text{—}Fe_3O_4$ ,  $Ni\text{—}NiO$ ,  $SiO_2\text{—}Fe_2SiO_4\text{—}Fe_3O_4$  и  $Fe\text{—}Fe_3O_4$ ),  $n_m=1,62$ ,  $d_{060}=1,512\text{—}1,521$ ;  $Fe^{2+}Fe^{3+}$ -селадонит — при  $T=306^\circ$  из восстановленного стекла состава  $K_2O \cdot 4Fe \cdot 8SiO_2$ ,  $d_{060}=1,530 \text{ \AA}$  [12].

Межплоскостные расстояния селадонита из Уинд-Ривер [12]  
CuK $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

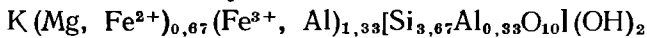
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
001	47	9,97	112	80	3,087	041	25	2,209
020	85	4,53	113	10	2,90 <sub>ш</sub>	133; 202	31	2,148
111	42	4,35	023	75	2,678	005	10	2,092
021	37	4,14	130	70	2,604	151	15	1,65 <sub>ш</sub>
112	80	3,635	131	100	2,580	060	60	1,509
022	60	3,35	132	75	2,402			
003	70	3,318	040	18	2,264			

## Л и т е р а т у р а

1. Ципурский С. И., Дриц В. А. // Минерал. журн. 1986. Т. 8, № 3. С. 32.
2. Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. // Кристаллография. 1977. Т. 22, вып. 3. С. 498.
3. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 575-C. P. 17; 1969. N 614-F. P. 1.
4. Buckley H. A., Bevan Y. C., Brown K. M., Johnson L. R., Farmer V. C. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42. N 323. P. 373.
5. Дриц В. А., Косовская А. Г. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 19.
6. Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. // Зап. ВМО. 1979. Т. 108, вып. 3. С. 348.
7. Дайняк Л. Г., Букин А. С., Дриц В. А. // Кристаллография. 1984. Т. 20, вып. 2. С. 312.
8. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. // Минералогия осадочных образований. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 3. С. 21.
9. Дорфман М. Д., Горшков А. И., Телешова Р. Л. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1965. Вып. 16. С. 225.
10. Никольский А. П., Ефимов А. Н. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1960. Т. 37. С. 142.
11. Судовикова Е. Н. // Зап. ВМО. 1956. Т. 85, вып. 4. С. 543.
12. Wise W. S., Eugster H. P. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49. N 7/8. P. 1031.
13. Slonimskaya M. V., Besson G., Dainyak L. G., Tchoubar S., Drits V. A. // Clay Miner. 1986. Vol. 21, N 3. P. 377.
14. Дайняк Л. Г., Бессон Ж., Слонимская М. В. и др. // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 1. С. 46.
15. Wiewióra A., Lacka B., Szczyrba J. // VIII Conf. Clay Miner. and Petrol., Teplice, Oct. 9—11, 1979. Geologica. Prague, 1981. P. 47.
16. Dainyak L. G., Drits V. A. // Clays and Clay Miner. 1987. Vol. 35, N 5. P. 363.
17. Гинзбург И. В., Куделин В. Н., Горшков А. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1966. Вып. 17. С. 196.
18. Макаров В. Н., Меньшиков Ю. П. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1969. С. 145.
19. Макаров В. Н., Макарова Э. И. // Геол. журн. 1970. Т. 30, вып. 4. С. 138.
20. Rustnov V. L., Larutina I. P., Muravitskaja G. N., Zvjagin B. B., Gradusov B. P. Initial Repts Deep See Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 51/53. 1265 p.
21. Госивили В. Г. // Геол. сб. Кавк. ин-та минерал. сырья. 1959. № 1. С. 134.
22. Kaizt K. // Beitr. Miner. und Petrol. 1965. Bd. 11, N. 4. S. 398.
23. Мнацаканян А. Х., Ревазова Н. В., Хуршудян Э. Х. // Зап. Арм. отд. ВМО. 1972. Вып. 5. С. 184.
24. Hendricks S. B., Ross C. S. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 12. P. 683.
25. Foster M. D. // US Geol. Surv. Bull. 1956. N 1036-D. P. 57.
26. Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И. и др. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 343.
27. Логвиненко В. А., Николаева И. В., Каменева М. Ю. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1985. № 610. С. 143.
28. Герман Л. Д. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Вып. 3. С. 130.
29. Мельник Ю. М., Тараненко В. И., Хмельевский В. А., Затхей Р. А. // Минерал. сб. Львов. 1976. № 30, вып. 1. С. 23.
30. Лазаренко Е. К., Матковский О. Т., Винар О. Н., Шашкина В. П., Гнатив Г. М. // Минералогия вивержених комплексів Західної Волни. Львів: Впд-во Львів. ун-ту, 1960. С. 337.
31. Каменева М. Ю., Ковалева Л. Т., Николаева И. В., Логвиненко В. А. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1985. № 610. С. 135.
32. Loveland P. J., Bendelow V. C. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 346. P. 113.
33. Шашкина В. П. // Минерал. сб. Львов, 1959. № 13. С. 199.
34. Schüller A., Wohlmann E. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1951. Bd. 82, N. 1/2. S. 111.
35. Gillis K. M., Robinson P. T. // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, pt 3. P. 431.
36. Супрычев В. А., Макаров Н. Н. // Минерал. сб. Львов. 1968, № 22, вып. 1. С. 91.
37. Кекелия С. А., Махарадзе А. И. // Сообщ. АН СССР. 1968. Т. 52, № 2. С. 401.

38. *Кашкай М. А., Бабаев И. А.* // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1972. № 1. С. 27.
39. *Шведученко О. В.* // Узб. геол. журн. 1966. Вып. 3. С. 76.
40. *Мусеева М. М.* // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975. Т. 3. С. 317.
41. *French W. J., Hassan M. D., Westcott J. E.* // Miner. Mag. 1977. Vol. 41. N 320. P. 481.
42. *Kohyama N., Shimoda S., Sudo T.* // Miner. J. Jap. 1971. Vol. 6. N 5. P. 299.
43. *Minato H., Aoyagi K.* // The clays of Japan Geol. Surv. Tokyo, 1969. P. 195.
44. *Boles J. R., Combs D. S.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 2. P. 163.
45. *Гершойг Ю. Г., Педан М. В.* // Минералогия осадочных образований. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 2. С. 57.
46. *Малкова К. М.* // Минерал. сб. Львов. 1956. № 10. С. 305.
47. *Илларионов А. А.* // Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 250; Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1965. С. 95.
48. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Коваль И. К.* // Тр. Воронеж. ун-та. 1968. Т. 66. С. 166.
49. *Семенов Е. И.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 123.
50. *Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г., Соколова А. Л., Карпова Г. В., Ципурский С. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 63.
51. *Andrews A. J.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 4. P. 323.
52. *Donnelly T. W., Pritchard R. A., Emmermann R., Puchelt H.* // Initial Reports Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 51/53, pt 2. P. 1563.
53. *Scheidegger K. F., Stakes D. S.* // Ibid. Pt 2. P. 1253.
54. *Липкина М. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44.
55. *Зангалис К. П., Харин Г. С.* // Геохимия. 1979. № 4. С. 630.
56. *Varentsov I. M., Sakharov B. A., Drits V. A., Tshipursky S. I.* // Initial Reports Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1983. P. 235.
57. *Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 82.

### Глауконит Glauconite



Название от греч. *γλαυκος* (глаукос) — голубовато-зеленый (Кеферштейн, 1828). По решению Международного номенклатурного комитета глауконитом следует называть железистую диоктаэдрическую слюду, неразбухающую, с  $(Al, Fe^{3+})_{>0,2}^{IV}(Fe^{3+}, Al)_{-1,2}^{VI}, Fe^{2+} > Al$  [1]. Однако название «глауконит» часто применяется в более широком значении — для обозначения зеленых агрегатных зерен (глобуль), в состав которых гаряду с глауконитом входят железистый иллит, иллит, глауконит—сметтит, сметтит или хлорит. Такие зерна обозначают также как «глауконитовые зерна» или «глобулярный глауконит», предлагалось применять название «глаукони» — *glaucony* [2].

**Синон.** Зеленая земля — *Grünerde* (частично, Дана, 1892); неопермутит *Neo-Permutit* — торговое название (по Хею, 1955); проглауконит — *proglauconite* (Микей, 1936) — название гипотетической молекулы — основы глауконита; к глаукониту, вероятно, ошибочно относят малоизученные минералы: марсятскит (манганглауконит) — *marsjatskite*, *Marsjatskit* (*manganglauconite*) (Федоров, Никитин, 1899), хлорофанерит — *Chlorophanerit* (Иенч, 1855) и неоглауконит — *neoglaucosite* (Казиков, 1938).

**Характ. выдел.** Наиболее распространены округлые, каплевидные, овальные, гроздевидные и неправильно-лопастные зерна размером 50—500 мкм (глобули, пеллеты), представляющие собой микроконкреции, нередко содержащие включения инородного материала (осколки и мелкие кристаллики кварца, полевых шпатов, апатита, пирита и др.), а также обломки глобуль. Поверхность глобуль матовая, шероховатая или глянцевиная, ровная или бугорчатая, иногда покрыта глубокими зубчатыми или тонкими волосовидными трещинами. Реже глауконит выполняет раковины фораминифер и ходы илоедов, замещает копролиты и скелетные остатки организмов, образует псевдоморфозы по обломочным зернам пород и отдельных минералов или пленки на различных субстратах.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3-C2/m$ . Политип 1M.  $a_0=5,234$ ,  $b_0=9,066$ ,  $c_0=10,16$  Å,  $\beta=100^\circ 30'$ ,  $Z=2$  [3];  $b_0$  зависит от содержания  $Fe^{3+}$ ; при увеличении содержания  $Fe^{3+}$  от 0,8 до 1,30 на форм. ед.  $d_{060}$  возрастает от 1,512 до 1,517 [4].

В структуре глауконита тетраэдрические сетки содержат существенно меньше  $Al^{IV}$ , чем в мусковите, заряд слоев 2 : 1 в значительной степени обусловлен содержанием двухвалентных катионов в октаэдрических сетках. В целом он не

превышает 0,9 на форм. ед. Распределение ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  по цис- и транс-позициям структуры изучено методом мёссбауэровской спектроскопии [5]. Частично атомы Fe, Al и Mg размещаются в межслоевых промежутках в виде гидроксильных комплексов [5—7]. В слоях 2 : 1 некоторых глауконитов предполагается наличие селадонито- и мусковитоподобных доменов [8].

Характерно присутствие в структуре разбухающих смектитоподобных слоев, количество которых в собственно глауконите не превышает 5%. Имеется постепенный переход к глауконит—смектитам, при этом содержание калия в межслоях уменьшается до ~4%, увеличивается относительное содержание Al и Mg в октаэдрических и Si в тетраэдрических сетках [9].

Члены ряда глауконит—смектит с 5—20% разбухающих межслоев предложено называть гидроглауконитами или гидрослюдами глауконитового состава: при содержании разбухающих слоев >20—25% — смешанослойным глауконит—нонтронитом [10].

Упорядоченное распределение смектитоподобных межслоев в структуре осуществляется при их содержании <25—30% [6]. Вычислены дифрактограммы для упорядоченного и неупорядоченного глауконит—смектита [11]. От дифрактограмм иллит—смектитов они отличаются малой интенсивностью пиков 002/003 и 001/002. Соотношение разбухающих и неразбухающих межслоевых промежутков, способ их чередования и катионный состав слоев 2 : 1 меняются от глобули к глобули и даже в пределах одной глобули [12—16].

Под электронным микроскопом различимы отдельные кристаллиты глауконита в виде лейстовидных частиц, удлинённых по оси *a*, и изометрических ограниченных таблечек, пучков пластинок и розетковидных агрегатов. При увеличении содержания разбухающих слоев кристаллиты становятся более тонкими; для глауконит—смектита характерны хлопьевидные частицы [17—20].

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. совершенная по (001), наблюдается редко из-за дисперсности выделений. Тв. 2—3. Глобули хрупки, легко раскалываются на угловатые обломки или рассыпаются в порошок. Уд. в. колеблется в зависимости от содержания разбухающего компонента и железистости от 2,3 до 2,9 [21]. Цв. от светло- до темно-зеленого и почти черного, иногда буроватый. Черта светло- или темно-зеленая, буроватая. Бл. матовый, стеклянный, бурый.

Удельная магнитная восприимчивость  $63 \text{ см}^3/\text{г} \cdot 10^{-6}$  [22]. В оптических спектрах поглощения полосы октаэдрического  $Fe^{3+}$  наблюдаются при 370, 460 и 640 нм, тетраэдрического  $Fe^{3+}$  — при 440, 495 и 520 нм, полосы  $Fe^{2+}$  — при 920 и 1140 нм и полосы обменно-связанных пар  $Fe^{2+}$ — $Fe^{3+}$  — при 740 нм [23].

ИК-спектр сходен со спектром селадонита, но полосы более широкие, сливаются с образованием интенсивной области поглощения  $\sim 1000 \text{ см}^{-1}$  и широкой полосы с максимумами при 430 и 450  $\text{см}^{-1}$ , слабые полосы наблюдаются при 665, 815, 832 и 870  $\text{см}^{-1}$ , в области валентных колебаний ОН максимумы поглощения при 3530, 3560 и 3600  $\text{см}^{-1}$  [24, 25]. При увеличении содержания разбухающих межслоев от 5 до 40% максимум поглощения в области  $1000 \text{ см}^{-1}$  сдвигается от 990 до 1036  $\text{см}^{-1}$  [26].

Емкость катионного обмена изменяется от 5 до 39 мг-экв/100 г при увеличении содержания разбухающих слоев от 5 до 55% [26]; при pH=8 и более она резко возрастает [27]. Обладает способностью избирательного поглощения долгоживущих радиоактивных изотопов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  [28, 29]. Сорбционная способность повышается после нагревания до 300—400° [30].

**Микр.** В шлифах в прох. свете зеленый разных оттенков до коричневатозеленого, почти черного. Микроагрегатный, почти изотропный или с точечной поляризацией, иногда с волокнистым или вермикулитоподобным строением. Наиболее крупные чешуйки обнаруживают плеохроизм: по *Ng* и *Nm* — ярко-зеленый или желтовато-зеленый, по *Np* — светло-зеленый, изредка соломенно-желтый.  $Ng=Nm>Np$ . Двусосный (—). Пл. опт. осей || (010); *Np* почти  $\perp$  (001),  $Nm=b$ . Показатели преломления колеблются в широких пределах в зависимости от содержания железа и разбухающих межслоевых промежутков:  $n_g = 1,61—1,64$ ,  $n_p = 1,59—1,61$ ,  $n_g - n_p = 0,020—0,030$ .  $2V = 0—20^\circ$ , иногда до  $40^\circ$ . Дисперсия  $r < v$ .

**Хим. Теор. состав** для формулы  $KMg_{0,67}Fe_{1,33}Si_{3,67}Al_{0,33}O_{10}(OH)_2$ :  $K_2O$  — 10,80;  $MgO$  — 6,19;  $Al_2O_3$  — 3,85;  $Fe_2O_3$  — 24,54;  $SiO_2$  — 50,49;  $H_2O$  — 4,13. Содержание основных компонентов обычно находится в пределах ( $^0_0$ ):  $SiO_2$  — 47—50,5;  $Al_2O_3$  — 5—10;  $Fe_2O_3$  — 15—22;  $FeO$  — 2—4;  $MgO$  — 3—4;  $CaO$  — 0—0,8;  $Na_2O$  — 0—0,5;  $K_2O$  — 6—8;  $H_2O$  — 7—9 [31]. Колебания состава связаны с изоморфными замещениями, приводящими к постепенному переходу в селадонит или железистый иллит, или с изменением содержания разбухающих межслоевых промежуток. При приближении состава к селадониту возрастает содержание  $SiO_2$ , к железистому иллиту —  $Al_2O_3$ .  $K_2O$  обычно ниже теоретического и в глауконит—сметкитах снижается до 4 $^0_0$ , одновременно возрастает содержание  $H_2O$  [32]. Почти всегда обнаруживается небольшое количество Na и Ca, частично являющихся обменными катионами. Известны глауконитовые слюды с повышенным содержанием Na [33]. Для них предлагалось название «натроглауконит» — soda-glauconite (Халлимонд, 1922).

Микрозондовые анализы часто показывают резкую неоднородность состава даже в образцах, однородных под микроскопом, разница в содержании отдельных компонентов составляет: 3 $^0_0$  для  $K_2O$ , 4 $^0_0$  —  $Fe_2O_3$ , 3 $^0_0$  —  $Al_2O_3$ , 5 $^0_0$  —  $SiO_2$  [34].

В качестве элементов-примесей присутствуют Li, Rb, B, F, TR и др. Количество  $Li_2O$  обычно не более 0,01, редко до 0,25 $^0_0$  [21],  $Rb_2O$  — до 0,045 $^0_0$  [35, 36]. Содержания бора (максимальное 0,19% в глауконите из осадков Чили-Перуанского желоба [37]) и фтора (до 0,22 $^0_0$  [38]) отражают уровень солености морской воды во время глауконитообразования [37, 39—41]. Содержание Cl в среднем 0,057%; возрастает в процессе монтмориллонитизации глауконита [41]. Количество  $TR_2O_3$  достигает 0,4% [42]. По Казакову с соавторами [43], состав и содержание редкоземельных элементов и Y в глауконите отражают климатические условия его образования. Се преобладает в глауконите из фосфоритов Европейской части СССР, Y и Dy — в глауконитах Эстонии, Nd — в глауконитах Якутии [42, 44]. Кроме того, спектральным анализом установлены Ni, Co, V, Cr, Mo, Zr, Cu, Be, Sc, Sn, Zn, Ga, Ba, Sr [28, 45—47]. Отмечается незначительное количество Th и U ( $Th \gg U$ ), связанное с тонкодисперсными примесями [48, 49], и Au [50]. Содержание в глауконитах радиогенного аргона позволяет использовать их для определений возраста вмещающих пород K-Ar-методом [51—54]. Сводки химических анализов имеются в работах [4, 21, 31, 55, 56].

Анализы (в порядке уменьшения содержания  $K_2O$ , рассчитаны на 11 атомов O):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Na_2O$	0,28	0,25	2,19	0,05	0,75	0,10	0,10	0,12	0,10
$K_2O$	9,49	8,31	7,85	7,46	7,16	7,00	6,14	6,02	5,20
$MgO$	5,90	4,72	4,00	2,28	4,31	4,79	4,68	3,85	4,39
$CaO$	1,73	0,45	1,32	0,27	0,42	0,65	1,82	0,74	—
$MnO$	0,07	—	0,02	Сл.	0,03	—	Не обн.	Сл.	—
$FeO$	2,03	1,78	2,20	3,39	2,29	2,78	2,30	3,19	1,37
$Al_2O_3$	4,97	4,25	9,30	7,19	5,93	6,28	8,06	3,17	2,11
$Fe_2O_3$	19,25	21,60	16,50	22,64	20,44	19,21	19,05	21,72	26,61
$SiO_2$	48,75	47,43	49,70	47,42	50,46	47,92	47,20	49,29	47,25
$TiO_2$	0,37	0,05	0,10	0,10	0,16	0,037	0,63	0,12	0,12
$H_2O^+$	—	—	5,32	6,07	—	6,32	—	7,21	5,70
$H_2O^-$	0,90	—	—	3,01	1,57	2,04	2,46	4,60	5,50
$P_2O_5$	—	—	0,43	0,22	0,17	—	0,46	0,32	—
П. п.	6,20	—	—	—	5,99	—	7,34	—	—

Сумм 1 (99,98) \* 88,84 99,33 2\* 100,19 3\* 99,75 4\* (97,19) 5\* 100,24 100,35 (98,46) 6\*

Уд. в.	—	—	—	2,79	—	—	—	2,58	—
$n_g$	—	—	—	1,627	—	—	1,616	1,614	—
$n_p$	—	—	—	1,612	—	—	1,594	1,592	—



Si	3,64	3,69	3,62	3,61	3,73	3,67	3,56	3,82	3,72
Al <sup>IV</sup>	0,36	0,31	0,38	0,39	0,27	0,33	0,44	0,18	0,20
Al <sup>VI</sup>	0,08	0,08	0,42	0,25	0,25	0,24	0,28	0,11	—
Fe <sup>3+</sup>	1,08	1,26	0,90	1,30	1,14	1,11	1,08	1,27	1,58
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,12	0,13	0,22	0,14	0,18	0,44	0,21	0,09
Mg	0,66	0,55	0,43	0,26	0,47	0,55	0,53	0,44	0,52
Ca	0,14	0,04	0,10	0,02	0,03	0,05	0,15	0,06	—
Na	0,04	0,04	0,31	0,01	0,11	0,01	0,01	0,02	0,02
K	0,90	0,82	0,73	0,72	0,68	0,68	0,59	0,59	0,52

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,04. \*\* В том числе CO<sub>2</sub>—0,40. \*\*\* В том числе Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,04, S—0,05. \*\* В том числе SO<sub>3</sub>—0,07. \*\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,07. a<sub>0</sub>=5,335, b<sub>0</sub>=9,144, c<sub>0</sub>=10,245 Å, β=101,92°. \*\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,025, F—0,087, —C=F<sub>2</sub>—0,03. a<sub>0</sub>=5,261, b<sub>0</sub>=9,072, c<sub>0</sub>=10,147 Å, β=100,6°.

1 — из современных осадков шельфа Юго-Западной Африки (глубина 125—420 м), анал. Сухаренко, из анализа исключена примесь фосфата кальция, в оригинале сумма 100,01 [57]; 2 — из фосфорита со дна Атлантического океана (глубина 400 м, 31°22' с. ш., 10°16' з. д.), анал. Беван, Браун (микросонд) [4]; 3 — из нижних зеленых песков альбского яруса, район Кембриджа, анал. Беван, Браун, Джонс, Истон (микросонд) [4]; 4 — из песчанка, туннель Отепопо (Отаго, Новая Зеландия), анал. Силай [58]; 5 — из олигоценых отложений южного склона Украинского кристаллического щита (УССР), анал. Раманишина [59]; 6 — из нижнеорловских пород устькутской свиты, Тайшет (Восточная Сибирь, СССР), анал. Сухаренко, из анализа исключены примеси фосфата кальция (0,60%), кальцита (1,86%) и гипса (0,07%), в оригинале сумма 99,72 [21]; 7 — из рыхлого песчанка Кокиско-Яльинской впадины (УССР), анал. не указан [46]; 8 — из третичных песчанков Вор-Флет (Отаго, Новая Зеландия), анал. Силай [58]; 9 — из современных осадков шельфа Чили-Перуанского побережья, анал. Сухаренко, из анализа исключены примеси фосфата кальция (0,71%) и кальцита (0,12%), в оригинале сумма 99,67 [21].

**Диagn. исп.** П. п. тр. плавится с трудом, образуя сначала пузыристую шлаковидную массу, а затем черное стекло. Разлагается в конц. HCl с образованием скелета кремнезема и сохранением общей формы зерен; после прокалывания при температуре 800 практически не разлагается [27]. Определялась скорость экстракции K, Al, Mg и Fe из глауконита при воздействии разбавленной HCl [6].

**Повед. при нагр.** На кривых ДТА имеются два эндотермических эффекта — низкотемпературный в интервале 100—200° и высокотемпературный в интервале 500—700°, в случае присутствия смектитоподобных слоев также в интервале 800—1000. Отмечался экзотермический эффект при 350° [60].

После нагревания при 750 в квинзизотермических условиях наблюдалось увеличение  $d_{001}$  и уменьшение  $b_0$  и  $\beta$  [61]. Процессы дегидратации и регидратации изучались в условиях, близких к изотермическим и изобарным [62].

**Находж.** Глауконит — аутигенный минерал осадочных пород, встречается также среди продуктов низкотемпературного изменения магматических пород. Наиболее богаты глауконитом песчанистые породы, менее обилён он в алевролитах, глинах и карбонатных породах. Иногда слагает мономинеральные прослои. Часто концентрируется в отложениях, обогащенных вулканогенным материалом или фосфоритами. Встречается в породах различного возраста. Эпохами наиболее интенсивного глауконитообразования являются верхний докембрий (рифей, венд), нижний кембрий, силур (нижний ордовик), верхняя юра, нижний и верхний мел, палеоген. Отмечалось изменение состава глауконита с увеличением возраста: сокращение содержания разбухающих слоев и повышение содержания K, Al, Mg, Li, F при снижении содержания Fe<sup>3+</sup>, Ca, Na и V. Наиболее резкое изменение происходит на границе кембрия и венда. Глауконитовые глобулы в докембрийских отложениях обогащены алюминием и имеют состав, переходный к иллиту [63, 64]. Глауконит образуется в морской среде, в участках с медленным осадконакоплением, на границе восстановительных и окислительных условий. Последнее подтверждается экспериментальными исследованиями [65]. Предполагается, что исходный материал для его образования на шельфах поступал в основном с суши в виде взвесей, коллоидных или истинных растворов, в более глубоководных районах приносился подводными гидротермами [2, 16, 17, 66]. Относительно механизма образования глауконитовых зерен имеется много гипотез, наиболее распространено предположение об их образовании из гелей [66—69]. Выдвинута также гипотеза,

объясняющая формирование глауконита замещением глобуль перлитизированного стекла при подводных излияниях кислых лав в зонах шельфов и континентальных склонов [70].

Глауконитсодержащие породы широко распространены на всех континентах и на дне океанов. Ниже указания на нахождение в породах различного возраста даны по монографии Николаевой [21] и дополнены ссылками на более поздние работы.

На территории СССР глауконит широко распространен в осадочных породах разного возраста и состава. В неогеновых отложениях приурочен к приокеанским окраинам современных континентов и связан преимущественно с вулканогенными кремнисто-глинистыми породами, например в отложениях пограничной зоны между Восточно-Европейской платформой и Предкарпатским прогибом, в Молдавии, на Кавказе, Сахалине и Камчатке. В палеогене известен в терригенно-глинисто-известняковых формациях Дагестана и Крыма, в терригенно-глинисто-кварцевых платформенных отложениях Нижнего Поволжья [71], Украины [72—74], Приазовья [46], бассейна Дона [75], в Западной Сибири, на Урале и в Ташкентской обл. [76], в терригенно-вулканогенной формации геосинклинального типа — в Грузии [77], Азербайджане и на Сахалине [78].

В меловых отложениях концентрируются наиболее крупные массы глауконита не только на территории СССР, но и за рубежом. Глауконитоносные отложения мела простираются в виде двух поясов между широтами 30—45° по обе стороны от экватора и представлены глауконит-кварцевыми песчаниками и песками, глауконитовыми глинами и алевролитами, мелом и мелоподобными породами, опоками, фосфоритами с глауконитом, осадочно-вулканогенными породами. Концентрация глауконита иногда достигает 70—80%. Глауконит в отложениях мела известен в Подмосковном бассейне, Прибалтике, Воронежской антеклизе, Поволжье, бассейне Днестра, Днепропетровско-Донецкой впадине, северной части Крыма и на Северном Кавказе, в Дагестане, Азербайджане, Армении, на территории Западно-Сибирской депрессии.

В юрских отложениях распространен на территории Восточно-Европейской платформы (Воронежская антеклизе [79], Московская обл., Ульяновское поволжье, правобережье Оки, юго-восток УССР), в Западно-Сибирской низменности и на севере Сибирской платформы. Для глауконитоподобных юрских пород характерна тесная ассоциация с желваковыми фосфоритами [80], например в Егорьевском месторождении (Московская обл.) глауконитовый песок и подстилающая глауконитовая глина образуют прослой мощностью 2 м между продуктивными слоями фосфоритов [81]. В верхнепермских породах глауконит известен в Ульяновском поволжье и на правобережье Оки [82], в девонских отложениях — в районе Норильска [83].

В отложениях ордовика глауконитовые породы широко развиты в Прибалтике и на южной окраине Сибирской платформы. В Эстонии близ г. Таллинна глауконитовые пески мощностью до 1,8 м залегают на глубине 6 м между слоями известняка (месторождения Маарду и Ласнамяэ) [84]. На территории Ленинградской обл. глауконит содержится в породах латорпского и волховского горизонтов [85]. В Восточной Сибири глауконитоносные ордовикские отложения распространены в бассейнах рек Киренга, Подкаменная Тунгуска, Ангара, Чуна, Бирюса и в среднем течении Лены [86]. В кембрийских породах глауконит приурочен к горизонтам «синих» глин Прибалтики и Ленинградской обл. [87], известен в центральных районах Сибирской платформы.

За рубежом также распространен очень широко. В Польше глауконит составляет до 70% фосфоритоносных ордовикских толщ и встречается в мезокайнозойских отложениях [14, 15, 28, 36, 55, 88]. В Болгарии известен в юрских, нижнемеловых и палеогеновых породах, в Чехословакии — в верхнемеловых и палеогеновых толщах. Присутствует в палеогеновых отложениях Венгрии [89] и Румынии, в верхнеюрских отложениях Швейцарии [90], в верхнемеловых—палеогеновых породах Испании [91]. Огромные массы глауконита сконцентрированы в третичных отложениях Парижского бассейна [92],

Бельгии [93—95] и на северо-западе ФРГ [56]. В Великобритании глаукоцит развит в верхнемеловых и эоценовых отложениях Лондонского бассейна [13]; известен в кембрийских, ордовикских и палеогеновых породах Швеции.

О распространении глаукоцита в Азии и Африке сведений мало, отмечен в меловых породах Израиля, в палеогеновых отложениях Западной Индии, в мезо-кайнозойских отложениях Японии и на о-ве Тайвань. В Африке глаукоцитсодержащие фосфатные породы известны в ЮАР [96], в бассейне Конго [97]. В США глаукоцит образует промышленные скопления в докембрийских породах шт. Монтана, в кембрийских месторождениях верховий р. Миссисипи, в верхнемеловых—палеогеновых песчаных отложениях штатов Нью-Джерси, Колорадо, Виргиния, Мэриленд. Отмечался в почвах. Известен в палеогеновых породах Бразилии, верхнемеловых глаукоцитовых песках на западе Австралии, олигоценых отложениях на юге этого континента. Широко развиты глаукоцитовые палеогеновые отложения в Новой Зеландии [98].

В донных осадках современных морей и океанов глаукоцит концентрируется в прибрежных областях. На шельфах и континентальных склонах приурочен к полевошпат-кварцевым пескам и терригенно-биогенным илам, например в прибрежных районах Испании, Западной Африки, на Фолклендско-Патагонском шельфе, к западу и югу от Австралии, на поднятии Чатем к востоку от Новой Зеландии. В вулканогенно-терригенных осадках кайнозойских геосинклинальных областей известен у Чили-Перуанского и северо-западного побережья Тихого океана, в Японском, Охотском, Восточно-Китайском морях. Глаукоцит современных осадков частично аутигенный, частично обломочный. Относительная роль аутигенного и аллогенного глаукоцитобразования является предметом дискуссий [2, 99—103].

Имеются указания (не совсем достоверные) на нахождение глаукоцита в измененных магматических породах, например в основной массе андезитов толщи Ачашвар в горах Матра (Венгрия), где образует радиально-лучистые стяжения и мелкочешуйчатые скопления [104], в андезито-базальтах дна Атлантического океана с селадонитом и смектитом [105], в щелочных гранитах о-ва Эйлса-Крейг у юго-западного побережья Шотландии [106].

**Изм.** При выветривании превращается в глаукоцит—нонtronит, затем в смесь смектита, каолинита и окислов железа [107]. При длительном контакте глаукоцита с морской водой происходит частичное удаление из его структуры калия и формирование в глаукоцитовых глобулях смешанослойных фаз [108].

**Искусств.** Получен при температурах 3 и 20° из Si-Fe-Al- и K-содержащих растворов (рН=8,5) [65, 109, 110].

**Практ. знач.** Начиная с середины XVIII столетия глаукоцит используется в качестве минерального удобрения, а также для уменьшения жесткости воды, изготовления масляных, клеевых и известковых зеленых красок.

Изучались возможности использования катионообменных свойств глаукоцита для очистки сбросовых вод промышленных предприятий [111] и дезактивации вод с повышенной радиоактивностью [29].

**Отл.** От селадонита отличается более низким содержанием кремнезема и большим параметром  $b_0$ .

Межплоскостные расстояния глаукоцита (1M) из Венесуэлы [3]

$hkl$	$l$	$d$ (Å)	$hkl$	$l$	$d$ (Å)
001	100	10,1	040; 221	20	2,263
002 *	—	4,98	220; 041	10	2,213
020	80	4,53	113; 202	20	2,154
111	20	4,35	005	20ш	1,994
021	10	4,12	224	5	1,817
112	40	3,63	311; 241	10	1,715
003; 022	60	3,33	240; 312; 310; 241	30ш	1,66
112	40	3,09	060; 331	60	1,511
113	5	2,89	330	10	1,495
023	10	2,67	260; 400	30	1,307
130; 131; 200	100	2,587	170; 350; 420	10	1,258
132; 201	60	2,396			

\* Получен только в ориентированных препаратах.

## Л и т е р а т у р а

1. *Bailey S. W., Brindley G. W., Kodama H., Martin R. T.* // *Clays and Clay Miner.* 1979. Vol. 27, N 3. P. 238.
2. *Odin G. S., Matter A.* // *Sedimentology.* 1981. Vol. 28, N 5. P. 611.
3. *Bailey S. W.,* // *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification.* L. Miner. Soc., 1980. P. 59.
4. *Buckley H. A., Bevan J. C., Brown K. M., Johnson L. R., Farmer V. C.* // *Miner. Mag.* 1978. Vol. 42, N 323. P. 372.
5. *De Grave E., Vandenbruwaele J., Elewaut E.* // *Clay Miner.* 1985. Vol. 20, N 2. P. 171.
6. *Thompson G. R., Hower J.* // *Clays and Clay Miner.* 1975. Vol. 23, N 4. P. 289.
7. *Kohler E. E., Burkert P. K.* // *Clay Miner.* 1976. Vol. 11, N 4. P. 303.
8. *Daynyak L. G., Drits V. A.* // *Clays and Clay Miner.* 1987. Vol. 35, N 5. P. 363.
9. *Симбалникова А.* // *Amer. Miner.* 1971. Vol. 56, N 7/8. P. 1385.
10. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1986. № 5. С. 19.
11. *Reynolds R. C.* // *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification.* L. Miner. Soc., 1980. P. 249.
12. *Дриц В. А., Сахаров Б. А.* // *Тр. ГИН АН СССР.* 1976. Вып. 295. С. 229.
13. *Loveland P. J.* // *Miner. Mag.* 1980. Vol. 43, N 329. P. 682.
14. *Lacka B., Wiewiara A., Rochawicz A.* // *Arch. miner.* 1981. Vol. 37, z. 2. S. 35.
15. *Odin G. S.* // *Clays and Clay Miner.* 1976. Vol. 24, N 5. P. 232; *Rev. Miner.* 1984 Vol. 13. P. 545.
16. *Шутов В. Д.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1984. № 1. С. 147.
17. *Ireland V. J., Curtis C. D., Whitman J. A.* // *Sedimentology.* 1983. Vol. 30, N 6. P. 769.
18. *Симбалникова А., Дриц В. А., Дмитрик А. Л.* // *Литология и полез. ископаемые* 1973. № 1. С. 121.
19. *Николаева И. В., Каменева М. Ю., Бородаевская З. В.* // *ДАН СССР.* 1981. Т. 259. № 4. С. 939.
20. *Hughes A. D., Whitehead D.* // *Sedimentology.* 1987. Vol. 34, N 5. P. 825.
21. *Николаева И. В.* // *Тр. ИГиГ СО АН СССР.* 1977. Вып. 328. С. 1.
22. *Бергер Г. С.* // *Флотиримость минералов.* М.: Госгортехиздат, 1962. С. 206.
23. *Бахтин А. И.* // *Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм.* Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. С. 134.
24. *Wiewiara A., Lacka B., Szczyrba J.* // *VIII Conf. Clay Miner. and Petrol., Teplice, Oct. 9—11, 1979.* *Geologica.* Prague, 1981. P. 47.
25. *Slonimskaya M. V., Besson G., Daynyak L. G., Tchoubar C., Drits V. A.* // *Clay Miner.* 1986. Vol. 21, N 3. P. 377.
26. *Manghnyani M. H., Hower J.* // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 5/6. P. 587; N 11/12. P. 1631.
27. *Лисицын А. К.* // *Геохимия.* 1967. № 8. С. 994.
28. *Chablo A.* // *Miner. pol.* 1979 (1980). Vol. 10, N 1. P. 49.
29. *Кацнельсон Ю. Я., Александриян О. Ч., Волошина А. И.* // *Минералогия и геохимия глауконита.* Новосибирск: Наука, 1981. С. 80.
30. *Комлев А. И.* // *Минерал. сб. Львов. геол. о-ва.* 1951. № 5. С. 355.
31. *Smulikowski W.* // *Arch. miner.* 1954. Vol. 18, z. 1. S. 21.
32. *Ципурский С. И., Ивановская Т. А.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1988. № 1. С. 41.
33. *Parry W. T., Reeves C. C.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 1/2. P. 229.
34. *Муравьев В. И., Воронин Б. И.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1975. № 3. С. 74.
35. *Куц В. П., Фомин А. Б., Цыбкин И. П.* // *ДАН УССР.* 1965. № 2. С. 235.
36. *Lacka B., Wiewiara A.* // *Arch. miner.* 1981. Vol. 37, z. 2. S. 43.
37. *Николаева И. В., Симонова В. И., Сенин Ю. М.* // *Тр. ИГиГ СО АН СССР.* 1971. Вып. 144. С. 112.
38. *Казаков Г. А., Боровик-Романова Т. Ф., Ермишкина А. И.* // *Геохимия.* 1975. № 9. С. 1355.
39. *Lertman A.* // *Sedimentology.* 1966. Vol. 6, N 4. P. 267.
40. *Кацнельсон Ю. Я.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1985. № 1. С. 49.
41. *Николаева И. В., Сухаренко А. В.* // *ДАН СССР.* 1973. Т. 209, № 4. С. 947.
42. *Холодов В. Н., Горский С. П., Казанский М. Г.* // *Литология и полез. ископаемые.* 1966. № 5. С. 80.
43. *Казаков Г. А., Балашов Ю. А., Братишко Р. Л.* // *Геохимия.* 1976. № 5. С. 7-8.
44. *Балашов Ю. А., Казаков Г. А.* // *Там же.* 1968. № 6. С. 722.
45. *Балашов Ю. А., Казакова Г. А.* // *ДАН СССР.* 1968. Т. 179. № 2. С. 440.
46. *Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И.* и др. // *Минералогия Приазовья,* Киев: Наук. думка. 1981. С. 346.
47. *Радзвявичус А.* // *Этапы постседиментационных изменений в осадочных комплексах Южной Прибалтики и их индикация.* Вильнюс: Кн. изд-во, 1980. С. 3.
48. *Ярысев А. П.* // *ДАН СССР.* 1966. Т. 168, № 4. С. 914.
49. *Каширцева М. Ф., Шевнин А. Н., Воронкевич Л. В.* // *Сов. геология.* 1961. № 11. С. 131.

50. Никитин Н. М., Ясьев А. П. // Геохимия. 1974. № 8. С. 1237.
51. Николаева И. В., Меленевский В. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1981. Вып. 515. С. 69.
52. Salehi S. H., Bonhomme M. G., Chaabani F., Odin G. S. // Sci. Geol. Bull. 1978. Vol. 31, N 4. P. 157.
53. Будзинский Ю. А., Белов К. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 17.
54. Фирсов Л. В. // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 24.
55. Wiewiora A., Lacka B. // Arch. miner. 1980. Vol. 36, z. 1. S. 37.
56. Kohler E. E., Köster H. M. // Geol. Jb. D. 1982. H. 52. S. 89.
57. Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1971. Вып. 144. С. 7.
58. Hutton C. O., Seelye F. T. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 10. P. 595.
59. Баранова Н. М. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. Кн. 6. С. 27.
60. Корнева Т. А., Николаева И. В. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1971. Вып. 144. С. 132.
61. Каменева М. Ю., Ковалева Л. Т., Николаева И. В., Логвиненко В. А. // Там же. 1985. Вып. 610. С. 135.
62. Логвиненко В. А., Николаева И. В., Каменева М. Ю. // Там же. С. 143.
63. Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А., Соколова А. Л., Казаков Г. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 74.
64. Turnau-Morawska M., Lacka B., Wiewiora A. // Kwart. geol. 1975. Vol. 19, N 4. S. 829.
65. Harder H. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 3. P. 217.
66. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 23.
67. McRae S. G. // Earth Sci. Rev. 1972. Vol. 8, N 4. P. 397.
68. Kohler E. E., Köster H. M. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 4. P. 273.
69. Eisenack A. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1978. H. 11. S. 641.
70. Ван А. В. // Вопросы минерало-, петро- и рудогенеза районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 16.
71. Дистанов У. Г., Сорокин В. И. // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 1. С. 194.
72. Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. И. // Минералогия Подолни. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. С. 186.
73. Бутенко В. И., Логвиненко Н. В. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 515. С. 89.
74. Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И. и др. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 353.
75. Кацнельсон Ю. Я., Нырко А. А. // Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978. С. 56.
76. Бескровный Ю. В., Веретенников Г. Г., Галкина Н. В., Ибадуллаев С. И., Мирходжаев И. М. // Глауконит месторождения Чанга и перспективы его использования. Ташкент: Фян, 1970. С. 3.
77. Хамхадзе Н. И. // Сообщ. АН ГССР. 1969. Т. 54, № 3. С. 629.
78. Литвиненко А. У., Доманова П. С. // Тр. Сахал. компл. НИИ АН СССР. 1974. Вып. 31. С. 88.
79. Бегчев В. И. // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1976. Вып. 3. С. 40.
80. Карпова М. И., Варфоломеева Е. С. // Сов. геология. 1975. № 5. С. 87.
81. Степанова Т. И. // Генезис и закономерности размещения фосфоритов. М. Наука, 1974. С. 107.
82. Корчагин В. В. // Итоговая науч. конф. Казан. ун-та за 1961 г. Казань, 1962. С. 75.
83. Ван А. В., Матухин Р. Г., Каменева М. Ю., Бородаевская З. В. // Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1981. Вып. 515. С. 97.
84. Юргенсон Э., Тийрмаа Р. // Изв. АН ЭССР. 1972. Т. 21, № 2. С. 171.
85. Балашова Е. А., Балашов З. Г. // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1959. № 268, вып. 10. С. 127.
86. Бородаевская З. В. // Кристаллохимия и парагенезисы минералов осадочных пород. Новосибирск: СО АН СССР, 1975. С. 95.
87. Фирсов Л. В., Николаева И. В., Лебедев Ю. Н., Солнцева С. М. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1971. Вып. 144. С. 165.
88. Kottlicki A., Szezyrba J., Wiewiora A. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 221.
89. Kubovics J. // Földt. közl. 1964. Köt. 94, r. 4. Old. 432; 1966. Köt. 96, r. 1. Old. 13.
90. Frey M., Hunziker J. C., Roggwiler P., Schindler C. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 3. P. 185.
91. Debrabant P., Paquet J. // Chem. Geol. 1975. Vol. 15, N 1. P. 61.
92. Triat J. M., Odin G. S., Hunziker J. C. // Bull. Soc. geol. France. 1976. Vol. 18, N 6. P. 1671.
93. Govaert E., de Grave E., Quartier H., Chambaere D., Robbrecht G. // J. phys. (France). 1979. Vol. 40, N 3. P. 442.
94. De Grave E., Geets S. // Bull. Soc. geol. belg. 1979. Vol. 88, fasc. 3/4. P. 237.
95. Porrenga D. // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 4. P. 421.
96. Birch G. F. // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1979. Vol. 82, N 1. P. 43.
97. Giresse P. P., Odin G. S. // Sedimentology. 1973. Vol. 20, N 4. P. 457.

98. *McConchie D. M., Lewis D. W.* // N. Z. J. Geol. and Geophys. 1980. Vol. 23, N 4 P. 413.
99. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 150.
100. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* // Тр. ГИН АН СССР 1979. Вып. 334. С. 64; Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 29.
101. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 91.
102. *Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Волков П. В.* // Там же. 1979. № 3. С. 136.
103. *Логвиненко Н. В.* // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 68.
104. *Kubovics I.* // Acta geol. Acad. sci. hung. 1964. Vol. 8, N 1/4. P. 19.
105. *Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледя К. Г., Соколова А. Л., Карпова Г. В., Ципурский С. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 63.
106. *Harding R. R.* // Scot. J. Geol. 1983. Vol. 19, N 2. P. 219.
107. *Courbe C., Velde B., Meunier A.* // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 231.
108. *Муравьев В. И., Дайняк Л. Г., Головин Д. И.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 102.
109. *Harder H.* Naturwissenschaften. 1978. Bd. 65, N 1. S. 59.
110. *Harder H.* // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 1. P. 65.
111. *Воропаева З. Е., Кацнельсон Ю. Я., Шамрай Л. И.* // Геология, методы поисков и разведки месторождений нерудных полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1976. № 2. С. 1.

## ГРУППА ПАРАГОНИТА

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Парагонит $\text{NaAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] \times (\text{OH})_2$	Монокл.	5,13	8,89	19,36	94°10'	2,907
Браммалит $(\text{Na}, \text{K})_{1-n}\text{Al}_2 \times [\text{Si}_{3+n}\text{Al}_{1-n}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Монокл.	5,12	8,91	19,26	95 50	—
Эфесит $\text{Na}(\text{LiAl}_2)[\text{Si}_2\text{Al}_2 \times \text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Монокл.	5,11	8,86	9,69 (1M) 19,29 (2M <sub>1</sub> )	100 12 95 11	2,965

## Парагонит Paragonite



Название от греч. *παράγειν* (парагейн) — вводить в заблуждение, так как вначале принимался за тальк (Шафхеутл. 1843).

**Синон.** Галлерит — hallerite (Барбье, 1908) — мусковит с ~33% молекулами парагонита [1, 2]; коссаит — cossaite (Гастальди, 1874); маргародит — margarodite (Шафхеутл. 1843) — смесь мусковита и парагонита (Хей, 1955); натровая слюда — Natronglimmer, soda mica (Дана, 1892); натроонкозин — Natron-Onkosin (Гастальди, 1874); преградит — pregratite, частично (Либенер, 1861); эвфиллит, эйфиллит, эофиллит — euphyllite (Силлиман, 1849) — смесь парагонита с хлоритом (Лазаренко, Вынар, 1975).

**Характ. выдел.** Чешуйки, листочки; мелкочешуйчатые агрегаты; сростки с другими слодами.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с  $C_{2h}^2-C2/c$  (политип  $2M_1$ );  $Z=4$  [3, 4]. Реже встречается политип  $3T$  (пр. гр.  $P3_212$ ) [5]; политип  $1M$  (пр. гр.  $C2m$ ) получен только искусственно [6].

№ п/п	Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	$-c \cos \alpha$		
1	$2M_1$	5,13	8,89	19,36	94°10'	0,5770:1:2,1776	0,270		
2	$3T$	5,13	—	28,72	—	$a_0:c_0 = 5,598$	—		
3	$1M$	5,13	8,89	9,74	99 40	0,5770:1:1,0956	0,319		
	M (1)—O	M (2)—O	$\psi$	T (1)—O	T (2)—O	Si—O	$\alpha$	Na—O	$\eta$
1		1,95	5°10'	1,67	1,66	1,63	17°20'	2,59	3,00
2	1,96	1,98	2 05	1,61	1,68	1,61	15 50	2,63	3,00
3		1,97	2 50		1,66	1,64	19 10	2,56	3,05

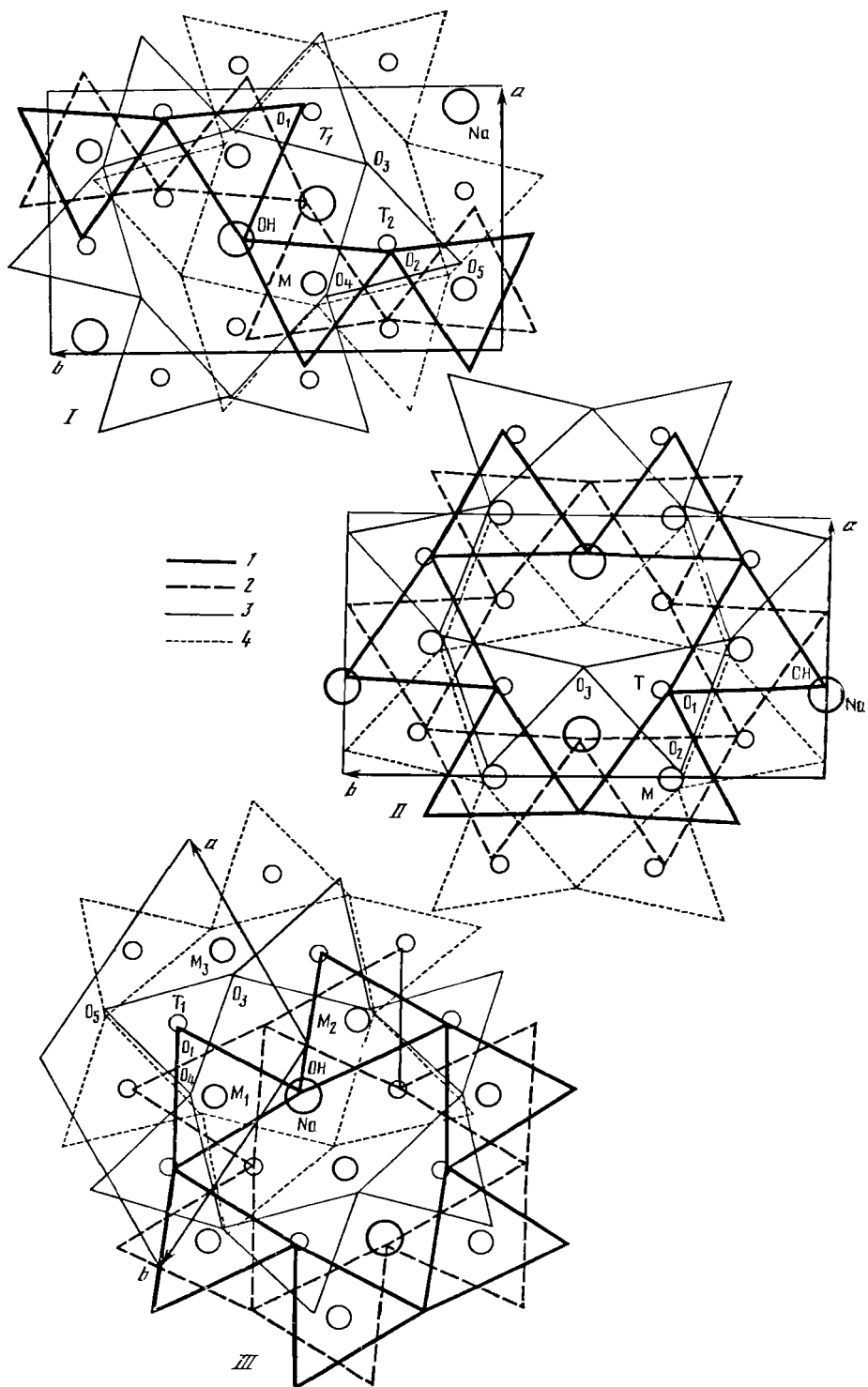
1 — образец с Южного Урала, состав:  $(\text{Na}_{0,60}\text{K}_{0,10}\text{Ca}_{0,03})(\text{Mg}_{0,10}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Al}_{1,03})(\text{Si}_{2,98}\text{Al}_{1,02})\text{O}_{9,77}(\text{OH})_2 \cdot z [1]$ ;  
 2 — образец с Южного Урала, состав:  $(\text{Na}_{0,71}\text{K}_{0,16}\text{Ca}_{0,03})(\text{Mg}_{0,01}\text{Al}_{2,02})(\text{Si}_{2,96}\text{Al}_{1,04})\text{O}_{9,98}(\text{OH})_2$ , — синтетический, состав:  $(\text{Na}_{0,91}\text{Al}_{1,86})(\text{Si}_{3,46}\text{Al}_{0,35})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  [9].

Параметры элементарной ячейки парагонита изменяются в зависимости от химического состава минерала; по сравнению с мусковитом особенно показателен

тельно уменьшение значения  $b_0$ . По Цену и Альби [10], базальные рефлексы сосуществующих парагонита и мусковита подчиняются следующему регрессивному уравнению:  $d_{(002)} 2M_1 \text{ парагонита} = 12,250 - 0,2634 d_{(002)} 2M_1 \text{ мусковита} \pm 0,006 \text{ \AA}$ . Вхождение Са вызывает увеличение параметров  $b_0$  и  $c_0$  [10]. У чисто натриевого синтетического парагонита  $c_0 = 19,27 \text{ \AA}$  [11].

По структуре парагонит является диоктаэдрической слюдой с катионами Na в межслоевом промежутке (Na-аналог мусковита). В природе парагонит встречается гораздо реже, чем мусковит, и для него проведено значительно меньше структурных определений. Первое из них [12] выполнено на политипной модификации  $2M_1$ , при этом главное внимание было уделено сходству структур парагонита  $2M_1$  и мусковита  $2M_1$ . При последующих структурных определениях для модификаций парагонита  $2M_1$  [7],  $1M$  [9] и  $3T$  [8] (кроме того, см. работы [13—16]) выявлены специфические различия структур парагонита и мусковита, объяснившие как меньшую распространенность парагонита в природе, так и ограниченность смесимости этих двух диоктаэдрических слюд, различающихся лишь межслоевым катионом (фиг. 78). Катионы Na (значительно меньшие по размеру, чем катионы K) имеют более плотное кислородное окружение (при ионном радиусе  $O^{2-} = 1,32 \text{ \AA}$  длины связей Na—O и K—O равны соответственно 2,44 и 2,83  $\text{\AA}$ ), следствием чего является существенное сокращение высоты межслоевого промежутка ( $n$ ) вдоль оси  $c$  (3,39—3,46  $\text{\AA}$  в мусковите, 3,00—3,05  $\text{\AA}$  в парагоните), приводящее к уменьшению параметра  $c_0$ , и значительное увеличение угла дитригонального разворота оснований тетраэдров ( $9^\circ$ — $12^\circ$  в мусковите,  $16^\circ$ — $19^\circ$  в парагоните). При этом степень увеличения угла дитригонального разворота оснований тетраэдров ( $\alpha$ ) находится в прямой зависимости от содержания катионов натрия в межслоевом промежутке: в парагоните  $1M$ , содержащем наибольшее количество Na (0,9 на форм. ед.), этот угол достигает  $19^\circ$ , а в парагоните  $3T$ , содержащем в межслоевом промежутке  $K \approx 0,2$  на форм. ед., этот угол снижается до  $15^\circ 50'$ . При полном заселении катионами Na межслоевых позиций угол дитригонального разворота тетраэдров должен быть еще больше, что привело бы к увеличению тетраэдрических связей сверх кристаллохимически допустимых значений и к разрыву тетраэдрической сетки. При увеличении угла дитригонального разворота оснований тетраэдров существенно сокращаются собственные размеры тетраэдрической сетки; для сохранения ее соответствия с октаэдрической сеткой происходит увеличение размеров тетраэдров, т. е. увеличение средних тетраэдрических длин связей Si—O, Al—O (что максимально проявляется в парагоните  $1M$ ). Следствием этого является более плоская базальная поверхность тетраэдрических атомов кислорода (в структуре парагонита гофрировка поверхности этих атомов в 2 раза меньше, чем в структуре мусковита). Происходят также изменения в строении октаэдрической сетки, в частности существенно уменьшается угол разворота заселенных атомами Al октаэдров вокруг вакантного октаэдра, выравниваются размеры заселенных и вакантных октаэдров и т. д. Одним из основных следствий изменения строения тетраэдрических и октаэдрических сеток в структуре парагонита по сравнению со структурой мусковита является существенное различие величин внутри- и межслоевых смещений, приводящее к разнонаправленному отклонению моноклинных решеток модификаций  $1M$  и  $2M_1$  от идеального строения: у парагонита угол моноклинности  $\beta$  меньше, у мусковита — больше идеального значения, определяемого равенством  $-c \cdot \cos \beta' / a = 1/3$  (у парагонита эта величина меньше  $1/3$ , у мусковита больше  $1/3$ ).

Существенные различия в структурах парагонита и мусковита [17, 18] определяют резкую ограниченность смесимости в системе мусковит—парагонит (отношение  $K/(K + Na)$  и  $Na/(Na + K)$  со стороны крайних членов не превышает 0,2) [19, 20]. Это обусловлено в первую очередь невозможностью образования единой тетраэдрической сетки из шестичленных колец с разными углами дитригонального разворота, а также трудностью сочетания в рамках одной структуры двух решеток с углами моноклинности, противоположно отклоняющимися от идеальных значений. Существенное растяжение тетраэдри-



Фиг. 78. Структура парагонита в нормальной проекции на плоскость  $ab$  (по Сидоренко, Звягину, Соболевой)

*I* — политип  $2M_1$ ; *II* — политип  $1M$ ; *III* — политип  $3T$ ; 1 — верхние, 2 — нижние основания октаэдров; 3 — основания верхних, 4 — нижних тетраэдров; М — октаэдрические, Т — тетраэдрические катионы



ческих связей в структуре парагонита приводит к напряженному состоянию тетраэдрической сетки. Напряженность состояния тетраэдрической сетки парагонита, очевидно, обуславливает его меньшую устойчивость к воздействию высоких температур и давлений: при температуре  $735^\circ$  и давлении 8 кбар мусковит еще стабилен, а парагонит может переходить в альбит даже при  $600^\circ$  и 1,5—3,5 кбар [21]. Признаком существенно меньшей стабильности парагонита по сравнению с мусковитом является и отсутствие в природе парагонита 1М; к общим кристаллохимическим факторам невыгодности модификации 1М по сравнению с модификациями 2М<sub>1</sub> и 3Т прибавляется дестабилизирующее влияние на слюдяную структуру катионов Na. Синтез парагонита 1М в лабораторных условиях оказался возможным только в тех случаях, когда парагонит наследовал исходную однослойную последовательность слоев в каолините-1Тс при его гидротермальной обработке [6].

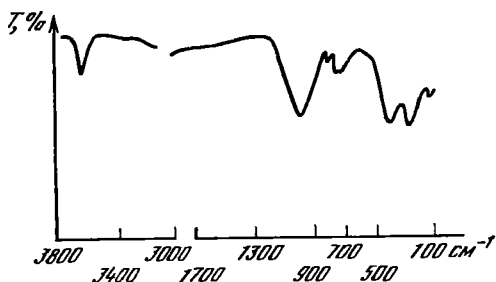
Кристаллы парагонита детально не изучались [22]. Известны сростания (смешанослойного типа) парагонита с мусковитом, фенгитом и маргаритом [23—27]. Отмечено замещение парагонитом кианита с образованием псевдоморфоз [28—30].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001), несовершенная по (110) и (010). Фигуры удара и давления подобны таковым у мусковита. Листочки менее упругие, чем у мусковита. Тв.  $2\frac{1}{2}$ . Уд. в. 2,82—2,90 (вычисл. 2,907 [4]). Цв. бесцветный, серебристо-белый, светло-желтый, светло-зеленоватый, желтоватый, желтовато-бурый. Черта бесцветная, белая. Бл. стеклянный, иногда перламутровый. Прозрачен. Для ИК-спектра парагонита характерны полосы поглощения (фиг. 79): 467, 478, 540  $\text{см}^{-1}$  (деформационные колебания Si—O—Me и Si—O), 912, 1012, 1075  $\text{см}^{-1}$  (валентные колебания Si—O), 3620  $\text{см}^{-1}$  (валентные колебания OH) [31, 32].

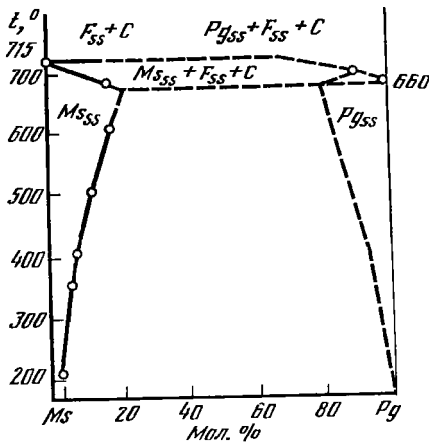
**Диэлектрик.** Не люминесцирует [33]. Стандартная энтропия фаз ( $S_{298,1}^0$  кал/моль), вычисленная по реакции равновесия парагонит + кварц = альбит + корунд +  $\text{H}_2\text{O}$ , равна  $67,8 \pm 3,9$  [34], по реакции парагонит + кварц = альбит + андалузит +  $\text{H}_2\text{O}$  —  $71,8 \pm 3,5$  [35]. Стандартная энтропия образования из химических элементов ( $\Delta S_{f, 298,1}^0$ , ккал/моль) —  $304,3$  [21], —  $305,08$  [35], —  $303,57$  [36]; стандартная энтальпия образования из элементов ( $\Delta H_{f, 298,1}^0$ , ккал/град·моль) —  $1411,4$  [34], —  $1328 \pm 1,9$  [35]. Свободная энергия Гиббса ( $\Delta G_{298,1}^0$ , ккал/моль) =  $1320,9 \pm 4$  [34], —  $1328,37 \pm 1,9$  [35]. Теплоемкость в зависимости от температуры отвечает уравнению  $C_p = 688,44 + 0,03627 T - 1,8604 \cdot 10^6 T^{-2} - 5816,1 T^{-0,5}$  (298—800 К) [37]. О термодинамических свойствах парагонита см. также в работах [38—44].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный. Богатые железом разности слабо плеохроируют:  $Np < Nm < Ng$ . Двусосный (—). Удлинение (+). Пл. опт. осей  $\perp$  (010),  $Np$  почти  $\perp$  (001) ( $cNp$  до  $5^\circ$ );  $Ng = b$ ,  $Nm$  а. По Трёперу (1980):  $n_g = 1,600—1,605$ ,  $n_m = 1,594—1,599$ ,  $n_p = 1,564—1,577$ ; по Диру и др. (1966):  $n_g = 1,600—1,609$ ,  $n_m = 1,594—1,609$ ,  $n_p = 1,564—1,580$ .  $n_g - n_p = 0,028—0,038$ .  $2V$  для парагонита 2М<sub>1</sub>  $40—50^\circ$ , для парагонита 3Т  $0—8^\circ$  [5, 18]. Дисперсия  $r > v$ .

**Хим.** Теор. состав:  $\text{Na}_2\text{O}$  — 8,12;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 40,03;  $\text{SiO}_2$  — 47,14;  $\text{H}_2\text{O}$  — 4,71. Парагонит, как и мусковит, высокоглиноземистая слюда, в которой Al заполняет все октаэдрические и одну из четырех тетраэдрических позиций. В небольших количествах Al может замещаться на Fe и Sr. Наибольшее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,41%) установлено в парагоните из Восточных Кейв на Кольском полуострове [45], но даже 0,08%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (в парагоните с Урала) вызывает заметную бледно-голубую его окраску [22]. Содержание марганца обычно весьма



Фиг. 79. ИК-спектр парагонита из Приполяного Урала (по Букайову)



Фиг. 80. Фазовая диаграмма субсолидусной системы мусковит—парагонит (по Югстеру и Йодеру)

С — корунд; F — полевоы шпат; Ms — мусковит; Pg — парагонит, ss — твердый раствор

ся тысячными долями процента [27, 52—54], обычно присутствует 4—5% H<sub>2</sub>O. иногда F (0,05—0,50%) [46, 55, 56] и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0,1—0,2%) [57]. Спектральным анализом установлены Sr, Zn, Pb, Cu, Ag, Be, Zr, Sn, V, Ni, Ga [27, 31, 52, 55]. В парагоните из корундсодержащих тальк-турмалин-флогопит-хлоритовых сланцев Антарктики отмечены Li<sub>2</sub>O — 0,18% и SrO — 1,3% [58].

#### Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	5,60	5,76	5,80	6,59	6,65	6,76	6,93	7,50	7,75
K <sub>2</sub> O	1,20	1,12	2,22	2,36	1,10	0,62	0,45	0,81	0,08
MgO	—	0,20	0,16	0,02	0,75	0,14	0,23	0,10	0,43
CaO	0,85	0,51	0,67	0,21	1,74	<0,10	0,87	0,24	0,18
MnO	—	Сл.	0,02	—	0,15	<0,02	—	0,02	Не обн
FeO	0,23	0,22	0,28	0,07	0,26	0,30	0,60	0,78	»
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,34	1,72	1,13	0,73	0,79	0,38		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,00	39,90	40,09	37,41	38,56	39,58	38,97	39,1	35,11
SiO <sub>2</sub>	45,22	46,58	44,41	47,48	44,65	46,20	46,89	47,0	49,78
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,12	0,22	—	0,36	0,30	0,28	0,02	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,00	4,86	4,45	4,79	4,90	4,81	3,82	4,3	4,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,52	0,56	—	0,50	Не опр.	0,10	—		
F	—	—	0,08	—	—	—	0,05	—	0,14
Сумма	99,99*	100,19 <sup>2*</sup>	100,12	100,56	(99,88) <sup>3*</sup>	99,88 <sup>4*</sup>	99,47	99,87	99,79 <sup>5*</sup>
—O = F <sub>2</sub>	—	—	0,03	—	—	—	0,02	—	0,05
			100,09				99,45		99,74
Уд. в.	—	2,86	—	—	2,81	—	—	2,907	2,85
n <sub>g</sub>	—	1,606	1,609	1,600	1,608	1,611	1,612	1,606	1,604
n <sub>m</sub>	—	1,603	1,609	1,597	1,602	1,605	1,607	1,603	1,596
n <sub>p</sub>	—	1,562	1,580	—	1,577	1,577	1,577	1,571	1,565
(—) 2V, °	—	8	0	—	50	>34	28—49	30 (33)	—
a <sub>0</sub> (Å)	—	5,14	—	—	5,14	—	—	5,13	—
b <sub>0</sub>	—	8,90	—	—	8,90	—	—	8,89	—
c <sub>0</sub>	—	28,90	—	—	19,45	—	—	19,32	—
β	—	—	—	—	94°40′	—	—	95°10′	—
Политип	—	3T	—	—	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub>	—	2M <sub>1</sub>	—

незначительное; лишь в парагоните из магнезиальных скарнов Восточной Сибири обнаружено необычно высокое (27,80%) содержание MnO [46]. Основное отличие парагонита от мусковита заключается в высоком содержании Na<sub>2</sub>O и низком K<sub>2</sub>O. Эти минералы можно рассматривать как конечные члены одной серии, но с большой областью несмесимости (фиг. 80) [2, 47, 48]. Показано [2, 23, 47—49], что изоморфизм K—Na в мусковите и парагоните ограничен: не более 25% межслоевых позиций может занимать K в парагоните и Na в мусковите (отношения K/Na ≈ 1 указывают на наличие двух фаз). Содержание CaO в парагоните обычно составляет 0,1—0,5, редко более 1%; изоморфное вхождение Ca ограничено 2—3% от суммы межслоевых катионов [23, 50]. Более высокие содержания CaO [27, 51] говорят о смеси парагонита с маргаритом. Содержание BaO очень редко достигает 0,1% [45]. Количество Li, Rb, Cs в парагоните выражается

\* Кроме того,  $Rb_2O-0,001$ ,  $Cs_2O-0,001$ . \*\* В том числе  $Cr_2O_3-0,01$ ,  $Li_2O-0,01$ ,  $Rb_2O-0,003$ ,  $Cs_2O-0,003$ . \*\*\* В том числе  $Cr_2O_3-0,02$ ,  $Li_2O-0,01$ ,  $Rb_2O-0,003$ ,  $Cs_2O-0,001$ . \*\*\*\* В том числе  $P_2O_5-0,16$ . \*\*\*\*\* В том числе  $Cr_2O_3-0,11$ ,  $BaO-0,16$ .

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	2,90	2,98	2,88	3,05	2,89	2,96	3,04	3,02	3,20
Al <sup>IV</sup>	1,10	1,02	1,12	0,95	1,11	1,04	0,96	0,98	0,80
Al <sup>VI</sup>	2,00	1,98	1,94	1,89	1,83	1,95	2,02	1,98	1,86
Ti	Сл	0,01	0,01	—	0,02	0,01	0,01	Сл.	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,02	0,08	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,02	Сл.	0,01	0,02	0,03	—	—
Mn	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
Mg	—	0,02	0,02	—	0,07	0,01	0,02	0,01	0,04
Ca	0,06	0,03	0,05	0,01	0,12	0,01	0,06	0,02	0,01
K	0,10	0,09	0,18	0,19	0,09	0,05	0,04	0,07	0,01
Na	0,70	0,71	0,73	0,82	0,83	0,84	0,87	0,94	0,97
OH	2,14	2,07	1,92	2,06	2,11	2,06	1,65	1,84	1,81
F	—	—	0,02	—	—	—	0,01	—	0,03
O	9,86	9,93	10,06	9,94	9,89	9,94	10,34	10,16	10,16

1 — из гранатовых амфиболитов уфалейского метаморфического комплекса (Средний Урал), анал. не указан [27]; 2 — из безрудных кварцевых жил уфалейского метаморфического комплекса (Урал), анал. Дулова [52]; 3 — из хлорит-серпичитового сланца, Глеб-Маунтин (шт. Вермонт, США), анал. Гонье [59]; 4 — из хрусталеносного гнезда, Приполярный Урал, анал. не указан [31]; 5 — из клиноизоэнтных амфиболитов уфалейского метаморфического комплекса (Урал), анал. Лихачева [52], в оригинале сумма 99,89, 6 — из гранатового амфиболита, округ Басси (о-в Сикоку, Япония), анал. Харамура [57]; 7 — из гранатовых гранулитов комплекса Джиджал (Северный Пакистан), анал. Уилсон [55]; 8 — из кварц-кванитовых жил, долина Теш близ Церматта (Швейцария), анал. Эльмор, Ботт, Хлоэ и Меерович [4]; 9 — зеленый парагонит из контакта кванитового сланца с метабазитами, Восточные Кейвы (Кольский полуостров), анал. Загнайченко [45].

**Диагн. исп.** В HCl не растворяется; разлагается  $H_2SO_4$  при продолжительном нагревании, HF — значительно быстрее. П. п. тр. плавится с трудом в непрозрачное стекло или белую эмаль. Окрашивает пламя в желтый цвет (Na).

**Повед. при нагр.** Кривая ДТА близка таковой мусковита, на ней фиксируются два эндотермических эффекта — при 850 и 1110° [60, 61].

**Находж.** Породообразующий минерал высокоглиноземистых кристаллических сланцев низкой и средней ступеней метаморфизма (низы зеленосланцевой — верхи амфиболитовой фаций) и связанных с ними гидротермальных образований. В породах, испытавших более глубокий метаморфизм, не встречается, что связано с распадом парагонита при более низких температурах и давлениях, чем мусковита [21, 43, 62, 63].

Нижняя граница устойчивости парагонита, согласно экспериментальным данным, соответствует температуре  $\leq 400$  и давлению 2 кбар [64], а верхняя — температуре 500° и  $P_{H_2O}=1$  кбар, 555—575° при  $P_{H_2O}=2$  кбар — для реакции парагонит  $\rightarrow$  альбит + кордиерит +  $H_2O$  [44, 65] или 550° и 1,4 кбар, 600° и 3,4 кбар — для реакции парагонит  $\rightarrow$  корунд + альбит [21]. Данные Югстера и Йодера [11] для последней реакции (от 580 и 0,3 кбар до 660 и 21 кбар), по мнению Иванова и Гусынина [44], несколько завышены.

Дегидратация парагонита, находящегося в ассоциации с кварцем (парагонит + кварц = альбит + андалузит +  $H_2O$ ), происходит при 500° и  $P_{H_2O}=1$  кбар; в интервале 555—620° и 3,2—6,2 кбар парагонит с кварцем разлагается на альбит и силлиманит, выше 620° — на альбит и дистен [40, 44].

Приуроченность парагонита к участкам гидротермально-переработанных сланцев предположительно объясняется [66] кристаллизацией парагонита из насыщенных натрием растворов.

Возможная в природе реакция 2 каолинит + 2NaCl = 2 парагонит + 2HCl + 3H<sub>2</sub>O была воспроизведена Уинклером [63] при 415° и  $P_{H_2O}=2$  кбар. По Фрею [25], парагонит может образоваться в результате дегидратации богатых натрием иллитов при аналогичных параметрах  $T$  и  $P$ .

Отмечается тесная ассоциация парагонита с другими светлыми слюдами (мусковитом, фенгитом), маргаритом, кианитом и ставролитом. С этими минералами парагонит либо встречается в виде индивидуализированных чешуек [51], либо образует с ними неразделимые сростания. Так, листочки светлой слюды из гранатовых слюдяных сланцев Монте-Роза (Швейцарские Альпы), как показали исследования с помощью электронного микрозонда [24], состоят из тонко переслаивающихся мусковита, фенгита и парагонита, толщина пластинок которых не более 50 мкм. Фенгит-парагонитовые сростания с отношением их 4 : 6 установлены также в слабо метаморфизованных сланцах Глауса (Швейцарские Альпы) [25], парагонит-мусковитовые смешанослойные сростания — в серицит-песчаных сланцах Ревфюлёп (Венгрия) [28]. Составы сосуществующих мусковита и парагонита изменяются в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород, и в этом отношении колебания величин базальных межплоскостных расстояний могут быть использованы для геотермометрии [51, 67, 68]. Смешанослойные фенгит-парагонитовые сростания рассматриваются некоторыми исследователями [27, 67] как обычные промежуточные образования, возникающие при метаморфизме богатых натрием глинистых (иллитовых или монтмориллонитовых) пород. Количество парагонита в метаморфизованных породах невелико, например в цоизитовых амфиболитах Кузнечихи (Урал) оно составляет 5—17% [22].

В СССР наиболее изучен парагонит Урала; впервые он был обнаружен в корундовых месторождениях [69]. На Среднем Урале парагонит широко развит в виде порфиробластов, вытянутых по сланцеватости рутиловых амфиболитов Кузнечихи [22, 70], в гранатовых амфиболитах и безрудных кварцевых жилах уфалейского метаморфического комплекса [27, 52, 71, 72], в парагонитовых сланцах у выклинивающихся участков рудных тел Заводского, Красногвардейского и Чернушкинского месторождений [73], в апогаббровых лиственицах Пышминско-Мало-Истокинского района [56, 74—76]. На Южном Урале парагонит установлен в кианитовых сланцах Борисовских сопок [22], на Приполярном Урале — в гранитах, аргиллизированных вблизи хрусталеносных гнезд [31, 53, 77]. На Кольском полуострове проявления парагонита, часто замещающего кианит, установлены в кианитовых сланцах на контактах с метабазитами [28, 45]. Известен в кристаллических сланцах р. Даут на Северном Кавказе [78], в палеозойской толще Армении [79], в аспидных сланцах криворожской серии Криворожского железорудного бассейна [80, 81].

Характерно нахождение парагонита во вмещающих породах рудных месторождений. Он установлен в магнезиальных скарнах оловорудных месторождений Восточной Сибири [46, 82]; в рудоносных альбит-анкерит-кварцевых прожилках в бассейне р. Колымы [83]; среди жильных минералов ртутных месторождений Грузии [84]; в Алтын-Топканском рудном поле и в других месторождениях Средней Азии [85, 86]. На Среднем Урале в Кабанском колчеданном [87] и Карпушенском медно-цинковом месторождениях [88] встречаются серициты с высоким содержанием натрия. Известен в некоторых золоторудных месторождениях наряду с Na-содержащими мусковитами [89].

За рубежом наиболее хорошо известен в Центральных Альпах [3]. В Швейцарии он приурочен к кианит-ставролитовым и слюдистым сланцам [4, 90, 91], а также к пелитовым мергелистым сланцам (Гларнские Альпы) [25]; в Австрии — к метаморфизованным глинистым, мергелистым и шиферным сланцам [92, 93], хлоритовым и амфиболовым [94—96]; в Италии — к известковым сланцам свиты Волтри [97—100], слюдяным сланцам [24, 101] и эклогитам [102]; во Франции — к метаграуваккам Центрального массива [103] и метасадкам Савойских Альп [104], к эклогитам Бретани [105, 106]; в Испании — к амфиболитизированным эклогитам Кордильер Бетико, где является (вместе с кианитом, маргаритом и эпидотом) продуктом изменения лавсонита [30]; в Греции — к хлоритоидным и хлоритовым метапелитам и глаукофановым сланцам [107—110]; в Югославии — к гранатовым кварцитам [111]; в Венгрии — к серицитовым и песчаным сланцам [26]; в Шотландии — к хлоритоидным сланцам [112, 113]; в Норвегии — к слюдистым кристаллическим

сланцам [67]. Обнаружен в корундсодержащих тальк-турмалин- и флогопит-хлоритовых сланцах на Земле Виктория в Антарктике [58].

В Японии парагонит встречается в кианитовых и гранатовых амфиболитах и амфиболовых сланцах на о-ве Сикоку [57, 114]; для метаморфических пород Санбагава характерно совместное нахождение разных политипов мусковита и парагонита [115]; известен также в серпентинитах метаморфического пояса Сангун на о-ве Хонсю [116]. На севере Пакистана (по р. Инд) установлен в ретроградно-метаморфизованных гранатовых гранулитах [55]; в Афганистане — в белых кристаллических сланцах с кианитом, тальком, хлоритом [117].

В США парагонит входит в состав кианитовых и пелитовых сланцев штатов Вермонт [59], Алабама [29], Виргиния [5] и Мэн [118]; в шт. Нью-Мексико встречается в докембрийских метаморфических породах в ассоциации с кварцем и силлиманитом [119]. Отмечаются находки его в Канаде [120]. Развита в слабо метаморфизованных пелитовых сланцах и филлитах на севере о-ва Новая Каледония [121].

**Изм.** При выветривании гидратируется и замещается каолинитом.

**Искусств.** Впервые синтезирован при низких температурах и давлениях Грюнером в 1943 г. [122]. Исследования фазовых отношений мусковит—парагонит в условиях высоких давлений доказали ограниченность их смесимости [21, 50, 62, 68, 123, 124]. Наиболее успешным был синтез парагонита из существенно натриевых растворов при температуре 350—500 и давлении до 1000 атм; рост температуры приводил к смещению моновариантной точки от 0,09 К (К + Na) раствора (400°) к 0,15 К (К + Na) раствора (500°), а в пограничных областях кристаллизовался мусковит + парагонит [20, 66, 125]. Ранее [126] в калиево-натриевой системе парагонит был синтезирован лишь выше 450°. В системе  $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$  парагонит получен вместе с монтмориллонитом, причем разделяющая их области граница, по Хемли [67], условно проходит около 350, а по Рою с соавторами [127] — в интервале 250—290°. Калинин [128] указал на кристаллизацию парагонита непосредственно из гидротермальных растворов, реагировавших с плагиоклазом. Опыты по синтезу разных политипов парагонита позволили установить [11], что политип 1M метастабилен и при длительной гидротермальной обработке переходит в политип 2M<sub>1</sub>; при температуре выше 400 синтезируется только политип 2M<sub>1</sub>. Устойчивый политип 1M получен [6] при гидротермальной обработке каолинита раствором NaOH. Об экспериментальных исследованиях систем с парагонитом см. также [40, 44, 34, 65, 129—138].

**Отл.** От других светлых слюд отличается по высокому содержанию Na и рентгеновским данным.

Для отличия от других светлых слюд применяется следующий метод окрашивания в шлифах [139]: открытый шлиф подвергается 3 мин действию паров HF, высушивается в течение 2—3 ч, затем на 4 мин погружается в раствор натрий-кобальт-нитрата, промывается и закрывается покровным стеклом. При такой обработке парагонит не изменяет цвета, мусковит и флогопит желтеют.

Межплоскостные расстояния политипов 2M<sub>1</sub> и 3T парагонита со Среднего Урала [10] и синтетического 1M парагонита [21]

Политип 2M <sub>1</sub>			Политип 3T			Политип 1M		
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
002	9	9,62	003	9	9,61	001	80	9,665
004	8	4,80	006	8	4,80	002	50	4,822
020; 110	8	4,44	020	10	4,41	020	35	4,442
112	3	4,10	024	4	3,82	111	20	4,236
113	3	3,80	025	4	3,54	021	3	4,029
114	1	3,45	009	10	3,20	112	18	3,497
024	2	3,33	027	4	3,05	003	100	3,212
006; 114	10	3,22	028	9	2,82	112	31	3,058
025	4	2,94	132; 202	10	2,54	113	6	2,778
115	7	2,81	134; 204	7	2,43	023	8	2,602
116	4	2,71	135; 205	4	2,34	130	12	2,557
131; 202	9	2,55	137; 207	3	2,18	131	19	2,523
133; 202	7	2,45	138; 208	6	2,12	131	9	2,426

<i>nkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>nkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>nkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
133; 204	4	2,36	1.3.10; 2.0.1.0	2	2,02	201	3	2,364
135; 204	4	2,18	0.0.15	10	1,92	132	3	2,336
135; 206	6	2,11	1.3.11; 2.0.11	3	1,85	041	3	2,164
137; 206	2	2,04	1.3.13; 2.0.13	6	1,68	024	4	2,116
0.0.10	9	1,92	1.3.14; 2.0.14	3	1,64	133	6	2,083
137; 208	3	1,84	0.0.18	6	1,61	005	25	1,9279
139; 208	6	1,68	060	10	1,48	115	3	1,6851
139; 2.0.10	4	1,64				151	3	1,6653
00.12	5	1,61				204	3	1,6268
1.3.11; 2.0.10	2	1,51				006	5	1,6045
060; 331	8	1,48				060	10	1,4816
						206	4	1,4623

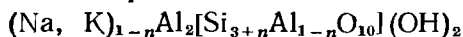
## Л и т е р а т у р а

- Mallet J. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1938. Vol. 61, N 1. P. 209
- Schaller W. T., Stevens R. S. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 9. P. 541.
- Harder H. // Heidelberg. Beitr. Miner., Petrol. 1956. Bd. 5, H. 3. S. 227.
- Zen E-an, Ross M., Bearth P. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 1/2. P. 183.
- Dietrich R. V. // Ibid. 1956. Vol. 41, N 11/12. P. 940, 942.
- Вяхирев Н. П., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Кристаллография. 1974. Т. 19, вып. 6. С. 1294.
- Сидоренко О. В., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Там же. 1977. Т. 22, вып. 5. С. 971.
- Сидоренко О. В., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Там же. С. 976.
- Соболева С. В., Сидоренко О. В., Звягин Б. Б. // Там же. Вып. 3. С. 510.
- Zen E-an, Albee A. L. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 904.
- Eugster H. P., Yoder H. S., // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 12. P. 2.
- Burnham C. W., Radoslovich E. W. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1964. N 63. P. 232.
- Звягин Б. Б., Сидоренко О. В., Соболева С. В. // Высоковольтная электронография в исследованиях слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 208.
- Сидоренко О. В., Соболева С. В., Звягин Б. Б. // Высоковольтная электронография в исследованиях слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 155.
- Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Сидоренко О. В., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Высоковольтная электронография в исследованиях слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 141.
- Lin Cheng-Yi, Baily S. W. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 1/2. P. 122.
- Звягин Б. Б., Сидоренко О. В., Соболева С. В. // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 21.
- Звягин Б. Б., Соболева С. В., Белковский А. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 63.
- Eugster H. P., Albee A. L., Bence A. E., Thompson J. B., Waldbaum D. R. // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 1. P. 147.
- Попов А. А. // Геохимия. 1968. № 2. С. 131.
- Chatterjee N. D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 3. P. 244.
- Якшин В. П. // Тр. Свердлов. горн. ин-та. 1964. Вып. 45. С. 36.
- Попов А. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1969. Вып. 19. С. 61.
- Laduron D., Martin H. // Ann. Soc. geol. belg. 1969. Vol. 92, fasc. 1. P. 159.
- Frey M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 24, N 1. P. 63.
- Viczián I. Magy. állami földtani intez. évi jelent. az 1979, évről. Bp.: Műszaki, 1981. P. 511.
- Белковский А. И. // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 3. С. 350.
- Дембо Т. М. // Зап. минерал. о-ва. 1935. Т. 64, вып. 3. С. 416.
- Neathery T. L. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 718.
- Gomez-Pugnaire M. T., Visona D., Franz G. // Chem. Geol. 1985. Vol. 50, N 1/3. P. 129.
- Буканов В. В. // Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. С. 166.
- Van der Marel H. W., Beutelspacher H. // Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier, 1976. P. 120.
- Барсанов Г. П., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 3.
- Chatterjee N. D. // Fortschr. Miner. 1972. Bd. 50, N. 1. S: 21.
- Zen E-an // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 3/4. P. 524.
- Булах А. Г., Булах К. Г. // Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. С. 64.
- Robie R. A., Hemingway B. S. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 9/10. P. 858.
- Маракушев А. А. // Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М. Наука. 1968. С. 120, 148.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К. // Физико-химия эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 103.
- Дук Г. Г. // Процессы глубинного петрогенезиса и минерагении в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С. 130.
- Борисов О. Г., Борисова В. Н. // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 214.

42. *Thompson A.* // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1974. Vol. 48, N 2. P. 123.
43. *Chatterjee N. D.* // *Ibid.* 1972. Vol. 34, N 4. P. 288.
44. *Иванов И. П., Гусынин В. Ф.* // *Геохимия.* 1970. № 7. С. 801.
45. *Бельков И. В.* // *Кварцитовые сланцы свиты Кейв (Кольский полуостров).* М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 245.
46. *Некрасов И. Я.* // *Сов. геология.* 1970. № 12. С. 41.
47. *Liama G. T.* // *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.* 1964. Vol. 87, N 4. P. 532.
48. *Eugster H. P., Yoder H. S.* // *Carnegie Inst. Wash. Annu. Rep. Geophys. Lab.* 1955. P. 124.
49. *Eugster H. P.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1956. Vol. 67, N 12. P. 1693.
50. *Franz G., Hinrichsen T., Wannemacher E.* // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1977. Vol. 59, N 3. P. 307.
51. *Rosenfeld J. L., Thompson J. B., Zen E-an* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1958. Vol. 69, N 12. P. 1637.
52. *Белковский А. И., Айзикович А. Н.* // *Рентгенография минерального сырья.* М.: Недра, 1970. Сб. 7. С. 96.
53. *Буканов В. В., Юшкова Г. Е., Буканова В. А.* // *Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР.* 1969. Вып. 13. С. 86.
54. *Stevens R. E., Schaller W. T.* // *Amer. Miner.* 1942. Vol. 27, N 8. P. 525.
55. *Jan M. Q., Wilson R. A., Windley B. F.* // *Miner. Mag.* 1982. Vol. 45, N 337. P. 73.
56. *Сазонов В. Н.* // *Метасоматизм и рудообразование.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 46.
57. *Banno Sh.* // *J. Geol. Soc. Jap.* 1960. Vol. 66, N 774. P. 123.
58. *Grew E. S., Hinthorne J. B., Marquer N.* // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71, N 9/10. P. 1198.
59. *Rosenfeld J. L.* // *Ibid.* 1956. Vol. 41, N 1/2. P. 144.
60. *Цетков А. И., Вальяшихина Е. П.* // *Тр. ИГЕМ АН СССР.* 1956. Вып. 4. С. 44.
61. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л.* // *Термический анализ минералов и горных пород.* Л.: Недра, 1974. С. 161.
62. *Chatterjee N. D., Froese E.* // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 985.
63. *Althaus E., Karotke E., Nitsch K. H., Winkler H. G. F.* // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1970. H. 7. S. 325.
64. *Котов Н. В.* // *Термодинамический режим метаморфизма.* Л.: Наука, 1976. С. 147.
65. *Гусынин В. Ф., Иванов И. П.* // *ДАН СССР.* 1971. Т. 197, № 5. С. 1169.
66. *Попов А. А.* // *Геохимия.* 1967. № 10. С. 1064.
67. *Henley K.* // *Miner. Mag.* 1970. Vol. 37, N 290. P. 693.
68. *Eugster H. P.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1956. Vol. 67, N 12. P. 1693.
69. *Карпинский А. П.* // *Зап. Минерал. о-ва.* 1902. Т. 39, вып. 1. С. 58.
70. *Якшин В. И.* // *Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала.* Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 3 С. 273.
71. *Белковский А. И.* // *Зап. ВМО.* 1966. Т. 95, вып. 6. С. 722.
72. *Белковский А. И., Айзикович А. Н.* // *ДАН СССР.* 1969. Т. 185, № 5. С. 1126.
73. *Курицина Г. А.* // *Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР.* 1960. Вып. 35. С. 129.
74. *Сазонов В. Н.* // *Тр. Геол. ин-та УФАН СССР.* 1974. Вып. 108. С. 23.
75. *Сазонов В. Н.* // *Листвинизация и оруденение.* М.: Наука, 1975. С. 162.
76. *Сазонов В. Н.* // *Тр. Геол. ин-та УФАН СССР.* 1976. Вып. 118. С. 110.
77. *Буканова В. А., Хлыбов В. В.* // *Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР.* 1968. Вып. 9. С. 35.
78. *Афанасьев Г. Д.* // *Иден акад. Д. С. Белянкина в области петрографии и минералогии и их дальнейшее развитие.* М.: Наука, 1971. С. 89.
79. *Нисанян Г. Б., Петросов И. Х.* // *Изв. АН АрмССР.* 1980. Т. 33, № 5. С. 44.
80. *Минералогия Криворожского бассейна / Под ред. Е. К. Лазаренко.* Киев: Наук. думка, 1977. С. 331.
81. *Каниболоцкий П. М.* // *Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна.* Черновцы: Черновиц. гос. ун-т, 1946. С. 3.
82. *Некрасов И. Я.* // *Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области.* М.: Наука, 1966. С. 183.
83. *Скорняков П. И.* // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.* Магадан: Советская Колыма, 1948. Вып. 3. С. 118.
84. *Салия О. Г., Кециани А. А., Вяхирев Н. П.* // *Проблемы геологии и металлогении Кавказа.* Тбилиси: Мецниереба, 1976. С. 145.
85. *Еникеев М. Р.* // *Науч. тр. Ташк. ун-та.* 1970. Вып. 371. С. 56.
86. *Моисеева М. И.* // *Минералы Узбекистана.* Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 265.
87. *Логинов В. П.* // *Тр. ИГН АН СССР.* 1951. Вып. 134, № 15. С. 49.
88. *Захаров Е. Е., Юшко С. А.* // *Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале.* М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 3.
89. *Новгородова М. И., Соболева С. В., Власова Е. В.* // *Зап. ВМО.* 1983. Т. 112, вып. № 5. С. 601.
90. *McCormic R. B.* // *Amer. Miner.* 1934. Vol. 19, N 9. P. 431.
91. *Bearth P., Schwander H., Stern W.* // *Schweiz. miner. und petr. Mitt.* 1973. Bd. 53, H. 2. S. 299.
92. *Ackermann D., Morteani G.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 40, N 4. P. 293.
93. *Hoinkes G.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1978. Bd. 131, H. 3. S. 272.

94. *Beck-Mannagetta P.* // Heidelberg. Beitr. Miner. und Petrol. 1956. Bd. 5, H. 3. S. 269.
95. *Purtscheller F., Hoernes S., Brown G. C.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1972. Vol. 35, N 1. P. 34.
96. *Höck V.* // Ibid. 1974. Vol. 43, N 4. P. 261.
97. *Liborio G., Mottana A., Pasquare G., Rossi P. M.* / Rend. Soc. miner. ital. 1970 Vol. 26, fasc. 2. P. 669.
98. *Liborio G., Mottana A., Pasquare G., Rossi P. M.* // Inst. geol e paleontol. Milano. 1970 N 56. P. 659.
99. *Liborio G., Mottana A., Pasquare G.* // Ibid. 1971. N 115. P. 1.
100. *Liborio G., Mottana A.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1975. H. 12. S. 546.
101. *Ferla P., Lucido G.* // Period. miner. 1973. Vol. 42, N 3. P. 381.
102. *Reinsch D.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70, N 3. P. 257.
103. *Guillot P. L.* // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 42.
104. *Goffe B.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 62, N 1. P. 23.
105. *Velde B.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1966. Vol. 89, N 3. P. 385.
106. *Kienast J., Velde B.* // C. r. Acad. sci. D. 1968. Vol. 267, N 23. P. 1909.
107. *Katagas C.* // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 332. P. 975.
108. *Katagas C., Baltazis E.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1980. H. 5. S. 206.
109. *Okrusch M., Seidel E., Davis E. N.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1978. Bd. 132. H. 3 S. 284.
110. *Altherr R., Schliestedt M., Okrusch M.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70. N 3. P. 245.
111. *Karamata S., Keesmann I., Okrusch M.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1970. H. 1. S. 1.
112. *McNamara M. G.* // Nature. 1963. Vol. 197, N 4873. P. 1193.
113. *Baltazis E., Wood B.* // Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 318. P. 211.
114. *Enami M.* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrogr., Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 8. P. 245.
115. *Nakamura H., Kihara K.* // Miner. J. Jap. 1977. Vol. 8, N 6. P. 343.
116. *Sekino H., Harada K., Nagashima K., Kanisawa S., Ishikawa Y.* // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 312. P. 421.
117. *Schreyer W., Abraham K.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 59, N 2. P. 111.
118. *Cheney J. T., Guidotti C. V.* // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 11/12. P. 1076.
119. *Grambling J. A.* // Ibid. 1984. Vol. 69, N 1. P. 79.
120. *Traill R.* // A catalogue of Canadian minerals. Ottawa: Geol. Surv. Canada, 1970. P. 402.
121. *Black P.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 4. P. 269.
122. *Grünner J. W.* // Amer. Miner. 1943. Vol. 27, N 2. P. 131.
123. *Yoder H. S., Eugster H. P.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1955. Vol. 8, N 5. P. 225.
124. *Йодер Х. С.* // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 199.
125. *Попов А. А.* // VIII Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968. С. 120.
126. *Nicol A., Roy R.* // Canad. J. Earth. Sci. 1965. Vol. 2, N 4. P. 401.
127. *Sand L. B., Roy R., Osborn E.* // Econ. Geol. 1957. Vol. 52, N 2. P. 169.
128. *Калинин Д. В.* // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966. С. 55.
129. *Guidotti C. V.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 5/6. P. 963.
130. *Kienast J., Triboulet C.* // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95, N 5, P. 565.
131. *Chatterjee N. D.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 43, N 1. P. 25.
132. *Thompson A. B.* // Ibid. Vol. 44, N 3. P. 173.
133. *Huang W., Wyllie P.* // Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274, N 4. P. 378.
134. *Triboulet C.* // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1976. Vol. 99, N 1. P. 50.
135. *Blencoe J.* // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1200.
136. *Franz G., Althaus E.* // Fortschr. Miner. 1976. Bd. 54, H. 1. S. 22; Neues Jb. Mineral. Abh. 1977. Bd. 130, H. 1/2. S. 159.
137. *Шведенков Г. Ю., Шведенкова С. В., Калинин Д. В.* // Геология и геофизика. 1982. № 10. С. 91.
138. *Шведенков Г. Ю., Шведенкова С. В., Дашевский Ю. А., Калинин Д. В.* // Там же. 1983. № 1. С. 80.
139. *Laduron D. M.* // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 5/6. P. 1117.

### Браммалит *Brammallite*



Назван по имени А. Браммаля, впервые нашедшего минерал [1].

Баннистер [1] считал его аналогом иллита и в качестве синонима применял название «натриевый иллит» — sodium illite. Эрдели [2] полагал, что браммалит является Na-аналогом гидромусковита, а не иллита, и предложил для этого минерала название «гидропарегонит» — hydroparagonite.

**Характ. выдел.** Волокнистые и скрыточешуйчатые выделения в трещинах и на плоскостях скольжения в сланцах и аргиллитах.



**Структ. и морф. крист.** Структура отличается от парагонита наличием вакансий в межслоевых промежутках (из-за дефицита Na) и частичным замещением Al на Si в тетраэдрических позициях.  $a_0=5,12$ ,  $b_0=8,91$ ,  $c_0=19,26$ ,  $\beta=95^\circ 50' \pm 20'$  — для волокнистой разновидности из Казахстана; каждое волокно представляет собой пучок элементарных лейст с осью удлинения по [110], повернутых относительно друг друга вокруг этой оси. Рентгенограммы беднее отражениями, чем у парагонита [3]. Для образца из Южного Уэльса —  $a_0=5,2$ ,  $b_0=9,0$ ,  $c_0=19,2$  [1].

На электронограммах от текстур браммалита (образец, изученный Блохом и др. [3]) проявляются эффекты двумерной дифракции в виде промежуточного диффузного фона между интенсивными рефлексам  $sk \neq 3n$ , являющиеся следствием нарушения упорядоченности структуры в направлении, перпендикулярном слоям [4].

**Физ. св.** Белый, иногда с оливковым оттенком, мягкий, мыльный на ощупь — отдельные волокна упругие. Кусочки при раздавливании распадаются на удлиненные пластинки до  $1/2$  мм длиной.

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный.  $Ng \parallel a$ . Удлинение (+). Двуосный (—).  $n_g=1,579$ ,  $n_p=1,561$ ,  $n_g-n_p=0,018$ ,  $2V$  большой (Южный Уэльс) [1];  $n_g=1,585$ ,  $n_p=1,567$  (Казахстан) [3]. Под электронным микроскопом — лейстообразные кристаллиты со средней шириной 2 мкм [3].

**Хим.** По составу близок к парагонуиту, отличается меньшим содержанием Na, присутствием K, несколько более высоким содержанием Si и высокотемпературной  $H_2O$ .

Анализы волокнистой и скрытокристаллической разновидностей из Казахстана (%):  $Na_2O$  — 4,66 и 5,85;  $K_2O$  — 1,84 и 0,80;  $Al_2O_3$  — 38,05 и 37,55;  $Fe_2O_3$  — 0,35 и 0,50;  $SiO_2$  — 48,80 и 49,30;  $P_2O_5$  — нет и 0,45;  $H_2O^+$  — 7,00 и 6,25; сумма — 100,70 и 100,70;  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Li_2O$ ,  $Rb_2O$  и  $H_2O^-$  — не обн., аналитик не указан [3]. Соответствуют формулам:  $(Na_{0,58}K_{0,18})Al_{2,00}[Si_{3,13} \times Al_{0,87}O_{9,89}](OH)_{2,11}$  и  $(Na_{0,73}K_{0,08})Al_{1,99}[Si_{3,16}Al_{0,84}O_{9,94}](OH)_{2,06}$ . Спектрально определены B, Mn, Ni, Co, Ti, V, Zr, Cu, Pb, Ga.

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА фиксируется один широкий эндотермический эффект при  $670^\circ$ . Потеря веса: в интервале  $100-275^\circ$  — 1,3%;  $275-740^\circ$  — 5,2% [3].

**Наход.** Найден в трещинах и на поверхностях скольжения глинистых сланцев нижнего карбона в Южном Уэльсе (Великобритания) [1], в трещинах черных аргиллитов и алевролитов верхнего ордовика и в прорывающих их дайках в Северном Казахстане [3]. Возможно, браммалитом является минерал из конгломератов железорудного месторождения Пайлот Ноб, шт. Миссури (США), описанный как серицит необычного состава [3, 5].

По мнению Блоха [3], нет оснований относить к браммалиту глинистые образования в доломитовой конкреции из углистых отложений Западной Вирджинии (США) [6], так же как и слюдоподобный минерал из Нагольной Тарасовки в Донбассе [7].

**Искусств.** Получен вместе с каолинитом и  $SiO_2$  из стекла бейделлитового состава при температуре 260 и  $P_{H_2O}=2$  кбар (с очень большими выдержками); в качестве промежуточных продуктов отмечены смектит и неупорядоченный слюда—смектит. При более высоких температурах не образуется [8].

**Отл.** От парагонита отличается более низкими показателями преломления, меньшим количеством рефлексов на рентгенограмме, более низкой температурой обезвоживания. От иллита — меньшим значением  $d_{001}=19,2 \text{ \AA}$  (у иллита 19,9 \AA).

**Межплоскостные расстояния браммалита из Южного Уэльса (Великобритания) [1]**

Fe-излучение с фильтрами

$hkl$	$I$	$d (\text{Å})$	$hkl$	$I$	$d (\text{Å})$
002	Сильн.	10,2		Сл.	2,20
	Сл.	4,8		Сл.	2,10
110	Сильн.	4,4		Сл.	1,95
	Сл.	3,6		Сл.	1,68

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
006	Сильн.	3,2	060	Ср.	1,64
	Сл.	2,81		Сильн.	1,49
	О. с.	2,69		Ср. сл.	1,28
131	Ср. сильн.	2,54		О. сл.	1,26
	Ср.	2,43		Сл.	1,24
	Ср.	2,34			

## Л и т е р а т у р а

1. Bannister F. A. // Miner. Mag. 1943. Vol. 26, N 180. P. 304.
2. Erdelyi J., Koblenz V., Tolnay V. // Acta geol. Acad. sci. hung. 1958. Vol. 5, N 2. P. 169
3. Блох А. М., Сидоренко Г. А., Дубинчук В. Т., Кузнецова Н. Н. // ДАН СССР. 1973. Т. 208, № 5. С. 1194.
4. Звягин Б. Б., Соболева С. В., Белковский А. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973 № 5. С. 63.
5. Meyer D. B. // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 5. P. 384.
6. Foster W. D., Fleicht F. L. // Ibid. 1964. Vol. 31, N 7/8. P. 357.
7. Лазаренко Е. К. // Минерал. сб. Львов, 1965. № 19, вып. 1. С. 16.
8. Eberl D., Hower J. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 3. P. 215.

## Эфесит Ephesite



Назван по месту первой находки около Эфеса (Турция) [1, 2]. Ранее относился к хрупким слюдам. В настоящее время считается собственно слюдой (по слоевому заряду, равному 1) [3, 4].

Синон. Натриевый маргарит — sodian margarite, natronmargarite [5]; эфезит, по Винчеллу (1953), как «белая слюда» описан из Гренландии [6].

**Характ. выдел.** Тонкие пластинки гексагональных очертаний размером до  $3 \times 3 \times 1$  мм, мелкие чешуйки и их агрегаты, плохо образованные кристаллы.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  [7],  $C_2^4-Cc$  [4, 8] или  $C_2^3-C2$  [9].

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	$Z$	Хим. анализ	Местонахождение	Ссылка
5,11	8,86	9,69	$100^\circ 12'$	0,577:1:1,094	2	3	Илимаусак (Гренландия)	[9, 10]
5,11	8,86	19,14	95 00	0,577:1:2,160	4	—	То же	[10]
5,114	8,865	19,29	95 11	0,577:1:2,176	4	2	Постмасбург (ЮАР)	[4]
5,13	8,89	19,40	99 30	0,577:1:2,182	4	—	То же	[11]
5,120	8,853	19,303	95 05	0,578:1:2,181	4	1	»	[4]

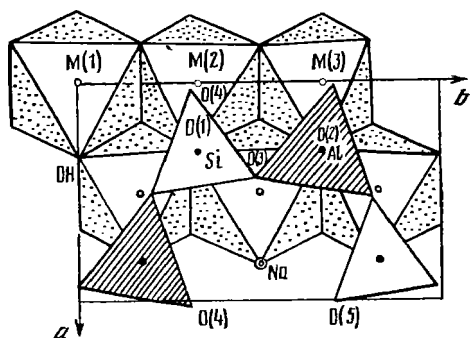
Наиболее распространены политипы  $1M$  и  $2M_1$  [10]. При нарушении порядка наложения слоев  $2:1$  возможно образование неупорядоченных политипов  $1Md$  [9, 10]. В гренландском эфесите присутствуют все три политипа. Отмечалась возможность 12-слоистой модификации в африканском эфесите [12].

Структура была независимо решена для гренландского  $1M$  [9] и для африканского  $2M_1$  [4] эфеситов. Она близка к битнитовой, и обе они сходны со структурами маргарита, паргонита и полилитонита (фиг. 81). Хотя в октаэдрах и тетраэдрах структуры преобладают катионы Al, традиционные для диоктаэдрических слюд, наличие одновалентного Li в октаэдрическом слое обусловило триоктаэдричность минерала. Октаэдрические катионы Al и Li распределены упорядоченно: Li занимает транс-октаэдры  $M(1)$ , вакантные в случае диоктаэдрических слюд, однако упорядоченность не столь строгая, как в битниите. Октаэдрические сетки сплющены, их высота 2,04 Å. Ребра, соединяющие Li- и Al-октаэдры (2,77), значительно длиннее ребер, поделенных двумя Al-октаэдрами (2,47 Å). Из-за упорядоченного распределения Li и Al базальные поверхности слоев гофрированы.

Тетраэдрические сетки имеют четко выраженный дитригональный мотив. Угол дитригонального разворота в плоскости (001) —  $20^\circ 53'$  [9]. Распределение Si и Al в тетраэдрическом слое упорядоченно: каждый базальный атом O поделен между Si и Al. Si-тетраэдры вытянуты вдоль оси  $c$ , Al-тетраэдры сплющены. Отмечается [4] асимметричное распределение Al между верхней и

нижней сетками в пределах слоя. Высота межслоевого промежутка 3,05–3,06 Å. Межслоевые катионы располагаются в октаэдрах.

Средние межкатионные расстояния (Å) и углы в эфесите 1М [9]: в Si-Al-тетраэдрах Si—O = 1,60, O—O = 2,62, O—T—O = 109°26', Al—O = 1,76, O—O = 2,88, O—Al—O = 109°22', Si—O—Al = 122°24'; в Al-Li-октаэдрах M(1)—(O, OH) = 2,13, (O, OH)—O = 3,24 и 2,77, M(2)—(O, OH) = 1,92, (O, OH)—O = 2,82 и 2,47, M(3)—(O, OH) = 1,92, (O, OH)—O = 2,82; в Na-октаэдре Na—O = 2,48.



Фиг. 81. Структура эфесита в проекции вдоль оси *c* (по Соколовой)

Уточнение кристаллической структуры эфесита из Постмасбурга (ЮАР) позволило [13] определить ее как триклинную —  $C1$  ( $a_0=5,123$ ,  $b_0=8,872$ ,  $c_0=19,307$  Å;  $\alpha=89,97^\circ$ ,  $\beta=95,15^\circ$ ,  $\gamma=89,96^\circ$ ); подтверждением этого является отсутствие центра симметрии и полная упорядоченность Si и Al в тетраэдрических позициях.

Кристаллы часто сдвойникованы с поворотом на  $180^\circ$  вокруг  $[310]$  или  $[\bar{3}\bar{1}0]$  [7].

**Физ. св. и физ.-хим. конст.** Сп. совершенная по (001). Хрупок. Тв.  $3\frac{1}{2}$ — $4\frac{1}{2}$ . Уд. в. 2,984 (2,965 вычисл.) [7]; 2,86 [10]. Цв. розовый, белый, перламутрово-серый. Просвечивает. Бл. стеклянный, на поверхностях спайности перламутровый.

ИК-спектры эфесита [14] подтверждают упорядоченное распределение Si и Al в тетраэдрических сетках, на что указывает отсутствие перегибов в области  $800\text{ см}^{-1}$  (связи Al—O—Al). Сильная полоса  $700\text{ см}^{-1}$  относится к Al—O—Si-связям. Полоса  $135\text{ см}^{-1}$  связана с валентными колебаниями межслоевого Na. Гидроксильные группы OH, лежащие в структуре эфесита под большим углом к плоскости слоев, характеризуются полосой  $3609\text{ см}^{-1}$ .

Данные ЯМР-спектроскопии [4] подтверждают упорядоченный характер распределения катионов в октаэдрах и тетраэдрах. На основе экспериментальных данных рассчитаны термодинамические константы при стандартных условиях (1 бар, 298,15 К):  $H^\circ = -6237372$  Дж/моль,  $S^\circ = 300,455$  Дж/К·моль,  $G^\circ = -5\,851\,994$  Дж/моль,  $V^\circ = 13,1468$  Дж/бар·моль [15].

**Микр.** Двусосный (—).  $n_g = 1,625$ — $1,627$ ,  $n_{\bar{g}} = 1,624$ — $1,625$ ,  $n_p = 1,592$ — $1,60$ ,  $n_g - n_p = 0,033$ — $0,032$  [5, 7],  $2V = -(43$ — $60)^\circ$  [10],  $r < v$ .

**Хим.** Теор. состав: Li<sub>2</sub>O — 3,85; Na<sub>2</sub>O — 7,99; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 52,55; SiO<sub>2</sub> — 30,96; H<sub>2</sub>O — 4,65.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Li <sub>2</sub> O	3,66	3,40	2,61	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,26	0,49
Na <sub>2</sub> O	7,69	7,87	8,19	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,68	54,97	49,70
K <sub>2</sub> O	0,16	0,01	0,21	SiO <sub>2</sub>	30,87	32,55	34,12
CaO	0,02	0,38	0,88	TiO <sub>2</sub>	0,03	He обн.	—
MgO	0,09	0,33	—	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,92	—	4,59
BaO	0,17	—	—	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	—	
MnO	0,12	0,08	—	F	—	0,01	—
FeO	0,04	—	—	Сумма	99,98	98,86	100,79

Пересчет анализов 1 и 3 на 12 (O, OH), 2—на 8 катионов

	1	2	3		1	2	3
Si	2,00	2,19	2,20	Li	0,95	0,92	0,68
Al <sup>IV</sup>	2,00	1,81	1,80	Ca	—	0,03	0,06
Al <sup>VI</sup>	1,94	1,56	1,97	Na	0,97	1,03	1,02
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,01	0,02	K	0,01	—	0,02
Mn	0,01	—	—	OH	2,12	—	1,97
Mg	0,01	0,03	—	O	9,88	12,00	10,03

1, 2—Постмасбург, ЮАР: 1—средний состав из трех анализов, политип  $2M_1$ , анал. Каррон и Браннок [7], 2—рентгено-флюоресцентный анализ (Li и F определены микросондом), предварительно прокаленный образец, анал. Норриш [4]; 3—Илимаусак, Гренландия, политип  $1M$ , анал. не указан [10].

**Повед. при нагре.** На кривой ДТА эфесита из Постмасбурга выражен эндотермический эффект при  $930^\circ$  [16].

**Находж.** Редок. Встречается в контактово-метасоматических месторождениях корунда и браунита в десилицированных грейзенах, а также в пегматитах содалит-нефелиновых сиенитов. В корундовом месторождении Гююш-Даг, около Эфеса (Турция), находится в ассоциации с наждаком [1]. В ассоциации с мангандиаспором, массивным браунитом, биксбитом известен в Постмасбурге (ЮАР) [7]. В десилицированных флюорит-слюдистых грейзенах Приханкайского района на Дальнем Востоке встречается (до 65% объема породы) в ассоциации с мусковитом, флюоритом, турмалином, реже фенакитом, бериллом, эвклазом, хризобериллом, селлаитом, графитом, топазом, корундом, диаспором, апатитом, криолитом [17]. Там же отмечаются эфесит-флюоритовые прожилки (с хризобериллом) массивной или тонкополосчатой фестончатой структуры [18]. В пегматитах содалит-нефелиновых сиенитов Илимаусака (Южная Гренландия) находится в ассоциации с натролитом и анальцимом, возможно, образование его в этих пегматитах связано с гидротермальной переработкой полилитнионита [10].

**Изм.** Слабо корродируется мусковитом [18].

**Искусств.** Эфесит синтезирован [14] путем гидротермальной переработки геля соответствующего состава. При температуре  $300\text{--}400^\circ$  в течение 30 сут получался политип  $1M$  эфесита; с повышением температуры и увеличением продолжительности опыта преобладающим становился политип  $2M_1$ . При температуре выше  $500^\circ$  и  $P_{H_2O}$  между 7 и 35 кбар весь эфесит переходил в политип  $2M_1$ . Выше пределов стабильности эфесита, определяемого температурой  $600\text{--}800^\circ$  и давлением  $400\text{--}2500$  бар, он разлагается на нефелин,  $\alpha$ -эвкрипит, корунд и воду [14].

Эфеситоподобная, но безлитневая слюда ( $n = 1,62$ ) синтезирована путем гидротермальной реакции Na-тетрабората с топазом в интервале температур  $350\text{--}560^\circ$  и при давлении 2 кбар [19]; предполагается, что позиции Li в октаэдрическом слое здесь заняты на  $1/3$  ал<sup>10</sup>-минием.

**Отл.** Под микроскопом в шлифах от мусковита отличается более грубыми прерывистыми трещинками спайности [18]; от минералов группы маргарита четко отличается по ИК-спектрам [13].

#### Межплоскостные расстояния эфесита из Илимаусака (Южная Гренландия) [10]

Условия съемки не указаны\*

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å) **	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	10	9,54	202; 131	8	2,41	203; 134	2	1,825
002	5	4,78	201; 132	2	2,33	205; 134	2	1,671
020	6	4,43	203; 132	4	2,17	204; 135	6	1,598
003	10	3,18	202; 133	5	2,08	060; 331	10	1,476 **
200; 131	8	2,52	204; 133	6	1,915			

\* Оригинал химического анализа 3. \*\* В оригинале приведены только  $d_{расч}$ . \*\* В оригинале 0,476.

#### Л и т е р а т у р а

1. Smith J. L. // Amer. J. Sci. 1851. Vol. 11. P. 53.
2. Smith J. L. // Ibid. 1869. Vol. 48. P. 254.
3. Brindley G. W., Brown G. // Mineral. Soc. Monogr. 1980. N 5. P. 53.
4. Slade P. G., Radoslovich E. W. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1985. H. 8. S. 337.
5. Phillips F. C., Bernal J. D. // Miner. Mag. 1931. Vol. 22, N 132. P. 482.
6. Семенов Е. И. // Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. С. 96.
7. Schaller W. T., Carron M. K., Fleischer M. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1639.
8. Loiacono G. M., Kostecky G., White J. S. // Ibid. 1982. Vol. 67, N 7/8. P. 846.
9. Соколова Г. В., Александров В. А., Дриц В. А., Байраков В. В. // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 55.

10. Дриц В. А., Семенов Е. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1975. Вып. 24. С. 175.
11. Takeuchi Y., Sadanaga R. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 11. P. 945.
12. Smith J. V., Yoder H. S. // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 234. P. 209.
13. Slade P. G., Schultz P. K., Dean C. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1987. H. 6. S. 275.
14. Farmer V. C., Velde B. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 282.
15. Warhus U., Chatterjee N. D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 85, N 1. P. 74.
16. Heystek H., Schmidt E. R. // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1954. Vol. 57. P. 149.
17. Говоров И. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 62.
18. Говоров И. Н., Благодарева Н. С. // Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР. 1959. Вып. 10. С. 95.
19. Franke W., Jelinski B., Zarei M. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1982. H. 8. S. 337.

## ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ СОБСТВЕННО СЛЮДЫ

### ГРУППА ФЛОГОПИТА—БИОТИТА

	Синг.	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.	
Флогопит $\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]\times$ (OH, F) <sub>2</sub>	Монокл.	5,307—	9,19—	10,154—	99°55'—	2,7—2,9	
		5,319	9,22	10,298	100 05		
Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\times$ $\times[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	Монокл.	5,37—	9,22—	10,09—	100 17—	2,7—3,3	
		1M	5,366	9,31	10,11		100 20
		2M <sub>1</sub>	5,31	9,22	19,95		95 10
Аннит $\text{KFe}_3^{2+}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]\times$ $\times(\text{OH})_2$	Монокл.	5,386	9,324	10,268	100 38	3,35	
Сидерофиллит $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	Монокл.	5,27—	9,18—	10,0—	?	3,19	
		5,30	9,24	10,3			
Манганофиллит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$	Монокл.	?	?	?	?	2,76—2,98	
Монтдорит $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{2,5}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	Монокл.	5,31	9,20	10,17	99 59	3,15	
Хейдрицит $\text{K}(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Mg})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$	Монокл.	5,34—	9,31—	10,23—	99 00—	2,7—3,43	
		5,37	9,52	10,32	100 04		
Буркхардтит $\text{Pb}_2(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}\text{Te}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]\cdot$ (OH) <sub>2</sub> O <sub>2</sub> ·H <sub>2</sub> O	Монокл.	5,21	9,04	12,85	90 00	4,96	

### Флогопит Phlogopite



Название от греч. φλόγωπις (флогопос) — огнеподобный, по красноватой окраске некоторых образцов (Брайтхаупт, 1841).

**Синон.** Аспидолит — aspidolite (Кобелл, 1869); кельсаджит — kölsageyite (Шубникова, 1937); магниальная слюда — Magnesiaglimmer (Хей, 1950); ромбическая слюда — Rombenglimmer, rombic mica (Дана, 1892).

**Разнов.** По химическому составу (см. в разделе **Хим.**): бариевый (барифлогопит), железистый (феррофлогопит, феррифлогопит), марганцбариевый, марганцевый (манганфлогопит), натриевый (натрофлогопит), никелевый (никельфлогопит), титанистый (титанфлогопит), фторфлогопит, хромовый (хромфлогопит).

**Характ. выдел.** Кристаллы, пластинки, чешуйки; мелкочешуйчатые агрегаты, мономинеральные скопления.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с  $C_{2h}^3-C2/m$  (политип 1M). Редко встречаются политипные разновидности 2M<sub>1</sub> (пр. гр.  $C_{2h}^6-C2/c$ ) и 3T (пр. гр.  $D_3^3-P3_112$ ).

Структурные характеристики флогопита 1M:

№ п/п	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$a_0:b_0:c_0$	$\beta$ , °
1	5,3078	9,1901	10,1547	0,577:1:1,105	100,08
2	5,3141	9,2024	10,1643	0,577:1:1,104	100,05
3	5,319	9,22	10,298	0,577:1:1,117	99,93

	Межатомные расстояния (Å)			Угол дитригонального разворота тетраэдров, °	Высота межслоевого промежутка (Å)
	T—O	M—O	K—O		
1	1,649	2,063	2,969	7,5	3,383
2	1,654	2,063	2,970	7,67	3,319
3	1,660	2,078	2,969	8,97	3,446

Состав	Местонахождение	Ссылка
1—(K <sub>0,77</sub> Na <sub>0,16</sub> Ba <sub>0,05</sub> )Mg <sub>3</sub> (Si <sub>2,95</sub> Al <sub>1,05</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>0,70</sub> F <sub>1,30</sub>	Франклин, шт. Нью-Джерси, США	[1]
2—(K <sub>0,90</sub> Na <sub>0,02</sub> )(Mg <sub>2,70</sub> Fe <sub>0,16</sub> <sup>2+</sup> Al <sub>0,08</sub> Ti <sub>0,03</sub> )(Si <sub>2,91</sub> ×Al <sub>1,09</sub> )O <sub>9,90</sub> (OH) <sub>0,97</sub> F <sub>1,13</sub>	Мадагаскар	[2]
3—(K <sub>0,90</sub> Na <sub>0,11</sub> Ca <sub>0,02</sub> )(Mg <sub>2,69</sub> Fe <sub>0,16</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,14</sub> <sup>3+</sup> )(Si <sub>2,85</sub> ×Al <sub>1,15</sub> Ti <sub>0,02</sub> )O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Ковдор, Кольский полуостров	[3]

Структурные данные для флогопита 1М см. также в работе [4].

Параметры ячейки более редких политипных модификаций:

	a <sub>0</sub> (Å)	b <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	a <sub>0</sub> :b <sub>0</sub> :c <sub>0</sub>	β, °	Ссылка
2M <sub>1</sub>	5,347	9,227	20,25	0,579:1:2,183	95,01	[5]
3T	5,307	—	29,28	a <sub>0</sub> :c <sub>0</sub> =1:1,517	—	[6]

При повышении давления размеры элементарной ячейки заметно уменьшаются. Для флогопита из Франклина (шт. Нью-Джерси, США) при давлениях 0,001, 18 и 47 кбар они составляют соответственно (Å): a<sub>0</sub>=5,307, 5,281, 5,247, b<sub>0</sub>=9,190, 9,141, 9,072, c<sub>0</sub>=10,155, 9,940, 9,614, β=100°05', 100°06', 100°45' [1, 7].

Имеются данные [8] по изменению (увеличению) параметров элементарной ячейки при нагревании синтетического фторфлогопита 1М; константы (Å) даны при 25° и в скобках при 802°: a<sub>0</sub>=5,3074 (5,339), b<sub>0</sub>=9,195 (9,246), c<sub>0</sub>=10,134 (10,273), β=100°04' (99°59').

По Мецику и Жидиханову [9], межплоскостное расстояние d<sub>001</sub> флогопита при нагревании его от 500 до 1000° в течение 0,5 ч уменьшается на 0,3—1,0%. Сухое растрескивание флогопита приводит лишь к незначительному ослаблению дифракционной картины (изменению интенсивностей отдельных линий и их положения на порошковых рентгенограммах) в отличие, например, от каолинита и хлорита, у которых картина сильно меняется вплоть до полного исчезновения линий на рентгенограммах [10].

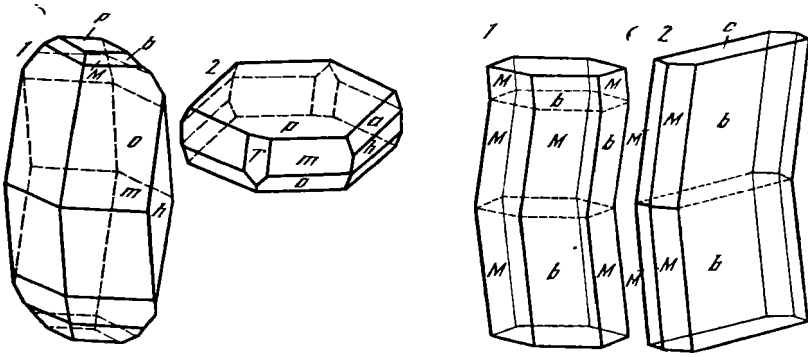
Кристаллическая структура флогопита уточнялась рентгеновскими методами [1, 3, 11], методами электронографии [12] и нейтронной дифракции [2, 4]. Описание структуры см. «Структура типа слюды». По степени совершенства структуры можно судить о генетической природе флогопита, что наиболее наглядно показано на примере флогопитов из кимберлитов [13]. Для магматогенного флогопита характерна низкая степень совершенства структуры при повышенном содержании Al в тетрадрах, для метасоматического — высокое совершенство структуры при частичном вхождении Fe<sup>3+</sup> в тетрадры.

Монокл.-призм. кл. C<sub>2h</sub>—2m (L<sub>2</sub>PC). a : b : c = 0,575 : 1 : 1,136, β = 99°10' [14].

Формы (для кристаллов из Слюдянки), по Козловой [14]:

	φ	ρ		φ	ρ		
<i>p</i>	001	90°00'	9°10'	<i>M</i>	221	61°23'	78°06'
<i>h</i>	010	0 00	90 00	<i>k</i>	$\bar{1}$ 13	—53 10	32 16
<i>T</i>	100	90 00	90 00	<i>b</i>	$\bar{1}$ 12	—55 54	45 22
<i>Q</i>	130	30 25	90 00	<i>u</i>	223	—57 09	54 23
<i>e</i>	350	46 35	90 00	<i>n</i>	334	—57 32	57 47
<i>d</i>	340	52 53	90 00	<i>o</i>	$\bar{1}$ 11	—58 18	65 10
<i>m</i>	110	60 25	90 00	<i>ω</i>	$\bar{7}$ 73	—59 33	79 10
<i>l</i>	320	69 16	90 00	<i>f</i>	551	—60 01	84 58
<i>y</i>	043	6 05	56 42	<i>x</i>	313	—78 22	61 58
<i>q</i>	053	4 52	62 16	<i>r</i>	423	—73 11	69 05
<i>a</i>	021	4 04	66 17	<i>t</i>	373	—34 46	72 47
<i>β</i>	083 <sup>3</sup>	3 03	71 45	<i>g</i>	3.11.9	—20 01	55 54
	<i>op</i>	( $\bar{1}$ 11):(001)=73°03'		<i>mo</i>	(110):( $\bar{1}$ 11)=64°09'		
	<i>oh</i>	( $\bar{1}$ 11):(010)=61 31		<i>fp</i>	(551):(001)=87 05		
	<i>tp</i>	(110):(001)=82 02		<i>kp</i>	( $\bar{1}$ 13):(001)=39 56		

Кристаллы (фиг. 82) редки и большей частью несовершенны: имеют псевдотетрагональный пластинчатый или бочковидный призматический (по оси *c*)



Фиг. 82. Кристаллы флогопита

1 — месторождение Слюдянка, Прибайкалье (по Козловой); 2 — синтетический фторфлогопит (по Бондаревой и Анкину)

Фиг. 83. Двойники кристаллов флогопита, Подмосковье (по Ферсману)

1 — по слюдяному закону; 2 — по пенниновому закону

облик. Наиболее развиты грани  $(001)$ ,  $(010)$ ,  $(110)$ ,  $(\bar{1}11)$ , реже другие; грань  $(010)$  часто покрыта штриховкой.

Гониометрические измерения кристаллов флогопита проводились крайне редко. Впервые кристаллы из Слюдянки измерил Кокшаров в 1878 г. [15] (в ромбической установке) и установил 14 простых форм; Козлова [14] на кристаллах флогопита из того же месторождения определила 24 формы. На кристаллах железистого флогопита из карбонатов Черниговской зоны Приазовья Лазаренко и др. [16] установили 33 простые формы, из них новые (в рентгеновской установке):  $(410)$ ,  $(105)$ ,  $(102)$ ,  $(305)$ ,  $(101)$ ,  $(\bar{2}05)$ ,  $(\bar{1}02)$ ,  $(405)$ ,  $(302)$ ,  $(223)$ ,  $(131)$ ,  $(125)$ ,  $(\bar{1}14)$ ,  $(\bar{1}45)$ ,  $(121)$ ,  $(\bar{2}14)$ .

Кристаллы из Приазовья сильно округлены, вероятно, вследствие растворения, а также деформированы — изогнуты и разорваны по  $(001)$  на отдельные блоки [16, 17]. Хорошие кристаллы флогопита выделены путем растворения заключающего их доломита валунов из ледниковых отложений Подмосковья [18].

На искусственно выращенных кристаллах фторфлогопита установлены простые формы (см. фиг. 82, 2):  $(001)$ ,  $(010)$ ,  $(120)$ ,  $(110)$ ,  $(111)$ , реже  $(100)$ ,  $(021)$ ,  $031$ ,  $(121)$  и  $(221)$  [19—21].

Обычны двойники по слюдяному закону по  $(110)$  (фиг. 83, 1) и срращения по  $(001)$  [17, 18, 22]. Реже встречаются двойники по хлоритовому (пенниновому) закону — по  $(001)$  (см. фиг. 83, 2) [18].

На поверхностях граней  $(001)$  кристаллов флогопита из пустот в трахибазальтовых и андезитовых лавах Японии методами фазово-контрастной и интерференционно-контрастной микроскопии установлены два типа микродвойникования [23]. Наиболее распространены двойники нарастания, состоящие из тонких (1 мкм) доменов — пластинок пятиугольной формы (размер 20—850 мкм) в двойниковой ориентировке с углами вращения вокруг оси  $c^*$  60, 120 и 180°. На их поверхностях наблюдаются спирали роста высотой 10 Å. Образование этих двойников связывается с агглютинацией пластинок в двойниковой ориентировке. Микродвойники второго типа редки, наблюдаются между соседними спиралями роста и возникают от ошибок упаковки элементарных ячеек при спиральном росте на поверхности кристалла.

На кристаллах искусственного фторфлогопита определен пояс граней  $[001]$  двойникового срращения по слюдяному закону, состоящий из граней  $(130)$ ,  $(120)$ ,  $(350)$  и  $(110)$  [24].

Величина кристаллов флогопита из месторождений СССР достигает 1,5 м (Слюдянка). На одном из месторождений в Онтарио (Канада) встречен кристалл поперечником более 4 м и длиной до 9 м [25]. В Южной Якутии обнаружен волокнистый, до асбестовидного, флогопит в псевдоморфозах по роговой обманке [26].

При травлении плавиковой кислотой на спайных плоскостях флогопита наблюдаются характерные фигуры, по которым четко выявляются блоковое строение, мозаичность и двойникование, а также спирали роста, выходы дислокаций и треков от радиоактивного распада [27—36]. По форме фигур травления можно судить о железистости флогопитов [37, 38]: на спайных плоскостях мало-железистых разновидностей фигуры травления имеют форму шестиугольников с вписанными в них треугольниками, для более железистых флогопитов характерны отдельно расположенные шестиугольники и треугольники (для биотитов только треугольники).

Травление плавиковой кислотой кристаллов искусственного фторфлогопита показало [19], что на грани (001) фигуры травления обычно имеют форму треугольников, плоскость симметрии которых совпадает с плоскостью симметрии кристалла; реже наблюдаются шестиугольные фигуры. Грани (010) и (110) травятся значительно быстрее, чем грань (001); при этом на грани (010) фигуры травления имеют форму «лодочек», ориентированных параллельно друг другу и наклоненных под углами 30—34° к ребру, параллельному трещинкам спайности; на грани (110) образуются «уголки», одна сторона которых параллельна плоскости спайности, другая находится под углом 126° к ней.

Во флогопитах отмечаются разнообразные включения других минералов (рутила, апатита, циркона, турмалина и др.) и газовые включения (последние особенно важно учитывать при оценке пригодности слюды для практического ее использования). Газовые включения обильны во флогопите Маймеча-Котуйского района [39]; во флогопите Ковдорского месторождения они составляют 100—150 см<sup>3</sup>/кг и заполнены в основном водородом, включения концентрируются главным образом вдоль дислокационных нарушений или приурочены к зонам роста кристаллов [29, 40]. В искусственном фторфлогопите отмечена [24] приуроченность первичных газовых включений к двойниковым швам.

В тонких пластинках флогопита на просвет часто наблюдается явление астеризма — шестилучевые звездочки, образованные включениями мелких игольчатых кристаллов рутила или турмалина, ориентированных по направлениям фигур давления и (реже) удара. Описаны закономерные сростания флогопита с апатитом из Слюдянки [41]: ось *c* апатита лежит в плоскости (001) флогопита и параллельна или перпендикулярна ребрам [110],  $\bar{1}10$  и  $100$  флогопита (т. е. ориентирована по направлению лучей удара и давления). Известны включения флогопита в пейните из Бирмы [42].

При росте кристаллов синтетического фторфлогопита из газовой фазы происходит эпитаксиальное нарастание на них кристаллов и дендритов железа с преимущественной ориентировкой октаэдрических плоскостей последних  $\parallel$  (001) флогопита [20].

**Физ. св. и физ.-хим. константы.** Сп. весьма совершенная по (001). Отдельность по (103) и (137); эти плоскости наклонены к (001) под углом 70°, они проявляются при деформациях и в фигурах удара и давления. На фигуре удара [43] луч по  $100$  короче, чем лучи по  $110$  и  $\bar{1}10$  (у мусковита наоборот); угол между лучами  $\parallel$   $110$  и  $\bar{1}10$  колеблется от 60°52' до 63°28'. Работа расщепления флогопитов на спайные листочки примерно в 2 раза больше, чем работа расщепления мусковита [44—47]. Установлено, что расщепление сопровождается электрическими эффектами и свечением, причем электризация флогопита в 2,5—3 раза ниже, чем у мусковита [48]. Энергия спайных поверхностей (определяемая силой сцепления) у природного флогопита меньше (3630 эрг см<sup>2</sup>), чем у синтетического (6060 эрг см<sup>2</sup>), что связано с наличием посторонних включений в природном флогопите [49]. Тв. 2—3. Микротвердость (в кгс мм<sup>2</sup>): 61 [50], для флогопитов из Железна-Гора (ЧСФР) — от 31,5 до 97,5 (чаще 42,3—62,0) [51], для флогопита из Вуориярви (Кольский полуостров) от 100 до 188, для гидратированных образцов — 60—70 [52], для флогопита из Приазовья — 146,6 [53], для синтетического флогопита — 49—61 [54]. Значения твердости, определенные методом прокола пластин толщиной 1 мм, варьируют [55, 56]: у флогопитов Памира 3,22—4,62, Слюдянки 2,92—4,15, Алдана 2,82—4,34, Ковдора 2,19—3,25, Гулинского месторождения 2,28—3,60. Эти колебания зависят от степени гидратированности, количества газовых включений и химического состава, особенно от содержания Fe, Ba и F [55, 56]. Экспериментальное



изучение зависимости твердости от состава природного и синтетического флогопита показало, что твердость увеличивается при замещении К на Ва и (ОН) на F [57]. На плоскости (001) отчетливо проявляется анизотропия твердости [57, 58]. По Блоссу и др. [57], максимальная твердость на (001) наблюдается|| оси *b* или под углом 45° к ней; минимальная — под углом 15° к оси *b*.

Чешуйки и спайные листочки флогопита гибкие и упругие. Измерения гибкости методом сгибания пластинок вокруг цилиндров показали, что флогопит по гибкости лишь немного уступает мусковиту [59]. Усредненные значения упругих констант флогопитов Слюдянки и Алдана соответственно [60] ( $10^{11}$  дин·см<sup>-2</sup>): модуль упругости  $\epsilon=6,86$  и 6,53; модуль сдвига  $G=2,70$  и 2,51; модуль объемного сжатия  $K=4,98$  и 5,48. Скорости упругих волн (км·см<sup>-1</sup>):  $v_p=5,39$  и 5,44;  $v_s=3,10$  и 3,00. По Беликову и др. [60], модули упругости ( $c_{ik}$ ,  $10^{11}$  дин·см<sup>-2</sup>) и постоянные гибкости ( $s_{ik}$ ,  $10^{-13}$  см<sup>2</sup>·дин<sup>-1</sup>) для двух образцов флогопита Слюдянки следующие:

<i>ik</i>	11	33	44
$c_{ik}$	17,8 и 17,9	5,10 и 5,17	0,65 и 0,56
$s_{ik}$	5,86 и 6,10	20,50 и 22,02	153,85 и 178,57
<i>ik</i>	66	12	13
$c_{ik}$	7,36 и 7,33	3,02 и 3,24	1,52 и 2,58
$s_{ik}$	13,46 и 13,64	-0,87 и -0,72	-1,52 и -2,69

Об упругих свойствах флогопита см. также [61—67]. Прочность на разрыв флогопита Слюдянки колеблется от 21,4 до 26,0 кг/мм<sup>2</sup>, прочность на раздавливание — от 2,789 до 1,302 кг/см<sup>2</sup> [59]. Уд. в. 2,7—2,9; колебания зависят от содержания Fe, Ti, Mn и Ва, газовых включений и степени гидратированности [55, 56]. Средние значения удельных весов флогопитов из месторождений разных регионов СССР [55, 56]: Алдана — 2,898, Слюдянки — 2,879, Памира — 2,869, Ковдора — 2,733, Гулинского месторождения — 2,942. Цвет бесцветный, белый, серебристо-белый, светло- или темно-зеленый, янтарно- или зеленовато-желтый, красновато-коричневый, бурый разных оттенков до черного. Цвет и его интенсивность зависят от содержания Fe, Ti, Mn и других элементов-хромофоров [68—71]. Повышенные содержания Ti обуславливают красно-бурую окраску при всех количественных соотношениях содержаний Mg и Fe. У малотитанистых железистых разновидностей цвет зависит от валентности железа: разности с Fe<sup>2+</sup> — голубовато-зеленые, с Fe<sup>3+</sup> — буроватые. Иногда наблюдается полихромная зональность в виде чередования полос зеленовато-бурой и буроватой окраски на плоскости (001), вызванная изменяющимися отношениями Fe<sup>2+</sup> : Fe<sup>3+</sup> : Ti<sup>4+</sup> : Ti<sup>3+</sup> [72]. Своеобразная красновато-коричневая (ржаво-красная) окраска флогопита с обратной схемой абсорбции связывается с вхождением Fe<sup>3+</sup> в тетраэдрические позиции структуры [73—75]. Однако прямой корреляции окраски с химическим составом не установлено [76]. Оценка цвета флогопитов из разных месторождений СССР сделана Лицаревым и Белянкиной [56] на основании определения цветового тона (длина волны  $\lambda$ , нм), его насыщенности (*P*, отн. ед.) и относительной яркости (*H*, отн. ед.).

Наибольшие различия наблюдались между слабо окрашенными памирскими ( $\lambda=587-589$  нм, *P* 10—25, *H* 70,26—86,39) и интенсивно окрашенными гулинскими ( $\lambda$  564 нм, *P* 65—65,4, *H* 8,20) флогопитамы [56]

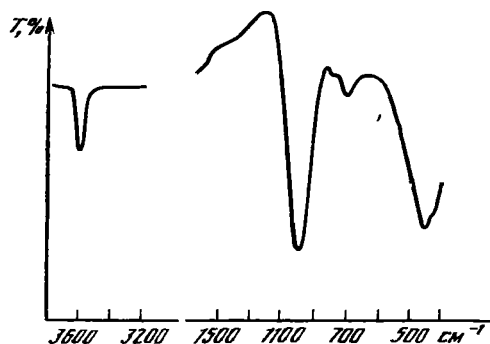
Кривые светопоглощения флогопита, по Грум-Гржимайло [77], разделяются на два типа: 1) кривые, идущие без каких-либо максимумов поглощения почти параллельно оси абсцисс от ультрафиолетовой до инфракрасной части спектра; 2) кривые с двумя максимумами поглощения — около 700 нм (на границе видимого света) и около 900 нм (в ультрафиолетовой области). Некоторые флогопиты (предположительно с Fe<sup>3+</sup> в тетраэдрических позициях) дают кривые с максимумом поглощения в фиолетовой части спектра. На кривых спектрального поглощения четко отражается плеохроизм.

Прозрачность флогопитов зависит от суммарного содержания в них Fe, Ti, Mn: при их содержании около 8% минерал непрозрачен [55, 56]. Оценка про-

зрачности флогопитов из месторождений СССР [56] показала, что наиболее прозрачны флогопиты Памира (коэффициент прозрачности 48%), гулинские флогопиты почти непрозрачны (нулевой коэффициент прозрачности). Флогопиты других месторождений занимают промежуточное положение. По данным Островского и Петрова [78], содержание окисного железа сильнее снижает прозрачность флогопита, чем то же количество закисного железа.

Бл. стеклянный, на плоскости спайности иногда перламутровый; у гидратированных разностей до жирного. Интенсивность блеска зависит не только от величин показателей преломления, но и от состояния отражающих спайных поверхностей [27, 56].

Диэлектрик. По электрическим свойствам в среднем несколько уступает мусковиту. Удельное объемное сопротивление слюдянского флогопита  $1,4 \times 10^{14} - 5,1 \cdot 10^{13}$  Ом·см [59]. По Волкову и др. [47], удельное объемное сопротивление флогопита параллельно спайности на 2 порядка выше, чем перпендикулярно спайности. Тангенс угла диэлектрических потерь флогопита при содержании  $Fe_2O_3$  до 2% равен  $(5-8) \cdot 10^{-4}$ , при  $Fe_2O_3$  3,5% он составляет  $50 \cdot 10^{-4}$  и более [79]. В переменном электромагнитном поле радиочастотного диапазона с увеличением частоты тангенс диэлектрических потерь уменьшается [47, 80]. Величина диэлектрической проницаемости у флогопита при  $20^\circ$  на частоте 500 кГц в направлении,  $\perp$  спайности, 5,7—6,  $\parallel$  спайности меняется



Фиг. 84. ИК-спектр флогопита (по Власовой и Доломановой)

в широких пределах от 7,5 до 11 [47]. Пробой слюдянского флогопита при толщине пластинки 0,025 мм происходит при напряжении 3,3—3,9 кВ (пробивная напряженность 137,0 кВ/мм), алданского — при 3,9—4,1 кВ (145,4 кВ/мм) [59]. Об электрических свойствах флогопитов из месторождений СССР см. также [47, 80—85].

Парамагнетик. Магнитная восприимчивость составляет  $(5-8) \cdot 10^{-6} - 9,5 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС [86, 87]. Колебания магнитной восприимчивости флогопитов из разных слюдитов Урала связываются с различной железистостью первичных пород [88]. Не люминесцирует [89]; пьезоэффекта не обнаруживает [90]. ИК-спектр (фиг. 84) характеризуется следующими полосами поглощения ( $cm^{-1}$ ) [91]: 465 — деформационные колебания Si—O; 615, 655 — либрационные колебания Me—OH; 710 — плоскостные колебания Al—O—Si; 818 — валентные колебания связи Al—O (апикальной); 970, 1000 — валентные антисимметричные колебания Si—O; 3625, 3660, 3700 — валентные колебания OH-групп, связанных соответственно с MgMgAl, MgMgFe и MgMgMg. См. также [92—95]. По характеру полос поглощения валентных колебаний Si—O и гидроксильных групп можно судить о степени замещения в тетраэдрическом слое Si—Al [96, 97] и Si— $Fe^{3+}$  [17], оценивать катионный состав октаэдрического слоя [91, 98], ориентировку OH-групп [99—102]. Метод ИК-спектроскопии используется также для определения степени гидроксидизации и гидратации флогопита [103—106] и присутствия аммония [107, 108].

В ИК-спектре флогопита, подвергнутого кратковременному действию высоких давлений при взрыве, устанавливается сдвиг полосы поглощения при  $475 cm^{-1}$  (Si—O), свидетельствующий о послевзрывных микроразрывах в октаэдрическом слое [109].

Данные мёссбауэровской спектроскопии указывают на преимущественное положение  $Fe^{2+}$  в октаэдрических и  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических позициях структуры флогопита [110—118]. Оптические спектры Mn- и  $Fe^{3+}$ -содержащих флогопитов подтвердили преимущественное тетраэдрическое положение  $Fe^{3+}$  [119].

Методом ЯМР уточнено распределение  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{F}^-$  и  $(\text{OH})^-$  в октаэдрическом слое [120], а также  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и  $\text{Al}^{\text{VI}}$  [121]. Во флогопитах с обратной схемой плеохроизма мёссбауэровским методом установлена анизотропия плотности вокруг ядер  $\text{Fe}^{3+}$ , которая вызывает анизотропию полосы переноса заряда в УФ-области [122—124].

Спектры оптического поглощения и ЭПР облученных нейтронами синтетических фтор-флогопитов с добавкой и без добавки Ti показали, что в образцах с Ti проявляются замещения  $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{F}^-$  и  $\text{Ti}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$ , а в образцах без Ti — замещения  $\text{Fe}^{2+} + 2\text{F}^- \rightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{O}^{2-} + \text{F}^-$  [125].

Энтальпия образования  $\Delta H_f^0, 298 = -186,14 \pm 6,20$  кДж/моль по калориметрическим измерениям теплот составляющих компонентов и  $-6353,35 \pm \pm 7,01$  кДж/моль из элементов [126]; по [127], она  $-173,22 \pm 4,60$  кДж/моль. Энтропия  $\Delta S_f^0, 298 = -1140,31 \pm 2,10$  Дж/К·моль [128]. Свободная энергия Гиббса  $\Delta G_f^0, 298 = -6013,93 \pm 7,03$  кДж/моль [126]. О термодинамических константах см. также [129, 130], об изобарно-изометрических потенциалах см. [131]. Удельная теплоемкость  $C_p = 0,21$  кал/г·град, молярная теплоемкость  $C_p = 3,9$  кал/моль·град, теплопроводность  $\lambda = 7,5, 1,9$  и  $5,5$  кал/см·с·град, температура Дебая — 710 К [132]. Теплоемкость составляет 86,2 кал/моль·град [133, 134].

Теплопроводность темноокрашенного флогопита из Слюдянки, по Лашеву [59], равна 0,00146 кал/см·с·град. По Волкову и др. [47], теплопроводность флогопита по плоскости спайности равна 6,9 кал/см·с·град, а перпендикулярно плоскости спайности 1,21 кал/см·с·град. Для синтетического фторфлогопита установлена прямая зависимость теплопроводности от температуры [135].

По Мак-Кинстри [136], при температуре 25—350° средние коэффициенты термического расширения равны: перпендикулярно плоскости спайности  $17,8 \times 10^{-6}$ , параллельно —  $14 \cdot 10^{-6}$ . Коэфф. термического расширения ковдорского флогопита равен  $10,5 \cdot 10^{-6}$  град $^{-1}$  [137]. Кинетика растворения флогопита в закрытой системе [138] и в условиях комнатных температуры и давления [139] зависит от скорости разрушения тетраэдрического слоя; установлено также, что Mg выносятся быстрее из октаэдрического слоя, чем Si из тетраэдрического слоя. В Са-содержащем кислом водном растворе флогопит превращается в вермикулит (в открытой системе) или флогопит-вермикулитовую смешанослойную фазу (в закрытой системе); при этом энергия активации растворения равна 9,4 ккал/моль·град [140]. Экспериментальные данные о растворимости флогопита см. также [141—143].

Изучение сорбционных свойств флогопита показало [144], что при комнатной температуре общая удельная адсорбционная поверхность в 3 раза выше внешней удельной адсорбционной поверхности. Прокаливание ковдорского флогопита до 550° и алданского до 650° вызывает снижение адсорбционного объема, а прокаливание выше этих температур — его увеличение. Экспериментально изучалась зависимость сорбции U и Ra от температуры и состава обрабатываемых флогопит растворов [145, 146]. Об адсорбционных свойствах см. также [147, 148], об обменных свойствах [149—151].

Флотация осуществляется аннионными и катионными собирателями, причем во втором случае в кислой среде, иногда с добавкой сульфата алюминия, вызывающего депрессию сопутствующих силикатов [152].

**Микр.** В шлифах в прох. свете в разрезах со следами спайности сильно двупреломляет и плеохроирует; в разрезах без следов спайности почти не двупреломляет и не плеохроирует. Плеохроизм: по  $N_p$  — бесцветный, желтоватый; по  $N_m \leq N_g$  — желтоватый, зеленый, буровато-красный, коричневый;  $N_p \ll \ll N_m \ll N_g$ . Плеохроизм титанистого флогопита: по  $N_p$  — светлый, оранжево-розовый, по  $N_m$  — светло-желтый, по  $N_g$  — красновато-бурый [153]. Иногда наблюдается обратный плеохроизм ( $N_g < N_m < N_p$ ) [118, 154, 155], связанный, очевидно, с присутствием  $\text{Fe}^{3+}$  в тетраэдрах.

У флогопита с обратным плеохроизмом из кимберлитов ЮАР на оптическом спектре проявляются полосы 441, 493 и 521 нм, характерные для тетраэдрического  $\text{Fe}^{3+}$  [156];

у Мп-флогопита из Лонгбана (Швеция), по данным оптического и мёсбауэровского спектров, в случае нормального плеохроизма  $Mn^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  присутствуют в октаэдрах, в случае обратного плеохроизма —  $Mn^{2+}$  в октаэдрах, а  $Fe^{3+}$  в тетраэдрах [119].

Двуосный (—). Пл. опт. осей  $\parallel$  (010) — слюда второго рода.  $Nm = b$ ,  $aNg = 0-5^\circ$ ,  $aNp = 86-88^\circ$ . Удлинение (+). По Диру и др. (1966):  $n_g = 1,558-1,637$ ,  $n_m = 1,557-1,637$ ,  $n_p = 1,530-1,590$ ,  $n_g - n_p = 0,028-0,049$ ,  $2V = 0-15^\circ$ ; по Трёгеру (1980):  $n_g = 1,558-1,565$ ,  $n_m = 1,558-1,564$ ,  $n_p = 1,520-1,535$ ,  $n_g - n_p = 0,030-0,038$ ,  $2V = 0-20^\circ$ . Дисперсия средняя до сильной,  $r < v$ . Сильная дисперсия установлена у флогопита из Слюдянки [157], в котором плоскость оптических осей в голубом свете  $\perp$  (010), а в красном свете  $\parallel$  (010);  $2V$  в обоих случаях составляет около  $8^\circ$ , в желтом свете  $2V = 0^\circ$ .

Оптические константы флогопитов из месторождений СССР колеблются в следующих пределах [56]:

	Алдан	Памир	Слюдянка	Гулинское	Ковдор
$n_g$	1,592—1,607	1,585—1,595	1,582—1,601	1,616—1,620	1,602—1,611
$n_m$	1,585—1,608	1,579—1,590	1,580—1,597	1,612—1,617	1,601—1,610
$n_p$	1,549—1,559	1,541—1,553	1,530—1,561	1,569—1,572	1,550—1,561
$n_g - n_p$	0,040—0,048	0,039—0,046	0,036—0,056	0,047—0,049	0,048—0,060
(—) $2V$ , °	7—12,5	3,5—10	6—13	6—14	7—10

Неоднократно предпринимались попытки выявления зависимости оптических свойств флогопитов от их химического состава [55, 56, 78, 158—164]. Хотя точной корреляционной зависимости не выявлено, но считается, что показатели преломления флогопитов повышаются с увеличением содержания Fe (суммарного) и Ti и уменьшаются с увеличением содержания Mg и F. Установлено также, что  $Fe^{3+}$  оказывает более сильное влияние на светопреломление флогопита, чем  $Fe^{2+}$  [164]; не исключается влияние и других элементов (Mn, Al, Na, Ca, Ba) [56], входящих в состав флогопитов.

Диаграммы светопреломление—состав для отдельных химических компонентов малонадежны. Наиболее точны диаграммы зависимости светопреломления флогопита от его общей железистости [56]. Ошибка определения общей железистости с помощью такой диаграммы по  $n_g$  не превышает 5—6%, по  $n_p$  — 8—9%. Колебания значений  $2V$  некоторыми исследователями [78, 158] связываются с повышенным общим содержанием  $Fe_2O_3$ , другими — с увеличением количества  $Fe^{3+}$  лишь в тетраэдрической позиции [73]. Исследования Лицарева и Белянкиной [56] не выявили такой зависимости. По Диру и др. (1966), у богатых и Мп и Ti флогопитов  $2V$  больше, чем у обычных. В титанистом флогопите проявляются также сильная дисперсия ( $r < v$ ) и необычный плеохроизм.

Во флогопите часто наблюдается зональность (иногда ритмическая), выражающаяся в изменении степени плеохроизма и величины двупреломления в зависимости от содержания Mg и Fe в отдельных частях зерен [165]. Характерно обилие плеохроичных двориков, которые связываются с включениями радиоактивных минералов [166, 167] или с окислением железа за счет собственного гидроксила (по данным мёсбауэровской спектроскопии) [168].

**Хим.** Теор. состав:  $K_2O$  — 11,29;  $MgO$  — 28,99;  $Al_2O_3$  — 12,22;  $SiO_2$  — 43,19;  $H_2O$  — 4,31. Проявляется изоморфизм по схеме  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Мп, Ti, Ва;  $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ ;  $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ;  $K^+ \rightarrow Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ;  $(OH)^- \rightarrow F^-$ , что обуславливает значительные вариации содержаний отдельных компонентов. Например, для месторождений СССР указываются следующие пределы их содержаний:

	По [56]	По [169]
$SiO_2$	37,06—39,32	37,48—40,49
$TiO_2$	0,46—1,58	0,40—1,55
$Al_2O_3$	15,40—16,41	14,02—16,98
$Fe_2O_3$	1,05—3,76	1,16—3,90
FeO	1,01—6,70	1,70—5,92

	По [56]	По [169]
MnO	0,03—0,18	0,02—0,17
MgO	20,90—26,24	21,69—27,12
CaO	0,08—0,66	0,31—1,06
BaO	0,34—1,00	0,20—1,03
Na <sub>2</sub> O	0,34—0,70	0,29—0,91
K <sub>2</sub> O	8,93—9,68	8,53—9,76
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,13—3,91	Не указано
F	0,25—2,07	0,33—2,17
f, %	4—20	5—19

В октаэдрической позиции Mg в первую очередь может замещаться Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>, образуется изоморфный ряд флогопит—биотит—аннит, который, однако, не является непрерывным. При относительно небольшом содержании Fe<sup>2+</sup>, когда слюда еще имеет свойства флогопита, она определяется как железистый флогопит или феррофлогопит — *ferrphlogopite* [170]. При вхождении Fe<sup>3+</sup> в октаэдрические позиции — как феррифлогопит — *ferriphlogopite* [171]. Замещение Mg на Mn дает непрерывный изоморфный ряд флогопит—манганофиллит, промежуточные члены которого, близкие по свойствам к флогопиту, называются манганфлогопитом — *manganphlogopite* [172]. Известен манганбариевый флогопит — *manganbarium phlogopite* (с 7,60—14,61% MnO и 1,93—11,05% BaO) [173, 174]. В октаэдрические позиции может также входить Al, давая непрерывный ряд флогопит — истонит; промежуточные разновидности высокоглиноземистого флогопита относятся к политипу 1M и имеют небольшой 2V, что говорит в пользу существования указанного ряда, а не ряда флогопит — мусковит [175—178]. При содержании до 9—12% TiO<sub>2</sub> флогопит называют титанистым флогопитом или титанфлогопитом — *titaiphlogopite* [153]; при таких высоких содержаниях Ti входит в октаэдрические позиции, при этом, по одним исследователям, он является четырехвалентным [179], по другим — трехвалентным [180]. При небольшом содержании (TiO<sub>2</sub> 0,5—1,0%) титан обычно занимает тетраэдрические позиции. Высокотитанистые флогопиты слагают фенокристаллы в кимберлитах, щелочных базальтах, лампрофирах и характеризуются зональным распределением Ti, причем более богаты им ядра фенокристаллов [181—183].

В октаэдрические позиции флогопита входит также Cr<sup>3+</sup> [184, 185]; флогопит с максимальным содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8,66%) назван хромовым флогопитом — *chrome phlogopite* [186]. Никель во флогопите обычно присутствует в небольших количествах (0,14—0,39% NiO) [187, 188]. В железоникелевом месторождении Студена-Вода (Македония, Югославия) обнаружен флогопит, с NiO до 4,33%, причем Ni является одним из главных элементов, замещающих Mg. Этот флогопит назван никель-флогопитом — *nickel-phlogopite* [189].

В тетраэдрические позиции флогопита, в идеальном случае занятые тремя атомами Si и одним атомом Al, входят Fe<sup>3+</sup>, Ti, возможно Mn. Замещение Al<sup>IV</sup> на Fe<sup>3+</sup> может быть полным с образованием непрерывного изоморфного ряда флогопит—тетраферрифлогопит. При замещении Mg<sup>2+</sup> на катионы R<sup>3+</sup> заряды слоев в структуре флогопита компенсируются замещением Al<sup>IV</sup> на Si (содержание Si более 3 атомов на форм. ед.).

В межслоевых позициях, кроме K, почти постоянно присутствует Na, реже Ca и Ba, вхождение которых намечает переход к хрупким слюдам. Флогопит с высоким содержанием Na<sub>2</sub>O (до 6%) получил название натрофлогопита — *natrophlogopite* (Вайншенк, 1901), но в связи с утверждением КНМ ММА в качестве минерального вида прайсверкита, представляющего Na-аналог флогопита [190], очевидно, понятие «натрофлогопит» требует пересмотра. Содержание BaO обычно меньше 1%. При высоком (до 9,8%) содержании BaO флогопит называют бариевым флогопитом — *barium phlogopite*

[191—197]; ранее он назывался б а р и о ф л о г о п и т о м — (barium-phlogopite, bario-phlogopite) [198], а также б а р и т б и о т и т о м — baryt-biotite (Кноп, 1887). Характерно, что в высококачественном листовом флогопите постоянно отмечается от 0,2 до 2,2% ВаО [199].

Позиции гидроксильных групп во флогопитях в той или иной степени заняты фтором и очень редко хлором. В связи с этим может быть выделен ряд о г и д р о к с и л ф л о г о п и т а — hydroxyl-phlogopite до ф т о р ф л о г о п и т а — fluor-phlogopite. Однако принято считать первое из этих двух названий излишним, так как оно отвечает собственно флогопиту. Фторфлогопит известен только как синтетический минерал [158]. Максимальное содержание F в природном флогопите 3,50% отмечено в титанистом фторфлогопите из лампрофиров Чукотки [200].

Химический состав флогопитов зависит от условий их образования и прежде всего от состава вмещающих пород: железистые разновидности встречаются в высокожелезистых породах, марганцевые — в марганцеворудных образованиях, титанистые — в глубинных ультраосновных и кимберлитовых породах.

Во флогопитях содержатся редкие и рассеянные элементы. Данные по Li, Rb, Cs приводятся в основном для флогопитов из щелочных и других магматических пород: во флогопитях из щелочных пегматитов Ловозерского массива содержится 0,008%  $\text{Li}_2\text{O}$ , 0,044%  $\text{Rb}_2\text{O}$  [201]; из пегматитов нефелиновых сиенитов Туркестанского Алатау — 0,5—0,6%  $\text{Li}_2\text{O}$ , из метасоматических пород того же района — 0,003—0,59%  $\text{Li}_2\text{O}$ , 0,018—0,074%  $\text{Rb}_2\text{O}$  и 0,00046—0,00094%  $\text{Cs}_2\text{O}$  [202]; из пегматитов месторождения Изумрудные Копи на Урале — 0,1—0,5%  $\text{Li}_2\text{O}$  [203]; из карбонатитов Восточной Сибири — 0,0008—0,001%  $\text{Li}_2\text{O}$  и 0,026—0,047%  $\text{Rb}_2\text{O}$  [204]. Бериллий отмечен главным образом во флогопитях из пегматитов и бериллоносных жил (от 0,0018 до 0,06%) [203, 205].

Содержание Sc во флогопитях из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова и Карелии составляет 0,0002—0,001% [206], из пород кимберлитового типа Якутии — 0,001—0,003% [207], есть указание [208] на присутствие Sc (0,001%) во флогопите из месторождений горного хрусталя Приполярного Урала. Tl и Ga наиболее характерны для флогопитов из свинцово-цинковых месторождений: Tl — 0,001—0,002%, Ga — 0,002—0,004% [209]. Zr в количестве 0,011—0,03% содержится в породах щелочно-ультраосновных магматических комплексов [210, 211].

Из других элементов представляет интерес наличие бора (0,002—0,005%) во флогопитях из магнезиальных скарнов Якутии и Западного и Южного Тянь-Шаня [212—216], V (0,003—0,02%) [203, 217], Sn (0,015—0,145%) — из магнезиальных скарнов и кальцифиров Якутии [218], урана —  $42 \cdot 10^{-5}$ — $62 \times 10^{-5}$ % [219—221] и других радиоактивных [222—226] и некоторых редкоземельных [227, 228] элементов, а также газов ( $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др.) [27, 224, 225, 229] и битумов [230]. Об изотопном составе Mg см. [231].

Содержание  $^{40}\text{Ar}$  во флогопите, возникшего за счет радиогенного распада  $^{40}\text{K}$ , позволяет использовать этот минерал для определения абсолютного возраста вмещающих горных пород.

Проводилось датирование флогопитов из разных регионов и разных геологических объектов — Алдана [232—234], Слюдянки [235], Анабарского щита [236, 237], Юго-Западного Памира [238, 239], КНДР [240], Индии [241], Антарктики [242].

Многими исследователями [239, 240] отмечается, что возраст пород (особенно древних), определяемый по флогопиту К-Аг-методом, занижен в связи с потерей радиогенного аргона при воздействии на эти породы различных последующих геологических процессов. Значения возраста флогопита могут искажаться также при его частичной гидратированности, т. е. в данном случае за счет вытеснения калия [243].

#### Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	1,25	1,74	3,58	2,69	0,44	0,69	0,84	—	0,57
K <sub>2</sub> O	7,06	7,87	6,49	7,26	9,73	10,00	9,54	8,84	8,86
MgO	28,09	28,01	27,62	27,39	27,15	26,33	26,30	26,27	26,03
CaO	0,07	0,07	Сл.	0,29	Сл.	—	0,36	0,35	1,06
MnO	0,01	—	—	0,02	»	0,02	0,03	Сл.	Сл.
FeO	0,24	0,15	1,55	0,99	0,77	0,31	0,79	1,16	0,42
BaO	—	0,18	—	0,22	—	1,17	—	0,70	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,79	15,52	15,13	15,95	15,61	19,02	14,19	17,30	18,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	—	2,65	0,38	0,32	3,58	1,94	0,46	0,80
SiO <sub>2</sub>	39,43	40,96	35,64	40,20	39,13	35,62	39,58	39,10	38,82
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,30	2,83	0,30	0,57	0,52	0,95	0,42	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,45	2,61	4,23	2,30	4,39	0,80	2,98	0,80	4,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,77	0,42	0,81	0,15	0,74	—	0,26	—	—
F	1,97	2,50	—	2,80	2,40	3,25	1,50	1,30	0,80
Cl	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	0,84	1,64	3,83	—
Сумма	(101,04)	100,33	100,53	101,03	101,25	102,15	100,90	100,53	100,36
— O = (F, Cl) <sub>2</sub>	0,83	1,05	—	1,21	1,01	1,36	0,63	0,55	0,34
	(100,21)	99,28	—	99,82	100,24	100,79	100,27	99,98	100,02
Уд. в.	—	—	2,714	—	—	2,894	2,713	2,875	2,848
n <sub>g</sub>	—	1,572	1,585	1,582	—	1,590	1,592	1,590	1,589
n <sub>m</sub>	—	—	1,583	—	—	—	1,589	—	1,582
n <sub>p</sub>	—	1,536	1,549	1,535	—	1,549	1,552	1,550	1,543
(—) 2V, °	—	0	—	5	—	12,5	11	9,5	6
f, мол. %	0,9	0,3	7,4	2,7	2,1	6,9	5,1	3,2	2,4
a <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	5,30	—	—	—	—	—
b <sub>0</sub>	—	—	—	9,23	—	—	—	—	—
c <sub>0</sub>	—	—	—	10,56	—	—	—	—	—
β	—	—	—	100° ± 15'	—	—	—	—	—
Политип	—	—	1M	1M	—	—	—	—	—

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	2,92	2,87	2,52	2,82	2,71	2,60	2,84	2,91	2,69
Al <sup>IV</sup>	1,08	1,13	1,26	1,18	1,27	1,40	1,16	1,09	1,31
Al <sup>VI</sup>	0,38	0,15	—	0,14	—	0,23	0,04	0,43	0,22
Ti	0,04	0,02	0,15	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,01	—	0,14	0,02	0,02	0,20	0,10	0,03	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,09	0,06	0,04	0,02	0,05	0,07	0,02
Mg	3,10	2,93	2,92	2,87	2,80	2,86	2,81	2,92	2,70
Ba	—	—	—	0,01	—	0,03	—	0,02	—
Ca	0,01	0,01	—	0,02	—	—	0,03	0,03	0,08
Na	0,18	0,24	0,49	0,37	0,06	0,10	0,12	—	0,08
K	0,67	0,70	0,59	0,65	0,86	0,93	0,87	0,84	0,78
OH	0,22	1,22	2,00	1,08	2,03	0,40	1,43	0,40	1,85
F	0,46	0,55	—	0,62	0,53	0,75	0,34	0,31	0,18
Cl	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
O	11,32	10,23	10,00	10,30	9,44	10,85	10,23	11,29	9,97

1 — из высокомагнезиальных карбонатных пород месторождения Кухилал (Памир, СССР), анал. Аксельрод [169]; 2 — из мрамора р. Учур, Алдан, анал. Балагина [244]; 3 — из кристаллического известняка Монте-Брасио, Вал-Маленсо (Италия), анал. не указан [245]; 4 — из мрамора месторождения Слюдянка (Прибайкалье), анал. Альтгаузен [159]; 5 — из высокомагнезиальных пород месторождения Ляджвардар Юго-Западного Памира (СССР), анал. Аксельрод [169]; 6 — из апопегматитовой флогопит-пироксеновой породы на Алдане, анал. Николаева [161]; 7 — из мрамора месторождения Слюдянка (Прибайкалье), анал. Замуруева [56]; 8 — из апопегматитовой шпинель-пироксеновой породы на Алдане, анал. Алексева [161]; 9 — из флогопитсодержащих пород Юго-Западного Памира (СССР), анал. Замуруева [56].

поднятия (Чукотка). анал. Натарова [200]; 14 — из главной флогопитовой залежи Ковдорского месторождения (Кольский полуостров) анал. не указан [246]; 15 — из кимберлита трубки Веселтон (ЮАР). анал. Локи [248]; 16 — из кимберлита трубки Обнаженная (Якутская АССР). анал. Кузнецов [249]; 17 — из минетты, ущелье Де-Круа (Верхняя Сона, Франция). анал. не указан [250]; 18 — из карбонатитов, Восточный Саян, анал. не указан [251].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na <sub>2</sub> O	1,16	0,74	0,20	0,77	0,58	0,38	0,05	0,01	0,06
K <sub>2</sub> O	9,70	8,00	7,00	8,77	9,63	6,64	10,15	9,30	10,92
MgO	20,83	19,55	19,39	18,45	11,18	25,23	21,16	17,92	28,58
CaO	0,44	Сл.	—	0,07	0,06	0,21	—	0,10	—
MnO	1,38	»	0,10	0,11	0,11	Сл.	—	0,40	—
FeO	5,16	10,85	3,91	9,27	12,21	0,72	—	9,52	—
BaO	—	—	—	—	0,49	7,88	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	4,33	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,61	15,88	12,40	17,16	16,64	19,48	17,81	12,95	12,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,84	1,61	11,84	2,40	1,69	0,06	1,50	—	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	8,66	0,68	—
SiO <sub>2</sub>	43,64	36,84	38,98	37,00	35,45	36,95	38,59	41,37	42,70
TiO <sub>2</sub>	Сл.	2,54	1,75	0,41	12,15	1,03	—	0,01	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,76	3,22	4,02	4,00	0,41	—	1,97	(3,41)	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,26	0,25	0,80	—	0,18	—	—	—
F	2,08	—	—	0,53	0,10	1,08	1,22	—	9,20
П. п.	—	—	—	0,11	—	0,38	—	—	—
Сумма	100,09 *	99,71 **	99,84	99,85	100,71 **	100,22	101,11	100,00	103,93
—O—F <sub>2</sub>	0,87	—	—	0,22	0,04	0,45	0,51	—	3,87
	99,22	—	—	99,63	100,67	99,77	100,60	—	100,06
Уд. в.	—	—	—	2,925	—	2,866	2,78	—	2,88
n <sub>g</sub>	1,570	1,619	—	1,609	—	1,603	1,595	—	1,549
n <sub>m</sub>	—	—	—	—	—	—	1,595	—	1,548
n <sub>p</sub>	1,540	1,580	—	1,567	—	1,567	1,530	—	1,522
(—) 2V, °	—	—	—	12	—	6	0—10	—	14
f, мол. %	15,5	26,1	29,6	25,8	40,8	1,7	3,6	22,9	0,1
a <sub>0</sub> (Å)	—	5,33	—	—	—	—	—	—	—
b <sub>0</sub>	—	9,240	—	—	—	—	—	—	—
c <sub>0</sub>	—	20,26	—	—	—	—	—	—	—
β	—	95,01°	—	—	—	—	—	—	—
Политип	—	2M	1M	—	—	—	—	—	1M

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,35. \*\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,22. \*\* В том числе Rb<sub>2</sub>O—0,014, кроме того, Li<sub>2</sub>O—0,0017, Cs<sub>2</sub>O—0,0003.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Si	3,19	2,73	2,82	2,71	2,73	2,81	2,77	3,06	2,98
Al <sup>IV</sup>	0,81	1,27	1,06	1,29	1,27	1,19	1,23	0,94	1,00
Al <sup>VI</sup>	0,19	0,11	—	0,19	0,24	0,56	0,28	0,19	—
Ti	—	0,14	0,10	0,02	0,70	0,06	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,09	0,64	0,13	0,10	—	0,08	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	0,49	0,04	—
Fe <sup>2+</sup>	0,32	0,67	0,24	0,57	0,79	0,05	—	0,59	—
Mn	0,09	—	0,01	0,01	0,01	—	—	0,03	—
Mg	2,27	2,16	2,08	2,02	1,28	2,86	2,26	1,97	2,97
Ba	—	—	—	—	0,01	0,23	—	—	—
Ca	0,03	—	—	0,01	—	0,02	—	0,01	—
Li	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	0,16	0,11	0,03	0,11	0,09	0,06	0,07	—	0,01
K	0,91	0,76	0,65	0,82	0,95	0,64	0,93	0,88	0,97



	19	20	21	22	23	24	25	26	27
ОН	0,86	1,59	1,94	1,96	0,21	—	0,94	1,68	0,93
F	0,48	—	—	0,12	0,02	0,26	0,28	—	2,03
O	10,66	10,41	10,06	9,92	11,77	11,74	10,78	10,32	9,04

19 — из слюдитов Изумрудных Копей<sup>н</sup> (Урал), анал. Казакова [203]; 20 — из керсанта Керцонгтона (Финистер, Франция), анал. не указан [250]; 21 — из медно-молибденовых рудных жил Бургасского района (Болгария), анал. не указан [252]; 22 — из стяжения в скарне месторождения Д кейвилл, Адн-рондак (шт. Нью-Йорк, США), анал. Ослунд [253]; 23 — титановый флогопит, метакристаллы в щелочных базальтах Шаварыи-Царам (МНР), анал. Матвеева [179]; 24 — бариевый флогопит из шпиль-флогопитового кальцифира Кукулпура (Приазовье, УССР), анал. Мирская [194]; 25 — хромовый флогопит из метаморфизованного хромитового месторождения Хонань (Китай), анал. не указан [185]; 26 — никелевый флогопит из метаморфизованных пород никель-железорудного месторождения Студена-Вода (Югославия), анал. не указан (микрзондовый анализ) [189]; 27 — фторфлогопит, синтетический, анал. Шелл, Крейг [254].

Химические анализы см. также в работах [55, 56, 161, 169, 194, 244, 248, 255—292].

**Диагн. исп.** Разлагается  $H_2SO_4$ , оставляя «скелет» кремнезема в виде чешуек. П. п. тр. белеет и плавится в тонких краях. В закр. тр. выделяет воду. Темноокрашенные разности дают реакцию на Fe, фторсодержащие — на F.

**Повед. при нагр.** Пл.  $4\frac{1}{2}$ —5. На кривых ДТА [203, 293, 294] фиксируются слабо выраженный эндотермический эффект при 100—250° (выделение низко-температурной воды) и резкий эндотермический эффект при 1050—1300° (дегидроксильзация и разрушение кристаллической решетки слюды).

По Григорьевой и Кореновой [295], первой эндотермической реакции отвечают два эффекта на кривой ДТА: при 100° (удаление адсорбированной воды с поверхности частиц) и 300° (выделение воды из межстовых промежутков структуры флогопита).

Температура главного эндотермического эффекта зависит от соотношения количеств (ОН) и F; с ростом содержания F температура этого эффекта повышается [293].

При относительно высоком содержании  $Fe^{2+}$  на кривых ДТА флогопита проявляется экзотермическая реакция при 600—900°, обусловленная окислением  $Fe^{2+}$  [293].

На характер кривых ДТА флогопита большое влияние оказывает способ измельчения образца при подготовке пробы к анализу — растирание или настриг. На кривых ДТА тонкорастертых проб флогопита имеется небольшой экзотермический эффект при 360°, а главный эндотермический эффект проявляется при более низкой температуре [293]. Сверхтонкое сухое измельчение флогопита приводит к еще более резкому снижению температуры главного эндотермического эффекта [295].

Для механически активированного флогопита установлена последовательность кристаллизации новых фаз: оливин (740—840°, температура зависит от времени измельчения), фаза  $\alpha$ - $K_2MgSi_5O_{12}$  и энстатит (940°) [295].

На кривой ДТА синтетического фторфлогопита отмечается экзотермический эффект при 280—380°, который объясняется потерей воды и сжатием кристалла по оси *c* [296].

**Наход.** Породообразующий минерал высокоглиноземистых и высокомагнезиальных метаморфических и магматических пород (ультрасосновных, основных, щелочных, щелочно-ультрасосновных и кичберлитовых). В метаморфических и щелочно-ультрасосновных породах образует крупные, частью почти мономинеральные скопления.

Флогопитовые месторождения объединяются в две крупные формации [56, 169, 297, 298]: 1) приуроченные к докембрийским метаморфическим гранито-гнейсовым породам с горизонтами магнезиально-карбонатных пород и более поздними интрузиями аляскитовых и чарнокитовых гранитов; 2) связанные с комплексами щелочно-ультрасосновных, щелочных и карбонатитовых пород разного геологического возраста. Месторождения первой формации приурочены к докембрийским щитам, срединным массивам и внутригеосинклинальным поднятиям [169]. Образование их многостадийное: вмещающие породы претерпевали ультраметаморфизм и гранитизацию с контактово-инфильтрационным скарнированием доломитовых и магнезитовых пород, флогопит образуется по магнезиальным скарнам при воздействии на них послемагматиче-

ских щелочных обогащенных калием растворов [56]. Месторождения второй формации связаны с многофазовыми малоглубинными интрузивными массивами, сложенными ультраосновными, щелочными и карбонатитовыми породами, приуроченными к щитам, платформам, срединным массивам и складчатым областям длительной консолидации; флогопитоносны метасоматически измененные оливиниты и автореакционные скарны, близкие по составу к магнезиальным скарнам. Генетически они представляют продукты метасоматического изменения ультрабазитов с последующей перекристаллизацией метасоматитов [59, 169]. Месторождения флогопитов обоих типов являются комплексными — содержат вермикулит, магнетит, апатит, минералы редкоземельных элементов [169].

Месторождения флогопита в высокоглиноземистых и магнезиальных докембрийских метаморфических породах сосредоточены в семи провинциях мира, три из которых находятся на территории СССР. Наиболее крупные Алданская, Восточно-Канадская, Мадагаскарская, Северо-Корейская, менее крупные — Прибайкальская, Восточно-Индийская, Памирская. Кроме того, флогопитовые рудопроявления известны на Анабарском щите, в Антарктиде, Шри-Ланке и Австралии.

В СССР наиболее обширна Алданская провинция, расположенная в центральной части Алданского щита; она включает более 100 месторождений и проявлений флогопита, с некоторыми из них связано магнетитовое оруденение. Месторождения приурочены к архейской иенгрской свите (3,9 млрд лет [299]), сложенной доломитовыми мраморами, кварцитами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, прорванными гранитоидами [281, 300]. Флогопит находится с диопсидом, скаполитом, форстеритом, магнетитом, шпинелью. Качество флогопита высокое, он отличается слабой гидратированностью и малым содержанием железа; встречается практически безжелезистые флогопиты [244]. В довольно хорошо изученной Алданской провинции выделяются Эльконская, Эмельджакская, Каталахская, Куронахская, Тимптонская и Сиваглинская группы месторождений [161, 244, 280, 281, 301—316].

Прибайкальская (Слюдянская) провинция приурочена к блоку метаморфических пород внутригеосинклинального поднятия в районе южного побережья оз. Байкал, входящих в состав шарыжалгайской и хамар-дабанской серий архея и претерпевших метаморфизм до гранулитовой или амфиболитовой ступени. Во флогопитоносных горизонтах преобладают мраморы и доломиты с прослоями пироксен-амфиболовых гнейсов, которые прорваны дайками основных и ультраосновных пород и интрузиями монцититов [159, 169, 317]. Считается, что образование флогопитовых скоплений представляет результат метасоматической переработки карбонатных и силикатных пород. Флогопит, образовавшийся за счет последних, богаче железом, чем флогопит из мраморов [318—323]. В наиболее интенсивно метасоматически измененных участках вместе с кальцитом, диопсидом («байкалитом») и апатитом встречаются хорошо образованные кристаллы флогопита [191, 317, 324]. В Слюдянских месторождениях встречаются наиболее магнезиальные флогопиты (с 0,03% окислов железа) [191] или «серебрянка» [325], а также флогопиты с высоким содержанием ВаО. Гидратация флогопита проявилась слабо при высоком содержании в нем фтора [318, 326, 327].

Памирская флогопитоносная провинция (на Юго-Западном Памире) приурочена к срединному массиву складчатого докембрийского фундамента, окруженному мезо-кайнозойской системой Каракорум [169]. Флогопитовая минерализация связана с горанской свитой, сложенной биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами (амфиболитовая фация метаморфизма) с линзовидными залежами доломитовых и магнезитовых мраморов, интенсивно метасоматически измененных под действием секущих их гранитоидных и пегматитовых даек и жил [56, 238, 239, 328—333]. Флогопит отличается низкой железистостью и высокими термо- и вибростойкостью. Величина кристаллов не превышает 10 см, характерна ассоциация с кальцитом, доломитом, форстеритом, диопсидом, шпинелью и другими минералами.

Анабарская провинция, приуроченная к Анабарскому щиту, рассматривается как перспективная на нахождение флогопитоносных образований первого формационного типа [169, 334].

За рубежом флогопитовые месторождения первого формационного типа известны в ряде стран, они образуют несколько слодоносных провинций.

Северо-Корейская провинция на восточной окраине Китайской платформы приурочена к блоку архейских пород Сино-Корейского щита, принадлежащих преимущественно к амфиболитовой фации регионального метаморфизма (амфиболиты, гнейсы, мраморы) и прорванных интрузиями пород основного и ультраосновного состава и аляскитовых гранитоидов [335, 336]. Тела с флогопитом залегают среди магнезиальных кристаллических сланцев, мигматитов, гранитов, а также в зонах контакта гранитов и пегматитов с вмещающими их доломитами или среди карбонатных пород; флогопит находится в ассоциации с диопсидом и апатитом [169].

Восточно-Индийская провинция протягивается вдоль восточной окраины п-ова Индостан и о-ва Шри-Ланка в восточной части Индийского щита (система Восточных Гат) протерозойского возраста. Флогопитовая минерализация приурочена к магнезиальным гнейсам, мраморам и гранитам (чарнокитам, аляскитам) [337—339].

Мадагаскарская провинция, находящаяся в юго-восточной части о-ва Мадагаскар, охватывает толщу архейских метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма, сложенную пироксеновыми гнейсами, гранулитами, мраморами, гранито-гнейсами и мигматитами, а также древними микроклиновыми гранитами и чарнокитами [340—345]. Промышленные скопления флогопита заключены во флогопит-диопсидовых породах, он сопровождается диопсидом, кальцитом, апатитом, скаполитом, шпинелью, ортитом, титанитом, корундом, сульфидами Mo, Fe, Cu, флюоритом и другими минералами. Мадагаскарский флогопит по физическим свойствам близок к мусковиту [289, 290, 346—350].

Восточно-Канадская провинция, протягивающаяся полосой от г. Кингстона до г. Манивоки, связана с южной окраиной Канадского щита, сложенной позднепротерозойскими породами гренвильской серии, метаморфизованными до гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и испытавшими метасоматическое воздействие гранитоидов (чарнокиты, аляскиты), пегматитов и интрузий щелочных пород сиенитового ряда [340, 351—355]. Флогопитоносные зоны метасоматических флогопит-диопсидовых пород с гнездами и жилами флогопита, апатита и кальцита, а также мраморы в зоне контакта с гранитоидами [285, 356, 357].

Из всех перечисленных провинций листовой флогопит добывается только в СССР (Алдан), на Мадагаскаре, меньше в Канаде; в большинстве же месторождений обычно развита относительно мелкочешуйчатая слюда.

Месторождения флогопита второго формационного типа, связанного с комплексами ультраосновных—щелочных пород, в СССР объединяются в провинции Карело-Кольскую, Северо-Сибирскую или Маймеча-Котуйскую, Восточно-Алданскую, Южно-Верхоянскую, Восточно-Саянскую, Приенисейскую и др. [56, 169].

В Карело-Кольскую провинцию входят крупное Ковдорское комплексное месторождение и ряд флогопитовых проявлений. Ковдорское месторождение приурочено к одноименному массиву полнодифференцированной кольцевой интрузии ультраосновных—щелочных пород; вмещающей является гранито-гнейсовая толща беломорской свиты докембрия. Скопления промышленного флогопита приурочены к метасоматически-измененным оливинитам (нефелинизированным, мелилитизированным, диопсидизированным) и представлены жилами, линзами, гнездами или вкрапленностью; флогопит находится в ассоциации с форстеритом, магнетитом, апатитом. Флогопит часто гигантокристаллический, его пластины достигают размера нескольких метров, имеют мозаичное строение, содержат много различных включений; он отличается относительно высокой железистостью и гидратированностью [28, 40, 266, 270, 358—367].

Флогопитовые проявления ковдорского типа, но с большей ролью карбонатов отмечаются также в массивах Вуориярви [266, 368, 369], Себляярв [267, 370], Африканда [266, 371, 372], Салланлатвинском [373, 374], Турьего полуострова [375—377], а также в массиве Сёкли на территории Финляндии [378, 379].

В Северо-Сибирской провинции флогопитовых месторождений, связанных с щелочно-ультраосновным магматизмом, выделяется Маймечя-Котуйский район с крупной Гулинской интрузией и рядом более мелких массивов. Гулинское месторождение расположено в юго-восточной части Гулинского массива; флогопит приурочен к измененным мелилитовым и пегматоидным нефелин-пироксеновым породам (кальцит-диопсидовые породы и гулиты). Для флогопита характерна довольно высокая железистость, он находится в ассоциации с кальцитом, апатитом, диопсидом, иногда с волластонитом и андрадитом [380—389]. Флогопитоносными в Северо-Сибирской провинции являются также массивы Бор-Урях [385, 390], Одихинча [383, 389], Кугда [382, 385, 391], Маган [385, 389].

В Восточно-Алданской провинции флогопитоносные ультраосновные—щелочные массивы имеются на южной окраине Сибирской платформы — Арбарастах [282] и Инагли (вермикулит-флогопитовое проявление) [392]; в Южно-Верхоянской провинции — Сетте-Дабан [393]; в Восточно-Саянской провинции — Большетагнинский [394]; в Приенисейской провинции — Енисейский [261] и Сыннырский [395]; в Сихотэ-Алинской провинции — Кокшаровский [396]; массивы Кокчетавской провинции [397, 398].

За рубежом месторождения флогопита, связанные с щелочными—ультраосновными породами и карбонатитами, известны только в Южной Африке и Южной Америке [399]. В Южно-Африканской провинции наиболее перспективными на флогопит считаются массив Лулекоп (Палабора, Трансвааль, ЮАР) [400—402], слюдопроявления Шава и Дорова (Замбабве) [403]. В Южной Америке выделяется Бразильская провинция; в ней флогопитоносным является щелочно-ультраосновной карбонатитовый массив Жакупиранга (шт. Сан-Паулу) [404]. Флогопит этого массива характеризуется низкой железистостью и содержит 10% ВаО [197]. В Северной Америке флогопитоносен карбонатитовый комплекс Ока близ Монреаля в Канаде [285].

Как породобразующий минерал флогопит входит в состав магматических ультраосновных, основных и щелочных пород, лампрофиров и карбонатитов, а также метаморфических и различных контактов-метасоматических пород.

В метаморфизованных ультраосновных породах (оливиниты, пироксениты), как правило, флогопит находится в тесной ассоциации с другими слоистыми силикатами, в первую очередь с хлоритом. В СССР таков флогопит ультраосновных пород Кольского полуострова [266, 405]; Сарановского массива [406] и Качканара [407] на Урале; Восточной Сибири [408, 409]; Приазовья [410—412]; Криворожья [413, 414], Среднего Побужья на Украине [415] и ряда других районов СССР. За рубежом распространены флогопитоносные альпинотипные серпентиниты. Они известны в Западной Европе [416—422], Южной Индии [423], Японии [424—426], Танзании [427], ЮАР [185, 428], Канаде [429, 430], США [431], Новой Зеландии [432]. В никеленосных переотложенных продуктах коры выветривания ультраосновных пород Македонии (Югославия) установлен никелистый флогопит, содержащий до 4,3% NiO [189]. В метаморфизованных хромитовых рудах из центральной части Китая обнаружен хромовый флогопит с 8,6% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [186].

Широко распространен флогопит в кимберлитах и кимберлитоподобных породах как в основной их массе в виде мегакристаллов и фенокристаллов, так и в составе ксенолитов ультраосновных пород (перидотитов и пироксенитов) в тесной ассоциации с оливином, пироксенами, гранатом или шпинелью. В кристаллах флогопита четко выражены зоны, отличающиеся по составу и цвету: центральные части кристаллов обычно почти бесцветны, обогащены Mg, Al, Cr; краевые части — красновато-бурые с содержанием TiO<sub>2</sub> до 9—10%. Выделяется несколько его генераций. Количество флогопита в кимберлитах обычно

не превышает 10 об. %, но иногда составляет 20—25 об. % и более (слюдитовые кимберлиты). Особенно обогащены флогопитом некоторые ксенолиты перидотитов, что дало основание отдельным исследователям [433] говорить о существовании в мантии Земли слюдяного горизонта. Первичный флогопит в кимберлитах рассматривается как верхнемантийный минерал—индикатор высоких температур (более 1250) и давлений (порядка 40 кбар и более) [272, 434—445].

В СССР флогопит в кимберлитах широко распространен в ряде районов Якутской АССР — в бассейнах рек Вилюй и Оленек, на склонах Анабарского и Алданского щитов [273, 446—450]. Детальные минералогические характеристики флогопита из кимберлитов приводятся в работах многих исследователей [13, 249, 451—458]. Верхние части кимберлитовых трубок Якутии подверглись интенсивному выветриванию с замещением флогопита вермикулитом, реже хлоритом [459, 460].

За рубежом флогопит в кимберлитах известен в ЮАР [248, 461—469], в Канаде — о-в Сомерсет, Северо-Западные Территории [468, 470, 471] и Бэчелор-Лейк, пров. Квебек [472—474], в кимберлитовых диатремах США (штаты Арканзас, Кентукки, Колорадо, Вайоминг) [475—477] и в кимберлитовой дайке Юго-Западной Гренландии [478].

В лампрофировых дайковых породах, особенно в минеттах (слюда + К-полевой шпат) и керсантитах (слюда + плагиоклаз), флогопит является одним из главных минералов. По распространению, строению (зональности) и составу (по обогащению титаном) он очень сходен с флогопитом из кимберлитов [182, 250, 479, 480]. В СССР флогопит известен в лампрофирах центральной части Чукотки [200]. За рубежом он содержится в лампрофирах Чешского массива (Чехословакия) [481], минеттах Судет (Польша) [482], лампрофирах гор Фихтель (ФРГ) [483], минеттах Корсики и других районов Франции [250, 484], минеттах Пенденниса (Корнуэлл) и Аргила (Шотландия) в Великобритании [485, 486], лампрофирах Индии [487], в США — в минеттовых диатремах шт. Аризона [488—491], керсантитах и минеттах шт. Колорадо [492], латитах шт. Юта [493], в Канаде — в лампрофирах дайки Маратон (пров. Онтарио) [494], минеттах Шоу-Кав (Нью-Брансуик) [182], лампрофирах центральной части Западной Гренландии [495], лампрофирах Отаго (Новая Зеландия) [496].

Подобные же богатые Ti флогопиты в составе ксенолитов ультраосновных пород и в виде мегакристаллов встречаются в щелочных базальтах ряда палеовулканических областей мира; по аналогии с кимберлитами такой флогопит рассматривается как верхнемантийный минерал [179, 497, 498]. Детально изучены титанистые флогопиты из кайнозойских щелочных базальтов Монголии, в частности из базальтоидной трубки Шаварын-Царам [179, 499—501], из базанитов Франции [502], четвертичных базанитов Эйфеля в ФРГ [286, 503, 504], базанитов шт. Аризона в США [505]; из третичных базальтоидов Юго-Восточной Австралии, в частности базальтов Ньюэра [506—509], базальтов о-ва Ян-Майен (Северная Атлантика) [510], из четвертичных базанитовых тефритов района оз. Рудольф в Кении [511].

Кроме того, флогопит установлен в составе слюдяных пикритов Украинского щита [512], а также в пустотах трахибазальтовых и андезитовых лав Японии [23].

В магматических породах основного состава (габброидах) флогопит менее распространен, чем в ультраосновных породах; он более железистый, переходный к биотиту. Таков детально описанный флогопит из габброидов Дальнего Востока [513—515], Восточной Сибири [516], из габбро-пегматитов Канского месторождения в Киргизии [517].

Флогопит встречается в богатых калием щелочных породах; по составу он обычно переходный к биотиту или тайниолиту. Установлен в породах щелочных массивов Кольского полуострова [269, 518, 519], Октябрьского массива Приазовья [17, 520], Ильменогорского массива на Урале [521], Заангарских щелочных массивов [522], Тажеранской интрузии в Восточной Сибири [523], в щелочных породах Анойской складчатой зоны на Северо-Востоке СССР [524], щелочных интрузиях Казахстана [525], а также в щелочных интрузивах

центральной части Ньюфаундленда в Канаде [526], в щелочном магматическом комплексе Португалии [527].

Более обилен флогопит в ультракалиевых вулканических породах (лампроитах и др.); по содержанию Ti, Na и рассеянных элементов он сходен с флогопитом минетт, но оглищается дефицитом Al. В орендитах и вайомингитах флогопит более магнезиальный и менее титанистый, а в мадупитах содержит меньше  $Al_2O_3$ , чем в минеттах [182, 528, 529].

В лампроитах флогопит известен в ультракалиевых лавах Испании [250, 530], лейцитсодержащих лавах вулкана Вико в Италии [531], в США — в вулканических породах Лейцит-Хиллз в шт. Вайоминг [532—536] и лампроитах Смоки-Бьютт в шт. Монтана [537], в лейцитовых лампроитах плато Кимберли в Западной Австралии [183, 534] и в лейцитсодержащих лавах Нового Южного Уэльса (Австралия) [538]. Подобный же флогопит встречается в шошонитах [539] и альейтах [540], а также в альейтовых брекчиях на Соломоновых островах (Тихий океан) [541, 542].

В магматических карбонатитах (бефорситах, альвикитах, фоскоритах) флогопит является постоянным второстепенным минералом. Он находится с доломитом, кальцитом, оливином, моноклинными пироксенами, апатитом и магнетитом; в ассоциации с магнетитом встречаются разности, переходные к тетраферрифлогопиту [399, 543, 544]. В СССР флогопит известен в карбонатитах Кольского полуострова, Маймечя-Котуйского района Сибири, Черниговской зоны в Западном Приазовье [17, 545, 546], восточного склона Анабарского поднятия [547, 548], а также в апатитовых проявлениях Селигдарского месторождения [549] и Северного Кавказа [550]. За рубежом флогопит в карбонатитах известен в Финляндии [551], Гренландии [552, 553], ряде стран Африки (Уганде [554], Зимбабве [403], Замбии [555], Малави [556]), в Канаде [285, 557], Бразилии [197, 404, 558]. Встречается также в потоках лав натриевых карбонатитов современного вулкана Олдоиньо-Ленгаи [559].

В метаморфических толщах флогопит как главный или второстепенный породообразующий минерал распространен в породах амфиболитовых и гранулитовых фаций метаморфизма. В СССР он содержится в кордиерит-полиамфиболовых породах Криворожья [53, 560, 561], во флогопит-антофиллит-плагиоклаз-роговообманковых породах Приазовья [562], гранатовых мигматитах Подолии [563], в метаморфизованных породах Приморья [564]. За рубежом — в кварцитовых валунах Аланских островов Финляндии [565], кордиерит-полиамфиболовых породах юга Норвегии [566—568], кварцитах Шотландии [569], зеленосланцевых породах о-ва Сикоку в Японии [177], кристаллических сланцах Афганистана [570]; метаморфизованных эвапоритовых доломитах Тель-Атлас в Алжире [571], метаморфических породах с марганцевыми силикатами в центральной Танзании [572], сапфиринсодержащих гнейсах ЮАР [573], пьезонитсодержащих гнейсах Калифорнии в США [574], кордиеритовых кристаллических сланцах Западной Австралии [575, 576], осумилит- и сапфиринсодержащих гранулитов Эндерби-Ленд в Антарктике [577]. В метаморфизованных карбонатных осадочных породах флогопит известен в кальцифирах Приазовья [17, 412], кристаллических известняках Вольни [578], карбонатных породах ладожской формации [579], известняках в толще кристаллических сланцев Пакистана (Мего-Катц, Северо-Западная Пограничная провинция) [580], в мраморах Шпицбергена [581], Кашмира [582], США (штаты Монтана [583] и Нью-Йорк [584]).

Широко распространен флогопит в контактовых слюдитах, возникших на контактах гранитных тел и десилицированных пегматитовых жил с ультраосновными серпентинизированными и оталькованными породами. Граниты и пегматиты превращены в альбитит, плагиоклазиты, корундсодержащие породы (кыштымиты, плюмазиты) и жадеиты; по вмещающим ультраосновным породам в непосредственном контакте образовалась слюдитовая зона, далее от контакта прослеживаются зоны амфиболитизации, оталькования и антигоритизации [203, 585, 586]. Флогопит в слюдитах обычно железистый, переходный к биотиту; при гипергенезе флогопит был сильно гидратирован и превращен в вермикулит.

Мощности зон вермикулитизации значительны; иногда только с помощью глубоких горных выработок устанавливается существование негидратированного флогопита.

В СССР типичные флогопитовые слюдиты известны на Урале: Изумрудные Копи [203, 265], проявление Рай-Из на Полярном Урале [587], Сысертское антофиллит-асбестовое месторождение [588], тальковые месторождения Урала [589], корундовые плагиоклазиты Кыштыма и др. [262, 590—592]. Кроме того, флогопитовые слюдиты встречаются в Побужье [593], жадеитовых месторождениях Прибалхашья [594] и в районе распространения нефритов в Сибири [263].

За рубежом подобные флогопитовые проявления известны на изумрудных месторождениях в Болгарии (Рила-Планина) [595, 596], в Австрии (район г. Зальцбурга) [597], Индии (район г. Аджмера) [598, 599]. ЮАР (провинция Трансвааль) [600], в Египте, Бразилии [601], в слюдитах с сапфиром в шт. Монтана (США) [602], в корундовых породах провинции Наталь (ЮАР) [603, 604], в пегматитах Западной Моравии (Чехословакия) [188, 605].

Встречается флогопит в грейзенах рудных месторождений [606—610], в хрусталеносных гранитных пегматитах [611, 612]. Флогопит является характерным минералом скарновых образований рудных месторождений. В скарнах находится с диопсидом, форстеритом, шпинелью, часто замещает эти минералы или образует вокруг их выделений каемки. Особенно обилен в скарнах железорудных месторождений [258, 613]. Детально изучен флогопит из магнетитовых руд Горной Шории [260, 614, 615], юга Сибирской платформы [616, 617], Алтае-Саянской области [259], Южной Якутии [618], Хайлоулского [619] и Лебяжинского месторождений [620]. Известен в скарнах золоторудных [621, 622] и оловорудных [218, 623, 624] месторождений, вольфраморудных проявлений [625]; содержится в скарнах Алмалыкского рудного поля [626, 627], Гавасайского месторождения [628], Ханкайского массива [629], Мариупольского рудного поля [17], Криворожского бассейна [53, 630], а также в скарнах Польши [631], Восточных Пиренеев [632]. Канады [633], шт. Нью-Йорк в США [253].

Отмечается флогопит в медно-никелевых [634], свинцово-цинковых [635—637], медно-молибденовых [72, 252] и редкоземельных [638] рудах.

Изм. При воздействии гидротермальных флюидов флогопит замещается амфиболом [639], хлоритом [640], хлоритом и пренитом [252], серпентином [641], хлоритом и тальком [203].

В коре выветривания флогопит вначале переходит в гидрофлогопит или смешанослойное образование с вермикулитом; обычным продуктом изменения является вермикулит. Чем более магнезиален флогопит, тем быстрее он выветривается; содержание фтора затрудняет этот процесс [362, 642—648]. Вермикулитизация флогопита иногда завершается образованием сапонита [649]. Она хорошо прослеживается с помощью различных методов исследований: рентгеновского [605, 650, 651], электронной микроскопии [652], оптической и мессбауэровской спектроскопии [653]. Скорость и характер изменения флогопита зависят от среды выветривания: в бедной кремнеземом щелочной и магнезиальной среде оно происходит быстрее, чем в кислой и глиноземистой [642, 654]. При этом наблюдаются вермикулитизация и последующая сунгулитизация (образуются серпентин + сепиолит + вермикулит). Механизм изменения флогопита исследовался экспериментально [655—661].

При механическом измельчении флогопита происходит его гидратация [662, 663].

**Искусств.** Синтез флогопита имеет важное промышленное значение, однако получение его гидроксильной формы (собственно флогопита) может осуществляться только при высоком давлении и требует сложного оборудования. Легко синтезируется его фтористая разновидность (фторфлогопит) — при атмосферном давлении и температурах 1000—1300° — в больших (многотонных) расплавах шихты состава  $K_2SiF_6 + 6MgO + Al_2O_3 + 5SiO_2$  [664]. Получаемый в промышленном масштабе мелкощучейчатый фторфлогопит (частью получается листовая слюда) по свойствам превосходит природный флогопит (обладает высокой

термостойкостью, устойчив к выветриванию и действию кислот) и обладает требуемыми диэлектрическими и механическими свойствами [665].

Успешно фторфлогопит был синтезирован в 1935—1944 г. Д. П. Григорьевым [666] из шихты, состоящей из химически чистых реактивов (фторидов магния, алюминия, аммония); им впервые было указано место фтора в структуре минерала. В 40—50 годах опыты по синтезу фторфлогопита начались в Японии [667] и США [668, 669]. В последующие годы во всех лабораториях мира проводились исследования условий синтеза и состава получаемого фторфлогопита [5, 11, 670—673], изучение его кристаллической структуры [11, 672, 674, 675] и физических свойств [135, 676—678].

Впервые магнезиально-железистые слюды («биотит» с малым 2V) искусственно получили в 1822 г. Митчерлих, в 1887 г. К. Д. Хрущев, в 1888 г. Дельтер, в 1892 г. Фохт.

Синтез собственно флогопита был осуществлен в 1949 г. сухим путем — разложением природного флогопита при нагревании до 1050° [679].

Методом гидротермального синтеза при давлении водяного пара более 1 кбар и температуре 900—950° хорошо образованные кристаллы флогопита синтезировались в течение 5—24 ч из смеси периклаза,  $\gamma$ -глинозема и стекла  $K_2O-6SiO_2$  [5]. Опыты по гидротермальному синтезу ОН-флогопита были повторены и в последующем [680—682]; он был получен также при гидротермальной обработке фторфлогопита разбавленным раствором КОН при температуре до 425° [683].

Синтез флогопита благодаря установлению полей его устойчивости и возможных фазовых переходов в минеральных ассоциациях создает основу для решения петрологических проблем. Экспериментальные данные о системах с флогопитом при разных  $P-T$  условиях охарактеризованы в многочисленных работах [178, 684—701].

Проведено много экспериментальных работ по выяснению пределов возможного вхождения различных элементов в кристаллическую структуру фторфлогопита и по моделированию направленного изменения его свойств в зависимости от химического состава. Исследовалось вхождение на место межслоевого  $K^+$  натрия [702, 703], цезия, рубидия, лития, стронция [704—709], бария [705, 706, 710, 711], кальция [712]. Осуществлен синтез фторфлогопита, в котором в октаэдрические позиции на место Mg вводился никель, а на место тетраэдрического Al — галлий [713, 714], на место Mg и Al — марганец [715], на место Mg и Si — соответственно марганец и германий [716], на место Si — германий [717]. Получены цинковый [718], борный [719] и ванадиевый [720] флогопиты. Синтезированы: никелевый феррифлогопит —  $KNi_3FeSi_3O_{10}(OH)_2$ , кобальтовый феррифлогопит —  $KCo_3FeSi_3O_{10}(OH)_2$  и натриево-цинковый флогопит —  $NaZn_3 \times AlSi_3O_{10}(OH)_2$  [721]. Особое место в экспериментальных исследованиях занимают синтез и изучение свойств титанистых разностей фторфлогопита: с одной стороны, получают доказательства связи природных высокотитанистых флогопитов с глубинными магматическими породами [722—727], с другой — модифицируется фторфлогопит с повышенной термостойкостью и с улучшенными диэлектрическими характеристиками при высоких температурах [135].

Синтезированы четырехкремниевая флогопитовая слюда состава  $KMg_{2,5} / \times [Si_4O_{10}](OH)_2$  [728—732] и ее натриевый аналог [733].

Обобщенные данные о синтезе, стабильности и участии флогопита в разных реакциях см. в работе под редакцией Бейли [734].

Флогопит в виде тонких пластинок состава  $(K, Na)_2Mg_3[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$  установлен во внутренних частях крупнозернистого доменного шлака на одном из сталелитейных заводов Великобритании [735].

**Практ. знач.** Флогопит, подобно мусковиту, широко используется в электро-, радио- и электронотехнической промышленности. Особую ценность имеет листовая слюда с бездефектной на плоскостях спайности поверхностью площадью до 4 см<sup>2</sup>. Мелкочешуйчатая слюда после очистки и дробления применяется как наполнитель различных изоляционных слюдопластиков, слюдоке-



рамики и слюдобумаг; как наполнитель красок, облицовочного цемента, а также как шлакообразующий цемент и «броня» гибкой кровли. Применяется как расширяющая добавка к бетону [736]. Черную слюду (железистый флогопит) Ковдорского месторождения предложено использовать в качестве отделочного материала [81, 737]. Применение очень дорогой крупнолистовой слюды в последние годы снижается, происходит рост потребления мелкой слюды.

Требования промышленности к флогопиту и методы оценки флогопитового сырья см. [47, 59], о методах разведки и разработки флогопитовых месторождений см. [738, 739].

Отл. От биотита отличается более светлой окраской, меньшими значениями констант светопреломления; от мусковита — малым углом оптических осей, от лепидолита — отрицательной реакцией на Li и рентгенограммой, от хлоритов — более высоким двупреломлением.

#### Межплоскостные расстояния политипов флогопита [740]

Политип 1M*			Политип 3T**			Политип 2M <sub>1</sub> ***		
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
001	100	9,97	0003	100	10,129	002	100	10,129
002	6	5,02	0006	23	5,022	004	18	5,056
020	7	4,588	1010	8	4,596	110	19	4,612
110	5	4,553	1011	8	4,546	020	19	4,612
111	3	3,923	1014	3	3,941	021	7	4,515
112	7	3,654	1015	7	3,663	112	5	4,079
022	20	3,389	1016	45	3,393	023	18	3,814
003	100	3,348	0009	100	3,354	114	33	3,540
112	10	3,144	1017	25	3,148	006	100	3,362
113	7	2,916	1018	21	2,917	114	38	3,283
023	3	2,708	1019	12	2,710	115	9	3,156
130	7	2,642	1121	10	2,643	025	40	3,040
201			1122	30	2,618	115	8	2,926
200			0.0.0.12			116	22	2,818
131	30	2,614	1.0.1.10	52	2,513	131	22	2,651
004			1124			116	100	2,624
113	15	2,515	1125	17	2,431	008	28	2,522
131			2021	3	2,296	133	40	2,439
202			1127	2	2,259	117	16	2,361
			2023	2	2,243			
132			1128	21	2,171	220		
201	15	2,430				040	9	2,304
221	3	2,292	0.0.0.15	100	2,011	135	9	2,270
220			1.1.2.10	12	1,996	135	45	2,180
132	?	2,26	1.1.2.11	4	1,908	224	21	2,039
203			1.1.2.13	3	1,748	0.0.10	66	2,017
041	?	2,24	1.1.2.14	35	1,675	137	20	2,000
133			3030	25	1,536	137	5	1,914
202	15	2,170	3033	2?	1,516	139	3	1,751
005	30	2,012				227	5	1,737
204								
133	7	1,995				153	47	1,677
134						060		
203	2	1,910				330	50	1,538
205	?	1,748				062	10	1,521
134								
135	15	1,674						
204								
060	15	1,535						
061	2?	1,517						
330								

\*  $a_0=5,312$ ,  $b_0=9,20$ ,  $c_0=10,204$  Å.  $\beta=99,82^\circ$ . \*\*  $a_0=5,317$ ,  $c_0=30,168$  Å. \*\*\*  $a_0=5,347$ ,  $b_0=9,227$ ,  $c_0=20,252$  Å.  $\beta=95,02^\circ$ .

#### Л и т е р а т у р а

1. Hazen R. M., Burnham C. W. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 9/10. P. 889.
2. Joswig W. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1972. H. 1. S. 1.
3. Семенова Т. Ф., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Вопросы изоморфизма и генезис минеральных индикаторов и комплексов. Элиста: Калм. ун-т, 1977. С. 101.

4. *Rayner J.* // *Miner. Mag.* 1974. Vol. 39, N 308. P. 850.
5. *Yoder H. S., Eugster H. P.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1954. Vol. 6, N 4 P. 157.
6. *Introduction of Japanese minerals.* Tokyo: Geol. Surv. Jap. 1970. 47 p.
7. *Hazen R. M., Finger L. W.* // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 293.
8. *Takeda H., Morosin B.* // *Acta crystallogr.* 1975. Vol. 31, pt 10. P. 2444.
9. *Мецик М. С., Жидиханов Р. А.* // Кристаллография. 1958. Т. 3, вып. 1. С. 95.
10. *Ковалев Г. А.* // Зап. ВМО. 1957. Т. 86, вып. 3. С. 401.
11. *McCaulley J. W., Newnham R. E., Gibbs G. V.* // *Amer. Miner.* 1973. Vol. 58, N 1/2. P. 249.
12. *Звягин Б. Б., Мищенко К. С.* // Кристаллография. 1962. Т. 7, вып. 4. С. 623.
13. *Соболева С. В., Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д.* // Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981. С. 147.
14. *Козлова О. Г.* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1961. № 3. С. 34.
15. *Кокшаров Н. И.* // *Materialen zur Mineralogie Russlands.* St.-Petersburg, 1875. Bd. 7. S. 254; *Mem. Acad. Sci. St.-Petersburg*, 1877. Vol. 24. P. 20; *Зап. Минерал. о-ва.* 1878. Т. 13. С. 307.
16. *Лазаренко Е. К., Крочук В. М., Павлишин В. И.* // ДАН СССР. 1979. Т. 246, № 6. С. 1459.
17. *Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И.* и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 336.
18. *Ферсман А. Е.* // Изв. АН СССР. Сер. 6. 1910. Т. 4. С. 733; Избр. тр. М. Изд-во АН СССР. 1952. Т. 1. С. 723.
19. *Бондарева О. С., Аникин И. Н.*, // Синтез минералов и методы их исследования. М.: Недра, 1976. С. 70.
20. *Поротиков А. П.* // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 3. С. 348.
21. *Аникин И. Н.* // Рост кристаллов. М.: Наука, 1967. Т. 7. С. 315.
22. *Белов Н. В.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1949. № 3. С. 29.
23. *Sinagawa I., Tomura S.* // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 939.
24. *Козлова О. Г., Степанова Т. В., Егоров-Тисменко Ю. К.* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 3. С. 52.
25. *Palache C.* // *Amer. Miner.* 1932. Vol. 17, N 7. P. 362.
26. *Сердюченко Д. П.* // ДАН СССР. 1954. Т. 97, № 1. С. 151.
27. *Римская-Корсакова О. М., Краснова К. И., Петров Т. Г., Поликарпова В. Н.* // Зап. ВМО. 1967. Т. 96, вып. 2. С. 141.
28. *Краснова Н. И., Петров Т. Г., Римская-Корсакова О. М.* // Там же. 1965. Т. 94, вып. 6. С. 744.
29. *Корчагин А. М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8. С. 86.
30. *Евдокимов М. Д.* // Минералогия и геохимия. 1968. Вып. 3. С. 47.
31. *Комаров А. Н., Сквородкин Н. В.* // ДАН СССР. 1968. Т. 181, № 3. С. 691.
32. *Берзина И. Г., Столярова А. Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 3. С. 99.
33. *Patel A. R., Romanatham S.* // *Acta crystallogr.* 1962. Vol. 15, pt 9. P. 860.
34. *Sinagawa I.* // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 9/10. P. 1427.
35. *Morante M., Rodriguez J.* // *Bol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol.* 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
36. *Шишелова Т. И., Космачева Г. И.* // Тр. Иркут. политехи. ин-та. Сер. геол. 1972. Вып. 71. С. 178.
37. *Аникин И. Н., Петров В. П., Грейбус Е. Б.* // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1970. Т. 6, № 3. С. 537.
38. *Берзина И. Г., Попенко Д. П.* Диагностика слюд по фигурам травления на следах от осколков деления. М.: ОНТИ, 1970. 92 с.
39. *Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* // Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных, щелочных пород. М.: Недра, 1966. С. 3.
40. *Римская-Корсакова О. М., Краснова Н. И., Петров Т. Г., Поликарпова В. Н.* // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 6. С. 731.
41. *Евзикова Н. З.* // Там же. 1954. Т. 83, вып. 3. С. 255.
42. *Hornytzkij S., Clark A. M.* // *J. Gemmol.* 1983. Vol. 18, N 6. P. 500.
43. *Головачев А. Ф.* // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 1. С. 128; Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1971. Т. 7, № 8. С. 1410.
44. *Мецик М. С.* // Физика расщепления слюд. Иркутск: СО АН СССР, 1967. С. 3.
45. *Obreitoff J. W.* // *Proc. Roy. Soc. London. A.* 1930. Vol. 127, N 805. P. 290.
46. *Обреимов И. В., Трехов Е. С.*, // Исследования по экспериментальной и теоретической физике. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 159.
47. *Волков К. И., Загубалов П. Н., Мецик М. С.* Свойства, добыча и переработка слюды Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. 349 с.
48. *Кротов Н. А., Карасев В. В.* // ДАН СССР. 1953. Т. 92, № 3. С. 607
49. *Gutshall P. L., Bryant P. J., Cole G. M.* // *Amer. Miner.* 1970. Vol. 55, N 7/8. P. 1432.
50. *Лебедева С. И.* // Микротвердость минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 110.
51. *Zabranský F., Drabant J.* // *Geol. zb. geol. carpath.* 1970. Sv. 21, N 1. S. 99.
52. *Ильинский Г. А.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1962. Вып. 3. С. 218.
53. *Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И.* и др. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 332.

54. Луговская Е. С., Поваренных А. С. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 3. С. 88.
55. Лицарев М. А., Белянкина Е. Д. // Неметаллические полезные ископаемые гипер-базитов. М.: Наука, 1973. С. 179.
56. Лицарев М. А., Белянкина Е. Д. // Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнетиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978. С. 39.
57. Bloss F. D., Shekarchi E., Shell H. R. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 1/2. P. 33. Пер. на рус. яз.: Блосс Ф. Д., Шекархи Е., Шелл Г. Р. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 246.
58. Багратишвили Т. Д. // Вопросы минералогии и геохимии Грузии. Тбилиси: Мец-ннерба, 1967. С. 3.
59. Лашев Е. К. // Слюда. Свойства слюд. М.: Промстройиздат, 1948. Ч. 1. С. 3.
60. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. // Упругие свойства порообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. С. 53; Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю. // Минерал. сб. Львов, 1972. № 26, вып. 1. С. 46; Евзикова Н. З. // Геология и геофизика. 1972. № 8. С. 94.
61. Галдин Н. Е. // Геохимия. 1969. № 1. С. 40.
62. Рыжова Т. В., Александров К. С., Беликов Б. П. // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 1. С. 41.
63. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1971. Вып. 5. С. 46.
64. Александров В. С., Альчиков В. В., Беликов Б. П., Заславский Б. И., Крупный А. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 10. С. 15.
65. Богуславских М. Е. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 1. С. 109.
66. Поваренных А. С., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 10. С. 88.
67. Продайвода Г. Т. // Зап. ВМО. 1978. Т. 107, вып. 2. С. 220.
68. Меланхолин Н. М. // Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР. 1940. Вып. 2. С. 63; 1948. Вып. 4. С. 223.
69. Григорьев Д. П., Котульский А. В. // ДАН СССР. 1941. Т. 31, № 7. С. 692.
70. Платонов А. Н. // Природа окраски минералов. Киев. Наук. думка, 1976. С. 98, 101, 111, 150.
71. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 50.
72. Рашкова Д. М. // Докл. БАН. 1981. Т. 34, № 11. С. 1529.
73. Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 4. С. 411.
74. Грум-Гржимайло С. В., Римская-Корсакова О. М. // ДАН СССР. 1964. Т. 156. № 4. С. 847.
75. Кузнецова С. В. // Оптическая и ИК-спектроскопия стекол и природных минералов. Свердловск. УНЦ АН СССР, 1980. С. 24.
76. Hall A. J. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 1. P. 29.
77. Грум-Гржимайло С. В., Аникина Л. И., Белова Е. Н., Толстихина К. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1955. № 9. С. 90.
78. Островский И. А., Петров В. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 36, № 11. С. 1.
79. Гольдман И. М., Лейзерзон М. С. // Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири: М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 95.
80. Заборовский А. И., Семенова С. Г., Фролов А. Д. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5. С. 61.
81. Мейльбаум В. Я. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1969. Вып. 4. С. 201.
82. Когодиев Б. Н., Дзюбенко И. В. // Зап. ВМО. 1977. Т. 106, вып. 3. С. 322; Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС, 1976. С. 181.
83. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1961. Т. 122. С. 116; Эпштейн Е. М. // Там же. 1958. Т. 97. С. 31.
84. Зискинд М. С., Терновой В. И. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Гостоптехиздат, 1962. № 3. С. 175.
85. Федосеев Г. П., Маркова В. И. // Сборник научно-технической информации. М.: Л. Стройиздат, 1964. Вып. 1. С. 29.
86. Круглякова Г. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 307.
87. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андерс У. Ц. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 148.
88. Елизаров Л. П. // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1976. Вып. 124. С. 87.
89. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 23.
90. Микульская Е. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
91. Власова Е. В., Доломанова Е. И. // Там же. 1980. № 1. С. 111.
92. Стубичан В., Рай Р. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 364.
93. Vedder W. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 5/6. P. 736.
94. Chaussidon J. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 3. P. 139.
95. Farmer V. S. // Infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc., 1974. P. 331.
96. Плюснина И. И., Капитонова Т. А. // Журн. прикл. спектроскопии. 1972. Т. 16, вып. 3. С. 478.
97. Лион Р. Дж., Тудденгам В. М. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 263.

98. Ошерович Э. З., Никитина Л. П. // Геохимия. 1975. № 5. С. 727.
99. Fripiat J. J., Rouxhet P., Jacobs H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 11/12. P. 1937.
100. Бассет У. А. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 218.
101. Самбуева А. С., Шипицын С. А. // Журн. прикл. спектроскопии. 1970. Т. 13, вып. 1. С. 168.
102. Мельчакова Л. В., Плюскина И. И., Соболев Р. Н. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 3. С. 96.
103. Vedder W. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 3/4. P. 482.
104. Власова Е. В. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1974. Т. 10, № 12. С. 2336.
105. Kodama H., Ross G. J., Iijama J. T., Robert J.-L. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59. N 5/6. P. 491.
106. Богомолов М. А. // Апатиты Алданского щита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1977. С. 20.
107. Карякин А. В., Волюнец В. Ф., Кривенцова Г. А. // Геохимия. 1973. № 3. С. 439.
108. Шигорова Т. А., Шмакин Б. М. // Там же. 1977. № 11. С. 1718.
109. Григорьева Т. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 487. С. 51.
110. Бахтин А. И., Булатов Ф. М., Гузиев И. С., Эйриш М. В. // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 3. С. 44.
111. Марфунин А. С., Минеева Р. М., Мкртчян А. Р. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 10. С. 86; Марфунин А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Г. Н. и др. // Там же. 1971. № 7. С. 87.
112. Амирханов Х. И., Анохина Л. К. // ДАН СССР. 1974. Т. 218, № 4. С. 919.
113. Амирханов Х. И., Анохина Л. К., Сардаров С. С., Филиппов Н. И. // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 67.
114. Польшин Э. В., Матяш И. В. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1973. Вып. 7. С. 51.
115. Ивакицкий В. П., Матяш И. В., Харькив А. Д. // Минерал. журн. 1988. Т. 8-№ 3. С. 41.
116. Bowen L. H., Weed S. B., Stevens J. G. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 72.
117. Hogg C., Meads R. // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 289. P. 606.
118. Shinno I., Suwa K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 4. P. 112.
119. Smith G., Halenins U., Annersten H., Ackermann L. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 7/8. P. 759.
120. Sanz J., Stone W. // Ibid. 1979. Vol. 69, N 1/2. P. 119.
121. Sanz J., Serratos J. M. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N1. P. 113.
122. Shinno I., Suwa K. // Prelim. Rep. Afr. Stud. Nagoya Univ. Earth Sci. 1981. N 4. P. 151.
123. Shinno I. // Rep. Earth Sci. Coll. Gen. Educ. Kyushu Univ. 1983. N 23. P. 35.
124. Hogarth D. D., Brown F. F., Pritchard A. M. // Canad. Miner. 1970. Vol. 10, pt 4. P. 710.
125. Avesov A. D., Gasanov E. M., Novozhilov A. I., Samoilovich V. I. // Phys. Status solidi (a). 1982. Vol. 73, N 1. P. K67-K68.
126. Westrich H. R., Navrotsky A. // Amer. J. Sci. 1981. Vol. 281, N 8. P. 1091.
127. Kelley K. K., Barney R., King E., Christensen A. V. // US Bur. Mines Rep. Invest. 1959. N 5436. P. 1.
128. Robie R. A., Hemingway B. S., Fischer J. R. // US Geol. Surv. Bull. 1968. N 1259. P. 1; 1978. N 1425. P. 21.
129. Маракушев А. А. // Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М. Наука, 1968. С. 148.
130. Robie R. A., Waldbaum D. R. // US Geol. Surv. Bull. 1968. N 1259. P. 25.
131. Карпов И. К., Кашик С. А. // Геохимия. 1968. № 7. С. 806.
132. Юрчак Р. П. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 7. С. 16.
133. Мельчакова Л. В., Топор Н. Д. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1973. № 1. С. 102.
134. Мельчакова Л. В., Топор Н. Д., Киселева И. А. // Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 65.
135. Шапошников А. А., Путилин Ю. М. // Снятие минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1981. С. 91.
136. McKinsty H. A. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 212.
137. Мецик М. С., Лиопо В. А., Калихман В. М., Кузнецов Г. А. // Тр. Иркут. политехн. ин-та. Сер. геол. 1972. Вып. 71. С. 166.
138. Lin F. C., Clemency C. V. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 2. P. 101.
139. Lin F. C., Clemency C. V. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 7/8. P. 801.
140. Inoue A., Shimizu I., Minato H. // Clay Sci. 1981. Vol. 5, N 6. P. 283.
141. Зверев Л. В., Смирнова Н. Н., Филипповская Т. Б. // Минер. сырье. 1962. Вып. 4. С. 134.
142. Crowley M. S., Roy R. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 3/4. P. 348.
143. Булатов В. К., Градусов Б. П., Зотов А. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 79.
144. Бугица Г. А., Иойлева К. А. // Учен. зап. Петрозавод. ун-та. 1975. Т. 21, № 1. С. 166.

98. Ошерович Э. З., Никитина Л. П. // Геохимия. 1975. № 5. С. 727.
99. Fripiat J. J., Rouxhet P., Jacobs H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 11/12. P. 1937
100. Бассет У. А. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 218.
101. Самбуева А. С., Шипицын С. А. // Журн. прикл. спектроскопии. 1970. Т. 13, вып. 1. С. 168.
102. Мельчакова Л. В., Плюснина И. И., Соболев Р. Н. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 3. С. 96.
103. Vedder W. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 3/4. P. 482.
104. Власова Е. В. // Изв. АН СССР. Неорганич. материалы. 1974. Т. 10, № 12. С. 2336.
105. Kodama H., Ross G. J., Iijama J. T., Robert J.-L // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 5/6. P. 491.
106. Богомолов М. А. // Апатиты Алданского щита. Якутск: Якут. фнл. СО АН СССР, 1977. С. 20.
107. Карякин А. В., Волюнец В. Ф., Кривенцова Г. А. // Геохимия. 1973. № 3. С. 439.
108. Шигорова Т. А., Шмакин Б. М. // Там же. 1977. № 11. С. 1718.
109. Григорьева Т. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 487. С. 51.
110. Бахтин А. И., Булатов Ф. М., Гузиев И. С., Эйриш М. В. // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 3. С. 44.
111. Марфунин А. С., Минеева Р. М., Мкртчян А. Р. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 10. С. 86; Марфунин А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Г. Н. и др. // Там же. 1971. № 7. С. 87.
112. Амирханов Х. И., Анохина Л. К. // ДАН СССР. 1974. Т. 218, № 4. С. 919.
113. Амирханов Х. И., Анохина Л. К., Сардаров С. С., Фишплов Н. И. // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 67.
114. Польшин Э. В., Матяш И. В. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1973. Вып. 7. С. 51.
115. Ивацкий В. П., Матяш И. В., Харьков А. Д. // Минерал. журн. 1988. Т. 8. № 3. С. 41.
116. Bowen L. H., Weed S. B., Stevens J. G. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 72.
117. Hogg C., Meads R. // Miner. Mag. 1970. Vol. 37. N 289. P. 606.
118. Shinno I., Suwa K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 4. P. 112.
119. Smith G., Halenins U., Annersten H., Ackermann L. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 7/8. P. 759.
120. Sanz J., Stone W. // Ibid. 1979. Vol. 69, N 1/2. P. 119.
121. Sanz J., Serratosa J. M. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 1. P. 113.
122. Shinno I., Suwa K. // Prelim. Rep. Afr. Stud. Nagoya Univ. Earth Sci. 1981. N 4. P. 151.
123. Shinno I. // Rep. Earth Sci. Coll. Gen. Educ. Kyushu Univ. 1983. N 23. P. 35.
124. Hogarth D. D., Brown F. F., Pritchard A. M. // Canad. Miner. 1970. Vol. 10, pt 4. P. 710.
125. Avesov A. D., Gasanov E. M., Novozhilov A. I., Samoilovich V. I. // Phys. Status solidi (a). 1982. Vol. 73, N 1. P. K67—K68.
126. Westrich H. R., Navrotsky A. // Amer. J. Sci. 1981. Vol. 281, N 8. P. 1091.
127. Kelley K. K., Barney R., King E., Christensen A. V. // US Bur. Mines Rep. Invest. 1959. N 5436. P. 1.
128. Robie R. A., Hemingway B. S., Fischer J. R. // US Geol. Surv. Bull. 1968. N 1259. P. 1; 1978. N 1425. P. 21.
129. Маракушев А. А. // Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. С. 148.
130. Robie R. A., Waldbaum D. R. // US Geol. Surv. Bull. 1968. N 1259. P. 25.
131. Корпов И. К., Кашик С. А. // Геохимия. 1968. № 7. С. 806.
132. Юрчак Р. П. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 7. С. 16.
133. Мельчакова Л. В., Топор Н. Д. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1973. № 1. С. 102.
134. Мельчакова Л. В., Топор Н. Д., Киселева И. А. // Новые методы исследования минералов в горных породах. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 65.
135. Шапошников А. А., Путилин Ю. М. // Синтез минералов и экспериментальные исследования. М.: Недра, 1981. С. 91.
136. McKinstry H. A. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 212.
137. Мецник М. С., Лиопо В. А., Калихман В. М., Кузнецов Г. А. // Тр. Иркут. политехн. ин-та. Сер. геол. 1972. Вып. 71. С. 166.
138. Lin F. C., Clemency C. V. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 2. P. 101.
139. Lin F. C., Clemency C. V. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 7/8. P. 801.
140. Inoue A., Shimizu I., Minato H. // Clay Sci. 1981. Vol. 5, N 6. P. 283.
141. Зверев Л. В., Смирнова Н. Н., Филипповская Т. Б. // Минер. сырье. 1962. Вып. 4. С. 134.
142. Crowley M. S., Roy R. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 3/4. P. 348.
143. Булатов В. К., Градусов Б. П., Зотов А. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 79.
144. Бугнина Г. А., Иойлева К. А. // Учен. зап. Петрозавод. ун-та. 1975. Т. 21, № 1. С. 166.

145. *Ames L. L., McGarrah J. E., Walker B. A.* // *Clays and Clay Miner.* 1983. Vol. 31, N 5. P. 343.
146. *Фоминых В. Е.* // *Раднохимия.* 1973. Т. 15, № 1. С. 116.
147. *Нарсеев В. А.* // *Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана.* Алма-Ата: КазИМС, 1966. С. 107.
148. *Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д.* // *Адсорбция на глинистых минералах.* Киев: Наук. думка, 1975. С. 33.
149. *Scott A., Smith S.* // *Clays and Clay Miner.* 1966. Vol. 14. P. 69.
150. *Krausz K.* // *Canad. Miner.* 1974. Vol. 12, pt 6. P. 394.
151. *Giletti B. J., Anderson T. F.* // *Earth and Planet. Sci Lett.* 1975. Vol. 28, N 2. P. 225.
152. *Бергер Г. С.* *Флотиримость минералов.* М.: Госгортехиздат, 1962. 263 с.
153. *Prider R. T.* // *Miner. Mag.* 1939. Vol. 25, N 166. P. 373.
154. *Faye G., Hogarth D.* // *Canad. Miner.* 1969. Vol. 10, pt 1. P. 25.
155. *Faye G.* // *Ibid.* 1968. Vol. 9, pt 3. P. 403.
156. *Farmer G. L., Voeticher A. L.* // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1154.
157. *Островский И. А., Петров В. П.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1939. № 1. С. 105.
158. *Григорьев Д. П.* // *Зап. Минерал. о-ва.* 1935. Т. 64, вып. 1. С. 21.
159. *Калинин П. В.* *Флоптитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье).* М.: Госгеолгиздат, 1939. Вып. 150. 350 с.
160. *Шабунин Л. И.* // *Минерал. сб. Львов. геол. о-ва.* 1958. № 12. С. 71.
161. *Лицарев М. А.* *Тр. ИГЕМ АН СССР.* 1961. Вып. 67. 167 с.
162. *Kunitz W.* // *Neues Jb. Mineral., Geol., Paleontol.* 1924. Bd. 50, H. 1. S. 365.
163. *Hall A. J.* // *Amer. Miner.* 1941. Vol. 26, N 1. P. 34.
164. *Heinrich E. W.* // *Amer. J. Sci.* 1946. Vol. 244, N 12. P. 836.
165. *Watson K. D.* // *Amer. Miner.* 1955. Vol. 40, N 7/8. P. 565.
166. *Хонне Г.* // *Минерал. сб. Львов. геол. о-ва.* 1962. № 16. С. 328.
167. *Henderson G. H.* // *Proc. Roy. Soc. London. A.* 1934. Vol. 145. P. 591; 1939. Vol. 173. P. 250.
168. *Иваницкий В. П., Матяш Н. В., Ракович Ф. И.* // *Геохимия.* 1975. № 6. С. 850.
169. *Дядькина И. Я., Орлова М. П.* *Месторождения флогопита. Л.: Недра,* 1976. 216 с.
170. *Сердюченко Д. П.* // *ДАН СССР.* 1954. Т. 97, № 2. С. 315.
171. *Sambonsugi M.* // *J. Miner. Soc. Jap.* 1958. Vol. 3, N 2. P. 315.
172. *Yosimura T.* // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. Geol.* 1939. Vol. 4, N 3/4. P. 313.
173. *Yoshii M., Maeda K.* // *Miner. J. Jap.* 1975. Vol. 8, N 1. P. 58.
174. *Kato T., Miura Y., Yoshii M., Maeda K.* // *Ibid.* 1979. Vol. 9, N 7. P. 392.
175. *Ramaseshan S.* // *Proc. Ind. Acad. Sci.* 1945. Vol. 22, N 3. P. 177.
176. *Venkayya E.* // *Ibid.* 1949. Vol. 30, N 2. P. 74.
177. *Inomata M., Kaji A.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 8. P. 322.
178. *Seifert F., Schreyer W.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 30, N 3. P. 196.
179. *Рябчиков И. Д., Коваленко В. И., Диков Ю. П., Владыкин Н. В.* // *Геохимия.* 1981. № 6. С. 873.
180. *Evans S., Raftery E.* // *Clay Miner.* 1980. Vol. 15, N 3. P. 209.
181. *Arima M., Edgar A. D.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 77, N 3. P. 288.
182. *Bachinski S. W., Simpson E. L.* // *Amer. Miner.* 1984. Vol. 69, N 1/2. P. 41.
183. *Mitchell R. H.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 76, N 2. P. 243.
184. *Fransis D. M.* // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17, N 3. P. 357.
185. *Suwa K., Suzuki K.* // *Prelim. Rep. Afr. Stud. Nagoya Univ.* 1977. N 2. P. 133.
186. *Chang Pao-Kwei, Lin Kuo-Cheng* // *Geochimica.* 1974. Vol. 1. P. 71.
187. *Carmichael I. S. E.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1967. Vol. 15, N 1. P. 24.
188. *Černý P.* // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1972 H. 5. S. 203.
189. *Maksimovic Z., Panto Gy.* // *Bull. Acad. Serbesci et arts.* 1982. Vol. 80, N 22. P. 3.
190. *Keusen H. R., Peters Tj.* // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 11/12. P. 1134.
191. *Калинин П. В.* // *Зап. Минерал. о-ва.* 1945. Т. 74, вып. 1. С. 2.
192. *Сердюченко Д. П.* // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1969. Вып. 19. С. 70.
193. *Кравченко Г. Л.* // *Геол. журн. АН УССР.* 1975. Т. 35, вып. 3. С. 144; *Вопросы региональной и генетической минералогии.* Киев: Наук. думка, 1977. С. 150.
194. *Сироттан Р. И., Половко Н. И., Бондарева Н. М. и др.* // *Минералы карбонатных пород Украинского щита.* Киев: Наук. думка, 1976. С. 110.
195. *Левицкий В. И., Петрова З. И., Лаврентьев Ю. Г., Горнашова Г. С., Ярошенко С. К.* // *Зап. ВМО.* 1977. Т. 106, вып. 2. С. 232.
196. *Fronde! C., Ito J.* // *Ark. miner. och geol.* 1968. Bd. 4, h. 5. S. 445.
197. *Gaspar J. C., Wylie P. J.* // *Amer. Miner.* 1982. Vol. 67, N 9/10. P. 997.
198. *Eckermann H.* // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1922. Bd. 44, h. 3/4, N 349. S. 205.
199. *Шмакин Б. М.* // XXVII *Международ. геол. конгр. Доклады.* М.: Наука, 1984. Т. 15. С. 110.
200. *Иванов В. С.* // *ДАН СССР.* 1978. Т. 243, № 5. С. 1273.
201. *Семенов Е. И.* // *Тр. ИМГРЭ.* 1960. Вып. 4. С. 20.
202. *Ильинский Г. А., Прудников Е. Д., Шапкина Ю. С.* // *Минералогия и геохимия.* Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. Вып. 3. С. 98.
203. *Власов К. А., Кутукова Е. И.* *Изумрудные Копи.* М.: Изд-во АН СССР, 1960. 197 с.

204. Воробьев Е. И., Пожарицкая Л. К. // Особенности петрологин, минералогин и геохимин карбонатнов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 85, 102.
205. Беус А. А., Федорчук С. Н. // ДАН СССР. 1955. Т. 104, № 1. С. 108; Беус А. А. // Геохимия. 1956. № 1. С. 67.
206. Кухаренко А. А., Клер М. Н. // Зап. ВМО. 1962. Т. 91, вып. 5. С. 520.
207. Маршинцев В. К., Сухнева Л. С. // Геохимия. 1970. № 12. С. 1519.
208. Чепижный К. И. // ДАН СССР. 1964. Т. 156, № 3. С. 582.
209. Гармаш А. А., Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. // Тр. ИМГРЭ. 1961. Вып. 6. С. 58.
210. Кухаренко А. А. // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. Т. 1. С. 108.
211. Сергеев А. С. // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Вып. 1. С. 192.
212. Барсуков В. Л. // Геохимия. 1958. № 7. С. 660.
213. Лисицын А. Е. // Сов. геология. 1969. № 9. С. 62.
214. Отрощенко В. Д. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1970. Вып. 22. С. 165.
215. Бадалов С. Т., Рабинович А. В., Викторов В. Ф. и др. // Узб. геол. журн. 1972. № 1. С. 78.
216. Дусматов В. Д., Могаровский В. В., Корешина Ю. Б. // Геохимия. 1972. № 10. С. 1298.
217. Гайдукова В. С. // Геология месторождений редких элементов. М.: ВИМС, 1966. Вып. 30. С. 77.
218. Некрасов И. Я. // Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. С. 183.
219. Комаров А. И., Шуколюков Ю. А. // Геохимия. 1966. № 11. С. 1322.
220. Берзина И. Г., Берман И. Б., Гурвич М. Ю. // Атом. энергия. 1967. Т. 23, вып. 6. С. 520.
221. Юрьев Л. Д. // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 4. С. 953.
222. Гоньшакова В. И., Цейтлин С. Г., Викторов В. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 1. С. 17.
223. Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. // Петрогеохимические особенности ультраосновных—щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука, 1968. С. 78.
224. Морозова И. М., Ашкинадзе Г. Ш. // Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971. С. 23.
225. Кучер М. И. // Геохимия. 1971. № 8. С. 1008.
226. Наумов Г. Б., Поляков А. П., Сергеев-Бобр А. А. // Там же. 1966. № 11. С. 1322.
227. Некрасова Р. А., Гальянина В. В. // ДАН СССР. 1968. Т. 182. № 2. С. 449.
228. Иванов В. В. // Геохимия рассеянных элементов галлия, германия, кадмия, индия, таллия в гидротермальных месторождениях. М.: Недра, 1966. С. 67.
229. Икорский С. В. // Магматизм и геология Кольского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 85.
230. Дусматов В. Д., Марков А. Б. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 3. С. 231.
231. Кухаренко А. А., Жиглинский А. Г., Фафурина Э. Н., Рыжова Р. И. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 2. С. 160.
232. Фирсов Л. В. // ДАН СССР. 1965. Т. 161, № 3. С. 679.
233. Казанский В. И., Иванов И. Б., Лихоманов А. Г., Лицарев М. А., Попов И. В. // Геология руд. месторождений. 1971. Т. 13, № 6. С. 14.
234. Шепель А. Б. // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 38; Шепель А. Б., Меленевский В. Н., Стенина Н. Г. // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 430.
235. Мурина Г. А., Дядькина И. Я., Яковлева Л. В. // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 5. С. 1149.
236. Крылов А. Я., Вишневицкий А. Н., Силин Ю. И., Атрашенок Л. Я., Авдзейко Г. В. // Геохимия. 1963. № 12. С. 1140.
237. Тарасов Л. С., Гаврилов Е. Я., Лебедев В. И. // Там же. С. 1145.
238. Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Щиголов Н. Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 8. С. 9.
239. Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Лицарев М. А. и др. // ДАН СССР. 1969. Т. 189, № 4. С. 845.
240. Лицарев М. А., Аркелянц М. М., Иваненко В. В. // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 125.
241. Моралев В. М., Вороновский С. Н., Бородин Л. С. // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 1. С. 179.
242. Дейч С., Пастельс П., Крылов А., Силин Ю., Равич М. // Там же. 1964. Т. 156, № 3. С. 554.
243. Степанов А. И., Подлесова Р. Г. // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 61.
244. Маракушев А. А., Полин Ю. К. // Геология и геофизика. 1960. № 8. С. 73.
245. Ragliani G. // Atti Soc. ital. sci. natur. mus. Milano, 1940. Vol. 79. P. 20.
246. Терновой В. П., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969. 285 с.
247. Милашев В. А., Крутойарский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1963. Т. 126. С. 1.

248. Aoki K. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 48, N 1. P. 1; 1975. Vol. 53, N 3. P. 145.
249. Соболева С. В., Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. // Зап. ВМО. 1979. Т. 108, вып. 6. С. 678.
250. Velde D. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1969. Vol. 92, N 2. P. 203.
251. Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. // Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 48.
252. Рашкова Д. // Геохимия, минералогия и петрология. София: Бълг. АН. 1982. Кн. 16 С. 29.
253. Leonard V. F., Buddington A. F. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1964. N 377. P. 26.
254. Kohn J. A., Hatch R. A. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 1. P. 10.
255. Лицарев М. А. // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука 1962. Т. 6. С. 340.
256. Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкина М. А. // Геологическое строение Северо-Востока Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 9.
257. Маракушев А. А. // Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. С. 58, 62—138.
258. Архипенко Д. К., Вахрушев В. А. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 6. С. 704.
259. Вахрушев В. А. // Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. С. 147.
260. Приходько В. С. // Геология и геофизика. 1972. № 2. С. 157.
261. Белов В. П. // ДАН СССР. 1969. Т. 189, № 2. С. 393.
262. Колесник Ю. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 261. 224 с.
263. Колесник Ю. Н. // Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. С. 1.
264. Москалева В. Н. // Зап. ВМО. 1962. Т. 91, вып. 1. С. 38.
265. Жернаков В. И. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1976. Вып. 118, сб. № 12. С. 126; Тр. Свердл. горн. ин-та. 1976. Вып. 124. С. 80, 83.
266. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. // Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. С. 467.
267. Булах А. Г., Губачева Б. В., Губачева Е. Т., Еядокимов М. Д. // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. Вып. 2. С. 119.
268. Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А. // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1963. Т. 136. С. 149.
269. Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардини Г. Н. // Массив Гремяча-Вырмес на Кольском полуострове. М.; Л.: Наука, 1967. С. 97, 130.
270. Кононова В. А., Борисевич И. В., Ломейко Е. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10. С. 15.
271. Кононова В. А., Лапутина И. П., Первов В. А. // Там же. 1978. № 4. С. 5.
272. Ковальский В. В. // Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 56.
273. Милашев В. А. // Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. С. 160.
274. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. // Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 343 с.
275. Коренбаум С. А. // Геология и геофизика. 1965. № 6. С. 85.
276. Комаров П. В. // Геология руд. месторождений. 1963. Т. 5, № 6. С. 51.
277. Ушакова Е. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1971. Вып. 87. С. 3.
278. Расс И. Т. // Геохимия. 1972. № 1. С. 89.
279. Расс И. Т., Боронихин В. А., Кравченко С. М. // ДАН СССР. 1974. Т. 219, № 2 С. 447.
280. Кориковский С. П., Кислякова Н. Г. // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975 С. 314.
281. Мурзаев С. П. // Петрология флогопитоносных магнезальных скарнов. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1974. С. 1; Структура и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975. С. 197.
282. Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. // Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. С. 112.
283. Foster M. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-B. P. 11.
284. Hoadley J. W. // Canad. Geol. Surv. Ecol. Geol. Ser. 1960. N 19. P. 28.
285. Rimsaite J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 23. N 7. P. 145; Beitr. Miner. und Petrol. 1964. Bd. 10, N. 2. S. 152; Canad. Geol. Surv. Bull. 1967. Vol. 149. P. 1; Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 3. P. 225.
286. Aoki K., Kushiro I. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 18, N 4. P. 326.
287. Dawson J. B., Powell D. G., Reid A. M. // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 3. P. 519.
288. Dawson J. B., Smith J. V. // Ibid. 1973. Vol. 14, N 1. P. 113.
289. Joo J. // Ann. Sci. Univ. Clermont geol. miner. 1972. N 46. P. 1.
290. Stern W. B., Klein H. H. // Schweiz. miner. und petrol. Mitt. 1983. Bd. 63. N. 2/3 S. 187.
291. Howard L. // Lithos. 1973. Vol. 6, N 1. P. 91.
292. Etheridge M., Hobbs B. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 43, N 2. P. 111.
293. Цветков А. И., Вальяхшихина Е. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 54.



294. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л.* // Термический анализ минералов и горных пород Л.: Недра, 1974. С. 161.
295. *Григорьева Т. Н., Корнева Т. А.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 487. С. 56.
296. *Пилоян Г. О., Клиентова Г. П., Колодиев Б. Н., Лицарев М. А.* // Тр. Минерал. музея. АН СССР. 1976. Вып. 25. С. 190.
297. *Дядькина И. Я., Орлова М. П.* // Сов. геология. 1974. № 4. С. 14.
298. *Фоменков Б. П.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 8. С. 52.
299. *Герлинг Э. К., Исхандерова А. Д., Левченко О. А., Михайлов Д. А.* // ДАН СССР. 1970. Т. 194. № 6. С. 1397.
300. *Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Ройзенман В. М.* и др. *Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита.* Новосибирск: Наука, 1975. 151 с.
301. *Михайлов Д. А., Дук В. Л.* // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1964. Вып. 19. С. 344.
302. *Якжин А. А.* // Материалы по геологии Восточной Сибири. М.: ГОНТИ: НКТП СССР, 1939. Вып. 15. С. 71.
303. *Фролова Н. В.* // Тр. Алданск. геол.-развед. экспедиции. 1944. Вып. 1. С. 11.
304. *Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф.* // Там же. 1945. Вып. 2. С. 109.
305. *Швецов Е. С., Механошин С. П.* // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 373.
306. *Коржинский Д. С.* // Слюды СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1937. С. 93.
307. *Коржинский Д. С.* *Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.* М.: Изд-во АН СССР, 1947. 164 с.
308. *Галюк В. А.* // Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1957. Т. 31. С. 102.
309. *Шмакин Б. М.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959 № 1. С. 74; Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1961. Т. 37. С. 60.
310. *Судовиков Н. Г., Кишов Л. В., Михайлов Д. А.* // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 385.
311. *Мурзаев С. П.* // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 294.
312. *Рожков И. С., Кицур В. И.* // Геология руд. месторождений. 1960. № 4. С. 77.
313. *Маракушев А. А.* // Геология и геофизика. 1963. № 12. С. 125.
314. *Энтин А. Р.* // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 85.
315. *Белевцев Р. Я.* // Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук. думка, 1975. С. 55.
316. *Громов А. В., Филиппин Ф. Л.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 7. С. 52.
317. *Калинин П. В., Роненсон Б. П.* // Сов. геология. 1957. № 58. С. 56.
318. *Герцева Р. В.* // Тр. ВНИМС. 1940. Вып. 157. С. 43.
319. *Барабанов В. Ф.* // Зап. ВМО. 1954. Т. 83, вып. 2. С. 123.
320. *Виславных Н. А., Янгуковский В. И.* // Разведка и охрана недр. 1963. № 1. С. 21.
321. *Иванов А. Н., Рапацкая Л. А.* // Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР. 1973. С. 77.
322. *Резницкий Л. З., Матонин В. Н., Онгопов А. Р.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 11. С. 57.
323. *Воробьев Е. И., Резницкий Л. З.* // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: СО АН СССР, 1977. С. 135.
324. *Резницкий Л. З.* // Минералогия Прибайкалья. Иркутск: СО АН СССР, 1978. С. 43, 108, 128.
325. *Альтгаузен М. Н.* // Минер. сырье. 1931. № 7. С. 663.
326. *Дьяконов Ю. С., Львова И. А.* // ДАН СССР. 1967. Т. 175, № 2. С. 432.
327. *Львова И. А., Боровиков П. П., Дядькина И. Я.* *Региональные и локальные закономерности размещения месторождений вермикулита.* Л.: Недра, 1971. Вып. 12. 76 с.
328. *Клунников С. И., Попов А. И.* // Тр. Тадж.-Памир. экспедиции АН СССР. 1936. Вып. 69. С. 1.
329. *Масленников В. А.* // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 189.
330. *Бархатов Б. П.* *Тектоника Памира.* Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
331. *Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Лицарев М. А.* и др. // Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978. С. 69.
332. *Киселев В. И.* // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Донш, 1979. Вып. 4. С. 175.
333. *Киселев В. И.* // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1983. № 3. С. 58.
334. *Рабкин М. И., Вишнеvский А. Н.* // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 103.
335. *Маракушев А. А., Ким Мин Себ, Ким Хак Дзе* // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 76.
336. *Масайтис В. Л.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 100. С. 5.
337. *Aswathanarayana V.* *Age determination of rocks and geochronology of India.* New Delhi: Temple Press, 1964. 26 p.
338. *Dey S. K.* // Ind. Miner. 1950. Vol. 4, N 3. P. 183.
339. *Dunn J. A., Krishnaswamy S.* // Bull. Geol. Surv. Ind. A. 1961. N 19. P. 141. Пер. на рус. яз.: // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир., 1965. С. 62.

340. *Галюк В. А.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 3. С. 118.
341. *Lacroix A.* // Ann. geol. Madagascar. 1941. Fasc. 11. P. 119.
342. *Gloeckner F.* // Ztschr. prakt. Geol. 1942. Bd. 50, H. 12. S. 150.
343. *De la Roche H.* // Ann. geol. Madagascar. 1958. Fasc. 28. P. 1.
344. *Besairie H.* // C. r. Soc. geol. France. 1928. N 14. P. 236.
345. *Leutwein F.* // C. r. Semaine geol. 1964. Tananarive, 1964. P. 95.
346. *Lacroix A.* Mineralogie de Madagascar. P., 1922. Vol. 1. 604 p.
347. *De la Roche H.* // Ann. geol. Madagascar. 1963. Fasc. 33. P. 175.
348. *Henin S., Caillere S.* // C. r. XIX ses., Alger, 1952: Congr. géol. intern. Alger, 1953. Fasc. 18. P. 137.
349. *Knorring O., Sahama Th. G., Lehtinen M.* // Bull. Geol. Soc. Finl. 1969. N. 41. P. 79.
350. *Noizet G.* // Ann. geol. Madagascar. 1963. Fasc. 33. P. 235.
351. *Landes K. K.* // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 6. P. 359.
352. *Wilson M. E.* // Mem. Minist. Mines. 1936. N 136. P. 1.
353. *Hoadley J. W.* // Canad. Geol. Surv. Econ. Geol. Ser. 1960. N 19. P. 141. Пер. на рус. яз.: // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 13.
354. *Carrie J. B.* // Econ. Geol. 1951. Vol. 46, N 7. P. 765.
355. *Katz M. B.* // Geol. Mag. 1968. Vol. 105, N 5. P. 487.
356. *Carri J. B.* // Econ. Geol. 1951. Vol. 46, N 7. P. 750.
357. *Lang A. H.* // Canad. Geol. Surv. Spec. Rep. 1943. P. 120.
358. *Терновой В. И.* // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 165.
359. *Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И.* // Сов. геология. 1967. № 2. С. 128.
360. *Терновой В. И.* // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Ленингр. горн. ин-т. 1971. С. 176; Пегматиты. Л.: Ленингр. горн. ин-т, 1972. С. 89
361. *Терновой В. И., Чуева М. Н., Касатов Б. К.* // Кристаллография и минералогия. Л.: Ленингр. горн. ин-т, 1972. С. 206.
362. *Токмаков П. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 48. С. 67.
363. *Мейльбаум В. Я.* // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1971. Вып. 7. С. 144.
364. *Зискинд М. С., Терновой В. И.* // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 175.
365. *Макиевский С. И.* // Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. С. 236.
366. *Римская-Корсакова О. М., Краснова Н. И.* // Минерал. сб Львов, 1966 № 20, вып. 4. С. 587.
367. *Харламов Е. С.* // ДАН СССР. 1978. Т. 239, № 1. С. 169.
368. *Алядина И. Н.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л. Наука, 1968. Вып. 6. С. 251.
369. *Волотовская Н. А.* // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 3. С. 302.
370. *Лапин Л. В.* // Геология руд. месторождений. 1977. Т. 19, № 4. С. 21.
371. *Чирвинский П. Н., Афанасьев М. С., Ушаков З. Г.* // Тр. Кол. базы АН СССР. 1940. Вып. 5. С. 31.
372. *Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А.* и др. // Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1971. С. 1.
373. *Орлова М. П., Рождественский Ю. П., Баранова Е. Н.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96. С. 3.
374. *Серба Б. И.* // Магматические образования Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 58; Зап. ВМО. 1963. Т. 92, вып. 6. С. 708; Сов. геология. 1963. № 6. С. 125.
375. *Лапин А. В., Афанасьев Б. В.* // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 157.
376. *Лапин А. В.* // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975. С. 171.
377. *Роненсон Б. М., Афанасьев Б. В., Левин В. И.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 19.
378. *Paarto H.* // Lithos. 1970. Vol. 3, N 1/2. P. 19.
379. *Niutilainen J.* // Geol. Julkaisija. Surmin Geol. Seura Geol. Finl. Sällskapet, 1973. N 25, o. 2. S. 13.
380. *Егоров Л. С., Аникеева Л. И.* // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. 1957. Вып. 1. С. 41.
381. *Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М.* // Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. М.: Госгортехиздат, 1961. С. 39.
382. *Егоров Л. С.* // Геология руд. месторождений. 1964. Т. 6, № 4. С. 33.
383. *Ланда Э. А.* // О генезисе флогопитовых месторождений в массивах щелочных ультраосновных пород. Л.: Недра, 1968. С. 113; Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л.: Наука, 1970. С. 113; Геология и геофизика. 1969. № 7. С. 88.
384. *Ланда Э. А., Прохорова С. М.* // Учен. зап. Ин-та геологии Арктики. 1965. Вып. 5. С. 154.
385. *Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* // Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. М.: Недра, 1966. С. 19.
386. *Орлова М. П.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1973. Т. 166. С. 88.

387. Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Р. // Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. М.: Госнаучтехиздат. 1961. С. 116.
388. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1975. Вып. 166. С. 168.
389. Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А. // Учен. зап. Ин-та геологии Арктики. Регион. геология. 1963. Вып. 1. С. 35.
390. Ревердатто В. В. // ДАН СССР. 1965. Т. 163. № 4. С. 970.
391. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. // Петрография Восточной Сибири. М. Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. С. 417.
392. Корчагин А. М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 49.
393. Ельянов А. А., Моралев В. М. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 6. С. 34; Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 35.
394. Сомина М. Я. // Проблемы метасоматизма. Л. Недра. 1969. С. 342.
395. Андреев Г. В. Петрология Сырнырского щелочного плутона. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. 120 с.
396. Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969. 116 с.
397. Ефимов И. А., Косинцева Л. Г. // Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1968. С. 49.
398. Михайлов Н. П., Орлова М. П. // Петрография Центрального Казахстана. М.: Недра, 1971. С. 298.
399. Карбонатиты // Под ред. О. Таттла, Дж. Гиттинса. М.: Мир, 1969. 485 с.
400. Gevers T. W. // Bull. Geol. Soc. S. Afr. 1948. Vol. 51. P. 133.
401. Holmes A. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1958. Vol. 69. N 12, pt 1. P. 1525.
402. Russel H. D., Hiemstra S. A., Groenveld D. // Trans. Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1954. Vol. 57. P. 197.
403. Джонсон Р. Л. // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 216.
404. Мельшер Ж. С. // Там же. С. 182.
405. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. // Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л.: Наука, 1974. С. 233, 298, 312.
406. Иванов О. К. // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1976. Вып. 124. С. 91.
407. Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А. // Пироксениты Качканара. Свердловск: УФАН СССР, 1967. С. 37.
408. Якин И. С., Замалетдинов Р. С. // Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. С. 211.
409. Гончаренко А. И. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1976. Т. 201. С. 105.
410. Байраков В. В. // ДАН УССР. Сер. Б. 1973. № 7. С. 579; 1979. № 7. С. 499.
411. Сердюченко Д. П. // ДАН СССР. 1972. Т. 206. № 4. С. 939.
412. Сироштан Р. И., Половко Н. И., Кравченко Г. Л., Спивак С. Д. Флогопиты Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 70 с.
413. Славутский М. Б., Шалыт Е. С. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. Кн. 6. С. 229.
414. Танатар-Бараи З. И. // Геология и рудоносность юга Украины. Киев: Наук думка, 1970. Вып. 3. С. 61.
415. Лебедев Ю. С. // Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев: Наук. думка, 1965. С. 61.
416. Vogt P. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1962. Bd. 42, H. 1. S. 81.
417. Peters T. // Ibid. 1963. Bd. 43, H. 2. S. 582; Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 18, N 1. P. 65.
418. Schwander H., Hunziker J., Stern W. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 48, H. 2. S. 357.
419. Heusen H. R. // Ibid. 1972. Bd. 52, H. 3. S. 407.
420. Richter W. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1971. Bd. 16, H. 4. S. 227.
421. Livingstone A. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 313. P. 493.
422. Garuti G., Sinigoi S. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1978. H. 12. S. 549.
423. Srikantappa C., Friend C. // J. Geol. Soc. Ind. 1982. Vol. 23, N 11. P. 539.
424. Inomata M., Tazaki K. // J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69 N 6. P. 205.
425. Ohashi F., Takashi A., Isamu H. // Ibid. 1979. Vol. 74, N 6. P. 227.
426. Tanaka H., Kanisawa S., Onuki H. // Ibid. 1982. Vol. 77, N 12. P. 438.
427. Reid A., Dawson J. // Lithos. 1972. Vol. 5, N 2. P. 115.
428. Wilkinson J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 50, N 1. P. 15.
429. Kamineni D. C., Jackson G. D., Bonardi M // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1979. H. 12. S. 542.
430. Wares R., Martin R. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, pt 2. P. 231.
431. Wilshire H., Trask N. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2. P. 240.
432. Gibson G. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 68, N 2. P. 171.
433. Соболев В. С. // XIII чтение им. В. И. Вернадского, 12 марта 1971 г. М.: Наука, 1973. С. 1.
434. Францесон Е. В. // Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968. С. 56, 109.
435. Милашев В. А. // Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. С. 88.

436. Лазько Е. Е. // Минералы—спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. С. 61.
437. Лазько Е. Е., Серенко В. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 41.
438. Доусон Дж. // Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. С. 125.
439. Arai S. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 87, N 3. P. 260.
440. Carswell D. A. // Physics and chemistry of the earth. Oxford e. a.: Pergamon Press, 1975. Vol. 9. P. 417.
441. Dawson J. B., Smith J. V. Nature. 1975. Vol. 253, N 5490. P. 336; Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 2. P. 309.
442. Smith J. V., Brennessoltz R., Dawson J. B. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 7. P. 959.
443. Delaney J. S., Smith J. V., Carswell D. A., Dawson J. B. // Ibid. 1980. Vol. 44, N 6. P. 857.
444. Farmer G. L., Boettcher A. L. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1154.
445. Wyllie P., Sekine T. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 79, N 4. P. 375.
446. Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1960. Вып. 40. С. 52.
447. Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. // Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. С. 127.
448. Рожков И. С., Михалев Г. П., Прокопчук Б. И., Шамишина Э. А. // Алмазоносные россыпи Западной Якутии. М.: Наука, 1967. С. 93.
449. Каминский Ф. В., Потапов С. В. // Геология и геофизика. 1969. № 1 (109). С. 50.
450. Ставров О. Д., Уханов А. В. // Геохимия. 1971. № 3. С. 282.
451. Крутойрский М. А. // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 2. С. 173.
452. Милашев В. А. // Там же. Вып. 3. С. 317.
453. Зольникова Г. В. // Геология и геофизика. 1968. № 9. С. 46.
454. Ковальский В. В., Никушов К. Н., Егоров О. С. // Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточных и юго-восточных склонов Анабарской антеклизы. М.: Наука, 1969. С. 53, 125, 143, 178, 228.
455. Серенко В. П., Ларькин А. Д. // Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1974. С. 12.
456. Добровольская М. Г., Ровша В. С., Цепин А. И., Илупин И. П. // ДАН СССР. 1975. Т. 220, № 6. С. 1402.
457. Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. // Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. С. 73.
458. Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Котельников Д. Д., Соболева С. В. // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. С. 69.
459. Курьева Н. А. // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 2. С. 235.
460. Харьков А. Д., Савацов Д. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 4. С. 80.
461. Nixon P. H. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 9/10. P. 1122.
462. Kushiro I., Aoki K. // Ibid. 1968. Vol. 53, N 7/8. P. 1347.
463. Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Aoki K. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 52, N 4. P. 315.
464. Borley G., Suddaby P. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 309. P. 6.
465. Harte B., Gurney J. J. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1975. N 74. P. 528.
466. Stumpel E., Glijford T. // Fortschr. Miner. 1977. Bd. 54, H. 1. S. 42.
467. Voctro N. Z., Boyd F. R. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 9/10. P. 917.
468. Clarke D. B., Mitchell R. H. // Physics and chemistry of the earth. Oxford e. a.: Pergamon Press, 1975. Vol. 9. P. 123.
469. Matson D. W., Muenow D. W., Garsia M. O. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 93, N 3. P. 399.
470. Mitchell R. H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 47.
471. Mitchell R. H., Meyer H. O. A. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, pt 2. P. 241.
472. Watson K. D. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 7/8. P. 565.
473. Watson K., Bruce G. S. W., Halladay L. B. // Canad. Miner. 1978. Vol. 16, pt 1. P. 97.
474. Hogarth D. D., Brown F. F., Pritchard A. M. // Ibid. 1970. Vol. 10, pt 4. P. 710.
475. Gofineni S., Melton C., Giardini A. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 66, N 3. P. 251.
476. Garrison J. R., Taylor L. A. // Ibid. 1980. Vol. 75, N 1. P. 27.
477. McCallum M. E., Egger D. H., Burns L. K. // Physics and chemistry of the earth. Oxford e. a.: Pergamon Press, 1975. Vol. 9. P. 149.
478. Emeleus C. H., Andrews J. P. // Ibid. P. 179.
479. Bachinski S. W., Scott R. B. // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43, N 1. P. 93.
480. Metais D., Ravier J., Duong Phan Kieu // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1962. Vol. 85, N 4. P. 321.
481. Nèmetc D. // Geochim. et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32, N 5. P. 523; Neues Jb. Mineral. Abh. 1972. Bd. 117, H. 2. S. 196; J. Geol. 1973. Vol. 81, N 5. P. 632.
482. Wierchowowski B. // Arch. miner. 1979. Vol. 35, z. 2. S. 67.
483. Kramer W. // Chem. Erde. 1976. Bd. 35, H. 1. S. 1.
484. Welde D. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1967. Vol. 90, N 2. P. 214.

485. Hall A. // Miner. Mag. 1982. Vol. 45, N 337. P. 257.  
486. Gallagher M. J. // Ibid. 1963. Vol. 33, N 260. P. 415.  
487. Paul D. K., Potts P. J. // Geol. Mag. 1981. Vol. 118, N 4. P. 393.  
488. Ehrenberg S. N. // Extended Abstr. 11 Intern. Kimberlite Conf., 1977. Wash. (D. C.). 1979. P. 330.  
489. Roden M. F. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 2. P. 195.  
490. Roden M. F., Smith D. // Kimberlites, diatremes and diamonds: Geol. petrol. and geochem. Wash. (D. C.): Amer. geophys. union, 1979. P. 364.  
491. Rogers N. W., Bachinski S. W., Henderson P., Parry S. J., Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57, N 2. P. 305.  
492. Larsen E. S. US Geol. Surv. Profess. Pap. 1942. N 197-A. 60p.  
493. Moore W. J. // Ibid. 1970. N 700-C. P. 61.  
494. Platt R. G., Mitchell R. H. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 5 6. P. 546; 1982 Vol. 67, N 9/10. P. 907.  
495. Scott B. H. // Kimberlites, diatremes and diamonds: Geol. petrol. and geochem. Wash. (D. C.): Amer. geophys. union, 1979. P. 180.  
496. Cooper A. F. // J. Petrol. 1979. Vol. 20, N 1. P. 139.  
497. Flower M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 32, N 2. P. 126.  
498. Boettcher A. L., O'Neil J. R. // Amer. J. Sci. A. 1980. Vol. 280, pt 2. P. 594.  
499. Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П. // ДАН СССР. 1975. Т. 224, № 5. С. 650.  
500. Кебезинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1976. 312 с.  
501. Каминский Ф. В., Лаврова Л. Д., Сандомирская С. М. // Геология и геофизика. 1979. № 5. С. 53.  
502. Magonthier M. C. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1975. Vol. 98, N 4. P. 245.  
503. Becker H. J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 65, N 1. P. 45.  
504. Duda A., Schmincke H. V. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1978. Bd. 132, H. 1. S. 1.  
505. Evans S., Nash W. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 249.  
506. Irving A. L. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 10. P. 1503.  
507. Irving A. L., Green D. H. // J. Geol. Soc. Austral. 1976. Vol. 23, pt 1. P. 45.  
508. Ellis D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 58, N 2. P. 149.  
509. Ewart A., Baxter K., Ross J. A. // Ibid. 1980. Vol. 75, N 2. P. 129.  
510. Flower M. F. L. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 6, N 6. P. 461.  
511. Brown F., Carmichael I. // Lithos. 1969. Vol. 2, N 3. P. 250.  
512. Никольский А. П. // ДАН СССР. 1974. Т. 215, № 6. С. 1451.  
513. Зимин С. С. // Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 41.  
514. Зимин С. С., Старков Г. Н. // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3.  
515. Старков Г. Н., Зимин С. С. // Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 70.  
516. Момджи Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф., Павлов В. А. // Платформенная магномангнетитовая формация. М.: Недра, 1976. С. 98, 171.  
517. Ибдуллаев С. И., Козлова О. Н. // Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки. М.: Недра, 1972. С. 78.  
518. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н. и др. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 101, 102, 106.  
519. Семенов Е. И. // Типичизм минералов щелочных массивов. М.: Недра, 1977. С. 108.  
520. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. // Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.; Л.: Наука, 1965. С. 164.  
521. Баженов А. Г., Иванов Б. Н. // Тр. Ильмен. гос. заповедника. 1976. Вып. 14. С. 133.  
522. Свешникова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П. // Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976. С. 34.  
523. Конев А. А., Самойлов В. С. // Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 101, 202.  
524. Давыдов А. С. // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 119.  
525. Нурлыбаев А. Н. // Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 134.  
526. Strong D. F., Harris A. // Canad. J. Earth Sci. 1974. Vol. 11, N 9. P. 1208.  
527. Rock N. M. S. // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 2. P. 171; Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 81, N 1. P. 64.  
528. Edgar A. D., Arima M. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 342. P. 11.  
529. Barton M. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1979. Bd. 137, H. 2. S. 113.  
530. Borley I. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 279. P. 364.  
531. Baldrige W. S., Carmichael I. S. E., Albee A. L. // Contrib. Mineral and Petrol. 1981. Vol. 76, N 3. P. 321.  
532. Cross W. // Amer. J. Sci. 1897. Vol. 154. P. 115.  
533. Yagi K., Matsumoto H. // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. Geol. 1966. Vol. 13, N 3. P. 302.  
534. Carmichael I. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 15, N 1. P. 24.

535. Sobolev V., Bazarova T., Yagi K. // *Ibid.* 1975. Vol. 49, N 4. P. 301.
536. Kuehner S. M., Edgar A. D., Arima M. // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66, N 7/8. P. 663.
537. Velde D. // *Ibid.* 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 566.
538. Cundari A. // *J. Geol. Soc. Austral.* 1973. Vol. 20, pt 4. P. 465.
539. Joplin G. A., Kiss E., Ware N. H., Widdowson J. R. // *Miner. Mag.* 1972. Vol. 38, N 300. P. 936.
540. Eckermann H. von // *Ark. miner. och. geol.* 1974. Bd. 5, h. 1. S. 189.
541. Dawson J. B., Delaney J. S., Smith J. V. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 67, N 2. P. 189.
542. Nixon P. H., Mitchell R. H., Rogers N. W. // *Miner. Mag.* 1980. Vol. 43, N 329. S. 587.
543. Терновой В. И. // Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. С. 43, 134.
544. Гайдукова В. С., Здорик Т. Б., Лавренев Ю. Б. и др. // Геология месторождений редких элементов. М.: ВИМС, 1962. Вып. 17. С. 72.
545. Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г. // *Геол. журн. АН УССР*, 1978. Т. 38, вып. 2. С. 83.
546. Кривдик С. Г., Глевасский Е. Б., Левина Р. Л. // *Минерал. журн.* 1982. Т. 4, № 2. С. 78.
547. Маршинцев В. К. // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 146.
548. Маршинцев В. К. // Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск: фил. СО АН СССР, 1974. С. 31, 44.
549. Воскресенский В. Б. // Геохимия фосфора и особенности минералогии апатита. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1976. С. 108.
550. Афанасьев В. П., Плошко В. В., Неговелов Ф. С., Грицкевич В. П., Григоренко В. В., Шпепт Н. П. // Апатитовые проявления Северного Кавказа. М.: Наука, 1976. С. 144.
551. Ruustinen K. // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1971. N 249. P. 24.
552. Nielsen T. // *Lithos.* 1980. Vol. 13, N 2. P. 181.
553. Secker K., Larsen M. // *Ibid.* P. 199.
554. Кинг Б. К., Сатерленд Д. С. // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 87.
555. Бейли Д. К. // Там же. С. 142.
556. Гарсон М. С. // Там же. С. 50.
557. Takamura H. // *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol., Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 2. P. 61.
558. Mitchell R. // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63, N 5/6. P. 544.
559. Даусон Д. Б. // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 169.
560. Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. // *ДАН СССР*. 1965. Т. 163, № 3. С. 720.
561. Юрьев Л. Д. // *ДАН УССР. Сер. Б.* 1968. № 5. С. 413.
562. Байраков В. В. // Там же. 1967. № 6. С. 510.
563. Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. И. // Минералогия Подолии. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. С. 176.
564. Радкевич Е. А. (ред.) // Магматизм и полезные ископаемые северо-востока Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 20; Геологическое строение северо-востока Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 24, 43, 69, 79.
565. Kresten P., Edelman N. // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1975. N 47, pt 1/2. P. 167.
566. Beeson R. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 66, N 1. P. 5.
567. Hermans G., Hakstege A., Jansen J. // *Norsk. geol. tidsskr.* 1976. Bd. 56, N 4. S. 397.
568. Sauter P. // *Ibid.* 1981. Bd. 61, N 1. S. 35.
569. Wooley A., Symes R., Elliott C. // *Miner. Mag.* 1972. Vol. 38, N 299. P. 819.
570. Schreyer W., Abraham K. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1976. Vol. 59, N 2. P. 111.
571. Schreyer W., Abraham K., Kulke H. // *Ibid.* 1980. Vol. 74, N 3. P. 233; *Fortschr. Miner.* 1980. Bd. 58, H. 1. S. 120.
572. Meinhold K. D., Frisch Th. // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1970. Bd. 50, H. 3. S. 493.
573. Clifford T., Stumpf E. F., McIver J. R. // *Miner. Mag.* 1975. Vol. 40, N 312. P. 347.
574. Smith D., Albee A. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1967. Vol. 16, N 3. P. 189.
575. Simpson E. S. // *Minerals of Western Australia*. Perth: Wyatr. Gov. print, 1948. Vol. 1. P. 211.
576. Pryce M. // *Miner. Mag.* 1973. Vol. 39, N 302. P. 241.
577. Ellis D., Sheraton J., England R., Dallwitz W. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1980. Vol. 72, N 2. P. 123.
578. Пискорская Е. К. // *Геол. журн. АН УССР*. 1969. Т. 29, вып. 5. С. 126.
579. Кицун В. И. // Петрология карбонатных пород Ладужской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 66.
580. Kaiser M. A., Alauddin M., Chaudhry M. A., Khan A. H. // *Pakistan J. Sci. and Ind. Res.* 1982. Vol. 25, N 3. P. 59.
581. Bucher-Nurminen K. // *Lithos.* 1981. Vol. 14, N 3. P. 203.
582. Okrusch M., Bunch T. E., Bank H. // *Miner. deposita.* 1976. Vol. 11, N 3. P. 278.
583. Rice J. // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64, N 5/6. P. 519.
584. Kearns L. E., Kite L. E., Leavens P. B., Nelen J. A. // *Ibid.* 1980. Vol. 65, N 5. P. 557.
585. Ферсман А. Е. Изумрудные Копы на Урале. Пг., 1923. 82 с.
586. Ферсман А. Е. // Драгоценные и цветные камни СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1925. Т. 2. С. 122.
587. Сорокин Ю. П., Переводчиков Б. В. // *Зап. ВМО.* 1973. Т. 102, вып. 6. С. 692.

588. Аугина Л. К., Петров В. П. // Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978. С. 5.
589. Коренбаум С. А. // Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. С. 42.
590. Коптев-Дворников В. С. Кузнецов Е. А. Тр. Ин-та прикл. минералогии. 1931. Вып. 47. 299 с.
591. Большакова Т. И., Айздердзис Д. Я. // Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1971. Вып. 4. С. 24.
592. Егоров И. Н. // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 8. С. 220.
593. Половинкина Ю. Ир., Соколова Е. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1958 № 12. С. 169.
594. Москалева В. Н. // Зап. ВМО. 1962. Т. 91, вып. 1. С. 38.
595. Петрусенко Св., Арнаутов В., Костов Ив. // Год. Софийск. ун-та. Геол. и геогр. фак. 1964/1965 (1966). Т. 59, кн. 1. С. 248.
596. Арнаутов В. // Там же. 1975/1976. Т. 68, кн. 1. С. 129.
597. Leitmeier H. // Ztschr. Kristallogr., Mineral., Petrol. Abt. B. 1937. Bd. 49, N 4/5. S. 245.
598. Roy B. C. // Rec. Geol. Surv. Ind. 1955. Vol. 86, pt 2. P. 377.
599. Datta A. K. // Bull. Geol. Soc. Ind. 1966. Vol. 3, N 2. P. 29.
600. South African Emeralds // S. Afr. Mining and Eng. J. 1946. Vol. 57, N 27. P. 59.
601. Смиidt Б. // Драгоценные камни. М.: Мир, 1980. С. 1.
602. Clabaugh S. E. US Geol. Surv. Bull. 1952. N 983. 100p.
603. Du Toit A. L. // Econ. Geol. 1928. Vol. 33, N 7. P. 806.
604. Hall A. Z. // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1922. Vol. 25. P. 43.
605. Cerny P., Miskovsky J. // Acta Univ. carol. geol. 1966. N 1. P. 17.
606. Куприянова И. И. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 26. С. 77.
607. Куприянова И. И., Звягин Б. Б., Жухлистов А. П., Гетманская Т. Н. // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 198.
608. Гинзбург А. И., Куприянова И. И., Новикова М. И. и др. // Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. С. 151.
609. Шувалов В. Б. // Зап. Узб. отд-ния. ВМО. 1977. Вып. 3. С. 122.
610. Повилайтис М. М., Органова Н. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР 1963. Вып. 14. С. 140.
611. Буканов В. В. // Горный хрусталь Приполярного Урала. М.: Наука, 1974. С. 168.
612. Труфанов В. Н. // Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та. 1969. С. 59.
613. Синяков В. И. // Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980. С. 127.
614. Синяков В. И. // Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск: Наука, 1967. С. 81; Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. 119 (а). С. 143; 1975. Вып. 270. С. 76.
615. Летушичкин А. И. // Геология и геофизика. 1971. № 1. С. 58.
616. Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. // Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. С. 46.
617. Бабина Е. А. // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1964. Вып. 2. С. 57.
618. Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И., Леонова Е. П., Каденский А. А., Павлов В. А. // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 358, 371.
619. Индукаев Ю. В. // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1963. Т. 164. С. 28; Учен. зап. Том. ун-та. 1964. № 49. С. 29.
620. Овчинникова Л. В., Бахарева Н. В. // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. 1959. Вып. 42. С. 43; Овчинникова Л. В. // Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения. М.: Недра, 1976. С. 114.
621. Вахрушев В. А. // Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. С. 101.
622. Блохина Н. А. // Изв. АН ТаджССР. Сер. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1967. № 4(26). С. 118.
623. Флеров Б. Л., Дорофеев А. В., Бицус Б. Я., Гапеев А. Ш., Жданов Ю. Я., Индолев И. Н. // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 3.
624. Доломанова Е. И., Власова Е. В., Панова М. А., Рудницкая Е. С., Сидоров С. В., Соболева С. В. // Состав и структура минералов как показатель их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 31.
625. Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Новосельцев Ю. А., и др. // ДАН ТаджССР. 1973. Т. 16, № 9. С. 45.
626. Бадалов С. Т. // Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент: Фан, 1965. С. 76.
627. Исмаилов Н. И. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1959. Вып. 13. С. 100.

628. *Дженгураева Р. Д., Дженгураев Д. Д.* // Скарны и оруденение Гавасая. Фрунзе: Илим, 1973. С. 75, 115, 131, 138.
629. *Мишкин М. А.* // Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. С. 110.
630. *Танатар И. И., Каршенбаум Л. П.* // Геол. журн. АН УССР. 1956. Т. 16, вып. 1. С. 64.
631. *Kowalski W.* // Pol. Acad. nauk. Pr. miner. 1966. N 5. S. 23.
632. *Гитар Ж., Лаффитт П.* / Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 396.
633. *Shaw D., Swarcz H., Sheppard S.* // Canad. J. Earth Sci. 1965. Vol. 2, N 6. P. 581.
634. *Кавардин Г. И., Митенков Т. А.* // Тр. Ин-та геологин Арктики. 1971. Т. 167. С. 169.
635. *Чухров Ф. В.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 50. С. 158.
636. *Spry P.* // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 4. P. 549.
637. *McLeod R. L., Stanton R. L.* / Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 1. P. 1.
638. *Онтоев Д. О., Лувсанданзан Б., Гундсамбуу Ц.* // Геология руд. месторождений. 1979. Т. 21, № 3. С. 27.
639. *Гончаров Ю. И., Балицкий В. С., Хаджи И. П., Попова Н. П.* // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 6. С. 716.
640. *Besson H., Caille S., Henin S.* // C. r. Acad. sci. D. 1968. Vol. 267, N 23. P. 1913.
641. *Wicks F., Whittaker F.* // Canad. Miner. 1977. Vol. 15, pt 4. P. 549.
642. *Токмаков П. П., Петров В. П., Кузьмина О. В., Финько В. И., Чекин С. С.* // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 225.
643. *Чуева М. Н., Терновой В. И.* // Там же. С. 220.
644. *Лиопо В. А., Мецик М. С.* // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1964. Сб. 4. С. 170.
645. *Домбровская Ж. В.* // Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973. С. 123.
646. *Львова И. А.* // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1962. № 55. С. 3.
647. *Горбунов И. И., Градусов Б. П., Зверева Т. С., Травникова Л. С.* // VII совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1964. С. 97.
648. *Smith W. W. A.* // Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 269. P. 151.
649. *Sridhar K., Jackson M. L.* // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1974. Vol. 38, N 5. P. 847.
650. *Мецик М. С., Лиопо В. А.* // Зап. ВМО. 1966. Т. 96, вып. 3. С. 376.
651. *Павлишин В. И., Хвостенков В. И., Маковчук В. П., Шандрик Л. Л.* // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 2. С. 439.
652. *Nakahira M., Uda H.* // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 3/4. P. 454.
653. *Бахтин А. И., Булатов Ф. М., Гузиев И. С., Эйриш М. В.* // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 3. С. 44.
654. *Bassett W. A.* // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 3/4. P. 282.
655. *Leonard R., Weed S.* // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 4. P. 197.
656. *Newman A. C. D.* // Clay Miner. 1967. Vol. 7, N 2. P. 213.
657. *McBride M., Rossi S.* // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N2. P. 103.
658. *Nakahira M.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 9/10. P. 1432.
659. *Robert M., Pedro G.* // Bull. Groupe franç. argiles. 1966/1967. Vol. 17, N 12. P. 3.
660. *Besson H., Caille S., Henin S.* // Ibid. P. 58.
661. *Муравьев В. И., Дриц В. И., Зарубицкая А. Н.* // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 6. С. 130.
662. *Гусев Г. М., Ковалева Л. Т., Жукова Е. Н.* // Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения. Новосибирск: Наука, 1966. С. 60.
663. *Гусев Г. М., Архипенко Д. К., Доильницын Е. Ф., Кляровский В. М.* // Геохимия. 1969. № 1. С. 112.
664. *Hatch R. A., Humphrey R. A., Worden E. C.* // US Bur. Mines. Rep. Invest. 1956. N 5283. P. 1.
665. *Лейдэрзон М. С.* Синтетическая слюда. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1962. 192 с.
666. *Григорьев Д. П.* // Зап. Минерал. о-ва. 1935. Т. 64, вып. 1. С. 21; Вып. 2. С. 343; ДАН СССР. 1944. Т. 43, № 2. С. 67.
667. *Noda T., Sugiyama S.* / J. Soc. Chem. Ind. 1943. Vol. 46. P. 760.
668. *Van Valkenburg A., Pike R. G.* // US Nat. Bur. Stand. J. Res. 1952. Vol. 48. P. 360.
669. *Eitel W., Hatch R. A., Denny M. V.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1953. Vol. 36, N 10. P. 286.
670. *Ямзин И. И.* // Зап. ВМО. 1952. Т. 81, вып. 3/4. С. 224.
671. *Катлинский В. М., Аникин И. Н., Котик Л. Л.* // Изв. АН СССР. Неорган. матер. 1972. Т. 8. № 7. С. 1289.
672. *Ямзин И. И., Тимофеева В. А., Шашкина Т. И., Белова Е. Н., Глики Н. В.* // Зап. ВМО. 1955. Т. 84, вып. 4. С. 415.
673. *Yoder H. S.* // Clays and Clay Miner. 1959. Vol. 6. P. 42. Пер. на рус. яз.: // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 187.
674. *Канепит В. Н., Нозик Ю. З., Фыкин Л. Е., Макаров Е. С.* // Геохимия. 1979. № 5. С. 762.
675. *Аникин И. Н.* // Пробл. кристаллологии. 1982. № 3. С. 126.



676. Аникин И. Н., Матвеев С. И. // Высокотемпературная химия силикатов и окислов. Л.: Наука, 1972. С. 189.
677. Аникин И. Н. // ДАН СССР. 1970. Т. 194, № 2. С. 322.
678. Avesov A. D., Gasanov E. M., Novozhilov A. I., Samoiloovich V. I. // Phys. status solidi (a), 1982. Vol. 73, N 1. P. K87.
679. Roy R. // J. Amer. Ceram. Soc. 1949. Vol. 32. N 6. P. 202.
680. Бородин Л. С., Диков Ю. П. // Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1970. С. 75.
681. Делицин И. С., Врублевская З. В., Марков В. К. / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 12. С. 119.
682. Baronnet A. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 7 8. P. 1272.
683. Noda T., Roy R. // Ibid. 1956. Vol. 41, N 11/12. P. 929.
684. Марков В. К., Петров В. П., Делицин И. С., Рябинин Ю. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 6. С. 10.
685. Марков В. К., Рябинин Ю. Н., Наседкин В. В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 10. С. 39.
686. Лисицина Е. Е., Горохов С. С., Аникин Ю. Н. // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29, вып. 4. С. 23.
687. Воунс Д. Р. // Геохимия. 1968. № 5. С. 647.
688. Горохов С. С. // Геология и геофизика. 1974. № 8. С. 146.
689. Никольский Н. С. // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 962.
690. Miyashiro A. // Jap. J. Geol., Geogr. Trans. and Abstr. 1960. Vol. 31, N 2/4. P. 241.
691. Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. Vol. 3. N 3. P. 197.
692. Modreski P., Boettcher A. // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272, N 9. P. 852; 1973. Vol. 273, N 5. P. 385.
693. Bird G., Anderson G. // Ibid. 1973. Vol. 273, N 1. P. 84.
694. Schreyer W., Seifert F. // Ibid. 1969. Vol. 267, N 3. P. 371.
695. Besson H., Caillere S., Henin S. // C. r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 1. P. 1.
696. Robert J. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 3. P. 312.
697. Hewitt P. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 5/6. P. 391.
698. Puhan D., Johannes W. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 48, N 1. P. 23
699. Puhan D. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1978. H. 3. S. 110.
700. Metz P., Puhan D., Mielke P. // Fortschr. Miner. 1977. Bd. 55. H. 1. S. 94.
701. Wendlandt R., Eggler D. // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280, N 5. P. 421.
702. Архипенко Д. К., Бобр-Сергеев А. А., Григорьева Т. Н., Ковалева Л. Г. ДАН СССР. 1965. Т. 160, № 2. С. 429.
703. Carman J. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 3/4. P. 261.
704. Бобр-Сергеев А. А., Мадарс А. И. // Технология добычи и обработки руд. М.: Недра, 1965. Вып. 12. С. 386.
705. Пархоменко М. П., Яременко З. О., Тресвятский С. Г. ДАН УССР. 1964. № 5. С. 624.
706. Пархоменко М. П., Луговська Е. С., Тресвятский С. Г. Там же. 1965 № 10 С. 1359.
707. Volfinger M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. Vol. 40, N 1/3. P. 267.
708. Volfinger M., Robert J. L. // Bull. miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 26.
709. Robert J. L., Volfinger M., Barrandon J. N., Basutcu M. // Chem. Geol. 1983. Vol. 40 N 3/4. P. 337.
710. Матвеев С. И., Аникин П. Н. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1969. Т. 5, № 5. С. 982.
711. Пластинина М. А., Ткаченко В. Д., Куковский Е. Г. // Минерал. сб. Львов, 1969 № 23, вып. 4. С. 405.
712. Olesch M. // Fortschr. Miner. 1976. Bd. 54, H. 1. S. 68; Bull. miner. 1979. Vol 102, N 1. P. 14.
713. Klingsberg C., Roy R. // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 9 10. P. 629.
714. De Vries R. L., Roy R. // Econ. Geol. 1958. Vol. 53, N 8. P. 958.
715. Toraya H., Marumo F., Hiraо M. // Miner. J. Jap. 1983. Vol. 11. N 5. P. 240.
716. Toraya H., Marumo F., Utsunomiya T., Hoshino Y. // Ibid. 1981. Vol. 10, N 7. P. 321.
717. Toraya H., Marumo F. // Ibid. 1983. Vol. 11, N 5. P. 222.
718. Perrotta A., Garland T. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 1/2. P. 152.
719. Stubican V., Roy R. // Ibid. 1962. Vol. 47, N 9/10. P. 1166.
720. Новожилов А. И., Самойлович М. И., Аникин И. Н. и др. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1970. Т. 6, № 1. С. 108; 1972. Т. 8, № 8. С. 1465.
721. Hazen R. M., Wones D. R. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 1/2. P. 103.
722. Коваленко Н. И., Кашаев А. А., Знаменский Е. Б., Журавлева Р. М. // Геохимия. 1968. № 11. С. 1348.
723. Robert J. L. // Chem. Geol. 1976. Vol. 17, N 3. P. 213.
724. Новожилов А. И., Самойлович М. И., Аникин И. Н., Матвеев С. И. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1972. Т. 8, № 8. С. 1465.
725. Forbes W. C., Flower M. F. J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 22, N 1. P. 60
726. Edgar A. D., Green D. H., Hibberson W. O. // J. Petrol. 1976. Vol. 17, N 4. P. 339.

727. Рябчиков И. Д., Грин Д. А. // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 49.  
 728. Seifert F., Schreyer W. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 1114.  
 729. Григорьева Т. Н., Кузнецов Г. Н., Бобр-Сергеев А. А. // Экспериментальные исследования в минералогии, 1968—1969 гг. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1969. С. 90.  
 730. Донец Т. Г., Луговская С. С., Шаркина Е. В., Вишневецкий В. Б. // ДАН УССР. Сер. Б. 1974. № 1. С. 63.  
 731. Toraya H., Iwai S., Marumo F., Daimon M., Kondo R. // Ztschr. Kristallogr 1976. Bd. 144, H. 1/2. S. 42.  
 732. Bauer F., Sclar C. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 3/4. P. 576.  
 733. Frantz G., Althaus E. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 46. N 3. P. 227.  
 734. Hewitt D. A., Wones D. R. Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 228.  
 735. Wearing E. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 346, pt 1. P. 81.  
 736. Grattan-Bellew P. E., Beaudoin J. J. // Chem. and Coner. Res. 1980. Vol. 10, N 6. P. 789.  
 737. Хвостенков С. И., Туркин А. Ф. // Природное и технологическое сырье Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. С. 27.  
 738. Мелкумян С. А. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 2. С. 142.  
 739. Алексеев Б. Я., Голованова Л. С., Крохин А. И. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1974. Вып. 27. С. 1.  
 740. Bailey S. W. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L. Miner. Soc., 1980. P. 52.

### Биотит Biotite



Назван в честь французского физика Ж. Б. Био (Гаусман, 1847).

Синон. Аномит — апомит (Дана, 1892) — разность с плоскостью оптических осей  $\perp (010)$ ; валит, ваалит — valite, vaalite (частично, Маскеллине, 1874); воронья слюда — Rabenglimmer (частично, по Брайтхаупту, 1823); гетерофиллит — heterophyllite (Марио де Жесус, 1933) — одноосный биотит; гидроксилбиотит — hydroxyl-biotite (Штрунц, 1962) — биотит почти без F; гидроксилмероксен — hydroxyl-meroxen (Григорьев, 1938); гоутонит, хотонит — haughtonite (Хеддл, 1878) — богатый Fe (синон. лепидомелана); железная слюда — Eisenglimmer (Штрунц, 1962) — богатый Fe (синон. лепидомелана); магнизиально-железистая слюда magnesia-eisen Glimmer (Хинце, 1889); мероксен — meroxene (Брайтхаупт, 1841) — разность с  $\text{Mg} > \text{Fe}$  и с плоскостью оптических осей  $\parallel (010)$ ; оденит — odenite, одит — odite (Берцелиус, 1821); отонит — otonite (Шубникова, 1937) —  $\text{Fe} > \text{Mg}$ ; ромбическая слюда — rhombic mica (Кеннгот, 1848); табергит — tabergite (Шеппер, 1847); эвхлорит, эухлорит — euchlorite (Шепард, 1857).

Измененные разности: бастонит — bastonite (Деклуазо, 1862); бауэрит, бауерит — bauerite (Ринне, 1911) — конечный продукт выветривания ( $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ); гельветан — helvetan (Симмлер, 1862); гидробиотит — hydrobiotite (Левис, 1880); дэдллит, дюдллит, дюдллит — dudleyite (Гент, 1873), касвеллит, кавзелит — caswellite (Честер, 1894); кошачье золото — Katzengold, cat's gold (Дана, 1892); метабиотит — metabiotite — синон. бауэрита (Штрунц, 1962); псевдобиотит — pseudobiotite (Кноп, 1887), растолит — rastolite (Шепард, 1857); рубеллан — rubellan (Брайтхаупт, 1830); филладельфит — philadelphite (Левис, 1879); фойггит. фохтит — voigtite, fochtite (Шубникова, 1937); эвкампит — eukamptite (Кеннгот, 1853).

**Разнов.** (см. в разделе **Хим.**). Бариевый биотит, воданит, железистый биотит, кальциобиотит, лепидомелан, литиевый биотит, магнизиальный биотит, марганцевый биотит, оксибиотит, натробиотит, титановый биотит, фторбиотит, хромовый биотит, цезиевый биотит.

**Характ. выдел.** Кристаллы, лейсты, чешуйки, их агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3 - C2/m$  (политип 1M); реже встречаются политипы  $2M_1(C_{2h}^b - C2/c)$ ,  $3T(D_3^3 - P3_112)$  и др. (см. с. 430). Структурные характеристики:

№ п/п	Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Ссылка
1	1M	5,317	9,22	10,09	100°12'	0,577:1:1,094	[1]
2	1M	5,366	9,311	10,160	100 10	0,587:1:1,091	[2]
3	$2M_1$	5,315	9,22	19,95	95 06	0,577:1:2,164	[1]
4	$2M_1$	5,357	9,245	20,234	94 59	0,456:1:2,189	[3]

Межатомные расстояния (ср., Å)	Угол дитригонального развота тетраэдров	Высота межслоевого промежутка (Å)
T—O	M—O	K—O
1 1,659	2,086	2,972
2 1,665	2,077	3,135
3 1,656	2,068	2,972
4 1,659	2,096	3,167
		7°37'
		1 00
		7 38
		5 18
		3,334
		3,349
		3,336
		3,393

Кристаллохимические формулы:

- 1 —  $(K_{0,77}Na_{0,16}Ba_{0,02})(Mg_{1,67}Fe_{0,01}^{2+}Fe_{0,86}^{3+}Al_{0,16}Ti_{0,34}Mn_{0,01})[Si_{2,84}Al_{1,16}O_{11,62}](OH)_{0,21}F_{0,16}$  — (оксибиотит);  
 2 —  $(K_{0,88}Ca_{0,02}Na_{0,02})(H_2O)_{0,04}(Fe_{2,31}^{2+}Mg_{0,28}Mn_{0,02}Fe_{0,01}^{3+}Ti_{0,10}Al_{0,18}Li_{0,04})[Si_{2,71}Al_{1,29}O_{10}] \times (OH)_{1,86}F_{0,14}$ ;  
 3 — состав аналогичен № 1;  
 4 —  $(K_{0,985}Na_{0,020}Ca_{0,002})(Mg_{1,161}Fe_{1,393}^{2+}Al_{0,121}Ti_{0,318}Mn_{0,007})[Si_{2,793}Al_{1,207}O_{10,562}](OH)_{1,218}F_{0,082}Cl_{0,138}$ .

Биотит 3Т описывался редко [4, 5]; его диагностика требует обязательного применения монокристалльного метода, так как по рентгенограммам порошка и электронограммам от косых текстур политипы 1М и 3Т биотитов неразличимы.

Параметры элементарной ячейки (особенно  $b_0$ ) увеличиваются с железистостью биотита [6]. Зависимость параметров элементарной ячейки и  $n_g$  от содержания аннитовой молекулы [7]:

% аннита	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$n_g$
75	5,359	9,276	10,257	100°07'	1,662
83	5,383	9,315	10,285	100 23	1,668
100	5,403	9,362	10,318	99 55	1,693

По Хильтовой [8], с увеличением содержания  $Fe^{2+}$  в природных биотитах от 0,013 до 2,40 ат. ед. параметр  $a_0$  увеличивается от 5,301 до 5,374 Å; параметр  $b_0$  — от 9,21 до 9,33 Å; систематического изменения  $c_0$ , а также угла  $\beta$  в зависимости от содержания  $Fe^{2+}$  не наблюдалось.

По Готтесману [9], для биотитов с преобладанием  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  в октаэдрической позиции величина  $d_{060}$  колеблется в интервале 1,540—1,550 Å, с увеличением содержания  $Fe^{3+}$  и  $Ti^{4+}$  — в интервале 1,530—1,540 Å.

Для политипа 2М<sub>1</sub> установлено увеличение параметров элементарной ячейки при нагревании [10]:

Температура нагрева, °	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$
До прокаливания	5,24	9,12	20,02
600	5,26	9,28	20,05
800	5,27	9,33	20,20
1000	5,28	9,36	20,43

Кристаллическая структура триоктаэдрическая (см. «Структура типа слюд»).

Особенности структуры биотита (конфигурация тетраэдрической сетки и строение межслоевого промежутка) определяются главным образом составом октаэдрического слоя. Заселение октаэдров ионами  $Fe^{2+}$  сопровождается увеличением размеров октаэдрической сетки, при этом устраняется необходимость в дитригональном развороте тетраэдров при сочленении их в трехэтажный слой [2].

Комплексные исследования (методами рентгеновскими, ЯМР, ПМР, ЯГР и др.) выявили определенную тенденцию к локальному порядку в распределении тетраэдрических катионов, однако дальний порядок, как правило, отсутствует [11, 12].

В биотитах из трахитов и риолитов Северной Италии установлены [13] вакансии в Si- и Al-тетраэдрах; предполагается заполнение этих вакансий группами (ОН). Рентгеновское фотоэлектронное дифракционное исследование природных биотитов показало, что в октаэдрические позиции, помимо  $Ti^{4+}$ , может входить и  $Ti^{3+}$  [14].

Вопрос об упорядоченности распределения катионов в октаэдрической сетке биотитов окончательно не решен. Показана [15—19] тенденция к преимущественному заселению катионами  $Fe^{2+}$  цис-положений — М(1), а катионами Mg — транс-положений — М(2) октаэдрической сетки. Катионам  $Fe^{3+}$  более свойственно положение М(2). Однако в реальных структурах тенденция к упорядоченному распределению  $Fe^{2+}$  в М(1) и М(2) позициях может нарушаться как из-за различных дефектов структуры, так и в процессе преобразования

биотита [11, 20]. В оксибиотитах, в составе октаэдров которых преобладает  $Fe^{3+}$ , методами рентгенографии выявлено преимущественное нахождение  $Mg$  в  $M(1)$ , а  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$  в  $M(2)$  положениях [19, 21].

Бажную роль в упорядочении структуры биотита играют фтор и группа  $OH$ -ионов: фтор совместно с  $Mg$  локализуется в гомогенных доменах, катионы  $Fe^{2+}$  в этих доменах отсутствуют и в структуре связаны с  $OH$ -ионами [11].

В биотитах широко развита политипия [2, 22, 23].

Кроме политипов биотита  $1M$ ,  $2M_1$  и  $3T$  (однородных), рядом авторов при монокристалльных рентгенографических исследованиях были выделены неоднородные политипные модификации ( $3T_{C1}$ ,  $4T_{C8}$ ,  $4M_1$  и др.), в том числе и многослойные ( $8T_{C1}$ ,  $14T_{C1}$ ,  $23T_{C1}$ ,  $11M_1$ ) [24—26]. Установлен пятислойный политип ( $a_0 = 5,330$ ,  $b_0 = 9,235$ ,  $c_0 = 51,01 \text{ \AA}$ ) [27]. По Хейричу и др. [28], «мероксен» отвечает политипу  $1M$ , «аномит» — политипу  $2M_1$ . Подсчеты распространенности разных политипов показали [29], что из 171 изученных образцов биотита в 94 определен политип  $1M$ , в 55 — политип  $2M_1$ , в 10 — политип  $2M_2$ , в 6 — политип  $3T$ . Трехслойная триклинная политипная модификация биотита  $3T_{C1}$  встречается в трех случаях [1, 24, 26].

Механизм образования политипов и некоторых типов двойникования, очевидно, связан с винтовыми дислокациями в структуре растущих кристаллов [30]. Кристаллохимическим фактором, влияющим на формирование того или иного политипа, является взаимосвязь  $OH$ -групп с межслоевыми катионами [31, 32]. Дефицит  $OH$ -групп в сочетании с преобладанием  $Fe^{3+}$  в октаэдрическом слое вызывает существенные изменения в конфигурации трехэтажных триоктаэдрических слоев, обусловленные взаимодействием протонов октаэдрической сетки с межслоевым катионом [33, 34], что наиболее ярко проявлено в оксибиотитах [21].

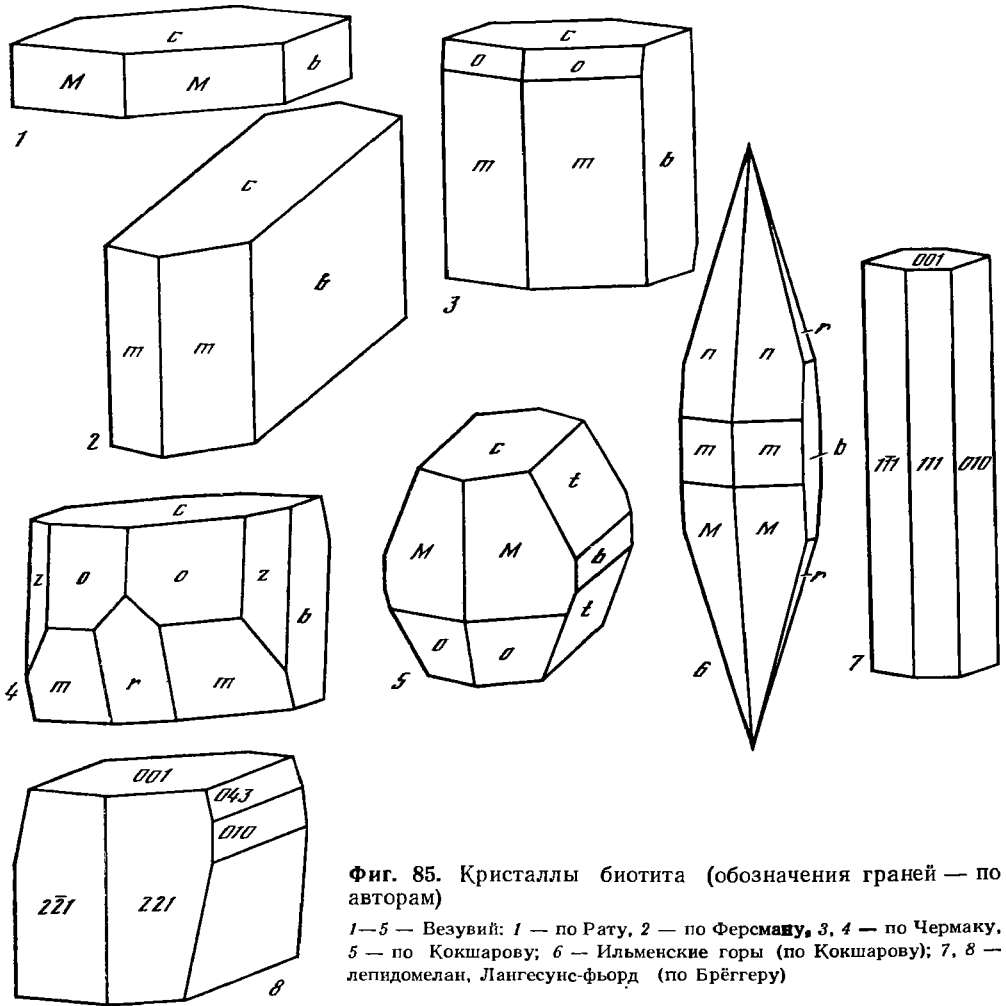
По спектрам ПМР прогретых образцов (до температуры 1353 К) установлено, что в структуре биотита при его окислении вначале выделяются протоны, связанные с катионами  $Fe^{2+}$ ; протоны  $OH$ -групп вокруг  $Fe^{3+}$  более термостойки [35].

Рассчитанные Букиным и Дрицем [36] ориентации протонов для структур  $1M$  и  $2M_1$  оксибиотитов, изученных Такеда [1], отличаются на  $5^\circ$ . Причиной возникновения того или иного политипа в природе являются физико-химические условия кристаллизации [37]. Развитие различных политипов в породах одного региона может свидетельствовать об изменении этих условий. Например, в биотитах из сланцево-гнейсовой толщи Криворожского бассейна (УССР) установлена [38] смена политипных модификаций биотита по схеме  $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 1M(3T) > 2M_1$  по мере повышения степени метаморфизма.

Морфологическое отношение осей, по Дана (1892):  $a : b : c = 0,57735 : 1 : 3,27432$ ,  $\beta = 90^\circ$ ; по Хинце (1889):  $a : b : c = 0,57736 : 1 : 1,64518$ ,  $\beta = 90^\circ$ ; по Чермаку (1883):  $a : b : c = 0,5777 : 1 : 2,1932$ ,  $\beta = 84-58^\circ$ .

Двугранные углы (индексы и буквенные обозначения граней, по Дана, 1892):

$mm(110):(\bar{1}\bar{1}0) = 60^\circ 00'$	$cZ(001):(113) = 62^\circ 07'$	$c\check{z}(001):(135) = 66^\circ 12'$
$QQ(130):(\bar{1}30) = 60\ 00$	$ch(001):(225) = 69\ 06$	$cz(001):(132) = 80\ 00$
$co(001):(\bar{1}04) = 54\ 48$	$co(001):(112) = 73\ 01$	$hh(225):(225) = 55\ 42$
$cp(001):(\bar{2}05) = 66\ 13$	$cv(001):(334) = 78\ 29$	$oo(112):(112) = 57\ 08$
$cx(001):(102) = 70\ 34$	$ce(001):(332) = 84\ 11$	$MM(221):(\bar{2}\bar{2}1) = 59\ 48$
$cr(001):(\bar{1}01) = 80\ 00$	$cM(001):(221) = 85\ 38$	$ss(\bar{1}15):(\bar{1}\bar{1}5) = 46\ 50$
$ci(001):(013) = 47\ 30$	$cf(001):(331) = 87\ 05$	$qq(\bar{1}14):(\bar{1}\bar{1}4) = 50\ 31$
$ce(001):(023) = 65\ 23$	$cw(001):(\bar{1}19) = 36\ 02$	$nn(\bar{2}23):(\bar{2}23) = 58\ 20$
$c\phi(001):(011) = 73\ 01$	$cv(001):(\bar{1}17) = 43\ 05$	$\mu\mu(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1) = 59\ 14$
$cy(001):(043) = 77\ 06$	$ct(001):(\bar{1}16) = 47\ 30$	$\zeta\zeta(135):(1\bar{3}5) = 104\ 50$
$c\Sigma(001):(032) = 78\ 29$	$cs(001):(\bar{1}15) = 52\ 38$	$zz(132):(1\bar{2}2) = 117\ 03$
$c\alpha(001):(021) = 81\ 19$	$cq(001):(\bar{1}14) = 58\ 35$	$bo(010):(112) = 61\ 26$
$c\beta(001):(052) = 83\ 02$	$cn(001):(\bar{2}23) = 77\ 06$	$bM(010):(221) = 60\ 06$
$cv(001):(041) = 85\ 32$	$c\mu(001):(\bar{1}11) = 81\ 19$	$b\mu(010):(\bar{1}11) = 60\ 23$
$c\varphi(001):(061) = 87\ 05$	$cK(001):(554) = 83\ 02$	$bz(010):(132) = 31\ 28$
$ck(001):(118) = 39\ 18$	$cS(001):(551) = 88\ 15$	



Фиг. 85. Кристаллы биотита (обозначения граней — по авторам)

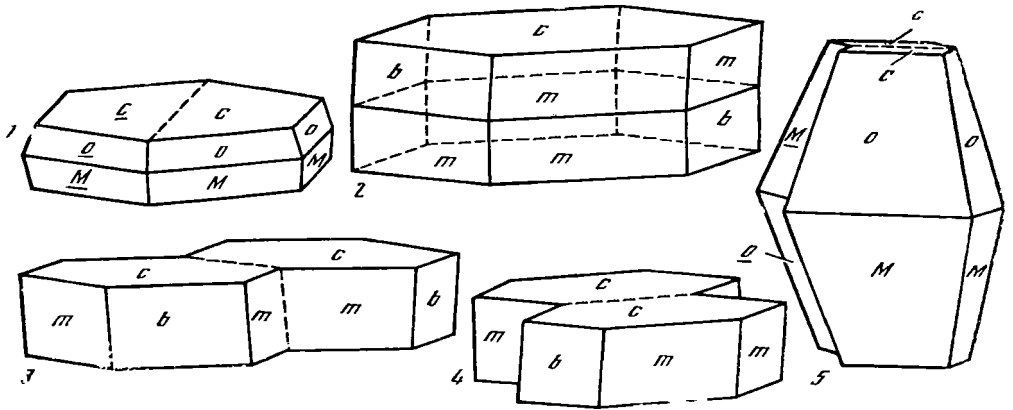
1—5 — Везувий: 1 — по Рату, 2 — по Ферсману, 3, 4 — по Чермаку, 5 — по Кокшарову; 6 — Ильменские горы (по Кокшарову); 7, 8 — лепидомелан, Лангесунс-фьорд (по Брёггеру)

Соотношение символов граней и буквенных обозначений главных форм в разных установках (Д.— Дана, X.— Хинце, Ч. — Чермак):

Д.	$M (221)$	$o (112)$	$\mu (\bar{1}11)$	$r (\bar{1}01)$	$z (132)$	$s (\bar{1}15)$	$e (023)$
X.	$m (441)$	$o (\bar{1}11)$	$M (221)$	$g (201)$	$d (\bar{1}31)$	$S (225)$	$t (043)$
Ч.	$M (110)$	$o (111)$	$m (\bar{1}11)$	$r (\bar{1}01)$	$z (131)$	$s (\bar{1}12)$	$e (011)$

Наиболее характерны формы (по Дана, 1892):  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $o(112)$ ,  $\mu(\bar{1}11)$ . Часто встречаются видимые формы. Грань  $c(001)$  обычно блестящая; на гранях  $o(112)$  и  $\mu(\bar{1}11)$  штриховка, параллельная  $(001)$ . На плоскостях  $(001)$  иногда наблюдается штриховка, параллельная ребру между гранями  $(010)$  и  $(001)$ .

Кристаллы редки (фиг. 85), обычно псевдогексагонального облика, таблитчатые по  $(001)$  или по  $(010)$ , короткопризматические. Известны мелкие короткостолбчатые кристаллы «мероксена» из лавы Везувия (Италия), гониометрические измерения которых проводили Кокшаров, Чермак и другие исследователи еще в прошлом веке. Кокшаров изучал также дипирамидальные кристаллы из Ильменских гор Урала, Брёггер — кристаллы лепидомелана из Лангесунс-фьорда, Норвегия. Очень своеобразны кристаллы биотита из Гринвуд-Форнса, шт. Нью-Йорк (США), описанные Кеннготом в 1848 г. под названием «ромбическая слюда», которые ограничены формами  $r(\bar{1}01)$  и  $z(132)$ . Идиоморфные кристаллы биотита (до 5 мм, редко 1 см и более) из карбонатов Приазовья (УССР) уплощены по  $[001]$  или  $[010]$  и вытянуты по  $[100]$  или



Фиг. 86. Двойники кристаллов биотита

1 — Собот, Штирия, Австрия (по Чермаку); 2—4 — Везувий (по Чермаку); 5 — Ильменские горы (по Кокшарову)

[001], несут большое количество второстепенных граней, следов роста и растворения [39]. В слюдоносных пегматитах Сибири (Мамский район) и Карелии широко развиты гигантские пластины, лейсты и дендритовые кристаллы (плоские и трехмерные) [40]; размеры лейст достигают 1,5 м; пластины имеют площадь по плоскости спайности до 30 м<sup>2</sup> при толщине пачек 10—15 см.

Обычны двойники (фиг. 86) по слюдяному закону с двойниковой осью [310] и плоскостью срастания (001), редко по пеннинговому закону с плоскостью двойникования перпендикулярно (001). Возможно полисинтетическое двойникование [41] с плоскостью срастания (001) при вращении вокруг оси *c*, при этом двойниковой осью могут быть [100], [310], [310], [110] или [110] (чаще [310] и [310]). В биотитах из гнейсов мамской серии Северо-Байкальского нагорья наблюдались двойники скольжения по [110] и [310], которые ранее в биотитах других регионов считали результатом деформационной трансляции [42].

Известны срастания биотита с кварцем, мусковитом, хлоритом, амфиболами и другими минералами. Встречаются закономерные срастания с мусковитом (по плоскостям спайности с взаимно перпендикулярными плоскостями оптических осей) [40, 43]; с альбитом — (001) биотита || (010) альбита [44]; с жедритом — (001) биотита || (100) жедрита [45]; с апатитом — (001) биотита || (1010) апатита [46]; с полевым шпатом и корундом [47]; с рутилом — (001) [010] биотита || (100) [001] рутила или (001) [100] биотита || (100) [001] рутила — с образованием сагенитовой решетки [39, 48]. Содержит также включения радиоактивных фаз [49] и газовой-жидкие [50, 51].

Включения других минералов иногда приурочены к дислокационным нарушениям в биотите, близким по направлениям к фигурам удара и возникающим при естественной деформации пород. Например, в раннепротерозойских метаморфических породах восточной части Аньхоя (Китай) включения Fe-Ti-окислов, титанита, эпидота наблюдались в подобного рода дислокациях в плоскости (001) параллельно (010) и (110) [52]. Включения самого биотита отмечались в алмазах [53] и в анандите [54].

**Физ. св. и физ.-хим. константы.** Сп. весьма совершенная по (001); отдельность по (010) и (111), менее ясная по (112), (111), (114). Плоскости отдельности хорошо проявляются на фигурах удара. Плоскости скольжения (205) и (135) возникают при давлении под углом около 66°, плоскости (104) — при давлении под углом 55° к (001), возможна плоскость скольжения (104). Плоскости скольжения создают псевдокристаллы с треугольным сечением, которые особенно типичны для «аномита» (Дана, 1892). Фигуры травления обычно имеют гексагональную форму. Установлено [55], что форма фигур, образующихся при травлении плавиковой кислотой, зависит от состава биотита: у маложелезистых л

разностей — вытянутые сферические треугольники и неправильные шестиугольники, у высокожелезистых — правильные шестиугольники, что связано с влиянием атомов Fe и Mg в октаэдрических позициях на угол дитригонального разворота  $\text{SiO}_4$ -тетраэдров [56], у Li-биотитов — вытянутые треугольники [55]. О фигурах травления см. также [57—60]. Тв. 2,5—3, зависит от железистости и содержания марганца и титана [61, 62]. Микротвердость 47—61 кгс/мм<sup>2</sup> [63]. Уд. в. 2,7—3,3.

Значения удельного веса биотитов метаморфических пород колеблются от 2,760 до 3,340 и слабо коррелируются с составом, возможно, лишь с содержанием  $\text{Fe}^{2+}$  [64]. Для биотитов из пород Украинского кристаллического щита удельный вес находится в пределах 2,68—3,33 (наиболее часто 3,0—3,2) при сложной зависимости от содержания железа и отсутствии зависимости от количества конституционной воды [61].

Ранее изменение удельного веса от содержания FeO отмечалось Островским и Петровым [65].

Усредненные значения упругих констант [66—68] ( $10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>): модуль Юнга  $E=6,96$ , модуль сдвига  $G=2,74$ , модуль объемного сжатия  $K=5,04$ ; скорости упругих волн (км/с):  $v_p=5,13$ ,  $v_s=2,98$ . Модули упругости  $c_{ik}$  ( $10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>) и постоянные гибкости  $s_{ik}$  ( $10^{-13}$  см<sup>2</sup>/дин) [69]:

$ik$	11	33	44	66	12	13
$c_{ik}$	18,6	5,40	0,58	7,68	3,24	1,16
$s_{ik}$	5,60	18,95	172,41	13,02	-0,91	-1,01

На примере биотита из сёвитов Украинского щита выяснено, что при ударном давлении 18—70 ГПа в нем появляются трещиноватость, полосы смятия и картина сложного оптического погасания [70]. По [71], при ударе 35 ГПа и выше в течение микросекунд происходит локальное плавление биотита и при этом импактное стекло лишается калия и воды. Деформационные структуры, образующиеся при ударном давлении, параллельны (010) и (110) [72]. При повышенных температурах ( $>500^\circ$ ) на плоскостях скола (001) в области удара выявляются характерные одиночные дислокации («звезды») и полосы скольжения. Это явление используется для оценки степени метаморфизма, вторичного прогрева и других процессов, затрагивающих вмещающие породы [73].

Дислокационные структуры в Ti-содержащем системе формируются при распаде твердого раствора и кристаллизации рутила. При этом наблюдается явление природного декорирования дефектов слюды газowymi включениями или коллоидными частицами рутила. Распад твердого раствора связан с возникновением напряжений при неоднородном прогреве, например в зонах закалки ксенолитов [74] или при естественных деформациях в метаморфических породах [52].

Цв. от буровато-зеленого до черного в кристаллах и толстых пластинках; в тонких пластинках — зеленый, красный, бурый, желтовато-бурый, редко белый; зависит главным образом от соотношения  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  и содержания титана [75, 76].

В оптическом спектре поглощения биотита выделяются следующие полосы: 26 200, 24 500, 22 500, 18 700, 18 200, 17 900, 14 000, 11 100, 9300 см<sup>-1</sup> [77]. Интерпретация оптических спектров биотита целесообразна в совокупности с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии, позволяющих уточнить распределение и количественное соотношение ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ . По [78], интенсивность полосы  $\sim 11\,000$  см<sup>-1</sup> находится в прямой зависимости от содержания FeO, а интенсивность полосы  $\sim 14\,000$  см<sup>-1</sup> прямо пропорциональна  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  и отвечает переносу заряда между ионами  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ ; интенсивность полос в области 25 000 см<sup>-1</sup> обязана переносу заряда  $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$  и прямо пропорциональна содержанию FeO.

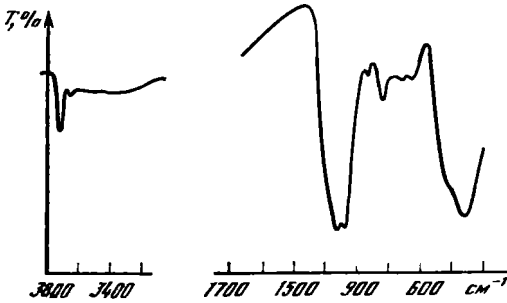
По [39], спектр оптического поглощения зеленого биотита из лампрофировой дайки Приазовья (УССР) характеризуется коротковолновым поглощением в области 25 000 см<sup>-1</sup> и широкими интенсивными полосами в области 11 000 и 14 000 см<sup>-1</sup>. Дихроизм этих полос обуславливает отчетливый плеохроизм образца: темно-зеленый при  $E \perp c$  и светло-желтый при  $E \parallel c$ . Эти полосы отсутствуют в спектре красного биотита, обогащенного титаном (до 4%  $\text{TiO}_2$ ).

Предполагается, что основная часть титана в красном биотите находится в форме  $Ti^{4+}$ . Широкая полоса  $\sim 22\,000\text{ см}^{-1}$  при  $E \perp c$  в этом случае, возможно, связана с переносом заряда  $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$  или  $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$  или с так называемым Ti-эффектом — в результате переноса заряда  $O^{2-} \rightarrow Fe^{2+}$  при вхождении ионов  $Ti^{4+}$  в соседние полиэдры [78, 79].

Черта бесцветная. Бл. сильный, стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, иногда полуметаллический. Прозрачный до непрозрачного.

Диэлектрическая проницаемость по Бергеру [80] — 10,3; по Горбатову и др. [81] — 7,75—8,06; по Шуриге и др. [62] — 6,56—8,85. Относительная проводимость — 1,73. Удельное объемное сопротивление биотита из пегматитов Ильменских гор (Урал)  $1,6 \cdot 10^{12}$  Ом·см [82]. Электрические свойства биотита

зависят от железистости минерала и включений магнетита [83]. Нагрев до  $1000^\circ$  и медленное охлаждение в вакууме значительно улучшают электроизоляционные свойства биотита [84]. Пьезоэлектрический эффект не обнаружен [85]. Магнитная восприимчивость (в ед. СГС): по Бергеру [80], порядка  $(40\text{—}52) \cdot 10^{-6}$ ; по Кругляковой [86],  $(28\text{—}80) \cdot 10^{-6}$ ; по Ефимову и др. [87],  $(30,5\text{—}76,0) \cdot 10^{-6}$ ; для биотитов Криворожского бассейна (УССР) с общей железистостью 15,16 и 21,15% — соответственно  $36,122 \cdot 10^{-6}$



Фиг. 87. ИК-спектр биотита, Забайкалье (по Власовой и Доломановой)

и  $39,303 \cdot 10^{-6}$  [88]. Величина магнитной восприимчивости биотитов прямолинейно связана с суммарным содержанием железа и марганца, а также с соотношением  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  [87, 89, 90]. При нагревании магнитная восприимчивость биотита резко возрастает (от  $49,6$  до  $250 \cdot 10^{-6}$  при температуре от  $20$  до  $1000^\circ$ ) [91]. При  $\gamma$ -облучении с увеличением дозы облучения магнитная восприимчивость биотита несколько падает (от  $52,3$  до  $37,8 \cdot 10^{-6}$ ) [91].

По данным мёссбауэровской спектроскопии, обнаружена [92] ферромагнитная связь ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в парах  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$  и отсутствие в биотите магнитной анизотропии. Теплопроводность биотита  $5,6 \cdot 10^3$  кал/см·с·х град [93]. Не люминесцирует [94].

В ИК-спектре поглощения биотита (фиг. 87) присутствуют следующие полосы ( $см^{-1}$ ): 460, 610, 650, 710, 780, 1000, 3560, 3590, 3660, 3700 [95]. Интенсивная полоса поглощения при  $1000\text{ см}^{-1}$  и более слабая полоса в области  $455\text{—}450\text{ см}^{-1}$  соответствуют валентным и деформационным колебаниям Si—O в тетраэдрах. В отличие от флогопита в области  $1000\text{—}970\text{ см}^{-1}$  почти исчезает расщепление полос [96]. Наиболее информативна область валентных колебаний OH-групп. Положение полос в этой области в триоктаэдрических слюдах зависит от их железистости; группа полос в области  $3560\text{—}3590\text{ см}^{-1}$  характерна только для биотита (т. е. при железистости  $>30\%$ ), с чем связывают отсутствие непрерывности в ряду флогопит—биотит и упорядоченное вхождение Mg в транс-октаэдри [95].

Типичный мёссбауэровский спектр неизмененного биотита, как и для других железосодержащих силикатов, состоит из уширенного квадрупольного дублета от ионов  $Fe^{2+}$  и менее интенсивного широкого дублета от ионов  $Fe^{3+}$  в октаэдрическом слое [77, 97—100]. Дублет от  $Fe^{2+}$  расщепляется на два: внешний, соответствующий положению  $Fe^{2+}$  в цис-октаэдрах, и внутренний — в транс-октаэдрах. Дублет от  $Fe^{3+}$  обладает меньшим расщеплением. Ионы  $Fe^{3+}$  предпочтительно заселяют транс-позиции, но при процессах выветривания и окисления заполняют и цис-позиции [16, 17, 101—104].

По Гендлер и др. [105], в спектре ЯГР полностью окисленных биотитов (оксибиотитов) из пегматитов Украинского щита присутствует только дублет от  $Fe^{3+}$ .

К изменениям параметров мёссбауэровского спектра могут приводить



также такие дефекты структуры, как наличие вакансий, ионов  $F^-$  и др. [20, 101, 106].

Комплексное изучение биотитов методами ЯГР, ПМР, ЭПР, ИК- и оптической спектроскопии позволяет решать вопросы о распределении октаэдрических катионов, их упорядоченности, дефектности структуры, механизме дегидроксилизации и окисления [11, 12, 15—17, 20, 35, 77, 97—113], о влиянии радиоактивности [114], форме вхождения в структуру некоторых элементов-примесей, например Sn [115], и т. д.

Обменная емкость биотита близка к 8 мг-экв/100 г [116].

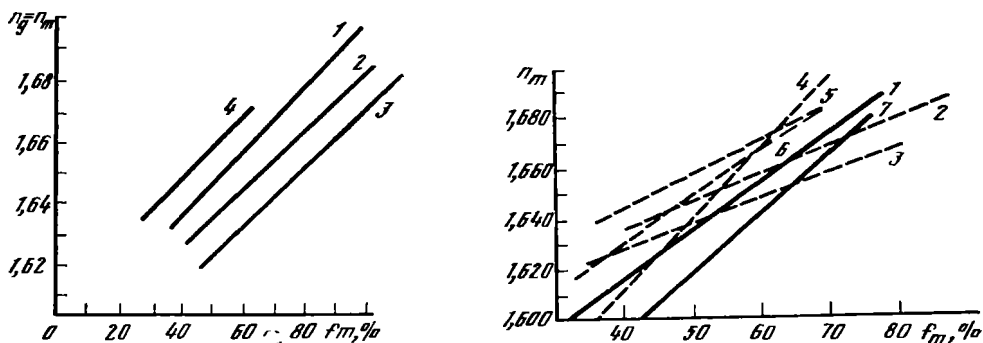
Экспериментально установлено [117], что при температуре  $25^\circ$  биотит адсорбирует  $H^+$  при солености морской воды ( $0,5 N NaCl$ ) он адсорбирует  $1 \cdot 10^{-5}$  моль  $H^+$ /г при  $pH = 7$  и  $2 \cdot 10^{-5}$  моль  $H^+$ /г при  $pH = 6$ . Эффективность сорбции урана на биотите низкая, но при повышении температуры до  $65^\circ$  она увеличивается [118]. О сорбции радия и рутения см. [119]. О реакциях обмена межслоевого калия с Na, Cs и аммонием см. [116, 120—123].

При растворении биотита в экстракторах в первую очередь выносятся элементы-примеси и обменные катионы, затем крупные катионы и кремнезем [124]. О растворимости биотита см. также [125, 126].

Флотируется анионными и катионными собирателями, во втором случае — в кислой среде с добавками сульфата аммония для депрессии сопутствующих силикатов; при отделении слюды от кварца, полевого шпата и каолинита применялся резинат натрия в разбавленной пульпе [80]. При флотации биотита использовались: из свинцово-цинковых руд — древесно-смоляное масло [127], из редкометальных руд — пирогалл [128] и катионный реагент АНП-14 [129]. Для флотирования фторсодержащих биотитов из молибденовых руд олеиновой кислотой и ее солями разработана методика спонтанного активирования поверхности спайности ионами кальция, вступающими в прочную связь с  $F^-$  биотита и облегчающими его отделение. Гидроксилбиотит флотируется в присутствии аполярных собирателей (используется участие водородных связей) [130]. Мономинаральные фракции биотита из горных пород получают методами магнитной сепарации, отдувки, ссыпания по наклонной шероховатой поверхности, электростатической сепарации [131]. О влиянии дробления на состав и свойства биотита см. [132, 133].

**Микр.** В шлифах в прох. свете прозрачный, коричневый, бурый, красно-бурый или зеленый разных оттенков. В разрезах со следами спайности сильно двупреломляет и плеохроирует; в разрезах без следов спайности окраска более густая, плеохроизм и двупреломление отсутствуют. Плеохроизм сильный: по  $Np$  — желтоватый, серо-желтый, светло-коричневый, буровато-зеленый, по  $Nm$  и  $Ng$  — темно-бурый, темно-зеленый, темно-красно-коричневый;  $Np \ll Nm \approx Ng$  или  $Np \ll Nm \leq Ng$ . Двусосный (—). Пл. опт. осей  $\parallel (010)$  («мероксен») — слюда 2-го рода, иногда  $\perp (010)$  («аномит») — слюда 1-го рода. Оптическая ориентировка (по Трёгеру, 1980):  $b = Nm$ ,  $cNp = 0-3^\circ$ ,  $aNg = 0-9^\circ$  (биотит 2-го рода);  $b = Ng$ ,  $cNp = 0-3^\circ$ ,  $aNm = 0-4^\circ$  (биотит 1-го рода). Удлинение (+). По Диру и др. (1966):  $n_g = n_m = 1,605-1,696$ ,  $n_p = 1,565-1,625$ ; по Лучицкому [134]:  $n_g - n_m = 1,574-1,638$ ,  $n_p = 1,541-1,579$ . Двупреломление высокое:  $n_g - n_p = 0,040-0,080$ .  $2V = 0-10^\circ$ , редко выше. Дисперсия слабая:  $r < v$  — у более железистых,  $r < v$  — у более магнезиальных. Наибольшее влияние на оптические свойства биотитов оказывает содержание железа, особенно  $Fe^{3+}$  (возрастают показатели преломления,  $2V$ , появляется обратная схема плеохроизма) [65, 135].

В 1950 г. В. С. Соболевым [136] была предложена диаграмма зависимости показателя преломления ( $n_g$ ) биотитов (из гранитов и пегматитов) от их железистости (фиг. 88). В последующие годы появилось большое число подобных диаграмм для биотитов из разного типа пород (фиг. 89) [137—148]. Однако на величину показателя преломления влияют и другие компоненты, присутствие которых в биотите определяется условиями формирования самих пород, их составом и минеральными парагенезисами. Поэтому не всегда по показателям преломления биотита можно судить о его железистости; взаимосвязь состава и оптических свойств минерала значительно сложнее.



Фиг. 88. Диаграмма зависимости показателя преломления ( $n_g$ ) биотитов от их общей железистости ( $f_m$ , %) (по Соболеву)

1 — из гранитов; 2 — из обычных пегматитов; 3 — из пегматитов, богатых фтором; 4 — из пород снеинтового комплекса (по Малаховой и Сазоновой)

Фиг. 89. Диаграмма зависимости показателя преломления ( $n_m$ ) биотитов от их общей железистости ( $f_m$ , %) для метаморфических пород (по Даминовой)

1 — из метаморфических пород (суммарная прямая); 2 — из гранитов и гнейсов; 3 — из роговиков; 4 — из кристаллических сланцев амфиболитовой фации; 5, 6 — из пород грауилитовой фации; 7 — из пород эпидот-амфиболитовой фации

Имеются данные, что с возрастанием на 1% содержания  $Fe_2O_3$   $n_g$  повышается на 0,0065 [61, 149]; увеличение на 1% FeO и MnO вызывает увеличение  $n_g$  на 0,0025 и 0,002 соответственно [150]; влияние  $TiO_2$  на показатели преломления обнаруживается при его содержании свыше 2% [61, 150, 151]. Величина  $n_g$  находится в обратной зависимости от содержания Li и F; по [152], 1%  $Li_2O$  вызывает уменьшение  $n_g$  биотитов на 0,03; близкие соотношения отмечались для фтора [61].

Величина угла оптических осей повышается с увеличением содержания  $Fe_2O_3$  [61, 65, 153]. Усенко и др. [61] установлена для биотитов метаморфических пород докембрия следующая зависимость:  $Fe_2O_3$  (вес. %) =  $0,464 \cdot 2V + 0,933$ . Возможны колебания  $2V$  в пределах одного образца с отклонением от среднеарифметического на 15—30%, что связывается с различной степенью окисления железа в разных зернах биотита. В шлифах в биотитах часто наблюдаются так называемые плеохроичные дворики — ореолы более темной, иногда зональной окраски вокруг включений таких минералов, как монацит, ортит, ксенотим, реже апатит, титанит. Эти ореолы отличаются более интенсивным плеохроизмом и более высоким двупреломлением и обусловлены процессом радиоактивного распада; размер их не превышает десятых долей миллиметра и зависит от размера включений, а также от проницаемости и времени экспозиции  $\alpha$ -лучей, возникающих при распаде присутствующего во включениях радиоактивного элемента.

Минимальные по размерам плеохроичные дворики известны от изотопов самария, большие по размерам (до 44,5 мкм) — тория С' [154]. Заваридный [155] отмечал в биотите из аплитовидного гранита Бердяшского плутона на Урале плеохроичные дворики размером до 50 мкм.

При длительном или интенсивном облучении (как природном, так и экспериментальном) происходит обесцвечивание плеохроичных двориков. По данным мессбауэровских и оптических спектров (на примере биотитов Мадагаскара), их обесцвечивание связано с диффузией радиационно возникших атомов водорода и восстановлением  $Fe^{3+}$  до  $Fe^{2+}$  [156]. Теоретически возможно соответствие между возрастом пород и интенсивностью окраски двориков, но на практике датирование биотита и метаморфизма вмещающих пород по плеохроичным дворикам затруднено из-за их неоднородности, вторичных изменений и пр. [154]. Более перспективно проводить датирование по трекам распада радиоактивных элементов, которые наблюдаются в пластинках биотита после специальной обработки (отжиг, травление) [57, 157].

В шлифах в биотите часто наблюдается концентрически-зональная окраска, отражающая колебания химического состава. Известна также секториальная зональность типа «песочных часов» [158]. Под электронным микроскопом в сочетании с микродифракционными и микрозондовыми определениями выявляются деформационные и дислокационные микроструктуры биотита (микроспайность, полосы скольжения, ошибки упаковки и др.) [159—164]. С помощью этих методов устанавливаются также последовательность процессов преобразования биотитов (см. Изм.) и особенности срастания биотита с другими минералами.

Выявлено, например [165], что биотит в пограничной зоне срастания его с мусковитом имеет по сравнению с ним несовершенную структуру — около 60% его тетраэдрических сеток прерывается, но октаэдрические слои и межслоевой калий соединены совершенным образом; в этой же зоне в биотите наблюдаются слои с хлоритоподобной структурой.

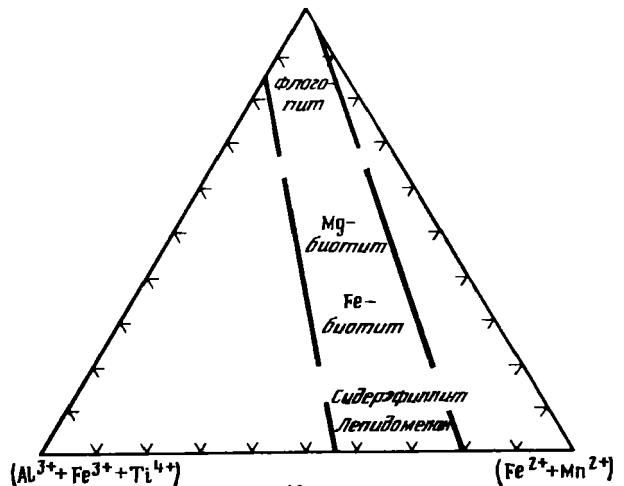
**Хим. Теор. состав:**  $K_2O$  — 10,14;  $MgO$  — 13,02;  $FeO$  — 23,23;  $Al_2O_3$  — 10,97;  $SiO_2$  — 38,76;  $H_2O$  — 3,88. Как второстепенные компоненты постоянно отмечаются  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$  и др.

Биотиты — наиболее сложные по составу триоктаэдрические слюды с широко проявленным изо- и гетеровалентным изоморфизмом. Первый в основном осуществляется замещением  $Mg$  на  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  и  $Al$  на  $Fe^{3+}$ ; гетеровалентный изоморфизм происходит по схеме  $(Mg, Fe)^{2+} + Si \rightarrow 2Al$ ;  $2(Fe, Mg)^{2+} \rightarrow Si$  (с перераспределением  $Al$  между тетраэдрическими и октаэдрическими позициями). Вхождение в октаэдрические позиции одно- и многовалентных катионов обеспечивается следующими замещениями [166]:  $3Mg \rightarrow 2Fe^{3+}$ ;  $2Mg \rightarrow Ti^{4+}$ ;  $Mg \rightarrow 2Li^+$ ; титан может входить в биотиты по схемам  $2Si + Mg \rightarrow 2Al + Ti^{4+}$ ;  $2Mg \rightarrow Ti^{4+}$ ;  $Mg + 2Al \rightarrow 2Ti^{4+}$ .

Рябчиковым и др. [167] для биотитов из щелочных ультрабазитовых комплексов предложены следующие схемы изоморфизма: 1 — в бедных  $Ti$  биотитах ( $<4-5\%$   $TiO_2$ ) из кимберлитов —  $[Al^{3+}, Cr^{3+}]^{VI} + [Al^{3+}]^{IV} + [Ti^{4+}]^{IV} + [вакансия]^{VI} \leftrightarrow [Si^{4+}]^{IV} + [3(Mg, Fe)]^{VI}$ ; 2 — в богатых  $Ti$  биотитах ( $>4-5\%$   $TiO_2$ ) из щелочных базальтоидов —  $[Ti^{4+}]^{VI} + [Fe^{2+}]^{VI} + [вакансия]^{VI} \leftrightarrow [3Mg]$ .

По Винчеллу (1953) и Фостер [168], биотит занимает промежуточное положение между конечными членами изоморфного ряда флогопит—сидерофиллит—аннит (фиг. 90). Возможны также изоморфные ряды с тетраферрибиотитом [106], циннвальдитом (Дир и др., 1966) и предположительно [169] (Дир и др., 1966) с мусковитом. Однако данные экспериментальных [168, 170] и природных [171] наблюдений, в частности распространение двуслюдяных парагенезисов, свидетельствуют об отсутствии непрерывной серии между ди- и триоктаэдрическими слюдами.

Тetraэдрические позиции в биотите обычно заняты тремя атомами  $Si$  и одним атомом  $Al$  (на половину элем. яч.), при дефиците этих элементов заполняются  $Fe^{3+}$  и  $Ti^{4+}$ . Дир и др. (1966) утверждали возможность существования вакансий в тетраэдрических позициях, что подтверждается данными Де Пьери [13] по биотитам из трахитов и риолитов Северной Италии, полученными при использовании диаграммы коэффициент распределения—ионный радиус элементов; показано, что не полностью заполненные  $Si$  и  $Al$  тетраэдрические позиции



Фиг. 90. Соотношение октаэдрических катионов в триоктаэдрических слюдах (по Фостер)

могут оставаться вакантными или заполняться группами  $[(OH)_4]^{4-}$  даже при наличии в минерале  $Fe^{3+}$  и  $Ti^{4+}$ .

В октаэдрических позициях главными катионами являются  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ . По Фостер [168], количество атомов  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  на форм. ед. колеблется в пределах 1,75—0,50 каждого, однако из-за постоянного присутствия других катионов ( $Fe^{3+}$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Mn$  и др.) значения их далеки от идеальных обратных соотношений. Следуя Фостер, биотит с  $Mg_{>1,25}$  на форм. ед. принято называть магнезиальным биотитом — *magnesium biotite*, а с  $Mg_{<1,00}$  — железистым биотитом — *ferrugous biotite*. В ряду флогопит—биотит—аннит изоморфизм  $Mg \rightarrow Fe^{2+}$  раньше считался непрерывным. Однако, как показала Фостер [168], между биотитом и флогопитом существует разрыв смесимости при 70—60%  $Mg$  в октаэдрах, что подтверждается и последующими работами [172, 173]. Разрыв смесимости между флогопитом и биотитом при 30% железистости выявляется и по изменению ИК-спектров [95]. По [8], отсутствие линейной зависимости мольного объема от содержания  $Fe^{2+}$  в природных биотитах также подтверждает то, что слюды этого ряда не образуют идеального твердого раствора.

В октаэдрических позиции биотита почти постоянно входит  $Fe^{3+}$ ; количество его редко превышает 0,35 на форм. ед. (обычно 0,25—0,23) как в магнезиальных, так и в железистых биотитах [168]. Богатые  $Fe^{3+}$  биотиты известны под названием лепидомелан — *lepidomelane* (Гаусман, 1840), синон. — феррбиотит — *ferribiotite* (Мейкснер, 1939). Относимые часто к лепидомеланам  $Fe$ -слюды при детальном изучении оказываются тетраферрислюдами с  $Fe^{3+}$  в тетраэдрической позиции. Оксидом биотитом — *oxybiotite* [174] названы разновидности, в которых железо находится в окисной форме и часть гидроксильных групп замещена кислородом. В октаэдры входит также  $Ti^{4+}$  [167, 175], хотя при дефиците  $Si$  и  $Al$  он может занимать и тетраэдрические позиции [176]. Содержание  $TiO_2$  в биотите обычно не превышает 1—2%. Биотиты с  $TiO_2 = 4,5\%$  называют титановым биотитом или титанбиотитом — *titanbiotite* (хим. анализы 10—14, 19). Высокотитанистый биотит с содержанием  $TiO_2 = 12,5\%$  — воданит — *wodanite* (Фреуденберг, 1919), названный по имени бога Водана, впервые найден в Катценбукеле, Оденвальд (ФРГ); синон. вотанит — *wotanite* (Куниц, 1936). Наиболее высокие содержания титана отмечались в биотите из нефелинитов о-ва Оаху (Гавайские острова) — 14,1%  $TiO_2$  [177], в оксидом биотите из базальтоидов Шаварын-Царама (МНР) — 12,49% [5, 178], в биотите из корундсодержащих гнейсов о-ва Кюсю (Япония) — 17%  $TiO_2$  [64].

Экспериментально установлено [179] увеличение содержания  $Ti$  в  $Mg$ - $Fe$ -слюдах с увеличением  $Fe$  и с возрастанием температуры кристаллизации, уменьшение — с увеличением давления. Эта зависимость от  $P$ — $T$  условий подтверждается исследованиями природных биотитов из анортозитов [180], кимберлитов и щелочных базальтов [167], базальтов [178], долеритов даек [181], гранитоидов [139], карбонатитов [182], щелочно-ультраосновных [39, 183] и метаморфических [139, 184—186] пород. Часто  $Ti$ -биотиты находятся совместно с титаномагнетитом. Например, в анортозитах Джугджурского массива (Хабаровский край, РСФСР) биотиты с содержанием  $TiO_2$  до 4—7% приурочены к разностям пород, обогащенным титаномагнетитом [180]. В других случаях породы обеднены  $Ti$ . Примером могут служить щелочные базальты Прибайкалья и Тариатской впадины Монголии [178, 187, 188], в которых содержание  $TiO_2$  не превышает 2,46%, а в биотитах оно достигает 12,49% (хим. анализ 14). В биотитах из метаморфических слюдистых сланцев Патомского нагорья (Северное Прибайкалье, Якутская АССР) количество  $Ti$  падает одновременно с увеличением содержания в породе ильменита [189]. Статистический анализ состава биотитов из метаморфических пород показал относительно слабую зависимость количества  $Ti$  в биотитах от состава вмещающих пород [139].

При повышенном содержании марганца биотит называется марганцевым биотитом (манганбиотит) — *manganbiotite* (Игельстрём, 1872).

В гидротермально-измененных породах массива Паранести (Северная Греция) биотит с 8,27% MnO образует оторочки вокруг чешуек первичного биотита, обладает аномальной окраской и обратной схемой плеохроизма [190].

**Хромовый биотит** (хромбиотит) — chrombiotite встречается крайне редко [191]. Хромовая магнезиальная слюда с 5,9% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отмечалась в Циллертале, Швейцария (Шафхеутл, 1843). В октаэдрические позиции входит также литий; границей между литиевым биотитом — lithium biotite и протолитионитом условно принято считать количество Li, отвечающее 0,5 атомов на форм. ед. (1—1,5% Li<sub>2</sub>O) [61, 168, 192].

В межслоевые позиции, кроме K, входят Na, Ca, Ba, Cs, Rb. Количество Na обычно отвечает 0,0—0,20 атомов на форм. ед. в биотитах магматических пород [139] и от 0,007—0,10 до 0,45 в биотитах метаморфических пород [64]. Биотит с 5% Na<sub>2</sub>O назван натробиотитом — natrobiotite (Штрунц, 1949).

Коренбаум [166] выделяет октанатриевые триоктаэдрические слюды, в которых Na может внедряться в октаэдрические позиции вместо лития (или наряду с ним), как это имеет место в некоторых Na-содержащих спидофиллитах

Содержание Ca колеблется в биотитах всех типов горных пород от 0,01 до 0,15 атомов на форм. ед. [64, 139]. Биотит с 14,3% CaO из туфов в окрестностях Неаполя (Италия) назван кальциобиотитом — calciobiotite [193]. Реже в биотитах отмечается Ba, хотя в отдельных случаях, главным образом из щелочных пород, наблюдаются аномально высокие содержания BaO. Биотит из Кайзерштуля (ФРГ), содержащий 7,3% BaO, — бариевый биотит — barium biotite (баробиотит — variobiotite), был установлен впервые Кюпом в 1887 г. Известен бариевый биотит из лейцитита Альбан Хиллс (Центральная Италия) с 7,32% BaO [194] и из нефелинитов о-ва Оаху (Гавайские острова) с 20,5% BaO [177].

Содержание Cs и Rb в биотитах обычно не превышает сотых долей процента; они отмечаются главным образом в биотитах из пегматитов и метасоматитов. В особых условиях, в экзоконтактных зонах редкометалльных пегматитов и в слюдитах зон трещинного метасоматоза, содержание Cs<sub>2</sub>O в биотитах достигает нескольких процентов. Биотит с 3,14% Cs<sub>2</sub>O из экзоконтактов сподуменовых пегматитов округа Кастор в Южной Дакоте (США) был назван цезиевым биотитом — coesium biotite (цезиобиотит — coesibiotite) [195]. Цезиевый биотит обнаружен в слюдитах Сибири (Cs<sub>2</sub>O ≥ 7%) [196, 197] и в микроклин-альбитовых пегматитах Европейской части СССР (Cs<sub>2</sub>O ≥ 2%) [198]. Содержание Rb в биотитах редко превышает 0,04—0,08%. В биотитах из коростенского гранитоидного комплекса содержится до 0,12% Rb [61]. Имеются данные о присутствии в межслоевых позициях структуры биотита небольшого количества аммония [199].

Содержание высокотемпературной воды в биотитах достигает 4—5%; в структуру она входит в виде гидроксильных групп. Частично гидроксильные группы замещаются F и меньше Cl. Количественные соотношения H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, F и Cl используются как индикаторы генезиса и рудоносности гранитоидов [200], а также для характеристики высокометаморфизованных пород [201]. При максимальном замещении гидроксильных групп фтором, как конечный член изоморфного ряда, может возникнуть фторбиотит — fluor-biotite или фтормероксен — fluor-мерохеп (известен пока только искусственный) [202]. Хлор в состав биотитов входит редко и обычно в количестве, не превышающем 0,1%. Наиболее высокое содержание хлора (до 1,96%) установлено [203] в биотите из пегматитов чарнокитовой толщи Кондапалли (шт. Андхра-Прадеш, Индия; хим. анализ 22). Известен биотит с 1,1% Cl из докембрийских сланцев округа Лемп (шт. Айдахо, США) [204].

Состав биотитов в магматических и метаморфических породах отражает особенности химизма этих пород и P—T условий их формирования. Биотит является индикатором условий кристаллизации пород и одним из главных типоморфных минералов, позволяющих расчленять на генетические типы комп-

лексы магматических пород и выделять фациальные типы метаморфических пород. Как в магматических [139, 166, 172], так и в метаморфических [61, 64] породах состав биотита определяется эволюцией физико-химических условий формирования породы в целом. Эта эволюция отражается на составе не только биотита, но и парагенетических ассоциаций.

Ноккольдсом [205] выявлены значительные колебания содержаний основных элементов в биотитах из магматических пород в зависимости от находящихся с ним минералов (мусковита, роговой обманки, оливина и др.).

В биотитах постоянно присутствуют, иногда в значительных количествах, различные элементы-примеси. Частично они связаны с мельчайшими включениями минералов этих элементов, но в большинстве случаев входят в структуру биотита. Работы по изучению состава и распределения элементов-примесей в биотитах весьма многочисленны. Большая их часть учтена в сводке Ляховича 1972 г. [206], дополненной новыми данными в 1987 г. [207].

Ляхович [207] приводит следующие средние содержания (по 22 570 частным определениям) редких и рудных элементов в биотитах из пород разного состава (г/т):

Элемент	Гранитоиды	Щелочные породы	Основные породы	Сланцы	Парагнейсы
Ni	27,0	209,0	296,4	249,0	279,5
Li	776,3	452,7	76,0	279,5	263,0
Cr	40,8	—	942,7	425,5	850,0
Sc	46,8	11,8	25,0	39,8	390,0
Cs	79,0	219,7	23,6	24,3	17,9
Co	34,5	13,8	55,3	94,2	88,9
Sn	42,6	46,6	—	13,6	—
V	135,4	—	320,0	437,5	878,2
F	8620,3	8929,3	—	4531,8	2503,5
Nb	164,3	375,3	99,3	52,3	88,6
Zn	378,2	470,2	168,4	62,9	—
Ta	17,0	22,7	7,3	5,5	4,1
Rb	906,2	1014,5	420,0	437,0	491,0
Au	0,02	—	0,0116	—	0,0086
Mo	4,2	5,4	3,2	—	—
W	5,0	2,1	0,8	—	—
U	8,3	10,0	6,8	—	—
Cu	43,0	3,0	49,0	42,2	26,7
Ag	0,1	—	0,06	—	0,12
Ba	1554,6	3419,6	1010,0	787,6	2343,0
B	30,6	14,9	—	—	—
Ga	39,5	338,1	60,2	18,7	20,2
Pb	38,1	69,8	26,9	150,0	—
Be	5,6	3,7	0,3	3,2	0,7
Zr	175,3	377,6	88,7	132,0	165,9
Sr	124,7	1042,1	106,7	—	—
Y	28,2	—	15,0	39,5	34,8

Показана [206, 207] зависимость содержания элементов-примесей в биотитах от условий формирования, состава и возраста пород, времени выделения, состава и количества в породе биотита, минеральных парагенезисов, геохимических особенностей отдельных регионов. Ниже приведены лишь некоторые данные по этим вопросам.

Биотиты из основных пород характеризуются самыми высокими концентрациями Cr, Ni, Cu; из щелочных пород — Cs, F, Nb, Ta, Ga и Sr; из кислых — Li, W, B, Be; из осадочно-метаморфических — Ba, Sc, V.

В гранитоидах Малого Кавказа, генетически связанных с основной магмой, повышено содержание (г/т): Cu — до 138,5, Co — до 120, Ni — до 100, Cr — до 67; понижено: Sn — до 18, Mo — до 1,4, F — до 2650 по сравнению с биотитом из коровых гранитоидов,

содержащих в среднем (г/т): Cu — 43, Co — 34,5, Ni — 27, Cr — 40,8, Sn — 42,6, Mo — 4,2, F — 8620,3 [207]

Состав элементов-примесей в биотите из гранитоидов разных районов отражает геохимическую специфику каждого из них.

В биотите из гранитов Тасмании среднее содержание Sc, по сводке Ляховича [207], составляет 52 г/т, в биотите гранитоидов каракульского комплекса Северного Памира оно колеблется от 15 до 86 г/т. Среднее содержание F в биотите сиалических гранитоидов составляет (г/т): Урала — 3400, Узбекистана — 5837, Приморья — 6870, а в биотите редкометалльных гранитов Монголии — 39 811.

Указываются также различия в составе элементов-примесей для биотитов из разновозрастных гранитоидов [207—209]. Например, биотиты из докембрийских гранитоидов отличаются от биотитов из фанерозойских гранитов большим содержанием Sc, Cr, Ni, Co, и меньшим — Li, Rb, F [207]; в биотите из докембрийских гранитов Украины с уменьшением возраста пород увеличивается концентрация Li и Rb; в биотите архейских гранитоидов среднее содержание Li и Rb составляет (г/т) 108,6 и 434,5, в биотите верхнепротерозойских гранитов — 701,0 и 703,7 соответственно [208].

В гранитоидах многофазных массивов наблюдалось [209] увеличение (от ранней фазы к поздним) количества в биотите Nb, Ta, Zr, Pb, Ga, Li, Rb, Cs, Be, F.

В биотитах из редкометалльных пегматитов содержание редких элементов значительно выше средних для биотитов гранитов, а из слюдоносных пегматитов — ниже; например, в биотитах мамских слюдоносных пегматитов содержание Li — 470, Rb — 700 и Cs — 59 г/т, т. е. в 1,5—2 раза ниже среднего для гранитов; в керамических пегматитах биотиты характеризуются небольшим количеством Sn, Nb, Ta, Li, Rb, но увеличенным F [207].

Среднее содержание некоторых редких и рудных элементов в биотите нефелиновых сиенитов (Li — 637,0, Rb — 561,0, Sn — 29,9 г/т) ниже, чем в биотитах из гранитоидов [207].

Биотиты из сиенитов щелочно-габброидной формации характеризуются меньшими концентрациями Be и Sn и большими Pb, Ni и Co по сравнению с биотитами из сиенитов щелочно-гранитоидной формации [210]; в первых (г/т): Be — 0,9, Sn — 12,9, Pb — 56,6, Ni — 16,5, Co — 25,7; во вторых — соответственно 2,9, 74,8, 48,0, 12,9, 7,8.

Содержание и набор элементов-примесей в биотите метаморфических пород определяются степенью метаморфизма, интенсивностью процессов перераспределения элементов и устойчивостью биотита к  $P$ — $T$  условиям.

Так, для биотита метаморфических и ультраметаморфических пород Балтийского щита установлено [211], что при возрастании степени метаморфизма в пределах гранат-гиперстеновой зоны среднее содержание в биотите следующих элементов-примесей увеличивается в 2—5 раз (г/т): Ba — от 450 до 2000, Cr — от 430 до 952, V — от 330 до 847; в то время как средние содержания Co (103—95), Ni (370—296), Y (38—46) и Ga (13—17) довольно постоянны. О распределении элементов-примесей в метаморфических породах докембрия на Украинском щите см. [61].

Существенным фактором накопления в биотите элементов-примесей является время выделения его в породах, особенно магматических. Позднему биотиту в дифференциатах магмы, обогащенных летучими компонентами, свойственно большее количество редких и рудных элементов, особенно Li, Rb, Cs, Sn, W [207, 212, 213].

Содержание элементов-примесей в биотите во многом определяется также минеральными парагенезисами; например, присутствие роговой обманки и мусковита, аккумулирующих многие элементы, снижает количество их в биотите.

В гранитоидах Южного Гиссара (ТаджССР) в биотите, находящимся в ассоциации с роговой обманкой, содержится 10—13 г/т Sc, а в биотите из гранитов без роговой обманки — 36—88 г/т [214]; в биотите из амфиболсодержащих гранитоидов магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана присутствуют (г/т): Zr — 100, Mo — 1, W — 2, а в биотите из существенно биотитовых гранитов: 400, 6,2, 8,2 соответственно [215].

По [216], содержание Nb и Ta в биотитах из амфибол-биотитовых гранитов в среднем 210 и 20 г/т, а в биотите из биотитовых гранитов — 476 и 97 г/т соответственно.

Содержание олова в биотитах гранитоидов Западного Узбекистана находится в обратной зависимости от количества титанита, являющегося там концентратом олова: при обилии титанита содержание Sn в биотите резко снижается (от 60 до 2—5 г/т) [217].

Вопрос о возможной связи концентрации редких и рудных элементов в биотите с рудоносностью гранитных интрузий неоднозначен. Имеются данные, что повышенные содержания в биотите таких элементов, как Ta и Nb [218, 219], Sn [220—222], Be [223, 224] и др., указывают на соответствующую рудоносность гранитоидов. С другой стороны, например, биотиты нерудоносных и рудоносных гранитов Забайкалья по содержанию Li, Rb, Cs, Be, Sn, W практически неразличимы [225]; известны случаи, когда биотиты нерудоносных гранитов содержат больше элементов-примесей, чем биотиты рудоносных гранитов [215, 226, 227].

## Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,17	0,32	0,29	0,17	0,44	0,04	0,37	0,33
K <sub>2</sub> O	8,45	9,10	6,88	8,80	6,60	8,26	8,90	6,98	7,38
Rb <sub>2</sub> O	—	0,04	—	—	0,60	—	—	—	—
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	—	4,27	—	—	—	—
MgO	13,07	12,56	12,26	9,50	8,97	8,12	6,20	5,34	2,70
CaO	0,42	0,07	2,08	—	0,80	0,82	0,69	1,48	1,64
MnO	0,20	0,37	0,27	0,44	0,25	—	0,24	0,88	0,24
FeO	13,91	15,75	13,76	14,77	15,13	20,91	15,26	20,61	32,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	15,50	13,33	18,00	16,85	22,25	21,51	15,26	14,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,32	2,42	6,00	6,61	3,71	3,42	5,61	8,89	0,31
SiO <sub>2</sub>	36,78	37,32	39,30	35,90	35,75	31,66	38,57	33,77	34,01
TiO <sub>2</sub>	2,80	3,14	2,40	3,10	2,28	1,44	1,80	4,32	2,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,50	3,02	3,28	2,50	3,39	—	1,26	2,06	3,99
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	—	—	0,36	0,10	1,68	0,50	—	0,50
F	—	0,15	—	—	1,52	0,50	—	—	0,16
Сумма	100,77	99,80 *	99,88	(100,27)	100,65 2*	99,50	100,68 3*	99,96	99,89
— O = F <sub>2</sub>		0,06			0,64	0,21			0,07
		99,74			100,01	99,29			99,82
f <sub>общ.</sub> , мол. %	44,52	44,46	46,71	52,40	53,60	62,37	64,76	75,04	87,06
Уд. в.	—	—	—	—	—	3,25	—	—	3,21
n <sub>г</sub>	—	—	—	—	1,644	1,615	—	—	1,672
(—) 2V	—	—	—	—	—	0°	—	—	Малый

\* В том числе BaO—0,19. \*\* В том числе SrO—0,06, Li<sub>2</sub>O—0,20. \*\*\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,10.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	2,74	2,83	2,94	2,75	2,76	2,61	2,94	2,70	2,75
Al <sup>IV</sup>	1,26	1,17	1,06	1,25	1,24	1,39	1,06	1,30	1,25
Al <sup>VI</sup>	0,13	0,12	0,12	0,37	0,29	0,77	0,87	0,14	0,13
Ti	0,16	0,18	0,13	0,18	0,13	0,09	0,10	0,26	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,30	0,14	0,34	0,38	0,22	0,21	0,32	0,53	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,87	1,00	0,86	0,94	0,78	1,44	0,97	1,38	2,17
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	—	0,02	0,06	0,02
Mg	1,45	1,42	1,37	1,08	1,03	1,00	0,71	0,64	0,33
Li	—	—	—	—	0,06	—	0,03	—	—
Ba	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,03	0,01	0,07	—	0,07	0,07	0,06	0,13	0,14
Na	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,07	0,01	0,06	0,05
K	0,80	0,88	0,66	0,86	0,65	0,87	0,87	0,71	0,76



Rb	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—
Cs	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—
OH	1,74	1,53	1,64	1,28	1,74	—	0,64	1,10	2,15
F	—	0,04	—	—	0,37	0,13	—	—	0,04
O	10,26	10,47	10,36	10,72	10,26	—	11,36	10,90	9,85

Из гранитондов и пегматитов: 1 — из биотитового гранита Степнинского массива (Урал), анал. Метнх [228]; 2 — из роговообманково-биотитовых тоналитов массива Адамелло (Северная Италия), анал. не указан [229]; 3 — из порфировидного кварцевого биотит-роговообманкового сениит-диорита Степнинского массива (Урал), анал. Метнх [228]; 4 — из биотитового гранодiorита массива Заэр (Марокко), анал. не указан (анализ выполнен атомно-абсорбционным методом), в оригинале сумма 100,67 [230]; 5 — цезневый биотит из микроклин-альбитовых пегматитов (СССР), анал. Сидоренко [231]; 6 — из мусковитового месторождения Калихаду, Келлор (Индия), анал. Табу (политип 1М,  $a_0=5,312$ ,  $b_0=9,225$ ,  $c_0=10,23$  Å,  $\beta=100^{\circ}01'$ ) [232]; 7 — из пегматитов Румынии, анал. не указан [233]; 8 — из докембрийских гранитов Печенской Арабской Республики, анал. не указан [234]; 9 — из гранита вблизи пегматитового тела, Вольшь (УССР), анал. Зинчук (политип 1М,  $a_0=5,43$ ,  $b_0=9,34$ ,  $c_0=10,21$  Å,  $\beta=99^{\circ}50'$ ) [235].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na <sub>2</sub> O	0,77	0,73	1,69	0,46	0,48	1,64	0,33	0,45	0,39
K <sub>2</sub> O	8,34	6,47	7,96	7,18	9,06	8,77	8,40	8,98	8,79
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0,57	0,05
MgO	15,44	14,50	13,80	12,46	12,07	9,37	9,11	8,30	6,75
CaO	1,26	1,46	0,83	0,12	0,83	0,47	0,56	0,48	0,75
MnO	0,11	Сл.	0,09	0,20	0,05	4,00	0,13	0,93	0,60
FeO	6,57	9,43	10,63	13,62	12,29	14,25	16,15	22,14	25,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,60	15,72	9,45	14,86	14,37	10,64	21,24	12,57	14,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,11	4,74	3,09	9,89	2,82	6,87	3,22	1,14	3,54
SiO <sub>2</sub>	36,65	35,14	38,69	29,58	35,48	39,29	34,93	37,82	34,42
TiO <sub>2</sub>	5,50	10,58	12,56	7,14	12,49	1,12	2,63	2,53	1,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,00	1,03	—	—	0,83	3,17	—	2,07	2,37
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,48	0,76	3,87	—	0,16	0,05	—	0,32
F	0,85	—	0,71	0,28	—	—	0,11	1,94	0,24
П. п.	—	—	—	—	—	—	3,22	—	—

Сумма	100,34	100,28	100,26	99,66	100,77	99,75	100,12	100,60*	99,52
— O = F <sub>2</sub>	0,36	—	0,30	0,12	—	—	0,04	0,81	0,10

	(99,98)	—	99,96	99,54	—	—	100,08	99,79	99,42
f <sub>общ.</sub> , мол. %	34,91	34,93	35,27	50,35	40,83	55,02	53,99	61,33	70,12

Уд. в.	—	—	—	—	—	—	3,08	3,12	—
n <sub>g</sub>	1,673	—	—	—	—	1,606 <sup>2*</sup>	1,672	1,643	1,646
(—) 2V, °	—	—	—	—	—	—	5	—	—

\* В том числе BaO—0,01, Cs<sub>2</sub>O—0,04, Li<sub>2</sub>O—0,63. \*\* n<sub>p</sub>=1,570.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si	2,75	2,66	2,95	2,88	2,72	3,05	2,63	2,97	2,80
Al <sup>IV</sup>	1,25	1,34	1,05	1,12	1,28	0,95	1,37	1,03	1,20
Al <sup>VI</sup>	1,20	0,06	0,85	1,23	0,02	0,02	0,51	0,13	0,17
Ti	0,31	0,60	0,72	0,41	0,72	0,07	0,15	0,15	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,51	0,27	0,18	0,57	0,16	0,40	0,18	0,07	0,22
Fe <sup>2+</sup>	0,41	0,60	0,68	0,88	0,79	0,93	1,02	1,45	1,70
Mn <sup>2+</sup>	0,01	—	0,01	0,01	Сл.	0,26	0,01	0,06	0,04
Mg	1,73	1,63	1,57	1,43	1,38	1,09	1,02	0,97	0,82
Li	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—
Ca	0,10	0,12	0,07	0,01	0,07	0,04	0,05	0,04	0,07
Na	0,11	0,11	0,25	0,07	0,07	0,25	0,05	0,07	0,06
K	0,80	0,62	0,77	0,70	0,89	0,87	0,81	0,90	0,91
Rb	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—
OH	1,00	0,52	0,39	1,99	0,42	1,64	1,62	1,08	1,28
F	0,20	—	0,17	0,07	—	—	0,26	0,48	0,06
O	11,00	11,48	11,61	10,01	11,58	10,36	10,38	10,92	10,72

Из других магматических пород: 10 — из центральной части андезито-дацитового лавового потока, Зангезурский хребет, АрмССР, анал. Аксельрод ( $b_0=9,222, c_0=10,00 \text{ \AA}$ ) [236], в оригинале сумма 100,25; 11 — из вкрапленников ( $2 \times 3 \text{ см}$ ) в щелочных базальтах кайнозойского вулкана, Прибайкалье, анал. Ляхо и Гармашов [187]; 12 — воданит из слюдяных нефелиновых порфиров, Оденвальд (ФРГ), анал. не указан [168]; 13 — из апатит-титаномagnetитового прослоя в анортозитах Джугджурского хребта, Хабаровский край, анал. не указан [237]; 14 — из мегакристалла в базальте Шаварын-Царама (МНР), анал. не указан [178]; 15 — из контакта пегматита с амфиболитом, Изумрудные Копн (Урал), анал. Казакова [238]; 16 — из корундового слюдита, Западное Приазовье (УССР), анал. не указан [61]; 17 — из пегматит-фойяита Заангарского нефелин-сиенитового массива, Красноярский край (СССР), анал. Ломейко [239]; 18 — из ийолита массива Вырмес-Варака (Кольский полуостров), анал. Успенская [240].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,18	1,05	0,12	0,21	0,09	0,66	0,06	0,35
K <sub>2</sub> O	8,55	9,18	8,20	9,41	7,94	9,50	8,24	4,47	8,45
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	1,58	—
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	7,10	—
MgO	13,89	12,44	10,91	10,37	9,60	9,00	8,42	7,54	3,79
CaO	0,07	0,60	0,13	—	0,23	0,15	0,48	1,33	0,43
MnO	0,01	0,03	0,11	0,05	0,07	0,07	0,17	0,37	0,22
FeO	12,86	15,44	16,86	19,25	20,35	21,46	18,36	20,06	28,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,37	16,02	21,23	14,78	18,92	15,96	17,24	15,44	13,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	2,85	0,07	2,00	1,48	2,23	2,90	2,43	2,64
SiO <sub>2</sub>	37,40	35,64	35,53	35,29	35,56	35,05	36,86	34,69	35,14
TiO <sub>2</sub>	5,75	4,12	2,27	4,79	1,61	3,00	2,94	0,94	4,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,10	—	—	—	—	—	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,76	—	3,76	1,77	3,32	—	3,44	2,82	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,33	0,06	0,29	—	—	—	—
F	сл.	—	—	1,71	—	0,23	—	—	1,62
Cl	—	—	—	1,96	—	—	—	—	—
П. п.	—	3,50	—	—	—	3,45	—	—	1,83
Сумма	(100,28)	100,00	100,55	101,56	99,57	100,19	99,71	(99,49) *	100,43
— O = F <sub>2</sub>	—	—	—	1,55	—	0,10	—	—	0,68
				100,01		100,09			99,75
f <sub>общ.</sub> , мол. %	36,03	44,81	46,53	53,24	55,90	59,41	58,30	62,34	81,88
Уд. в.	—	—	—	3,14	—	—	—	3,16	3,34
n <sub>г</sub>	—	1,645	1,630	1,661	—	—	—	—	1,686
(—) 2V, °	—	—	—	7	—	—	—	—	—

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,66.

Пересчет анализов на 12(O, OH, F)

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Si	2,74	2,69	2,64	2,75	2,72	2,71	2,80	2,85	2,86
Al <sup>IV</sup>	1,26	1,31	1,36	1,25	1,28	1,29	1,20	1,15	1,14
Al <sup>VI</sup>	0,15	0,12	0,50	0,11	0,43	0,17	0,34	0,34	0,14
Ti	0,32	0,23	0,13	0,28	0,09	0,17	0,17	0,06	0,26
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,16	сл.	0,12	0,09	0,13	0,17	0,15	0,16
Fe <sup>2+</sup>	0,79	0,98	1,05	1,25	1,30	1,39	1,17	1,38	1,92
Mn <sup>2+</sup>	—	—	0,01	—	—	—	0,01	0,03	0,02
Mg	1,52	1,40	1,21	1,20	1,10	1,04	0,95	0,92	0,46
Li	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—
Ca	0,01	0,05	0,01	—	0,02	0,01	0,04	0,12	0,04
Na	0,06	0,03	0,15	0,02	0,03	0,01	0,10	0,01	0,06
K	0,80	0,88	0,78	0,93	0,78	0,94	0,80	0,47	0,88
Rb	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—
Cs	—	—	—	—	—	—	—	0,25	—
OH	1,84	1,76	1,86	0,92	1,70	1,78	1,74	1,54	0,99
Cl	—	—	—	0,26	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0,42	—	0,06	—	—	0,42
O	10,16	10,24	10,14	11,08	10,30	10,22	10,26	10,46	11,01

Из метаморфических пород: 19 — из кордиерит-биотит-гранатового гнейса, р. Учур, Алдан (СССР), анал. не указан [184], в оригинале сумма 100,31; 20 — из силлиманит-кордиерит-гранат-биотитового гнейса кольской серии, район оз. Репъявр (Кольский полуостров), анал. Ермолаева [241]; 21 — из кнанист-ставролит-гранат-слюдистого кристаллического сланца, центральная часть Корейского полуострова, анал. Харамура [242]; 22 — хлорбиотит из пегматита в чарнокитах Кондапалли (шт. Андхра-Прадеш, Индия), анал. не указан [203]; 23 — из гранат-слюдяного кристаллического сланца, Инвернесс (Шотландия), анал. не указан [243]; 24 — из гранат-биотитового гнейса чечелевской свиты Игулецкого подиятия (УССР), анал. Этингоф [61]; 25 — из биотитового гнейса кольской серии, севернее оз. Репъявр (Кольский полуостров), анал. Бугрова [241]; 26 — из измененного биотитового сланца (СССР), анал. Петерсон [197], в оригинале сумма 99,86; 27 — из чарнокита центрального района гор Земли Королевы Мод (Антарктида) анал. не указан [244].

Сводки химических анализов см. [38, 61, 64, 168, 192, 210, 227—229, 244—254 и др.].

**Диагн. исп.** П. п. тр. белеет, плавится с трудом (по тонким краям) в серое или черное стекло. HCl действует слабо; в конц.  $H_2SO_4$  разлагается с образованием скелета кремнезема. В закр. тр. выделяется небольшое количество воды.

**Повед. при нагр.** На кривых ДТА наблюдается эндотермический эффект между 1100 и 1200 [255]; по другим авторам, экзотермическая реакция начинается при 600 [256] или 650° [192]. Кроме того, иногда фиксируется очень слабый термический эффект около 360, связанный с вторичными процессами при измельчении [255]. Экзотермическая реакция при 550—900° отражает окисление  $Fe^{2+}$ , ее интенсивность зависит от его содержания; протекает одновременно с дегидроксидизацией [33, 34, 245, 257, 258]. Эндотермическая реакция при 1100—1200° соответствует распаду кристаллической структуры биотита и образованию сильно магнитной фазы — магнетитоферрита [255],  $\gamma-Fe_2O_3$  [10] или магнитной шпинели  $MgFe_{1,5}Al_{0,5}O_4$  [259]. О распаде биотита при высоких температурах и давлениях см. [260, 261].

При прокаливании биотита до 1000° происходит увеличение параметров элементарной ячейки, а при нагревании в высоком вакууме теряется упругость и прозрачность, при 1250° минерал становится хрупким и рассыпается в порошок [10]. При нагревании изменяется оптическая ориентировка [262]; нагревание биотита до 1000 вызывает увеличение угла оптических осей до 38,4° и  $n_g$  до 1,711 (при уменьшении почти в 2 раза содержания FeO) [263]. Подобные изменения Островский и Петров [65] объясняют окислением железа: они более интенсивны при нагревании в токе кислорода, в водороде восстанавливаются первоначальные свойства. Вспучиваемость биотита зависит от его гидратированности, в свежих биотитах она резко возрастает в интервале 600—700° [82].

**Наход.** Весьма распространенный породообразующий минерал магматических, метаморфических, метасоматических и осадочных горных пород. На биотит приходится до половины количества всех слюд. Его распространение (со сравнительным анализом свойств) освещается в ряде обзоров по отдельным районам Кольского полуострова и Северной Карелии [264], Украинского кристаллического щита [61], Приазовья [39], Криворожского бассейна [38], Вольны [265], Белоруссии [266], Горной Шории [247], Тувы [176], Дальнего Востока [166], Чукотки [267], Средней Азии [268], а также ряда зарубежных стран — Чехословакии [269], Болгарии [270], Румынии [233], Италии [271], Канады [245, 272], Австралии [273].

В магматических породах биотит в одних случаях является главным, а иногда и единственным темноцветным минералом, в других — второстепенным. Изучению биотитов магматических пород посвящена огромная литература, в том числе обзорные работы с приведением сводок химических анализов, например [61, 139, 274]. Проведено множество сопоставлений химического состава биотитов и материнских пород, включающих данную слюду, как для отдельных массивов, так и для крупных регионов в целях выяснения какой-либо определенной возрастной, фациальной или геохимической приуроченности. Обычно такие сопоставления дают довольно пеструю картину, где зачастую нет совпадения состава биотитов даже для близких пород. Тем не менее многочисленны попытки установить типоморфные особенности биотита — найти зако-

номерности в изменении его состава и других свойств в зависимости от условий образования.

Наиболее распространен и специфичен биотит гранитоидов. Общее число работ, посвященных его изучению, исчисляется многими сотнями. Достаточно указать, что в обзор составов биотитов магматических пород Ушакова [139] включила 3500 анализов биотитов; Усенко [61] приведено 250 анализов биотитов из гранитоидных пород Украинского щита. Известны сводки анализов биотитов из гранитоидов Воронежского кристаллического массива [275] и Кольского полуострова [274]. Крупная сводка по биотитам из разновозрастных гранитоидов Урала составлена Ферштатером [228]. Для древних гранитоидов Сибири наибольшее число анализов биотитов имеется для Мамского района и Витим-Киренского междуречья (Якутия) [276]. Детальные характеристики приводятся для биотитов из гранитоидов Алтая [277, 278], Забайкалья [247, 279, 280], Дальнего Востока [137, 281, 282], Сихоте-Алиня [283], Средней Азии [284—286].

Изучение [286] биотитов Раумидского гранитного массива на Памире, обнаженного на глубину более 1 км, показало, что биотиты из нижних частей разреза богаче титаном и магнием, чем из верхних, содержащих больше кремния и железа. Вартанова и Григорьева [287], изучив состав и политипичность биотитов 19 гранитных массивов Забайкалья, установили зависимость распространения политипных модификаций  $1M_d$ ,  $1M$  и  $2M_1$  от интенсивности постмагматической перекристаллизации биотита. Зависимости распространения различных политипов биотита от возраста интрузивов не выявлено [287, 288].

За рубежом детально исследовались биотиты из гранитоидов Чехословакии (Западные Карпаты, Малые Карпаты, Центральный Чешский массив) [289, 290], Югославии [291], Италии (массив Адамелло) [229]. Биотиты из собственно гранитов охарактеризованы из районов: в СССР — Восточного Забайкалья [37], Украинского щита [292]; за рубежом — северной части Финляндии [293], Северной Португалии [294], Японии [295], пустынь Египта [296]. Особый интерес представляют двуслюдяные граниты, совместное нахождение в которых биотита и мусковита свидетельствует об образовании их при сравнительно низких температурах в равновесных условиях [171, 247].

В гранитных пегматитах биотит обычно входит в состав аллитовых зон; нередко там встречаются так называемые саблевидные кристаллы биотита в виде узких лейст и лент длиной до 1 м и более [40]. В центре редкометальных пегматитовых жил, где развиты мусковит и литиевые слюды, биотит отсутствует; его нет также и в «замещающих комплексах»; однако среди перекристаллизованной породы встречаются реликты биотита, замещенного мусковитом. Взаимоотношения биотита и мусковита в пегматитах сложные и трактуются исследователями неоднозначно. Тем не менее биотит является наиболее ранним и высокотемпературным минералом пегматитов [297, 298]. В качестве поискового признака на редкометальные пегматиты может служить содержание редких элементов в биотитах экзоконтактных зон [226, 299—301]. С той или иной степенью детальности изучены биотиты из пегматитов: в СССР — Кольского полуострова [302], Карелии [303—305], Украины [306—308], Восточной Сибири [309—312]; за рубежом — Италии [313] и др.

Биотит в щелочных горных породах встречается реже, чем в гранитоидах, однако выделяются специфически биотитовые щелочные породы к которым в первую очередь следует отнести миаскиты, широко распространенные в Ильменских и Вишневых горах на Среднем Урале [314, 315]. Пластинки биотита в этих породах вытянуты параллельно контактам; общее его содержание 4—5% (местами до 35%) [314]. Биотит из безнефелиновых щелочных сиенитов детально исследован из пород Тагильского массива на Урале [316].

Биотит из щелочных пород отличается высоким содержанием  $Fe^{3+}$ , а также  $Mn$ ,  $K$  и  $Na$  [139], вплоть до практически безмагниевого состава (лепидомеланы). Такие богатые окисным железом биотиты распространены и изучены в нефелиновых сиенитах Кольского полуострова в Хибинском [183, 317, 318] и Ловозерском [319] массивах. Биотит из щелочного Заангарского (Татарского)

массива в Енисейском кряже (Восточная Сибирь), встречающийся в эндоконтактовых фойяитах и пегматит-фойяитах в количестве 2—5%, по составу является лепидомеланом, содержащим до 0,4% ZnO [239]. Богаты биотитом нефелиновые сиениты внешнего обрамления Сыннырского массива (к северу от оз. Байкал) псевдолейцитовых существенно калиевых щелочных пород [320, 321]. Специальное изучение слюд Алданских щелочных пород было проведено Кравченко [322].

Причиной появления богатых окисным железом лепидомелановых слюд надо считать бедность щелочных горных пород магнием, так, например, породы Хибинского массива содержат в среднем 0,70% MgO, массивные хибиниты — 0,59% MgO, фойяиты — 0,67% MgO [323].

За рубежом обогащенные железом и титаном биотиты известны из нефелиновых сиенитов Гренландии [324], Канады [325], нефелинитов о-ва Оаху (Гавайские острова, США) [177]. В карбонатитах биотит известен на Кольском полуострове [326], в Приазовье [246], а также в Канаде [245, 327]. В жильных лампрофировых породах, особенно в керсантитах, минеттитах и лампроитах, биотит является главным темноцветным минералом и составляет иногда до 60% породы, образуя мелкошуйчатую массу, резе отдельные фенокристаллы. Этот биотит богат кремнием и титаном, беден алюминием и окисным железом [328]. Детально охарактеризованы биотиты из лампрофиров Приазовья [329], Горного Алтая [330]; за рубежом — из лампрофиров ФРГ [331], Японии [332, 333] и Австралии [334], из комптонитов Гренландии [335].

В основных и ультраосновных горных породах биотит является второстепенным или аксессуарным минералом. Обычно он более магниезильный и более титанистый, чем в кислых породах. Присутствие его в некоторых глубинных ультраосновных породах имеет важное петрогенетическое значение, указывая на присутствие водородных соединений в магматических очагах верхней мантии Земли.

В габброидах биотит относительно редок, встречается в некоторых более кислых их разновидностях. Детально охарактеризован биотит из габброидов Карелии [264], Полярного Урала [336], Алтае-Саянской области [337], Восточного Саяна [338], Зайсанской складчатой области [339], а также из габброидов США [340, 341] и Японии [342, 343].

Детальное исследование биотитов из габброидов Алтае-Саянской области показало [337], что биотиты из сиенит-габбровых пород исключительно богаты титаном (содержат от 4,10 до 9,60% TiO<sub>2</sub>) и бедны магнием; в биотитах из габбро-диорит-монзонитов титана меньше (в среднем 5,1% TiO<sub>2</sub>), еще меньше титана в биотитах из габбро-норитов (в среднем 4,5% TiO<sub>2</sub>), хотя по сравнению с биотитами из гранитов это содержание очень высокое.

Изучен биотит из ультраосновных пород Алларечинского месторождения на Кольском полуострове [344] и Воронежского кристаллического массива [345], габбро-пироксеновой формации Восточной Сибири [346], из пироксени-тов Таласского Алатау [347] и Новой Зеландии [348]. Особый интерес представляют биотиты, часто высокотитанистые, из включений ультраосновных пород в кимберлитах и щелочных базальтоидах. Охарактеризованы биотиты из кимберлитовых трубок Якутии в СССР [349], ЮАР [350], Арканзаса в США [351]. В кимберлитах ЮАР биотит отмечался в виде включений в алмазах [352]. В щелочных базальтоидах Байкало-Монгольской вулканической области биотит встречается в ксенолитах ультраосновных пород в виде оплавленных мегакристаллов вместе с мегакристаллами пиропса, моноклинного пироксена и санидина. Содержание TiO<sub>2</sub> в этих биотитах достигает 12,5%. Такие биотиты исследованы из базальтоидов Прибайкалья [187], Центральной Монголии (Шаварын-Царам) [167, 188].

Биотит, обычно с высоким содержанием титана (4—7% TiO<sub>2</sub>), встречается в анортозитах, в частности в анортозитах Алданского щита в Сибири [237], Джугджурского хребта на Дальнем Востоке [180, 237].

В эффузивных породах биотит менее распространен, чем в интрузивных, хотя и встречается во всех излившихся аналогах последних, наиболее часто —

в кислых и средних (липаритах, дацитах, андезитах, трахитах), реже в основных (базальтах). Обычно образует фенокристаллы, в той или иной степени резорбированные, окруженные оторочками из роговой обманки и часто окисленные («рубеллан»). В целом химический состав биотитов эффузивных пород близок к составу биотитов глубинных аналогов [139]. Различия заключаются в более высоком содержании  $Fe^{3+}$  (вплоть до образования тетраферрибиотитов), Ti и низким —  $H_2O$ . Хорошо изучены биотиты из липаритов Армении [353] и Камчатки [354], андезито-дацита Зангезурского хребта (АрмССР) [236], порфирита Зайсанской складчатой системы (КазССР) [355], трахитов и андезитов массива Адамелло (Италия) [229], щелочного трахита Южной Гренландии [356], лавовых и пемзовых потоков о-ва Папуа (Новая Гвинея) [357]. Вкрапленники биотита в ассоциации с амфиболом установлены [358] в щелочных базальтах вулканов Харчинский и Шивелуч (зона Центральной Камчатской депрессии) и некоторых разностях базальтов вулкана Алаид (западная зона Курильских островов).

В породах регионального метаморфизма биотит является одним из наиболее распространенных минералов. Развита в породах разного химического состава, образующихся в широком диапазоне физико-химических условий. Широко распространен в различных сланцах (биотитовых, биотит-хлоритовых, биотит-альбитовых, гранат-биотитовых и др.), в породах биотит-эпидот-роговообманкового состава и высокоглиноземистых (с силлиманитом, дистеном, ставролитом, кордиеритом), в роговиках по глинистым сланцам самых низких ступеней метаморфизма и в гнейсах высоких ступеней метаморфизма вплоть до гранулитовой фации. Особенно обилен в кристаллических сланцах биотит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, где слагает иногда до 50—80% всей породы (например, в биотит-гранатовых породах Патомского нагорья в Якутии [189]). Реже встречается в породах фации зеленых сланцев, образуясь там за счет мусковита исходных пелитовых пород [359].

В породах докембрия на п-ове Канин в связи с хорошо проявленной там последовательностью метаморфизма четко определяется начало появления биотита в породах наиболее низкой ступени метаморфизма — в кварц-эпидот-биотитовой субфации зеленых сланцев и наибольшее его развитие в наиболее высокотемпературной для этого района силлиманит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации [360].

Существует определенная зависимость химического состава биотитов от физико-химических условий формирования пород и степени метаморфизма. Большое влияние на состав биотитов имеет химизм вмещающих пород [361]. Для докембрийских метаморфических пород Украинского щита установлено (на основе 104 химических анализов) [61], что биотиты метаморфизованных пелитовых пород разной глиноземистости не отличаются по составу, но биотиты метасосновых и метапелитовых пород различаются по содержанию Ca, Mg,  $Fe^{2+}$  и  $Al^{VI}$ . Содержание Ti не зависит от состава вмещающих пород, оно повышается с глубиной метаморфизма. С понижением степени метаморфизма биотит обогащается Al в глиноземистых породах и обедняется Al в относительно бедных глиноземом породах, становясь устойчивее в ассоциациях со все более высоким отношением  $Fe : Mg$  [184]. Обобщение большого фактического материала по биотитам метаморфических пород (более 400 химических анализов), выполненное Закруткиным [186], приводит к выводу, что при повышении степени метаморфизма количество K, Mg, Ti и Si в биотитах повышается, а Na,  $Fe^{2+}$ ,  $Al^{VI}$  и  $Al^{IV}$  — понижается.

Отмечается зависимость состава биотита от сопутствующих минералов. Например, по данным Ушаковой [64], при нахождении с гранатом железистость биотита ниже, чем железистость породы, а с кордиеритом — выше. В древнейших иенгрских породах Алданского щита в биотит-гранатовых гнейсах с гиперстеном богатый титаном красно-коричневый биотит значительно менее железистый, чем коричнево-бурый из пород той же серии, но обогащенный сплессартином [185]. Сопоставление составов сосуществующих мусковита и биотита в метаморфических породах Центральных Альп показало [362], что отношение общего содержания алюминия ( $Al_{\text{мусковита}} / Al_{\text{биотита}}$ ) в этих

слюдах более или менее постоянно (в породах зеленокаменной фации метаморфизма — 1,61, амфиболитовой — 1,57), но соотношение  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  в мусковите и биотите из этих пород изменяется резко, составляя соответственно 14 и 3.

Основные сводки по биотитам из метаморфических пород см. в работах Ушаковой [64], Усенко [61], Римзайта [245, 363]. Биотиты из метаморфических пород Кольского полуострова и Карелии описаны Бельковым [364], Макаровой [365], Глаголевым, Боронихиным [366], Бондаренко и др. [241], Белолицким и др. [367], Сибири — Великославинским [368], Закруткиным [186]. Детально охарактеризованы биотиты из метаморфических пород амфиболитовой фации Криворожского бассейна [38], Приазовья [39], Украинских Карпат [306], Северного Тянь-Шаня (УзССР) [369], Енисейского края [370], Удокано-Становой зоны в Восточной Сибири [371] и др.

Особо выделяются биотиты железисто-кремнистых докембрийских формаций КМА (УССР), где они представлены в основном лепидомеланом [372, 373].

За рубежом биотиты изучены из метаморфических пород амфиболитовой фации ФРГ [249], Франции [374], Италии [375], Западной Гренландии [252], Швеции [376], Португалии [377], США (штаты Вермонт [378], Монтана [379], Миннесота [380]), Канады [245], Перу [381], Японии [382—384], о-ва Тайвань [385], Австралии [386, 387], Антарктиды [388] и др.

В породах гранулитовой фации метаморфизма биотит распространен в пределах  $P$ — $T$  условий, переходных от тех, которые определяют формирование гнейсов, к более глубинным и высокотемпературным, характерным для появления чарнокитов.

Биотитам из пород гранулитовой фации (в том числе пород, названных чарнокитами) свойствен парагенезис с гиперстеном, кварцем, ортоклазом; для этих биотитов отмечается высокое содержание титана ( $>5\%$ ) и  $Al$  [65, 184, 203], причем с падением температуры метаморфизма содержание  $Al$  падает [184]. Иногда в некоторых чарнокитах появляется вторичный биотит, замещающий гиперстен. В СССР изучен биотит из чарнокитов Кольско-Карельского региона [389, 390], Приднестровья [391] и других районов — в составе древних кристаллических щитов; за рубежом — из чарнокитов Швеции [392], Финляндии [393], Индии [203, 394—396] и Антарктиды [397].

В контактово-метаморфических породах биотит развивается в условиях высоких температур на контакте с интрузивными гранитоидами и входит в состав биотитовых роговиков в парагенезисе с кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, реже амфиболом и пироксеном.

Федоровой [398] для района Дербек-Нельгесинского междуречья в Якутии описано образование биотита в процессе контактового метаморфизма, наложенного на регионально метаморфизованные породы.

Биотит встречается довольно часто в метасоматических и гидротермально-измененных породах. Состав его отражает физико-химические условия обычно многоэтапных процессов формирования данных пород. Очень богаты слюдами «слюдитовые» оторочки, возникающие вокруг жил гранитоидов, нормальных или десилифицированных при внедрении их в ультрабазиты или богатые магнием осадки. Обычно здесь образуется флогопит, но в ряде случаев это и типичные биотитовые слюды. Например, в амфиболитах Изумрудных Копей Южного Урала биотит находится в непосредственном контакте с пегматитовой жиллой [238].

В метасоматических породах биотит приурочен к образованиям первых высокотемпературных этапов [399]. Известен из метасоматитов на контакте гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны (КазССР) [400], из высокотемпературных метасоматитов в ультраосновных породах Восточной Сибири [401], из лиственитов [402], апогранитных грейзенов [403, 404] и др.

Биотит в метасоматических и гидротермально-измененных породах, сопряженных с эндогенными рудными месторождениями, интересен как типоморфный минерал (по составу элементов-примесей) на редкометальное оруденение [405]. Изучен биотит из оловорудных и олово-вольфрамовых [406, 407], воль-

фрамовых [408], медно-молибденовых [247, 254, 409], полиметаллических [410, 411], железорудных [412—414], марганцеворудных месторождений [415]; из метасоматитов, сопровождающих хрусталеносные [416] и флюоритовые [417] жилы. Описан биотит из своеобразной породы — жирекенита, включающей молибденовое оруденение [418, 419].

В осадочных породах биотит входит в состав терригенного материала в виде отдельных чешуек и листочков, являясь первично-магматическим или метаморфическим. Биотит в осадочных породах частично гидратирован [245, 420]. Более интенсивное изменение (вермикулитизацию или гидратацию) биотит испытывает при современном перестроении. В аллювиальных песках часто наблюдаются золотисто-бурые чешуйки измененного биотита, называемого «кошачьим» или «мышинным» золотом.

Детально исследован биотит из осадочных пород карбона Львовско-Волынской впадины (Украина) [421], меловых отложений Армении [422], осадочных пород угленосных свит Вилюйской впадины (Якутия) [420], песчаников карбона ФРГ [423], нижнетретичных отложений в Калифорнии (США) [424], а также из глин, выполняющих трещины в кристаллических породах Норвегии [425]. Имеются сообщения об аутигенном происхождении биотита в глинистых сланцах Квебека в Канаде [426], в поверхностном слое некоторых гидротермально-измененных осадков дна Южной Котловины Тихого океана [427].

Единичные зерна биотита отмечались в реголите Луны [428, 429].

**Изм.** Изменение биотита и замещение его другими минералами (вплоть до образования полных псевдоморфоз) происходит как при эндогенных (гидротермальных) и метаморфических процессах, так и в поверхностных условиях. Некоторые продукты изменения биотита настолько специфичны, что им часто давали даже самостоятельные названия.

Под действием гидротермальных растворов и при процессах метаморфизма наблюдалось образование по биотиту хлорита, мусковита, иллита, каолинита, монтмориллонита. Биотит часто замещается кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, флюоритом с примесью эпидота, титанита, лейкоксена, рутила, окислов и гидроокислов железа и др.

По Шварцу [430], продукты замещения биотита делятся на новообразования, сохраняющие некоторые его элементы (биотит → хлорит) и возникающие при полном его распаде с привнесом новых элементов (биотит → кальцит).

Особенно характерен процесс хлоритизации биотита. Последовательность структурных и химических преобразований биотита при хлоритизации детально исследована с помощью высокоразрешающей и аналитической просвечивающей электронной микроскопии [282, 431, 432]. По картинам прямого изображения установлены два механизма замещения: 1) вращение бруситоподобных слоев по межслоевым плоскостям слюды; 2) замещение T—O—T слюдных слоев бруситоподобными.

При замещении биотита хлоритом происходит вынос калия (до 4%), что приводит к завышению данных по абсолютному возрасту вмещающих пород [433]. Титан, как правило, остается на месте в виде иголочек рутила, образующих сагенитовую решетку.

Наблюдалось стадийное изменение биотита: например, превращение биотита в хлорит через промежуточный продукт — корренсит [434], образование по биотиту (лепидомелану) железистого хлорита и далее — стильпномелана и селадонита [435].

При выветривании биотит, входящий в состав кислых пород, замещается непосредственно каолинитом, минуя стадии вермикулитизации или смешанослойных образований. Это подтверждено электронно-микроскопическими исследованиями, которые показали [436, 437], что биотит в процессе выветривания растворяется и на его поверхности эпитаكتически нарастает каолинит, а освобождающиеся титан и железо, содержащиеся в биотите, входят в состав новообразованных минералов (рутил, гидрогетит и др.).

При замещении биотита каолинитом выносятся также и элементы-примеси. Например, по Буркову и др. [438], содержание их в свежих и каолинитизиро-



ванных биотитах составляет соответственно (г т): Nb — 14—33; Ta — 20,4; Zr — 90 — не обн., Li — 436—100; Rb — 720—500; Cs — 78—50; Sc — 68—52.

При серпентинизации ультраосновных пород биотит замещается серпентином, часто с образованием своеобразных псевдоморфоз — сунгулита [439]. В корях выветривания основных и щелочных пород и при выветривании слюдяных сланцев биотит превращается в гидробиотит и вермикулит. С образованием гидробиотита и вермикулита идет процесс изменения биотита также в осадочных породах [420, 440, 441].

Конечными продуктами изменения биотита в почвах могут быть вермикулит, каолинит, смектит, хлорит—вермикулит и другие смешанослойные образования [442—444]. Значительную роль при изменении биотита в почвах играет органическое вещество [445]. Установлено, что в холодном гумидном климате Северной Карелии преобразование биотита в опал происходит с участием микроорганизмов [446]. Имеются исследования, показавшие, что при почвообразовании в биотите изменяется изотопный состав в сторону уменьшения содержания  $^{18}\text{O}$  [447].

Экспериментально это доказано опытами при окислении железа в биотите перекисью водорода (содержание  $\delta^{18}\text{O}$  уменьшалось соответственно с 12,0 до 7,7 и с 11,5 до 6,9‰) [448].

Биотит является индикатором состояния выветрелости облицовочных камней; например, в Ленинграде начальные стадии гидратации биотита гранито-гнейсов и гранитов рапакиви произошли в течение 170—230 лет [449].

Экспериментально моделировались процессы стадийных превращений биотита в условиях, приближенных к природному выветриванию [450—453], изучалось влияние выноса отдельных элементов на механизм изменения биотита [454—457], достигалось искусственное превращение биотита в слоистый  $14 \text{ \AA}$  силикат [458], хлорит [459], гидробиотит [460]. Экспериментально исследовалось влияние на разложение биотита органических кислот [445, 461] и биологической обработки [462].

**Искусств.** Впервые искусственный биотит (фтормероксен) был установлен в металлургических шлаках Митчерлихом в 1822—1823 г., вторично подобный факт был зафиксирован в 1892 г. Фохтом. Первый синтез биотита путем сплавления мергеля с солью был осуществлен Форхгаммером в 1854 г. Дельтер в 1890 г. получил фторбиотит, сплавляя амфибол со фторидами щелочей.

В условиях, близких к гидротермальным, получены фторбиотит [202] и гидроксилбиотит [463]. Биотиты с содержанием от 20 до 95% аннитовой молекулы были синтезированы Уонсом в 1963 г. [464] из смеси  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \times \times 6(\text{FeO} + \text{MgO})$  при температуре  $500^\circ$  и давлении 2070 бар в течение 48 ч и последующем отжиге при различных буферах (окислы железа, никеля и кварц + фаялит).

В опытах по моделированию процесса скарнообразования путем выдерживания смеси плагиоклаз + NaCl + KCl + AgCl<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>O в течение 48 ч при температуре  $630^\circ$  и давлении 400 атм были синтезированы [465] биотит и содалит с примесью граната, при этом биотит имел состав, отвечающий отношению аннит: сидерофиллит = 50 : 50 с  $n_g = 1,679$  и  $n_p = 1,621$ . Методом закалки продуктов распада биотита и лепидомелана при температурах 1300—1500 и 900—1450° соответственно и давлении 66 кбар получены новообразования этих слюд, отличающиеся от природных лишь худшей окристаллизованностью [466].

Проведены многочисленные экспериментальные исследования по изучению стабильности биотита, находящегося в разных парагенетических ассоциациях: биотит + санидин + магнетит + газ [467, 468]; биотит с плагиоклазом и кварцем [469], с гранатом [470], гранатом и кордиеритом [471], моноклинными пироксенами [472—474], амфиболами [475], сульфидами [476]. Теоретический анализ влияния температуры и давления на равновесие биотита с другими сосуществующими с ним минералами см. в работе [477]; приложение теоретических обоснований экспериментов к геологическим объектам — в работах [476—479]. Результаты экспериментальных исследований полей стабильности биотита легли в основу калибровки геотермометров: биотит-гранатового [471,

480—482], мусковит-биотитового [483], биотит-апатитового [484, 485], а также геобарометров [486, 487].

**Практ. знач.** Собственно биотит не имеет практического значения. Цезиевая разновидность биотита может представлять новое минеральное сырье на цезий [197, 488].

При разработке технологии процессов обогащения различных руд важно учитывать физические свойства биотита для своевременного его удаления. Оценка строительного и облицовочного материала, содержащего биотит, должна учитывать его способность довольно легко изменяться.

**Отл.** В прозрачных шлифах под микроскопом биотит отличается от хлорита высоким двупреломлением и отсутствием аномальной интерференционной окраски; от базальтической роговой обманки — положительным знаком удлинения, наличием только одной системы трещин спайности и углом оптических осей, близким к нулю; от турмалина — обратной схемой плеохроизма, положительным знаком удлинения, наличием спайности; от ортита — меньшими значениями показателей преломления, малым углом оптических осей; от стильпномелана — более совершенной спайностью по (001) и отсутствием второй несовершенной спайности по (010), пятнистостью при погасании и ярко-золотисто-желтым оттенком по  $N_p$ ; от мусковита и флогопита — более интенсивной окраской и большими значениями показателей преломления.

Межплоскостные расстояния железистого биотита 1М из Канады [489] \*

CgK $\alpha$ -излучение,  $D=114,6$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	100	10,02	005	25	} ш 2,002	136	} 15	1,472
020	} 30	4,58	204	} 15		205		
110			111		25	3,930	134	} 10
112	35	3,669	203	} 50	332	} 50	1,361	
022	35	3,399	135		} 2			063
003	80	3,334	204	} 10		207	} 25	} 1,328
112	35	3,142	006		} 60	136		
113	30	2,919	313	} 40		401	} 15	1,273
023	10	2,702	311		} 15	261		
131	} 60	2,626	243	} 15		008	} 15	1,253
200			004		15	152		
132	} 55	2,438	153	} 60	064	} 10	1,302	
201			242		} 40			331
140	} 5	2,305	060	} 15		403	} 5	1,260
221			206		} 15	135		
220	} 5ш	2,265	332	} 15		401	} 5	1,260
203			222		2	330		
132	} 30	2,175	061	} 15	008	} 15	1,253	
041			133		} 30			202

\*  $a_0=5,335$ ,  $b_0=9,239$ ,  $c_0=10,172$  Å,  $\beta=100,11^\circ$ .

Л и т е р а т у р а

1. Takeda H., Ross M. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11 12. P. 1030.
2. Дриц В. А., Тепикин В. Е., Петрунина А. А. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1967. Вып. С. 29; Дриц В. А., Тепикин В. Е., Александрова В. А. // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 111.
3. Bohlen S. R., Peacor D. R., Essene E. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 55.
4. Павлишин В. И. // Минерал. сб. Львов, 1966. № 20, вып. 1. С. 27.
5. Коваль П. В., Есвиц В., Сапожников А. Н. // ЦАН СССР. 1988. Т. 302, № 2. С. 430.
6. Григорьева Т. Н., Архипенко Д. К. // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1964. Сб. 4. С. 164.
7. Rutherford M. J. // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 1. P. 159.
8. Хильтова Е. Ю. // Зап. ВМО. 1986. Т. 115, вып. 5. С. 590.
9. Gottesmar B., Tischendorf G., Starke R. // Ztschr. geol. Wiss. 1981. Bd. 9, N. 4. S. 427.

10. Старик И. Е., Крбатов В. В., Литвина Л. А. // Зап. ВМО. 1959. Т. 88, вып. 6. С. 725.
11. Sanz J., Gonzales-Carreño, Gancedo R. // Phys. and Chem. Miner. 1983. Vol. 9, N 1. P. 14.
12. Abbott R. N. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 4. P. 659.
13. De Pieri R. // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 332. P. 985.
14. Evans S., Rajtery E. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 3. P. 209.
15. Калишченко А. М., Матяш И. В., Хомяк Т. П. // Геохимия. 1975. № 12. С. 1864.
16. Польшич Э. В., Матяш И. В. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1973. Вып. 7. С. 51.
17. Annersten H. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 1 2. P. 143.
18. Radukic G., Slička J., Marinkov L. // Глас. природ. музеј а српске земље. Сер. А. 1980. Кн. 35. С. 13.
19. Dyar M. D., Burns R. G. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 7 8. P. 955.
20. Mineeva R. M. // Phys. and Chem. Miner. 1978. Vol. 2, N 3. P. 267.
21. Ohta T., Takeda H., Takeuchi Y. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 3/4. P. 298.
22. Звягин Б. Б. // Кристаллография. 1961. Т. 6, вып. 5. С. 717.
23. Теликин В. Е. // Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наук. думка, 1964. С. 174.
24. Ross M., Takeda H., Wones D. R. // Science. 1966. Vol. 151, N 3707. P. 191.
25. Соболева С. В. // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 4. С. 26.
26. Боруцкий Б. Е., Соболева С. В., Голуванова Т. И. // ДАН СССР. 1987. Т. 294, № 6. С. 1442.
27. Базарова С. Б., Кашаев А. А., Коваль В. П. // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 134.
28. Heinrich E. W., Lewinson A. A., Levandowski D. W., Hewitt C. H. Univ. Mich. Eng. Res. Inst. Rep. Proj. 1953. N 978-M. 241 p.
29. Takeda H. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 5/6. P. 1042.
30. Baronnet A. // Acta crystallogr. A. 1975. Vol. 31, pt 3. P. 345.
31. Takeuchi Y. // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13. P. 1.
32. Forbes W. C. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 298. P. 712.
33. Farmer V. C., Russel J. D., McHardy W. J., Newman A. C. D., Ahlrichs J. L., Rimsaite J. Y. H. // Ibid. 1971. Vol. 38, N 294. P. 121.
34. Rimsaite J. Y. H. // Contrib. Mineral and Petrol. 1970. Vol. 25, N 3. P. 225.
35. Матяш И. В., Калишченко А. М., Литовченко А. С. и др. // Радноспектроскопия слюд и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 72.
36. Букин А. С., Дриц В. А. Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. Л.: Наука, 1983. 183 с.; Bookin A. S., Drits V. A. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 6. P. 415.
37. Коваль В. П., Базарова С. Б., Кашаев А. А. // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 914.
38. Лазаренко Е. К. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 332.
39. Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 331.
40. Родионов Г. Г., Якжин А. А. // Слюдистые пегматиты. М.: ВИМС, 1974. С. 121.
41. Sadanaga R., Takeuchi T. // Ztschr. Kristallogr. 1961. Bd. 116, N. 3/6. S. 406.
42. Borg J., Hardin J. // Trans. Amer. Geophys. Union. 1966. Vol. 47, N 1. P. 21.
43. Gresen R., Stensrud H. // Lithos. 1971. Vol. 4, N 1. P. 63.
44. Агафонова Т. И., Куковский Е. Г. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 99.
45. Яковлева А. К. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. Вып. 8. С. 103.
46. Панов Е. И. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1961. Вып. 45. С. 125.
47. Попова В. И. // Тр. Ин-та Коми фил. АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 67.
48. Vullée J. // Fortschr. Miner. 1952. Bd. 29/30, N. 2. S. 344.
49. Hussein H. A. M. // Sci. terre. Nancy, 1959/1960. Vol. 7, N 1/2. P. 74.
50. Зубков В. А., Брызгалова Г. С., Демин Ю. И., Дороговин Б. А. // ДАН СССР. 1972. Т. 207, № 6. С. 1427.
51. Hutchison W. W. // Canad. Miner. 1966. Vol. 8, pt 4. P. 437.
52. Shutong X. U., Shouyuan Ji. // Acta geol. sin. 1985. Vol. 59, N 4. P. 279.
53. Mitchell R., Giardini A. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 756.
54. Lovering J. E., Widdowson J. R. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 282. P. 873.
55. Берзина И. Г. // ДАН СССР. 1966. Т. 170, № 3. С. 681.
56. Medina J. A., Morante M., Leguey S., Tornero G. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 2. P. 263.
57. Saini H. S., Charma O. P., Nagpaul K. K. // Miner. J. Jap. 1982. Vol. 11, N 1. P. 21.
58. Комаров А. Н., Сковородкин Н. В. // ДАН СССР. 1968. Т. 181, № 3. С. 691.
59. Patel A. R., Ramanathan S. // Acta crystallogr. 1962. Vol. 15, pt 9. P. 860.
60. Morante M., Rodrigués J. // Bol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol. 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
61. Усенко И. С., Шербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 208 с.

62. Шурига Т. Н., Горбатов Г. А., Панова М. А. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 25. С. 222.
63. Лебедева С. И. // Микротвердость минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 110.
64. Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 346 с.
65. Островский И. А., Петров В. П. Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 36. 32 с.
66. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. // Упругие свойства порообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. С. 1.
67. Поваренных А. С., Швеиц И. Н. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1972. Вып. 6. С. 91.
68. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 10. С. 88.
69. Рыжова Т. В., Александров К. С., Беликов Б. П. // Зап. ВМО. 1969. Т. 98, вып. 1. С. 41.
70. Вальтер А. А. // Минерал. журн. 1986. Т. 8, № 5. С. 73.
71. Lambert P., Mackinnon I. D. R. // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N 310. P. 115; Proc. XIV Lunar and Planet. Sci. Conf. Houston (Tex.), 1983. Pt 2. P. 685.
72. Schneider H. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 321. P. 41.
73. Берзина И. Г., Столяров А. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 3. С. 99.
74. Еременко Г. К. // Минерал. сб. Львов, 1969. № 23, вып. 4. С. 428.
75. Грум-Гржимайло С. В., Аникина Л. И., Белова Е. Н., Толстихина К. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1955. № 9. С. 90.
76. Нагата У. // J. Geol. Soc. Jap. 1959. Vol. 65, N 760. P. 21.
77. Марфунин А. С., Минеева Р. М., Мкртчян А. Р., Нюссик Я. Н., Федоров В. Е. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 10. С. 86; Марфунин А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Г. Н., Нюссик Я. Н., Платонов А. Н. // Там же. 1971. № 7. С. 87.
78. Robbins D. W., Strens R. G. J. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 297. P. 551.
79. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 263 с.
80. Бергер Г. С. // Флотиримость минералов. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 206.
81. Горбатов Г. А., Подольский А. М., Шурига Е. Г. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 12. С. 43.
82. Лашев Е. К. // Слюда. М.: Промстройиздат, 1948. С. 161.
83. Crine J. P., Friedmann A., Wertheimer M. R., Yelon A. // Canad. J. Phys. 1977. Vol. 55, N 3. P. 270.
84. Гусейнов А. А. // Методические аспекты калий-аргоновой геохронометрии. Махачкала: Даг. фил. АН СССР, 1984. С. 124.
85. Микульская Е. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99
86. Крулякова Г. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 307.
87. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрус У. Ц. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 148.
88. Швеиц И. Н., Шапошников В. А. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 1. С. 54.
89. Голд М. И., Гришин А. С., Игнатьева Т. С. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1973. Вып. 17. С. 6.
90. Ballei O., Coey J. M. D. // Phys. and Chem. Miner. 1982. Vol. 8, N 5. P. 218.
91. Иваницкий В. П., Куделя В. К., Швеиц Д. И. // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 4. С. 84.
92. Townsend M. G., Longworth G. // Phys. and Chem. Miner. 1985. Vol. 12, N 3. P. 141.
93. Юрчак Р. П. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 7. С. 16.
94. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 3.
95. Власова Е. В., Доломанова Е. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 111.
96. Farmer V. C. // The layer silicates. Infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc. 1974. S. 331.
97. Бассет У. А. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 218.
98. Марфунин А. С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975. 327 с.
99. Полак Х., Де-Костер М., Ачелинкс С. // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 425.
100. Weaver C. E., Wampler J. M., Pecuil T. E. // Science. 1967. Vol. 156, N 3774. P. 504.
101. Goodman B. A. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 1-2. P. 169.
102. Annersten H. // Ibid. 1974. Vol. 59, N 1/2. P. 143; Fortschr. Miner. 1975. Spec. iss. to Vol. 52. S. 583.
103. Hogg C., Meads R. // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 289. P. 606; 1975. Vol. 40, N 309. P. 79.
104. Vancroft G. M., Brown J. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3/4. P. 265.
105. Гендлер Т. С., Дайняк Л. Г., Кузьмин Р. Н. // Геохимия. 1978. № 11. С. 1633.
106. Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 4. С. 411.
107. Bowen L. H., Weed S. B., Stevens J. G. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 72.
108. Мананов Р. А., Ситдииков Б. С. // Геохимия. 1974. № 9. С. 1415.
109. Amirkanov Kh. I., Anokhina L. K., Chalabov R. I., Gabitova R. U. // Conf. Applications Mössbauer Effect, India. 1981. P. 312.
110. Матяш И. В., Литовченко А. С., Калиниченко А. М., Иваницкий В. П. // Минерал. журн. 1979. Т. 1, № 1. С. 57.
111. Taylor G., Ruotsava A. P., Keeling R. O. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 5. P. 381.

112. Juo A. S. R., White J. L. // Science. 1965. Vol. 165, N 3895. P. 804.
113. Chandra U., Lokanathan S. // J. Phys. D.: Appl. Phys. 1982. Vol. 15, N 11. P. 2331.
114. Иваницкий В. П., Матяш И. В., Ракович Ф. И. // Геохимия. 1975. № 6. С. 850.
115. Барсуков В. Л., Дурасова Н. А., Малышева Т. В., Бобр-Сергеев А. А. // Там же. 1970. № 6. С. 758.
116. Чернобережский Ю. М., Алексеева Н. Г. // Коллоид. журн. 1966. Т. 28, № 4. С. 609.
117. Boles I. R., Johnson K. S. // Chem. Geol. 1984. Vol. 43, N 3/4. P. 303.
118. Ames L. L., McGarrath E., Walker B. A. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 5. P. 343.
119. Спицын В. И., Гринберг Л. Л. // Радиохимия. 1971. Т. 13, вып. 6. С. 797; Зверев Л. В. // Минерал. сырье. 1962. № 4. С. 134.
120. Рутковский В. М., Сенявин М. М. // Почвоведение. 1968. № 4. С. 84.
121. Dolcater D. L., Jackson M. L., Syers J. K. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 11/12. P. 1823.
122. Frysinger G. R. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 8. P. 116.
123. Scott A., Smith S. // Ibid. 1966. Vol. 14. P. 69.
124. Куркина Э. Б., Кадошников В. М., Островская А. Б., Куковский Е. Г. // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 6. С. 14.
125. Залманзон Э. С., Захарова И. В., Шелнова Е. С. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30, вып. 2. С. 101.
126. Митрофанов С. И. // Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 548.
127. Апримова Е. А. // Науч. сообщ., физ.-хим. методы обогащения и исслед. полез. ископаемых. 1965. № 29. С. 26.
128. Флотационные свойства минералов редких металлов/Под ред. И. Н. Плаксина. М.: Наука, 1965. С. 27.
129. Койбаш Б. В., Рукосуева А. В. // Цв. металлы. 1969. № 7. С. 18.
130. Кононов О. В., Дзагоева Е. А., Кошуг Д. Г. // Тез. докл. сессии ВМО. Л., 1983. С. 3.
131. Амшинский Н. Н., Татаринцев Е. Н. // Разведка и охрана недр. 1969. № 12. С. 38.
132. Гусев Г. М., Ковалева Л. Т., Жукова Е. Н. // Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения. Новосибирск: Наука, 1966. С. 60.
133. Mackenzie R. C., Milne A. A. // Clay Miner. Bull. 1953. Vol. 2, N 9. P. 57.
134. Луицкий В. И. // Петрография. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. Т. 1. С. 243.
135. Heinrich E. W. // Amer. J. Sci. 1946. Vol. 244, N 12. P. 836.
136. Соболев В. С. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1950. № 4. С. 3.
137. Стрижкова А. А., Левашев Г. Б. // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 109.
138. Даминова А. М. // Породообразующие минералы. М.: Высш. шк., 1974. С. 54.
139. Ушакова Е. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1980. Вып. 454. С. 3.
140. Ксваль П. В., Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Владыкин Н. В. // Породообразующие минералы: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 1978. М.: Наука, 1981. С. 139.
141. Горошников Б. И. // Минерал. сб. Львов, 1967. № 21, вып. 2. С. 160.
142. Бойко В. Л., Щербакоев И. Б. // Там же. С. 183.
143. Макагон Б. М., Шамакин Б. М. // Геохимия. 1964, № 4. С. 332.
144. Кориковский С. П. // ДАН СССР. 1965. Т. 160, № 1. С. 189.
145. Collins L. G., Nagner A. F. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 9/10. P. 1381.
146. Левашов Г. Б., Стрижкова А. А., Славкина С. П., Москаленко Ю. С. // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 2. С. 433.
147. Коваль П. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С. и др. // Геохимия. 1972. № 8. С. 957.
148. Малахова Л. В., Сазонова М. Д. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1965. Вып. 70. С. 11.
149. Кушев В. Г., Павлович В. И. // Минерал. сб. Львов, 1964. № 18, вып. 1. С. 49.
150. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949. 331 с.
151. Kunitz W. // Neues Jb. Mineral. Abt. A. V.-B. 1936. Bd. 70. S. 385.
152. Соболев В. С. // Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол. 1947. Т. 6. С. 21.
153. Kunitz W. // Ztschr. Kristallogr. 1929. Bd. 70, N. 5/6. S. 508.
154. Хоппе Г. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1962. № 16. С. 328.
155. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона. Л.; М.: ОНТИ, 1937. 406 с.
156. Seal M., Vance E. R., Demayo B. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 3/4. P. 358.
157. Saini H. S., Nagpaul K. K., Menta P. P., Gupta M. L. // Pure Appl. Geophys. 1974. Vol. 112. P. 140.
158. Kwak T. A. P. // Canad. Miner. 1981. Vol. 19, pt 4. P. 643.
159. Starkey J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 19, N 2. P. 133.
160. Etheridge M. A., Hobbs B. E., Paterson M. S. // Ibid. 1973. Vol. 38, N 1. P. 21.
161. Baronnet A., Olives J. // Tectonophysics. 1983. Vol. 91, N 3/4. P. 359.
162. Bell I. A., Wilson C. J. L. // Ibid. 1981. Vol. 78, N 3/4. P. 201.
163. Bell I. A., Wilson C. J. L. // Bull. miner. 1986. Vol. 109, N 1/2. P. 163.
164. Olives Banos J., Amouric M., De Fouquet C. Baronnet A. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 7/8. P. 754.
165. Iijima S., Zhu J. // Ibid. 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1195.

166. Коренбаум С. А. Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. 144 с.
167. Рябчиков И. Д., Коваленко В. И., Диков Ю. П., Владыкин Н. В. // Геохимия. 1981. № 6. С. 873.
168. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-B. P. 11.
169. Сердюченко Д. П. // Зап. ВМО. 1951. Т. 80, вып. 3. С. 175.
170. Webb W. M., Briggs L. I. // J. Geol. 1966. Vol. 74, N 5. pt 2. P. 716.
171. Коваль П. В., Юрченко С. А. // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 3. С. 675.
172. Соболев В. С., Ушакова Е. И. // Геология и геофизика. 1979. № 9. С. 13; ДАН СССР. 1979. Т. 246, № 5. С. 1210.
173. Дуденко Л. Н., Нагайцев Ю. В. // Геология и геофизика. 1980. № 1. С. 72.
174. Eugster H. P., Wones D. R. // J. Petrol. 1962. Vol. 3, N 1. P. 85.
175. Dahl O. // Lithos. 1969. Vol. 2, N 3. P. 311.
176. Коваленко В. И., Пополитов Э. И. // Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. С. 1.
177. Mansker W. L., Ewing R. C. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 156.
178. Филиппов Л. В., Липовский Ю. О., Капитонова Т. А. // Геохимия. 1976. № 4. С. 475.
179. Robert Y. L. // Chem. Geol. 1976. Vol. 17, N 3. P. 213.
180. Богатиков О. А. // Анортозиты. М.: Наука, 1979. С. 133.
181. Tiba T. // J. Jap.-Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1972. Vol. 67, N 11. P. 357.
182. Багдасаров Ю. А., Белых В. И., Скосырева М. В., Власова Е. В. // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 6. С. 1457.
183. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н. и др. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 102.
184. Маракушев А. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 7. С. 21.
185. Кицул В. И. // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 241.
186. Закруткин В. В. // Геология и геофизика. 1970. № 3. С. 64.
187. Киселев А. И., Головско Г. А., Медведев М. Е. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 46.
188. Кепежинкас В. В. // Тр. Сов.-монг. экспедиции. 1979. Вып. 25. С. 3.
189. Портнов А. М., Жаднова Т. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 124.
190. Sklavounos S., Kassoli-Fournaraki A., Michailidis K. // Геохимия, минералогия и петрология. С.: БАН, 1986. Т. 22. С. 48.
191. Tufar W. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 12, N. 2/3. S. 182.
192. Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. // Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 20.
193. Zambonini F. // Mem. Deser. carta geol. ital. 1919. Vol. 7, pt 2. P. 124.
194. Thompson R. N. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 60, N 1. P. 91.
195. Hess F. L., Faney J. J. // Amer. Miner. 1932. Vol. 17, N 5. P. 173.
196. Хвостова В. А., Полетаев И. Л., Липатов В. Н. Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов. М.: Наука, 1978. 155 с.
197. Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е. и др. // ДАН СССР. 1972. Т. 206, № 3. С. 698.
198. Молошаг В. П., Теремецкая А. Г. // Там же. 1978. Т. 221, № 1. С. 187.
99. Нонма Н., Iihara Y. // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45, N 6. P. 983; Iihara Y., Нонма Н. // Ibid. 1979. Vol. 43, N 4. P. 503.
200. Munoz J. L. // Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 469.
201. Blattner P. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1980. N. 6. S. 283.
202. Григорьев Д. П. // ДАН СССР. 1938. Т. 20, № 5. С. 391.
203. Leelanandam C. // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 7/8. P. 1353.
204. Lee D. E. // Ibid. 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 107.
205. Lockolds S. R. // Amer. J. Sci. 1947. Vol. 245, N 7. P. 401.
206. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
207. Ляхович В. В., Ляхович Т. Т. // Геохимия. 1987. № 3. С. 339.
208. Мицкевич Б. Ф. // Геол. журн. АН УССР. 1972. Т. 32. вып. 4. С. 70; Мицкевич Б. Ф., Беспально Н. А., Зяц А. П. и др. // Редкие щелочные металлы в породах Украины. Киев: Наук. думка, 1976. С. 141.
209. Баратов Р. Б., Мозгаревский В. В., Лутков В. С. и др. // Петрология и петрохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Душанбе: Донни, 1978. С. 372.
210. Конев А. А., Бекман И. К. // Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1974. С. 124.
211. Нагайцев Ю. В., Галибин В. А. // Геохимия. 1976. № 12. С. 1822.
212. Лебедева Л. И., Шаткова Л. И. // Там же. 1975. № 4. С. 576.
213. Александров И. В. // Там же. 1977. № 1. С. 3.
214. Мельниченко А. К., Мозгаревский В. В. // Там же. 1968. № 1. С. 111.
215. Урунбаев К. И. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан. 1978. 190 с.
216. Ларичева О. О., Александров И. В. // Геохимия. 1976. № 10. С. 1561.
217. Крылов Е. И. // Там же. 1973. № 8. С. 1145.

218. Залашкова Н. Е., Ситнин А. А. // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9, № 6. С. 52.
219. Ситнин А. А. // Геохимия. 1966. № 9. С. 1063.
220. Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. // Там же. 1968. № 6. С. 689.
221. Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Легайдо В. А. // Там же. 1966. № 2. С. 161.
222. Козлов В. Д., Свадковская Л. Н., Матвеева Л. Н. // Минералогические связи кислотомагматизма с рудной минерализацией. Л.: Наука, 1982. С. 73.
223. Некрасов И. Я. // Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. С. 26.
224. Заболотная Н. П. // Вольфрам-молибден-олово-берилловые месторождения и условия их образования. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 30.
225. Козлов В. Д., Свадковская Л. Н., Карпов И. К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 179 с.
226. Blaxland A. // Miner. deposita. 1971. Vol. 6, N 4. P. 313.
227. Kesler S., Issigonis M., Brownlow A., Damon P. // Econ. Geol. 1975. Vol. 70. N 3. P. 559.
228. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. // Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. С. 41, 74, 102; Ферштатер Г. Б. // Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ СССР. 1975. С. 68.
229. De Pieri P., Jobstraibizer P. G. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1983. Bd. 148, H. 1. S. 58.
230. Mahmood A. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 344. P. 365.
231. Зарицкий А. И., Кириллица С. И., Лабузный В. Ф. и др. // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 4. С. 83.
232. Vabu V. R. // Ind. Miner. 1969. Vol. 9, N 1/2. P. 41.
233. Pomarleanu V., Movileanu A. // Dari seama sedit. Inst. geol. si geofiz. Miner., petrol., geochim. 1977—1978 (1980). Vol. 65. P. 101.
234. Kabesh M. L., Aly M. M. // Chem. Erde. 1982. Bd. 41, N 4. S. 313.
235. Павлишин В. И., Тепикин В. Е. // Минерал. сб. Львов, 1964. № 18, вып. 3. С. 307.
236. Центер И. Я., Аксельрод Б. А., Годунова Л. А., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 1. С. 36.
237. Ленников А. М. // Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968. С. 67; Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. С. 11, 15, 22, 25, 30, 138.
238. Власов К. А., Кутукова Е. М. Изумрудные Копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 251 с.
239. Свешинова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П. // Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976. С. 1.
240. Козырева Л. В., Филатова Р. А. // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. С. 89.
241. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. // Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 1.
242. Miyashiro A. // J. Geol. Soc. Jap. 1962. Vol. 68, N 801. P. 351.
243. Lambert R. St. J. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1959. Vol. 63, pt 3. P. 553.
244. Равич М. Г., Соловьев Д. С. // Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод. Л.: Наука, 1966. С. 138.
245. Rimsaite J. // Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. Vol. 149, N 1. P. 375.
246. Кривдик С. Г., Глевасский Е. Б., Левина Р. Л. // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 2. С. 78.
247. Скуридин В. А., Никитина Е. И. // Геология и геофизика. 1964. № 6. С. 158; Скуридин В. А. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1984. Вып. 587. С. 53.
248. Макрыгина В. А., Петров Л. Л., Бехтерева Н. М. // Вопросы минералогии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1976. С. 20.
249. Troll G., Winter H. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1983. Bd. 146, H. 2. S. 117.
250. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. // Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. С. 349.
251. Химические анализы минералов Карелии/Сост. В. А. Ахвонен. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 80.
252. Dymek R. F. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 9/10. P. 880.
253. Bruijn H., Westhuizen W. A., van der Schoot A. E. // J. Trace and Microprobe Techn. 1982/1983. Vol. 1, N 4. P. 399.
254. Taylor R. P. // Trans. Inst. Mining Met. 1983. Vol. 92. P. 16.
255. Цветков А. И., Вальшихина Е. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 62.
256. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розникова Е. Л. // Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра. 1974. С. 69.
257. Rouxhet P., Gillard J. L., Fripiat J. J. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 297. P. 583.
258. Escoubes H., Murat M., Karchound M., Charbonnier M. // Bull. Soc. franç. ceram. 1973. N 100. P. 39.
259. Багин В. И., Гендлер Г. С., Дайняк Л. Г., Сухарто А. В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 9. С. 67.
260. Марков В. К., Петров В. П., Делицин И. С., Рябинин Ю. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 2. С. 41.
261. Kushiyo J., Siono Y., Akimoto S. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. Vol. 2, N 3. P. 197.

262. *Martin-Patino T.* // *Estud. geol.* 1964. Vol. 20, N 1/2. P. 79.
263. *Kozu S., Yoshiki B.* // *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 1929. Vol. 3, N 3. P. 177.
264. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М.* и др. // Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. С. 477.
265. *Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г.* // Минералогия и генезис камерных пегматитов Волины. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. С. 3.
266. *Махнач А. С., Булкин Ю. С.* // Материалы по геологии кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 7.
267. *Некрасов И. Я.* // Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. С. 1.
268. *Хамрабаев И. Х., Айзенштат В. И., Азиев П. Т.* и др. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 289.
269. *Bernard J. H., Dude A., Korecky L.* // *Mineralogie československa.* Pr. Academia, 1969. S. 32.
270. *Атанасов Г.* // Год. Софийск. ун-та. 1965/1966, (1967). Т. 60, кн. 1. С. 203.
271. *Crisci G. M., Leoni L., Moresi M.* // *Rend. Soc. miner. ital.* 1979. Vol. 35, fasc 1. P. 101.
272. *Trail R.* // *Canad. Geol. Surv.* 1970. Vol. 45/69. P. 83.
273. *Simpson E. S.* // *Minerals of Western Australia.* Perth: Wyatt. Gov. print. 1948. Vol. 1. P. 210.
274. *Батиева И. Д., Бельков И. В.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. Вып. 8. С. 5.
275. *Франко О. И., Дудочкина А. С.* // Тр. Воронеж. ун-та. 1970. Т. 70. С. 115.
276. *Шеремет Е. М., Гормашева Г. С.* // Геология и геофизика. 1972. № 9. С. 106.
277. *Дергачев В. Б., Мариич И. В.* // Химизм магматических формаций Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1984. С. 46.
278. *Халичев В. Л., Райская Г. Н., Гулецкая Э. С.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1985. Вып. 625. С. 106.
279. *Козлов В. Д., Свадковская Л. Н., Карпов И. К.,* // Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. С. 30, 57, 112, 146.
280. *Скуридин В. А., Сотников В. И.* // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 31.
281. *Никифорова И. К., Авдеева Л. А.* // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 170.
282. *Иванов В. С., Худоложкин В. О.* // Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 83.
283. *Стрижкова А. А.* // Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. С. 56.
284. *Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1957. Т. 21. С. 242.
285. *Нагетов Б. Ф., Изох Э. П.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 265. С. 1.
286. *Волков В. Н., Горбачева С. А.* // Геохимия. 1980. № 1. С. 147.
287. *Вартамова Н. С., Григорьева Т. Н.* // Полиморфизм биотитов из гранитоидов Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1970. С. 108.
288. *Ушакова Е. Н.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. Вып. 403. С. 310.
289. *Petrik I.* // *Geol. zb. geol. carpath.* 1982. Sv. 33, N 5. S. 631.
290. *Fejdi P., Fejdova V.* // *Ibid.* 1981. Sv. 32, N 3. S. 375.
291. *Radukic G., Kostic A., Kostic M.* // *Bull. Mus. histoire natur. Belgrade.* Ser. A. 1983. Sv. 38. S. 89.
292. *Агафонова Т. Н., Гринченко В. Ф.* // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29, вып. 40. С. 69.
293. *Piispanen R. A.* // *Chem. Erde.* 1983. Bd 42, N 4. S. 267.
294. *Neiva A.* // *Miner. Mag.* 1976. Vol. 40, N 313. P. 453.
295. *Танака Н.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 10. P. 373.
296. *Kabesh M. L., Rejaat A. M.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1972. Bd. 117, N. 1. S. 85.
297. *Сапожникова Л. Н.* // Поисковые критерии и разведка слюдоносных пегматитов. М.: ВИМС, 1979. С. 98.
298. *Белычкова Е. Д., Гурьева Э. Л., Игнатова М. Д., Петров В. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1958. Вып. 12. С. 3.
299. *Гордиенко В. В.* // Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М.: Недра, 1970. С. 149.
300. *Кузнецова Л. Г., Гаёбов М. П.* и др. // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1976. С. 104.
301. *Кузнецова Л. Г., Шмакин Б. М.* // Зап. ВМО. 1981. Т. 110, вып. 1. С. 5; *Кузнецова Л. Г., Загорский В. Е.* // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 1. С. 151.
302. *Гродницкий Л. Л.* // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, 1975. Вып. 24. С. 116
303. *Щипцов В. В.* / Там же. Вып. 27. С. 71.
304. *Гродницкий Л. Л., Полин А. К.* // Там же. Вып. 23. С. 76, 127, 141.
305. *Гордиенко В. В., Леонова В. А.* и др. // Слюдоносные пегматиты Северной Карелии. Л.: Недра, 1976. С. 184.
306. *Матковский О. И.* // Минерал. сб. Львов, 1973. № 27, вып. 1. С. 10.
307. *Литовченко Е. И.* // Гранитные пегматиты Западного Приазовья. Киев: Наук. думка, 1976. С. 45.



308. Граменицкий Е. Н. // ДАН СССР. 1984. Т. 279, № 1. С. 189.
309. Татаринев А. В., Новиков В. М., Мордвинова В. И. // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1976. С. 119.
310. Шмакин Б. М. // Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Ново-сибирск: Наука, 1976. С. 11.
311. Макрыгина В. А., Петров Б. В. // Геохимия. 1971. № 4. С. 415.
312. Сапожникова Л. Н. // Зап. ВМО. 1981. Т. 110, вып. 4. С. 453.
313. Bertouirino G., Caredda A. M. // Period. miner. 1982. Vol. 51, N 2. P. 161.
314. Левин В. Я. // Щелочная провинция Ильменских—Вишневых гор. М.: Наука, 1974. С. 116.
315. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. // Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. С. 224.
316. Малахова Л. В., Сазонова М. Д. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1965. Вып. 70. С. 11.
317. Шелановская О. Е., Козырева Л. В., Малашикина В. Т. // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитовосность. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 81.
318. Иванова Н. А., Козырева Л. В. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 28.
319. Семенов Е. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 116; Буссен И. В., Сахаров А. С. // Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. С. 1.
320. Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. // Петрология калиевых щелочных пород. Л.: Наука, 1971. С. 125.
321. Панина Л. И. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1972. Вып. 94. С. 1.
322. Кравченко С. М. // Геохимия, минералогия, петрография. С.: БАН, 1976. Кн. 5. С. 124.
323. Бородин Л. С. // Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. С. 375.
324. Powell M. // Lithos. 1978. Vol. 11, N 2. P. 99.
325. Mitchell R., Platt R. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 3. P. 255.
326. Булах А. Г. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1961. Вып. 45. С. 12.
327. Takamura H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 2. P. 61.
328. Velde D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 3. P. 216.
329. Ереинко Г. К. // Минерал. сб. Львов, 1969. № 23, вып. 4. С. 428.
330. Оболонская Р. М. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1971. Вып. 89. С. 37.
331. Frenzel G. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1971. Bd. 115, H. 2. S. 164.
332. Yagi K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 7. P. 213.
333. Ujiko O. // Ibid. 1979. Vol. 74, N 2. P. 57.
334. Jaques A. L., Perkin D. J. // BMR. J. Austral. Geol. and Geophys. 1984. Vol. 9, N 1. S. 33.
335. Карр Н. // Medd. Gronland. 1960. Vol. 153, N 2. P. 29.
336. Соболев С. Ф. // Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М.: Наука, 1965. С. 20.
337. Кривенко А. П., Богнибов В. И. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. Вып. 395. С. 133.
338. Романов И. А. // Вопросы минералогии, петрографии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР. 1974. С. 79.
339. Ермолов П. В., Изюх Э. П., Пономарева А. П., Тянь В. Д. // Габбро-гранитные серии Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 28, 35, 102.
340. Verma P. // Miner. Mag. 1979. Vol. 43, N 326. P. 201.
341. McSween H., Nystrom P. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 5/6. P. 531.
342. Aoki K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1963. Vol. 49, N 6. P. 235.
343. Tainosho Y., Nakajima W., Ikegaki K. // Ibid. 1977. Vol. 72, N 7. P. 263.
344. Макаров В. Н. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 10.
345. Чернышев Н. М., Дмитриенко Г. Г. // Породообразующие минералы никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. С. 173.
346. Глазунов О. М., Глазунова А. Д. // Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973. С. 21.
347. Абдрахманов К. А. // Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата: Наука, 1965. С. 31, 36.
348. Grapes R., Hashimoto S. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 68, N 1. P. 23.
349. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
350. Borley G. D., Suddaby P. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 309. P. 6.
351. Giardini A. A., Hurst V. J., Melton C. E., Stormer J. C. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 7/8. P. 783.
352. Mitchell R., Giardini A. // Ibid. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 756.
353. Карапетян С. Г. // Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. С. 120.
354. Вольнец О. Н., Долгова Т. В., Колосков А. В., Кутыев Ф. Ш. // Бюл. вулканол. станции Ин-та вулканол. ДВНЦ АН СССР. 1975. № 51. С. 77.

355. *Владимиров А. Г., Изох А. Э., Яковлева Н. А.* // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1236.
356. *Upton B. G. J., Macdonald R., Hill P. G. et al.* // *Miner. Mag.* 1976. Vol. 40, N 315 P. 737.
357. *Heming R.* // *Lithos.* 1979. Vol. 12, N 3. P. 173.
358. *Волынец О. Н., Пополитов Э. И.* // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 110.
359. *Дук Г. Г.* // Процессы глубинного петрогенезиса и минерации в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С. 134.
360. *Новицкий П. П.* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. № 6. С. 100.
361. *Guidotti C. V.* // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 13. P. 418.
362. *Wenk E.* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 26, N 1. P. 50.
363. *Rimsaite J.* // *Beitr. Miner. und Petrol.* 1964. Bd. 10, H. 2. S. 152.
364. *Бельков И. В.* // Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 108, 277.
365. *Макарова Э. И.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. Вып. 7. С. 173.
366. *Глаголев А. А., Боронихин В. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 25.
367. *Белолипецкий А. П., Болотов В. И., Ильин Ю. И.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 86.
368. *Великславинский Д. А.* // Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Пробл. 4. Геология докембрия: Докл. сов. геологов. Л.: Наука, 1968. С. 218.
369. *Покровский А. В., Карасева Т. А.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1975. Вып. 28. С. 190.
370. *Корнев Т. Я.* // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 5.
371. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и магматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. С. 162.
372. Железисто-кремнистые формации Украинского щита/Под ред. А. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1978. Т. 1. С. 141, 166.
373. *Коваленко Н. Г., Киктенко В. Ф., Голенчук В. Ф.* // Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск: Днепропетр. ун-т, 1973. Вып. 6. С. 64.
374. *Guillor P.-L.* // *Bull. Miner.* 1979. Vol. 102, N 1. P. 42.
375. *Atzori P., Lo Giudice A.* // *Boll. Acad. Gioenia sci. natur.* 1982. Vol. 15, N 320. P. 337.
376. *Arnbom J.=O., Troeng B.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1982. Bd. 145, H. 1. S. 34.
377. *Neiva A. M. R.* // *Mem. e not Univ. Coimbra.* 1981. N 91/92. P. 113.
378. *Thompson A.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1975. Vol. 53, N 2. P. 105.
379. *Nicot E.* // *Bull. Miner.* 1981. Vol. 104, N 5. P. 615.
380. *Labotka T. C.* // *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68, N 9/10. P. 900.
381. *Offler R., Aguirre L.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1984. Bd. 150, H. 3. S. 229.
382. *Tanaka K., Fukuda M.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1974. Vol. 69, N 9. P. 313.
383. *Katsukate T.* // *Ibid.* 1975. Vol. 70, N 6. P. 177.
384. *Ano A.* // *Ibid.* 1977. Vol. 72, N 12. P. 453.
385. *Ernst W. G.* // *Proc. Geol. Soc. China.* 1984. N 27. P. 25.
386. *Plimer J. R.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1977. Bd. 131, H. 2. S. 115.
387. *Stephanson N.* // *Lithos.* 1977. Vol. 10, N 1. P. 9.
388. *Лопатин Б. Г., Поляков М. М.* // Геология Земли Мери Берд и Берега Эйтса. М.: Наука, 1976. С. 20, 29, 117.
389. *Бондаренко Л. П.* // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1964. Вып. 19. С. 302.
390. *Вшиневская И. И., Ланчанская Л. Н.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 2. С. 47.
391. *Слензак О. И.* // Тр. ИГиН АН УССР. Петрография, минералогия, геохимия. 1960. Вып. 7. С. 50.
392. *Saxeta S. K., Hollander N. B.* // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1969. H. 2. S. 85.
393. *Parras K.* // *Bull. Comm. Geol. Fin.* 1958. N 181. P. 1.
394. *Howie R. A.* // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.* 1955. Vol. 62, N 3. P. 725.
395. *Bhattacharyya C.* // *Miner. Mag.* 1970. Vol. 37, N 290. P. 682.
396. *Murty M.* // *Ind Miner.* 1966. Vol. 7, N 1/2. P. 65.
397. *Равич М. Г., Соловьев Д. С.* // Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод. Л.: Наука, 1966. С. 138.
398. *Федорова С. С.* Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований. Якутск: СО АН СССР. 1985. С. 116.
399. *Гетманская Т. И., Добровольская Н. В., Купричнова И. И., Политов В. К.* // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 48.
400. *Зырянов В. Н.* Петрология метасоматически-измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969. С. 39.
401. *Колесник Ю. Н.* // Тр. ИГиН СО АН СССР. 1976. Вып. 261. С. 77, 174.
402. *Сазонов В. Н.* // Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 162.
403. *Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 97.
404. *Беус А. А., Северов Э. А., Ситин А. А., Субботин К. Д.* // Альбитизированные и грейзензированные граниты (апограниты). М.: ИМГРЭ. 1962. С. 90.

405. *Куприянова И. И., Звягин Б. Б., Жухлистов А. П., Гетманская Т. И.* // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 195.
406. *Доломанова Е. И., Власова Е. В., Панова М. А., Рудницкая Е. С., Сидоров С. В., Соболева С. В.* // Состав и структура минералов как показатель их генезиса. М.: Наука. 1978. С. 31.
407. *Iteokragia E. G.* // J. Afr. Earth Sci. 1984. Vol. 2, N 4. P. 327.
408. *Бороданов В. М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 7. С. 76.
409. *Рашикова Д.* // Геохимия, минералогия и петрология. С.: БАН. 1982. Кн. 16. С. 29.
410. *Пономарев В. Г., Пономарева Л. Г.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 305. С. 185.
411. *McLeod R. L., Stanton R. L.* // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 1. P. 1.
412. *Карпова О. В.* // Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 24.
413. *Lindh A.* Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 3. P. 219.
414. *Павлов Д. И., Тимофеева Р. Л.* // Геология руд. месторождений. 1962. № 3. С. 125.
415. *Ferrario A., Montrasio A.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 56, N. 2. S. 377.
416. *Вертушков Г. Н., Авдонин В. Н.* // Зап. ВМО. 1957. Т. 86, вып. 1. С. 65.
417. *Лоскутов А. В.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1962. Вып. 3. С. 168.
418. *Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитина Е. И., Проскуряков А. А.* // ДАН СССР. 1974. Т. 217, № 2. С. 443.
419. *Никитина Е. И., Скуридин В. А., Сотников В. И.* // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 305. С. 175.
420. *Коссовская А. Г., Дриц В. В., Александрова В. А.* // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 178.
421. *Вартанова Н. С.* // Вопросы минералогии осадочных пород. Львов: Кн. изд-во. 1954. Кн. 1. С. 154.
422. *Сатиан М. А.* // Изв. АН АрмССР. Сер. геол., геогр. 1958. Т. 11, № 6. С. 19.
423. *Helwig D.* // Chem. Erde. 1969. Bd. 28, N. 3/4. S. 294.
424. *Beveridge A. J.* // J. Sediment. Petrol. 1960. Vol. 30, N 4. P. 519.
425. *Egil S.* // Norsk. geol. tidsskr. 1964. Bd. 44, N 3. S. 404.
426. *Beall G. H.* // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 971.
427. *Горбунова З. Н.* // Океанология. 1974. Т. 14, вып. 1. С. 154.
428. *Фрондел Дж.* // Минералогия Луны. М.: Мир. 1978. С. 307.
429. *Виноградов А. П., Нефедов В. И., Урусов В. С., Жаворонков Н. М.* // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 4. С. 957.
430. *Schwartz G. M.* // Econ. Geol. 1958. Vol. 53, N 2. P. 164.
431. *Banos J. O., Amouric M., de Fouquet C., Baronnat A.* // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 7/8. P. 754.
432. *Veblen D. R., Ferry J. M.* // Ibid. N 11/12. P. 1160.
433. *Strutinski C., Paica M., Pop N.* // Ann. Inst. geol. si geofiz. 1984. Vol. 64. P. 133.
434. *Parneux J.-C., Beaufort D., Dudoignon P., Neunier A.* // Chem Geol. 1985. Vol. 51, N 1/2. P. 89.
435. *Janczek J.* // Arch. miner. 1983. Vol. 39, z. 1. S. 39.
436. *Чекин С. С., Самоткин Н. Д.* // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 44.
437. *Чекин С. С.* Кристаллогенез глинистых минералов. М.: Наука, 1984. 96 с.
438. *Бурков В. В., Подпорина Е. К., Ероцев-Шак В. А.* // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 2. С. 441.
439. *Петров В. П., Токмаков П. П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 59.
440. *Коссовская А. Г., Шумов В. Д.* // ДАН СССР. 1955. Т. 101, № 3. С. 541.
441. *Wilson M. J., Duthie D. M. L.* // Scot. J. Geol. 1981. Vol. 17, N 1. P. 65.
442. *Rimsaite J.* // Clays and Clay Miner. 1967. Vol. 15. P. 375.
443. *Walker G. F.* // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 208. P. 72.
444. *Лисица В. Д., Тихонов С. А.* // Почвоведение. 1969. № 11. С. 98.
445. *Гинзбург И. И., Беляцкий В. В., Матвеева Л. А., Нуржденовская Т. С., Рождественская З. С.* // Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968. С. 18, 66, 86.
446. *Парфенова Е. И.* // Зап. ВМО. 1956. Т. 85, вып. 4. С. 585.
447. *Clauer M., O'Neil J. R., Bonnot-Cortois C.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 10. P. 1755.
448. *Kotarneni S., Jackson M. L., Cole D. R.* // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 3. P. 214.
449. *Лудовкин В. Г.* // Минералогия и геохимия протерозойских образований Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1982. С. 105.
450. *Лукашев К. И., Добровольская И. А., Лукашев В. К. и др.* // ДАН БССР. 1976. Т. 20. № 5. С. 434.
451. *Муравьев В. П., Дриц В. А., Зарубицкая А. Н.* // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 6. С. 130.
452. *Varshad J.* // Amer. Miner. 1948. Vol. 33, N 11/12. P. 655.
453. *Vicente-Hernand Z. J., Vicente M. A., Robert M., Goodman B. A.* // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 267.

454. *Gilkes R.* // *Clays and Clay Miner.* 1973. Vol. 21, N 5. P. 303.
455. *Градусов Б. П., Зотов А. В., Русинов В. А.* // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № С. 703.
456. *Жовинский Э. Я., Карпенко А. А.* Геология и рудоносность юга Украины. Днепр-петровск: ДГУ, 1975. Вып. 7. С. 779.
457. *Матвеева Л. А., Соколова Е. И., Рожественская З. С.* // Экспериментальное изменение выноса Al в зоне гипергенеза. М.: Наука. 1975. С. 5.
458. *Nagasawa K., Broxon G., Newnan A. C.* // *Clays and Clay Miner.* 1974. Vol. 22, N P. 241.
459. *Schulien S.* // *Naturwissenschaften.* 1974. Bd. 61, H. 12. S. 681.
460. *Farmer V., Wilson M.* // *Nature.* 1971. Vol. 226, N 5248. P. 841.
461. *Соколова Е. И., Матвеева Л. А., Еришова А. И.* // Кора выветривания. М.: Наука. 1968. Вып. 10. С. 225, 234, 260.
462. *Boyle J. R., Voigt G. K., Sawhney B. L.* // *Science.* 1967. Vol. 155, N 3759. P. 193
463. *Michel-Levy A., Wyart J., Michel-Levy M.* // *C. r. Acad. sci.* 1947. Vol. 225, N P. 85.
464. *Уоне Д. Р.* // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-ностр. лит., 1963. С. 403.
465. *Калинин Д. В.* // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии Новосибирск: Наука, 1966. Т. 4. С. 55.
466. *Делицин И. С., Врублевская З. В., Марков В. К.* // Изв. АН СССР, Сер. ге. 1969. № 12. С. 119.
467. *Wones D.* // *Amer. Miner.* 1972. Vol. 57, N 1/2. P. 316.
468. *Уонс Д. Р., Югстер Х. П.* // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир. 1965. С. 208.
469. *Hochel G.* // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1976. H. 2. S. 79.
470. *Аранович Л. Я.* // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1984. Вып. 1 С. 121.
471. *Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К.* // Бюлетень гранат-корднеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. С.
472. *Соколов С. В.* // *Геохимия.* 1973. № 10. С. 1473.
473. *Gunter A.* // *Canad. Miner.* 1974. Vol. 12, pt 4. P. 258.
474. *Harris N.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1976. Vol. 55, N 1. P. 91.
475. *Brimhall G. H., Agree C., Stoffregen R.* // *Canad. Miner.* 1985. Vol. 23, N 3. P. 100.
476. *Tso J. L., Gilbert M. C., Craig J. R.* // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 304
477. *Перчук Л. Л.* // Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. С. 153
478. *Wones D. R., Eugster H. P.* // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 9. P. 1228.
479. *Muller R.* // *Ibid.* 1972. Vol. 57, N 1/2. P. 300.
480. *Перчук Л. Л., Аранович Л. Я.* // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 471.
481. *Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л.* // Там же. 1981. Т. 260, № 3. С. 731.
482. *Slovenec D.* // *Geol. vjesn. Zagreb.* 1982. Sv. 35. S. 133.
483. *Martin-Partino T., Arrese F., Rodriguez J.* // *Estud. geol.* 1964. Vol. 20, N 1 2. P. 83.
484. *Stormer J. C., Carmichael J. S. E.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 31, N 2. P. 121.
485. *Ludington S.* // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63, N 5/6. P. 551.
486. *Bohlen S., Peacor D. R., Essene E. J.* // *Ibid.* 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 55.
487. *Мануйлова М. М., Зарубин В. В., Михайлова Ю. И.* // Зап. ВМО. 1978. Т. 107 вып. 1. С. 65.
488. *Гинзбург А. И.* // Разведка и охрана недр. 1972. № 8. С. 3.
489. *Bailey S. W.* // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 13. P. 578.

Под названием германиевый аналог лепидомелана — Gr-equivalent lepidomelane описан минерал состава  $(K, Na, H_3O)(Fe^{2+}, Zp, Fe^{3+}, Al, Ga)_3[(Ge, Si)_{2,66}Al_{1,33}O_{10}](Cl, OH)_2$  при  $Ge > Si$  и  $Cl \geq OH$ .

Агрегаты чешуек псевдогексагонального облика (наблюдались в просвечивающем электронном микроскопе) окаймляют и замещают кристаллы карбуарита — минерала состава  $FeAl_2GeO_5(OH)_2$ , дающего полный твердый раствор с хлоритоидом.

Химический состав постоянен, изоморфизм по схеме  $M_{VI}^{3+}, (Ge, Si)_{IV} \rightleftharpoons M_{VI}^{3+}, Al_{IV}$ . Межслоевые катионы K и Na занимают только  $1/3$  позиций, остальные  $2/3$ , очевидно, заполняются  $H_3O^+$ . В тетраэдрических позициях преобладает  $Ge^{4+}$ ; в октаэдрических позициях двухвалентные катионы (в основном  $Fe^{2+}$ , Zp, Mn, редко Mg) частично замещаются трехвалентными  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Ga^{3+}$ , редко  $V^{3+}$ . Позиции гидроксильных групп наполовину или более заняты Cl.

Анализы (микронзондовые), анал. Жиллес и Жирод: 1, 2 — из месторождения Англас; 3, 4 — из месторождения Аржют:

	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,10	0,18	0,07
K <sub>2</sub> O	2,25	2,09	2,96	2,79
MgO	He обн.	0,71	He обн.	He обн.
MnO	0,12	0,13	0,19	0,25
FeO	26,36	25,78	27,10	26,23
ZnO	4,77	4,42	3,12	4,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,28	12,23	12,14	12,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,88	1,34	3,77	3,66
Ga <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	0,55	0,84	0,76
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He обн.	He обн.	—	1,05
SiO <sub>2</sub>	3,29	3,78	3,27	2,98
GeO <sub>2</sub>	40,39	40,29	39,20	39,30
H <sub>2</sub> O *	3,49	3,56	3,16	3,38
Cl	5,99	6,09	6,06	5,92
Сумма	101,92	101,07	101,99	102,96
— O = Cl <sub>2</sub>	1,35	1,37	1,37	1,33
	100,57	99,70	100,62	101,63

\* Вычислено.

Встречен в виде включений в сфалерите в цинковых месторождениях Англас и Аржют, приуроченных к ордовикским и девонским метаморфическим породам Центральных Пиренеев (департамент Пиренеи, Франция).

## Л и т е р а т у р а

Johan Z., Oudin E., Picot P. // *Tscherm. Miner. und Petrogr., Mitt.* 1983. Vol. 31, N 1/2. P. 97.

И с т о н и т — eastonite K(Mg<sub>2,5</sub>Al<sub>0,5</sub>)[Si<sub>2,5</sub>Al<sub>1,5</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub>.

Назван по месту находки в Истоне, шт. Пенсильвания (США) [1].

Слюда с указанной идеальной формулой выделена Винчеллом [2] как один из четырех гипотетических компонентов биотита. Теор. состав ее: K<sub>2</sub>O — 11,27; MgO — 24,12; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 24,40; SiO<sub>2</sub> — 35,90; H<sub>2</sub>O — 4,31. Вычисленные оптические константы (Винчелл, 1953):  $n_g$  1,578,  $n_m$  1,577,  $n_p$  1,542;  $n_g - n_p$  = 0,032; (—) 2V малый.

В природе слюда с достоверно истонитовым составом не обнаружена. Имеются лишь два сообщения о находках слюд с близким к истониту составом: в Истоне, шт. Пенсильвания (США) [1, 2], и в Западной Австралии [3]. Октаэдрические позиции в истоните из Истона заняты (Al<sub>0,24</sub>Fe<sub>0,16</sub><sup>4+</sup>Mg<sub>2,47</sub>)<sub>2,87</sub>, а в истоните из Западной Австралии — (Al<sub>0,20</sub>Fe<sub>0,24</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,02</sub>Fe<sub>0,53</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>1,56</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>2,87</sub> [4]. Фостер [4] предлагает исключить название «истонит» для минерального вида, оставив его лишь для гипотетического компонента биотита, тем более, что химический анализ истонита из Истона неточен, так как все железо в нем дается как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а отсутствие FeO сомнительно. Кроме того, название «истонит» ранее предлагалось для разновидности вермикулита из того же места, представляющей продукт выветривания биотита (Гамильтон, 1899).

Последние детальные исследования истонита из Истона, шт. Пенсильвания (США), с помощью высокоразрешающей и аналитической просвечивающей электронной микроскопии и электронного микрозонда показали, что истонит в действительности представляет собой тонкочешуйчатые сростки флогопита и серпентина [5].

Слюда близкого к идеальному истонитовому составу была синтезирована при температуре 700 и общем давлении 1 кбар [6].

## Л и т е р а т у р а

1. Egerman J // *Amer. Geol.* 1904. Vol. 34, N 1. P. 46.
2. Winchell A. N. // *Amer. J. Sci.* 1925. Vol. 9. P. 322.
3. Simpson E. S. // *Minerals of Western Australia.* Perth. 1948. Vol. 1. P. 211.
4. Foster M. D. // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1960. N 354-B. P. 26.
5. Livi K. J. T., Vehlen D. R. // *Amer. Miner.* 1987. Vol. 72, N 1/2. P. 113.
6. Hewitt D. A., Wones D. R. // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 854.

## Аннит Annite



Название первоначально дано богатому  $Fe^{3+}$  биотиту ( $Fe_2O_3$  — 12,07%) с мыса Анн, шт. Массачусетс, США (Дана, 1868), который ранее (Кук, 1867) был известен под названием «лепидомелан».

Слюда с указанной выше идеальной формулой выделена Винчеллом [1] и Фостер [2] как один из гипотетических  $Fe^{2+}$ -миналов ряда триоктаэдрических слюд.

**Характ. выдел.** Мелкие пластинки с прямоугольными и псевдогексагональными очертаниями.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,3860$ ,  $b_0=9,3241$ ,  $c_0=10,2683$  Å,  $\beta=100^\circ 38'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,588 : 1 : 1,101$ ;  $Z=2$  — для аннита из гранитов Пайкс-Пик, шт. Колорадо (США) [3]. Параметры элементарной ячейки искусственных разностей:

	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$d_{001}$ (Å)	$\beta$	Ссылка
ОН-аннит	5,391	9,348	10,313	—	99°42'	[4]
»	5,392	9,346	—	10,147	100 02	[5]
F, ОН-аннит	5,382	9,330	—	10,137	100 02	[5]
F-аннит	5,310	9,260	—	9,982	100 07	[6]

Кристаллическая структура триоктаэдрическая. Уточнение структуры природного аннита из гранитов Пайкс-Пик, шт. Колорадо (США) [3], показало, что углы  $\alpha=1,5^\circ$  (дигригональный разворот тетраэдров) и  $\Psi=58,40^\circ$  (сжатие октаэдров); в октаэдрических позициях отмечаются вакансии (до 6%), причем распределение катионов и вакансий в октаэдрических слоях в позициях M(1) и M(2) равное и неупорядоченное. Средние межжатомные расстояния (Å) [3]: T(Si, Al)—O=1,659; O—O=2,702; T—T=3,108; M(1)—O=2,121; M(2)—O=2,101; внутренние K—O=3,144; внешние K—O=3,216; углы (град): O—T—O=109,5; O—O—O=60,0; соседние O—M(1)—O=90,0 и O—M(2)—O=90,0; противоположные O(3)—M(1)—O(3)=180,0, O—M(1)—OH=180,0, O(3)—M(2)—O(3)=179,7 и O(3)—M(2)—OH=178,8.

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Тв. 3. Уд. в. 3,35 (Винчелл, 1953); рентгеновская плотность 3,32 г/см<sup>3</sup> [4]. Цв. черный, буро-черный, зеленовато-черный.

**Микр.** В шлифах в прох. свете плеохроирует,  $Nm, Ng > Np$ . Двуосный (—). Оптические константы:

	$n_g=n_m$	$n_p$	$n_g-n_p$	$2V, ^\circ$	Ссыл
Вычисленные	1,690	1,630	0,060	Малый	Винчелл (1953)
Аннит из Пайкс-Пик, Колорадо	1,672	1,624	0,048	0	[3]
Аннит из Каван, Япония	1,682	1,618	0,064	5	[7]
Искусственный	1,691	1,625	0,066	—	[4]
»	1,696	—	—	—	[8]
»	1,692—1,703	—	—	—	[5]

**Хим.** Теор. состав:  $K_2O$  — 9,20;  $FeO$  — 42,15;  $Al_2O_3$  — 9,96;  $SiO_2$  — 35,17;  $H_2O$  — 3,52.

Аннит идеального состава известен только как искусственное соединение. В природе встречаются слюды, состав которых лишь приближается к аннитовому. В них даже при минимальном содержании Mg катионы  $Fe^{3+}$  в октаэдрических позициях составляют немного более 2,0 форм. ед., а до 0,5 позиций заняты  $R^{3+}$ -катионами, главным образом  $Fe^{3+}$  [2]. Для таких слюд («высокожелезистых биотитов») предлагается общая формула [4]:  $K[Fe_{2-x}^{3+}(Fe^{3+}, Al)_x](Fe^{3+}, Al)_{1+x} \cdot x Si_{3-x} O_{10}(OH)_2$ , на основе которой можно вывести шесть конечных членов, в частности тетраферрислюды. При потере водорода и частичном окислении  $Fe^{2+}$  искусственно получается оксианнит  $K(Fe^{2+}Fe^{3+})(Si_3AlO_{12})$  [4].

Анализы рассчитаны на 12 (O, OH, F, Cl):

	1а	1б	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,10	0,67	0,32	0,28	0,40
K <sub>2</sub> O	8,47	8,94	8,70	8,06	8,20	8,90
Li <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,32
MgO	0,97	0,89	0,90	0,89	0,86	0,10
CaO	0,42	0,03	—	—	—	0,14
MnO	0,65	0,64	0,28	0,03	0,03	0,33
FeO	32,04	36,42 *	31,78	34,43	34,25	28,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	11,87	15,34	17,30	17,24	22,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	—	8,38	—	—	1,44
SiO <sub>2</sub>	33,96	33,92	31,64	32,57	32,56	33,60
TiO <sub>2</sub>	3,55	3,61	0,33	1,44	1,48	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> }						1,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> }	2,50	3,35	1,93	4,96 <sup>2*</sup>	5,10 <sup>2*</sup>	0,08
F	0,82	—	0,13	—	—	0,89
Cl	0,34	—	—	—	—	—
Сумма	(100,37)	99,77	100,08	100,00	100,00	98,88
— O = (F, Cl) <sub>2</sub>	0,42	—	0,05	—	—	0,37
	99,95	—	100,03	—	—	98,51
Si	2,81	2,83	2,69	2,61	2,60	2,75
Al <sup>IV</sup>	1,19	1,17	1,31	1,39	1,40	1,25
Al <sup>VI</sup>	0,09	—	0,22	0,24	0,22	0,91
Ti	0,22	0,23	0,02	0,09	0,09	—
Fe <sup>3</sup>	0,19	—	0,54	—	—	0,09
Fe <sup>2</sup>	2,22	2,54	2,26	2,30	2,29	1,95
Mn	0,05	0,05	0,02	—	—	0,02
Mg	0,12	0,11	0,11	0,11	0,10	0,01
Li	—	—	—	—	—	0,11
Ca	0,04	—	—	—	—	0,01
Na	0,08	0,02	0,11	0,05	0,04	0,07
K	0,89	0,95	0,94	0,82	0,84	0,93
Rb	—	—	—	—	—	—
OH	1,38	1,87	1,09	2,65	2,72	1,91
Cl	0,05	—	—	—	—	—
F	0,21	—	0,03	—	—	0,23
O	10,36	10,13	10,89	9,35	9,28	10,86

\* FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. \*\* По разности к сумме 100,00.

1—из гранитов Пайкс-Пик, шт. Колорадо (США): а—весовой метод, анал. Смит, в оригинале сумма 100,07, б—микронзондовый анализ, анал. Робертс [3]; 2—из нефелин-сиенитового пегматита, Френч-Ривер, Садбери, шт. Онтарио (Канада), анал. не указан [2]; 3, 4—из пород рудника Каваи, преф. Гифу (Центральная Япония), анализы микронзондовым методом [7]; 5—из грейзена Ягенияма (Япония), анал. не указан, в оригинале сумма 98,91 [2].

**Наход.** Редок. Установлен в гранитах Пайкс-Пик (шт. Колорадо, США) [3], в нефелин-сиенитовом пегматите Френч-Ривер в районе Садбери (Онтарио, Канада) [2], в грейзенах Ягенияма (Япония) [2] и в породах (не указано каких) рудника Каваи, преф. Гифу (Япония) [7].

На основе экспериментальных исследований предполагается [4], что в природе аннит может быть встречен как в магматических, так и в метаморфических породах в ассоциации с кварцем, калиевым полевым шпатом и магнетитом, но в сложных физико-химических условиях, особенно относительно фугитивности кислорода.

**Искусств.** Впервые синтезирован в 1956 г. Островским [9] в виде мелких, хорошо образованных кристалликов вместе с фаялитом, санидином и магнетитом в интервале температур 715—840° и общем давлении газа 3—4 кбар, при этом была установлена зависимость стабильности аннита от парциального давления водорода. В том же году начал свои экспериментальные исследования

по синтезу и стабильности аннита Югстер, который после разработки метода буферных смесей для контроля за парциальным давлением кислорода определил стабильность аннита как функцию температуры, общего давления и особенно фугтивности кислорода [4, 10—17]. Аннит синтезирован [4] из смеси стекла состава  $K_2O \cdot 6SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  (или  $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$ ) и  $\gamma-Al_2O_3$  при температуре 500—600° и давлении 2070 бар. Продуктами синтеза обычно были аннит + санидин - пар или аннит-«ферримусковитовый» твердый раствор + пар. В ходе опытов по моделированию скарнообразования аннит синтезирован при гидротермальных реакциях плагиоклаза с образованием волластонита, содалита, анортоклаза и граната при температуре 630 и давлении 480 атм [8]. Фтораннит синтезирован при 800° и 1 бар из стандартных смесей с отношением  $F/(F+OH) = 0.34-0.46$  [6], а также при 560° и 2 кбар при кальцит-флюорит-графитовом и Ni—NiO буферах [5].

**Отл.** От других триоктаэдрических железистых слюд отличается только по химическому составу.

#### Межплоскостные расстояния искусственного аннита [4] \*

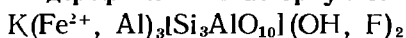
FeK $\alpha$ -излучение					
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	100	10,264	201	40	2,465
002	3	5,070	202	20	2,199
020	5	4,644	230; 14 $\bar{2}$ ;	} 10	2,018
111	3	3,975	133; 20 $\bar{4}$		
112	5	3,711	231	5	1,932
102; 003	80	3,380	204	20	1,692
112	15	3,179	243; 053;	} 1	1,635
030; 103	10	3,106	152		
023; 130	5	2,734	060	40	1,556
200	70	2,654	330; 061	10	1,538
004	15	2,532	036	5	1,485

\* Аннит синтезирован при 600° и 2070 бар.  $i_{O_2} = 10^{-19}$ ,<sup>4</sup> бар;  $a_0 = 5.39$ .  $b_0 = 9.334$ .  $c_0 = 10.290$  Å.  $\beta = 100^\circ 00'$ .

#### Л и т е р а т у р а

1. Winchell A. N. // Amer. J. Sci. 1925. Vol. 9. P. 309.
2. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-B. P. 29.
3. Hasen R. M., Burnham C. W. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 9 10. P. 889.
4. Eugster H. P., Wones D. R. // J. Petrol. 1962. Vol. 3, N 1. P. 82.
5. Rieder M. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2. P. 256.
6. Shell H. R., Ivey K. H. // US Bur. Mines. Bull. 1969. N 647. P. 1.
7. Matsubara S., Kato A., Nomura M. // Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C. 1979. Vol. 6. P. 107; Miner. J. Jap. 1981. Vol. 10, N 8. P. 412.
8. Калинин Д. В. // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966. Т. 4. С. 55.
9. Островский И. А. // ДАН СССР. 1956. Т. 108, № 6. С. 1164.
10. Eugster H. P. // Science. 1956. Vol. 124, N 3228. P. 937.
11. Eugster H. P. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1955/1956. Vol. 55. P. 158.
12. Eugster H. P. // Ibid. 1956/1957. Vol. 56. P. 161.
13. Wones D. R., Eugster H. P. // Ibid. 1958/1959. Vol. 58. P. 127.
14. Эггстер Г. П. // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 623.
15. Югстер Г. П. // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 379.
16. Уонс Д. Р., Югстер Г. П. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 208.
17. Уонс Д. Р. // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 403.

#### Сидерофиллит Siderophyllite



**Назв.** От греч. σιδηρος (сидерос) — железо и φύλλον (филлон) — лист (Левин, 1880), назван по составу и листовому строению.

**Синон.** Гидроксилсидерофиллит — hydroxyl-siderophyllite (Хей, 1955).



**Разнов.** Железистый сидерофиллит, литиевый сидерофиллит, цинковый сидерофиллит (см. в разделе **Хим.**).

Сидерофиллит — высокоглиноземистая железистая слюда с триоктаэдрической структурой, для которой были предложены формулы  $KFe_{2,5}Al_{0,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}](OH)_2$  (Винчелл, 1953; Штрунц, 1970) и  $KFe_2^+Al[Si_2Al_2O_{10}](F, OH)_2$  (Флейшер, 1980). В справочнике Штрунца издания 1960 г. и его русском переводе (1962) сидерофиллиту дается формула  $KFe_2^+ \cdot \sqrt{[Si_3AlO_{10}]}(OH)_2$ , что отвечает собственно анниту; в издании 1970 г. это было учтено и исправлено. В связи с некоторой номенклатурной путаницей в понимании термина «сидерофиллит» не все сообщения о сидерофиллите, особенно если нет химического анализа, следует считать правильным.

**Характ. выдел.** Чешуйки (до 0,5—1,0 см); чешуйчатые агрегаты и корочки на других минералах.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3$ — $C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,27$ — $5,30$ ,  $b_0=9,15$ — $9,18$ ,  $c_0=10,3$ — $10,0$  Å,  $\beta$  не указан [1],  $Z=2$ . По Куприяновой и др. [2],  $b_0=9,23$  Å; по Шурига и др. [3],  $b_0=9,18$ — $9,24$  Å. Кристаллическая структура биотитового типа.

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Тв. 3. Хрупкий [4]. Уд. в. 3,19 (теоретический, по Винчеллу, 1953); для природных образцов 3,04—3,12. Цв. черный, темно-зеленый, оливково-зеленый. Бл. яркий «бриллиантовый». Часто непрозрачен. ИК-спектр и мессбауэровский спектр сходны с таковыми слюд флогопитового ряда, но с определенными сдвигами спектральных полос [1].

**Микр.** В шлифах в прох. свете темно-зеленый. Плеохроизм от зеленоваточерного до буро-черного. Пл. опт. осей || (010). Двуосный (—). Удлинение (—).

$n_g=n_m$	$n_p$	$n_g-n_p$	$2V, ^\circ$	Местонахождение	Ссылка
1,625	1,582	0,043	6—8	Северная Ирландия	[5]
1,640—1,642	1,590	0,050	6—8	Аляска	[4]
1,596	—	—	10	Центральный Казахстан	[6]
1,637—1,642	1,591	0,051	—	Забайкалье	[1]
1,608	1,588	0,020	~13	Китай	[7]

**Хим.** Теор. состав для предложенных Винчеллом, Штрунцем и Флейшером формул  $KFe_{2,5}Al_{0,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}](OH)_2$  и  $KFe_2^+Al[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$  соответственно:  $K_2O$ —9,48 и 9,77;  $FeO$ —36,18 и 29,85;  $Al_2O_3$ —20,51 и 31,73;  $SiO_2$ —30,20 и 24,91;  $H_2O$ —3,63 и 3,74.

Сидерофиллиты, отвечающие этим составам, в природе не встречены. Как правило, содержание Al в тетраэдрах не больше 1 на формулу.  $Fe^{2+}$  колеблется от 1 до 2. В том или ином количестве в октаэдрах присутствуют  $Fe^{3+}$ , Mn, Mg, Li, Ca, Zn. Дир и др. (1966) определяют сидерофиллит как триоктаэдрическую слюду, в которой много  $Fe^{2+}$  и Al и мало Mg и  $Fe^{3+}$  (есть Li). Сидерофиллит, в котором в октаэдрических позициях  $Fe^{3+}$  больше 0,5 атомов на форм. ед., Фостер [8] предлагает называть железистым сидерофиллитом — ferroan siderophyllite в отличие от лепидомеланов с  $Al^{3+} > 0,5$  атомов на форм. ед., которые она предлагает называть алюминиевым лепидомеланом — aluminian lepidomellan. Сидерофиллит с Li в октаэдрической позиции порядка 0,1—0,2 атомов на форм. ед. определяется как литиевый сидерофиллит — lithium siderophyllite [3]; в сидерофиллитах с Аляски и из Китая содержание Li достигает 0,3 атомов на форм. ед. или до 1 вес. %  $Li_2O$  (хим. анализы 6, 7). Сидерофиллит с 0,46% ZnO назван цинковым сидерофиллитом — zinkian siderophyllite [7]. Для сидерофиллитов характерно высокое содержание F и редкое присутствие Cl, замещающих гидроксильные группы.

Анализы (в порядке уменьшения  $Al_2O_3$ ):

	1	2	3	4	5	6	7
$Na_2O$	3,08	Сл.	2,36	0,38	0,21	0,58	1,50
$K_2O$	7,81	8,95	10,20	9,24	10,23	9,02	8,38
$Li_2O$	0,42	—	—	—	—	1,01	0,94

MgO	1,53	0,46	0,50	5,53	0,27	0,22	0,43
CaO	3,13	1,52	Сл.	0,01	—	0,10	0,29
MnO	0,60	0,29	3,63	0,28	0,28	1,01	0,91
FeO	11,62	20,98	15,80	17,24	27,95	30,16	23,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,57	22,80	21,75	19,91	19,04	15,89	14,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,79	1,62	7,25	1,66	Сл.	4,53
SiO <sub>2</sub>	41,85	39,60	40,25	34,28	35,45	37,01	38,24
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,21	0,20	1,67	0,28	0,02	0,68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,48	2,93	1,30	3,45	2,32	1,92	1,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,56	0,24	0,06	0,52	0,07	—	0,10
F	2,56	2,03	5,00	—	2,62	3,88	4,60
Cl	—	—	—	—	—	0,24	—
Сумма	100,49	100,80	102,64	99,99*	100,52 <sup>2*</sup>	100,36 <sup>3*</sup>	101,12 <sup>4*</sup>
— O = (F, Cl) <sub>2</sub>	1,08	0,85	2,10	—	1,10	1,68	1,93
	99,41	99,95	100,54	—	99,42	99,68	99,19
Уд. в.	—	3,04	3,12	—	3,104	3,121	—

\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0.23 (примесь ксепотима). \*\* В том числе SnO<sub>2</sub>—0.14. \*\*\* В том числе Rb<sub>2</sub>O — 0.19. Cs<sub>2</sub>O—0.12. \*\* В том числе ZnO—0.46.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7
Si	3,13	2,96	3,03	2,62	2,84	2,96	3,03
Al <sup>IV</sup>	0,87	1,04	0,97	1,38	1,16	1,04	0,97
Al <sup>VI</sup>	1,29	0,97	0,96	0,42	0,64	0,46	0,43
Fe <sup>3</sup>	—	0,04	0,09	0,41	0,10	—	0,27
Ti	0,02	0,01	0,01	0,10	0,02	—	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,72	1,31	1,00	1,10	1,87	2,02	1,57
Mg	0,17	0,05	0,05	0,63	0,03	0,03	0,05
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,02	0,23	0,02	0,02	0,07	0,06
Zn	—	—	—	—	—	—	0,03
Li	—	—	—	—	—	0,32	0,30
Ca	0,25	0,12	—	—	—	0,01	0,02
Na	0,45	0,85	0,34	0,06	0,03	0,09	0,23
K	0,74	—	0,98	1,00	1,05	0,92	0,85
OH	0,50	1,46	0,65	1,76	1,24	1,03	0,74
Cl	—	—	—	—	—	0,03	—
F	0,60	0,48	1,19	—	0,66	0,98	1,15
O	10,90	10,06	10,16	10,24	10,10	9,96	10,11

1 — из кварц-сидерофиллитового грейзена (СССР), анал. Алексеева [9]; 2 — из грейзеновых жил, секущих аплитовые жилы в гранитах, Ньюкасл (Ирландия), анал. не указан [5]; 3 — из вольфрамит-кварцевых жил, секущих эффузивно-осадочные породы, Караоба (Центральный Казахстан), анал. Молева [6]; 4 — из брекчированного альбитового пегматита, Холлтон (Западная Австралия), анал. не указан [10]; 5 — из зальбаидов кварц-топазовых жил и грейзенов Шерловгорского месторождения (Забайкалье), анал. Кинпович. в оригинале сумма 100,78 [1]; 6 — из пегматитового силла в гранитах Врукс-Маунтин, Аляска (США), анал. не указан [4]; 7 — из гранитов, Наньлин (Юго-Восточный Китай), анал. не указан, в оригинале сумма 101,02 [7].

**Наход.** Относительно редок; встречается в пегматитах, кварцевых жилах с редкометалльным оруденением и грейзенизированных гранитах. Преимущественному образованию сидерофиллита по сравнению с относительно магниальными членами биотитовой серии, как считают некоторые исследователи [11, 12], способствует общее повышение кислотности среды и понижение температуры, а также повышение активности фтора [13].

В СССР известен на Шерловгорском месторождении в Забайкалье в зальбаидах кварцевых жил, вокруг миароловых пустот в граните и в полевошпат-кварцевых жилах [1, 14]. Типичный сидерофиллит установлен в пустотах вольфрамит-кварцевых жил, секущих эффузивно-обломочные породы на месторож-

денни Караоба в Центральном Казахстане [6]. Часто встречается в гидротермальных месторождениях бериллия, где входит в состав метасоматически-измененных, грейзенизированных гранитов в тесной ассоциации с гентгельвином [2, 9]. Здесь же встречаются и литиевые сидерофиллиты [3]. За рубежом сидерофиллит установлен в грейзеновых жилах, секущих аплитовые жилы в гранитах гор Маурне в Ньюкасле (Северная Ирландия) [5], в пегматитовом сидле в гранитах Брукс-Маунтин на Аляске (США) [4], в гранитных пегматитах в Западной Австралии [10]. Цинковый сидерофиллит обнаружен в гранитах Яншань в районе Наньлин (Юго-Восточный Китай) [7].

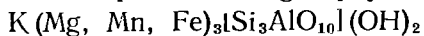
**Искусств.** Синтезирован из смесей окислов буферным методом (CFG/NNO) при температуре около 570° и давлении 2 кбар [15]. Полученная слюда имела плеохроизм от темно-оливково-зеленого по  $N_g - N_m$  до светло-оливково-бурого и желтого по  $N_p$  при  $n_g = n_m = 1,653 - 1,662$ .

**Отл.** От других железистых триоктаэдрических слюд (высокожелезистого биотита — лепидомелана и аннита) отличается повышенной глиноземистостью.

#### Л и т е р а т у р а

1. Доломанова Е. И., Власова Е. В., Панова М. А. и др. // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 31.
2. Куприянова И. И., Звягин Б. Б., Жухлистов А. П., Гетманская Т. И. // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 198.
3. Шурига Т. И., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б. // Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС, 1976. С. 98.
4. Coats R. R., Fahey J. J. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 9/10. P. 373.
5. Lockolds S. R., Richey J. E. // Amer. J. Sci. 1939. Vol. 237, N 1. P. 27.
6. Ермчлова Л. П. // Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964. С. 108.
7. Кuo Tsung Shan, Chen Shu Rong // Материалы XIII конгр. Междунар. минерал. ассоц., Варна, 19—25 сент. 1982 г. С.: Изд-во БАН, 1986. С. 607.
8. Foster M. D. // Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-B. P. 30.
9. Гичэбург А. И., Куприянова И. И., Новикова М. И. и др. // Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. С. 151.
10. Simpson E. S. // Minerals of Western Australia. Perth: Wyatt. Gov. print, 1948. Vol. 1. P. 211.
11. Мавракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. // Минеральные фации гранитондов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 5.
12. Коваль П. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С. и др. // Геохимия. 1972. № 8. С. 957.
13. Ланчдес И. Л., Коваченко В. И., Коваль П. В. // Слюды редкометалльных гранитондов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 23.
14. Тевликий О. Д. // Месторождения редких и малых металлов СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1939. Т. 2, С. 33, 66, 68, 106.
15. Ricder M. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2. P. 256.

### Манганофиллит Manganophyllite



Название от лат. manganum — марганец и от греч. φύλλον (филлон) — лист (Игельстрём, 1872).

**Синон.** Манганофилл — manganophyll (Игельстрём, 1872); марганцевый флогопит — manganphlogopite [1].

**Характ. выдел.** Кристаллы, чешуйки и их агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с. Параметры элементарной ячейки не определялись.

Кристаллографические формы (по Дана, 1892, при  $a : b : c = 0,577 : 1 : 3,274$ ,  $\beta = 90^\circ$ ):  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $m(110)$ ,  $e(023)$ ,  $o(112)$ ,  $z(132)$ ,  $\mu(111)$ .

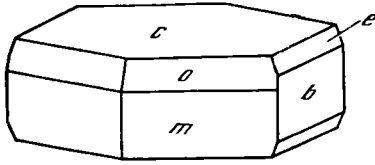
Кристаллы таблитчатые по (001) или по (010) (фиг. 91).

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001); отдельность (или вторая спайность) по (010). Листочки упругие. Тв. 2,5—3. Разности с высоким содержанием Са и Ва обладают повышенной твердостью и большей хрупкостью, чем калиевые. Уд. в. 2,76—2,98, увеличивается с увеличением содержания Мп, Fe и Ti. Цв. розоватый, медно- или рубиново-красный, бронзовый, красновато-бу-

рый, бурый до черного. Черта серая. Бл. на плоскостях спайности стеклянный, иногда перламутровый или металлоидный. Тонкие листочки прозрачны или просвечивают. Иногда флуоресцирует в УФ-области.

**Микр.** В шлифах в прох. свете пластинки без следов спайности густо окрашены и почти не плеохроируют. Разрезы с ясно видимыми трещинками спайности обладают сильным плеохроизмом [2—6]: по  $Ng$  — темно-бурый, коричневый с бурым оттенком, по  $Nm$  — бурый с оранжевым или розовым оттенком, светло-коричневый, желтый, по  $Np$  — желтый до светло-желтого, светло-розовый с оранжевым оттенком, бесцветный;  $Ng > Nm > Np$ . В некоторых случаях отмечается обратная абсорбция. В целом цвет более интенсивный, чем у биотита с таким же содержанием железа. Двусный (—), иногда почти одноосный. Пл. опт. осей перпендикулярна (010). Острая биссектриса ( $Np$ ) почти перпендикулярна направлению спайности. По данным ряда авторов [2—7]:  $n_g \simeq n_m = 1,590—1,640$ , Дисперсия  $r > v$ .

Фиг. 91. Кристалл манганофиллита, Лонгбан, Швеция (по Флинку)



**Хим.** В манганофиллитах суммарное содержание окислов марганца обычно не превышает 20%, что составляет примерно 1/4 катионов в октаэдрической позиции.

Известен манганофиллит («марганцевый флогопит») с повышенным содержанием Ва (до 11% ВаО) (хим. анализы 9—11), который является промежуточным членом между манганофиллитом и киноситалитом [8]. К а л ь ц и е в ы й м а н г а н о ф и л л и т — calcium manganophyllite с СаО=4,10% из района бассейна р. Биджан на юго-восточном склоне хр. Малый Хинган рассматривается как промежуточный член ряда манганофиллит—клинтонит (хим. анализ 13) [9].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,72	0,72	0,16	1,37	0,31	1,55	0,12
K <sub>2</sub> O	9,03	9,48	8,87	8,24	9,23	8,45	8,60	10,62
MgO	29,28	19,65	27,87	10,40	14,82	14,59	22,60	16,59
CaO	Не обн.	1,15	Не обн.	0,79	0,95	—	Не обн.	0,05
BaO	—	—	—	—	—	2,30	—	—
MnO	Не обн.	4,02	Не обн.	5,42	6,24	6,26	Не обн.	7,20
FeO	»	—	»	15,91	1,20	—	»	5,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,16	17,46	11,14	11,68	16,51	14,52	13,76	12,96
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	—	4,93	—	—	—	8,30	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	2,82	2,81	4,54	5,76	8,41	3,95	4,56
SiO <sub>2</sub>	40,16	41,60	37,85	36,40	38,32	37,74	37,26	38,77
TiO <sub>2</sub>	0,00	1,65	0,22	2,48	1,54	1,92	Сл.	0,94
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,73	1,40	5,51	3,00	4,22	3,93	3,95	2,95
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	—	Не обн.	—	0,25	—	Не обн.	—
F	—	—	—	0,20	—	—	—	—
Сумма	99,85	99,95	99,92	99,22	100,41	100,08 *	99,97	99,99
— O = F <sub>2</sub>				0,08				
				99,14				
Уд. в.	2,743	—	2,865	—	2,98	—	2,954	—
$n_g$	1,582	1,606	1,596	—	1,621	—	1,611	1,603
$n_p$	1,558	—	1,561	—	1,575	—	1,573	—
(—) 2V	5°15'	—	3°35'	—	30°	—	33°30'	—

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—1,51, Rb<sub>2</sub>O—0,13, Cs<sub>2</sub>O—0,01.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	2,84	3,02	2,65	2,87	2,78	2,77	2,68	2,93
Al <sup>IV</sup>	1,16	0,98	1,35	1,13	1,22	1,23	1,32	1,07
Al <sup>VI</sup>	1,01	0,52	0,94	1,08	0,19	0,03	1,17	0,08
Ti	—	0,09	0,01	0,15	0,08	0,11	—	0,05
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,15	0,15	0,27	0,31	0,46	0,21	0,26
Mn <sup>3+</sup>	0,21	—	0,26	—	—	—	0,45	—
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	1,05	0,07	—	—	0,33
Mn <sup>2+</sup>	—	0,25	—	0,36	0,38	0,40	—	0,46
Mg	3,08	2,13	2,91	1,22	1,60	1,60	2,43	1,87
Ba	—	—	—	—	—	0,07	—	—
Li	—	—	—	—	—	0,45	—	—
Ca	—	0,09	—	0,07	0,07	—	—	—
Na	0,09	0,10	0,10	0,02	0,19	0,04	0,22	0,02
K	0,81	0,88	0,79	0,83	0,85	0,79	0,79	1,02
Rb	—	—	—	—	—	0,01	—	—
OH	1,76	0,68	2,58	1,58	2,04	1,93	1,90	1,49
F	—	—	—	0,05	—	—	—	—
O	10,24	11,32	9,42	10,42	9,96	10,07	10,10	10,51

1 — из месторождения Лонгбан (Швеция), анал. Якоб [7]; 2 — из виридин-спессартин-манганофиллитового кварцита, р. Окурдак (Алданский щит), анал. не указан [2]; 3 — из месторождения Пайсберг (Вермланд, Швеция), анал. Якоб [7]; 4 — из родонитового роговика с карбонатом, цельзномом и магнетитом. Теплоозерское месторождение (Малый Хинган), анал. не указан [2]; 5 — из перматитовой жилы, Чикла (Индия), анал. Бильграмм [10]; 6 — музейный образец, из Чикла (шт. Мадхья-Прадеш, Индия), анал. Капитонова [11]; 7 — крупнолистоватый, из друзы с гединафом и саркинитом, Лонгбан (Швеция), анал. Якоб [7]; 8 — из спессартин-тефронит-родонит-манганофиллитовой контактовой породы, Биджанское месторождение (Малый Хинган, СССР), анал. не указан [2].

	9	10	11	12	13	14
Na <sub>2</sub> O	2,16	0,49	0,56	1,25	1,15	1,18
K <sub>2</sub> O	7,62	7,24	5,63	8,60	4,76	4,55
MgO	20,15	19,23	17,56	15,15	12,70	17,58
CaO	0,04	0,03	0,05	0,05	4,10	0,95
BaO	3,56	6,79	11,05	1,93	—	—
MnO	7,59	8,76	7,60	14,61	13,07	18,24
FeO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,65	2,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,06	15,58	21,19	12,70	19,71	15,17
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	3,44	3,55	3,11	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	0,95	0,69	2,35	3,04	—
SiO <sub>2</sub>	37,86	33,69	29,12	35,65	36,06	37,16
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,33	0,16	0,44	0,90	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,12	2,96	2,20	3,69	3,67	2,18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,18	0,18	0,18	0,21	0,13
F	0,39	0,33	0,27	0,15	—	—

Сумма	100,03	100,04	99,85	99,90	100,02	(100,12)
— O = F <sub>2</sub>	0,16	0,14	0,11	0,06		
	99,87	99,90	99,74	99,84		

Уд. в.	—	—	—	—	2,98	3,21
<i>n<sub>g</sub></i>	—	—	—	—	1,638	1,586
<i>n<sub>p</sub></i>	—	—	—	—	1,626	1,552
(←) 2V, °	—	—	—	—	7	0

	Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)					
	9	10	11	12	13	14
Si	2,86	2,61	2,33	2,75	2,65	2,82
Al <sup>IV</sup>	1,07	1,39	1,67	1,15	1,35	1,18
Al <sup>VI</sup>	—	0,03	0,33	—	0,36	0,18
Ti	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,06	0,04	0,14	0,17	—
Mn <sup>3+</sup>	0,20	0,20	0,22	0,18	—	—
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	—	0,04	0,16
Mn <sup>2+</sup>	0,49	0,58	0,52	0,95	0,81	1,17
Mg	2,27	2,22	2,10	1,74	1,39	1,99
Ba	0,11	0,21	0,35	0,06	—	—
Ca	—	—	—	—	0,32	0,08
Na	0,32	0,07	0,09	0,19	0,16	0,17
K	0,73	0,72	0,58	0,85	0,45	0,44
OH	1,57	1,53	1,18	1,90	1,80	1,10
F	0,09	0,08	0,07	0,04	—	—
O	10,34	10,39	10,82	10,06	10,20	10,90

9—12—«марганцевый флогопит»—месторождение Нода-Тамагава, (Япония), анал. Маеда и Иосида [8], 13—кальциевый манганofilлит, р. Биджан (Малый Хинган, СССР), анал. не указан [9]; 14—из ксенолитов в поздней карбонатной руде, марганцевые месторождения Касо (Япония), анал. Иосимурa [1]. в оригинале сумма 100.29.

Хим. анализы см. также в [4, 7, 8]; Дана, 1892) и микрозондовые в [12, 13].

**Диagn. исп.** П. п. тр. дает реакцию на Mn.

**Повед. при нагр.** При нагревании в интервале температур 400—800° разлагается с образованием браунита. При 1200° образуются оливин и лейцит, иногда также магнетит. Частичная дегидратация совпадает с появлением браунита, а полная (выше 800°) — с завершением распада слюды [14].

**Находж.** Марганецсодержащие слюды встречаются в глубоко метаморфизованных марганцевых месторождениях: в рудах, марганецсодержащих гнейсах и кварцитах, контактовых скарнах, контактово-измененных роговиках и слюдитах, а также в пегматитовых жилах, секущих тела марганцевых руд.

В СССР манганofilлит известен на Алданском щите в бассейне р. Окурдан в виридиновых, манганofilлитовых и других кварцитах с гематитом, спессартином и виридином (составляет до 9, реже 25% породы) [2, 15]. Широко распространен в марганцевых месторождениях Биджанское, Теплоозерское (хр. Малый Хинган); находится в тесной ассоциации с родонитом, родохрозитом, спессартином, кварцем, тефроитом, магнетитом; содержание манганofilлита в некоторых пропластках составляет до 90% [2, 9]. В Биджанском месторождении встречена кальциевая разновидность манганofilлита [9]. Менее развит на марганцевых рудопроявлениях Шантарских островов [2]. Отмечен на месторождении Жомарте (КазССР) [16].

Впервые был установлен в Швеции; приурочен к богатым марганцем месторождениям Лонгбан, Паайсберг, Якобсберг, Харстиг; находится с тефроитом, родонитом, рихтеритом, гематитом, магнетитом, гранатом (по Дана, 1892) и [7]. Обнаружен также в железо-марганцевом месторождении Вестполлтинд на островах Лофотен-Вестеролен (Норвегия) в слоистых кварц-гематитовых рудах [12].

Манганofilлит присутствует в рудах многих марганцевых месторождений Индии, в той или иной степени подвергшихся региональному или контактово-метаморфизму [17]. В месторождении Голдонгри (шт. Гуджарат) он встречается в винчит-бланфордитовой породе [5], развит в марганцевых месторождениях шт. Мадхья-Прадеш — в винчитовых сланцах и кварцитах месторождения Каджлидонгри (район Джхабуа) [6], в марганцевых рудах месторождений Чикла [10, 11] и Тироди [18], в гондитах месторождения Кодури [13]. В пегматитах, секущих марганцевые руды, манганofilлит обнаружен в месторождениях Чикла [10] и Ситасаонги [4], образует блоки величиной до 5 см.

Месторождения манганофиллита в Японии сходны со шведскими. В месторождении Касо (преф. Тотиги) [1] имеется серия жил марганцевых руд, в которых биотит входит в состав контактовых роговиков, флогопит — в состав контактово-метаморфизованных карбонатных руд, манганофиллит (наиболее поздний) является минералом казоит-родонитовых жил. Манганофиллит из марганцевого рудника Нода-Тамагава (преф. Ивате) содержит от 1,93 до 17,85% ВаО, находится вместе с киноситалитом [8, 19].

В США манганофиллит вместе с алургитом вначале был найден в валунах галечных современных отложений шт. Калифорния [20], а затем в пьемонтитовых гнейсах севернее перевала Сан-Горгонио в округе Риверсайд [21]. Манганофиллит месторождения Франклин (шт. Нью-Джерси) оказался хендрикситом [22].

**Изм.** При выветривании образуются минералы группы окислов марганца.

**Практ. знач.** Является составной частью некоторых марганцевых руд.

**Отл.** От других слюд отличается окраской.

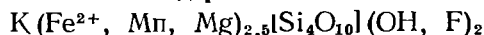
#### Межплоскостные расстояния манганофиллита из Лонгбана (Швеция) [23]

Cu/Ni-фильтр					
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
10	10,2	9	3,36	6	2,44
2	4,6	3	3,17	5	2,18
2	4,2	3	2,94	5	2,02
3	3,70	8	2,63	1	1,961
4	3,42	3	2,52	2	1,328

#### Л и т е р а т у р а

1. *Yochimura T.* // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol. 1939. Vol. 4, N 3/4. P. 313.
2. *Кулиш Л. И., Кулиш Е. А.* // Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. С. 172; *Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока.* Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 60.
3. *Roy S., Mitra F. N.* // Proc. Nat. Inst. Sci. Ind. Pt A. 1966. Vol. 30, N 3. P. 415.
4. *Kilpady S. R., Dave A. S.* // Proc. Ind. Acad. Sci. A. 1954. Vol. 39, N 1. P. 53.
5. *Nayak V. K.* // Miner. Mag. 1961. Vol. 32, N 254. P. 908.
6. *Vayak V. K.* // Ibid. 1967. Vol. 36, N 278. P. 294.
7. *Jakob J.* // Ztschr. Kristallogr. 1924. Bd. 61, H. 1/2. S. 155.
8. *Yoshii M., Togashi Y.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1973. Vol. 24, N 11. P. 543.
9. *Махинин В. А.* // Зап. ВМО. 1954. Т. 83, вып. 4. С. 399.
10. *Bilgrami S. A.* // Miner. Mag. 1956. Vol. 31, N 234. P. 236.
11. *Семенов Е. И.* // Типоморфизм минералов щелочных массивов. М.: Недра, 1977. С. 109.
12. *Krogh E. J.* // Lithos. 1977. Vol. 10, N 4. P. 246.
13. *Sivaprakash C.* // Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 7. P. 1083.
14. *Ито К.* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1963. Vol. 49, N 5. P. 182.
15. *Кулиш Е. А.* // Геология и геофизика. 1961. № 1. С. 53.
16. *Каюпова М. М.* // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. С. 205.
17. *Fermor L. L.* // Mem. Geol. Surv. Ind. 1909. Vol. 37, pt 1. P. 196.
18. *Rao K. V. R.* // Quart. J. Geol., Mining, Met. Soc. Ind. 1955. Vol. 27, N 3. P. 131.
19. *Kato T., Miura Y., Yoshii M., Maeda K.* // Miner. J. Jap. 1979. Vol. 9, N 7. P. 322.
20. *Webb R. W.* // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 2. P. 123.
21. *Smith D., Albee A. L.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 16, N 3. P. 189.
22. *Frondel C., Ito J.* // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 7/8. P. 1109.
23. *Welin E.* // Ark. miner. och geol. 1969. Bd. 4, h. 6. S. 521.

#### Монтдорит Montdorite



Назван по месту находки на палеовулкане Мон-Дор (Франция) [1].

**Сион.** Калпеевая железо-марганцевая четырехкремневая слюда — (Fe, Mg, Mn)-tetrasilicic potassium mica [1].

**Характ. выдел.** Чешуйки размером в среднем 5—10, редко до 25 мкм.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3$ — $C2.m$ . Политип 1M, возможно 3T.

$a_0 = 5,310$ ,  $b_0 = 9,20$ ,  $c_0 = 10,175$  Å,  $\beta = 99^\circ 59'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,577 : 1 : 1,106$ ,  $Z = 2$  [1].

**Физ. св. и микр.** Сп. весьма совершенная по (001). Уд. в. 3,15 (вычисл. 3,159). Цв. буровато-зеленый. Плеохроизм от зеленого до буро-зеленого. Двуосный (—).  $n_g = n_m = 1,605$ ,  $n_p = 1,580$ .  $2V = 0 - 3^\circ$  [1].

**Хим.** Анализ (микронзондовый, по данным мёссбауэровской спектроскопии количество  $Fe^{3+}$  очень мало) [1]:  $Na_2O = 1,02$ ;  $K_2O = 8,89$ ;  $MgO = 4,30$ ;  $MnO = 9,89$ ;  $FeO = 17,13$ ;  $Al_2O_3 = 4,96$ ;  $SiO_2 = 47,31$ ;  $TiO_2 = 2,44$ ;  $F = 4,40$ ; сумма — 100,34; —O F<sub>2</sub> — 1,87; сумма — 98,47;  $H_2O$  (по разности) — 1,53; сумма — 100,00. По отношению F (F + OH) — 0,58 это — ф т о р м о н т д о р и т — fluormontdorite. Спектроскопически определены (%): Li — 0,036; Ca — 0,01; Cr — 0,01; Rb — 0,27; Cs — 0,014.

**Наход.** Входит в состав основной массы комендита (до 1%), слагающего силл на вулкане Мон-Дор. Центральный массив. Франция (комендитовый силл разрабатывается для получения строительного материала) [1]. С монтдоритом встречаются марганцевый арфведсонит, пирофанит, магнетит, апатит, титанит, циркон и флюорит.

**Искусств.** Синтез кристаллохимически близкого к монтдориту четырехкремниевое калиевого флогопита с общей формулой  $KMg_{2,5}(Si_4O_{10}) \cdot (OH)_2$  впервые в 1965 г. выполнен Зейфертом [2], который обратил внимание на своеобразие этой слюды и указал на ее промежуточное положение между ди- и триоктаэдрическими слюдами, а также на близость к фенгиту и селадониту. Синтез осуществлен при давлении 1 кбар и температуре 300—600°. Считают, что эти условия отвечают области стабильности четырехкремниевое флогопита. По рентгенограммам он относится к политипу 1M (или 3T), частично дает неупорядоченную картину (1Md);  $n_{cp} = 1,565$ .

Безалюминиевый калиевый четырехкремниевый флогопит в СССР был синтезирован Кондратенко и др. [3]. Григорьева и др. [4] синтезировали и детально изучили натриевый практически безалюминиевый фторфлогопит. Детальное исследование четырехкремниевой слюды проведено в 1969 г. Луговской и др. [5], синтезировавшими слюду с химической формулой  $K_{0,99}Na_{0,02}Mg_{2,15} \cdot [Si_{3,96}Al_{0,04}]O_{10}F_{2,05}$ , т. е. почти отвечающей формуле Зейферта. Для этой слюды характерны низкая твердость на плоскости (001) (28,2 кгс/мм<sup>2</sup>, по шкале Мооса 2,11) и очень низкие показатели преломления ( $n_g = 1,539$ ,  $n_m = 1,537$ ,  $n_p = 1,501$ ). Уд. в. ее 2,71 (вычисл. 2,83). Слюда относится к политипу 1M. Кондратенко и др. [3] показали, что в твердых растворах в четырехкремниевой слюде может содержаться 50% флогопитового компонента, который повышает светопреломление слюды. Донец и др. [6], кроме калиевого четырехкремниевое флогопита, синтезировали также безалюминиевые рубидиевый и цезиевый флогопиты. Форбс [7], синтезировавший в 1972 г. безалюминиевую слюду состава  $K_2Mg_6Si_8O_{22}(OH)_2$ , считал, что для нее характерны изоморфные замещения  $Al^{3+} + H^+ \rightleftharpoons Si^{4+}$ , но не  $2Al^{3+} \rightleftharpoons Mg^{2+} \rightleftharpoons 2Si^{4+}$ . Татияма и др. [8] синтезировали слюду, в которой Mg занимает не только октаэдрические положения, но и частично замещает Si. Показано также [9], что существуют изоморфные смеси этой слюды с алюминийсодержащим флогопитом; синтезирована слюда, в тетраэдрические позиции которой входит Al в количестве 0,5 на форм. ед. Марганцевый аналог четырехкремниевой слюды синтезировать не удалось [1].

Параметры элементарных ячеек синтетических четырехкремниевых флогопитов:

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Состав	Ссылка
5,256	9,089	10,201	99°59'	K-четырёхкремниевый флогопит	[2]
5,283	9,216	10,13	99 59	Na-четырёхкремниевый флогопит	[4]
5,28	9,17	10,11	99 55	K-четырёхкремниевый флогопит	[5]
5,253	9,086	10,159	99 53	То же	[10]
5,292	9,164	10,143	100 04	Флогопит с 0,5 Al на форм. ед.	[9]

Учитывая данные о синтезе четырехкремниевой слюды, Роберт и Маури [1] пришли к заключению о вероятности новых находок калиевых четырехкремниевых триоктаэдрических слюд.



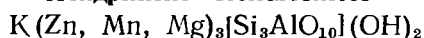
## Межплоскостные расстояния монтдорита из Франции [1]

Дифрактометр							
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)
001	43	9,97	023	34	2,710	202; 133	25 2,172
002	4	5,01	130; 201	5	2,649	221	14 2,154
111	8	3,93	200; 131	20	2,617	005	26 2,003
112	12	3,66	113; 004	39	2,519	133; 204	17 1,992
022	35	3,41	131; 202	16	2,429	204; 006;	31 1,669
003	100	3,339	201; 132	10	2,277	135	
112	26	3,142	220	5	2,204	314	10 1,543
113	21	2,906	222			060; 206	19 1,533

## Л и т е р а т у р а

1. Robert J. L., Maury R. C. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 68, N 2. P. 117.
2. Seifert F., Schreyer W. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 1114.
3. Кондратенко А. Д., Луговская Е. С., Павликов В. П. // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. 1972. Т. 8, № 2. С. 416.
4. Григорьева Т. Н., Кузнецов Г. Н., Бобр-Сергеев А. А. // Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск: Наука, 1969. С. 90.
5. Луговская Е. С., Островская А. Б., Кондратенко А. Д., Кцковский Е. Г. // Минерал. сб. Львов, 1969. № 23, вып. 2. С. 134.
6. Донец И. Г., Луговская Е. С., Шаркина Е. В., Вишневецкий В. В. // ДАН УССР. 1974. № 1. С. 63.
7. Forbes W. C. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 298. P. 712.
8. Tateyama H., Shimoda S., Sudo T. // Ztschr. Kristallogr. 1974. Bd. 139, N. 3/5. S. 196.
9. Toraya H., Iwai S., Nishikawa T., Hirao M. // Miner. J. Jap. 1978. Vol. 9, N 4. P. 210.
10. Toraya H., Iwai S., Marumo F., Daimon M., Kondo R. // Ztschr. Kristallogr. 1976. Bd. 144, N. 1/2. S. 42.

## Хендриксит Hendricksite



Назван в честь американского кристаллографа и химика С. Б. Хендрикса [1].

Название относится к цинковому аналогу флогопита. В природе найдены слюды, в которых наряду с Zn всегда отмечается повышенное содержание Mn и Mg, а хендрикситовый компонент составляет только около 50% [1].

**Характ. выдел.** Чешуйки, пластинки.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3$ — $C2/m$  (политип 1M). Редко политипы 2M<sub>1</sub> и 3T.

<i>a</i> <sub>0</sub> (Å)	<i>b</i> <sub>0</sub>	<i>c</i> <sub>0</sub>	$\beta$	<i>a</i> <sub>0</sub> : <i>b</i> <sub>0</sub> : <i>c</i> <sub>0</sub>	Политип	Хим. анализ	Ссылка
5,37	9,32	10,30	99°00'	0,576:1:1,105	1M	3	[1]
5,340	9,524	10,235	100 04	0,560:1:1,075	1M	4	[2]
5,34	9,312	10,329	99 09	0,573:1:1,109	1M	3	[3]
5,38	9,32	10,3	99 00	0,576:1:1,113	1M	Синтетический	[1]
5,31	9,205	10,25	99 50	0,577:1:1,105	1M	То же	[4]
5,32	—	30,36	—	—	3T	»	[5]

Кристаллическая структура триоктаэдрическая [2]. Угол дитригонального разворота тетраэдров 6,7. Детальный анализ электронных плотностей, размеров и искажений координационных многогранников показывает, что катионы Zn<sup>2+</sup> локализованы в октаэдрических позициях со статистическим распределением по цис- и транс-октаэдрам. Средние межатомные расстояния (Å): Т—О—1,659, М(1)—О—2,093, М(2)—О—2,088, К—О—3,004 и 3,316. Доступные для измерений кристаллы не встречены. На более или менее хорошо ограниченном кристалле из Франклина (размером 10 см) установлены формы (001), (010) и (110) [1].

**Физ. св.** [1]. Сп. весьма совершенная по (001). Листочки менее упруги, чем у других слюд, часто деформированы. Наблюдаются спайные осколки с косыми по отношению к (001) плоскостями; которые представляют собой плоскости скольжения (104), (205) и (135). На образцах из Франклина (США) и на синте-

тической слюде наблюдаются фигуры удара и давления. Тв. 3. Уд. в. резко возрастает с увеличением содержания  $Zn$  и  $Mn$  — от нормального флогопитового до 3,43 для образцов, содержащих 50%  $Zn$  и 40%  $Mn$  в октаэдрических позициях. Цв. от медно-красного до красновато-черного, красно-бурый и бронзовый. С увеличением содержания флогопитовой молекулы окраска светлеет вплоть до желто-бурой. Не люминесцирует.

**Микр.** [3]. Плеохроизм: по  $Np$  — светло-желтый, по  $Nm=Ng$  — светлый каштаново-бурый;  $Ng=Nm>Np$ . Двуосный (—). Пл. опт. осей параллельна (010), но в одном образце перпендикулярна (010).  $aNg=6^\circ$ .  $n_g - 1.697-1.682$ , для синтетической цинковой слюды  $n_g=1.72$ . Показатель преломления уменьшается с падением содержания  $Zn$ .  $2V$  порядка  $2-5^\circ$ . Дисперсия слабая,  $r<v$ .

**Хим.** Теор. состав для  $KZn_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$ :  $K_2O - 8,72$ ;  $ZnO - 45,20$ ;  $SiO_2 - 33,32$ ;  $Al_2O_3 - 9,43$ ;  $H_2O - 3,33$ . Отмечается изоморфизм по схеме  $Mg, Fe^{2+} \leftrightarrow Zn^{2+}, Mn^{2+}$ .

В природных образцах из Франклина (шт. Нью-Джерси, США) количество  $ZnO$  достигает 23% и  $MnO - 13,5\%$  при содержании  $MgO$  от 1,7 до 13,5% и  $FeO$  от 0,3 до 4,0% [1].

На месторождении Стерлинг Хилл (шт. Нью-Джерси, США) встречены цинк-марганцевые флогопиты и биотиты с содержанием  $MgO$  от 9,5 до 27,1%,  $FeO$  от 1,4 до 11,5%,  $ZnO$  от 7,3 до 12,5% и  $MnO$  от 1,5 до 3,8% [6].

#### Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
$Li_2O$	—	—	0,04	—	$SiO_2$	31,58	31,68	31,9	37,53
$Na_2O$	0,24	0,23	0,1	0,64	$TiO_2$	0,32	0,12	0,35	1,13
$K_2O$	7,91	8,37	8,5	8,98	$H_2O^+$	3,65	3,45	3,95	(5,02)
$MgO$	3,69	1,76	2,7	13,48	$H_2O^-$	—	—	0,95	—
$CaO$	—	—	0,02	—	F	0,45	0,10	—	—
$MnO$	12,28	13,38	12,5	6,03	Сумма	(100,05)	(99,42)	(99,71)	100,00
$FeO$	0,34	0,69	—	3,94	— $O=F_2$	0,19	0,04		
$ZnO$	22,97	21,40	19,8	9,38		(99,86)	(99,38)		
$BaO$	0,65	0,91	0,3	1,28	Уд. в.	3,43	3,40	3,30	—
$Al_2O_3$	13,72	12,48	13,6	12,44	$n(Na)$	1,686	1,686	1,660	—
$Fe_2O_3$	2,25	4,85	4,9	—	Политип	$2M_1$	$1M$	$1M$	$1M$
$Cr_2O_3$	—	—	—	0,15					

#### Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4		1	2	3	4
Si	2,68	2,74	2,69	2,85	$Zn$	1,43	1,36	1,23	0,53
$Al^{IV}$	1,32	1,26	1,31	1,15	Ba	0,02	0,03	0,01	0,04
$Al^{VI}$	0,04	0,01	0,04	0,04	Li	—	—	0,01	—
Ti	0,02	0,01	0,02	0,06	Na	0,04	0,03	0,02	0,09
$Fe^{3+}$	0,14	0,32	0,31	—	K	0,85	0,92	0,93	0,87
Cr	—	—	—	0,01	OH	2,05	1,99	2,22	2,54
$Fe^{2+}$	0,02	0,05	—	0,25	F	0,12	0,03	—	—
Mn	0,88	0,98	0,89	0,39	O	9,93	10,01	9,78	9,46
Mg	0,46	0,23	0,34	1,53					

1, 2 — из месторождения Франклин (шт. Нью-Джерси, США), анал. Ито [1]: 1 — в оригинале сумма 99,76, 2 — в оригинале сумма 99,88; 3 — музейный образец, Франклин (США), микронзондовый анализ (фтор определен вместе с  $H_2O^+$ ) [3], в оригинале сумма 99,6; 4 — музейный образец, Франклин (США) микронзондовый анализ, анал. Джиллс,  $H_2O^+$  определена по разности [2].

**Диагн. исп.** Дает реакцию на  $Zn$ . Растворяется в кислотах быстрее, чем биотит и флогопит.

**Находж.** Очень редок. Известен только в месторождениях Франклин и Стерлинг-Хилл в шт. Нью-Джерси (США). На месторождении Франклин [1] хендриксит является характерным минералом скарнов, сложенных в основном

андрадитом, родонитом и кальцитом, реже в них встречаются бариевые полевые шпаты (гиалофан, цельзиан), микроклин, анортоклаз, цинковые и марганцевые разновидности кальциевых и щелочных пироксенов, еще реже франклинит и виллемит. Хендриксит наблюдается в виде сплошных чешуйчатых агрегатов и неправильных, обычно сильно деформированных пластин величиной до 30 см. Образование хендриксита относится к средней стадии скарнового процесса. В подобной же ассоциации хендриксит встречается и на месторождении Стерлинг-Хилл [6].

**Искусств.** Цинковые и марганцевые слюды, а также их смешанные кристаллы синтезированы в гидротермальных условиях при температурах от 250 до 650 и давлениях от 1000 до 3000 бар за 24—40 ч [1]. Получены мелкие кристаллы, которые удалось идентифицировать с помощью оптического и рентгеновского методов. Синтез триоктаэдрической чисто цинковой слюды с параметрами элементарной ячейки, очень близкими к таковым хендриксита, осуществлен при давлении 2 кбар [4]. Цинковый флогопит получен при атмосферном давлении и температуре 85° за 100 ч [5].

**Практ. знач.** Входит в состав цинковых руд.

#### Межплоскостные расстояния хендриксита (политип 1M) из Франклина (США) [1]

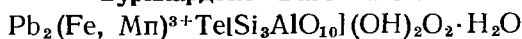
Си-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	100	10,20	00̄6	17	1,696
002	36	5,094	06̄9	10	1,554
003	60	3,398	205	3	1,495
130; 201	7	2,682	007	6	1,454
131; 200	13	2,652	027; 136	6	1,378
004	35	2,546	117; 206	3	1,327
201; 132	9	2,462	008	5	1,272
202; 133	8	2,202		5	1,002
005	9	2,034		5	0,974
204; 133	5	2,016			

#### Л и т е р а т у р а

1. Frondel C., Ito Y. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 7. P. 1107.
2. Robert J. L., Gasperin M. // Tschermaks miner. und petrogr. Mit. 1985. Bd. 34. H. 1. S. 1.
3. Evans B. W., Strens R. G. J. // Nature. 1966. Vol. 211, N 5049. P. 619.
4. Hazen R., Wones D. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 1/2. P. 103.
5. Perrotta A. J., Garland T. J. // Ibid. 1975. Vol. 60, N 1/2. P. 152.
6. Frondel C., Einaude U. // Ibid. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1752.

#### Буркхардтит Burckhardtite



Назван в честь мексиканского геолога Буркхардта.

**Характ. выдел.** Розетковидные агрегаты кристаллов (менее 0,2 мм в поперечнике), редко одиночные кристаллы (менее 50 мкм).

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с. (псевдогексагональный). Ячейка *C* — центрированная.  $a_0 = 5,21$ ,  $b_0 = 9,04$ ,  $c_0 = 12,85$  Å,  $\beta = 90^\circ$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5763 : 1 : 1,4214$ .  $Z = 2$ .

Структура слюдоподобная. Ее основой являются двойные силикатные слои состава  $\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . Между тетраэдрическими силикатными слоями располагается сложный октаэдрический слой состава  $\text{Pb}_2\text{FeTeO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  или  $\text{Pb}_2 \cdot \text{FeTeO}(\text{OH})_2$ . Ван-дер-ваальсовские связи между слоями (тетраэдрическими силикатными и октаэдрическими, содержащими Pb, Fe, Te) определяют низкую твердость минерала.  $\text{Fe}^{3+}$  находится в октаэдрической координации, Pb — в координации 8—12. Te может иметь либо тройную (тригональная пирамида с Te в вершине и O — в основании), либо четверную (тригональная дипирамида

с одним свободным углом экваториального треугольника) координацию. Длина оси *c* больше, чем в слюдах, но меньше, чем в хлоритах.

Кристаллы гексагональные или псевдогексагональные.

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Тв. около 2. Уд. в. 3,2 (вычисл. 4,96). Цв. карминно-красный до фиолетово-красного, иногда светло-розовый. Цвет буркхардтита и его вариации связываются с изменением содержания и различной валентностью входящего в его состав Мп. Черта светло-красная. Бл. алмазный до слабо перламутрового.

В ультрафиолетовых лучах не флуоресцирует. Парамагнитен.

**Микр.** Одноосный или почти одноосный (—). Плеохроизм: по *Ng=Nm* — карминно-красный, по *Np* — светлый синевато-красный. *Np=c*,  $n_g = n_m = 1,85$ ,  $n_p = 1,82$ ,  $n_g - n_p = 0,03$ .

**Хим.** Анализ (выполнен на электронном микросонде для кристаллов размером до 20 мкм): PbO — 45,23; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5,44; Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,18; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7,25; SiO<sub>2</sub> — 20,28; TeO<sub>2</sub> — 17,03; H<sub>2</sub>O — 3,59 (по разности); сумма — 100,00.

**Диагн. исп.** Не растворяется в горячей разбавленной и концентрированной HCl.

**Нахожд.** Обнаружен в золоторудном месторождении Моктесума (Сонора, Мексика) в кварцевых брекчиях в ассоциации с моктесумитом, иногда с цеманнитом и баритом. Образует тонкие присыпки на угловатых обломках кварца, сцементированных диккитом, и мелкие (0,1 мм) розетки, в средних частях которых часто обнаруживается диккит; также встречается в мелких трещинах с диккитом, цеманнитом, моктецумитом и теллуридом.

#### Межплоскостные расстояния буркхардтита из Моктесумы (Мексика)

Cu/Ni-излучение,  $D=114,59$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	9	12,8	007	6	1,840	1	1,104
020; 110	2	4,51	243; 153	5	1,590	1	1,095
111; 021; 003	2	4,26	235	1	1,563	1	1,076
112; 022	9	3,70		2	1,526	1	1,013
113; 023	10	3,11	060; 314; 154	2	1,508	1	0,996
200; 130	7	2,60	009; 155	1	1,426	1ш	0,931
131	1	2,56	340; 334	1	1,371	1ш	0,926
132	1	2,42		1	1,340	1	0,901
040; 220	3ш	2,26		1	1,318	1ш	0,878
025; 115; 133	3ш	2,24	400	2	1,306	1	0,866
213	1	2,16		1ш	1,236	1	0,845
222; 042; 006	3	2,13	423; 353	2	1,205	1	0,829
134	1	2,04	424	2	1,180	1	0,818
223	2	2,00		1	1,169	1	0,803
231	1	1,952		1ш	1,121	1	0,793

#### Л и т е р а т у р а

1. *Gaines R., Leavens P., Nelen J.* // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 3/4. P. 355.

#### ГРУППА ТЕТРАФЕРРИФЛОГОПИТА—ТЕТРАФЕРРИБИОТИТА

	<i>a</i> <sub>0</sub>	<i>b</i> <sub>0</sub>	<i>c</i> <sub>0</sub>	$\beta$	Уг. в.
Тетраферрифлогопит KMg <sub>3</sub> [Si <sub>3</sub> Fe <sup>3+</sup> O <sub>10</sub> ] (OH, F) <sub>2</sub>	5,358	9,297	10,318	100°01'	2,94
Тетраферрибиотит K (Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub> [Si <sub>3</sub> Fe <sup>3+</sup> O <sub>10</sub> ] (OH) <sub>2</sub>	5,373	9,311	10,306	100 06	3,16
Феррианнит KFe <sub>3</sub> <sup>2+</sup> [Si <sub>3</sub> Fe <sup>3+</sup> O <sub>10</sub> ] (OH) <sub>2</sub>	5,402	9,237	10,306	99 16	3,46

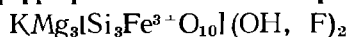
Тетраферрислюды — триоктаэдрические слюды ряда флогопит—биотит—аннит, в которых тетраэдрические позиции Al частично или полностью заняты Fe<sup>3+</sup> [1, 2]. Такое изоморфное замещение приводит к некоторым отклонениям в строении кристаллической структуры: к увеличению параметров элементарных ячеек (наиболее высокие значения среди всех слюд) и размеров тетраэдри-

ческой сетки, большому дитригональному развороту тетраэдров и к шестерной координации межслоевого катиона. Структурные особенности сказываются на оптических и физических свойствах минералов — появляется аномальный плеохроизм по обратной схеме абсорбции ( $Np > Ng \geq Nm$ ), повышается рефракция, ухудшается спайность по (001). Однако оптические особенности не всегда четко проявляются и имеют косвенное диагностическое значение. Точно тетраферрислюды определяются лишь комплексом физических методов (ИК-, ЯГР- и оптической спектроскопией) и сочетанием химического и структурного анализов. Эти слюды связаны с обедненными Al, но богатыми Fe и K породами, формировавшимися при повышенном потенциале кислорода. Очевидно, часть лепидомеланов и оксибиотитов относится к тетраферрислюдам; требуется общая ревизия всех  $Fe^{3+}$ -содержащих аномально плеохроирующих триоктаэдрических слюд.

## Л и т е р а т у р а

1. Павлишин В. И., Платонов А. Н., Польшин Э. В., Семенова Т. Ф., Старова Г. Л. Зап. ВМО. 1978. Т. 107, вып. 2. С. 165.
2. Матяш И. В., Калинин А. М., Литовченко А. С., Ивануцкий В. П., Польшин Э. В., Мельников А. А. Радноспектроскопия слюд и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 109.

## Тетраферрифлогопит Tetraferriphlogopite



Название отражает тетраэдрическое положение  $Fe^{3+}$  в структуре флогопита [1].

**Синон.** Феррифлогопит — ferriphlogopite [2]; богатый железом флогопит — iron rich phlogopite [3].

**Характ. выдел.** Кристаллы, чешуйки, пластинки; чешуйчатые агрегаты, оторочки вокруг кристаллов более раннего флогопита.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3 - C2/m$  (политип 1M). Параметры элементарной ячейки при  $Z=2$ :

$Fe_{IV}^{3+}$	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылк.
1,00	5,36	9,29	10,41	100°00'	0,577:1:1,121	Швеция	[3]
0,85	5,358	9,297	10,318	100 01	0,576:1:1,109	Ковдор (СССР)	[4]
0,58	5,361	9,288	10,292	100 01	0,577:1:1,108	ЮАР	[5]
0,45	5,341	9,259	10,297	99 59	0,577:1:1,112	Ковдор (СССР)	[6]
0,10	5,33	9,24	10,25	100 25	0,577:1:1,109	Приазовье (СССР)	[7]
—	5,34	9,27	10,33	99 53	0,576:1:1,114	Синтетический	[8]

Вхождение  $Fe^{3+}$  в тетраэдры вызывает увеличение параметров и объема элементарной ячейки [9]. Эта зависимость определяется уравнениями регрессии (Å) [9]:  $a_0 = 5,319 + 0,047x$ ,  $b_0 = 9,216 + 0,094x$ ,  $c_0 = 10,288 + 0,032x$ .  $V = 496 - 12x$ , где  $x$  — содержание  $Fe^{3+}$  в тетраэдрах (на форм. ед.).

Кристаллическая структура флогопитового типа; уточнялась для двух образцов — с содержанием  $Fe_{IV}^{3+} = 0,85$  и  $0,45$  (на форм. ед.) [4, 6, 10]. В структуре тетраферрифлогопита с  $Fe_{IV}^{3+} = 0,85$  форм. ед. тетраэдрический катион находится в центре тетраэдра правильной формы с  $T-O_b = 1,682$  и  $T-O_c = 1,680$  Å. Тетраэдры развернуты на угол  $\alpha = 11,75^\circ$ , октаэдрическая сетка сжата с образованием антипризм ( $\Psi = 58^\circ 59'$ , неподеленные ребра октаэдра 3,097 Å, поделенные ребра 2,793 Å);  $M-(O, OH) = 2,085$  Å. Межслоевой катион находится в шестерной координации;  $K-O_c = 2,932$  Å. Упорядоченность в заселении тетраэдрических и октаэдрических позиций не установлена [4].

Структура тетраферрифлогопита с  $Fe_{IV}^{3+} = 0,45$  форм. ед. характеризуется средними межатомными расстояниями тетраэдрического катиона до дальних атомов кислорода  $T-O_b = 1,658$  Å и до ближайших атомов кислорода  $T-O_c = 1,667$  Å (значения, промежуточные между таковыми у флогопита и тетраферрифлогопита с  $Fe_{IV}^{3+}$ ). Тетраэдры незначительно вытянуты по оси  $c^*$ , и

тетраэдрический катион несколько смещен из геометрического центра тетраэдра в сторону вершинного кислорода. Угол разворота тетраэдров  $\alpha = 9,24^\circ$ . Межслоевой катион также имеет шестерную координацию со средним межатомным расстоянием  $K-O = 2,973 \text{ \AA}$ ;  $K$ -октаэдр несколько вытянут по  $[001]$ . Мг-октаэдры сжаты (неподеленные ребра  $3,082-3,090 \text{ \AA}$ , поделенные  $2,736$  и  $2,790 \text{ \AA}$ ). Распределение железа по  $M$ -позициям статистическое [6]. Направление связи  $OH$ -групп в обоих случаях перпендикулярно слоям структуры, т. е. ориентированы вдоль оси  $c^*$ .

Структура «богатого железом флогопита», в котором отсутствует  $Al^{IV}$ , но, кроме  $Fe_{IV}^{2+}$ , имеется  $Mp$  [3, 11], характеризуется средними межатомными расстояниями ( $\text{Å}$ ):  $(Si, Fe)-O = 1,681$ ;  $M-OH = 2,035$ ;  $M-O = 2,108$ ;  $K-O = 2,95$ ; новые структурные данные [2] уточняют лишь некоторые параметры:  $M-OH = 2,079 \text{ \AA}$ ,  $M-O = 2,115 \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 11^\circ 02'$ ,  $\Psi = 58^\circ 11'$ .

Кристаллы псевдогексагонального облика, столбчатые или таблитчатые, размером от нескольких миллиметров до  $0,5-1$  см. Простые формы:  $(001)$ ,  $(010)$  и  $(110)$ .

**Физ. св.** Сп. совершенная по  $(001)$ . Спайные листочки гибкие и упругие. Тв. 3. Микротвердость  $160-173$  кгс/мм<sup>2</sup> [1]. Уд. в.  $2,85-3,06$  [12] (вычисл.  $2,94$  [4]). Цв. красно-бурый, красновато-коричневый, желтовато-бурый, темно-коричнево-красный. Черта розовато-красная. Бл. на плоскостях спайности стеклянный.

ИК-спектр тетраферрифлогопита заметно отличается от ИК-спектров флогопитов со сходным составом октаэдрических слоев; в нем главная полоса валентных колебаний  $Si-O$ -связей смещена в длинноволновую область [13-15]. Это смещение ( $\Delta\nu$ ) зависит от содержания  $Fe_{IV}^{2+}$  и достигает  $40$  см<sup>-1</sup> в тетраферрифлогопите с  $Fe_{0,85}^{3+}$  форм. ед. Кроме того, более четко фиксируется поглощение в области  $485-490$  см<sup>-1</sup>, постепенно по мере уменьшения содержания  $Al^{IV}$  исчезает полоса при  $830$  см<sup>-1</sup>, а полоса в области  $\sim 1040$  см<sup>-1</sup> усложняется. Последнее, очевидно, связано с отклонением симметрии колец тетраэдрического слоя от гексагональной [13, 14]. В ИК-спектрах тетраферрифлогопитов из карбонатитов Приазовья [6] указанные изменения выражены слабо, что объясняется незначительным изоморфным замещением  $Fe^{3+}$   $Al$  в тетраэдрах.

Спектр ЯГР подтверждает нахождение  $Fe^{3+}$  в тетраэдрах и дает возможность оценивать его концентрацию, а также состав октаэдрического слоя [7, 13, 14, 16]. Для оптических спектров поглощения в поляризации  $E||Np$  (коричнево-красная окраска в шлифе) характерно интенсивное поглощение в сине-фиолетовой и ближней УФ-областях спектра; в длинноволновой части этой полосы выделяется ряд узких полос поглощения:  $18\ 690-19\ 400$ ,  $20\ 000-20\ 400$ ,  $21\ 980-22\ 720$ ,  $24\ 800-25\ 300$  см<sup>-1</sup>. В спектрах при  $E \perp Np$  (светло-желтая окраска в шлифе) поглощение в коротковолновой области ослабевает, а узкие полосы поглощения менее четки [13, 14].

**Микр.** В шлифах в прох. свете отличается красной или красно-бурой окраской. Плеохроизм отчетливый: по  $Np$  — кирпично-красный, красно-бурый, темно-бурый, по  $Ng$  и  $Nm$  — бесцветный, светло-красноватый, светло-коричневый;  $Np \gg Ng \approx Nm$  [1, 5, 7]. Под бинокляром наблюдается ясно выраженный дихроизм:  $\perp (001)$  — голубовато-зеленый, густо-аквамариновый;  $\parallel (001)$  — коричневый, красновато-коричневый [12]. Интенсивность окраски в шлифах и под бинокляром увеличивается с ростом железистости.

Обратная схема плеохроизма считается типоморфным признаком минерала, как и других слюд с тетраэдрическим  $Fe^{3+}$ . Причина аномального плеохроизма таких слюд заключается именно в присутствии  $Fe^{3+}$  на месте  $Al$  в тетраэдрах структуры [1, 17-19]. Прямая схема плеохроизма слоистых силикатов, как показывают оптические спектры поглощения, связана с полосой переноса заряда  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  в области  $13\ 000-14\ 000$  см<sup>-1</sup> [20, 21]; в спектрах оптического поглощения тетраферрифлогопита эта полоса отсутствует [13, 14].

Пл. опт. осей  $\parallel (010)$ . Двуосный (—). Для образца с  $Fe_{IV}^{2+} = 0,85$  на форм. ед.  $n_g = n_m = 1,610-1,648$ ,  $n_p = 1,598-1,615$  [1, 4, 9, 15]; для образца с  $Fe_{IV}^{2+} =$

$=0,58$  на форм. ед.  $n_g=n_m=1,612-1,615$ ,  $n_p=1,558$  [5];  $n_g-n_p=0,040$ ,  $2V$  от 0 до  $12'$  (чаще  $4-6^\circ$ ). Показатели преломления связаны прямолинейной зависимостью с содержанием тетраэдрического  $Fe^{3+}$ . Уравнения регрессии этой зависимости [9]:  $n_g=1,585+0,067x$ ;  $n_p=1,552+0,065x$ , где  $x$  — атомное количество  $Fe^{3+}$  в тетраэдрах  $[Al_{1-x}Fe_x^{3+}<Si_3O_{10}]$ .

**Хим.** Теор. состав:  $K_2O=10,56$ ;  $MgO=27,12$ ;  $Fe_2O_3=17,91$ ;  $SiO_2=40,37$ ;  $H_2O=4,04$ .

Содержание  $SiO_2$  близко к теоретическому; изоморфное замещение  $Mg_{VI}^{2+}$  довольно ограничено. Главным, что определяет тетраферрифлогопит как самостоятельный минеральный вид, является пониженное по сравнению с флогопитом содержание  $Al_2O_3$  (от 0,0 до  $\sim 10,0\%$ ) и замещение в тетраэдрах  $Al^{3+}$  на  $Fe^{3+}$  (иногда на  $Mg$  и  $Mn$ ). Максимальное содержание  $Fe_2O_3$  достигает почти теоретического значения, минимальное составляет  $1,9-2,0\%$  [7, 12, 15]. Точно нижняя граница между тетраферрифлогопитом и флогопитом по данным химических анализов не установлена.

Спектральным анализом отмечены примеси [1, 22]:  $Ba$ ,  $Rb$ ,  $Li$ ,  $Cs$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Ga$ ,  $Be$ ,  $Cu$ ,  $Nb$ ,  $V$ .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Na_2O$	0,49	0,38	0,06	0,62	0,55	0,56	1,0	0,56	0,46
$K_2O$	8,67	8,98	9,38	9,63	9,83	9,97	10,08	9,96	9,43
$MgO$	26,79	24,21	25,02	25,33	26,92	25,92	25,88	24,86	24,07
$CaO$	Не обн.	0,03	—	0,18	0,35	—	0,37	0,21	0,10
$MnO$	4,52	0,13	0,05	0,97	0,02	0,14	0,15	0,01	0,16
$FeO$	Не обн.	4,79	6,24	3,45	1,80	3,18	3,89	3,80	7,20
$Al_2O_3$	»	0,65	4,18	6,32	9,10	8,01	7,95	10,57	10,80
$Fe_2O_3$	16,94	16,01	10,46	8,70	7,87	6,55	4,98	4,55	2,40
$SiO_2$	39,37	40,58	40,84	40,52	39,67	40,90	40,97	41,18	40,47
$TiO_2$	Не обн.	0,14	0,04	0,30	0,12	0,44	0,72	0,04	0,12
$H_2O^+$	3,32	2,57	6,16	3,68	—	3,97	3,13	2,98	—
$H_2O^-$	Не обн.	0,15	—	—	3,37	—	—	0,34	—
$F$	—	1,27	—	—	1,00	0,62	1,14	0,70	2,60
П. п.	—	0,38	—	—	—	—	—	—	2,90
Сумма	100,10	100,35 *	102,43	100,08 **	100,60	100,35 **	(100,26)	99,76	101,07 **
$-O=F_2$	—	0,53	—	—	0,42	0,26	0,48	0,29	1,09
		99,82			100,18	100,09	(99,78)	99,47	99,98
Уд. в.	2,95	—	3,024	2,88	—	—	—	2,839	2,87
$n_g$	1,636	1,638— 1,640	1,612— 1,615	—	1,606	1,608	1,598	1,600	—
$n_p$	1,622	1,598— 1,600	1,558	—	1,585	1,582	1,564	1,561	—
(—) $2V$	$13^\circ 40'$	$10-12^\circ$	$5^\circ$	—	$5-6^\circ$	$6^\circ$	—	$0-5^\circ$	—
$a_0$ (Å)	5,36	—	5,361	—	—	—	—	5,33	—
$b_0$	9,29	9,30	9,288	—	—	—	9,26	9,26	—
$c_0$	10,41	—	10,292	—	—	—	—	10,29	—
$\beta$	$100^\circ 00'$	—	$100^\circ 01'$	—	—	—	—	$99^\circ 58'$	—

\* В том числе  $(Rb, Li, Cs)_2O=0,08$ . \*\* В том числе  $P_2O_5=0,38$ . \*\* В том числе  $Cr_2O_3=0,03$ ,  $BaO=0,04$ ,  $(Rb, Li, Cs)_2O=0,02$ . \*\* В том числе  $BaO=0,27$ ,  $P_2O_5=0,09$ .

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Si$	2,98	3,09	2,88	2,98	3,07	2,95	2,99	3,00	2,94
$Fe^{3+}$	0,96	0,92	0,56	0,48	0,46	0,35	0,27	0,25	0,13
$Al^{IV}$	—	—	0,35	0,54	0,47	0,68	0,62	0,75	0,92
$Al^{VI}$	—	0,06	—	0,01	0,36	—	—	0,16	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ti	—	0,01	—	0,02	0,01	0,02	0,04	—	0,01
Fe <sup>2</sup>	—	0,30	0,37	0,21	0,12	0,19	0,24	0,23	0,44
Mn	0,29	0,01	—	0,06	—	0,01	0,01	—	0,01
Mg	3,02	2,75	2,63	2,78	3,11	2,78	2,81	2,70	2,60
Li	—	0,02	—	—	—	0,01	—	—	—
Ca	—	—	—	0,01	0,03	—	0,03	0,02	0,01
Na	0,07	0,06	0,01	0,09	0,08	0,08	0,14	0,08	0,06
K	0,84	0,87	0,84	0,90	0,97	0,92	0,94	0,93	0,87
OH	1,67	1,30	2,90	1,81	—	1,91	1,52	1,45	1,40
F	—	0,31	—	—	0,24	0,14	0,26	0,16	0,60
O	10,33	10,39	9,10	10,19	11,76	9,95	10,22	10,39	10,00

1 — «манганофиллит», из Швеции, анал. Якоб [11], параметры элементарной ячейки по [3]; 2 — из карбонатизированных пироксенитов Себляврского массива (Кольский полуостров), анал. Елина [1]; 3 — из карбонатита Палабора (ЮАР), анал. не указан, микронзондовый анализ [5]; 4 — из апатит-магнетитовой породы Центрального массива Турьего полуострова (Кольский полуостров), анал. Клепикова [23, 24]; 5 — из форстерит-магнетитовой породы с кальцитом, Ковдорское железорудное месторождение (Кольский полуостров), анал. Киселева [1]; 6 — из флогопитизированных оливинитов Ковдорского массива (Кольский полуостров), анал. Митюшина [1]; 7 — из зальбандов карбонатных жил в пироксенитах и ильолитов массива Вуориярви (Кольский полуостров), анал. Дурьнина [22]; 8 — из слюдитов карбонатитового комплекса Сивильярви, берег оз. Серкклампи (Финляндия), анал. Кольенен [25]; 9 — из флогопит-оливиново-фоскорята, черниговский карбонатитовый комплекс (Приазовье, УССР), анал. Левина [12].

Химические анализы тетраферрифлогопита см. также в работе [15].

**Диагн. исп.** Разлагается HCl, остаток состоит из «чешуек» кремнезема. П. п. тр. плавится в черный магнитный шарик.

**Повед. при нагр.** Кривые ДТА ряда образцов от флогопита до тетраферрифлогопита показывают [1], что по мере увеличения содержания тетраэдрического Fe<sup>3+</sup> температура эндотермического эффекта понижается от 1200 до 1080°. При прокаливании полное удаление гидроксильной воды (при содержании F>0,33%) происходит при температуре 900—1000° [12].

**Нахожд.** Встречается в малоглиноземистых ультраосновных щелочных и карбонатитовых магматических породах. Обычно представляет собой наиболее поздний минерал, образующий оторочки вокруг первичного флогопита или входящий в состав карбонатных прожилков и жил.

Распространен на Кольском полуострове в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород, где впервые был найден [1]. Широко развит как на территории Ковдорского флогопитового месторождения, так и на Ковдорском железорудном месторождении. В первом он встречается в оливинитах и пироксенитизированных оливинитах в виде оторочек вокруг зеленого флогопита, метакристаллов или мелкочешуйчатых агрегатов в ассоциации с кальцитом или доломитом, апатитом, поздним диопсидом [1, 26]. В железорудном Ковдорском месторождении кристаллы и чешуйчатые агрегаты тетраферрифлогопита приурочены к участкам апатит-кальцит-форстерит-магнетитовых руд, где он образовался по форстериту [1, 27]. В карбонатитах Ковдорского массива наблюдается реже, чем зеленый флогопит, а в Себляврском массиве является обычным компонентом пород [1]. В массиве Вуориярви развит как в метасоматически-измененных пироксенитах и апатит-форстерит-магнетитовых рудах [1], так и в зальбандах карбонатных жил [1]. Установлен в апатит-магнетитовых породах Центрального массива ультраосновных щелочных пород Турьего полуострова [23, 24].

Встречается в Приазовье (УССР) [7]: в метасоматически-измененных ксенолитах ультраосновных пород, заключенных в малинитах Покровско-Киреевского массива [7]; в карбонатитах Черниговской зоны (главным образом в альбикитах и бекфорситах) в ассоциации с кальцитом, оливином, эгирином, магнетитом и ильменитом [7, 12, 14, 28]. Установлен в карбонатных породах западной части Алданского щита [29]. Ярко-красный аномально плеохроирующий «флогопит» отмечался в карбонатитах Восточного Саяна [30].

Известен [15] (наряду с переходными разновидностями к флогопиту) на севере Сибири в форстеритизированных доломитизированных породах Маймечя-Ко-



туйской провинции ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов; тетраферрифлогопит красно-коричневого цвета,  $Np > Ng$ ,  $n_g = 1,580-1,626$ ; в образце с максимальным количеством  $Fe_2O_3 = 18,35\%$  содержится  $0,62\%$   $Al_2O_3$ ; иногда отмечается повышенное содержание  $MgO$  — до  $31,07\%$  [15, 31].

За рубежом тетраферрифлогопит установлен в ряде карбонатитовых массивов. Развит в слюдино-карбонатитовых породах массива Сиилиньярви (оз. Сёркилампи) в Финляндии [25], карбонатитах месторождения Палабора в ЮАР [5], карбонатитах Олд-Челси (пров. Квебек) в Канаде [16]. Тетраферрифлогопитом является слюда из Швеции [3], описанная Якобом [11] под названием «манганофиллит», а также, очевидно, аномально плеохроирующие слюды из карбонатитов Фена в Норвегии и о-ва Ально в Швеции [11].

**Искусств.** Слюда состава  $K_2Mg_6Fe_2^{3+}Si_6O_{20}(OH)_4$  под названием «феррифлогопит» была синтезирована Аннерстеном и др. [8] гидротермальным путем при температуре  $600^\circ$  и давлении водяного пара до 1000 атм с использованием шихты из  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $KOH$ .

**Отл.** От флогопита отличается по аномальному плеохроизму и пониженному содержанию  $Al_2O_3$ .

#### Межплоскостные расстояния тетраферрифлогопита [9]

СиК $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	55	10,161	220; 132; 203	8	2,285
002	15	5,081	202; 153	30	2,193
020	10	4,656	005	38	2,034
110	12	4,611	133; 204	20	2,011
111	15	3,974	203; 134; 043	4	1,924
112	27	3,676	134; 115	6	1,767
022; 003	100	3,402	006; 204; 242; 135	48	1,690
112	43	3,177	135; 314	20	1,556
113	30	2,947	060; 331	32	1,550
023	12	2,735	007; 225; 117; 331	7	1,449
130; 201	12	2,670	136	33	1,377
200; 131	80	2,640	401; 260; 314	3	1,336
113; 004	33	2,541	064; 262; 400; 335	5	1,320
131; 202	5	2,526	118; 171; 008	9	1,272
201; 132	50	2,453	066; 264; 337; 443	6	1,141

#### Л и т е р а т у р а

1. Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 4. С. 411.
2. Donnay G., Donnay J. D. H., Takeda H. // Acta crystallogr. 1964. Vol. 17, pt 11. P. 1374.
3. Steinjink H. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 886. Пер. на рус. яз.: Стейнфинк Х. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 144.
4. Семенова Т. Ф., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Кристаллография. 1977. Т. 22, № 6. С. 1196.
5. Shinno I., Suwa K., Tatsumi T. // J. Miner. Soc. Jap. 1982. Vol. 15, N 5. P. 273.
6. Семенова Т. Ф., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А., Павлишин В. И. // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 1. С. 41.
7. Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Буцинская Н. И. и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 322.
8. Annersten H., Devaeragaanan S., Häggström L., Wäppling R. // Phys. status solidi. 1971. Vol. 48. N 2. P. K137.
9. Семенова Т. Ф., Старова Г. Л., Франк-Каменецкий В. А. // Зап. ВМО. 1978. Т. 107, вып. 2. С. 213.
10. Семенова Т. Ф., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 3. С. 59.
11. Jakob J. // Ztschr. Kristallogr. 1924. Bd. 61, N. 1/2. S. 155.
12. Кривдик С. Г., Глевасский Е. Б., Левина Р. Л. // Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 2. С. 78.
13. Павлишин В. И., Платонов А. Н., Польшин Э. В., Семенова Т. Ф., Старова Г. Л. // Зап. ВМО. 1978. Т. 107, вып. 2. С. 165.
14. Матяш И. В., Калиниченко А. М., Литовченко А. С. и др. // Радиоспектроскопия слюд и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 109.
15. Багдасаров Ю. А., Власова Е. В., Скосырева М. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 78.

16. Hogarth D. D., Brown F. F. // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10, pt 4. P. 710.
17. Грум-Гржимайло С. В., Римская-Корсакова О. М. // *ДАН СССР.* 1964. Т. 156, № 4. С. 847.
18. Бахтин А. И. // *Геохимия.* 1980. № 6. С. 910.
19. Faye G. H., Hogarth D. D. // *Canad. Miner.* 1969. Vol. 10, pt 1. P. 25.
20. Faye G. H. // *Ibid.* P. 53.
21. Марфушин А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Р. Н. и др. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1971. № 7. С. 87.
22. Алябина И. Н. // *Материалы по минералогии Кольского полуострова.* Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 251.
23. Лапин А. В., Афанасьев Б. В. // *Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород.* М.: Наука, 1973. С. 157.
24. Лапин А. В. // *Метасоматизм и рудообразование.* М.: Недра, 1975. С. 171.
25. Ruustinen K. // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1973. N 45, pt 1. P. 35.
26. Терновой В. И. // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР.* Л.: Гостоптехиздат, 1962. № 3. С. 165.
27. Римская-Корсакова О. М. // *Вопросы магматизма и метаморфизма.* Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1963. Т. 1. С. 125.
28. Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г. // *Геол. журн. АН УССР.* 1978. Т. 38, вып. 2. С. 83.
29. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. // *Минералогические особенности эндогенных образований Якутии.* Якутск: Якут. фил. АН СССР. 1979. С. 53.
30. Чернышева Е. А., Гормашова Г. С. // *Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатов Восточной Сибири.* М.: Наука, 1966. С. 48.
31. Скосырева М. В., Власова Е. В., Жухлистов А. П., Багдасаров Ю. А. // *ДАН СССР.* 1985. Т. 285, № 1. С. 208.

### Тетраферрибиотит Tetraferribiotite



Название отражает тетраэдрическую позицию  $\text{Fe}^{3+}$  в структуре биотита [1].  
Синон. «Биотитоподобная черная слюда» [2], феррибиотит — ferribiotite [3]

**Характ. выдел.** Кристаллы, чешуйки, пластинки (3—5 мм).

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3-C2/m$  (политип 1M, иногда 1Md). Отмечаются сростки политипов 1M и  $2M_1$  (с преобладанием 1M) [4].  $a_0=5,373$ ,  $b_0=9,311$ ,  $c_0=10,306$  Å,  $\beta=100^\circ 06'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,577 : 1 : 1,106$ ,  $Z=2$  [5, 6].

Кристаллическая структура [5], имеющая такие же закономерные искажения, как и другие триоктаэдрические слюды, характеризуется следующими чертами: тетрагональный катион смещен к вершинному кислороду; углы  $\text{O}_6-\text{T}-\text{O}_6=100,93^\circ$ ,  $\text{O}_6-\text{T}-\text{O}_6=107,97^\circ$ ; тетраэдр незначительно вытянут по оси  $c$ ; тетраэдрическая сетка искажена до дитригонального мотива ( $\alpha_{\text{ср}}=8,96^\circ$ , т. е. больше, чем в биотите 1M и анните 1M); межслоевой катион находится в октаэдрической координации; в октаэдрической сетке  $\text{M}-\text{O}=2,102$  Å (больше, чем в высокожелезистых биотитах); поделенные ребра октаэдров короче неподеленных; октаэдры сильно сплющены, в связи с чем значительна гофрировка тетраэдрической сетки. Отмеченные структурные особенности связаны с высоким содержанием крупных катионов  $\text{Fe}^{2+}$  в тетраэдрах (по сравнению с биотитом и аннитом) и входением  $\text{Fe}^{2+}$  в октаэдры (по сравнению с тетраферрифлогопитом и железистым флогопитом).

Межатомные расстояния (Å) [5]:  $\text{T}-\text{O}=1,679$ ;  $\text{W}(1)-\text{O}$ ,  $\text{OH}=2,111$ ;  $\text{M}(2)-\text{O}$ ,  $\text{OH}=2,098$ ;  $\text{K}-\text{O}=2,974$ ;  $\text{O}-\text{H}=0,887$ .

Кристаллы уплощенные псевдогексагональные, размером 0,30 × 0,30 × 0,05 мм [5], частью удлиненные (до 1 см) по оси  $c$  с гексагональными или искаженно-гексагональными поперечными сечениями; боковые грани имеют индукционные формы, возникшие в результате одновременного роста тетраферрибиотита, гематита и кварца [7]. Известны сростки с хлоритом [8].

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001) (но не весьма совершенная); менее совершенная по (010) и (110) [9]. Тв. ~3. Уд. в. от 2,95 до 3,155 [8] (вычисл. 3,16 [5]); увеличивается с увеличением содержания  $\text{Fe}^{3+}$ . Цв. черный, темно- или зеленовато-бурый. Бл. на плоскостях спайности стеклянный до полужирного. ИК-спектр отличается от спектров обычных биотитов с аналогичным составом октаэдрических слоев смещением в длинноволновую область главной полосы валентных колебаний (Si, Fe)—O-связей на  $\Delta\nu=50$   $\text{см}^{-1}$ . Для  $[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}]$  эта полоса поглощения отвечает 950  $\text{см}^{-1}$ ; с уменьшением  $\text{Fe}^{3+}$  частота колебаний

прямолинейно увеличивается. Полоса поглощения  $830 \text{ см}^{-1}$ , приписываемая связи  $\text{Si—O—Al}^{\text{IV}}$ , не фиксируется или имеет диффузный характер. Кроме того, на кривой ИК-спектра четко проявляется поглощение в области  $485\text{—}450 \text{ см}^{-1}$  [4, 7, 8]. ИК-спектр тетраферрибиотита после  $\gamma$ -облучения, кроме общего уширения всех полос поглощения в области  $400\text{—}2000 \text{ см}^{-1}$ , характеризуется сдвигом полос валентных и деформационных колебаний тетраэдрических связей в высокочастотную область, появлением полосы при  $1385 \text{ см}^{-1}$  и уменьшением или исчезновением полос валентных колебаний  $\text{OH}$ -групп [10].

Мёссбауэровские спектры подтверждают, что  $\text{Fe}^{3+}$  занимает в тетраферрибиотите тетраэдрические позиции, а  $\text{Fe}^{2+}$  — октаэдрические [4, 7, 8, 11]. Мёссбауэровские спектры облученных образцов свидетельствуют об окислении октаэдрического  $\text{Fe}^{2+}$ , разрыве структурных связей  $\text{O—H}$  и  $\text{M—O}$ , выносе Fe в межслоевое пространство, гидратации поверхности и межслоевого пространства и превращении тетраферрибиотита в вермикулит [10].

**Микр.** В шлифах в прох. свете красновато- или зеленовато-бурый. Сильный плеохроизм: по  $Np$  — темно-красно-бурый, густой коричневатокрасный, темно-буро-зеленый до черного; по  $Ng$  — коричневатожелтый, красноватожелтый, грязно-зеленый, желтоватокрасный;  $Np \gg Ng \approx Nm$ . Меняется не только интенсивность окраски, но и ее оттенок.  $Np \perp (001)$ ,  $Ng$  и  $Nm$  лежат в плоскости (001). Двуосный (—). Погасание почти прямое (у биотита ситовидное).  $n_g = n_m = 1,665\text{—}1,718$ ,  $n_p = 1,620\text{—}1,678$ ,  $n_g - n_p = 0,040\text{—}0,045$ .  $2V = 0\text{—}6$ . Показатели преломления выше у зеленовато-бурых разновидностей. Дву-преломление изменяется мало, оно ниже, чем у обычных биотитов [8, 9].  $\gamma$ -облучение вызывает увеличение величины  $n_g$  (от 1,675 в исходном образце до 1,693 в облученном) [10].

Обратная схема оптической абсорбции обусловлена содержанием ионов  $\text{Fe}^{3+}$  в четверной координации [1, 12, 13]. Для оптических спектров поглощения в поляризованном свете в разрезах, перпендикулярных плоскости спайности, характерно: в плоскости поляризации  $E \parallel Np$  интенсивное поглощение в сине-фиолетовой и ближней УФ-областях спектра ( $25\ 000$ ,  $22\ 000\text{—}23\ 000$ ,  $20\ 000$  и  $18\ 000\text{—}19\ 000 \text{ см}^{-1}$ ), а также в ближней ИК-области ( $11\ 200$  и  $9\ 500 \text{ см}^{-1}$ ); в плоскости поляризации  $E \perp Np$  — поглощение в коротковолновой области ослабевает, узкие полосы поглощения выражены менее четко. Такой характер оптического поглощения и определяет аномальный плеохроизм [4, 7]. В облученных тетраферрифлогопитах с увеличением дозы облучения происходит ослабление полосы поглощения в сине-фиолетовой области и усиление интенсивности в коротковолновой области поглощения [10].

**Хим.** Теор. состав, отвечающий формуле  $\text{KMg}_{1,5}\text{Fe}_{1,5}^{\text{IV}}[\text{Si}_3\text{Fe}^{\text{IV}}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ :  $\text{K}_2\text{O}$  — 9,55;  $\text{MgO}$  — 12,25;  $\text{FeO}$  — 21,86;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 16,19;  $\text{SiO}_2$  — 36,50;  $\text{H}_2\text{O}$  — 3,65.

В природных образцах наблюдается изоморфизм  $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{K}^+ \rightarrow \text{Na}^+$ . Максимальные содержания  $\text{Fe}^{3+}$  в тетраэдрических позициях (1,04 форм. ед.) отвечает содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 14,21\%$  [7, 8] (хим. анализ 1). Увеличение содержания  $\text{Fe}^{\text{IV}}$  сопровождается возрастанием содержания Mg в октаэдрах (и уменьшением отношения Fe Mg) [7].

Содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{TiO}_2$  обычно не превышают  $0,5\%$ . Спектральным анализом установлены примеси [9]: Ba — 0,03; V, Co, Cr, Zr, Cd — 0,01, а также Ni, Cu, Tl и др.

Анализы:

	1	2	3	4	5
$\text{Na}_2\text{O}$	0,53	0,50	0,33	0,24	0,30
$\text{K}_2\text{O}$	8,57	8,40	5,22	8,86	8,00
$\text{MgO}$	13,50	13,78	4,29	14,77	5,57
$\text{CaO}$	0,40	0,40	0,13	0,32	0,56
$\text{MnO}$	0,20	0,22	0,01	0,06	—
$\text{FeO}$	20,10	20,19	35,00	18,63	27,64
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,31	0,41	3,65	4,25	8,58
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	14,21	13,20	10,15	8,58	7,02

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37,54	39,14	35,63	38,92	35,89
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0,21	0,05	0,05	1,62
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,21	3,95	5,55	5,00	4,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	—	Сл.	—	0,18
F	Сл.	Сл.	—	Сл.	0,10
Сумма	99,96 *	100,40	100,01	99,68	100,00 **
— O = F <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,04
					99,96
Уд. в.	3,155	2,95	3,05	2,95	3,041
<i>n<sub>g</sub></i>	1,678	1,679	1,718	1,681	1,685
<i>n<sub>p</sub></i>	1,650	1,634	1,678	1,636	1,620
(—) 2 <i>V</i> ,	0—4	6	2	2	0
<i>a</i> <sub>0</sub> (Å)	5,373	—	—	—	—
<i>b</i> <sub>0</sub>	9,311	—	—	—	—
<i>c</i> <sub>0</sub>	10,306	—	—	—	—
β	100°06′	—	—	—	—
Политип	1 <i>M</i>	—	—	—	—

\* В том числе ВаО—0,16, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,03. \*\* В том числе ВаО—0,13.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5
Si	3,02	3,10	2,90	3,00	2,88
Fe <sup>3+</sup>	0,86	0,79	0,62	0,50	0,42
Al <sup>IV</sup>	0,03	0,04	0,35	0,39	0,81
Ti	—	0,01	—	—	0,10
Fe <sup>2+</sup>	1,35	1,34	2,39	1,20	1,85
Mg	1,62	1,63	0,52	1,70	0,67
Mп	0,01	0,01	—	—	—
Ba	0,01	—	—	—	—
Ca	0,03	0,03	0,01	0,03	0,05
Na	0,08	0,08	0,05	0,03	0,05
K	0,88	0,85	0,54	0,87	0,82
OH	2,26	2,09	3,02	2,57	2,36
F	—	—	—	—	0,03
O	9,74	9,91	8,98	9,43	9,61

1—из зальбанда кварцевой жилы в джеспилитах карьера Анновский, Кривой Рог (УССР), анал. Мирская, Шайкевич [8] (параметры элементарной ячейки по [5]); 2—из эгиринизированных гематит-магнетит-кварцевых роговиков, Кривой Рог (УССР), анал. Ермолаева [9]; 3—из сланцев и железистых роговиков средней свиты Северного района, Кривой Рог (УССР), анал. Ермолаева [9]; 4—из эгиринизированных гематит-магнетит-кварцевых роговиков, Кривой Рог (УССР), анал. Ермолаева [9]; 5—из кварцевой жилы, шахта Степная, Кривой Рог (УССР), анал. Мирская, Шайкевич [8].

**Диагн. исп.** Разлагается HCl, остаток состоит из «чешуек» кремнезема. При красном калении плавится с образованием черного магнитного шарика.

**Повед. при нагр.** При нагревании в интервале 450—700° происходит окисление октаэдрического Fe<sup>2+</sup>; при этом исчезает обратная схема абсорбции.

**Находж.** Редок. Установлен в Кривом Роге (УССР) [7—9] в железисто-кремнистых сланцах и роговиках средней свиты криворожской серии, претерпевших щелочной метасоматоз, и в секущих их кварцевых жилах. Тетраферрибиотит приурочен к эгиринизированным и рибекитизированным роговикам и сланцам, в которых иногда составляет 60—70% породы. В кварцевых жилах он лучше окристаллизован, приурочен к зальбандам. Встречается в тесной ассоциации с амфиболами, магнетитом, гематитом, кварцем, редко карбонатом.

**Искусств.** Слюда состава  $KMg_{3-x}Fe_x^{2+}Fe^{3+}Si_3O_{10}(OH)_2$  (при  $x < 1$ ), названная феррибиотитом, постоянно получалась при синтезе магниезально-железистого

селадонита [3]; она рассматривалась как твердый раствор «феррифлогопита» и феррианнита.

**Отл.** От биотита и других железисто-магнезиальных слюд отличается обратной схемой абсорбции, вхождением  $Fe^{3+}$  в тетраэдрические позиции структуры.

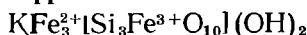
**Межплоскостные расстояния тетраферрибиотита из Кривого Рога [7]**

Дифрактометр					
<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)
001	10,140	023	2,732	005	2,027
110; 020	4,599	200; 131	2,638	006; 135	1,687
112	3,693	004; 113; 131	2,533	060; 331; 135	1,548
003	3,391	13 $\bar{2}$ ; 201	2,450	007	1,447
112	3,169	203; 132	2,291	20 $\bar{7}$ ; 136	1,374
113	2,938	133; 202	2,186	008 и др.	1,267

*Л и т е р а т у р а*

1. Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 4. С. 411.
2. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1961. Вып. 13. 204 с.
3. Wise W. S., Eugster H. P. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 1052.
4. Матяш И. В., Калиниченко А. М., Литовченко А. С. и др. // Радноспектроскопия слюд и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 109.
5. Семенова Т. Ф., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А., Павлишин В. И. // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 1. С. 41.
6. Семенова Т. Ф., Рождественская И. В., Франк-Каменецкий В. А. // Там же. 1985. Т. 7, № 3. С. 59.
7. Павлишин В. И., Платонов А. Н., Польшин Э. В., Семенова Т. Ф., Старова Г. Л. // Зап. ВМО. 1978. Т. 197, вып. 2. С. 165.
8. Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И. и др. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 340.
9. Кушев В. Г., Павлишин В. И. // Минерал. сб. Львов, 1964. № 18, вып. 1. С. 49.
10. Иваницкий В. П., Матяш И. В., Пластинина М. А. и др. // Кристаллохимия и спектроскопия минералов. Киев: Наук. думка, 1984. С. 20.
11. Польшин Э. В., Платонов А. Н. // Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 36.
12. Faye G. H., Hogarth D. D. // Canad. Miner. 1969. Vol. 10, pt 1. P. 25.
13. Грум-Гржимайло С. В., Римская-Корсакова О. М. // ДАН СССР. 1964. Т. 156, № 4. С. 847.

**Феррианнит Ferri-annite;**



Название по аналогии с синтетической слюдой, которая была получена прежде, чем найдена в природе [1, 5, 6].

**Синон.** Железистая слюда — ігоп тіса [2].

**Характ. выдел.** Чешуйки и таблички размером 10—40 мкм; тонкозернистые массивные агрегаты [1, 5, 6].

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3-C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,402$ ,  $b_0=9,237$ ,  $c_0=10,306$  Å,  $\beta=99^\circ 16'$ ,  $a_0:b_0:c_0=0,585:1:1,115$ ,  $Z=2$  [1]. По данным Моримото, Донней [3, 4] и Уонса [9], для синтетического феррианнита параметры элементарной ячейки соответственно равны:  $a_0=5,43$  и  $5,430$ ,  $b_0=9,40$  и  $9,404$ ,  $c_0=10,32$  и  $10,341$  Å,  $\beta=100^\circ 00'$  и  $100^\circ 04'$ .

Структура триоктаэдрическая однослойная [3, 4, 7]; изоструктурен с биотитом [2—4]. В синтетической чисто железистой слюде ионы  $Fe^{3+}$  и  $Si^{4+}$  в тетраэдрических позициях распределены беспорядочно, атомные координаты мало отличаются от таковых биотита. Отмечено двойникование под углами 60 и  $120^\circ$  с вращением вокруг оси  $c$  [3, 4].

Межатомные расстояния (Å) [8]: (Si,  $Fe^{3+}$ )—O -1,685;  $Fe^{3+}$ —O=2,123;  $Fe^{2+}$ —(OH) -2,075; (O—O) $_s$  2,814; (O—O) $_n$ =3,136; K—O 3,347 и 3,054;  $\alpha=6^\circ 24'$ ,  $\psi=59^\circ 07'$ .

В природном феррианните двойники наблюдаются часто [1].

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Цв. красновато-бурый [1]. Уд. в. (вычисл.) синтетического феррианнита 3,46 [7] и 3,45 [9]. Для синтетического феррианнита вычислены [10]:  $G_{f, 298}^0 = -1047,800$  ккал/моль,  $H_{f, 298}^0 = -1131,566$  ккал/моль.

**Микр.** В шлифах в прох. свете по плеохроизму выделяются две разности [1]: тип А — по  $Np$  — светло-красновато-бурый, по  $Nm = Ng$  — светло-желтовато-зеленый; тип В — по  $Np$  — буровато-красный, по  $Nm = Ng$  — светло-зеленовато-бурый (эта разность сходна по плеохроизму с синтетическим феррианнитом [9]). Первая разность обычно представлена чешуйками, напоминающими агрегаты ферристильпномелана. Оптические константы:

	Природный [1]		Синтетический [9]
	Тип А	Тип В	
$n_g \simeq n_m$	1,691	1,721	1,739—1,755
$n_p$	1,653	1,677	1,698—1,715
$n_g - n_p$	0,038	0,045	0,040—0,050
$(- ) 2V, ^\circ$	0—10	Малый	—

**Хим. Теор. состав:**  $K_2O$  — 8,71;  $FeO$  — 39,90;  $Fe_2O_3$  — 14,77;  $SiO_2$  — 33,29;  $H_2O$  — 3,33. Феррианниты постоянно содержат  $MgO$  и  $Al_2O_3$ ; другие компоненты составляют менее 1%. Учитывая колебания составов природных феррианнитов (кроме феррианнита типа А — хим. анализ 1 и типа В — хим. анализы 2, 3, найдены образцы с большими содержаниями  $MgO$  и  $Al_2O_3$ ), их можно представить как твердые растворы четырех конечных членов: аннита  $KFe_3^{2+} \times [Si_3AlO_{10}](OH)_2$ , феррианнита  $KFe_3^{2+}[Si_3Fe^{3+}O_{10}](OH)_2$ , флогопита  $KMg_3 \times [Si_3AlO_{10}](OH)_2$  и тетраферрифлогопита  $KMg_3[Si_3Fe^{3+}O_{10}](OH)_2$  [1]. На диаграмме (фиг. 92) типы А и В ближе всего подходят к феррианниту, остальные занимают поле в центре диаграммы [1]. Соотношение составов феррианнита, биотита, флогопита и стильпномелана графически представлены на фиг. 93 (группы А и В как феррианнита, так и стильпномелана характеризуются соответственно меньшим и большим отношением  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ ).

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
$Na_2O$	0,15	0,06	0,02	$Al_2O_3$	5,84	1,83	1,42
$K_2O$	8,30	7,87	8,33	$Fe_2O_3$	6,65	11,98	13,25
$MgO$	11,50	7,56	7,24	$SiO_2$	38,44	36,23	35,49
$CaO$	0,01	0,02	0,05	$TiO_2$	0,02	0,01	0,01
$MnO$	0,03	0,02	0,03	$(H_2O)^*$	(3,91)	(4,85)	(4,33)
$FeO$	25,15	29,57	29,77				
				Сумма	96,09	95,15	95,67 <sup>2*</sup>

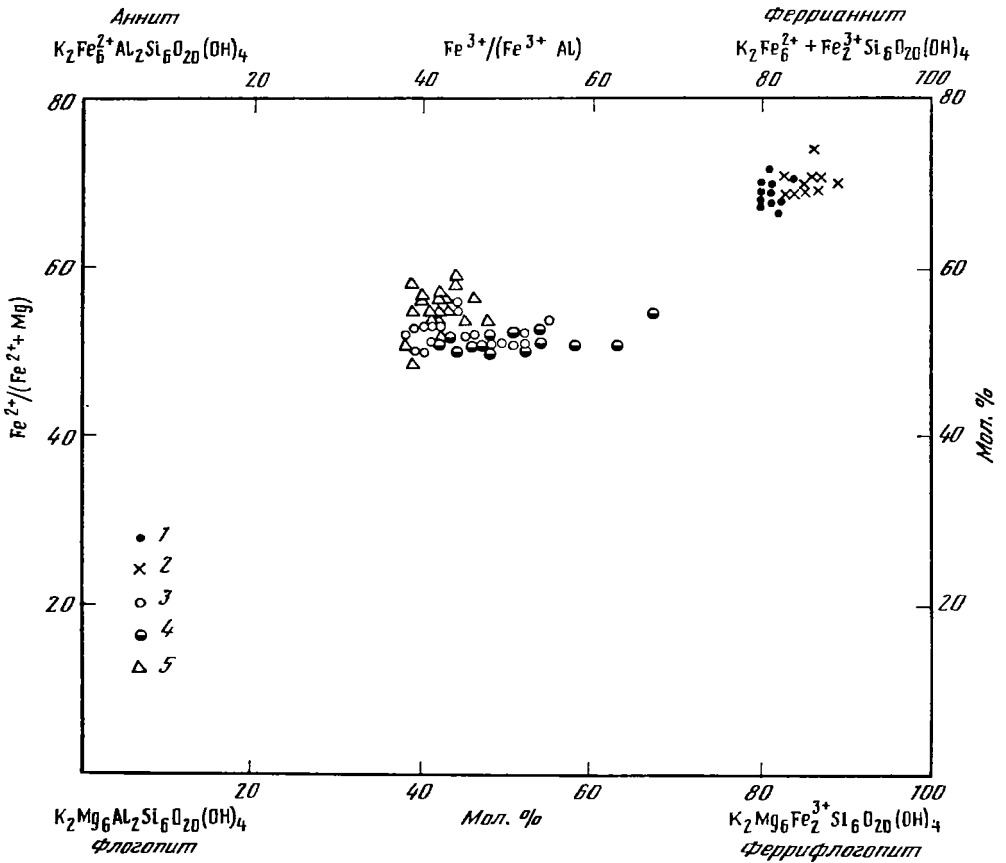
\* Количество  $H_2O$  в сумму не входит. \*\* В том числе  $Cr_2O_3$  — 0,02,  $NiO$  — 0,04.

Пересчет анализов на  $11 O$  [1]

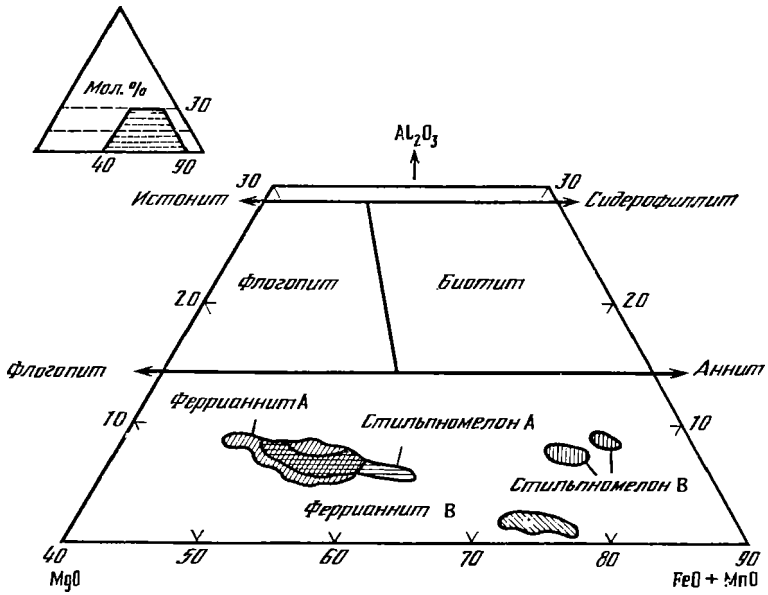
	1	2	3		1	2	3
Si	3,01	3,06	3,06	Mg	0,92	0,95	1,36
$Fe^{3+}$	0,85	0,76	0,40	Na	—	0,01	0,01
$Al^{IV}$	0,14	0,18	0,54	K	0,90	0,90	0,84
$Fe^{2+}$	2,11	2,09	1,67	$Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$	0,698	0,687	0,551

Феррианниты из слабо метаморфизованных пород железорудной формации свнты Хамерслей, область Уиттенум (Западная Австралия), анал. Нисиды [1]: 1—тип А (среднее из 24 микрозондовых определений); 2—тип В (среднее из 15 микрозондовых определений); 3—тип В (среднее из 16 микрозондовых определений).

**Находж.** В природе впервые обнаружен в 1982 г. в слабо метаморфизованной железорудной формации пачки Дэйлс-Джордж группы Хамерслей в области Уиттенум (Западная Австралия) [1, 11]. Чешуйки и таблички феррианнита (диаметром 10—40 мкм) рассеяны в кремнистых прослоях внутри богатого рибекитом слоя, а также в виде массивных тонкозернистых агрегатов, слагаю-



Фиг. 92. Положение феррианнита и минералов промежуточного состава на диаграмме флогопит—феррифлогопит—феррианнит—аннит (по Мияно)  
 1 — тип А; 2 — тип В; 3—5 — слюды промежуточного состава



Фиг. 93. Химические составы биотита, флогопита, феррианнита и стильномелана (все железо пересчитано на FeO), группы А и В феррианнита и стильномелана показаны по отношению Fe/(Fe+Mg) (по Мияно)

щих тонкие (толщиной около 0,2 мм) линзообразные прослойки. Находится в тесной ассоциации с кварцем, гематитом, магнетитом, стильпномеланом, рибекитом и анкеритом. Образование феррианнита связывается с обогащением калием стильпномелана и одновременным формированием рибекита в ходе метаморфизма. Встречен в основных эруптивных породах Марокко с флогопитом, оливином, полевым шпатом, авгитом; образует индивидуальные выделения или каемки вокруг флогопита [12].

Были высказаны предположения о возможных находках феррианнита в породах железорудных формаций, претерпевших воздействие магмы [9], а также в щелочных магматических породах и пегматитах [13].

**Искусств.** Впервые синтезирован в 1955 г. [2] из шихты состава  $K_2O \cdot FeO \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$  при температуре  $765^\circ$  и давлении водяного пара около 1200 атм. Позже синтез был повторен при температуре  $700^\circ$  и давлении 2000 бар [14], в интервале температур  $400-600^\circ$  при давлениях 1023 и 2046 бар [2] и при  $500^\circ$  и давлении 2070 бар [9]. Определенный экспериментально верхний предел устойчивости минерала позволил предположить возможное нахождение феррианнита в горных породах магматического происхождения [9]. Для объяснения нахождения феррианнита в осадочных породах, испытавших лишь слабый метаморфизм [11], выполнены экспериментальные исследования и расчеты устойчивости феррианнита в системе  $K-Fe-Si-O-H$  при температурах 100 и  $150^\circ$  в зависимости от фугитивности кислорода и отношения  $a_{K^+} + a_{H^+}$  [10].

**Межплоскостные расстояния природного феррианнита (1) из Западной Австралии [1] и синтетического (2) [3, 7]**

$FeK\alpha$ -излучение, Мп-фильтр

hkl	1		2		hkl	1		2	
	I	d (Å)	I	d (Å)		I	d (Å)	I	d (Å)
001	Оч. сил.	10,159	100	10,163	133	—	—	4	} 2,028 2,026
112	Сред.	3,684	7	3,721	204	—	—	4	
003	Сред.	3,379	17	3,388	006	Сред.	1,696	4	1,694
113	Оч. слаб.	2,905	5	2,959	242	Слаб.	1,600	1	1,611
200	Оч. слаб.	2,666	24	2,674	060	Оч. слаб.	1,539	6	1,567

*Л и т е р а т у р а*

1. Miyano T., Miyano S. // Amer. Miner. 1982 Vol. 67, N 11/12. P. 1179.
2. Верес Г. И., Меренкова Т. Б., Островский И. А. // ДАН СССР. 1955. Т. 101, № 1. С. 147.
3. Morimoto N., Donnay J. D. H. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1960/1961. Vol. 60. P. 214.
4. Моримото Н., Донней И. Д. Х. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 154.
5. Wones D. R. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1959. Vol. 58. P. 132.
6. Уонс Д. Р. // Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 216.
7. Donnay G., Morimoto N., Takeda H., Donnay J. D. H. // Acta crystallogr. 1964. Vol. 17, pt 11. P. 1369.
8. Donnay G., Donnay J. D. H., Takeda H. // Ibid. P. 1374.
9. Wones D. R. // Amer. J. Sci. 1963. Vol. 261, N 6. P. 581.
10. Miyano T. // Annu. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. 1981 (1982). N 8. P. 95.
11. Miyano T. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 2. P. 189.
12. Mokhtari A., Wagner C., Velde D. // Neues Jb. Mineral Monatsh. 1985. H. 11. S. 513.
13. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-B. P. 11.
14. Wones D. R., Eugster H. P. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1958. Vol. 57. P. 252.

**ГРУППА УОНЕЗИТА**

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Уонезит (Na, □) $Mg_3 [Si_{11}AlO_{10}] (OH, F)_2$	Монокл.	5,312	9,163	9,825	103 11	—
Прайсверкит $NaMg_2Al [Al_2Si_2O_{10}] (OH)_2$	Монокл.	5,22	9,05	19,42	95 10	2,94



## Уонезит Wonesite

(Na, □)Mg<sub>3</sub>[Si<sub>3</sub>AlO<sub>10</sub>](OH, F)<sub>2</sub>

Назван в честь минералога-экспериментатора Д. Р. Уонеза [1].

**Синон.** Натриевая триоктаэдрическая слюда [2], натриевый флогопит — sodium phlogopite [3].

**Характ. выдел.** Пластинки неправильной формы [1, 3].

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3-C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,312$ ,  $b_0=9,163$ ,  $c_0=9,825$  Å,  $\beta=103^\circ 11'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0=0,579 : 1 : 1,072$ ,  $Z=2$  [1].

Кристаллическая структура [1] отличается от флогопитовой вхождением в межслоевые позиции атомов Na и наличием в них вакансий. Высота межслоевого промежутка составляет 3,03 Å, толщина слоя 2 : 1 равна 6,56 Å. В сростках сосуществующих уонезита и флогопита периоды  $a$  и  $b$  совпадают и равны; различия между ними заключаются лишь в природе межслоевого катиона [1]. Уонезит не насыщается органическими жидкостями, не расширяется необратимо при нагревании, не разбухает при обработке этиленгликолем [1].

Характерно двойникование: двойниковая плоскость (001), двойниковая ось [310]. С тальком и флогопитом дает сростки по плоскости (001).

При изучении образцов из Пост-Понда (шт. Вермонт, США) методом высоковольтной электронной микроскопии (картины муара, прямое изображение решетки и микродифракция) установлено [4] тесное срастание уонезита с хлоритом, биотитом, тальком и каолинитом, а также выявлены одно-, двух- и трехслойные его политипные разновидности и частично неупорядоченные формы. В этих же образцах наблюдаются [5] микроструктуры распада твердого раствора уонезита на тальк и более натриевую разность уонезита, имеющую меньше вакансий в межслоевых позициях, чем первичный уонезит.

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). По физическим свойствам сходен с флогопитом [1].

На ИК-спектре [1] имеются полосы поглощения при 3593 и 3662 см<sup>-1</sup>, обусловленные OH-группами; широкая полоса поглощения при 3400 см<sup>-1</sup> свидетельствует о вхождении небольшого количества H<sub>2</sub>O в межслоевые промежутки.

**Микр.** В прох. св. трудно отличим от флогопита [1]. Плеохроизм сильный: по  $Ng$  и  $Nm$  — темно-бурый, по  $Np$  — светло-бурый, погасание типа «пятнистого мрамора»,  $n_g=n_m=1,608$ ,  $n_p=1,544$ ,  $0^\circ < 2V < 5^\circ$ .

**Хим.** Теор. состав: Na<sub>2</sub>O — 7,73; MgO — 30,13; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 12,71; SiO<sub>2</sub> — 44,94; H<sub>2</sub>O — 4,49 — для гипотетического конечного члена с формулой NaMg<sub>3</sub>[Si<sub>3</sub>AlO<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub> [1]. В природных образцах возможны изоморфные замещения: K  $\rightleftharpoons$  Na, Fe  $\rightleftharpoons$  Mg, Al<sup>VI</sup> + Al<sup>IV</sup>  $\rightleftharpoons$  Mg + Si, □ + Si  $\rightleftharpoons$  Na + Al<sup>IV</sup>, F  $\rightleftharpoons$  OH. Отношение Na/(Na + K) = 0,85—0,95 [1]. Возможно присутствие Li [3].

Анализы:

	1	2		1	2
Na <sub>2</sub> O	3,07	5,82	SiO <sub>2</sub>	48,53	43,44
K <sub>2</sub> O	0,85	0,49	TiO <sub>2</sub>	0,77	0,48
MgO	22,11	28,54	H <sub>2</sub> O **	(3,67)	—
MnO	0,04	—	F	0,15	—
CaO	0,04	0,20			
FeO *	7,02	—	Сумма	100,06	91,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	—	— O = F <sub>2</sub>	0,06	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,73	13,00		100,00	—

\* Все Fe показано в виде FeO. \*\* Определено по разности.

1 — уонезит из Пост-Понда (шт. Вермонт, США), микрозондовый анализ, анал. Джонс, формула: (Na<sub>0,385</sub>K<sub>0,073</sub>Ca<sub>0,002</sub>)(Mg<sub>2,185</sub>Fe<sub>0,385</sub>Mn<sub>0,002</sub>Cr<sub>0,004</sub>Ti<sub>0,05</sub>Al<sub>0,310</sub>)(Si<sub>3,235</sub>Al<sub>0,765</sub>)O<sub>10</sub> × (OH, F)<sub>2</sub> [1]; 2 — «натриевый флогопит» из Деррага (Тель-Атлас, Алжир), среднее из 10 микрозондовых определений, анал. не указан, формула: (Na<sub>0,78</sub>K<sub>0,05</sub>Ca<sub>0,01</sub>)(Mg<sub>2,98</sub>Ti<sub>0,02</sub>Al<sub>0,05</sub>) × (Si<sub>3</sub>Al)O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> [3].

**Наход.** Породообразующий минерал ордовикских вулканических пород Пост-Понда (шт. Вермонт, США) наряду с кварцем, кордиеритом, жедритом,

антофиллитом, хлоритом, тальком, флогопитом, плагиоклазом (*An* № 10—30), рутилом и апатитом [1, 2]; характерно срастание унезита с флогопитом, хлоритом и тальком. Как «натриевый флогопит» отмечен в метаморфизованных доломитах Деррага в Тель-Атласе (Алжир) [3] в виде каемок вокруг флогопита в ассоциации с тальк-хлоритовым смешанослойным образованием, тальком, пиритом и турмалином.

Ранее минерал, напоминающий по составу унезит, был найден в метаморфизованных эвапоритовых отложениях Северной Африки [6], он сопоставлялся с искусственным Na-флогопитом Кармана [7]. Считается, что унезит устойчив при метаморфизме пород с высоким отношением Mg/Fe, средним содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и очень низким —  $\text{CaO}$ .

**Искусств.** Богатые Na триоктаэдрические слюды получены Карманом в 1974 г. [7] и определены как 10,0-, 12,0- и 15,0 А-фазы соединения  $\text{NaMg}_3 \times \text{AlSi}_3 \text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , стабильного при 900 и  $P_{\text{H}_2\text{O}}=2,0$  кбар.

Таблица межплоскостных расстояний не приводится;  $d_{001} \quad 9,62 \text{ \AA}$  [1].

### Л и т е р а т у р а

1. Spear F. S., Hazen R. M., Rumble D. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 1/2. P. 100.
2. Spear F. S., Hazen R. M., Rumble D. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1978. Vol. 77. P. 808.
3. Schreyer W., Abraham K., Kulke H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74. N 3. P. 223.
4. Veblen D. R. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 5/6. P. 566.
5. Veblen D. R. // Ibid. P. 554.
6. Kulke H. H. G. // Abstr. XXV Intern. Geol. Congr. Sydney, 1976. Vol. 1. P. 131.
7. Carman J. H. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 3/4. P. 261.

### Прайсверкит Preiswerkite



Название дано в честь швейцарского ученого Х. Прайсверка [1].

**Синон.** Натриевый флогопит — sodium phlogopite [2].

**Характ. выдел.** Чешуйки (до 1 мм) и их агрегаты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^0-C2/c$  (политип  $2M_1$ ).  $a_0=5,22$ ,  $b_0=9,05$ ,  $c_0=19,42 \text{ \AA}$ ,  $\beta \quad 95 \text{ } 10'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 \quad 0,577 : 1 : 2,146$ ,  $Z \quad 4$  [1].

Кристаллическая структура отвечает структуре триоктаэдрической слюды с двумя Mg в цис- и одним Al в транс-октаэдрах и замещением на Al половины Si в тетраэдрических позициях.

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Тв.  $2\frac{1}{2}$ . Уд. в. 2,96 (2,94 вычисл.). Цв. светло-зеленоватый.

**Микр.** В шлифах в прох. св. бесцветный. Пл. опт. осей (010). Двуосный (—).  $n_g \quad 1,615$ ,  $n_m=1,614$ ,  $n_p \quad 1,560$ ,  $n_g-n_p \quad 0,055$ ,  $2V=5-7^\circ$ .

**Хим.** Формула  $\text{NaMg}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  — идеализированная. Характерны замещения Na ↔ K и AlAl ↔ MgSi.

Анализы (микронзондовые, анал. соответственно Соммрейер и Швендер) [1]:  $\text{Na}_2\text{O} - 7,7$  и  $7,35$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,2$  и  $0,19$ ;  $\text{CaO} - 0,1$  и  $0,09$ ;  $\text{MgO} - 18,3$  и  $18,7$ ;  $\text{MnO} -$  не обн. и не обн.;  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - 2,5$  и  $2,8$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 35,0$  и  $35,4$ ;  $\text{Cr}_2\text{O}_3 -$  не обн. и не обн.;  $\text{SiO}_2 - 30,5$  и  $29,9$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,1$  и не указан;  $\text{H}_2\text{O} - 4,6$  и  $4,6$ ; F — 0,1 и не обн.; сумма — 99,1 и 99,03. Формула (средняя из двух анализов):  $(\text{Na}_{0,98}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,01})(\text{Mg}_{1,91}\text{Al}_{0,91}\text{Fe}_{0,08}^{2+}\text{Fe}_{0,06}^{3+})(\text{Al}_{1,95}\text{Si}_{2,05})\text{O}_{12,06}(\text{OH})_{2,10}$ .

**Повед. при нагр.** На кривой потери веса отмечается незначительное уменьшение веса до 750 и наибольшее в интервале 850—950 (потеря гидроксильной воды) [1].

**Нахожд.** Найден в дайке слабо рассланцованного базальта, секущей гарцбургитовый массив Гайсспфад в Пеннинских Альпах (Швейцария) [1, 2]. Вместе с цонзитом слагает зеленоватые стяжения диаметром 1—40 мм, окруженные агрегатами Al-паргасита, иногда с цонзитом. Базальт претерпел родингитизацию и позже — альпийский метаморфизм (верхи зеленосланцевой — низы

амфиболитовой фаций). Прайсверкит образовался в ходе метаморфизма или после него.

**Искусств.** Прайсверкитом является синтетическая слюда с формулой  $\text{Na.Mg}_2\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , названная ранее Na, Al-истонитом [3], обратимо гидратируемая до 12- и 15  $\gamma$ -фаз [3]. Синтезировано также негидратирующееся соединение подобного состава, названное хрупкой Na-слюдой [4].

#### Межатомные расстояния прайсверкита из Гайссспфад (Пеннинские Альпы) [1]

FeK $_{\alpha}$ -излучение. Камера Гинье

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
002	50	9,64	025	15	2,931	009	60	2,149
004	10	4,84	007	50	2,775	135	40	2,117
020	60	4,52	202, 131	100	2,572	00, 10	10	1,926
110	30	4,48	202, 133	70	2,457	137, 046	15	1,848
111	20	4,42	008	20	2,402	139	25	1,618
023	20	3,68	204, 133	40	2,382	060, 331	100	1,508
113	15	3,62	134	20	2,328	13, 11	30	1,489
006	50	3,215	135	30	2,209			

#### Л и т е р а т у р а

1. Keusen H. R., Peters Tj. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 11/12. P. 1134.
2. Keusen H. R. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1972. Bd. 52, H. 3. S. 385.
3. Newitt D. A., Wones D. R. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 9 10. P. 854.
4. Franz G., Althaus E. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1975. Bd. 126, H. 3. S. 233.

#### ГРУППА ЛЕПИДОЛИТА

	Политип *	<i>a</i> <sub>0</sub>	<i>b</i> <sub>0</sub>	<i>c</i> <sub>0</sub>	$\beta$	Уд. в.
Лепидолит $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}$ · $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	1M	5,216	9,005	10,18	100°43'	2,82—2,87
	2M <sub>2</sub>	9,023	5,197	20,171	99 29	
	2M <sub>1</sub>	5,209	9,053	20,185	99 07	
Полилитнионит $\text{KLi}_2\text{Al}$ · $[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	1M	5,189	8,979	10,067	100 27	2,62—2,87
Цинивальдит $\text{KLi}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2$ · $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	1M	5,267	9,101	10,073	100 33	2,82—3,2
Масутомилит $\text{K}(\text{Li}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	1M	5,253	9,085	10,108	100 09	2,94
Протолитнионит $\text{K}(\text{Li}_{0,5}\text{Fe}_{2,0}\text{Al}_{0,5})[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$ · $(\text{F}, \text{OH})_2$	1M	5,269	9,140	10,096	100 50	2,8—3,12
	3T	5,307	—	29,754	—	
Тайниолит $\text{KLiMg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ (F, OH) <sub>2</sub>	1M	5,254	9,110	10,187	99 51	2,84
Спиднофиллит $\text{KLi}_{0,5}\text{Mg}_{2,5}$ · $[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$	—	5,297	9,120	10,12	100 16	2,63—2,86

\* Данные для других, менее распространенных политипных модификаций см. в соответствующих статьях.

Особое положение литиевых слюд среди других слюд с межслоевыми катионами K обусловлено значительным содержанием катионов Li (>0,4 атомов на форм. ед.), которые, комбинируясь в основном с катионами Al и Fe<sup>2+</sup>, заселяют октаэдры слоев 2 : 1 по закону, близкому к триоктаэдрическому. Во многих случаях структуры занимают промежуточное положение между ди- и триоктаэдрическими и рассматриваются как дитриоктаэдрические.

Из шести возможных политипных модификаций слюд из центросимметричных слоев, удовлетворяющих требованию однородности, для литиевых слюд к настоящему времени установлено пять (1M, 2M<sub>1</sub>, 3T, 2M<sub>2</sub>, 2O), причем наиболее полно эти модификации представлены для лепидолитов, среди которых широко распространены поли типы 1M и 2M<sub>2</sub>, реже встречаются 3T и 2M<sub>1</sub> и пока имеется одно сообщение о находке лепидолита 2O [1]. Для протолитнионита и цинивальдита характерны политипные модификации 1M и 3T (реже отме-

чается  $2M_1$ ), для полилитинита — 1 М. Кроме указанных политипных модификаций, среди природных образцов встречены политипы, не удовлетворяющие требованию однородности — протолитиниты  $5M_1$ ,  $14M$  [2] и лепидолит  $3M_2$  [3].

Характерной особенностью структур литиевых слюд является четко выраженное упорядочение в распределении катионов по октаэдрическим позициям, в общем не свойственное триоктаэдрическим слюдам. Причем для литиевых слюд установлено два типа упорядочения октаэдрических катионов. Первый тип упорядочения отмечен для слюд с симметрией слоев  $C2/m$  (1М) и  $C2c$  ( $2M_2$ ,  $2M_1$ ), в которых катионы лития в основном (лепидолиты — 1М [4],  $2M_2$  [5],  $2M_1$  [6], полилитинит 1М [7]) или полностью (лепидолит  $2M_2$  [4]) заселяют транс-октаэдр М(1), расположенный на плоскости (или псевдоплоскости)  $m$  слюдного слоя, а оставшиеся катионы Li вместе с другими двух- и трехвалентными катионами распределяются по кристаллографически эквивалентным цис-октаэдрам М(2) и М(3). Исключение составляет только лепидолит  $2M_2$  [8], в структуре которого катионы Li равномерно распределены по цис- и транс-октаэдрам, однако эта слюда является дитриоктаэдрической. Как и в случае диоктаэдрических слюд с заполненными цис- и вакантными транс-октаэдрами, в литиевых слюдах с первым типом упорядочения катионов в октаэдрах транс-октаэдр превосходит по размерам цис-октаэдры.

Второй тип упорядочения октаэдрических катионов установлен в литиевых слюдах с симметрией слоя  $C2$ , свойственной политипным модификациям  $3T$  и 1М при понижении симметрии последней от идеальной  $C2/m$  до  $C2$ , при которой три октаэдра М(1), М(2) и М(3) оказываются кристаллографически независимыми. Особенностью этого типа упорядочения является заселение катионами Al одного из цис-октаэдров полностью (протолитинит 1М [9], лепидолит 1М [4, 10]) или в основном (протолитинит  $3T$  [11], лепидолит  $3T$  [12]), тогда как оставшиеся октаэдрические катионы (с большим ионным радиусом) распределяются между вторым цис-октаэдром и транс-октаэдром, при этом размеры Al-октаэдра оказываются существенно меньше размеров двух других октаэдров.

Упорядочение катионов в тетраэдрах менее характерно для литиевых слюд. Полностью упорядоченное распределение катионов Al по тетраэдрическим позициям установлено только в лепидолите  $3T$  [12], частичное — в протолитините  $3T$  [11]. В структурах остальных слюд упорядочение катионов Si и Al либо отсутствует (лепидолиты 1М [4],  $2M_1$  [6],  $2M_2$  [4], полилитинит 1М [7]), либо проявляется в незначительной степени (протолитинит 1М [9], лепидолиты 1М [5] и  $2M_2$  [5, 8]).

Одной из примечательных особенностей лепидолитов является широкое распространение среди них политипной модификации  $2M_2$ , встречающейся среди других слюд только у мусковита и гюмбелита. В структуре слюды  $2M_2$  смежные слои имеют разную четность азимутальных ориентировок, вследствие чего базальные атомы кислорода смежных слоев накладываются друг на друга в проекции на плоскость  $ab$ , образуя энергетически менее выгодное тригонально-призматическое (а не октаэдрическое, как в слюдах политипных модификаций 1М,  $2M_1$  и  $3T$ ) окружение межслоевых катионов.

Такеда с соавторами [8] отметили, что благоприятными факторами, обеспечивающими стабильность лепидолитов  $2M_2$ , кроме малого угла дитригонального разворота оснований тетраэдров, являются небольшая степень замещения Si на Al в тетраэдрах, при которой базальные атомы кислорода смежных слоев имеют меньший отрицательный заряд (что уменьшает их электростатическое отталкивание), а также замещение большей части OH на F.

Подтверждение факта влияния величины угла дитригонального разворота оснований тетраэдров на формирование структуры  $2M_2$  было получено при уточнении кристаллических структур двух сосуществующих лепидолитов политипных модификаций 1М и  $2M_2$  [4], имеющих одинаковый химический состав. Следствием различий во взаимном наложении слоев в этих политипах явилось уменьшение угла дитригонального разворота оснований тетраэдров в структуре  $2M_2$  ( $6^\circ 34'$ ) по сравнению с наблюдаемым в политипе 1М ( $7^\circ 15'$ ).

В структурах лепидолитов и особенно полилитоцитов вследствие малой степени замещения Si на Al в тетраэдрах, которое сопровождается уменьшением положительного заряда в октаэдрах, обусловленного высоким содержанием одновалентных катионов Li, заряд межслоевых катионов не может быть скомпенсирован избытком отрицательного заряда только тетраэдрической сетки, и это осуществляется за счет избытка отрицательного заряда в октаэдрической сетке, тем самым создавая возможность для взаимодействия K с F.

Присутствие в полилитоцитах гидроксильных групп OH делает их менее устойчивыми, так как протон под влиянием отталкивания октаэдрических катионов направлен по нормали к слою и поэтому сближение K и протона гидроксильной группы энергетически невыгодно. Этим, в частности, объясняются неудачные попытки синтезировать полилитоцит с OH вместо F [8]. Со стабилизирующим влиянием притяжения K—F в структурах литиевых слюд связано, очевидно, наблюдаемое для этих минералов увеличение степени замещения OH на F с увеличением содержания Li в октаэдрах и уменьшением Al в тетраэдрах.

При сопоставлении структурных данных для различных политипных модификаций лепидолитов обращают на себя внимание некоторые особенности их структур. Так, лепидолиты одной политипной модификации 1M (наиболее распространенной), имеющие близкий химический состав, могут различаться типом упорядочения октаэдрических катионов и симметрией слоя ( $C2/m$  и  $C2$ ) [4, 10]. Для лепидолитов, относящихся к различным политипным модификациям и различающихся симметрией слоя ( $C2/m$  для 1M,  $C1$  для  $2M_2$  и  $2M_1$ ), различия в строении слоев выражены менее значительно [4, 6]. Структуры лепидолитов 1M [10] и 3T [12] с симметрией слоя  $C2$ , близким химическим составом и одинаковым упорядочением октаэдрических катионов существенно различаются по характеру распределения изоморфных катионов в тетраэдрах.

Для остальных литиевых слюд пока имеются ограниченные структурные данные, однако и для них не исключены вариации в строении слоев, в частности различные типы упорядочения октаэдрических катионов в слюдах политипной модификации 1M: для полилитоцитов предполагается существование слоев с симметрией  $C2$  [9], для циннвальдитов — с симметрией  $C2/m$  [4].

Установлена зависимость политипности Li-слоев от особенностей состава, в том числе и содержания Li [13—16], а также от условий их образования [17, 18].

При кристаллизации в стабильных условиях, по данным Ковалева с соавторами [17], каждому составу слюды должна соответствовать определенная полиморфная модификация, тогда как появление нетипичных или нескольких политипов одного состава свидетельствует о нестабильности и сложности обстановки их образования.

Прослежена зависимость величины параметров элементарной ячейки от содержания Fe [19], отмечалась зависимость  $b_0$  от содержания Al в тетраэдрической координации [20].

Вопросы политипности Li-слоев, их двойникования и эпитактических сростаний детально рассмотрены Ридером [2].

Распределение катионов в октаэдрических слоях ди- и дитриоктаэдрических слюд обсуждается Шуригой с соавторами [16]. Предложены критерии для диагностики Li-слоев, основанные на анализе геометрии и интенсивности рефлексов электронограмм от текстур [21].

Исследована зависимость свойств Li-слоев от состава. Установлено уменьшение интенсивности окраски с понижением Fe/Li отношения [22] и прямая зависимость показателей преломления от содержания Fe [2, 22]. Уд. вес и магнитная восприимчивость возрастают с увеличением содержания соответственно суммы (Fe + Mn + Ti) и (Fe + Mn + Ti + Al<sup>IV</sup> + OH) [23]. Мёсбауэровскими исследованиями для природных и синтетических слюд полилитоцит-сидерофиллитового ряда (полилитоцит — циннвальдит — протолиитоцит — сидерофиллит) установлено [24] увеличение величины квадрупольного расщепления ( $\Delta E_a$ ) высокоспиновых дублетов Fe<sup>2+</sup> с увеличением содержания лития и уменьшением содержания фтора. Внутренний дублет приписан Fe<sup>2+</sup>

в цис-позициях М(2), внешний дублет —  $Fe^{2+}$  в транс-позициях М(1). В существенно фтористых слюдах наблюдается неупорядоченное позиционное распределение  $Fe^{2+}$ , в гидроксил-слюдах — преимущественное заселение  $Fe^{2+}$  позиций М(1). ИК-спектры поглощения Li-слюд близки таковым мусковита и биотита, но содержат дополнительную полосу поглощения в области 420—447  $cm^{-1}$ , отвечающую колебаниям Si—O—Li; с помощью ИК-спектров фиксируется различие Li-слюд по степени ди-триоктаэдричности и содержанию Li, сильное ионизирующее влияние которого сказывается на расщеплении основных полос спектра [25].

В основу классификации Li-слюд положено содержание Li в элементарной ячейке [13, 26—28], однако исследователями указываются несколько различные пределы колебаний Li для одного и того же минерального вида:

	Фостер [26]		Шурига и др. [27]	
	Li <sub>2</sub> O (%)	Li (форм. ед.)	Li <sub>2</sub> O (%)	Li (форм. ед.)
Протолитионит	0,75—2,5	0,5	1,3—2,8	0,4—0,8
Циннвальдит	2,5—4,5	1	3,0—3,9	0,9—1,1
Лепидолит	>4,5	>1,25	4,0—5,5	1,1—1,5
Полилитионит		Максимальное	5,5—7,8	1,5—2,0

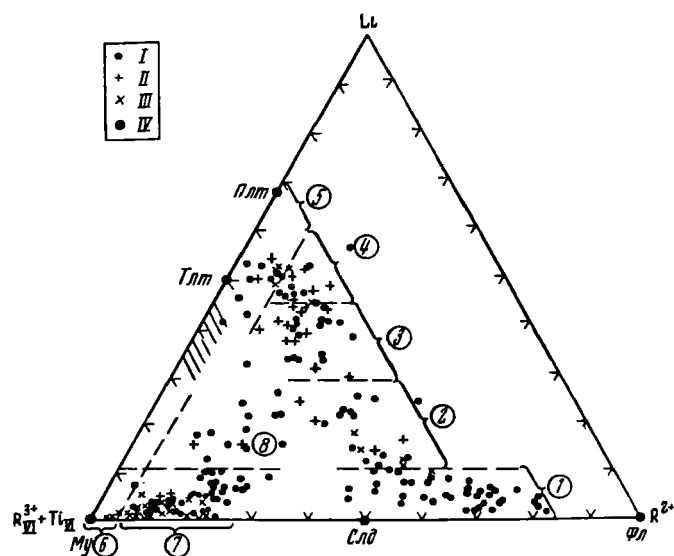
По составу среди литиевых слюд можно выделить литиево-алюминиевые маложелезистые (лепидолит, полилитионит), литиево-железистые (циннвальдит, протолитионит), литиево-магнезиальные (тайниолит, споднофиллит). Мацумомилит — марганцевый аналог циннвальдита [29].

Название «лепидолит» используется иногда (особенно в зарубежной литературе) как общий термин, включающий все литиевые слюды.

Li-слюды имеют сложный переменный состав в связи с широко проявленными изовалентными и гетеровалентными ( $2R^{2+} = Li + Al$ ;  $3Al = Li + 2Si$ ;  $R^{2+} + Al = Li + Si$ ;  $1,5R^{2+} + Al = 2Li + Si$ ) изоморфными замещениями [2, 26, 28, 30—33].

Выделяется ряд изоморфных серий с Li-слюдами [13, 17, 18, 26—29, 32—35]: флогопит—тайниолит, тайниолит—полилитионит, мусковит—полилитионит, биотит—лепидолит, мусковит—лепидолит, протолитионит—литиевый аннит, флогопит—лепидолит, сидерофиллит—лепидолит.

Литиевые слюды (за исключением полилитионита) — характерные минералы редкометалльных гранитов, гранитных пегматитов, метасоматически измененных гранитов, грейзенов, встречаются в кварцевых жилах рудных



— слюды из ранних габброидно-диоритов (двуслюдяные и мусковитовые граниты, редкометалльные пегматиты, альбитсодержащие гранитоиды); II — слюды из пегматондных кварц-кальциевых образований; III — слюды из поздних грейзенов; IV — теоретические составы слюд; поля составов: I — биотиты, 2 — протолитиониты, 3 — циннвальдиты, 4 — криофиллиты, 5 — лепидолиты, 6 — мусковиты, 7 — фенгит-мусковиты, 8 — литиевые фенгит-мусковиты; заштрихованная область смешанных структур слюд; Mu — мусковит; Cl — селадонит; Fl — флогопит-аннит; Plm — трилитионит; Plt — полилитионит

Фиг. 94. Состав и номенклатура слюд редкометалльных альбитсодержащих гранитоидов (по Ковалю и др.)

месторождений (оловянных, вольфрамовых). Полилитийонит развит в щелочных породах, пегматитах и метасоматитах. Образование Li-слюдов связано с высокотемпературным метасоматозом, следующим в гранитах за развитием альбитизации и завершающимся окварцеванием; они замещают биотит, мусковит, микроклин и другие минералы, что обуславливает значительные вариации их состава. Разнообразие состава Li-слюдов определяется также влиянием таких геолого-геохимических факторов, как щелочность материнских пород, кислотность—основность метасоматических растворов и активность летучих компонентов.

Исследованы условия образования и минеральные ассоциации Li-слюдов в гранитах, пегматитах, онгонитах и щелочных породах [31]. Изучены [17, 34—36] состав слюды и минеральные парагенезисы в редкометалльных альбитизированных гранитоидах (фиг. 94), парагенезисы и геохимическая эволюция слюды в гранитных пегматитах [37]. Типоморфизм Li-слюдов рассмотрен в работах [27, 38, 39].

## Л и т е р а т у р а

1. Лазаренко Е. К., Зинченко О. В., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Павлишин В. И. // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 2. С. 419.
2. Rieder M. // Ztschr. Kristallogr. 1970. Bd. 132, N. 3. S. 161.
3. Bailey S. W., Christie O. H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 2. P. 203.
4. Guggenheim S. // Ibid. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1221.
5. Sartori F., Franzini M., Merlino S. // Acta crystallogr. 1973. Vol. 29, pt 3. P. 573.
6. Swanson T. H., Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 2. P. 81.
7. Takeda H., Burnham C. W. // Miner. J. Jap. 1969. Vol. 6, N 1/2. P. 102.
8. Takeda H., Haga N., Sadanaga R. // Ibid. 1971. Vol. 6, N 4. P. 203.
9. Guggenheim S., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1158.
10. Backhaus K. O. // Cryst. Res. and Technol. 1983. Vol. 18. P. 1253.
11. Павлишин В. И., Семенова Т. Ф., Рождественская И. В. // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 47.
12. Brown B. E. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 332.
13. Levinson A. A. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 1/2. P. 88.
14. Chaudhry M. N., Howie R. A. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 289.
15. Тепикин В. Е. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 3. С. 73.
16. Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б. // Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС, 1976. С. 98.
17. Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А. // ДАН СССР, 1975. Т. 225, № 4. С. 914.
18. Лалидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. // Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 104.
19. Rieder M., Pichova A., Fassova M., Fedíuková E., Černý P. // Miner. Mag. 1971. Vol. 58, N 294. P. 190.
20. Повилайтис М. М., Органова Н. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 140.
21. Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Шурига Т. Н. // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 2. С. 92.
22. Gottesmann B., Tischendorf G., Starke R. // Ztschr. geol. Wiss. 1981. Bd. 9, N. 4. S. 427.
23. Шурига Т. Н., Горбатов Г. А., Панова М. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1976. Вып. 25. С. 222.
24. Levillain Ch., Maruel P., Menil F. // Phys. and Chem. Miner. 1981. Vol. 7, N 2. P. 71.
25. Павлишин В. И. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 1. С. 70; Солнцева Л. С., Солнцев Б. И., Шурига Т. Н. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. № 11. С. 55; Скосырева М. В., Власова Е. В. // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 6. С. 1458.
26. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-E. P. 115.
27. Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Горобец Б. С., Добровольская Н. В., Прокофьев И. В. // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 228.
28. Гинзбург А. И., Берхин С. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1953. Вып. 5. С. 90; Гинзбург А. И. // Там же. 1957. Вып. 8. С. 42.
29. Harada K., Kaniswwo S., Houdo M., Nagoshima K. // Miner. J. Jap. 1976. Vol. 8, N. 2. P. 95.

30. Сырицо Л. Ф., Залашкова Н. Е., Зорина М. Л., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 3. С. 261.
31. Коренбаум С. А. // Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. С. 66.
32. Семенов Е. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 108.
33. Коваленко В. И., Кузьмин В. И., Зоненшайн Л. П. и др. // Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. С. 98.
34. Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. // ДАН СССР. 1972. Т. 202, № 5. С. 1174.
35. Коваль П. В., Юрченко С. А. // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1972. С. 48.
36. Коваленко В. И. // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 3. С. 711.
37. Cherný P., Burt D. M. // Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 257.
38. Гетианская Т. И., Куприянова И. И., Шурига Т. Н. // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 170.
39. Павлович В. И. // Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. С. 104.

### Лепидолит Lepidolite

$$\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$$

Название от греческого  $\lambda\epsilon\lambda\acute{\iota}\varsigma$  (лепис) — чешуйка, пластинка и  $\lambda\acute{\iota}\theta\omicron\varsigma$  (литос) — камень (Клапрот, 1872).

**Синон.** Лилалит — lilalite (Борн, 1791); лиловый камень (Севергин, 1798); литневая слюда — Lithionglimmer, lithia mica (Гмелин, 1820); литионит—Lithionit (Кобелл, 1853); пауциллит — paucilithionite [1]; триллит — trilithionite [2]; фиолетовый цеолит — violetterfarbigen Zeolith (Борн, 1791); чешуйчатый камень — scale-stone (Честер, 1896), Schuppenstein — старонемецкий термин; чешуйчатый кремь (Веденман, 1794).

**Разнов.** Криофиллит, рубидиевый лепидолит, цезиевый лепидолит.

**Характ. выдел.** Листочки, пластинки, пачки пластинок, чешуйчатые и розетковидные агрегаты, кристаллы, иногда друзы кристаллов, скорлуповатые и скорлуповато-концентрические выделения («барботов глаз»).

З пегматитах Калбинского хребта (КазССР) описаны [3] скрытокристаллические выделения лепидолита, развивающиеся по полевому шпату и кварцу, мелко-, средне-, крупночешуйчатые и скорлуповатые; в пегматитах Хух-Дель-Ула (МНР) [4] — мелкозернистый, крупнопластинчатый (до  $12 \times 5 < 5$  см) лепидолит, а также кристаллы (до 5 см). В зональных кристаллах литиевой слюды из пегматитов Волыни (УССР) выделяются [5] внешняя лепидолитовая, промежуточная криофиллитовая и центральная циннвальдитовая зоны.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_2^3$  —  $Cm$  (политип  $1M$ ),  $C_{2h}^6$  —  $C2/c$  (политип  $2M_2$ , реже  $2M_1$ ),  $C_2^3$  —  $C2$  (политип  $3M_2$ , очень редкий). Тригон. с.  $D_3^3$  —  $P3_112$  или  $D_3^3$  —  $P3_112$  (политип  $3T$ ).

Наиболее редок политип  $3M_2$ , установленный [6], наряду с политипами  $1M$  и  $2M_1$ , в пегматите Тердаля (Норвегия). До этого был описан трехслойный моноклинный лепидолит в пегматите Скилебода (Швеция) [7] и близкий ему по межплоскостным расстояниям образец из Тердаля [8], ошибочно определенный как двухслойный ромбический. Дополнительным структурным исследованием методом высокоразрешающей электронной микроскопии в политипе  $3M_2$  из Тердаля установлены [9] субмикроскопические срастания трехслойной ( $3M_2$ ) и шестислойной ( $6M_1$ ) структур.

Статистический анализ распространения различных политипов лепидолита в редкометалльных альбитовых гранитах Сибири показал [10] наибольшее распространение в них политипа  $1M$ , затем  $2M_1$  и смеси политипов  $1M$  и  $3T$ , наименее распространены политипы  $2M_2$  и  $3T$ .

Вопросы полиморфизма, причины кристаллизации различных политипных модификаций лепидолита, переходы между лепидолитом и мусковитом обсуждаются в работах [10—17].

Для лепидолитов редкометалльных пегматитов и танталоносных метасоматитов выявлена связь политипии с химическим составом [14]: политип  $2M_2$  установлен только для лепидолита с существенно Li-Al составом октаэдрической сетки, тогда как наиболее распространенный политип  $1M$  свойствен железистым разностям. Установлены различия в составе политипов лепидолита  $3M_2$  и  $2M_1$  из пегматита Тердаля [6]. первый отличается меньшим содержанием (%)  $\text{SiO}_2$  (48,78 против 53,41) и более высоким  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (23,87 против 21,43),  $\text{MnO}$  (4,61 против 1,82) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,39 против 0,06).



Отмечается связь полиптипии с условиями образования лепидолита из аплитовых даек Девоншира (Англия) [18]: образование полиптипа 1M в условиях высоких температур и сравнительной бедности летучими, а полиптипа 2M<sub>2</sub> — при низких температурах и обогащении летучими.

Сложным полиптипным составом (2M<sub>1</sub>+1M+2M<sub>2</sub>) характеризуются скорлуповатые кристаллы лепидолита типа «барботов глаз» [19].

Методом генерации второй гармоники (ГВГ) установлены как центросимметричные (политипы 2M<sub>1</sub>, 6M<sub>1</sub>) [9, 20, 21], так и ацентричные (1M, 2M<sub>2</sub>, 3M<sub>2</sub>, 3T) [9, 20—22] структуры лепидолита.

Параметры элементарной ячейки различных политипов:

№ обр.	Политип	a <sub>0</sub> (Å)	b <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	β	a <sub>0</sub> :b <sub>0</sub> :c <sub>0</sub>	Местонахождение	Ссылка
1	1M	5,216	9,005	10,08	100°43'	0,579:1:1,119	Векфилд (Канада)	[23]
2	1M	5,242	9,055	10,097	100 54	0,579:1:1,115	Танакамияма (Япония)	[24]
3	1M	5,209	9,011	10,149	100 54	0,578:1:1,126	Радковиче (Чехословакия)	[24]
4	2M <sub>2</sub>	9,023	5,197	20,171	99 29	1,736:1:3,881	Там же	[24]
5	2M <sub>2</sub>	9,032	5,200	20,15	99 46	1,737:1:3,875	Розна (Чехословакия)	[25]
6	2M <sub>2</sub>	9,04	5,22	20,210	99 35	1,732:1:3,872	Эльба (Италия)	[26]
7	2M <sub>1</sub>	5,209	9,053	20,185	99 07	0,575:1:2,230	Бискупиче (Чехословакия)	[27]
8	2M <sub>1</sub>	5,199	9,026	19,969	95 30	0,576:1:2,212	Там же	[28]
9	3M <sub>2</sub>	5,239	9,070	29,886	92 35	0,578:1:3,295	Тердаль (Норвегия)	[6]
10	3T	5,200	—	29,76	—	—	Кэлгурли (Австралия)	[29]
11	3T	5,203	—	29,771	—	—	Там же	[30]
12	1M	5,206	9,003	10,163	100 28	0,578:1:1,120	Искусств.	[31]
13	2M	5,18	9,00	20,12	95 20	0,575:1:2,235	»	[31]

1 — (K<sub>0,9</sub>Na<sub>0,08</sub>Rb<sub>0,04</sub>Cs<sub>0,03</sub>) (Li<sub>1,5</sub>Al<sub>1,1</sub>) (Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg)<sub>0,36</sub> (Si<sub>2,38</sub>Al<sub>0,52</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,7</sub>OH<sub>0,1</sub>),

2 — (K<sub>1,01</sub>Rb<sub>0,03</sub>Na<sub>0,01</sub>) (Li<sub>1,41</sub>Al<sub>1,13</sub>Fe<sub>0,07</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0,05</sub>) (Si<sub>3,87</sub>Al<sub>1,13</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,8</sub>OH<sub>0,2</sub>);

3 — (K<sub>0,79</sub>Rb<sub>0,07</sub>Cs<sub>0,08</sub>Na<sub>0,03</sub>) (Li<sub>1,48</sub>Al<sub>1,20</sub>Fe<sub>0,01</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0,03</sub>Mg<sub>0,05</sub>) (Si<sub>3,49</sub>Al<sub>0,51</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,58</sub>OH<sub>0,42</sub>);

4 — (K<sub>0,79</sub>Rb<sub>0,07</sub>Cs<sub>0,08</sub>Na<sub>0,03</sub>) (Li<sub>1,38</sub>Al<sub>1,30</sub>Fe<sub>0,01</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0,03</sub>Mg<sub>0,05</sub>) (Si<sub>3,49</sub>Al<sub>0,51</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,58</sub>OH<sub>0,42</sub>);

5 — (K<sub>0,87</sub>Rb<sub>0,06</sub>Ca<sub>0,02</sub>Na<sub>0,12</sub>) (Li<sub>1,05</sub>Al<sub>1,10</sub>Mg<sub>0,03</sub>Fe<sub>0,07</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0,03</sub>) (Si<sub>3,39</sub>Al<sub>0,61</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,2</sub>OH<sub>0,8</sub>);

6 — (K<sub>0,88</sub>Na<sub>0,06</sub>Rb<sub>0,05</sub>Ca<sub>0,01</sub>) (Li<sub>1,69</sub>Al<sub>1,81</sub>) (Si<sub>3,38</sub>Al<sub>0,64</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,53</sub>OH<sub>0,47</sub>);

7 — (K<sub>0,77</sub>Rb<sub>0,06</sub>Cs<sub>0,02</sub>Na<sub>0,03</sub>) (Li<sub>1,61</sub>Al<sub>1,17</sub>Mn<sub>0,05</sub>Mg<sub>0,06</sub>) (Si<sub>3,58</sub>Al<sub>0,42</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,51</sub>OH<sub>0,49</sub>);

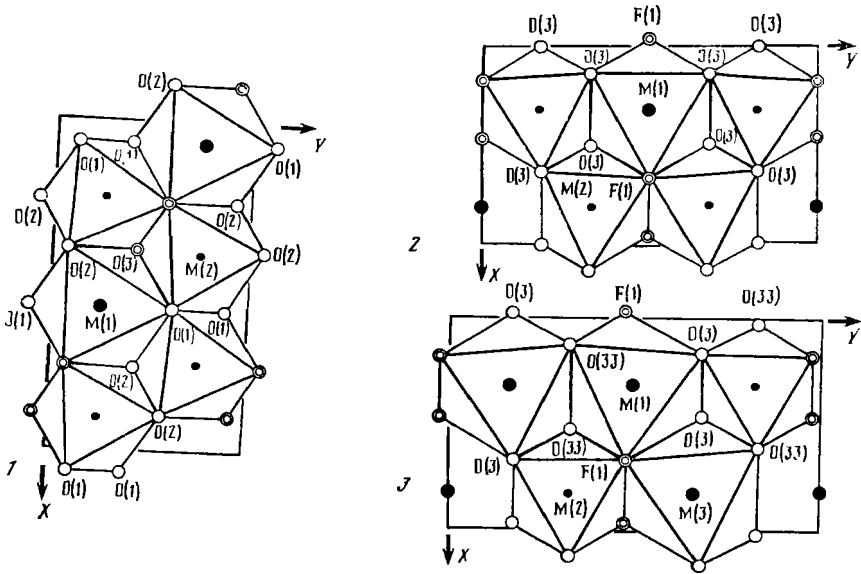
8 — (K<sub>0,78</sub>Rb<sub>0,06</sub>Cs<sub>0,02</sub>Na<sub>0,04</sub>) (Li<sub>1,61</sub>Al<sub>1,17</sub>Fe<sub>0,02</sub><sup>3+</sup>Mg<sub>0,07</sub>Mg<sub>0,05</sub>) (Si<sub>3,58</sub>Al<sub>0,42</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,52</sub>OH<sub>0,48</sub>);

9 — состав неизвестен;

10 — (K<sub>0,85</sub>Na<sub>0,11</sub>Rb<sub>0,05</sub>) (Li<sub>1,61</sub>Al<sub>1,25</sub>Mn<sub>0,09</sub>Fe<sub>0,01</sub>Mg<sub>0,01</sub>) (Si<sub>3,48</sub>Al<sub>0,52</sub>) O<sub>10</sub> (F<sub>1,53</sub>OH<sub>0,47</sub>);

11—13 — состав неизвестен.

В структуре большинства лепидолитов (1M, 2M<sub>2</sub> и 2M<sub>1</sub>) два октаэдра идентичны по размерам; в некоторых все три кристаллографически неэквивалентных октаэдра M(1), M(2) и M(3) имеют различные длины связей. Гуггенхейм [24] проанализировал различия в строении октаэдрического слоя в структурах лепидолитов из Радковиче, ЧСФР (политипы 1M и 2M<sub>2</sub>), и Танакамияма, Япония (политип 1M) (фиг. 95). В первых октаэдрах M(2) и M(3) идентичны и размер их меньше октаэдра M(1), тогда как в японском два больших октаэдра M(1) и M(3) одинаковы по размерам и заселенности катионами, а меньший октаэдр M(2) полностью (или почти полностью) заселен Al. В двух политипах из Радковиче состав октаэдрических позиций M(2) и M(3) близок, но в политипе 2M<sub>2</sub> установлено необычное полное заселение Li позиции M(1). Близкие



Фиг. 95. Схема строения октаэдрической сетки в структуре лепидолита, проекция на плоскость (001) (по Гуггенхейму)

1 — политип  $2M_2$ , Радковиче, Чехословакия; 2 — политип 1M, Радковиче, Чехословакия; 3 — политип 1M, Токаякияма, Япония

(или одинаковые) значения средних межатомных расстояний Т—О в двух независимых тетраэдрах свидетельствуют об отсутствии упорядочения в распределении Si и Al по тетраэдрическим позициям [23].

О структуре политипа 1M см. также в статье [32].

#### Уточнение структуры различных политипных модификаций лепидолита

№ образц.	Политип	Средние длины связей М—О и Т—О (Å) и состав катионов					Угол дигонального разворота тетраэдров	Средние длины связей К—О (Å)
		в октаэдрах			в тетраэдрах			
		М (1)	М (2)	М (3)	Т (1)	Т (2)		
1	1M	2,098	2,058	1,913	1,631	1,633	5 54'	2,962
2	1M	$\text{Li}_{0,87}\text{Al}_{0,13}$ 2,120	$\text{Li}_{0,61}\text{R}_{0,39}$ 1,878	$\text{Al}_{1,0}$ 2,126	1,64	1,63	3 24	3,025
3	1M	$\text{Li}_{0,79}\text{Al}_{0,06}$ $\text{Fe}_{0,06}\square_{0,18}$ 2,118	$\text{Al}_{1,0}$	$\text{Li}_{0,71}\text{Al}_{0,07}$ $\text{Fe}_{0,06}\square_{0,16}$ 1,970	1,632		7 15	2,952
4	$2M_2$	$\text{Mg}_{0,05}$ 2,121		1,966		1,629	6 34	2,961
5	$2M_2$	$\text{Li}_{1,0}$ 2,144	$\text{Al}_{0,65}\text{Li}_{0,24}\text{R}_{0,05}\square_{0,07}$	1,967	1,620	1,632	5 20	2,980
6	$2M_2$	$\text{Li}_{0,35}\text{Al}_{0,10}$ $\square_{0,55}$ 2,123	$\text{Al}_{0,65}\text{Li}_{0,35}$	1,988	1,630	1,622	6 27	2,936
8	$2M_1$	$\text{Li}_{0,95}\text{Al}_{0,05}$ 2,107	$\text{Al}_{0,63}\text{Li}_{0,37}$ 1,977		1,628	1,631	6 12	2,964
10	3T	$\text{R}_{0,96}$ 2,036	2,113	1,920	1,652	1,617	7 39	2,926
		$\text{Li}_{0,71}\text{Al}_{0,29}$	$\text{Li}_{0,96}\text{R}_{0,04}$	$\text{Li}_{0,18}\text{Al}_{0,82}$	$\text{Al}_{0,2}$ $\text{Si}_{1,0}$	$\text{Si}_{1,0}$		

\* Порядковые номера образцов соответствуют номерам в таблице параметров ячейки.

В структуре политипа 3Т установлена [29] самая большая разница в размерах октаэдров, при этом средний по размерам октаэдр М(2) находится в транс-позиции, а М(1) (самый крупный из октаэдров) и М(3) (наименьший) — в цис-позициях; значительные различия длин связей Т(1)—О, F и Т(2)—О, F указывают на тетраэдрическое упорядочение.

Методом рентгеновской фотоэлектронной дифракции для лепидолита из Телемарка (Норвегия), содержащего 2,3% Rb и 3% Mn, установлено [33] равномерное распределение Rb по межслоевым позициям структуры, приуроченность  $Mn^{2+}$  и Li к транс-позициям М(1),  $Al^{VI}$  — преимущественно к цис-позициям М(2).

Проведено структурное изучение полиморфных переходов между мусковитом  $2M_2$  и лепидолитом  $1M, 2M_2$  [13].

Основные формы:  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $m(110)$ . На кристаллах из Калифорнии наблюдались [34], кроме того,  $a(100)$ ,  $l(130)$ ,  $e(023)$ ,  $o(112)$ ,  $N(261)$ ,  $u(131)$ ,  $Z(132)$ .

Кристаллы таблитчатые и короткопризматические, псевдогексагональные, реже конусовидные, конусовидно-столбчатые и боченковидные.

В редкометалльных пегматитах встречаются [19, 35, 36] своеобразные скорлуповатые сферолиты («барботов глаз»), достигающие 10 см в диаметре. Детально изучена [19] морфология столбчатых кристаллов лепидолита из пегматитовой жилы докембрия СССР; наблюдались переходы от монокристаллов с непрерывным изгибом базисной плоскости через расщепленные кристаллы до тонколучистых сферолитов лепидолита.

Двойники и тройники по слюдяному закону.

Фигуры травления на плоскостях спайности лепидолита  $2M_1$  и  $2M_2$  представлены шарообразными эллипсоидальными формами, реже шестиугольниками, иногда несколько вытянутыми [37—41].

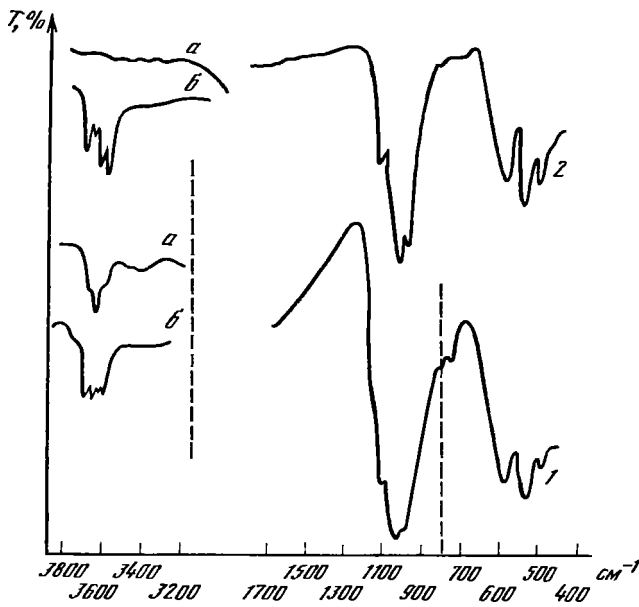
Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, по (110) и (010) несовершенная. Листочки упругие. Тв. 2—4. Микротвердость 94—112 кгс/мм<sup>2</sup> [42]. Уд. в. 2,80—2,99. Цв. белый, серовато-белый, серый, серебристый, серебристо-синий, светло-голубой, желтоватый, зеленоватый, розовый, розовато-красный, светло-фиолетовый, сиреневый, буроватый.

Окраска определяется прежде всего содержанием Mn (при отсутствии  $Fe^{2+}$ ), а затем  $Fe^{3+}$ ; по мере увеличения отношения Mn/Fe окраска усиливается от бесцветной или серой через оттенки розового и лилового до фиолетовой; при высоком содержании  $Fe^{3+}$ , маскирующим роль Mn, лепидолиты имеют бурую окраску [7]. Отмечалось [4] обрастание кристаллов розового лепидолита белым в топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах Хух-Дель-Ула (Монголия).

Бл. стеклянный, часто перламутровый. Просвечивает, в тонких листочках прозрачен. Пьезоэффект не обнаружен [43]. Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) 6,43—7,34 (прямо пропорциональна сумме  $(Fe, Mg + Ti + Al^{IV} + OH)$ ) [44]. Удельная магнитная восприимчивость ( $\chi$ )  $10,0 \cdot 10^9$  и  $14,1 \cdot 10^9$  кг'м<sup>3</sup> [45]. Люминесценция в ультрафиолетовых лучах слабая коричневато-красная, проявляется не во всех образцах [46]; наблюдались слабые триболоминесценция [47] и катодолюминесценция [48]. Выявлена рентгенолюминесценция [14, 49]: установлены красная полоса примесного центра  $Fe^{3+}$ , голубая — кислородсодержащего дырочного центра типа  $O^-$ , в некоторых образцах — ультрафиолетовый центр  $Pb^{2+}$ , замещающего, очевидно, K. В оптическом спектре поглощения наблюдаются [50, 51] перегибы при 9500 и 11600 см<sup>-1</sup>, связанные с ионами  $Fe^{2+}$ , при 15 200 см<sup>-1</sup> — с  $Fe^{3+}$ , а также полосы 18 500, 23 200 и 24 200 см<sup>-1</sup>, соответствующие ионам  $Mn^{2+}$  [50].

Коэфф. теплопроводности  $K = 4,53—4,60$  мкал'см·с·град [52].

ИК-спектр (фиг. 96) имеет [53, 54] в области деформационных колебаний Si—O, Si—O—Me полосы поглощения 535, 475, 445 см<sup>-1</sup>; в области валентных колебаний Si—O — интенсивную основную полосу 1030 см<sup>-1</sup> с плечами 940 и 1070 см<sup>-1</sup>, а также два небольших уступа в интервале 690—770 см<sup>-1</sup>; последние наблюдаются в виде четких полос небольшой интенсивности в ИК-спектре лепидолита из Радковиче [27]. В области валентных колебаний OH-групп характерна интенсивная полоса при 3620—3650 см<sup>-1</sup>, иногда с тонкой структурой,



Фиг. 96. ИК-спектр лепидолита (1) и поллитнионита (2) из редкометалльных гранитных пегматитов

*a* — порошковый препарат; *b* — пластинки (по Скосыревой и Власовой)

свидетельствующая о большой степени диоктаэдричности лепидолита [53, 55]; в монокристаллических препаратах эта полоса расщепляется на ряд составляющих примерно одинаковой интенсивности: 3685, 3655, 3640 и 3620  $\text{см}^{-1}$  [53]. Небольшие изменения в положении основных полос спектра для разных образцов связаны с вариациями их состава [27, 44, 56, 57].

В спектре ЭПР исходного лепидолита и лепидолита после механической активации в воздушной среде парамагнитные центры не наблюдались [58]; после измельчения лепидолита в водной среде в течение 1 мин установлен парамагнитный центр  $\text{O}_2^-$  с  $g_{\parallel} = 2,04$  и  $g_{\perp} = 2,006$ ; увеличение продолжительности механической активации в водной среде сопровождалось возрастанием интенсивности и ширины линий радикала  $\text{O}_2^-$  в спектре ЭПР, что коррелируется с увеличением микроискажений и возрастанием удельной поверхности образцов.

Изучены [59] изменения физико-химических свойств лепидолита в процессе механической активации в водной среде (интенсивное увеличение удельной поверхности, переход в раствор в первую очередь межслоевых катионов K, Na и частично Li) и в воздушной среде (структурные нарушения в октаэдрическом слое). О механической активации лепидолита см. также в статьях [60].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветен. Иногда слабый плеохроизм: по *Ng* и *Nm* — желтоватый, розовый, бледно-фиолетовый; по *Np* — бесцветный;  $N_g = N_m > N_p$ . Пл. опт. осей  $\parallel (010)$ .  $N_m = b$ .  $N_p \perp$  или почти  $\perp (001)$ .  $cNp$  около  $7^\circ$ . Двусный (—). Удлинение (+).  $n_g = 1,554-1,587$ ,  $n_m = 1,550-1,585$ ,  $n_p = 1,525-1,553$ ,  $n_g - n_p = 0,022-0,034$ ,  $2V = 0-58^\circ$  ( $0^\circ$  — у политипа 3T). Дисперсия слабая,  $r > v$ .

Для двух политипов лепидолита из пегматита о-ва Эльба (Италия) определены [61]:

Политип	$cNp$	$n_g$	$n_m$	$n_p$	$n_g - n_p$	$2V$
1M	$5^\circ$	1,562	1,558	1,530	0,032	$44^\circ 30'$
2M <sub>2</sub>	$4^\circ 30'$	1,555	1,553	1,532	0,022	32 30

Выявлено зональное строение изогнутых кристаллов «барботов глаз» [19]\*

Вариации угла  $2V$  и степени искажения когоскопической фигуры, выявленные для четырех генераций лепидолита (около 200 замеров для каждой генерации), свидетельствуют о более высокой степени слоевой разупорядоченности лепидолита «барботов глаз» по сравнению с плоским лепидолитом, литиевым мусковитом и мусковитом [19].

Зависимость оптических свойств от состава исследовалась многими авторами [1, 12, 17, 62].

**Хим.** Отличается широкими вариациями состава.

Наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержанием Li и F [2, 63, 64], однако отмечаются [17] небольшие колебания Li/F отношения, связываемые с различной активностью F в минералообразующей среде.

Изучены особенности химического состава лепидолита и взаимоотношения его с другими слюдами в различных сериях: биотит—лепидолит [17, 62, 65], сидерофиллит—лепидолит [2, 62, 66], сидерофиллит—протолитионит—циннвальдит—лепидолит [67], циннвальдит—криофиллит—лепидолит [62], мусковит—лепидолит [12, 17, 67, 68], масутомит—циннвальдит лепидолит [69].

Проблема химизма лепидолита рассматривалась [1, 70], исходя из концепции конечных членов изоморфной серии мусковит—лепидолит. Отвергая возможность существования непрерывной изоморфной серии, Винчелл [1] интерпретирует данные по химическому составу литиевых слюд как свидетельство наличия смесей конечных составляющих — мусковита и лепидолита. Фостер показано [2], что между мусковитом и лепидолитом существует разрыв смесимости при содержании около 1—1,4 Li (на форм. ед.).

Гинзбургом [62] детально рассмотрен химизм перехода мусковита и биотита в лепидолит: образование лепидолита по мусковиту сопровождается частичным замещением  $Al^{VI}$  на Li и (OH)—F с одновременным увеличением содержания Si; процесс лепидолитизации биотита происходит при замещении Fe, Mg, Ca на Li—Ti—Al,  $Fe^{3+}$  — Al, Ti — Al или Si; (OH) — F; лепидолиты, развивающиеся по биотиту, содержат обычно повышенное количество Fe, Mg и Mn.

Характерны повышенные содержания Rb и Cs и их значительные вариации [2, 14, 27, 71—74] (см. также рубидиевый и цезиевый лепидолит). Содержание  $Cs_2O$  выше в поздних лепидолитах, хотя всегда более низкое, чем  $Rb_2O$ ; наиболее высокое содержание  $Cs_2O$  характерно для лепидолитов, встречающихся с поллцитом [71]. Показано [72], что в лепидолите нецезиеносных пегматитов содержится в среднем 0,45% Rb и 0,134% Cs, тогда как в лепидолите из поллцитсодержащих жил — 3,52% Rb и 1,12% Cs.

Систематизированы данные по содержанию Cs в лепидолите (более 100 анализов), положенные в основу прогнозирования цезиеносности лепидолитсодержащих пегматитов [72].

Отмечается [14] обогащение Rb и Cs (до 4,3% Rb и 1,6% Cs при  $Rb/Cs = 0,7—4$ ) лепидолита редкометалльных пегматитов в противоположность лепидолиту танталоносных метасоматитов (до 1,6% Rb и 0,04% Cs при  $Rb/Cs = 25—60$ ).

Микроскопическими исследованиями выявлены [19] локальные вариации химического состава изогнутых зональных кристаллов лепидолита „барботов глаз”: увеличение содержания Al и уменьшение — Rb, Cs в плоскости базиса от центра к краевым частям кристалла, а также тенденция к уменьшению содержания Al и увеличению Si в направлении нарастания кристаллов [001].

Высоким содержанием Mn отличается лепидолит из пегматитов МНР [4, 17], Японии [69] и Испании — до 6,15%  $MnO$  [75].

Степень окисления Mn в лепидолите из Телемарка определена [33] методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии.

Измерен изотопный состав Li в лепидолите из альбитизированных гранитов Забайкалья:  ${}^7Li/{}^6Li = 10,46$  [76] и 11,02 [77].

Элементы-примеси в лепидолите из пегматитов (%): W — 0,103, Sn — 0,04 [78], Be — до 0,0126 [79], Tl — до 0,009 [80, 81]; из занорышей в камерных пегматитах Волини [82]: In, Ga — 0,0n, Be, Cu — 0,00n, Sn — 0,001, Ag — 0,0003; из сподуменоносных пегматитов (г/т) [83]: Sc — 2—2,5, Ba — 20, Be — 21,5—83, Sr — 67, Ga — 67,5—135, Sm — 114—280. Лепидолит из пегматитов Берник-Лейк (Канада) содержит до 0,2% Ga (среднее 0,1% Ga) [84], из пегматитов Казахстана — 7,7—25,0 г/т Ge [85], из скарнов — 0,001% Be [86], из грейзенов оловорудных месторождений — In (0,13 г/т) [87]. Высокое содержание Tl (в среднем 100 г/т) определено [14] в лепидолите из редкометалльных пегматитов (в отличие от лепидолита танталоносных метасоматитов).

Анализы (приведены в порядке увеличения содержания  $Li_2O$  или  $Rb_2O$  и  $Cs_2O$  — для разновидностей):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li <sub>2</sub> O	3,53	3,61	3,69	3,81	3,98	5,03	5,54	5,80	5,95
Na <sub>2</sub> O	1,32	0,67	0,68	0,40	2,95	0,81	0,68	0,40	0,33
K <sub>2</sub> O	9,51	9,63	10,33	10,54	10,66	9,72	9,87	10,20	10,09
Rb <sub>2</sub> O	0,76	0,90	0,85	0,95	—	0,83	0,22	1,76	1,29
Cs <sub>2</sub> O	0,16	0,01	0,01	0,13	—	0,48	0,00	0,45	0,12
MgO	0,17	0,12	0,38	0,45	—	—	0,50	0,13	0,18
CaO	0,35	0,65	0,29	0,28	—	0,32	1,23	0,08	0,14
MnO	0,12	0,80	0,37	3,96	0,29	0,02	He обн.	0,45	1,45
FeO	0,11	0,72	0,75	—	—	—	1,38	0,06	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,41	27,00	19,63	26,20	29,64	25,39	21,24	24,09	24,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,87	0,25	1,92	—	0,12	He обн.	0,19	0,26
SiO <sub>2</sub>	50,82	48,52	56,98	47,80	47,58	50,46	53,38	50,58	50,51
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,02	0,07	—	—	0,05	He обн.	0,22	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,30	0,08	—	0,04	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,16	—	—	0,48	1,98	1,45	—	1,05	1,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	2,05	1,38	—	0,16	—	0,95	0,33	He обн.
F	4,60	5,80	5,82	6,09	4,95	8,20	7,00	6,93	3,50

Сумма 101,31 101,67 101,56 103,01 102,23 102,88 101,99 102,72 101,37

— O=F<sub>2</sub> 1,94 2,44 2,44 2,50 2,08 3,45 2,94 2,92 1,47  
 99,37 99,23 99,12 100,51 100,15 99,43 99,05 99,80 99,90

Уд. в.	—	—	—	—	—	—	—	2,81	2,85
<i>n<sub>g</sub></i>	—	—	—	—	—	—	—	1,557	1,562
<i>n<sub>m</sub></i>	—	—	1,551	—	—	—	—	1,551	1,560
<i>n<sub>p</sub></i>	—	—	—	—	—	—	—	1,531	1,538
(—)2V, °	—	—	44	—	—	—	—	34	0—11
<i>a</i> <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	5,21	—	—	—	—	—
<i>b</i> <sub>0</sub>	9,00	—	—	9,04	—	9,02	—	5,283	—
<i>c</i> <sub>0</sub>	—	—	—	10,01	—	—	—	19,962	—
$\beta$	—	—	—	99°30'	—	—	—	—	—
Политип	—	—	—	—	—	—	—	2M <sub>2</sub>	—

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	3,38	3,40	3,91	3,28	3,17	3,33	3,62	3,40	3,42
Al <sup>IV</sup>	0,62	0,60	0,09	0,72	0,83	0,67	0,38	0,60	0,58
Al <sup>VI</sup>	1,53	1,63	1,50	1,40	1,50	1,33	1,32	1,31	1,41
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,05	0,01	0,10	—	0,01	—	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,04	0,04	—	—	—	0,08	—	0,07
Mn	0,01	0,05	0,02	0,23	0,02	—	—	0,03	0,08
Mg	0,02	0,01	0,04	0,05	—	—	0,05	0,01	0,02
Li	0,94	1,02	1,02	1,05	1,07	1,34	1,51	1,57	1,62
Ca	0,02	0,05	0,02	0,02	—	0,02	0,09	0,01	0,01
Na	0,17	0,09	0,09	0,05	0,38	0,10	0,09	0,05	0,04
K	0,81	0,86	0,90	0,92	0,91	0,82	0,85	0,87	0,87
Rb	0,03	0,04	0,04	0,04	—	0,04	0,01	0,08	0,06
Cs	—	—	—	—	—	0,01	—	0,01	—
OH	0,96	—	—	0,22	0,88	0,64	—	0,47	0,56
F	0,97	1,28	1,26	1,32	1,04	1,71	1,50	1,47	0,75
O	10,07	10,72	10,74	10,48	10,08	9,65	10,50	10,00	10,59

1—12—лепидолит; 13—18—криофиллит; 19—21—рубиневый лепидолит; 22—26—цезиевый лепидолит.  
 1—из кварц-лепидолитового грейзена, Хух-Дель-Ула (МНР), анал. Гормашева [4]; 2—из грейзена, Северо-Восток СССР, анал. Юрченко [17]; 3—из лепидолит-альбитовых гранитов, Сибирь, анал. Писарская [17]; 4—из топаз-микроклин-альбитовой породы, Хух-Дель-Ула, анал. Гусева [4]; 5—из пегматита, Калбинский хребт (КазССР), анал. Тумилович [62]; 6—из индиголит-альбит-флюоритовой породы, Хух-Дель-Ула, анал. Гормашева [4]; 7—из альбитизированных гранитов, Сибирь, анал. Писарская [17]; 8—из аплитовой дайки, Девоншир (Англия) [18]; 9—из кварц-мусковитового замещающего комплекса [81].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Li <sub>2</sub> O	5,98	6,00	6,20	4,06	4,25	4,55	4,94	5,21	6,28
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,45	0,46	1,50	1,00	0,72	1,50	0,12	0,20
K <sub>2</sub> O	9,75	9,90	9,57	8,83	8,84	8,62	8,55	11,52	10,00
Rb <sub>2</sub> O	1,86	1,53	1,53	0,94	1,67	0,69	1,26	0,60	0,73
Cs <sub>2</sub> O	0,05	0,47	0,37	0,03	0,03	0,002	0,01	—	0,005
MgO	0,74	0,06	0,11	1,43	0,73	0,74	1,41	0,31	0,49
CaO	0,31	0,05	0,00	0,59	0,57	1,01	0,25	0,29	0,99
MnO	1,21	0,36	1,41	0,48	1,13	2,04	1,28	0,02	—
FeO	0,72	0,26	1,54	6,91	8,13	7,18	2,51	6,64	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,44	25,35	24,25	19,65	19,71	19,61	17,50	15,65	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,23	0,38	0,51	0,95	1,29	2,54	1,00	—
SiO <sub>2</sub>	51,40	49,49	48,78	47,56	47,75	46,17	52,26	50,55	58,13
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,18	0,24	Сл.	0,12	Сл.	Сл.	0,45	1,45
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	1,37	1,62	1,22	1,49	1,51	3,24	2,87	1,82
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,63	0,38	0,41	0,52	0,53	0,61	—	0,20	—
F	5,60	6,40	5,10	9,51	6,46	9,15	4,60	7,08	7,60

Сумма	102,33 *	102,48	101,97	103,743 **	103,394 **	103,896 **	101,85	102,51	103,575 **
— O = F <sub>2</sub>	2,35	2,70	2,15	3,990	2,710	3,840	1,93	2,97	3,190
	99,98	99,78	99,82	99,753	100,684	100,056	100,00	99,54	100,385
Уд. в.	—	2,82	2,88	—	—	—	—	2,986	—
n <sub>g</sub>	—	1,555	1,560	—	—	—	1,561	1,566	1,58
n <sub>m</sub>	—	1,550	1,556	—	—	—	—	—	—
n <sub>p</sub>	—	1,530	1,536	—	—	—	—	1,534	—
(—) 2V, °	—	30	42	30—36	13—32	35—36	36	—	—
a <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	—	—	—	5,24	5,23	—
b <sub>0</sub>	—	5,283	9,032	—	—	—	9,08	9,05	—
c <sub>0</sub>	—	19,766	10,017	—	—	—	—	19,8	—
β	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Политип	—	2M <sub>2</sub>	1M	—	—	—	1M	2O	—

\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,85. \*\* В том числе Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,003. \*\* В том числе Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,011, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,023.

\*\* В том числе Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,002, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,002. \*\* В том числе Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,11.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si	3,59	3,32	3,31	3,28	3,33	3,19	3,50	3,45	3,80
Al <sup>IV</sup>	0,41	0,68	0,69	0,72	0,67	0,81	0,50	0,55	0,20
Al <sup>VI</sup>	1,27	1,31	1,25	0,88	0,95	0,79	0,88	0,71	0,83
Ti	—	0,01	—	—	0,01	—	—	0,02	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,01	0,02	0,03	0,05	0,07	0,13	0,05	—
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,01	0,09	0,40	0,47	0,42	0,14	0,38	0,13
Mn	0,07	0,02	0,08	0,03	0,07	0,12	0,07	Сл.	—
Mg	0,08	0,01	0,01	0,15	0,08	0,08	0,14	0,03	0,05
Li	1,68	1,61	1,69	1,13	1,19	1,27	1,33	1,43	1,65
Ca	0,02	—	—	0,04	0,04	0,07	0,02	0,02	0,07
Na	0,07	0,06	0,06	0,20	0,14	0,10	0,19	0,02	0,03
K	0,87	0,85	0,83	0,78	0,79	0,76	0,73	0,99	0,83
Rb	0,08	0,07	0,07	0,04	0,07	0,03	0,05	0,03	0,03
Cs	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
OH	—	0,61	0,73	0,56	0,69	0,70	1,45	1,31	0,79
F	1,24	1,35	1,09	2,07	1,43	2,00	0,97	1,53	1,57
O	10,76	10,04	10,18	9,37	9,88	9,30	9,58	9,16	9,64

10—из кварц-калищпатового пегматита в редкометалльных гранитоидах, анал. Гольдапель [17]; 11, 12—из аплитовой дайки, Девоншир, анал. Хауи [18]; 13—из кварц-топазовых жил в песчано-сланцевых породах Восточной Сибири [88]; 14—из амазонит-альбитовых гранитов Восточной Сибири [88]; 15—из кварц-амазонитовых жил в гранитах Восточной Сибири [88]; 16—из гранитоидов Сибири, анал. Юрченко [68]; 17—из прожилка в гранитах (УССР) [89]; 18—из чкаловит-уссунитовой жилы горы Накалак (Гренландия), анал. Капитонова [90].

	19	20	21	22	23	24	25	26
Li <sub>2</sub> O	3,97	3,50	5,65	3,87	3,62	5,42	3,80	5,95
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,19	0,23	0,30	0,67	0,26	0,26	0,4
K <sub>2</sub> O	9,12	9,45	8,11	9,50	10,82	9,09	7,47	9,67
Rb <sub>2</sub> O	3,46	3,59	4,93	1,35	0,16	1,69	0,19	1,97
Cs <sub>2</sub> O	0,79	0,71	1,00	0,50	0,92	0,94	1,00	1,2
MgO	0,37	0,01	0,27	—	0,04	0,53	3,58	0,22
CaO	—	—	0,88	0,10	0,18	0,20	0,56	0,00
MnO	0,21	0,22	0,38	0,15	0,04	0,51	0,06	0,38
FeO	0,07	0,03	—	—	0,03	0,036	0,67	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,90	28,64	19,28	29,88	29,08	22,62	16,00	25,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,23	0,60	0,18	0,16	0,40	0,08
SiO <sub>2</sub>	45,25	47,50	51,25	45,12	49,40	51,45	56,38	49,80
TiO <sub>2</sub>	—	—	Не обн.	—	0,04	—	0,06	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,84	4,38	1,93	4,53	—	2,36	6,38*	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,73	0,21	1,36	0,41	2,16	0,84		0,38
F	4,18	4,08	7,44	3,90	4,60	7,40	4,14	6,85
Сумма	101,30	102,51	102,94	100,21	101,94	103,506	100,95	102,96
— O = F <sub>2</sub>	1,76	1,72	3,12	1,64	1,93	3,11	1,74	2,88
	99,54	100,79	99,82	98,57	100,01	100,396	99,21	100,08
Уд. в.	—	—	2,873	—	—	2,825	—	—
<i>n<sub>г</sub></i>	1,575	1,573	1,559	1,558	—	1,555	1,555	—
<i>n<sub>м</sub></i>	1,574	1,572	1,554	—	—	1,553	1,555	—
<i>n<sub>р</sub></i>	—	—	1,535	1,526	—	1,536	1,532	—
(—) 2 <i>V</i> , °	—	—	—	35—41	—	35	30—40 <sup>3</sup>	—
<i>a</i> <sub>0</sub> (Å)	—	—	—	—	—	5,210	5,188	—
<i>b</i> <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	9,026	9,048	—
<i>c</i> <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	10,129	9,92	—
β	—	—	—	—	—	100°40'	—	—
Политип	2 <i>M</i> <sub>1</sub>	2 <i>M</i> <sub>1</sub> > 1 <i>M</i>	—	2 <i>M</i> <sub>1</sub>	—	1 <i>M</i>	1 <i>M</i>	—

\* П. п.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	19	20	21	22	23	24	25	26
Si	3,26	3,26	3,51	3,01	3,42	3,40	3,58	3,37
Al <sup>IV</sup>	0,74	0,74	0,49	0,99	0,58	0,60	0,42	0,63
Al <sup>VI</sup>	1,46	1,57	1,07	1,36	1,80	1,16	0,78	1,41
Fe <sup>3+</sup>	—	—	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	—
Fe <sup>2+</sup>	—	—	0,01	—	—	—	0,04	—
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	—	0,03	—	0,02
Mg	0,04	—	0,03	—	—	0,05	0,34	0,02
Li	1,15	0,96	1,56	1,04	1,01	1,44	0,97	1,62
Ca	—	—	0,06	0,01	0,01	0,01	0,04	—
Na	0,05	0,02	0,03	0,04	0,09	0,03	0,03	0,05
K	0,84	0,83	0,71	0,81	0,96	0,77	0,61	0,83
Rb	0,16	0,16	0,22	0,06	0,01	0,07	0,01	0,09
Cs	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
OH	1,05	1,05	0,88	2,02	—	1,04	2,70	0,23
F	0,95	0,88	1,61	0,82	1,01	1,54	0,83	1,47
O	10,00	10,07	9,51	9,16	10,99	9,42	8,47	10,30

19, 20 — из пегматита, Берник-Лейк, пров. Манитоба (Канада) [91]; 21 — из гранитного пегматита, Саяны, анал. Разина [92]; 22 — из пегматитовой жилы, Восточная Сибирь [93]; 23 — из пегматита, Сибирь, анал. Гормашева [17]; 24 — из пегматита в серпентините, Радковиче (Западная Моравия, Чехословакия), анал. Повойдра [27]; 25 — из экзоконтакта микроклин-альбитового пегматита, Сибирь, анал. Петропавловская [94]; 26 — из пегматита, Варутреск (Швеция) [95].



Хим. анализы см. также в работах [5, 18, 36, 67, 70, 96, 97], сводки хим. анализов см. [2, 17, 62, 82].

**Диagn. исп.** П. п. тр. плавится в белую эмаль, окрашивая пламя в малиново-красный цвет (наличие Li).

Кислотные способы переработки лепидолита включают стадии высокотемпературного обжига с реагентом или предварительного активационного обжига [59]. Скорость и полнота разложения минерала увеличиваются после механической активации. Изучено взаимодействие лепидолита с 20%-ными HCl, HNO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и NaOH, а также фазовый состав спеков с CaO и CaCO<sub>3</sub> неактивированного и активированного лепидолита [59, 60]. Установлено, что после обработки лепидолита (размер частиц 200—250 мкм) 0.6 N HCl при 83° все элементы переходят в раствор с одинаковой скоростью, уменьшающейся при насыщении раствора SiO<sub>2</sub> [98].

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА проявляется резкий эндотермический эффект в интервале 750—950 с максимумом при 800—900 [59, 96, 99] или 930° [100], обусловленный удалением кристаллизационной H<sub>2</sub>O и F, частичным разрушением кристаллической структуры и образованием стекловидной рентгеноаморфной фазы [96, 101]. Слабый эндотермический эффект в области 1040—1070° отмечался [17, 102] на кривой ДТА лепидолита из редкометалльных гранитондов. О термических свойствах лепидолита см. также в работах [103, 104].

**Находж.** Наиболее распространенный среди литиевых слюд. Развита в гранитах, особенно широко в редкометалльных альбитизированных гранитах и редкометалльных пегматитах, а также в связанных с ними кварц-калишпатовых метасоматитах и грейзенах, встречается в кварцевых жилах, иногда в миароловых пустотах.

Образуется метасоматическим путем [91, 105—108] в результате замещения более ранних минералов (биотита, мусковита, микроклина и др.) с последующей перекристаллизацией, приводящей к укрупнению выделений; в трещинах и пустотах — путем свободной кристаллизации из растворов.

Как показало исследование минеральных парагенезисов редкометалльных альбитсодержащих гранитов с литиевыми слюдами [10, 65, 68], для альбитизированных гранитов лепидолит-биотитового типа характерна ассоциация лепидолита с топазом и акцессорными микролитом, колумбитом, касситеритом; для амблигонит-лепидолитовых гранитов — с литиевыми фосфатами группы амблигонит—монтебразит, топазом и акцессорными апатитом, колумбитом—танталитом, сподуменом, касситеритом; в гранитных массивах мусковит-лепидолитового типа лепидолит преобладает в кварц-калишпатовых образованиях.

Рассмотрены эволюция состава системы биотит—мусковит—лепидолит в интервале температур формирования редкометалльных гранитондов — биотитовых гранитов, аляскистов, онгонитов и альбитизированных гранитов [17], условия образования лепидолита и других Li-слюд в гранитах и пегматитах и особенности их химического состава [109], минеральные парагенезисы лепидолитсодержащих пегматитов и их генетические особенности [4, 63, 71, 110, 111].

В гранитных пегматитах на поздних стадиях развивается иногда мощный процесс лепидолитизации, протекающий только при наличии значительных количеств F (Li : F около 1 : 1) [71], приводящий к замещению мусковита и биотита лепидолитом и образованию других F-содержащих минералов [63, 71, 110, 112]. В пегматитах, формирующихся в сложных тектонических условиях, в которых происходили внутриминерализационные подвижки, приводящие к выносу летучих, лепидолит отсутствует, но широко распространен Li-содержащий мусковит [71].

Широко развит в редкометалльных альбитизированных и микроклин-альбитовых гранитах СССР — в Казахстане, Забайкалье, Якутии, на Северо-Востоке и в других районах [17, 67, 68, 113—120]; в альбитсодержащих гранитах Центрального массива (Франция) [121, 122], в альбит-лепидолитовых гранитах Жанчивланского массива [67, 120] и Восточной Гоби [123—125] (МНР).

Отмечался в дайках альбитизированных аляскистов, залегающих в биотитовых и двуслюдяных гранитах в Азиатской части СССР [126], в аплитах Де-

воншира (Великобритания) [18] — с эльбаитом, топазом, флюоритом, апатитом, петалитом и вторичным мусковитом.

Характерен для редкометалльных гранитных пегматитов. В СССР значительные содержания лепидолита (до 17%) отмечались [127] в лепидолит-альбитовых пегматитах с мусковитом, турмалином, монтебразитом, бериллом, танталитом, касситеритом; известен на Волыни [82] — в занорышах и зонах выщелачивания камерных пегматитов, в Приазовье [128], Криворожском бассейне [129], в Алакурти на Кольском полуострове [130] — в центральных участках пегматита в виде реликтов среди плотных масс кукейта, в Мегринском плуточе (АрмССР) [131] и других районах Европейской части СССР [36]; на Урале — в пегматитовых жилах Мурзинки, Шайтанки, Липовки [111], Изумрудных Копей [132], в рубеллиноносных пегматитах [133]; в Казахстане — в пегматитовых жилах Калбинского хребта [3, 35, 62]; в Средней Азии [134]. Развита в составе кварц-слюдяного замещающего комплекса в пегматитах Na-Li-типа Сибири [81], где описаны [126] замещения лепидолитом петалита, микроклина, рубеллита, гребенчатые каемки и псевдоморфозы по пластинчатым кристаллам сподумена. Установлен [119] в линзах пегматитов в субщелочных микроклин-альбитовых гранитах Якутии.

За рубежом развит в пегматитах Уте и Варутреска (Швеция) [95, 135, 136], Тердаля (Норвегия) [6], на месторождениях Циновец, Радковиче, Бискупиче (Чехословакия) [27, 137—140], Мадено (Болгария) [141], Ле-Кабреро (Испания) [75], встречается в пегматитах Корнуэлла и Шотландии (Великобритания) [18], Тредаццо (Италия) [99], на о-ве Эльба [142].

Широко распространен в редкометалльных гранитных пегматитах Монголии — в лепидолит-альбит-кварцевых, топаз-микроклин-лепидолит-альбитовых (иногда с касситеритом и бериллом), эльбаит-лепидолит-альбитовых (до 30% лепидолита) пегматитах месторождения Хух-Дель-Ула [4, 67], в пегматитах Унчжувского пегматитового поля в ассоциации с бериллом, турмалином, топазом [143], в пегматитовых жилах (до 300 м в длину и 15 м мощности) Восточной Гоби (до 15% лепидолита) [124, 125]. В США [73, 144—147] — в штатах Техас, Коннектикут, Калифорния, Нью-Мексико, Колорадо (клевеландит-лепидолитовые пегматиты района Браун-Дерби в графстве Гиннсон, Девил-Хоул и др. с аксессуарным бериллом, топазом, апатитом, колумбитом). В Канаде развит более чем в 70 жилах литиевых месторождений в Квебеке, Онтарио и других районах [148, 149], на месторождении Берник-Лейк в пров. Манитоба [84, 91, 107, 108] — в составе альбит-лепидолитового комплекса, развивающегося преимущественно вдоль границ сподуменовой и кварц-микроклин-слюдистой зон пегматита; в Африке [112, 150] — в Южной Родезии (пегматитовое поле Бикита), Мозамбике и на Мадагаскаре. Отмечался также в пегматитах Бразилии [151] — в шт. Минас-Жерайс; в Западной и Северо-Западной Австралии [152].

Распространен в скарново-грейзеновых месторождениях [153], в грейзенах, кварц-вольфрамовых жилах и околорудных породах на вольфрамовых [154] и оловорудных [113] месторождениях СССР, в грейзенизированных пегматитах Шайдаразского массива и Зарабулакского плутона в Узбекистане [134], в кварц-лепидолитовых грейзенах Жанчивланского массива [67, 120] и грейзеноподобных породах (до 40% лепидолита), развившихся по пегматитам на месторождении Хух-Дель-Ула (МНР) [67, 120].

Кроме того, отмечался в редкометалльных метасоматических образованиях, связанных с субщелочными гранитами [14, 155].

**Изм.** В коре выветривания замещается каолинитом (промежуточная фаза — гидролепидолит) [156]; в пегматитах Волыни промежуточные продукты типа гидрослюд не наблюдались [82].

Показано [157], что Li выщелачивается из лепидолита морской водой и растворами NaCl (эксперименты при 150, 200, 250° и давлении насыщенного пара).

**Искусств.** Синтезирован [31] в гидротермальных условиях в золотых капсулах из химически чистых материалов соответствующего состава при высокой фугитивности HF в интервале температур 250—800° при  $P = 2$  кбар. Получен

в виде тонкозернистых агрегатов (кристаллы до 5 мкм имеют  $n_m \sim 1,55$ , параметры элементарной ячейки см. на с. 499). Определена [158] устойчивость полученного лепидолита в зависимости от температуры (до 900°) и общего давления раствора (до 2 кбар). Плавится инконгруэнтно при 678 и 2 кбар с образованием эвкриптита и жидкости, при 675° и давлении ниже 1,1 кбар — с образованием эвкриптита + лейцитита + кальсилита.

Кроме того, получен в системах онгонит—H<sub>2</sub>O—HF [159] и гранит—H<sub>2</sub>O—LiF [160] при  $P=1$  кбар.

Изучена смесимость флогопит-лепидолитовых твердых растворов при температурах 400—900 и  $P=2$  кбар [161].

**Практ. знач.** Руда для получения лития, попутно — рубидия и цезия [112, 162—165]. О флотации лепидолита и переработке литиево-рубидиево-цезиевых лепидолитовых концентратов см. в работах [103, 104, 166, 167]. Применяется в слюдяных красках для окраски агрегатов парового отопления, перегонных кубов, стиральных машин, распределительных трансформаторов; в сплошных красиво окрашенных выделениях — как поделочный камень. Используется для определения абсолютного возраста пород K'Ag- и K Rb-методами [137, 151, 168, 169].

**Отл.** Отличается светлым розовато-фиолетовым цветом и ясным окрашиванием пламени паяльной трубки в малиново-красный цвет (реакция на Li); от других литиевых слюд — по ИК-спектру.

**Разнов.** К р и о ф и л л и т — cryophyllite.

Название от греч. κρύος (криос) — лед и φύλλον (филлон) — лист, отражающих прозрачность листочков, чешуек (Кук, 1867).

**Синон.** Железистый лепидолит — ferroan lepidolite [66].

Листочки, чешуйки; редко неправильные кристаллы, близкие к сферолитам, иногда шестигранные.

Монокл. с.  $C_{2h}^3$ — $C2/m$  (политип 1M); ромб. с.  $D_{2h}^{17}$ — $Ccmm$  (политип 2O). Установлено отсутствие центра инверсии [21].

Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Ссылка
1M	5,25	9,18	10,02	104°40'	0,572:1:1,092	[66]
1M	5,23—5,24	9,05—9,10	10,05	100°30'	0,577:1:1,110	[65]
2O	5,23	9,05	19,8	—	0,578:1:2,187	[89]

Сп. по (001) весьма совершенная. Листочки гибкие, упругие. Тв. 2—2½. Уд. в. 2,921—2,936 [66]; 2,986 [89]. Бесцветный, белый, серый, зеленовато-серый, изумрудно-зеленый, бурый, буро-красный. Иногда зональный: в центре изумрудно-зеленый, по краям буровато-красный. Прозрачный или просвечивает.

Фигуры травления криофиллита 1M — неправильные шестигульники [40].

ИК-спектр близок ИК-спектру циннвальдита: характерны очень слабая полоса поглощения 750—780 см<sup>-1</sup> (Si—O—Al<sup>IV</sup>), отсутствие полосы при 920—923 см<sup>-1</sup> (за счет замещения Al на Li и Fe); смещение полос поглощения в более коротковолновую часть спектра (с увеличением Li уменьшается расстояние Si—O) [56, 170].

Мёссбауэровский спектр показал [171] наличие неэквивалентных положений Fe<sup>2+</sup> в октаэдрической координации и отсутствие Fe<sup>3+</sup>; определены (мм с) изомерный сдвиг  $\delta=1,45$  и квадрупольное расщепление  $\Delta=2,80$ . См. также статьи [121, 172].

Флотируемость криофиллита повышается после  $\gamma$ -облучения (увеличивается отрицательный заряд поверхности, способствующий сорбции катионного собирателя) [173].

В шлифах в прох. свете разрезы с хорошо видимыми следами спайности обладают высоким двулучепреломлением и плеохроизмом: по Ng — фиолетовый, по Np — зеленовато-серый;  $Ng \approx Nm > Np$ . Двуосный (—).  $n_x=1,561—1,58$ ,  $n_y=1,534—1,540$ ,  $n_z-n_y=0,03—0,04$ ,  $2V=35—42^\circ$  [65, 89, 174] (см. также

таблицу хим. анализов). По другим данным [66]:  $n_g = 1,569-1,572$ ,  $n_m = 1,566-1,568$ ,  $n_p = 1,530-1,531$ ,  $2V = 32-35^\circ$ .

Характеризуется повышенным содержанием железа — до 8% FeO; по содержанию Fe и Li занимает промежуточное положение между циннвальдитом и лепидолитом (хим. анализы 13—18).

Средние содержания Rb—1,30%, Cs—0,03% (отношение Rb/Cs—43) [114, 127]; в криофиллите из танталоносных гранитов отмечались Rb (1,091%) и Cs (0,025%) [118]. Изотопное отношение Li в криофиллите из альбит-криофиллитового гранита Забайкалья  $^7\text{Li}/^6\text{Li} = 11,50$  [76].

Спектроскопически в криофиллите из гранитов Украины установлены (%) [89]: Be — 0,07; Ba и Zn — 0,03; Nb — 0,01; Cu — 0,065; Ga — 0,007; Sn — 0,002; Ag — 0,001; из гранитов Рокпорта (США) [66]: Be, Ba, Sr, Cu, Sn, Pb, Zn, Ni, Co, Ga, V, Yb, Ti, Zr, Nb.

П. п. тр. плавится в бурую эмаль. Изучен химизм процессов спекания с солями Ca [175, 176].

Кривая ДТА аналогична таковой лепидолита и циннвальдита. При нагревании образца криофиллита, содержащего 7,98% FeO, выше  $700^\circ$  происходило выделение воды, при  $800^\circ$  — образование гематита, переходящего при  $1000^\circ$  в маггемит [177]. Нагревание при  $850^\circ$  в течение 50 ч приводило к полной дегидратации, выделению F (70% исходного содержания) и образованию новых фаз, близких β-эвкрипиту, лейциту и магнетиту [101].

Сравнительно редок. Встречается в редкометальных гранитоидах и гранитных пегматитах, а также в пегматитах щелочных пород.

В редкометальных гранитоидах развит в наименее измененных породах вместе с биотитом и циннвальдитом, последний сменяется в рудных зонах лепидолитом [17, 89, 116]. Известен в Забайкалье [117, 118] — в танталоносных апогранитах; в Восточной Сибири [88] — в криофиллит-амазонит-альбитовых гранитах, в кварц-амазонитовых жилах в гранитах и кварц-топазовых жилах во вмещающих песчано-сланцевых породах; в северо-западной части Украинского щита встречен в прожилке, секущем граниты, вместе с лепидолитом, сидеритом, кварцем, флюоритом [89]. Отмечался [178] в субщелочных гранитах.

В камерных пегматитах Волыни встречается в занорышах и зоне выщелачивания в виде небольших выделений, обычно вместе с лепидолитом [82], иногда слагает краевые части зональных кристаллов слюды [82, 179].

За рубежом известен в гранитах Рокпорта, шт. Массачусетс (США) [66], а также в щелочных породах в чкаловит-уссингитовой жиле, секущей науайты горы Накалак в массиве Илимаусак (Гренландия) [90].

Рубидиевый лепидолит — rubidian lepidolite [92]. Содержит более 3%  $\text{Rb}_2\text{O}$  (хим. анализы 19—21); максимальное содержание  $\text{Rb}_2\text{O}$  — 5,10% (в образце из пегматита Берник-Лейк (Канада) [91]).

Рубидиевая разновидность лепидолита была выделена Вернадским (1908) по содержанию незначительных количеств Rb (до 1%, редко более); позднее установлено постоянное присутствие в лепидолите Rb (в среднем около 1,5%).

Характеризуется также повышенным содержанием Cs (0,7%  $\text{Cs}_2\text{O}$  и выше, см. цезиевый лепидолит), являясь, по существу, рубидиево-цезиевым (или цезиево-рубидиевым) лепидолитом. Спектроскопически установлены Be, Ti, V, Cu, Zr, Ga, Ge, Sr, Sn, Tl [92].

Мелкие чешуйки, пачки чешуек [92], тонкозернистые агрегаты, изогнутые кристаллы (1—3 мм) [91]. Бесцветный, сиреневый, фиолетовый. ИК-спектр рубидиевого лепидолита (4,5%  $\text{Rb}_2\text{O}$ ) [54] отличается от лепидолитового увеличением полуширины полосы валентных колебаний Si—O, смещением полосы деформационных колебаний лепидолита  $420\text{ см}^{-1}$  к  $435\text{ см}^{-1}$  и полосы валентных колебаний OH-групп — к  $3600-3630\text{ см}^{-1}$ , что обусловлено, по-видимому, входжением крупного иона рубидия, вызывающего усиление водородных связей OH-групп, некоторое «укорачивание» связей октаэдрического слоя и изменение симметрии тетраэдров.

Найден в Саянах [92] в альбит-кварц-микроклиновой пегматитовой жиле с турмалином, бериллом, монтебразитом, поллуцитом, касситеритом. Развит главным образом в пустотах и по трещинам в монтебразите, кристаллы которого замещены чешуйчатым агрегатом рубидиевого лепидолита с периферии и по трещинам, а также в катаклазированном кварце. Встречается в редкометальном пегматите Берник-Лейк в Канаде [91].

Цезиевый лепидолит — cesian lepidolite содержит 0,5% и более  $Cs_2O$  (хим. анализы 22—26), максимальное содержание — 2,33%  $Cs_2O$  (при 2,51%  $Rb_2O$ ) [17].

Мелкочешуйчатый. Цв. кофейный или буровато-розовый [94], розоватый до бесцветного; прозрачный, бл. стеклянный [93].

В СССР известен в редкометальных пегматитах Сибири: в пегматитовой жиле микроклин-альбит-сподуменового типа встречается в кварц-сподуменово-ной зоне и, кроме того, слагает лепидолитовую зону [93]; в пегматитах альбит-клевеландитового типа наблюдался в виде прожилков в клеветандите [126]; в экзоконтакте микроклин-альбитовой со сподуменом пегматитовой жилы слагает практически мономинеральную оторочку [94].

За рубежом развит в редкометальных пегматитах Варутреска в Швеции (содержит 1,90%  $Cs_2O$  и 2,70%  $Rb_2O$ ) [95] и Берник-Лейк в Канаде [91].

**Межплоскостные расстояния лепидолита 1M**  
из месторождения Аубури [30]

$CuK_{\alpha}$ -излучение,  $D=114,6$  мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
001	40	9,97	133	30ш	2,141	154	3	1,444
002	35	4,981	202	20ш	2,125	226		
020	50	4,498	221	10ш	2,102	007	3	1,421
111	20	4,329	042	2	2,051	117		
021	20	4,107	005	40	1,994	225	10	1,378
111	20	3,847	133	20	1,955	207	10	1,353
112	70	3,615	224	10	1,809	136	20	1,339
022	70	3,329	205	5	1,734	046		
003			134	12	1,715	261	35ш	1,297
112	70	3,086	135	30	1,657	402		
113	35	2,895	152	25	1,637	137	2	1,276
023	30	2,669	241			10ш		
201	80	2,594	313	10	1,619	227	5	1,267
130			243	20ш	1,546	403		
131	100	152	10			1,524	008	3
113	20	2,479	242	2	1,524	401		
201	30	2,452	206	50	1,501	065	10	1,197
132	40	2,389	331			172		
040	25	2,247	060	10	1,480	421		
221			061	3	1,461	334		
132	7	2,217	116					
041	10	2,193	13					

**Межплоскостные расстояния лепидолита 2M<sub>2</sub>**  
из месторождения Хэброн [30]

$CuK_{\alpha}$ -излучение,  $D=114,6$  мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	70	10,01	025	6	2,182	514	2	1,521
004	40	5,002	317	10ш	2,070	1.1.12		
111	70	4,464	026	10ш	2,041	331	60	1,502
202	10	4,338	315			602		
113	20	3,883	0.0.10	40	2,001	600	2	1,484
204	40	3,638	408	5	1,821	2.0.12		
114	40	3,495	3.1.10			2.2.11		
006	60	3,338	512	10ш	1,701	2.2.10	5ш	1,421
114	40	3,205	422			2.0.14		
115	5	3,119	421			0.0.14		
204	40	3,075	227					

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)		
205	25	2,910	131	5ш	1,689	1.1.13	5ш	1,417		
115	30	2,872	029			3.1.13				
116	30	2,794	318	5ш	1,674	0.2.12	6	1,397		
021	100ш	2,578	424			1.1.14				
310			425	3.1.11						
116			8	2,502	516	4.0.10	2	1,375		
008	40ш	2,429	3.1.11	5ш	1,611	2.2.11	4	1,355		
314			423			0.2.13			2ш	1,324
023			135			2.2.13				
312	3	2,317	513	5	1,572	62°	30ш	1,298		
315			319			6.0.10				
024			135			041				
024	3	2,293	427	3	1,545	621	30ш	1,298		
313			424			339				
221			10			2,253			135	
402	4	2,211	424	3	1,545	339	30ш	1,298		
221			424							

Межплоскостные расстояния лепидолита 3Т из Кэлгурли, Австралия [30]  
CuK<sub>α</sub>-излучение, D=114,6 мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
00.3	30	9,93	11.8	2	2,133	11.17	2	1,453
00.6	20	4,967	20.5	2	2,106	20.16	2	1,436
10.1	50	4,449	20.6	8	2,051	00.21	2	1,415
10.2	3	4,308	00.15	20	1,985	10.20		
10.3	3	4,095	11.10	15	1,959	20.17	1	1,382
10.4	30	3,854	11.11	2	1,875	10.21	1	1,352
10.5	30	3,592	20.9	5	1,860	11.19	10	1,341
10.6	100ш	3,331	11.12	2	1,796	20.18	5	1,332
00.9			20.11	3	1,731	21.14		
10.7			30	3,093	11.13	8		
10.8	30	2,871	21.1	5	1,699	10.22	15ш	1,298
10.9	10	2,664	21.3	2	1,678	22.2		
11.1	80	2,591	21.4	2	1,660	20.19	10	1,285
11.2	80	2,562	11.14	20ш	1,645	30.12		
10.10	5	2,481	21.5		15	1,639	22.5	8
00.12			21.6	8	1,611			
11.4	20	2,456	21.7	8	1,580	31.2	12ш	1,243
11.5	25	2,386	21.8	10	1,548	22.7		
20.0	10	2,248	20.14		5	1,513	20.20	3
20.1			21.9					
20.2	5	2,229	11.16	30	1,502	11.22	10	1,199
20.3	10	2,197	30.0					
20.4	5	2,157	30.3	5ш	1,482	20.21	10	1,199
			10.19					

Межплоскостные расстояния лепидолита 3M<sub>2</sub> из пегматита Тердаля (Норвегия) [6]  
CuK<sub>α</sub>-излучение, D=114,59 мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
003	80	9,97	136	2	2,293	2.4.11	2	1,467
006	20	4,988	207	15	2,267	0.4.16	2	1,440
021	60	4,488	040			1.3.18		
111			220	7	1,416			
114	5	3,940	223	5	2,228	2.2.17	2	1,402
024	7	3,877	223	4	2,189	1.1.20		
114	10	3,809	207	7	2,167	0.4.17	5	1,387
025	7	3,614	138	2	2,123	1.3.18		
115	30	3,544	138	13ш	2,096	2.0.19	2	1,375
116	2	3,419	045			2.2.18		
026	70ш	3,350	209	5	1,362	1.3.19	10	1,336
009			3,314			208		
117	35	3,171	226	9	2,078	0.4.18	2	1,322
027	15	3,112	139			2.0.20		
117	5	3,044	046	35	1,989	2.2.18	25ш	1,309
118	20	2,939	139			1.3.20		
028	20	2,883	0.0.15	2	1,839	261	8ш	1,287
118	23	2,827	229	12	1,709	260		
119	2	2,728	1.3.13	7	1,690	400	8ш	1,287
029	5	2,679	2.0.14					
131	100	2,595	2.0.13	12	1,672	262	8ш	1,287
202			1.3.14					
201			155	8ш	1,640			
132			246	1,635	3.3.13			

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
203	10ш	2,550	2.0.14	2	1,615	267	3	1,259
202			246	12	1,601	268	7	1,244
133			1.3.15			0.0.24		
1.1.10			157			424		
0.0.12	247	256						
134	15ш	2,447	1.3.15	5	1,568	175	3ш	1,228
205			58	5	1,552	2.2.21		
204			2.0.16			176		
135	158	355						
135	5ш	2,364	31	60	1,513	177	3ш	1,207
206			060			0.6.15		
205			32					
136	5ш	2,349	1.5.10	9	1,496			

Межплоскостные расстояния криофиллита из США [66]  
 $\text{SiK}_{\alpha}$ -излучение,  $D=114,6$  мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	100	9,9	023	12	2,67	12	1,779
002	9	4,97	131	12	2,61	4	1,721
110	18	4,51	200	35	2,58	3	1,562
021	4	4,12	113	9	2,47	3	1,525
111	3	3,86	201	25	2,395	18	1,509
112	25	3,62	221	6	2,261	2	1,493
022	6	3,34	203	4	2,236	2	1,416
003	70	3,30	202	9	2,140	3	1,379
112	25	3,09	204	25	1,982	6	1,351
113	18	2,89		3	1,956	6	1,338

## Л и т е р а т у р а

- Winchell A. N. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 2. P. 114.
- Foster M. V. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-E. P. 1.
- Шабло С. Г. // Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. С. 164.
- Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1974. Вып. 23. С. 6.
- Теникин В. Е. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 3. С. 73.
- Bailey S. W., Christie O. H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 203.
- Heinrich E. W., Levinson A. A., Levandowski D. W., Hewitt C. H. Univ. Mich. Eng. Res. Inst. Rep. Proj. 1953. N 978-M. 241 p.
- Christie O. H. J. // Ztschr. Kristallogr. 1961. Bd. 115, N. 5/6. S. 464.
- Rule A. C., Bailey S. W., Livi K. J. T., Veblen D. R. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 11/12. P. 1163.
- Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А. // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 914.
- Hendricks S. B., Jefferson M. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 12. P. 729.
- Levinson A. A. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 1/2. P. 88.
- Takeda H., Haga H., Sadanaga R. // Miner. J. Jap. 1971. Vol. 6, N 4. P. 203.
- Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Горобец Б. С., Добровольская Н. В., Прокофьев И. В. // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 228.
- Bailey S. W. // Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 579.
- Brindley G. W., Brown B. E. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc. 1980. P. 50.
- Лепидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. // Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 26.
- Chaudry M. N., Howie R. A. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 289.
- Соколов П. Б., Пунин Ю. О., Котельникова Е. Н., Крецер Ю. Л., Предтеченский Н. Н. // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 1. С. 55.
- Bish D. L., Horsey R. S., Ncwaham R. E. // Amer. Miner. 1979, Vol. 64, N 3/10. P. 1052.
- Мейснер Л. Б., Шурига Т. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 77.
- Guggenheim S., Schulze W. A., Harris G. A., Lin J.-Ch. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 4. P. 251.
- Bachhaus K. O. // Cryst. Res. and Technol. 1983. Vol. 18, N 10. P. 1253.
- Guggenheim S. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 122.
- Takeda H., Burnham C. W. // Miner. J. Jap. 1969. Vol. 6, N 1/2. P. 102.
- Sartori F., Franzini M., Merlino S. // Acta crystallogr. 1973. Vol. 29, pt 3. P. 573.

27. Černý P., Rieder M., Povondra P. // *Lithos*. 1970. Vol. 3, N 4. P. 319.
28. Swanson T. H., Bailey S. W. // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 29, N 2. P. 81.
29. Brown B. E. // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 332.
30. Bailey S. W. // *Miner. Soc. Amer. Monogr.* 1980. Vol. 5. P. 1.
31. Munoz J. L. // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1490.
32. Sartori F. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1976. Bd. 23, H. 1. S. 65.
33. Evans S., Raftery E. // *Clay Miner.* 1982. Vol. 17, N 4. P. 443, 477.
34. Schaller W. T. // *Amer. J. Sci. Ser. 4.* 1905. Vol. 19. P. 225.
35. Гинзбург А. И. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1949. Вып. 1. С. 74.
36. Соседко А. Ф. // *Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов.* М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 78.
37. Берзина И. Г. // *ДАН СССР.* 1966. Т. 170, № 3. С. 681.
38. Берзина И. Г., Попенко Д. П. // *Диагностика слюд по фигурам травления на следах от осколков деления: (Атлас).* М.: ОНТИ. 1970. С. 17.
39. Берзина И. Г., Берман И. Б. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1970. Вып. 20. С. 25.
40. Березина Л. А., Шурига Т. Н. // *Новые данные о минералах.* М.: Наука, 1987. Вып. 34. С. 3.
41. Morante M., Rodriguez J. // *Vol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol.* 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
42. Лебедева С. И. // *Определение микротвердости минералов.* М.: Наука, 1977. С. 108.
43. Миккульская Е. К. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1970. № 2. С. 99.
44. Шурига Т. Н., Горбатов Г. А., Панова М. А. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1976. Вып. 25. С. 222.
45. Добровольская Н. В., Шурига Т. Н., Максимова В. А. // *Зап. ВМО.* 1986. Т. 115, вып. 1. С. 131.
46. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1963. Вып. 14. С. 42.
47. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. // *Там же.* 1952. Вып. 4. С. 3.
48. Митрофанов С. И. // *Исследование полезных ископаемых на обогатимость.* М.: Госгортехиздат, 1962. С. 553.
49. Прокофьев И. В., Горобец Б. С., Шурига Т. Н., Руб А. К., Луговойской Г. П., Рязцев В. В. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1979. № 3. С. 88.
50. Faue G. H. // *Canad. Miner.* 1968. Vol. 9, pt 3. P. 403.
51. Платонов А. Н. // *Природа окраски минералов.* Киев: Наук. думка, 1976. С. 132.
52. Horai K., Simmons G. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 6, N 5. P. 359.
53. Скосырева М. В., Власова Е. В. // *ДАН СССР.* 1983. Т. 272, № 3. С. 694.
54. Скосырева М. В., Власова Е. В. // *Там же.* 1988. Т. 301, № 6. С. 1458.
55. Павлишин В. И., Пластинина М. А. // *Конституция и свойства минералов.* Киев: Наук. думка, 1979. Вып. 13. С. 86.
56. Павлишин В. И. // *Зап. ВМО.* 1975. Т. 104, вып. 1. С. 70.
57. Солнцева Л. С., Солнцев В. П., Шурига Т. Н. // *Конституция и свойства минералов.* Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 55.
58. Щербакова М. Я., Лапухова Е. С., Юсупов Т. С., Истомин В. Е. // *ДАН СССР.* 1978. Т. 240, № 3. С. 714.
59. Лаптева Е. С., Юсупов Т. С., Бергер А. С. // *Тр. ИГиГ СО АН СССР.* 1981. Вып. 493. С. 42.
60. Лапухова Е. С., Григорьева Т. Н., Столповская В. Н., Юсупов Т. С. // *Там же.* 1978. Вып. 385. С. 44; Бергер А. С., Болдырев В. В., Коцупало Н. П., Лапухова Е. С., Пушнякова В. А., Юсупов Т. С. // *ДАН СССР.* 1978. Т. 240, № 4. С. 851.
61. Franzini M., Sartori F. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1969. Vol. 23, N 3. P. 257.
62. Гинзбург А. И., Берхин С. И. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1953. Вып. 5. С. 90.
63. Гинзбург А. И. // *Там же.* 1957. Вып. 8. С. 29.
64. Levillain Ch. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1980. Bd. 27, H. 3. S. 209.
65. Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. // *ДАН СССР.* 1972. Т. 202, № 5. С. 1174.
66. Foster M. D., Evans H. T. // *Amer. Miner.* 1962. Vol. 47, N 3/4. P. 344.
67. Коваленко В. И., Кузьмин В. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С. и др. // *Редкометалльные гранитоиды Монголии.* М.: Наука, 1971. С. 53.
68. Коваль П. В., Юрченко С. А. // *Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири.* Иркутск: СО АН СССР, 1972. С. 48.
69. Harada K., Honda M., Nagashima K., Kanisawa S. // *Miner. J. Jap.* 1976. Vol. 8, N 2. P. 95.
70. Stevens R. E. // *Amer. Miner.* 1938. Vol. 23, N 3/4. P. 607.
71. Гинзбург А. И. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1957. Вып. 8. С. 42.
72. Гордиенко В. В. // *ДАН СССР.* 1973. Т. 209, № 1. С. 193.
73. Heinrich E. W. // *Amer. Miner.* 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1110; *Ibid.* N 9/10. P. 1578.
74. Павлишин В. И., Вовк П. К. // *Минерал. сб. Львов,* 1971. № 25, вып. 1. С. 27.
75. Bellido Mulas F., Brandle Matesanz J. L., Garcia Cacho L., Martinez Ripoll M. // *Vol. geol. y miner.* 1983. Vol. 94, N 6. P. 44.

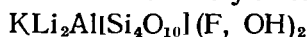


76. Исаков Ю. А., Плюшкин Г. С., Брандт С. Б. // Геохимия. 1969. № 6. С. 748.
77. Морозова И. М., Алферовский А. А., Яковлева С. З. // Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. Л.: Наука, 1974. С. 105.
78. Бозин А. В., Коноваленко С. И. // Материалы Краснояр. отд-ния ВМО. 1977. Вып. 4. С. 140.
79. Беус А. А., Федорчук С. Н. // ДАН СССР. 1955. Т. 104, № 1. С. 108.
80. Солодов Н. А. // Геохимия. 1962. № 7. С. 635.
81. Яковлева М. Е., Разманова З. П., Смирнова М. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1965. Вып. 16. С. 287.
82. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. // Минералогия и генезис камерных пегматитов Воьлыни. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. С. 135.
83. Акелин Н. А. // Геохимические особенности минералов нефелин-сиенитовых и гранит-пегматитовых месторождений. М.: ИМГРЭ, 1978. С. 34.
84. Фельдман А. Г., Гинзбург А. И. // Разведка и охрана недр. 1971. № 9. С. 61.
85. Новохатский И. П., Калинин С. К., Замятина Г. М. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1968. № 1. С. 81.
86. Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. // Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. Алма-Ата: Наука, 1964. С. 65.
87. Иванов В. В. // Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1964. С. 132.
88. Ситнин А. А., Разина И. С. // Геохимия. 1963. № 7. С. 695.
89. Лазаренко Е. К., Зинченко О. В., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Павлишин В. И. // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 2. С. 419.
90. Семенов Е. И. // Минералогия щелочного массива Ильмаусак. М.: Наука, 1969. С. 92.
91. Rinaldi R., Černý P., Ferguson R. B. // Canad. Miner. 1972. Vol. 11, pt 3. P. 690.
92. Мелентьев Г. Б. // ДАН СССР. 1963. Т. 153. № 3. С. 688.
93. Архангельская В. В., Орлов И. Б. // Там же. 1977. Т. 235, № 5. С. 1166.
94. Коноваленко С. И. // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982. С. 24.
95. Berggren T. // Geol. fören Stockholm förhandl. 1941. Bd. 63. h. 3. N 426. S. 262.
96. Цветков А. И., Вальяхихина Е. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 97; Цыганов Е. М. // Зап. ВМО. 1954. Т. 83, вып. 4. С. 383.
97. Rieder M. // Contrib. Mineral and Petrol. 1970. Vol. 27, N 2. P. 131.
98. Maurel P., Levillain Ch. // Bull. Miner. 1980. Vol. 103, N 3/4. P. 337.
99. Иванова В. П. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 1. С. 50.
100. Morandi N., Nannetti M. C., Pirani R. // Miner. et petrol. acta. 1973. Vol. 19. P. 49.
101. Менжерес Л. Т., Бергер А. С. // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1971. № 14, вып. 6. С. 96.
102. Лагидес И. Л., Коваль П. В., Коваленко В. И., Макрыгин А. И. // Ежегодник — 1973. Новосибирск: Наука, 1974. С. 325.
103. Taboada M. M., Ferrandis V. A. // The differential thermal investigation of clays. L.: Miner. soc., 1957. P. 167.
104. Коростышевский Н. Б., Архипова Г. П. // Тр. Всесоюз. Магадан. НИИ золота и редких металлов. 1963. Вып. 22. С. 489.
105. Гинзбург А. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1955. Вып. 7. С. 12.
106. Гинзбург А. И. // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 5.
107. Hutchinson R. W. // Econ. Geol. 1959. Vol. 54, N 8. P. 1525.
108. Crouse R. A., Černý P. // Canad. Miner. 1972. Vol. 11, pt 3. P. 591.
109. Коренбаум С. А. // Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. С. 66.
110. Гинзбург А. И., Берзина И. Г., Берман И. Б. // Геология руд. месторождений. 1973. Т. 15, № 2. С. 90.
111. Ферман А. Е. // Пегматиты. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 1. С. 37.
112. Колотухина С. Е., Перуихина А. Е., Рожанец А. В. // Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М.: Наука, 1964. С. 112.
113. Чертовских А. В. // Тр. Всесоюз. Магадан. НИИ золота и редких металлов за 1954—1955 гг. Магадан, 1955. С. 36.
114. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. // Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: ИМГРЭ, 1962. С. 92.
115. Коваль П. В., Юрченко С. А. // Ежегодник — 1969. Иркутск: СО АН СССР. 1970. С. 242.
116. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цеден Ц., Гундсамбуу Ц., Писарская В. А. // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 199.
117. Сырицо Л. Ф., Залашкова Н. Е., Зорина М. Л., Соколова Е. П. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 3. С. 261.
118. Залашкова Н. Е., Герасимовский В. В., Гребенникова А. М. // Прикладная геохимия и минералогия. М.: ИМГРЭ. 1977. С. 30.
119. Недосекин Ю. Д. // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1985. С. 123.

120. Коваленко В. И. // Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 49.
121. Levillain Ch., Maurel P., Menil F. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1977. Vol. 100, N 2. P. 137.
122. Levillain Ch. // Bull. Miner. 1981. Vol. 104, N 5. P. 690.
123. Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н., Матросов И. И. // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 4. С. 949.
124. Россовский Л. Н., Матросов И. И. // Геохимия. 1974. № 12. С. 1883.
125. Россовский Л. Н. // Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минерал. сырья. 1976. Вып. 241. С. 20.
126. Мелентьев Г. Б. // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 194.
127. Солодов Н. А. // Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. С. 141.
128. Лазаренко Е. К., Лазаренко Л. Ф., Бучинская Н. И., Галий С. А., Возняк Д. К. и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 305.
129. Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И., Белезцев Р. Я., Возняк Д. К. и др. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 331.
130. Калина А. П. // Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 70.
131. Бабаджанян А. К. // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1970. Вып. 4. С. 199.
132. Власов К. А., Кутукова В. И. Изумрудные Копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 97.
133. Большаякова Т. Н., Айдердзис Д. Я. // Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1971. Вып. 4. С. 24.
134. Бабаев К. Л., Попов В. С. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 306.
135. Lundblad B. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1942. Bd. 64, h. 1, N 428. S. 55.
136. Kantsel P. // Ark. miner. och geol. 1956. Bd. 2, h. 1/2. S. 9.
137. Kantor J., Kurčo G. Geol. pr. GÜDS. SAV. Zpr. 1956. N 7. S. 3.
138. Bernard J. H., Cech F., Dudek A., Novorka D., Kettner R. // Mineralogie ceskoslovenska. Pr.: Academia, 1969. S. 82.
139. Nêtes D. // Chem. Erde. 1981. Bd. 40, N 2. S. 146.
140. Nêtes D. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1983. N. 12. S. 537.
141. Котев К. // Сп. Бълг. геол. д-во. 1964. Т. 25, кн. 1. С. 79.
142. Fersman A. E. // Bull. Soc. natur. Moscou. 1909. Vol. 23. P. 94; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. С. 9.
143. Владыкин Н. В., Антипин В. С. // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1976. С. 40.
144. Brock K. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 11/12. P. 1248.
145. Jahns R. H. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 11/12. P. 1078.
146. Heinrich E. W. // Ibid. 1948. Vol. 33, N 9/10. P. 550.
147. Heinrich E. W., Vian R. W. // Ibid. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 96.
148. Mulligan R. // Canad. Geol. Surv. Econ. Geol. Rep. 1965. N 21. P. 17.
149. Traill R. // Canad. Geol. Surv. Pap. 1970. N 69/45. P. 329.
150. Horning G., Knorring O. // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1962. Vol. 65, pt 2. P. 173.
151. Guimaraes D. // Econ. Geol. 1948. Vol. 43, N 2. P. 100.
152. Noakes L. C. Mineral. resources of Australia, Summ. rep. N 25. Canberra: Commonwealth Government Printer, 1949. 17 p.
153. Мирошниченко Л. А., Гуляев А. П. // Скарново-грейзеновые месторождения. Алма-Ата: Наука, 1978. С. 111.
154. Быбочкин А. М. // Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М.: Недра, 1965. С. 61.
155. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1965. Вып. 25. С. 143.
156. Черных В. В. // Слюды СССР. Л.: М.: ОНТИ, 1937. С. 24.
157. Nobuki T., Masayuki I., Kyoko S., Hiroshi K. // Geochem. J. 1983. Vol. 17, N 3. P. 153.
158. Miron J. L. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 11/12. P. 2069.
159. Коваленко Н. И. // Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. С. 5.
160. Труфанова Л. Г., Глюк Д. С. // Условия образования литиевых минералов Новосибирск: Наука, 1980. С. 111.
161. Robs J.-L., Voljinger M. // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 21.
162. Солодов Н. А. // Минерагеня литофильных редких металлов. М.: Недра, 1978. С. 111.
163. Heinrich E. Wh., Levinson A. A. // Econ. Geol. 1955. Vol. 50, N 1. P. 99.
164. Фишман М. А., Соболев Д. С. // Практика обогащения руд цветных и редких металлов. М.: Госгортехиздат, 1963. Т. 4. С. 583.
165. Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. // Сов. геология. 1971. № 7. С. 15.
166. Бергер Г. С. // Флотуризмность минералов. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 201.
167. Костышевский Н. Б., Козан И. А. // Тр. Всесоюз. Магадан. НИИ золота и редких металлов. 1963. Вып. 22. С. 479.

168. Коплус А. В., Пантелеев А. И. // Геология руд. месторождений. 1975. Т. 17, № 1. С. 86.
169. Коваль П. В., Знаменский Е. Б., Смирнов В. Н., Гехт Р. С., Волкова Н. В., Брандт С. Б. // Зап. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР. 1969. Вып. 35. С. 116.
170. Мельчакова Л. В., Плюскина И. И., Соболев Р. Н. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 3. С. 96.
171. Астахова А. В., Войтковский Ю. Б., Генералов О. Н., Сидоров С. В. // Кристаллография. 1975. Т. 20, вып. 4. С. 769.
172. *Licillain Ch.* / Bureau recherches géologiques et minier. P., 1980. P. 94.
173. Соложенкин П. М., Глембоцкий В. А., Емельянов А. Ф. и др. // Изв. АН ТаджССР. Сер. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1971. № 2(40). С. 58.
174. Семенов Е. И., Свешикова Е. В., Ломейко Е. И., Капитонова Г. А. // Минералогические исследования. М.: ИМГРЭ, 1969. Вып. 1. С. 59.
175. Менжерес Л. Т., Бергер А. С., Порошина И. А. // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1972. № 7, вып. 3. С. 147.
176. Менжерес Л. Т., Бергер А. С. // Журн. прикл. химии. 1977. Т. 50, вып. 1. С. 20.
177. Литвин А. Л. // Зап. Укр. отд-ния ВМО. 1962. Вып. 1. С. 38.
178. Гетманская Т. И., Куприянова И. И., Шурига Т. Н. // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 170.
179. Мицкевич Б. Ф., Беспалько Н. А., Заяц А. П., Куц В. П., Радорожский В. Ф., Дадиева В. Д. // Редкие щелочные металлы в породах Украины. Киев: Наук. думка, 1976. С. 134.

### Полилитионит Polyolithionite



Назван по высокому содержанию лития (Лоренцен, 1884).

**Синон.** Литионит — lithionite [1], идентичность литионита полилитиониту установлена Гинзбургом [2].

**Характ. выдел.** Пластинки, листочки, чешуйки (до 1 см) и их агрегаты, иногда веерообразные пластинчатые сростки и сферолиты [3], сноповидные агрегаты [4], землистые скопления [5].

В пегматитах Илнмаусака (Гренландия) [6] и Дараи-Пиеза, Южный Тянь-Шань (устное сообщение Дусматова), встречены крупные (до 25 × 20 × 0,5 мм) пластины полилитионита. Скрытокристаллический полилитионит в пегматитах Гренландии [5] образует округлые и неправильной формы землистые выделения (до 1 см), тончайшее чешуйчатое строение которых выявляется только под микроскопом. В пегматитах Ловозерского массива наблюдались [7] мелкочешуйчатые оторочки полилитионита толщиной до 1,5 мм вокруг кристаллов микроклина, псевдоморфозы полилитионита по натролиту и сферолиты диаметром до 0,5 см («барботов глаз»).

Чешуйки полилитионита из пегматитов Гренландии [5] и пластинки из редкометаллических щелочных метасоматитов Восточной Сибири [8] часто деформированы, изогнуты.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_2^s$ —*Cm* (политип 1M наиболее распространенный) [9], отсутствие центра инверсии установлено методом ГВГ [10];  $C_{2h}^6$ —*C2/c* (политип 2M<sub>1</sub> — редкий [3]); тригон. с.  $D_3^2$ —*P3<sub>1</sub>12* (политип 3T [11]). Параметры элементарной ячейки полилитионита:

Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Лит. анализ	Ссылка
1M	5,3	9,2	10,2	100°	0,576:1:1,109	Канада	—	[12]
1M	5,189	8,979	10,067	100°27'	0,578:1:1,118	Гренландия	4	[13]
1M (3T)	5,18	8,98	10,1	100 20	0,576:1:1,124	Восточная Сибирь	6	[8]
1M	5,188	8,968	10,029	100 27	0,5785:1:1,1183	Искусственный	—	[13]

Полилитионит обладает наименьшими значениями параметра  $b_0$  по сравнению с другими литиевыми триоктаэдрическими слюдами.

Структура аналогична структуре лепидолита. Произведено уточнение структуры синтетического полилитионита 1M [14]. Выявлены особенности строения тетраэдрической сетки, определены координаты атомов, средние межатомные расстояния (M(1)—O = 2,106, M(2)—O = 2,1981, T(1)—O = 1,62, K—O = 2,990 Å), угол дитригонального разворота основной тетраэдров ( $3^{\circ}00'$ ), а также состав катионов, заселяющих октаэдры. Октаэдр M(1) заселен преимущественно литием ( $Li_{0,88} Al_{0,11}$ ), тогда как состав октаэдров M(2) и M(3) одинаков —  $Li_{0,55} Al_{0,45}$ .

Морфологическое отношение осей  $a : b : c = 0,5773 : 1 : 3,2743$  (по Дана, 1892). Наблюдавшиеся формы (по Флинку, 1899):  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $\gamma(017)$ ,  $H(201)$ ,  $\mu(111)$ ,  $\eta(221)$ ,  $g(\bar{1}14)$ ,  $\delta(1.1.11)$ .

Двугранные углы:

$$\begin{array}{lll} c\gamma(001):(017) = 24^\circ 41' & c\mu(001):(111) = 81^\circ 40' & c\delta(001):(\bar{1}1.11) = 30^\circ 37' \\ cH(001):(201) = 85^\circ 38' & c\eta(001):(221) = 85^\circ 44' & cg(001):(\bar{1}14) = 58^\circ 50' \end{array}$$

Кристаллы пластинчатые (фиг. 97) псевдогексагональные.

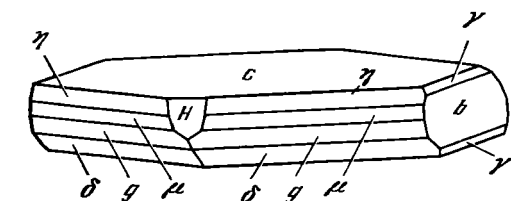
В пегматитах Ловозерского массива [7] встречаются кристаллы (до  $3 \times 0,5$  см), центральная часть которых сложена тайниолитом, а краевая — полилитионитом.

Действием HF на полилитионит 1M выявляются на его пластинках резко асимметричные, реже правильные шестиугольные фигуры травления [15].

**Физ. св.** Сп. по (001) весьма совершенная. Изл. у скрытокристаллических разностей раковистый [16]. Тв. 2—2,5. Микротвердость 44—69 кгс/мм<sup>2</sup> при нагрузке 10—20 гс [17]. Уд. в.

2,62—2,87. Бесцветный, белый, желтоватый, светло-зеленый, бурый, розовый, голубоватый. Ч. белая. Бл. перламутровый на плоскостях спайности, восковой — у скрытокристаллических разностей. В тонких листочках прозрачный.

Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) 5,65—6,18 [18]. Удельная магнитная восприимчивость ( $\chi$ )  $12,6 \cdot 10^9$  и  $6,85 \cdot 10^9$  кг/м<sup>3</sup> (для двух образцов



Фиг. 97. Кристалл полилитионита из щелочных пород, Гренландия (по Флинку)

с разным содержанием  $Fe^{2+}$ ) [19]. Установлена [20, 21] рентгенолюминесценция, связанная с кислородсодержащим дырочным центром типа  $O^-$ , дающим бело-голубое свечение вследствие рекомбинации на нем свободных электронов; этот центр может иметь ряд подтипов соответственно различным способам компенсации заряда  $O^-$  точечными дефектами.

ИК-спектр (см. фиг. 96) характеризуется [22, 23] полосами 425, 450, 475, 530  $cm^{-1}$  (колебание связей Li—O, деформационные Si—O, Si—O—Me) и 1000  $cm^{-1}$  (валентные колебания Si—O). Спектр отличается сильным расщеплением основной полосы 1000  $cm^{-1}$  на составляющие (975, 1005 и 1105  $cm^{-1}$ ). Последнее свидетельствует о низкой симметрии тетраэдров  $SiO_4$  (возможно, из-за сильного поляризирующего свойства лития) и упорядоченности катионного распределения в октаэдрических слоях.

Поглощение в области 3000—4000  $cm^{-1}$  (валентные колебания OH-групп) отчетливо проявляется только в сравнительно толстых (1—1,5 мм) спайных пластинках полосами 3710, 3665, 3627 и 3553  $cm^{-1}$ . Полилитионит из пегматитов по сравнению с полилитионитом из щелочных гранитов обладает более четким спектром с узкими, хорошо разрешенными полосами, что свидетельствует о большей упорядоченности его структуры. См. также работы [8, 24, 25].

Отличия в характере проявления валентных колебаний OH в полилитионите и лепидолите связываются [22] с ориентацией этих групп в октаэдрическом слое: в полилитионите они перпендикулярны (или почти перпендикулярны) слою, а в лепидолите наклонены под разными углами к плоскости октаэдрического слоя, что может быть вызвано наличием в нем вакансий. Уменьшение полуширины основной полосы в полилитионите по сравнению с лепидолитом объясняется [22] изоморфным вхождением в октаэдрические слои меньшего количества алюминия; с этим может быть связано не столько изменение симметрии слоя, сколько локальная разупорядоченность в лепидолите.

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный. Окрашенные разности плеохроируют в розовых или голубых тонах;  $Ng \approx Nm > Np$ . Скрытокристаллический имеет волнистое, иногда полосчатое угасание [16]. Двуосный (—),  $Np$  почти  $\perp$  (001).  $n_g = 1,545—1,566$ ,  $n_m = 1,543—1,563$  (единичные определения),  $n_p = 1,524—1,548$ ,  $n_g - n_p = 0,012—0,03$ ,  $2V = 0—45$ .

Отмечается прямая зависимость показателей преломления от содержания Fe и Ti и обратная — от содержания F [8].

**Хим. Теор. состав:** Li<sub>2</sub>O — 7,68; K<sub>2</sub>O — 12,02; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 13,06; SiO<sub>2</sub> — 61,60; F — 9,72. Является наиболее высоколитиевой и высокофтористой слюдой. Характеризуется отсутствием или лишь незначительным количеством Al в тетраэдрических позициях.

Отмечалось повышенное содержание железа (до 8,5% FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в полилитионите из Та-Nb-метасоматитов [21] и титана (до 4,11% TiO<sub>2</sub>) в полилитионите из пегматитовой жилы Юмьечорр, Хибинский массив (хим. анализ 2) [3]. Наибольшее количество рубидия (до 1,68% Rb<sub>2</sub>O) и цезия (до 0,68% Cs<sub>2</sub>O) обнаружено в полилитионите из редкометальных пегматитов [22]; в полилитионите из пегматитов Илимаусакского массива в Гренландии установлено до 1,47% Rb<sub>2</sub>O и 0,04% Cs<sub>2</sub>O [26]. из щелочных метасоматитов Восточной Сибири — до 1,65% Rb<sub>2</sub>O [8].

Элементы-примеси в полилитионите из щелочных пегматитов Хибинского массива представлены: Nb — 0,3; Zr, Sr, La — 0,0n; Be, Pb, Ga, Cu — 0,00n% [3]; из Илимаусакского массива — Ga, Ta, Tl, Sn, В [5]. Та отмечался также в полилитионите из субщелочных гранитоидов [27]; В — в полилитионите из щелочных пегматитов массива Дарай-Пиез (Южный Тянь-Шань) [28].

Анализы (в порядке увеличения содержания Li<sub>2</sub>O):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li <sub>2</sub> O	6,23	6,30	6,82	7,26	7,45	7,50	7,50	7,82	8,24
Na <sub>2</sub> O	2,06	0,41	0,89	0,53	0,10	0,42	0,19	1,31	1,61
K <sub>2</sub> O	11,13	11,16	10,06	11,05	11,80	10,79	10,5	8,81	11,05
Rb <sub>2</sub> O	—	0,11	—	1,14	1,30	1,65	0,01	0,15	—
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	не обн.	—	—	0,01	—	—
MgO	0,24	1,20	0,20	0,34	0,18	—	0,02	1,50	—
CaO	0,73	сл.	0,18	сл.	0,18	—	—	0,39	—
MnO	0,12	0,10	0,20	0,03	—	—	0,02	0,16	0,31
FeO	—	—	—	0,42	0,72	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	11,70	16,86	12,04	12,00	16,30	10,9	13,81	10,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	1,35	—	0,13	0,20	0,44	0,56	2,05	4,02
SiO <sub>2</sub>	60,83	58,60	54,30	59,56	60,40	58,40	56,3	57,96	58,68
TiO <sub>2</sub>	сл.	4,11	—	0,48	0,37	—	—	0,46	—
H <sub>2</sub> O	1,71	1,20	3,23	0,47	0,16	—	0,56	0,34	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,33	0,10	2,33	0,76	0,08	—	—	0,29	—
F	4,50	6,00	8,71	7,73	8,10	9,16	7,7	8,33	8,16
Сумма	101,17	102,34	103,78	103,46 *	103,04	104,66	94,27	103,38	102,31
— O = F <sub>2</sub>	1,89	2,52	3,66	3,25	3,40	3,84	3,23	3,50	3,44
	99,28	99,82	100,12	100,21	99,64	100,82	91,04	99,88	98,87
Уд. в.	—	2,815	—	—	—	—	—	—	2,701
n <sub>g</sub>	—	1,555	—	—	1,566	1,553	1,55	—	—
n <sub>m</sub>	—	—	—	—	—	1,550	—	—	—
n <sub>p</sub>	—	—	—	—	1,548	1,539	—	—	—
(- )2V, °	—	0	—	—	42	45	—	—	—

\* В том числе Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 1,52%.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	4,04	3,88	3,53	4,00	4,02	3,82	4,01	3,80	3,95
Al <sup>IV</sup>	—	0,12	0,47	—	—	0,18	—	0,20	0,05
Al <sup>VI</sup>	1,03	0,79	0,82	0,95	0,94	1,08	0,91	0,87	0,76
Ti	—	0,20	—	0,02	0,02	—	—	0,02	—
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,07	—	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,20
Fe <sup>2</sup>	—	—	—	0,02	0,04	—	—	—	—
Mn	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	0,01	0,02

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mg	0,02	0,12	0,02	0,03	0,02	—	—	0,15	—
Li	1,66	1,68	1,78	1,96	2,00	1,97	2,15	2,06	2,23
Ca	0,05	—	0,01	—	0,01	—	—	0,03	—
Na	0,27	0,05	0,11	0,07	0,01	0,05	0,03	0,17	0,21
K	0,94	0,94	0,83	0,95	1,00	0,90	0,95	0,74	0,95
Rb	—	—	—	0,05	0,06	0,07	—	0,01	—
ОН	0,76	0,53	1,40	0,21	0,07	—	0,27	0,15	—
F	0,94	1,26	1,79	1,64	1,71	1,89	1,73	1,73	1,74
O	10,30	10,21	8,81	10,15	10,22	10,11	10,00	10,12	10,26

1 — из щелочных пород Ловозерского массива (Кольский полуостров) [16]; 2 — из пегматитовой жилы Юмьечорр, Хибинский массив (Кольский полуостров), анал. Молева [3]; 3 — из гранитного пегматита (СССР), анал. Мокрецова [29]; 4 — из щелочных пород Гренландии [30]; 5 — из жилков в измененных гранитоидах Улканского плутона (Сибирь) [31]; 6 — из микроклин-альбит-кварцевых метасоматитов Восточной Сибири, анал. Столярова [8]; 7 — из осадка современного горячего источника Йеллоустонского национального парка (США) [32]; 8 — из рибекит-микроклин-альбитовой породы, Сибирь [33]; 9 — из щелочных пород, Юлианехаб (Гренландия), анал. Лорейсеи [34].

Хим. анализы см. также в работах [4, 12, 15, 22, 35, 36]; сводку хим. анализов полилитнионита из щелочных пегматитов — в монографиях [5, 7].

**Диагн. исп.** П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в малиновый цвет. Кислотами не разлагается.

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА фиксируется резкий эндотермический эффект при 880° (для полилитнионита из щелочного пегматита) [3] или 940—950° (из щелочных редкометалльных метасоматитов [8] и гранитоидов [31]). Эндотермический эффект, которому соответствует крутой перегиб на кривой потери веса, связывается Шлюковой с соавторами [3] с удалением F, увеличение скорости термической реакции, четко фиксируемое кривой ДТГ, — с удалением воды (потеря в весе при 820° соответствует количеству H<sub>2</sub>O, определенной химическим анализом). Другие авторы [8, 31] объясняют эндотермический эффект плавлением и считают, исходя из характера кривой потери веса, что выделение F происходит в течение всего процесса нагревания, незначительно усиливаясь во время плавления минерала. Об особенностях поведения полилитнионита при нагревании см. также в работе [36].

**Находж.** Типоморфный минерал щелочных пегматитов [37—39] и редкометалльных метасоматитов агпаитового типа [8, 31, 33]. Встречается в щелочных гранитах, сиенитах, редкометалльных гранитных пегматитах. Образуется в условиях высокой щелочности пород, высокого критического потенциала лития и фтора [4, 37—39] и значительной недосыщенности среды алюминием [8]. Предполагается возможность кристаллизации полилитнионита из расплавов при образовании щелочных гранитов [4, 38, 39].

По экспериментальным данным [13], высокофтористый полилитнионит может кристаллизоваться непосредственно из пегматитовых расплавов—растворов.

Условия образования полилитнионита в гранитоидах рассмотрены в ряде работ [4, 39, 40].

Преимущественная устойчивость полилитнионита в парагенезисе с минералами, характерными для щелочных гранитоидов, наглядно выявляется на диаграмме состав—парагенезис с помощью метода эквипотенциальных линий химического потенциала лития (или фтора) [4, 39].

Показано [4], что в главнейших парагенезисах литий-фтористых гранитов (калиевый полевой шпат + литиевая слюда — топаз; калиевый полевой шпат + сподумен + слюда и др.) полилитнионит может быть устойчив в условиях малого значения отношения Al : Fe и при весьма высоком значении химического потенциала Li, а при более низком его значении полилитнионит устойчив в парагенезисе с калиевым полевым шпатом и щелочными темноцветными минералами; увеличение отношения железа к алюминию в породе благоприятствует снижению критического для полилитнионита значения химического потенциа-

ла лития. При инертном поведении лития полилитнионит может образоваться даже за счет небольших количеств лития в щелочных амфиболах, например, при их эгиринизации.

Образованию полилитнионита способствует процесс окварцевания щелочных гранитов и особенно их пегматитов, сопровождающийся понижением отношения алюминия к железу в системе. При крайнем выражении этого процесса в щелочных гранитах могут возникнуть зоны своеобразных полилитнионитовых грейзенов [39].

В СССР развит в щелочных гранитах (охарактеризованных как полилитнионитовые граниты), содержащих также циннвальдит и проголитнионит [23]; отмечался в субщелочных гранитоидах [27] и в щелочных сиенитах, например, в массивах Ак-Суг в Сибири, Каргеретабинском в Туве [37], Тежсарском в Армении [41]. Встречается в незначительном количестве в мурманит-ловозеритовых луювритах на горе Карнасурт в Ловозерском массиве на Кольском полуострове [42]. В щелочных пегматитах известен: в Ловозерском массиве (горы Карнасурт, Непха, Куйвчорр, Нинчург и др.) [1, 7, 16, 42] — в крупных сложномещенных пегматитовых телах комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов в виде обособлений и прожилков в позднем микроклине и натролите, оторочек по периферии выделений микроклина, тайшиолита и карнасуртита, иногда псевдоморфоз по натролиту; в Хибинском массиве — в пегматитах среди хибинитов на горе Тахтарвумчорр [43] в ассоциации с натролитом, виноградовитом, пептунитом и в эгирин-полевошпатовом пегматите на горе Юмьчорр [3, 44] в ассоциации с натролитом, анальцимом, катапленитом, флюоритом.

В сиенит-пегматитах обнаружен в Заангарском массиве (Сибирь) вместе с тодорокитом и гельцирконом [35] и в массиве Дарай-Пнез, Южный Тянь-Шань (новые данные Дусматова).

В редкометалльных гранитных пегматитах отмечался в Сибири и других районах СССР [19, 22, 29]; в микроклин-альбитовых со сподуменом пегматитах развит в ассоциации с альбитом, сподуменом, турмалином, поллуцитом, танталитом [19].

В метасоматических породах известен в эндоконтактах Ловозерского массива [45] — в микроклинитах и в пегматоидных образованиях среди луювритов в ассоциации с натролитом, анальцимом, апофиллитом, пектолитом; в щелочных метасоматитах Сибири [33] — в рибекит-микроклин-альбитовой породе среди альбитизированных сиенитов и гранитов с редкометалльной минерализацией; в зонах щелочного метасоматоза, связанных с гранитоидами Улканского плутона, найден [31] в рибекит-полилитнионит-кварцевых жилках среди гранитоидов, слагает вместе с кварцем центральную часть жилки, содержащих до 40% полилитнионита. В редкометалльных микроклин-альбит-кварцевых щелочных метасоматитах Восточной Сибири, образовавшихся за счет кристаллических сланцев и гнейсов, встречен в эгирин-рибекитовых породах в тесном сростании с эгирином [8].

За рубежом широко распространен в нефелиновых сиенитах и пегматитах массива Илимаусак (Гренландия) [5, 6]: в науяитах и их пегматитах пластинчатый полилитнионит находится в ассоциации с эвдиалитом, ринкитом, микроклином, содалитом; чешуйчатый — в центральной зоне пегматитов и в зонах альбитизации — с альбитом, анальцимом, эвдимитом, эгирином, пирохлором; землистый — в пустотах друз цеолитов; известен [5] также в пегматитах фойяитов, какортокитов и в кварц-полевошпатовых жилах, секущих щелочные граниты, вместе с гематитом и рибекитом.

Отмечался в Сент-Хилайре (Канада) [12] — в пустотах пегматитовых жил, связанных с нефелиновыми сиенитами; в Норвегии — в пегматитах Лангесунсфьорда (по Брёггеру, 1890) и в Санде-фьорде [36] в сиенитовом пегматите. Известен в Хан-Богдинском массиве (МНР) [4, 39] — в пегматитах щелочных гранитов; наибольшее количество полилитнионита (до 10%) обнаружено в эндоконтакте крупнозернистой оторочки со стороны лежащего бока и в кварцевом ядре дифференцированного пегматита.

Предполагается [39] связь полилитионита из пегматитов щелочных гранитов Хан Богдинского массива с образованием кварцевых ядер, имеющих метасоматическое происхождение; такие кварц-полилитионитовые породы рассматриваются как аналоги грейзенов в щелочных гранитоидах.

Большой интерес представляет современное образование полилитионита, связанное с термальными водами. Найден [32] в конгломератах и грубых песках в керне скважины (на глубине 23,8—28,5 м), пробуренной в Йелоустонском национальном парке близ горячего источника Ойо-Калента в Нижнем гейзеровом бассейне. Полилитионит облекает и частично выполняет вместе с кварцем, пектолитом и другими гидротермальными минералами межзерновые пустоты. Растворы, извлеченные при бурении, сильно разбавлены, отличаются высоким содержанием Li и необычно высоким Li/K отношением.

Изм. [7, 16]. При выветривании ловозерский полилитионит переходит в белые и бурые землистые массы (гидрополилитионит), окрашивающиеся бензидином в фиолетово-синий цвет; при дальнейшем изменении образуются глинистые минералы (иногда минерал типа гекторита).

**Искусств.** Фторполилитионит легко синтезируется [13] из чистых окислов и фторидов в гидротермальных условиях при 750° и давлении 2 кбар; при недостатке фтора полилитионит не образуется. Изучена [46] устойчивость полилитионита как функция температуры (до 900°) и давления (до 2 кбар). Полилитионит плавится конгруэнтно при 770° и давлении выше 1,5 кбар; при 760° и давлении ниже 1,5 кбар плавится инконгруэнтно с образованием санидина и жидкости. Экспериментально исследована [47] смесимость флогопит-лепидолитовых твердых растворов в интервале температур 400—900° при  $P = 2$  кбар.

**Практ. знач.** Вместе с другими литиевыми слюдами может служить рудой на Li.

Межплоскостные расстояния полилитионита из пегматита горы Непха (Ловозерский массив) [7]  
Fe-излучение,  $D = 57,9$  мм

$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)
2	9,90	5	2,83	8	1,96	1	1,39
5	4,90	10	2,51	1	1,79	3	1,33
5	4,50	3	2,46	1	1,69	8	1,29
5	3,57	8	2,36	8	1,61	5	1,23
5	3,38	3	2,29	1	1,57	1	1,26
5	3,26	3	2,17	10	1,49		
5	3,05	3	2,12	1	1,42		

Межплоскостные расстояния полилитионита из Йелоустонского национального парка (США) [32]

$hkl$	$l$	$d$ (Å)	$hkl$	$l$	$d$ (Å)
001	4	9,934	131	0,5	2,45
002	10	4,954	132	1	2,376
020	1	4,476	040, $\bar{2}21$	0,5	2,240
110, 110	0,5	4,437	$\bar{2}03, \bar{2}20, \bar{2}20$	0,5	2,22
$\bar{1}11$	0,5	4,302	041	0,5	2,189
021	0,5	4,086	$\bar{2}22$	0,5	2,15
111	0,5	3,829	$\bar{1}33$	0,5	2,125
$\bar{1}12$	1	3,601	221	0,5	2,10
022	8	3,299	005	6	1,974
003	1,5	3,071	133	0,5	1,947
113	1	2,872	134, 115	0,5	1,708
023	0,5	2,656	006, $\bar{1}35$	0,5	1,64
$\bar{2}01, 130, 130$	1	2,583	152	0,5	1,57
$\bar{1}31, 200, \bar{2}00$	1	2,554	060, 331	0,5	1,50
004, 113	0,5	2,471			



## Л и т е р а т у р а

1. Шилин Л. Л. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1953. Вып. 5. С. 153.
2. Гинзбург А. И. // Там же. 1955. Вып. 7. С. 169.
3. Шлюкова З. В., Молева В. А., Рудницкая Е. С. Материалы по минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1965. С. 168.
4. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Юрченко С. А. Ежегодник-1974. Новосибирск: Наука, 1976. С. 75.
5. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. С. 92.
6. Böggild O. B. // Medd. Grønland. 1953. Vol. 149, N 3. P. 300.
7. Семенов Е. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 107.
8. Шурига Т. Н. // Там же. 1976. Вып. 25. С. 219.
9. Hendricks S. B., Jefferson M. E. Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 12. P. 1251.
10. Мейснер Л. Б., Шурига Т. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 77.
11. Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б. // Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС: Моск. отд-ние ВМО, 1976. С. 98.
12. Perrault G. Canad. Miner. 1966. Vol. 8, pt 5 P. 671.
13. Miloz J. L. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1490.
14. Takeda H., Burnham C. W. // Miner. J. Jar. 1969. Vol. 6, N 1/2. P. 102.
15. Березина Л. А., Шурига Т. Н. Тр. Минерал. музея АН СССР. 1987. Вып. 34. С. 1.
16. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. // Ловозерский щелочной массив. М.: Наука, 1959. С. 432.
17. Лебедева С. И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1974. С. 108.
18. Шурига Т. Н., Горбатов Г. А., Панова М. А. Тр. Минерал. музея АН СССР. 1976. Вып. 25. С. 222.
19. Добровольская Н. В., Шурига Т. Н., Максимова В. А. // Зап. ВМО. 1986. Т. 115, вып. 1. С. 131.
20. Прокофьев И. В., Горобец Б. С., Шурига Т. Н., Руб А. К., Луговой Г. П., Рябцев В. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 88.
21. Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Горобец Б. С., Добровольская Н. В., Прокофьев И. В. // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 228.
22. Скосырева М. В., Власова Е. В. ДАН СССР. 1983. Т. 272, № 3. С. 694.
23. Скосырева М. В., Власова Е. В. // Там же 1988. Т. 301, № 6. С. 1458.
24. Мельчакова Л. В., Плюснина И. И., Соболев Р. Н. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 3. С. 96.
25. Солнцева Л. С., Солнцев В. П., Шурига Т. Н. Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 55.
26. Герасимовский В. И. // Геохимия Илимаусакского щелочного массива. М.: Наука, 1969. С. 45.
27. Кузьменко М. В., Акелин Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов. М.: Наука, 1965. С. 97.
28. Дусматов В. Д. // Геохимия. 1972. № 10. С. 1298.
29. Соседко А. Ф. // Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат. 1961. С. 79.
30. Stevens K. E. // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 10. P. 607.
31. Гамалея Ю. Н. // ДАН СССР. 1968. Т. 182, № 5. С. 1186.
32. Bargar K. E., Beeson M. H., Fournier R. O., Patrick Muffler L. J. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 9/10. P. 901.
33. Петрова Е. А., Скоробогатова Н. В. // Геология месторождений редких элементов. 1961. Вып. 9. С. 134.
34. Flück G., Böggild O. B., Winter Chr. Ztschr. Kristallogr. 1901. Bd. 34, N 5/6. S. 667.
35. Свешникова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П. // Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976. С. 35.
36. Raade G., Larsen A. O. // Norsk. geol. tidsskr. 1980. Bd. 60, N 2. S. 117.
37. Семенов Е. И., Свешникова Е. В., Ломейко Е. И., Капитонова Т. А. // Минералогические исследования. М.: Наука, 1969. Вып. 1. С. 59.
38. Коваленко В. И. // Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. М.: Наука, 1977. С. 120.
39. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман И. Д. // Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (МНР). М.: Наука, 1981. С. 53.
40. Маракцшев А. А. // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 55.
41. Меликсетян Б. М. // Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. С. 199.
42. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 193.
43. Семенов Е. И., Бонштедт-Куплетская Э. М., Молева В. А., Слудская Н. Н. // ДАН СССР. 1956. Т. 109, № 3. С. 617.
44. Костылева-Лобунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Сякина М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман И. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 108.

45. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 13.  
 46. Munoz J. L. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 11/12. P. 2069.  
 47. Robert J.-L., Volfinger M. // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 21.

### Циннвальдит Zinnwaldite



Назван по месту находки в Циннвальде (Циновец), Чехословакия (Хайдингер, 1845).

**Синон.** Воронья слюда — Rabenglimmer (Брайтхаупт, 1823); железистый лепидолит — eisen lepidolite (по Дана, 1892); литиевая слюда — Lithionglimmer (по Дана, 1892); литиево-железистая слюда — Lithioneisenglimmer (по Дана, 1892); литионит — Lithionit (Кобелл, 1853).

**Характ. выдел.** Чешуйки, таблитчатые выделения, листоватые, розетко-видные и веерообразные их сростки, шаровидные скопления изогнутых чешуек («барботов глаз»), кристаллы, иногда хорошо образованные.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_s^2$ —*Cm* (политип 1M — наиболее распространенный);  $C_{2h}^2$ —*C2/c* (политип 2M<sub>1</sub>); редко тригон. с.  $D_3^3$ —*P3,12* (политип 3T).

Среди циннвальдитов из редкометалльных гранитов Сибири встречены политипы: 1M (преобладает), 3T и смеси 1M+3T [1].

С помощью излучения мощного лазера (метод эффекта генерации второй гармоники) установлено отсутствие центра инверсии (ацентричность) у некоторых циннвальдитов [2, 3].

Параметры элементарной ячейки:

Политип	$a_0$ (Å)	$b_n$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылка
1M	5,27	9,09	10,07	100°	0,578:1:1,108	—	[4]
1M	5,20	9,00	10,2	100°40′	0,578:1:1,133	Волынь (УССР)	[5]
1M	5,260	9,110	10,100	100	0,577:1:1,109	Приазовье (УССР)	[6]
1M	5,267	9,101	10,073	100 33	0,579:1:1,107	Циновец (Чехословакия)	[7]
—	5,267	9,106	10,077	100 67	0,578:1:1,107	Там же	[8]
—	5,252	9,096	10,135	100 89	0,577:1:1,114	Мадагаскар	[8]

Отнесенная к циннвальдиту литиевая слюда из Садисдорфа (ГДР), структурное исследование которой произведено Гуггенхеймом и Бейли [9], по составу соответствует протолитиониту (см. „Протолитионит“).

Особенности структуры циннвальдита изучены методами мёссбауэровской спектроскопии, ЯМР и ПМР.  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и  $\text{Al}^{\text{VI}}$  в структуре циннвальдита четко различаются по данным ЯМР [10]. Мёссбауэровскими исследованиями [11] и методом ПМР [12, 13] выявлены образцы с неупорядоченным распределением  $\text{Fe}^{2+}$  между октаэдрическими позициями M(1) и M(2).

Для циннвальдита с Мадагаскара показано [8] влияние  $\text{Fe}^{3+}$  на распределение  $\text{Fe}^{2+}$  в октаэдрических позициях: чем выше содержание  $\text{Fe}^{3+}$ , тем меньше  $\text{Fe}^{2+}$  входит в позицию M(2).

В структуре циннвальдитов, содержащих до 11%  $\text{FeO}$ , установлено (методом ЯМР) [14] два неэквивалентных положения атомов F, которые могут образовывать пары F—OH и частично F—F. Выявлены [12] две неэквивалентные позиции Li с различным окружением парамагнитных ионов железа [12, 14]. Как показали расчеты [15], энергетически более выгодна позиция Li в транс-октаэдрах  $\text{LiO}_4\text{F}_2$ , в то время как цис- и транс-октаэдры  $\text{LiO}_4(\text{OH})_2$  мало различимы с энергетической точки зрения.

Для циннвальдита состава  $(\text{K}_{1,00}\text{Na}_{0,02})(\text{M}_{0,91}\text{Fe}_{0,02}\text{Fe}_{0,06}^{2+}\text{Mg}_{0,05}\text{Mn}_{0,02}\text{Ca}_{0,02}\text{Li}_{1,28}) \times \text{[Si}_{3,88}\text{Al}_{0,67}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,41}\text{F}_{0,59})$  определено [16, 17] заселение цис-октаэдров: Al — 0,91; Li — 0,64;  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,44 и транс-октаэдров: Al — 0; Li — 0,64;  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,22; Fe локализуется преимущественно в гидроксилсодержащих, а Li и Al — в F-содержащих октаэдрах, т. е. в структуре циннвальдита имеются диамагнитные кластеры, преимущественно F-содержащие, и парамагнитные — OH-содержащие.

Морфологическое отношение осей (по Дана, 1892; Гольдшмидту, 1918)  
 $a : b : c = 0,5773 : 1 : 3,2743$ .

Формы (по Дана, 1892):  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $m(110)$ ; более редкие:  $Q(130)$ ,  $г(101)$ ,  $H(201)$ ,  $o(112)$ ,  $M(221)$ ,  $\mu(\bar{1}11)$ ,  $x(1\bar{3}1)$ .

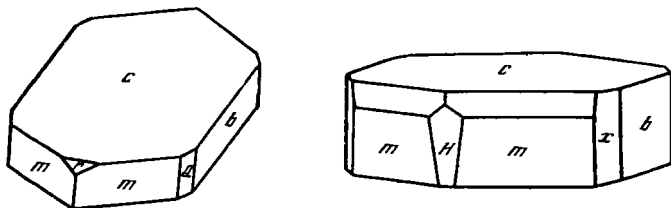
Измеренные двугранные углы (по Дана, 1892):

$$\begin{array}{lll} cH (001):(201) = 85^{\circ}00' & co (001):(112) = 73^{\circ}19' & bx (010):(131) = 30^{\circ}30' \\ cM (001):(221) = 85^{\circ}00' & cm (001):(111) = 81-82^{\circ} & \end{array}$$

Кристаллы таблитчатые по (001), псевдогексагональные (фиг. 98).

Двойники по слюдяному закону с плоскостью двойникования (001) На плоскости спайности тонкая штриховка  $\perp$  ребру (001) : (010).

Фиг. 98. Кристаллы циннвальдита, Циннвальд, Чехословакия (по Брайтхаупту и Чермаку)



Фигуры травления, полученные на плоскостях спайности действием 54%-ной HF при 20° в течение 10—20 мин, имеют вид искаженных трапеций с различным соотношением сторон [18—21], трапецевидных шестиугольников (политип M) или симметричных шестиугольников (3T) [21]. Установлена разная ориентировка фигур травления на сопряженных плоскостях скола [22]. На циннвальдите из месторождения Циновец наблюдались фигуры травления в форме несколько вытянутых шестиугольников [23].

**Физ.** Сп. по (001) весьма совершенная. Пластинки упругие. Тв.  $2\frac{1}{2}$ —4. Уд. в. 2,82—3,2. Цв. светло-фиолетовый, иногда красноватый, желтый, серый, серо-бурый, темно-коричневый до бурого, редко темно-зеленый, иногда черный («воронья слюда»). Окраска часто зональная.

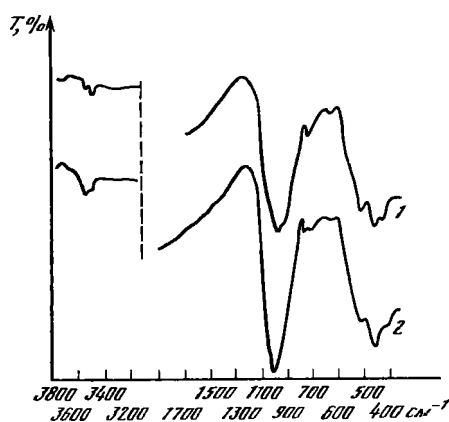
Описаны [5] зональные кристаллы размером до 10 см из занорышей камерных пегматитов Волины, у которых на грани (001) наблюдается смена зон с различной интенсивностью окраски и постепенным посветлением от центра к периферии; выделена зональность двух типов — зональность роста (с прямолинейными границами) и зональность замещения (с заливообразными границами).

Бл. стеклянный, на плоскости спайности иногда перламутровый. В тонких пластинках прозрачен, просвечивает. Пьезоэффекта не обнаруживает [24].

Магнитная восприимчивость  $4 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС — для образца с Урала, содержащего 3,0% железа [25]. Удельная магнитная восприимчивость для двух разцов:  $16,4 \cdot 10^9$  и  $23,7 \cdot 10^9$  кг/м<sup>3</sup> [26]. Не люминесцирует [27]. Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) 6,54—6,60 [28].

Мёссбауэровские спектры поглощения разрешаются двумя дублетами, отвечающими  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , и несколько различны для циннвальдитов разных месторождений [8, 11, 29, 30]. Внутренний дублет отнесен к цис-позициям M(2), внешний — к транс-позициям M(1). Изомерный сдвиг +0,96 мм/с; квадрупольное расщепление значительно больше, чем в триоктаэдрическом биотите, и лишь немного больше, чем в диоктаэдрическом мусковите [29]. Выявлена прямая зависимость квадрупольного расщепления от содержания  $Li_2O$  и обратная — от содержания F: даны мёссбауэровские параметры для циннвальдита из месторождения Циновец (Чехословакия) и Мадагаскара [8].

ИК-спектр (фиг. 99) характеризуется [31—34] четкой полосой при  $475\text{ см}^{-1}$  (ступени  $400-450, 530\text{ см}^{-1}$ ) и интенсивной — при  $1040\text{ см}^{-1}$ ; в области  $500-600\text{ см}^{-1}$  — слабая полоса Fe—O-связи, которая наблюдается в протолитионите, уменьшается в криофиллите и полностью исчезает у лепидолитов [35]. В области валентных колебаний OH наблюдаются полосы [36]: четкая при  $3 \cdot 10^3\text{ м}^{-1}$ , слабая (но более интенсивная по сравнению с протолитионитом)



Фиг. 99. ИК-спектры циннвальдита (1) и протолитионита (2) (по Власовой)

при 3660 и иногда 3700  $\text{см}^{-1}$  (ОН—Li, Al). Расщепление полос валентных колебаний ОН на четыре (3650, 3670, 3690 и 3700  $\text{см}^{-1}$ ) в ИК-спектрах некоторых образцов циннвальдита из камерных пегматитов Вольни (УССР) объясняется [36] уменьшением степени упорядочения катионов в октаэдрах. По другим данным [37], установлены полосы 3485, 3580 (с плечом 3615), 3650 и 3670  $\text{см}^{-1}$ ; из них две последние обладают дихроизмом, что указывает на существование двух типов ОН-связей с несколько различной ориентировкой. ИК-спектры циннвальдита свидетельствуют о большей триоктаэдричности структуры по сравнению со структурой протолитионита.

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный, иногда светло-бурый. В слабо-

окрашенных разностях наблюдаются плеохроичные дворики вокруг включений радиоактивных минералов. Плеохроизм резкий, усиливается при увеличении содержания Fe: по Ng и Nm — буроватый, зеленовато-бурый, зеленый, светло-бурый, коричневато-серый; по Np — бесцветный до желтовато-бурого. Двусный (—). Пл. опт. осей (010). Nm b, aNg=0—2°. Удлинение (+).  $n_g=1,568-1,600$ ,  $n_m=1,570-1,589$ ,  $n_p=1,535-1,565$ ,  $n_g-n_p=0,025-0,040$ ,  $2V=0-40^\circ$ . Дисперсия  $g>v$ , слабая.

**Хим.** Характерен широкий изоморфизм как в катионной, так и в анионной части. Si может замещаться на  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ;  $\text{Al}^{\text{VI}}$  — на Ti,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mn и Mg (содержание Mg обычно незначительное); K — на Na; (ОН) — на F. Изоморфизм Li, Si  $\rightleftharpoons$   $\text{Fe}^{2+}\text{Al}^{\text{IV}}$  в циннвальдите (а также в криофиллите и протолитионите) изучен с помощью мёссбауэровской спектроскопии [11].

Заселенность октаэдрических позиций рассмотрена Ридером [38] на основе расчета кристаллохимических формул циннвальдита и других литиевых слюд.

По соотношению катионов в октаэдрических позициях циннвальдиты танталовых месторождений подразделены [39] на две группы: 1 — циннвальдиты глубинных зон, где слабо проявлено оруденение, отличающиеся минимальным содержанием Li и максимальной железистостью; 2 — циннвальдиты богатых рудных зон и надинтрузивных зон, обогащенные марганцем (до 2,8% MnO) и магнием (до 1,6% MgO).

Установлены разнообразные элементы-примеси в циннвальдитах месторождений разного типа: из амазонитовых гранитов Забайкалья [40] Ga — 0,01, Tl — 0,0048, Be — 0,002%; из танталоносных апогранитов [41] и метасоматитов [42] соответственно Nb — 0,09 и 0,034—0,044, Ta — 0,021 и 0,016%, из грейзенов оловорудных месторождений [43, 44] Tl и In соответственно 0,0048 и 0,00012—0,00022%, Ag и Sr (средние линии), V (слабые линии); из пегматитов Вольни [5]: Zn — 0,01—0,03, Be — 0,005, Ga — 0,001—0,003, Sn — 0,001, Nb — 0,001—0,003, Cu — 0,001—0,0003, Ag — 0,0001—0,0003%. В циннвальдите из Северной Монголии обнаружен He [45]; в циннвальдите из месторождения Циновец — В, As, Cd, Cr, Ge, Th, La, Yb, Sc, Zr [46].

Анализы (расположены по увеличению содержания Li):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{Li}_2\text{O}$	3,07	3,07	3,23	3,30	3,72	3,74	3,80	4,03	4,26
$\text{Na}_2\text{O}$	0,35	0,35	0,38	0,36	0,54	0,44	0,18	2,20	0,31
$\text{K}_2\text{O}$	10,16	10,84	9,63	9,15	10,37	9,75	10,88	8,03	9,96
$\text{Rb}_2\text{O}$	—	0,95	0,85	1,13	—	0,80	1,08	—	0,85
$\text{Cs}_2\text{O}$	—	0,06	0,03	0,04	—	0,02	0,02	—	0,14
MgO	0,28	0,18	0,44	0,00	0,00	2,76	сл.	0,12	0,32
CaO	0,35	0,43	0,25	0,11	0,00	0,22	0,53	0,30	0,00

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	0,39	2,31	0,54	1,76	0,37	2,78	1,20	0,22	2,40
FeO	14,08	13,68	10,53	4,67	10,22	2,81	10,38	11,45	11,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,61	22,73	20,90	23,84	21,78	20,38	19,68	25,70	21,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,30	3,02	0,00	1,19	2,01	1,15	—	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,10	—	—	0,08	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	41,70	40,56	43,44	47,10	46,74	49,98	46,08	41,60	43,92
TiO <sub>2</sub>	0,32	1,10	0,30	0,00	0,00	Сл.	0,05	0,76	0,41
H <sub>2</sub> O	6,33*	1,03	2,80	4,50	0,89	2,41	2,26	4,40	0,93
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,02	0,00	—	—	—	—	0,18	0,86	0,00
F	2,40	4,88	6,00	6,00	7,54	3,80	5,30	1,58	7,46
Сумма	101,36	102,47	102,44	101,96	103,36	101,98 <sup>2*</sup>	102,85 <sup>3*</sup>	101,25	103,78
— O = F <sub>2</sub>	1,00	2,05	2,52	2,52	3,17	1,60	2,23	0,66	3,10
	100,36	100,42	99,92	99,44	100,19	100,38	100,62	100,59	100,68
Уд. в.	3,057	—	—	—	—	—	—	—	2,989
n <sub>g</sub>	1,572	—	1,585	1,577	1,576	1,568	—	1,580	1,578
n <sub>m</sub>	—	—	—	—	1,574	—	—	1,579	1,576
n <sub>p</sub>	—	—	—	—	1,545	—	—	—	1,545
(—) 2V	33	—	27	—	30	36°	—	28°08'	Около 0°

\* H<sub>2</sub>O + — п. п. \*\* Кроме того. Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,03, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,07. \*\*\* В том числе S — 0,08.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	3,13	3,00	3,07	3,15	3,26	3,41	3,15	2,89	3,13
Al <sup>IV</sup>	0,87	1,00	0,93	0,85	0,74	0,59	1,69	1,11	0,87
Al <sup>VI</sup>	0,95	0,98	0,81	1,03	1,05	1,05	1,02	1,00	0,89
Ti	0,02	0,06	0,02	—	—	—	0,01	1,04	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,02	0,16	—	0,06	0,10	0,11	—	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,88	0,85	0,62	0,26	0,60	0,16	0,12	0,67	0,67
Mn	0,03	0,14	0,03	0,10	0,04	0,16	0,07	0,01	0,14
Mg	0,03	0,02	0,05	—	—	0,28	—	0,01	0,03
Li	0,93	0,91	0,92	0,89	1,04	1,03	1,10	1,13	1,22
Ca	0,05	0,03	0,02	0,01	—	0,02	0,04	0,02	—
Na	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06	0,02	0,30	0,04
K	0,97	1,02	0,87	0,78	0,92	0,85	1,00	0,71	0,90
Rb	—	0,05	0,04	0,05	—	0,04	0,05	—	0,04
OH	1,43	0,51	1,32	2,01	1,16	1,10	0,79	2,04	0,44
F	0,57	1,14	1,33	1,27	0,41	0,82	1,20	0,35	1,67
O	10,00	10,35	9,35	8,72	10,43	10,00	10,01	9,61	9,87

1 — из занорыша в камерном пегматите Волыни (УССР), анал. Мирская [47]; 2 — из гранитной дайки (Казахстан), анал. Митюшина [48]; 3 — из редкометалльных гранитов (Сибирь), анал. Юрченко [49]; 4 — из онгонитов (МНР), анал. Мордвинова [50]; 5 — Цинновец (Чехословакия), анал. Гонье [51]; 6 — из редкометалльных пегматонидных образований (Сибирь) [49]; 7 — из кварцевой жилы с вольфрамитом, Цинновец, анал. Лука [52]; 8 — из занорыша в камерных пегматитах Волыни (УССР), анал. Сивкова и Стукалова [53]; 9 — из гранитной дайки, (Казахстан) анал. Некрасова [48].

Хим. анализы см. также в работах [8, 47, 54—64]; сводку хим. анализов циннвальдита из гранитов и гранитных пегматитов Украины — в монографии [5].

**Диагн. исп.** В кислотах легко разлагается. П. п. тр. легко сплавляется в темный слабомагнитный шлак, окрашивая пламя в малиновый цвет. рН суспензии циннвальдита из метасоматически-измененных субцелочных кварцевых сненитов 7,4 (I генерация) и 7,2—7,0 (II генерация) [42].

**Повед. при нагр.** На кривых ДТА проявляется отчетливо выраженный эндотермический эффект (удаление кристаллизационной воды и F) в интервале температур 830—1010° [5, 48, 53, 54, 65—68]. Установлены прямая зависимость

площади эндотермического эффекта и обратная зависимость его начальной температуры от содержания F [69] и уменьшение содержания F в слюде [5, 48].

На некоторых кривых ДТА наблюдается слабый экзотермический эффект, объясняемый началом окисления Fe: в интервале 380—440° (циннвальдит из Эрцгеборга, ГДР) [65]; 400—500 (из камерных пегматитов Волыни) [5, 53, 66]; 680—730° (Циновец, Чехословакия) [67], на последних фиксируется второй эндотермический эффект при 950° (небольшой, но четкий), объясняемый перекристаллизацией. Слабо выраженный экзотермический эффект при 200—300° отмечался [48] для циннвальдита из Казахстана. Потеря веса начинается при 100°, идет очень постепенно, максимальная при 850—900° [53].

До 700° структура циннвальдита полностью сохраняется. При 750—800° с началом выделения главной массы конституционной воды происходит распад кристаллической решетки, окисление Fe<sup>2+</sup> и образование гематита, переходящего в интервале от 900 до 1000 в кубическую модификацию — маггемит [66, 67]. При 1000° образуется стекловатая, слабо пористая магнитная масса [66].

**Наход.** Редкий. Встречается в гранитах, гранитных пегматитах, оловосных грейзенах и кварцевых жилах.

Образуется метасоматически на поздних стадиях процесса минералообразования путем замещения более ранних слюд, микроклина, альбита, кварца. Находится в ассоциации с лепидолитом, сподуменом, часто с клевеландитом, топазом, бериллом, турмалином, флюоритом; в грейзенах и кварцевых жилах — с вольфрамитом, касситеритом, шеелитом, флюоритом, топазом.

В пегматитах [70] циннвальдит (как и протолитионит) мог образоваться в тех случаях, когда количество лития в остаточном расплаве было не очень велико и процесс «лепидолитизации» протекал не до конца; этим объясняется, как правило, отсутствие в циннвальдитсодержащих пегматитах других литиевых минералов (сподумена, петалита, амблигонита и др.), а в пегматитах, содержащих литиевые минералы, отсутствие циннвальдита (и протолитионита). В камерных пегматитах Волыни [5] циннвальдит образовался после протолитионита, замещая микроклин-пертит и более железистые слюды; кристаллизовался в пустотах и занорышах в тесной ассоциации с альбитом.

Районы распространения циннвальдита в СССР в гранитах: Забайкалье — в амазонитовых гранитах (составляет 5—8% породы, замещает альбит, микроклин, кварц) [71], в редкометальных и альбитизированных гранитах [62, 72, 73]; Якутия [63] и другие районы Сибири [62] — в редкометальных гранитах; Украинский щит [74] — в микроклин-альбитовых гранитах (до 5,5% циннвальдита), имеющих иногда отчетливо выраженную полосчатость, напоминающую гнейсовидность, вместе с топазом или флюоритом и аксессуарными касситеритом, колумбитом—тапталитом, турмалином, гранатом и др.; Казахстан [48] — в дайках мелкозернистых гранитов с ритмично-зональным строением в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, молибденитом, иногда вольфрамитом, топазом, бериллом. Отмечался в редкометальных [28] и альбитизированных [75] гранитах других районов СССР: в щелочных гранитах, богатых потилитионитом и содержащих редкий протолитионит [33]; в метасоматически-измененных субцелочных кварцевых сиенитах [42].

Распространен в апогранитах и пегматитах Украины [5, 6, 47, 53, 76, 77]; в камерных пегматитах Волыни (топаз-морфионовых и топазовых) находится в графической, пегматоидной, блоковой зонах, занорышах, а также образует незакономерно ориентированные включения в топазе; наблюдался в центральной части зональных кристаллов слюды, сложенных во внешней зоне лепидолитом, в промежуточной — криофиллитом; в пегматитах Каменных Могил в Приазовье приурочен к их внутренним зонам, грейзенизированным участкам, встречается в занорышах вместе с топазом, бериллом, флюоритом. Известен в Якутии [63] — в пегматитах из микроклин-альбитовых лейкогранитов и в постмагматических образованиях (цвиттерах), развивающихся по гранитам.

Развит в грейзенах и кварцевых жилах оловорудных месторождений Забайкалья [78, 79], Якутии [43], Северо-Востока СССР [62]; в рудных метасоматитах Казахстана (слюдисто-флюорит-турмалиновых и слюдисто-кварц-топазовых с касситеритом) [80]. Встречен в некоторых оловоносных грейзенах и танталоносных метасоматитах вместе с колумбитом и колумбитом—танталитом [39], в грейзенах и жилах вольфрамовых [81, 82] и бериллиево-вольфрам-оловянных скарново-грейзеновых [83] месторождений. В ассоциации с топазом и альбитом известен в трещинных метасоматических образованиях в эндоконтакте лепидолит-амазонит-альбититовых апогранитов в Забайкалье [35]; в топаз-кварцевой жиле в Восточной Якутии [84].

За рубежом распространен в редкометалльных гранитоидах Монголии [49, 50, 85—87]: в микроклин-альбитовых (с 3,4% циннвальдита) и амазонит-альбитовых гранитах Жанчивланского и других массивов, в дайках амазонитовых гранитов района Онгон-Хайрхан; встречается в онгонитах (субвулканических аналогах редкометалльных Li-F-гранитов) Онгон-Хайрханского вольфрамитового месторождения в виде редких вкрапленников наряду с вкрапленниками кварца, альбита, калиевого полевого шпата, литиевого фенгит-мусковита, более редких протолитионита и топаза. Отмечался в Корнуэлле (Англия) [88] — в каолинитизированных гранитах; в Китае [60] — в грейзенизированных гранитах и грейзенах.

В гранитных пегматитах известен в Монголии: к северо-востоку от Улан-Батора [89] — в гигантозернистых микроклинных жилах с флюоритом среди гранитов и в районе Хух-Дель-Ула в Средне-Гобийском аймаке [87] — в редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах; в Индии [90] — в редкометалльных пегматитах; в Японии (Танакамияма, преф. Сига) [91] — в пустотке гранитного пегматита, где слагает внешнюю часть кристалла слюды, представленного в центре масутомилитом (Mn-аналогом циннвальдита), встречен с топазом, шерлом, альбитом, кварцем; в шт. Колорадо (США) — в клеветландит-лепидолитовых пегматитах (Браун-Дерби и др.) с аксессуарными бериллом, топазом, апатитом, колумбитом [92] и в Кристал-Пик [93]; в Квебеке и других районах Канады [58] — в гранитных (литиевых) пегматитах; на Мадагаскаре [89]. Известен в Чехословакии: в Западной Моравии [94] — в альбит-мусковит-шерловых пегматитах с наложенной литиевой минерализацией в виде реакционных кайм вокруг зерен граната ряда спессартин—альмандин; в Крушных горах и Славковском Лесу [95] — в кварцевых с топазом Sn-W-жилах. Отмечался [89] в мариоловых пустотах в пегматитах Бавено (Северная Италия). В Циновце и других месторождениях в Рудных горах вдоль границы ГДР и Чехословакии [46, 52, 57] является породообразующим минералом грейзенов, а также слагает зальбанды кварцевых жил Sn-W-формации.

**Изм.** В зоне каолинизации вольтинских пегматитов замещается каолинитом без возникновения промежуточных продуктов типа гидрослюд [96]. При выветривании бурет за счет окисления железа [52].

**Искусств.** Получен Дельгером (1917 г.) сплавлением андалузита с  $AlF_3$  и  $K_2SiF_6$  при добавлении  $Li_2CO_3$  в отношении 4 : 2 : 3 : 1 при температуре темно-красного каления и сплавлением смеси  $10K_2Al_2Si_2O_8 + Fe_2SiO_4 + Li_2Al_2Si_2O_8$  с NaF. Синтезирован [8] из гелей в соотношении, соответствующем стехиометрическому для слюд, при 600° и 2 кбар (время опыта 288 ч).

**Практ. знач.** Сырье для получения лития [97—99]; может служить второстепенным источником добычи рубидия и цезия [98, 99]. Используется для определения абсолютного возраста пород [72, 78, 80, 84, 100].

Межплоскостные расстояния цинвальдита 1M из месторождения  
Циновец (Чехословакия) [7]

CrK<sub>α</sub>-излучение, D 114,6 мкм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
001	100	9,90	133	25	2,153	061	5ш	1,499
002	5	4,92	202	20	2,131	330		
020	30ш	4,54	042	2	2,066	116	5	1,472
110	25ш	4,49	223	2	2,019	136	10	1,459
111	10	4,365	005	30	1,977	226	10	1,447
021	10	4,131	133	20	1,958	205		
111	20	3,863	134	2	1,893	117	10	1,415
112	40	3,641	043	2	1,871	007		
022	60	3,349	203					
003	50	3,295	224	2	1,818	063	30	1,379
112	50	3,089	205	5	1,735	225		
113	30	2,895	223					
023	20	2,667	134	15	1,717	115	60ш	1,338
201	15ш	2,624	150					
130			044	5	1,674	401	10	1,313
131	151							
200	60ш	2,588	135	50	1,655	402	5	1,308
202	5ш	2,490	204	50	1,640	260		
113	20ш	2,473	225	5	1,620	335	10	1,302
004			311					
131	30	2,411	243	5ш	1,600	137	15	1,295
132			152	5ш	1,592	262		
201	25	2,391	242	5ш	1,557	064	15	1,289
114	2	2,333	026	5ш	1,550	403		
040	15	2,274	20	5	1,527	333	5	1,281
221			331	45	1,518	261		
220	15	2,248	060			40	1,511	263
041	15	2,216	135	40	1,511			226
222	15	2,185				008		

Л и т е р а т у р а

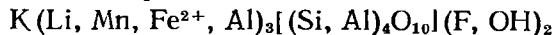
1. Коваль П. В., Базарова С. В., Кашаев А. А. // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 914.
2. Bish D. L., Horsey R. S., Newham R. E. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 9/10. P. 1052.
3. Мейснер Л. Б., Шурига Т. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 77.
4. Mauguin Ch. // С. г. Acad. sci. 1928. Vol. 186, N 13. P. 879.
5. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Матяш И. В., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных перматов Вольни. Львов: Изв-во Львов. ун-та, 1973. 135 с.
6. Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И., Галий С. А., Возняк Г. К. и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 305.
7. Bailey S. W. // Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 580.
8. Levillain Ch., Mauret P., Menil F. // Phys. and Chem. Miner. 1981. Vol. 7, N 2. P. 71.
9. Guggenheim S., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1158.
10. Литовченко А. С., Матяш И. В., Мельников А. А. // Проблемы изоморфизма Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. Ч. 1. С. 62.
11. Levillain Ch. // Bureau recherches géologiques et minier. P., 1980. P. 94.
12. Калиниченко А. М., Литовченко А. С., Матяш И. В., Польшин Э. В., Иваницкий В. П. // Особенности кристаллохимии слоистых алюмосиликатов по данным радиоспектроскопии. Киев: Наук. думка, 1973. С. 32.
13. Калиниченко А. М., Павлишин В. И., Матяш И. В. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 9. С. 48.
14. Литовченко А. С., Матяш И. В., Тепикин В. Е. // Там же. 1973. Вып. 7. С. 47.
15. Польшин Э. В., Литовченко А. С., Тепикин В. Е. // Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 36.
16. Матяш И. В., Литовченко А. С., Калиниченко А. М., Иваницкий В. П. // Минерал. журн. 1979. Т. 1, № 1. С. 57.
17. Матяш И. В., Калиниченко А. М., Литовченко А. С., Иваницкий В. П., Польшин Э. В., Мельников А. А. // Радиоспектроскопия слюд и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 61.
18. Берзина И. Г. // ДАН СССР. 1966. Т. 170, № 3. С. 681.
19. Берзина И. Г., Попенко Д. П. // Диагностика слюд по фигурам травления на слюдах от осколков деления: (Атлас). М.: ОНТИ, 1970. С. 17.
20. Берзина И. Г., Берман И. Б. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1971. Вып. 20. С. 25.
21. Берзини Л. А., Шурига Т. Н. // Там же. 1987. Вып. 34. С. 1.
22. Кириченко М. М., Гончаров В. П. // Геол. журн. АН УССР. 1973. Т. 33, вып. 6. С. 101.



23. *Morante M., Rodriquez J.* // Bol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol. 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
24. *Микульская Е. К.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
25. *Кружлякова Г. И.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 309.
26. *Добровольская М. Г., Шурига Т. Н., Максимова В. А.* // Зап. ВМО. 1986. Т. 115, вып. 1. С. 131.
27. *Баранов Г. П., Шеева В. А.* // Тр. Минерал. музея. 1952. Вып. 4. С. 13.
28. *Шурига Т. Н., Горбатов Г. А., Панова М. А.* // Там же. 1976. Вып. 25. С. 222.
29. *Herzenberg C. L., Riley D. L., Lamoureaux R.* // Nature. 1968. Vol. 219, N 5152. P. 364.
30. *Hogg D. D., Brown R. E.* // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 289. P. 606.
31. *Павлишин В. И.* // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 1. С. 70.
32. *Солнцева Л. С., Солнцев Б. И., Шурига Т. Н.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 55.
33. *Скосырева М. В., Власова Е. В.* // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 6. С. 1458.
34. *Скосырева М. В., Власова Е. В.* // Тез. докл. совеш. по прикл. минералогии. Алма-Ата, 1981. С. 63.
35. *Сырицо Л. Ф., Залашкова Н. Е., Зорина М. Л., Соколова Е. П.* // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 3. С. 261.
36. *Павлишин В. И., Пластинина М. А.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1979. Вып. 13. С. 86.
37. *Мельчакова Л. В., Плюснина И. И., Соболев Р. Н.* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 3. С. 96.
38. *Rieder M.* // Science. 1968. Vol. 160, N 3834. P. 1338.
39. *Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Горобец Б. С., Добровольская Н. В., Прокофьев И. В.* // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 228.
40. *Ситнин А. А.* // Геохимия. 1960. № 4. С. 305.
41. *Ситнин А. А., Сункинзян В. В.* // Эндеогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М.: ИМГРЭ. 1972. С. 41.
42. *Кудрина М. А.* // Минерал. сырье, 1963. № 7. С. 108.
43. *Иванов В. В.* // Минералого-геохимические черты и индигенность оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1964. С. 132.
44. *Иванов В. В.* // Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М.: Недра, 1966. С. 162.
45. *Хлопин В. Г.* // ДАН СССР. 1941. Т. 32, № 9. С. 637.
46. *Stempok M.* // Věstn. Ústřed. ustavf. geol. 1961. Sv. 36, N 4. S. 303.
47. *Тепикин В. Е.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 3. С. 73.
48. *Повилайтис М. М., Органова Н. И.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 140.
49. *Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А.* // ДАН СССР. 1972. Т. 202, № 5. С. 1174.
50. *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* // Тр. Совместной сов.-монг. научно-исслед. геол. экспедиции. М.: Наука, 1976. Вып. 156. С. 33; *Липидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В.* // Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 31.
51. *Winchell A. N.* // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 2. P. 114.
52. *Rieder M.* // Contrib. Mineral and Petrol. 1970. Vol. 27, N 2. P. 131.
53. *Цыганов Е. М.* // Зап. ВМО. 1954. Т. 83, вып. 4. С. 383.
54. *Цветков А. И., Вальяхшихина Е. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 97.
55. *Литвин О. Л.* // Наук. зап. Київ. ун-та. 1956. Т. 15, № 6. С. 119.
56. *Литвин О. Л.* // ДАН УССР. Сер. Б. 1961. № 2. С. 225.
57. *Gottesmann V.* // Geologie. 1962. Bd. 11, N 10. S. 1164.
58. *Mulligan R.* // Canad. Geol. Surv. Econ. Geol. Rep. 1965. N 21. P. 17.
59. *Kunitz W.* // Neues Jb. Mineral. B.-B. 1924. Bd. 50. S. 435.
60. *Huang-Yun-hui, Du Shou-hua, Chao Chuen-lin* // Acta geol. sin. 1965. Vol. 45, N 1. P. 93.
61. *Heinrich E. W.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1110.
62. *Коваль П. В., Юрченко С. А.* // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР. 1972. С. 48.
63. *Недосекин Ю. Д.* // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1985. С. 123.
64. *Narada Z.* // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol. 1954. Vol. 8. P. 289.
65. *Stykatz-Kloss W.* // Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy. В.; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1974. P. 72.
66. *Литвин А. Л.* // Зап. Укр. отд-ния ВМО. 1962. Вып. 1. С. 40.
67. *Hoffman V., Kurka F., Trdlicka Z.* // Acta Univ. carol. Geol. 1967. N 3. P. 233.
68. *Иванова В. П.* // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 1. С. 50.
69. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л.* // Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. С. 147.
70. *Гинзбург А. И., Берхин С. И.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1953. Вып. 5. С. 90.

71. Аристов В. В., Станкеев Е. А., Константинов Р. М. // Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1956. Т. 29. С. 52.
72. Коваль П. В., Знаменский Е. Б., Смирнов В. Н., Гехт Р. С., Волкова Н. В., Брандт С. Б. // Зап. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР. 1969. Вып. 35. С. 116.
73. Коваль П. В. // Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. С. 111.
74. Зинченко О. В. // ДАН УССР. Сер. Б. 1982. № 1. С. 13.
75. Беус А. А., Ситнин А. А., Северов Э. А., Субботин К. Д. // Альбитизированные граниты. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 81.
76. Соболев В. С. // Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Львов. Изд-во Львов. ун-та, 1947. С. 100.
77. Бурьянова Е. З. // Зап. Минерал. о-ва. 1940. Т. 69, вып. 4. С. 405; Павлишин В. И. // Минерал. сб. Львов, 1965. № 19, вып. 1. С. 85.
78. Комаров П. В., Демидова Н. Г. // Геология руд. месторождений. 1966. Т. 8, № 4. С. 101.
79. Догюманова Е. И., Власова Е. В., Панови М. А., Рудницкая Е. С., Сидоров С. В., Соболева С. В. // Состав и структура минералов как показатель их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 31.
80. Коплус А. В., Пантелеев А. И. // Геология руд. месторождений. 1975. Т. 17, № 1. С. 86.
81. Бьбочкин А. М. // Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М.: Недра, 1965. С. 61.
82. Черных В. В. // Слюды СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1937. С. 24.
83. Мирошниченко А. А., Гужьев А. П. // Скарново-грейзеновые месторождения Алма-Ата: Наука, 1978. С. 111.
84. Некрасов И. Я., Ненашев Н. И. // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966. С. 356.
85. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цеден Ц., Гундсамбуу Ц., Писарская В. А. // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 149.
86. Коваленко В. И. // Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120.
87. Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1974. Вып. 23. С. 6.
88. Sundy E. K., Windle W., Warren I. H. Clay Miner. Bull. 1960. Vol. 4. N 23. P 151.
89. Ферман А. Е. // Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1940. Т. 1. С. 121.
90. Babu S. K. // Ind. Miner. 1969 Vol. 10. P. 205.
91. Harada K., Honda M., Yagashima K. // Miner. J. Jap. 1976. Vol. 8. N. 2. P. 95.
92. Heinrich E. W., Vian R. W. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 96.
93. Foord E. E., Martin R. F. // Miner. Rec. 1979. Vol. 10. N 6. P. 373.
94. Nèmetec D. // Chem. Erde 1982. Bd. 41, N. 3. S. 241; 1983. Bd. 42, N. 3. S. 197.
95. Bernard J. H., Cech F., Dudek A., Novorka D., Kettner R. // Mineralogie cecoslovenska. Pr.: Academia, 1969. S. 168.
96. Литвин О. Л. // Геол. журн. АН УССР. 1962. Т. 22, вып. 3. С. 74.
97. Фишман М. А., Соболев Д. С. // Практика обогащения руд цветных и редких металлов. М.: Госгортехиздат. 1963. Т. 4. С. 583.
98. Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. // Сов. геология. 1971. № 7. С. 15.
99. Солодов Н. А. // Минералогия литофильных редких металлов. М.: Недра, 1978. С. 116.
100. Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П. // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С. 36.

### Масутомилит Masutomilite



Назван по имени японского минералога К. Масутоми [1].

Синон. Mn-циннвальдит — Mn-zinnwaldite [2].

**Разнов.** Железистый масутомилит.

**Характ. выдел.** Пластинчатые и чешуйчатые выделения [1—3]

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_2^2$ — $C_2$  (политип 1M) [4]. Z-2. Установлена [5] ацентричность структуры масутомилита.

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0 \cdot b_0 : c_0$	Ссылка
5,24	9,05	10,05	100°39'	0,579:1:1,110	[1]
5,253	9,085	10,108	100 09	0,578:1:1,112	[3]
5,262	9,102	10,094	100 50	0,578:1:1,109	[4]

Структурное исследование выполнено [4] на тонкопластинчатом кристалле (0,28×0,14×0,02 мм) из месторождения Танакамияма (Япония) [4]. Установ-

лено сложное упорядоченное распределение октаэдрических катионов:  $Al^{3+}$  и  $Fe^{3+}$  локализируются в позициях  $M(2)$ , более крупные катионы  $Li^+$  и  $Mn^{2+}$  — в  $M(1)$  и  $M(3)$  (фиг. 100). Угол дитригонального разворота тетраэдров  $4^\circ 18'$ . Межатомные расстояния (Å):  $Si(1)-O$  1,62;  $Si(2)-O$  1,64;  $M(1)-O$  2,13;  $M(2)-O$  1,89;  $M(3)-O$  2,12.

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Тв.  $2\frac{1}{2}$ . Уд. в. 2,94 (вычисл. 2,96). Цв. светло-пурпурно-розовый [1] или коричнево-фиолетовый [2]. Прозрачный. Чешуйки упругие.

**Микр.** [1, 3]. Плеохроизм: по  $Ng$  и  $Np$  — бесцветный до светло-розового, по  $Nm$  — пурпурный;  $Np < Ng < Nm$ . Двуосный (—). Удлинение (+).  $Np$  почти перпендикулярна (001),  $aNg$   $3^\circ$ ,  $Nm$   $b$ .  $n_g=1,570$ ,  $n_m=1,569$ ;  $n_p$  1,534,  $n_g-n_p=0,036$ ,  $2V$   $29-31^\circ$ . Дисперсия очень слабая,  $r > v$ . Минерал из Моравии [2] под микроскопом почти бесцветный, имеет  $n_g$  1,574,  $n_m=1,573$ ,  $2V=35^\circ$ .

**Хим.** Является марганцевым аналогом циннвальдита с  $Mn^{2+} > Fe^{2+}$ . Предполагается существование полной серии твердых растворов масутомилит—циннвальдит—лепидолит [3]. В масутомилите из Моравии содержится 5,34—6,96%  $MnO$  [2].

Анализы:

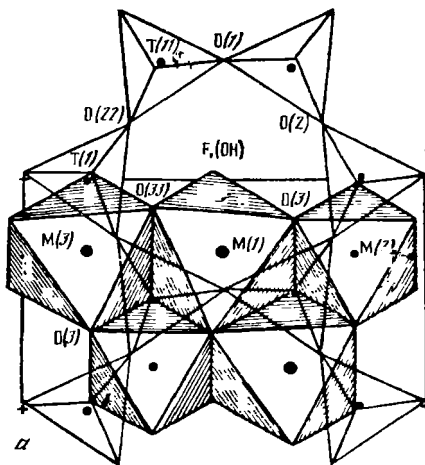
	1	2		1	2
$Li_2O$	4,45	5,78	$Fe_2O_3$	0,38	0,35
$Na_2O$	0,54	0,61	$SiO_2$	46,85	47,67
$K_2O$	9,88	9,78	$TiO_2$	0,13	0,09
$Rb_2O$	1,54	1,20	$H_2O$	1,27	1,95
$MgO$	0,00	0,02	$H_2O^-$	1,36	0,45
$CaO$	0,00	0,08	F	7,04	6,84
$MnO$	8,12	4,27			
$FeO$	1,53	1,12	Сумма	102,90	102,38
$Al_2O_3$	19,81	22,17	— $O = F_2$	2,96	2,88
				<u>99,94</u>	<u>99,50</u>

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2		1	2
Si	3,32	3,25	Ca	—	0,01
$Al^{IV}$	0,68	0,75	Na	0,07	0,08
$Al^{VI}$	0,98	1,03	K	0,89	0,85
Ti	0,01	—	Rb	0,07	0,05
$Fe^3$	0,02	0,02	OH	0,60	0,89
$Fe^2$	0,09	0,06	F	1,58	1,48
Mn	0,49	0,25	O	9,82	9,63
Li	1,27	1,59			

1 — масутомилит, Танакамияма (Япония), анал. Нагашима [1, 3]; 2 — железистый масутомилит, Тавара (Япония), анал. Харада и Канисава [3].

**Находж.** Известны две находки масутомилита. В Японии (Танакамияма, преф. Сига) [1, 3] в пустотке гранитного пегматита найден зональный кристалл слюды (до 10 см в поперечнике и 1 см толщиной), центральная часть которого сложена масутомилитом, внешняя — циннвальдитом, встречен вместе с топазом, шерлом, альбитом, кварцем. В Чехословакии (Западная Моравия) [2]



Фиг. 100. Схема октаэдрической сетки в структуре масутомилита, проекция вдоль осп  $c$  (по Мизота, Кэто, Харада)

установлен в шерловом пегматите в виде реакционных кайм вокруг кристаллов граната и редких изолированных чешуек (доли миллиметра) среди тонкозернистого индиголита, развивающегося также вокруг кристаллов граната.

**Разнов.** Железистый масутомит — ferroan masutomilite [3]. Монокл. с.  $C_3^3-Cm$  или  $C_{2h}^3-C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,248$ ,  $b_0=9,087$ ,  $c_0=10,090$  Å,  $\beta=100^\circ 06'$ ,  $Z=2$ .

Псевдогексагональный пластинчатый кристалл (поперечник 3 см, толщина 1 см); чешуйки менее упруги, чем у собственно масутомита. Тв.  $2\frac{1}{2}-3$ . Уд. в. 2,90 (вычисл. 2,85). Цв. пурпурный (более темный, чем у масутомита). Полупрозрачный, в тонких чешуйках прозрачный. Плеохроизм: по  $Ng$  и  $Np$  — от бесцветного до светло-пурпурного;  $Np < Ng < Nm$ . Двуосный (—).  $b=Nm$ ,  $Np$  почти  $\perp$  (001),  $aNg=-2-4^\circ$ . Удлинение (+).  $n_g=1,571$ ,  $n_m=1,570$ ,  $n_p=1,536$ ,  $2V=28^\circ$ . Дисперсия очень слабая,  $r > v$ . Хим. анализ 2. Установлен в коллекции Масутоми, собранной в Тавара (район Наеги, преф. Гифу, Япония), в ассоциации с циннвальдитом, касситеритом, топазом, шерлом, альбитом и кварцем.

#### Межплоскостные расстояния масутомита из Японии [3]

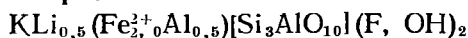
$CuK_{\alpha}$ -излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	72	10,10	023	22	2,679	135, 204	23	1,653
002	30	4,99	201	20	2,607	241	18	1,646
020	25	4,54	200, 131	46	2,589	243, 152	5	1,592
012	14	4,37	202, 131	17	2,484	026	4	1,552
021	7	4,13	132	26	2,401	135, 060	6	1,512
111	12	3,86	040	10	2,270	116	1	1,480
112	43	3,64	135, 202	19	2,144	007, 117	2	1,419
022	65	3,35	005	46	1,989	063, 334	1	1,371
003	100	3,32	133	12	1,964	207	2	1,353
112	58	3,09	223, 205	5	1,737	136, 046	2	1,341
031, 113	35	2,903	311, 241	6	1,717	335, 064	1	1,297

#### Л и т е р а т у р а

1. Nagashima K., Harada K., Honda M. // Chigaku kenkyu-Geosci. Mag. 1975. Vol. 26, N 10/12. P. 319; Miner. J. Jap. 1978. Vol. 9, N 3. P. 188; Зап. ВМО. 1977. Т. 106, вып. 1. С. 83.
2. Nemeč D. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1983. H. 12. S. 537.
3. Harada K., Honda N., Nagashima K., Kanisawa S. // Miner. J. Jap. 1976. Vol. 8, N 2. P. 95; Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 5/6. P. 594.
4. Mizoto T., Kato T., Harada K. // Miner. J. Jap. 1986. Vol. 13, N 1. P. 13.
5. Guggenheim S., Schultz W. A., Harris G. A., Lin J.-C. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 4. P. 251.

#### Протолитионит Protolithionite



Название первоначально (Зандбергер, 1885) было дано слою, которая оказалась циннвальдитом. Винчелл [1] предложил использовать это название для малолитиевого члена серии биотит—политионит.

**Синон.** Литиевый биотит — lithian biotite [2]; литиевый лепидомелан — lithian lepidomelane [3]; литиевый сидерофиллит — lithian siderophyllite [4].

**Разнов.** Рубидиевый протолитионит, цезиевый протолитионит.

**Характ. выдел.** Чешуйки, листочки, таблички, их агрегаты, редко кристаллы размером до нескольких сантиметров.

Крупный (19×21×11 см) кристалл найден в пегматите в шт. Виргиния (США); описан как циннвальдит [5], но соответствует протолитиониту по составу и свойствам. Размер кристаллов-включений протолитионита в кристаллах топаза из пегматитов Волыни варьирует от 1 до 25 мм по (001) и от 0,2 до 8 мм по (010) [6].

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_2^3-C2$  (политип 1M), реже  $C_{2h}^6-C2/c$  (политип 2M<sub>1</sub>) или тригон. с.  $D_3^3-P3_112$  (политип 3T).

В образцах из Чехословакии и ГДР, описанных как циннвальдиты [7], но отвечающих по содержанию Li протолитиониту, установлены политипы 5M, 12M и 14M. Среди протолитионитов из редкометалльных гранитов Сибири определены [8] политипы 1M, 3T, их сростания и сложные политипы.

Методом генерации второй гармоники выявлено наличие как centrosимметричных, так и ацентричных структур протолитионита [9].

Параметры элементарной ячейки:

Политип	$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Месторождение	Ссылка	
1	1M	5,269	9,140	10,096	100°50'	0,576:1:1,105	Садисдорф (ГДР)	[10]
2	5M	5,316	9,201	50,000	95°15'	0,578:1:5,434	Циновец (Чехословакия)	[7]
3	12M	5,303	9,174	119,65	94°52'	0,578:1:13,042	Эренфридерсдорф (ГДР)	[7]
4	14M	5,281	9,158	139,35	95°09'	0,577:1:15,216	Крупка (Чехословакия)	[7]
5	3T	5,307	—	29,75	—	—	Вошьнь (УССР)	[11]

- 1— $(K_{0,90}Na_{0,05})(Li_{0,67}Fe_{0,77}^{2+}Mn_{0,05}Mg_{0,01}Al_{1,05}Fe_{0,16}^{3+}Ti_{0,01})(Si_{3,08}Al_{0,91})O_{10}(F_{1,21}OH_{0,79})$ ;  
 2— $(K_{0,91}Na_{0,09}Ca_{0,05})(Li_{0,39}Fe_{1,08}^{2+}Mg_{0,16}Mn_{0,03}Al_{0,71}Fe_{0,31}^{3+})(Si_{2,89}Al_{1,03}Ti_{0,07})O_{10}(F_{1,01}OH_{0,99})$ ;  
 3— $(K, Rb, Cs)_{0,89}Na_{0,11}(Li_{0,60}Fe_{1,03}^{2+}Mg_{0,03}Mn_{0,02}Al_{0,96}Fe_{0,31}^{3+})(Si_{2,88}Al_{1,11}Ti_{0,01})O_{10}(F_{1,23}OH_{0,77})$ ;  
 4— $(K_{0,72}Rb_{0,03}Na_{0,05}Ca_{0,03}(H_2O)_{0,17})(Li_{0,72}Fe_{0,80}^{2+}Mg_{0,08}Al_{0,99}Fe_{0,105}^{3+})(Si_{3,17}Al_{0,82}Ti_{0,01}) \times O_{10}(F_{1,14}OH_{0,86})$ ;  
 5— $(K_{0,90}Na_{0,05}Ca_{0,02}Rb_{0,03})(Li_{0,52}Fe_{1,06}Mn_{0,02}Mg_{0,02}Al_{0,83}Fe_{0,26}^{3+}Ti_{0,02})(Si_{2,87}Al_{1,13})O_{10} \times (OH_{1,99}F_{0,01})$ .

Уточнены структуры протолитионита 1M и 3T:

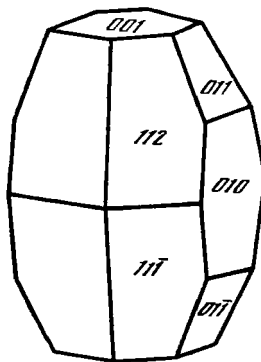
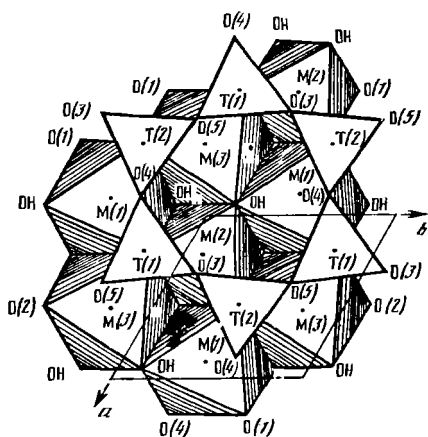
Средние длины связей M—O и T—O (Å) и состав катионов

№ обр.	Политип	В октаэдрах			В тетраэдрах		Угол дигримального разворота тетраэдров	Средние длины связей K—O (Å)
		M (1)	M (2)	M (3)	T (1)	T (2)		
1	1M	2,132 $Fe_{0,42}^{2+}Li_{0,34}$ $\times R_{0,11} \square_{0,14}$	1,882 $Al_{1,0}$	2,131 $Al_{0,05}Fe_{0,36}^{2+}$ $Li_{0,33}R_{0,12}$ $\times \square_{0,14}$	1,646	1,639	5°48'	2,990
2	3T	2,121 $Fe_{0,53}^{2+}Li_{0,26}$ $\times R_{0,07} \square_{0,14}$	1,909 $Al_{0,83}Fe_{0,17}^{3+}$	2,149 $Fe_{0,53}^{2+}Li_{0,26}$ $\times R_{0,07} \square_{0,14}$	1,664	1,632	5°40'	3,005

1—Садисдорф (ГДР) [10]; 2—Вошьнь (УССР) [11].

В структуре протолитионита 1M (образец из Садисдорфа, ГДР, описан как циннвальдит) [10] октаэдры M(2) и M(3), связанные псевдозеркальной плоскостью, значительно различаются по размеру; более крупные октаэдры M(1) и M(3) уплощены, октаэдры M(2) более правильны.  $Al^{VI}$  полностью занимает позиции M(2); катионы Fe, Li и др., а также вакансии равномерно распределены между M(3) и транс-октаэдром M(1). Анионы F и OH удалены от псевдозеркальной плоскости для более тесной координации с  $Al^{VI}$  в позиции M(2). Два неэквивалентных тетраэдра T(1) и T(2) слабо различаются по размеру.

В структуре протолитионита 3T из камерных пегматитов Вошьни (исследован кристалл размером 0,175 × 0,175 × 0,150 мм, включенный в топазе) установлено [11] упорядоченное распределение октаэдрических катионов (фиг. 101).



Фиг. 101. Схема структуры протолизионита 3Т. проекция на плоскость (001) (по Павлишину, Семенову и Рождественской)

Фиг. 102. Боченковидный кристалл протолизионита (по Павлишину)

Позиция М(2) занята преимущественно Al, а остальные катионы и вакансии распределены между М(1) и М(3). Цис-октаэдр М(2) имеет меньшие размеры, чем транс-октаэдр М(1) и цис-октаэдр М(3).

Методом ПМР [12] выявлено неупорядоченное распределение октаэдрических катионов, мёссбауэровской спектроскопией [13] — неупорядоченное распределение  $\text{Fe}^{2+}$ . Предполагается [11] упорядоченное распределение Si и Al в тетраэдрических позициях, причем Т(1) заселена катионами Si и Al, а Т(2) — преимущественно Si. Координация межслоевого катиона — слегка искаженная гексагональная призма.

Формы, наблюдавшиеся на кристаллах протолизионита из пегматитов Воьлини: (001), (010), (110), (111), (112) [14]; на кристаллах из пегматитов Виргинии (США), кроме того, — (205) и (135) [5].

Кристаллы (фиг. 102) столбчатые, псевдогексагональные, изометричные, пластинчатые, боченковидные (характерны для камерных пегматитов Воьлини), редко остроконечные без грани (001), а также пирамидальные и дипирамидальные (наблюдались в виде включений в топазе и кварце в пегматитах Воьлини).

Фигуры травления на плоскостях спайности, полученные действием 54%-ной HF при 20° в течение 10—20 мин, имеют форму асимметричных шестиугольников (для политипа 1М) и правильных шестиугольников (для политипа 3Т) [15, 16].

Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная. Листочки упругие. Тв. 2½ на плоскости (110) и 4 на (001). Уд. в. 2,8—3,12. Цв. черный, темно-бурый, бурый, зеленоватый, зеленовато-голубой [17], бронзовый [6]. Бл. стеклянный, иногда перламутровый.

Удельная магнитная восприимчивость ( $\chi$ )  $27,7 \cdot 10^9$  кг<sup>1</sup>/м<sup>3</sup> [18]. Магнитная восприимчивость протолизионита из грейзеновых W-Be-месторождений от  $25,5 \cdot 10^{-6}$  до  $38,5 \cdot 10^{-6}$  см<sup>3</sup>/г при содержании 14—20% (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) [19]. Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) 6,12—7,40 [20].

Мёссбауэровский спектр поглощения аналогичен спектру циннвальдита и состоит из двух квадрупольных дублетов, отвечающих  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , внутренний дублет отнесен к цис-позиции М(2), внешний — к транс-позиции М(1) [21].

ИК-спектр близок ИК-спектру циннвальдита (см. фиг. 99) [22—25], характеризуется полосами 475 см<sup>-1</sup> (ступени 433—435 и 529—530 см<sup>-1</sup>) в области деформационных колебаний Si—O и 1030—1040 см<sup>-1</sup> (ступени 980 и 1080 см<sup>-1</sup>) в области валентных колебаний Si—O. Полоса 529—530 см<sup>-1</sup> отвечает колебаниям Si—O—Al<sup>VI</sup>; слабая полоса 433—435 см<sup>-1</sup>, интенсивность которой воз-

растает с увеличением содержания лития, связывается с колебаниями Si—O—Li. Отсутствие четкого расщепления основных полос спектра объясняется статистическим распределением Si и Al<sup>IV</sup> в тетраэдрическом слое. В области валентных колебаний OH имеются четкая полоса 3595 см<sup>-1</sup>, проявляющаяся в спайных пластинках (связи OH—Al), и слабая 3660 см<sup>-1</sup> (связи OH—Fe) [23].

**Микр.** В шлифах в прох. свете наблюдается густая окраска. Плеохроизм в бурых или зеленых тонах: по Ng — темно-зеленый, темно-бурый, почти черный, синевато-зеленый, розовато-сиреневый; по Np — розовый, желтоватый, бесцветный; Ng ≈ Nm ≫ Np. Двуосный (—), иногда почти одноосный. Удлинение (+). Пл. опт. осей || (010) [5, 26], редко ⊥ (010) [14]. n<sub>g</sub> 1,589—1,616, иногда до 1,627 [27], n<sub>m</sub> 1,589—1,613, n<sub>p</sub> 1,557—1,582, n<sub>g</sub>—n<sub>p</sub> 0,032—0,069, 2V 0—33° (см. хим. анализы).

**Хим.** Протолитионит — литиевая слюда с минимальным содержанием лития: 0,4—0,8 Li на форм. ед. (1,3—2,8% Li<sub>2</sub>O).

Некоторые авторы описывают Li-слюды с низким содержанием лития (менее 2,8% Li<sub>2</sub>O), соответствующие протолитиониту, как циннвальдит.

Характеризуется примерно равным соотношением R<sup>2+</sup> и R<sup>3+</sup> (соответственно 0,8—1,3 и 0,8—1,1 на форм. ед.); степень замещения Si на Al в тетраэдрических сетках меняется от 3,3 : 0,7 до 2,8 : 1,2 [17].

Протолитионит из альбитизированных гранитов Казахстана с 1,44—1,63% Li<sub>2</sub>O отличается низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9,65—14,30%) [2].

Установлено [17] резкое уменьшение глиноземистости протолитионита по мере повышения щелочности пород (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 38—40% в оловоносных грейзенах до 29—31% и 17—24% в танталоносных метасоматитах), а также обогащение марганцем протолитионита оловоносных грейзенов (0,8—2,2% MnO) по сравнению с танталоносными метасоматитами (0,1—0,5% MnO).

Протолитионит из Сибири характеризуется [3] высоким содержанием железа (FeO — 14,73, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 21,54%) и титана (TiO<sub>2</sub> — 3,30%); спектроскопически в нем установлены Y, Yb, Ge, Ga, Be, Sc (слабые линии).

Элементы-примеси в протолитионите из камерных пегматитов Вольни [28]: Zp (сотые доли процента), Be, Ga, Nb, Cu, Sn (тысячные), Ag, Sc (десятичные). В протолитионите из Шумиловского месторождения в Забайкалье установлены [29]: Ta, Nb, W, Sn, Be, Ga, Zr, Pb, причем протолитиониты из кварц-микроклинового тела (штокшейдера) и топаз-слюдисто-кварцевых грейзенов этого месторождения различаются по содержанию (г/т) Ta (соответственно 221,1—344,0 и 7,8—81,9), Nb (300,6—1188 и 12,6—237,7), Sn (141,8—157,5 и 362,3—472,6).

В протолитионите из ГДР определены (г/т) [30]: Sn, Nb, Zp — до 680; Zr, Ba — до 250; Sc, Y, Ga — до 155; Be, Tl — до 70; Cu, V, Sr, Cr — до 55; Co, B, Pb — до 15; Ni — 1—7; Mo — 0,5—2.

Изотопный состав лития (<sup>7</sup>Li/<sup>6</sup>Li) в двух образцах протолитионита из амазонит-альбитового гранита Забайкалья 11,43 (по данным 15 определений) и 10,37 (10 определений) [31].

Анализы (расположены по увеличению содержания Li<sub>2</sub>O):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Li <sub>2</sub> O	1,12	1,25	1,41	1,44	1,51	1,59	1,60	1,69
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,60	1,05	1,37	0,28	0,24	0,20	0,33
K <sub>2</sub> O	9,96	9,40	10,40	8,15	9,99	9,87	7,80	9,24
Rb <sub>2</sub> O	0,60	—	0,66	He опр.	0,49	0,72	0,71	0,64
Cs <sub>2</sub> O	0,01	—	0,02	»	0,04	—	0,019	—
MgO	0,47	1,40	0,66	0,12	3,21	7,10	2,13	0,19
CaO	0,26	0,13	0,24	1,30	0,00	0,06	0,28	0,30
MnO	2,36	0,57	2,15	0,64	1,73	0,79	0,45	0,29
FeO	19,65	16,80	14,80	18,50	9,11	7,68	16,29	17,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	19,19	23,21	27,00	22,89	18,55	20,86	21,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	5,27	0,71	—	2,95	4,49	1,68	4,46

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	38,42	37,44	39,75	38,00	43,80	40,90	41,32	37,71
TiO <sub>2</sub>	0,60	1,23	0,50	0,96	0,75	1,60	0,45	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,06	—	—	—	0,35	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,70	2,65	1,76	3,00	0,81	2,64	3,57	2,35
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,89	0,16	0,04	0,14	—	0,12	0,34
F	3,92	4,16	4,85	1,66	4,00	3,50	3,70	3,83
Сумма	101,89	101,04	102,33 *	102,18	101,70	100,08	101,179 **	101,42
— O = F <sub>2</sub>	<u>1,65</u>	<u>1,75</u>	<u>2,03</u>	<u>0,69</u>	<u>1,68</u>	<u>1,47</u>	<u>1,55</u>	<u>1,60</u>
	100,24	99,29	100,30	101,49	100,02	98,61	99,629	99,82
Уд. в.	3,106	—	3,050	—	2,985	—	—	—
n <sub>g</sub>	1,616	1,611	1,601	1,616	1,589	1,613	1,601	1,599
n <sub>m</sub>	1,613	1,610	1,599	—	1,589	—	—	—
n <sub>p</sub>	1,566	—	1,561	—	1,571	1,582	—	1,570
(—) 2V, °	Около 0	18	Около 0	9	Около 0	5—19	1—6	0—3
a <sub>0</sub> (Å)	—	5,316	—	—	—	5,27	—	5,307
b <sub>0</sub>	9,24	9,201	9,198	—	9,132	9,13	—	—
c <sub>0</sub>	—	50,000	—	—	—	—	—	29,75
β	—	95°15'	—	—	—	—	—	—
Политип	1M (3T)	5M	3T	—	2M <sub>1</sub> +3T	1M (3T)	—	3T

\* В том числе BaO—0,04. \*\* В том числе S—0,08.

## Пересчеты анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	2,95	2,85	2,95	2,77	3,08	2,99	2,99	2,83
Al <sup>IV</sup>	1,05	1,15	1,05	1,23	0,92	1,01	1,01	1,15
Al <sup>VI</sup>	0,79	0,57	0,98	1,09	1,04	0,59	0,77	0,79
Ti	0,03	0,07	0,03	0,05	0,04	0,09	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,13	0,30	0,04	—	0,16	0,25	0,09	0,25
Fe <sup>2+</sup>	1,26	1,07	0,92	1,13	0,55	0,47	0,99	1,06
Mn	0,15	0,04	0,14	0,04	0,11	0,05	0,03	0,02
Mg	0,05	0,16	0,07	0,01	0,35	0,77	0,23	0,02
Li	0,35	0,38	0,42	0,42	0,44	0,47	0,47	0,50
Ca	0,02	0,01	0,02	0,10	—	—	0,02	0,02
Na	0,04	0,09	0,15	0,19	0,04	0,03	0,03	0,05
K	0,97	0,91	0,98	0,76	0,93	0,92	0,72	0,88
Rb	0,03	—	0,03	—	0,02	0,03	0,03	0,02
OH	0,87	1,34	0,87	1,46	0,40	1,29	1,72	1,11
F	0,95	1,00	1,14	0,38	0,92	0,81	0,85	0,89
O	10,18	9,66	9,99	10,16	10,68	9,90	9,43	10,00

1—14—протолитнионит; 15—рубиндвевый протолитнионит; 16—цезиевый протолитнионит. 1—из около-жильного слюдяно-кварцевого грейзена. анал. Некрасова [32]; 2—из серицитизированного гранта, Циновец (Чехословакия), анал. Кучерова [30], *n* и 2V по [27], политип по [8]; 3—из порудного мюноинерального протолитнионитового грейзена. анал. Князева [32]; 4—из занорышей в гранитном пегматите Воыны (УССР), анал. Сивкова и Стукалова [33]; 5—из околожильного слюдяно-кварцевого грейзена. анал. Некрасова [32]; 6—из пегматоидных кварц-амазонтовых образований [34]; 7—из жил в гнейсах. Крупка. Рудные горы (Чехословакия), анал. Лаа [30], *n* и 2V по [27]; 8—включение в топа с из каверных пегматитов Воыны (УССР) [28], *c*<sub>0</sub> по [11].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Li <sub>2</sub> O	1,81	1,85	1,92	1,94	2,0	2,28	3,04	1,89
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,20	0,74	0,32	0,31	0,62	0,13	0,09
K <sub>2</sub> O	8,80	10,0	9,58	9,27	9,20	10,11	9,08	7,46
Rb <sub>2</sub> O	—	0,51	1,04	0,50	0,69	0,92	3,37	2,13
Cs <sub>2</sub> O	—	—	0,10	0,05	0,11	0,05	1,28	4,07
MgO	1,56	0,22	0,03	0,50	0,41	3,89	3,98	6,38
CaO	—	0,31	0,02	0,80	0,56	0,54	3,34	0,88



Протолитионит

	9	10	11	12	13	14	15	16
MnO	0,34	1,40	1,95	0,70	0,37	0,08	0,26	0,29
FeO	18,54	13,20	11,67	14,28	14,5	9,62	5,41	8,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,06	24,63	22,96	20,38	22,5	22,22	22,31	24,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,59	0,70	0,59	3,20	2,7	1,84	0,82	1,52
SiO <sub>2</sub>	39,53	41,38	43,70	42,00	40,2	41,49	42,52	39,65
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,19	0,32	0,35	0,83	2,14	0,63	0,74
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,14	2,39	1,35	2,00	2,0	1,31	0,80	0,95
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,00	0,30	0,08	—	0,26		0,25	0,11
F	4,70	4,50	5,52	4,90	4,2	4,40	5,18	1,92
Сумма	102,12	101,78	101,57	101,19*	101,13**	101,51	102,40	100,66
—O = F <sub>2</sub>	1,98	1,89	2,32	2,06	1,72	1,85	2,17	0,81
	100,14	99,89	99,25	99,13	99,41	99,66	100,23	99,85
Уд. в.	2,86	—	—	—	—	—	2,84—2,96	2,84—2,96
n <sub>g</sub>	1,595	—	1,590	1,605	—	—	—	—
n <sub>m</sub>	1,595	—	1,589	—	—	—	—	—
n <sub>p</sub>	—	—	1,558	—	—	—	—	—
(—)2V,	0	—	0—33	6—8	—	—	0	0
a <sub>0</sub> (Å)	5,307	5,20	—	4,30	—	—	—	—
b <sub>0</sub>	—	9,00	—	9,18	—	—	—	—
c <sub>0</sub>	29,75	10,10	—	—	—	—	—	—
β	—	100°	—	—	—	—	—	—
Политип	3T	2M (?)	—	1M (3T)	—	—	—	—

\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,10. \*\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,12. Cl—0,17.

Пересчеты анализов на 12 (O, OH, F)

	9	10*	11	12	13	14*	15	16
Si	3,01	3,00	3,19	3,09	2,98	2,96	3,10	2,99
Al <sup>IV</sup>	0,99	1,00	0,81	0,91	1,02	1,04	0,90	1,01
Al <sup>VI</sup>	0,72	0,01	1,16	0,86	0,95	0,83	1,01	1,14
Ti	0,03	1,11	0,02	0,02	0,05	0,11	0,03	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,26	0,04	0,03	0,18	0,15	0,10	0,04	0,09
Fe <sup>2+</sup>	1,18	0,80	0,71	0,88	0,90	0,57	0,33	0,53
Mn	0,02	0,09	0,12	0,04	0,02	—	0,02	0,02
Mg	0,18	0,02	—	0,05	0,05	0,41	0,43	0,72
Li	0,55	0,54	0,57	0,57	0,60	0,66	0,89	0,57
Ca	—	0,02	—	0,06	0,04	0,04	0,26	0,07
Na	0,08	0,03	0,10	0,05	0,04	0,09	0,02	0,01
K	0,85	0,93	0,86	0,87	0,87	0,92	0,84	0,72
Rb	—	0,02	0,05	0,02	0,03	0,04	0,16	0,10
Cs	—	—	—	—	—	—	0,04	0,13
OH	0,58	0,97	0,66	0,98	0,99	1,01	0,39	0,48
F	1,13	1,03	1,20	1,14	0,98	0,99	1,19	0,46
O	10,29	—	10,14	9,88	10,03	—	10,42	11,06

\* Рассчитано на 22 валентные единицы

9—из занорышей пегматитовых жил Вольни, анал. Цвик [14]; 10—из топаз-слюдисто-кварцевого грейзена, Шумиловское месторождение (Забайкалье), анал. Колотвинова [29]; 11—из пегматитовых жил Морсфельд, Амелия, шт. Виргиния (США), анал. Фахи (назван автором циннвальдитом) [5]; 12—из измененных гранитов Сибири [34]; 13—Визенбад, Рудные горы (ГДР), анал. Фризе, Фухс, Ризел [26]; 14—из пегматита, Хух-Дель-Ула (МНР), анал. Легайдо, Петров [35]; 15, 16—из метаморфических пород Сибири (15—анал. Петерсон, 16—анал. Черепивская) [36].

Хим. анализы см. также в работах [2—4, 28, 37—50].

**Диагн. исп.** Разлагается кислотами. П. п. тр. сплавляется в темное слабомагнитное стекло, окрашивая пламя в красный или малиновый цвет (Li).

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА фиксируется четкий эндотермический эффект в интервале 620—950° с максимумами при 868—915° (выделение консти-

туционной воды и F) [14, 28, 32, 33, 51], отмечались слабые экзотермические эффекты при температурах: 440—520 [51], 600 [14], 700—730 [33] (окисление  $Fe^{2+}$ ) и небольшой — при 1000 [14] (распад кристаллической решетки). Потеря веса начинается при 100 и идет очень постепенно с максимумом при 850—900°.

**Наход.** Характерен для редкометальных гранитов, грейзенов и камерных пегматитов. Встречается в альбитизированных сиенитах, аплитах, скарнах, метасоматически-измененных породах и метасоматитах.

Образуется в процессе калиевого метасоматоза путем замещения биотита, амфибола и др. Возникновение наиболее крупных (до 20 см) кристаллов протолитионита в камерных пегматитах Вольни связывается с пневматолитом [11].

В редкометальных гранитах [20] известен в ряде районов СССР: в Казахстане [2, 34] — в альбитизированных гранитах мусковит-протолитионитового (биотитового) типа в ассоциации с акцессорными колумбитом и цирконом, реже магнетитом, рибекитом и в измененных гранитах с плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, топазом, флюоритом; в Восточной Сибири — в амазонит-альбитовых гранитах (составляет до 3% породы), содержащих топаз (до 0,1%) и акцессорные циркон, монацит, флюорит, колумбит, касситерит [40], и в окварцованных протолитионит-амазонит-альбитовых апогранитах, обогащенных танталом, ниобием, оловом, литием, рубидием [52]; в Восточной Якутии [49] — в литий-фтористых микроклин-альбитовых разновидностях редкометальных микрогранитов; в Приморье [46, 53] — в протолитионитовых гранитах, вскрытых структурной скважиной в оловоносных гранитах на глубине более 750 м; на Дальнем Востоке [47]; в Северном Приладожье — в слабо грейзенизированных и альбитизированных оловоносных гранитах [44] и в Салминском плутоне в составе апоскарновых грейзенов (флюорит-протолитионитовых, топаз-флюорит-протолитионитовых и др.), в карбонатных породах ниткярантской свиты [54]. Установлен в мелкозернистых серых гранитах в Узбекистане в качестве пороодообразующего минерала [45]; является типоморфным минералом амазонитовых гранитов Забайкалья [55]; встречается в биотит-альбит-микроклин-овых, мусковит-альбитовых гранитах и кварцевых альбититах Приазовья [50]. Широко развит в метасоматических породах Сибири [3] — в протолитионит-микроклин-овых метасоматитах приконтактной зоны альбитизированных сиенитов и в метасоматически-измененных диоритах; отмечался [56, 57] в редкометальных грейзенах и в бериллсодержащих скарнах (в составе полевошпатовых с бериллом прожилков и зальбандовых оторочек); на Восточном Памире — в оловоносных грейзенах (устное сообщение Дусматова); в бериллиевых месторождениях грейзеновой и березитовой формаций, приуроченных к осадочно-метаморфическим породам надинтрузивных зон [58]. Отмечался [19, 29] в составе грейзенов на оловянно-вольфрамовом Шумиловском месторождении в Забайкалье; в слабо измененных породах глубоких горизонтов месторождений танталоносных метасоматитов и в оловоносных грейзенах [17]. Описаны [32] протолитионит-кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом, магнетитом, молибденитом, топазом, флюоритом, бериллом, гельвином в гранитах, характеризующихся широким развитием околожилных топаз-протолитионит-кварцевых и протолитионит-кварцевых (до почти мономинеральных протолитионитовых) грейзенов; встречается также в друзовых полостях с ильменорутилом, монацитом, цирконом. Отмечался в пегматоидных кварц-амазонитовых образованиях с альбитом и топазом [34, 59]; в грейзенизированных гранитных пегматитах Приазовья [50]. Широко распространен в камерных пегматитах Вольни (УССР) [6, 12, 14, 28, 33, 37, 38] — в пьезокварцевых, топазовых, топаз-морионовых; приурочен в основном к полевошпатовой, кварцевой зонам и занорышевой области, реже встречается в других зонах вместе с альбитом; образует включения в кристаллах топаза. Отмечен в пегматитовых жилах Баркрака (УзССР) [45].

За рубежом известен в ряде месторождений в Рудных горах вдоль границы Чехословакии и ГДР: Циновец (Чехословакия) — в серицитизированном граните [39]; Альтенберг (ГДР) — в топаз-слюдяном грейзене [39]; Крупка (Чехословакия) — в жиле, секущей гнейсы, с кварцем, флюоритом, молибденитом

[30]; в Садисдорфе (ГДР) [10]; встречен в альбитизированных редкометальных гранитах Юго-Западной Финляндии, где образовался по биотиту [4].

Довольно широко распространен в Монголии (в Жанчивланском и других массивах) — в микроклин- и амазонит-альбитовых гранитах, в микроклин-альбитовых с топазом аляскитах [60], в альбит-кварц-топаз-протолитионитовом грейзене (10—25% протолитионита) [48], в онгонитах в составе редких вкрапленников, представленных в основном кварцем, калиевым полевым шпалом, альбитом, литиевым фенгит-мусковитом, редко циннвальдитом и топазом [60]; в парагенезисе с кварцем и турмалином известен в приконтактовой зоне дробления пегматитовой жилы, связанной с редкометальными гранитоидами и залегающей в протерозойских кристаллических сланцах (район Хух-Дель-Ула) [35]. Известен в грейзенизированных гранитах и связанных с ними скарнах Китая [41].

В пегматитах встречается в Крупке, Рудные горы (ЧСФР), в пегматитовых жилах Амелии, шт. Виргиния (США), залегающих в порфириовидных биотитовых гнейсах (по биотит-кварцевым монцонитам) в ассоциации с кварцем, альбитом, топазом, бериллом, фенакитом [5]; в литиевых пегматитах в шт. Колорадо (США) [43]. Отмечался в миароловых пустотах в пегматитовых жилах Бавено (Италия) [61].

**Изм.** При выветривании переходит в каолинит [62].

**Искусств.** Получен [21] из гелей, содержащих  $Fe^{3+}$  и металлическое железо в отношении, соответствующем стехиометрическому, при 600° и 2 кбар (время опыта 288 ч). Определены состав, параметры ячейки и мёссбауэровские параметры трех образцов синтетического протолитионита.

**Отл.** В шлифах в прох. свете практически неотличим от биотита и циннвальдита. От высоколитиевых слюд (лепидолита и полилитнионита) отличается по особенностям ИК-спектра поглощения.

**Практ. знач.** Потенциальный источник для получения лития. Служит поисковым признаком на литиевые и другие редкометальные минералы. Протолитионит 3T в камерных пегматитах Волыни является спутником редкометального оруденения, кристаллов технического кварца, самоцветов и может быть использован для их оценки [11].

**Разнов.** Рубидиевый протолитионит — rubidian protolithionite [36] содержит 3,37%  $Rb_2O$  (хим. анализ 15). Цв. зеленовато-серый, реже буровато-серый. Плеохроизм по *Ng* — буроватый, по *Np* — почти бесцветный. Найден в амфиболитах Сибири в виде пластинок размером 0,05—0,5, редко 5—6 мм в тесной ассоциации с цезиевым биотитом.

Цезиевый протолитионит — cesian protolithionite [36] содержит 4,07%  $Cs_2O$  (хим. анализ 16). Обнаружен в метаморфических породах Сибири: в биотитовых сланцах (развит по биотиту и флогопиту) и амфиболитах (по роговой обманке) в экзоконтакте альбитизированных пегматитовых жил вместе с цезиевым лепидомеланом и рубидиевым протолитионитом.

#### Межплоскостные расстояния протолитионита 3T из пегматитов Волыни [28]

$FeK_{\alpha}$ -излучение,  $D = 57,3$  мм,  $d = 0,3$  мм

<i>hk.l</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hk.l</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
003	10	10,1	118	5	2,162	3	1,305
100	4	4,61	00.15	6	1,982	3	1,275
104	2	3,97	11.10	1	1,896	1	1,267
105	5	3,65	11.13	1	1,737	1	1,249
009	10	3,329	11.14	9	1,660	2	1,237
107	6	3,123	300	4	1,535	3	1,2048
108	5	2,897	303	4	1,521	4	1,1254
109	2	2,684		1	1,482	4	1,0791
112	7	2,625		2	1,461	5	1,0501
00.12	1	2,468		2	1,416	5	1,0395
114	5	2,435		1	1,393	1	1,0224
201	1	2,304		9	1,349		
117	9	2,249		3	1,325		

## Межплоскостные расстояния рубидиевого протолитионита из Сибири [36]

FeK $\alpha$ -излучение,  $D=57,3$  мм,  $d=0,6$  мм

$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)
10	3,33	2,5	2,15	2,5	1,307	1	1,062
5	3,11	7	1,999	1	1,294	1	1,054ш
3,5	2,90	2,5	1,979	2	1,253	1	1,034ш
2	2,69	3,5	1,661	2	1,210	1	1,014ш
2,5	2,59	2,5	1,523	1,5	1,177		
2,5	2,50	1	1,425	1	1,129		
1	2,28	3,5	1,352	2	1,116ш		

## Межплоскостные расстояния цезиевого протолитионита из Сибири [36]

FeK $\alpha$ -излучение,  $D=57,3$  мм,  $d=0,6$  мм

$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)	$l$	$d$ (Å)
3,5	3,51	2	2,44	2	1,442	1,5	1,086
10	3,36	3,5	2,17	5	1,365	2,5	1,068
2,5	3,14	2,5	1,997	1	1,323	1,5	1,051
1,5	3,03	1	1,751	1,5	1,30	2	1,019
3,5	2,91	1	1,729	2,5	1,264	1,5	1,011
1,5	2,71	5	1,676	2	1,224	3,5	1,002
2,5	2,62	3,5	1,539	2	1,131	2	0,988
5	2,52	1,5	1,478	1	1,104		

## Л и т е р а т у р а

1. *Winchell A. N.* // Amer. Miner. 1942 Vol. 27, N 2. P. 114.
2. *Коваль П. В., Юрченко С. А.* // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т геологии СО АН СССР, 1972. Т. 48. С. 12.
3. *Петрова Е. А., Скоробогатова Н. В.* // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 9 С. 134.
4. *Naarala J.* // Geol. Surv. Finl. 1977. N 286. P. 91.
5. *Glass J. J.* // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 11. P. 741.
6. *Павлишин В. И., Возняк Д. К., Мельников В. С.* // Минерал. сб. Львов, 1968. № 22, вып. 2. С. 175.
7. *Rieder M.* // Ztschr. Kristallogr. 1970. Bd. 132, N 3. S. 161.
8. *Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А.* // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 914.
9. *Мейснер Л. Б., Шурига Т. Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 77.
10. *Guggenheim S., Bailey S. W.* // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1158.
11. *Павлишин В. И., Семенова Т. Ф., Рождественская И. В.* // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 47.
12. *Калиниченко А. М., Павлишин В. И., Матяш И. В.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 9. С. 48.
13. *Lévillain Ch.* Bureau recherches géologiques et minier. P., 1980. 94 p.
14. *Павлишин В. И.* // Минерал. сб. Львов, 1965. № 19, вып. 1. С. 85.
15. *Берзина И. Г., Попенко Д. И.* Диагностика слюд по фигурам травления на следах от осколков деления: (Атлас). М.: ОНТИ, 1970. 17 с.
16. *Берзина Л. А., Шурига Т. Н.* // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1987. Вып. 34. С. 3.
17. *Шурига Т. Н., Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Горобец Б. С., Добровольская Н. В., Прокофьев И. В.* // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 228.
18. *Добровольская Н. В., Шурига Т. Н., Максимова В. А.* // Зап. ВМО. 1986. Т. 115, вып. 1. С. 131.
19. *Гетманская Т. И., Добровольская Н. В., Куприянова И. И., Политов В. К.* // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 48.
20. *Шурига Т. Н., Горбатов Г. А., Панова М. А.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1976. Вып. 25. С. 222.
21. *Lévillain Ch., Marguel P., Menil F.* // Phys. and Chem. Miner. 1981. Vol. 7, N 2. P. 71.
22. *Павлишин В. И.* // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 1. С. 70.
23. *Павлишин В. И., Пластинина М. А.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1979. Вып. 13. С. 86.
24. *Скосырева М. В., Власова Е. В.* // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 6. С. 1458.
25. *Солнцева Л. С., Солнцев Б. И.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 55.
26. *Gottesmann B., Tischendorf G.* // Ztschr. geol. Wiss. 1980. Bd. 8, N 11. S. 1365.
27. *Rieder M., Pichova A., Fassova M., Fediukova E., Černý P.* // Miner. Mag. 1971. Vol. 38, N 294. P. 190.

28. Лазаренко Е. К., Павлович В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. // Минеральный генезис камерных пегматитов Волыни. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. С. 115.
29. Гетманская Т. И., Чернов Б. С. // Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: ВИМС, 1976. С. 6.
30. Rieder M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 2. P. 131.
31. Исаков Ю. А., Плюснин Г. С., Брандт С. Б. // Геохимия. 1969. № 6. С. 748.
32. Повилайтис М. М., Органова Н. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 4. С. 140.
33. Цыганов Е. М. // Зап. ВМО. 1954. Т. 83, вып. 4. С. 387.
34. Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. ДАН СССР. 1972. Т. 202, № 5. С. 1174.
35. Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1974. Вып. 23. С. 6.
36. Хвостова В. А., Полетаев И. А., Липатов В. Н. // Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов. М.: Наука, 1978. С. 81.
37. Бурьянова Е. З. // Зап. ВМО. 1940. Т. 69, вып. 4. С. 700.
38. Литвин О. Л. // Наук. зап. Кіів. ун-ту. 1956. Т. 15, № 6. С. 119.
39. Gottesmann V. // Geologie. 1962. Bd. 11, H. 10. S. 1164.
40. Ситнин А. А., Разина И. С. // Геохимия. 1963. № 7. С. 695.
41. Huang Yun-hui, Du Shou-hua, Chao Chuen-lin // Acta geol. sin. 1965. Vol. 45, N 1. P. 93.
42. Тепикин В. Е. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 3. С. 73.
43. Heinrich E. W. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1578.
44. Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Хизов Р. А., Лазова В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 42.
45. Бабев К. Л., Попов В. С. // Минералогия Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 306.
46. Руб А. К. // Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра. 1980. С. 55.
47. Недашковский П. Г. // Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 125.
48. Онтюев Д. О., Гундсамбуу Ц., Жарантай Р., Бабкин И. Н. // Геология руд. месторождений. 1980. № 1. С. 83.
49. Недосекин Ю. Д. // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР. 1985. С. 123.
50. Лазаренко Е. К., Лавриненко А. Ф., Бучинская Н. И., Галий С. А., Возняк Д. К. и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. С. 305.
51. Литвин А. Л. // Зап. Укр. отд-ния ВМО. 1962. Вып. 1. С. 38.
52. Ситнин А. А., Сункинзян В. В. // Эндогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М.: ИМГРЭ, 1972. С. 41.
53. Руб М. Г., Боярская Р. В., Горшков А. И., Павлов В. А., Руб А. К., Тронева Н. В. // Сосав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 61.
54. Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др. // Анортозит-рапакиви-гранитная формация. Л.: Наука, 1978. С. 120.
55. Залашкова Н. Е., Герасимовский В. В., Гребенников А. М. // Прикладная геохимия и минералогия. М.: ИМГРЭ, 1977. С. 30.
56. Курпьянова И. И., Новикова М. И., Шацкая В. Т. // Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. С. 151.
57. Курпьянова И. И., Звягин Б. Б., Жухлистов А. П., Гетманская Т. И. // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 198.
58. Гетманская Т. И., Курпьянова И. И., Шурига Т. Н. // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Наука, 1972. С. 170.
59. Лapidес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. // Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 26.
60. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. // Тр. Совместной сов.-монг. науч.-исслед. геол. экспедиции. М.: Наука, 1976. Вып. 156. С. 33.
61. Феррман А. Е. // Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1940. Т. 1: Гранитные пегматиты. С. 201.
62. Литвин О. Л. // Геол. журн. 1962. Т. 22, вып. 3. С. 74.

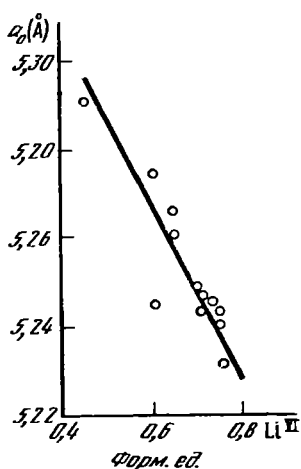
### Тайниолит Tainiolite

$$KLiMg_2[Si_4O_{10}](F, OH)_2$$

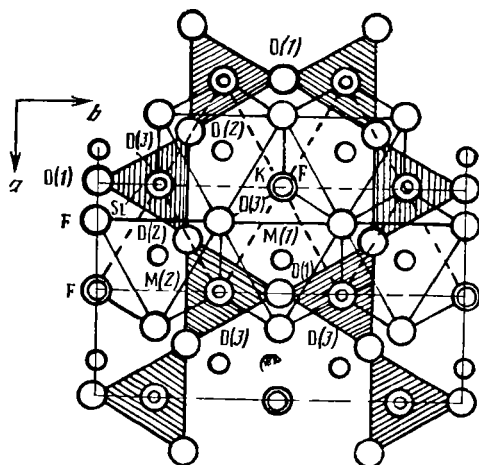
Название от греч. *ταίνα* (тайнна) — полоса и *λίθος* (литос) — камень, по таблитчатой форме кристаллов [1].

Синон. Тениолит (Ларсен, Берман, 1965); тэннолит, таиннолит, таэннолит, тэйннолит- taepiolite (Штрунц, 1962, 1970).

**Характ. выдел.** Пластинчатые гексагональные кристаллы (до 3,5 см), мелко-чешуйчатые агрегаты, сплошные массы.



Фиг. 103. Зависимость параметра элементарной ячейки  $a_0$  (в Å) от содержания Li (в форм. ед.) в искусственных тайниолитах (по Григорьевой и др.)



Фиг. 104. Проекция кристаллической структуры тайниолита на плоскость (001) (по Торая и др.)

Показаны октаэдрический и нижний тетраэдрический слои

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3-C2/m$  (политип 1 M). Параметры элементарной ячейки при  $Z=2$ :

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылка
5,28	9,08	10,14	100°24'	0,581:1:1,116	Карелия	[2]
5,254	9,110	10,187	99 51	0,576:1:1,118	Калифорния	[3]
5,27	9,13	10,25	100 00	0,577:1:1,123	Искусственный	[4]
5,231	9,065	10,140	99 52	0,577:1:1,118	»	[5]

Для искусственных тайниолитов установлена [6] зависимость параметра элементарной ячейки  $a_0$  от содержания лития (фиг. 103). В природных образцах эта зависимость маскируется влиянием железа и других элементов-примесей.

Кристаллическая структура расшифрована для синтетического тайниолита (фиг. 104) [5]. Li заселяет главным образом позиции M(2). Отчетливо проявляется влияние состава группы октаэдрических катионов на дитригональное искажение тетраэдров. Угол дитригонального разворота оснований тетраэдров 1°05'. Углы октаэдрического сплющивания у октаэдров M(1) и M(2) соответственно 57°48' и 57°54' [5].

Межатомные расстояния (средние, Å) и углы связей [5]: Si—O=1,625; Si—O<sub>мост</sub> 1,638, O—O=2,651, O<sub>мост</sub>—O<sub>мост</sub> =2,617, O<sub>немост</sub>—O<sub>мост</sub> =2,684; M(1)—O, F=2,058, O—O, F =2,909, M(2)—O, F=2,061; O, F—O, F=2,913; K<sub>внеш</sub>—O=3,117, K<sub>внут</sub>—O=3,068; O—Si—O 109°23', O<sub>мост</sub>—Si—O<sub>мост</sub> =106°03', O<sub>немост</sub>—Si—O<sub>мост</sub> =112°42', Si—O—Si=134°32'.

Призм. кл.  $C_{2h}^3-2/m (L_2PC)$ .

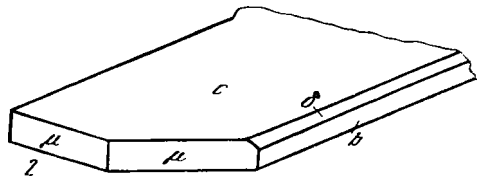
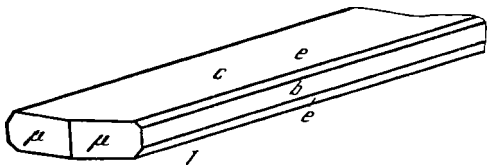
Формы:  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $\delta(027)$ ,  $e(023)$ ,  $\mu(111)$  [1, 7]. Кристаллы (фиг. 105) пластинчатые псевдогексагональные, уплощенные по (001) и удлиненные по оси  $a$ . Хорошие кристаллы известны из Нарсарсука в Гренландии [1]; кристаллы из Хибинского массива (Кольский полуостров) отнесены к тайниолиту предположительно [7]. Грани  $b(010)$  и  $\delta(027)$  покрыты штриховкой, параллельной оси  $a$  [7]. Искусственно выращенные из расплава кристаллы тайниолита имеют формы: (001), (010) и (110) при  $\beta$  100°; на гранях (001) — многоугольные спиральные фигуры роста [4].

Двойники (фиг. 106) крестообразные по слюдяному закону с плоскостью двойникования (001) и двойниковой осью [310] [1], иногда тройники прорастания [8]. В крупных кристаллах наблюдалась зональность [8].

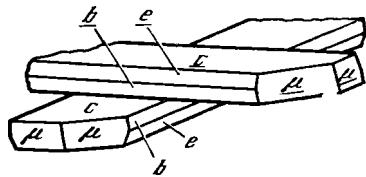
Фигуры травления на плоскостях спайности тайниолита имеют форму правильных (иногда несколько асимметричных) шестиугольников [9].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Тв.  $2\frac{1}{2}$ —3. Уд. в. 2,81—2,87 (вычисл. 2,84 [5]). Цв. белый, желтоватый, розовый, синеватый, серый; иногда с бурными пятнами от окислов железа. В тонких листочках прозрачен. Бл. стеклянный, перламутровый.

**Диэлектрик.** Электрические свойства искусственных тайниолитов близки к таковым искусственных фторфлогопитов [4]. Не люминесцирует [10]. В ИК-спектре [11] полоса поглощения при  $815\text{ см}^{-1}$  не наблюдается, что указывает,



Фиг. 105. Кристаллы тайниолита  
1 Нарсарсук, Гренландия (по Флинку); 2 гора Манепахк, Кольский полуостров (по Бонштедт-Куплетской)



Фиг. 106. Двойник тайниолита, Нарсарсук, Гренландия (по Флинку)

по-видимому, на отсутствие или малое количество  $\text{Al}^{\text{IV}}$  в минерале. В спектре оптического поглощения отмечается характерная полоса при  $38\,000\text{ см}^{-1}$  [12]. В спектре ЭПР фиксируются парамагнитные центры  $\text{O}^-$  в тетраэдрах с вакансией Si, возникающие после воздействия ионизирующей радиации [12]. Спектры ЯМР свидетельствуют о локализации Li в транс-октаэдрах [13].

**Микр.** В разрезах с хорошо видимыми трещинками спайности наблюдается наибольшее двупреломление, в разрезах без спайности — слабое двупреломление и выходы оптических осей. В прох. свете бесцветный; содержащее железо разности слабо окрашены в желтоватые тона и обнаруживают плеохроизм по схеме:  $N_g \approx N_m > N_p$ . Двусный (—). Пл. опт. осей  $\parallel (010)$ ; угол  $cNp$  небольшой.  $n_g = n_m = 1,546$ — $1,570$ ,  $n_p$  1,520—1,540,  $n_g - n_p$  0,024—0,040. У искусственного:  $n_g = n_m = 1,540$ ,  $n_p = 1,513$  [6]. 2V до  $5^\circ$ .

**Хим.** Теор. состав:  $\text{Li}_2\text{O}$  — 3,70;  $\text{K}_2\text{O}$  — 11,60;  $\text{MgO}$  — 19,90;  $\text{SiO}_2$  — 59,40; F — 9,45. В анализах природных образцов почти всегда отмечается небольшое количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Наличие FeO позволяет говорить о возможной изоморфной примеси биотитового компонента. В Ловозерском массиве (Кольский полуостров) встречена разность тайниолита, содержащая до 5% FeO (ферротайнит), с более интенсивным плеохроизмом и высоким  $n_g = 1,58$  [8].

Спектральным анализом установлено присутствие Ba, Be, Pb, Zn, Nb, Ga [8, 14]; рентгеноспектральным — до 0,3% Rb [8].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
$\text{Li}_2\text{O}$	2,44	2,69	3,10	3,25	3,26	3,8	2,52
$\text{Na}_2\text{O}$	1,22	0,37	0,64	0,81	0,33	1,8	0,19
$\text{K}_2\text{O}$	11,38	10,72	10,44	11,00	10,00	11,5	8,90
$\text{Rb}_2\text{O}$	0,3*	—	Не обн.	—	0,13	—	—
$\text{Cs}_2\text{O}$	—	—	»	—	0,006	—	—
$\text{MgO}$	17,42	21,74	19,18	19,58	18,00	19,1	23,25
$\text{CaO}$	—	1,00	Не обн.	1,75	1,15	—	2,35
$\text{MnO}$	1,38	0,02	»	0,02	0,66	—	0,03
$\text{FeO}$	1,89	—	0,64	0,23	Не обн.	0,6	Не обн.
$\text{Al}_2\text{O}_3$	Сл.	2,78	1,29	1,36	1,47	2,7	4,60

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,12	—	1,16	0,58	—	0,55
SiO <sub>2</sub>	52,88	54,00	58,82	55,88	57,77	52,2	52,63
TiO <sub>2</sub>	2,00	—	0,11	0,03	0,95	—	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,24	—	0,59	1,23	0,64	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,00	2,94	0,09	0,50	0,20	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	8,7	—
F	5,36	6,00	8,56	7,1	7,00	—	7,21
Сумма	102,21	103,38	103,46	103,90	102,56 **	100,4	(102,23)
— O = F <sub>2</sub>	2,25	2,52	3,72	3,00	2,87	—	3,03
	99,96	100,86	99,74	100,90	99,69	—	99,20
Уд. в.	2,821	2,87	2,828	2,82	2,8	2,86	2,810
n <sub>г</sub>	1,570	1,554	1,553	1,550	1,546	—	1,546
n <sub>м</sub>	1,570	1,553	1,553	1,550	1,546	—	1,546
n <sub>р</sub>	1,540	1,523	1,522	1,526	1,520	—	1,521
(—) 2V,	0—5	5	0	0	0—5	—	0

\* Rb<sub>2</sub>O — в сумму не входит. \*\* В том числе BeO — 0,42.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7
Si	3,66	3,61	3,96	3,80	3,93	3,71	3,64
Al <sup>IV</sup>	—	0,22	0,04	0,11	0,07	0,23	0,37
Al <sup>VI</sup>	—	—	0,06	—	0,05	—	—
Ti	0,10	—	0,01	—	0,05	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	0,06	—	0,06	0,03	—	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,11	—	0,04	0,01	—	0,04	—
Mn	0,08	—	—	—	0,04	—	—
Mg	1,80	2,17	1,93	1,99	1,83	2,03	2,40
Li	0,68	0,72	0,84	0,89	0,89	1,09	0,70
Ca	—	0,07	—	0,13	0,08	—	0,17
Na	0,16	0,05	0,08	0,11	0,04	0,25	0,03
K	1,00	0,91	0,90	0,95	0,87	1,04	0,79
Rb	0,01	—	—	—	0,01	—	—
OH	1,96	1,31	0,26	0,56	0,29	—	—
F	1,17	1,27	1,82	1,53	1,51	1,96	1,58
O	8,87	9,42	9,92	9,91	10,20	10,04	10,42

1 — из нефелин-сиенитовых пегматитов горы Непха, Ловозерский массив, анал. Молева [8]; 2 — из амфибол-полевошпатовых фенитов с кварцем, Приазовье, анал. Горда [15]; 3 — из жилок в зоне контакта нефелиновых сиенитов с осалочными породами, Магнет Коув, шт. Арканзас (США), анал. Стивенс [16]; 4 — из альбититов с флюоритом, баритом и анкеритом, Северное Прибайкалье, анал. не указан [14]; 5 — из щелочных безнефелиновых метасоматитов Белоруссии, анал. Петерсон [17]; 6 — из пегматитовой жилы Нарсарсук, Гренландия, анал. Мауцелиус [1]; 7 — из слюдистых метасоматитов Карелии, анал. Гумбар, Бохан, Сафро, в оригинале сумма 102,27 [2].

**Диагн. исп.** П. п. тр. плавится в бесцветное пузыристое стекло, окрашивая пламя в малиново-красный цвет (реакция на Li). Кислотами разлагается с трудом.

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА фиксируется эндотермическая остановка при температуре 900—920° [8]. Иногда в тайниолите настолько мало воды, что эндотермический эффект не выражен [17]. Искусственный тайниолит термически более устойчив, чем природный [4].

**Наход.** Редок. Связан с относительно низкотемпературными, обогащенными щелочными металлами дериватами нефелин-сиенитовой магмы и метасоматитами. К пегматитам нефелиновых сиенитов относятся первые находки минерала в Нарсарсуке, Гренландия [1]. Позже он был обнаружен в пегматитах Ловозерского массива [8, 18] и предположительно в Хибинском массиве [7] на Кольском полуострове.



В Нарсарсуке [1] мелкие (до  $0,5 \times 0,1$  см) кристаллы тайниолита приурочены к пустотам в пегматите, где встречаются также нарсарсукит и графит; тайниолит нарастает на кристаллы эгирина и полевого шпата. В Ловозерском массиве [2] тайниолит является характерным минералом сложноразмещенных пегматитов комплекса пойкилитовых сиенитов; в пегматитах горы Непха развит в астральной зоне в ассоциации с шизолитом, полилитнионитом, апатитом и глиноземными минералами.

Найден в тесной ассоциации с ксенотимом во флюорит-барит-анкеритовых образованиях и альбититах, генетически связанных с щелочными породами гранитоидного ряда в Северном Прибайкалье [14]. Обнаружен в поздних пегматитовых образованиях в основной—щеточной диатреме Койот-Пик, шт. Калифорния (США), вместе с натролитом, пектолитом, эгирином, баритолампрофиллитом, ривинитом и сфалеритом [3].

В альбитизированных безнефелиновых метасоматитах района Миклашевичевской Жетковичского выступа древнего фундамента в Белоруссии тайниолит найден вместе с породообразующими эгирином, магнезиорибекитом и альбитом [17]; в слюдяных метасоматитах Карелии — с хром-ванадиевыми слюдами, кварцем, доломитом, турмалином, хромсодержащим эгирином, сульфидами Fe и Cu и другими минералами [2]; в амфибол-полевошпатовых фенитах, образующихся по щелочным гранитам в зоне экзоконтакта нефелиновых сиенитов Грэнландии, тайниолит обнаруживается только там, где сохранились реликты бледного кварца и в пустотах его выщелачивания; нарастает на зерна эгирина, встречается с флогопитом, рабдофанитом [15]. В контакте метаморфических кварцитов (новакулитов) с нефелиновыми сиенитами тайниолит встречен в Маунт Коув, шт. Арканзас (США); слагает прожилки и обособления вместе с кварцем, диопсидом, рутилом и брукитом [16, 19, 20].

Изм. При выветривании тайниолит из Ловозера переходит сначала в гидротайниолит («гидротайниолит») с  $n_g \approx 1,55$ , а затем в минералы группы монтмориллонита [8]. Тайниолит из Белоруссии [17] подвергся замещению мягким белым веществом с  $n_m = 1,500$ , которое также названо гидротайниолитом [17]. Однако в обоих случаях продукты изменения тайниолита не изучены.

Искусств. Фтортайниолит легко кристаллизуется из расплава, отвечающего составу минерала с некоторым избытком фтора, при температуре  $1185^\circ$  [4—6]. Синтезирован германатный аналог фтортайниолита —  $KMg_2LiGe_4O_{10}F_2$  из расплава шихты с 3%-ным избытком KF [21, 22]. Изучена [23] смесимость флогопит-тайниолитовых твердых растворов в интервале температур  $400\text{—}900^\circ$  при давлении 2 кбар.

Практ. знач. Природный тайниолит практического значения не имеет. Искусственный фтортайниолит, который кристаллизуется относительно легко и при более низких температурах, чем фторфлогопит, может использоваться как сырье для изготовления диэлектрических материалов [4, 12].

#### Межплоскостные расстояния тайниолита из шт. Арканзас (США) [20]

$CuK_\alpha$ -излучение. Дифрактометр

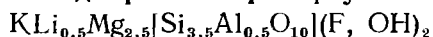
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
001	74	10,04	13 $\bar{1}$	12	2,60	135, 006	17	1,655
002	44	5,01	200	13	2,575	331	7	1,521
020	7	4,48	004	9	2,50	060	5	1,507
111	7	3,87	201, 13 $\bar{2}$	17	2,398	116	3	1,491
112	17	3,60	221	2	2,25	007	4	1,423
003	100	3,34	220	2	2,23	136, 20 $\bar{7}$	11	1,350
112	26	3,12	202, 133	11	2,145	117, 206	6	1,30
11 $\bar{3}$	25	2,88	005	35	1,999			
023	12	2,68	134	4	1,977			

#### Л и т е р а т у р а

1. Flink G. // *Medd. Grønland*. 1898. Vol. 14, P. 234; 1901. Vol. 24. P. 115; *Vøggild O. B.* // *Ibid.* 1905. Vol. 32. P. 625; 1953. Vol. 149, N 3. P. 340.
2. Румянцева Е. В., Мищенко К. С., Калиничева Л. И. // *Зап. ВМО*. 1984. Т. 113, вып. 1. С. 68.

3. Erd R. C., Czamanske G. K., Meyer C. E. // Miner. Rec. 1983. Vol 14, N 1. P. 39.
4. Ямзин И. И., Тимофеева В. А., Шапкина Т. И., Белова Е. Н., Гички Н. В. // Зап. ВМО. 1955. Т. 84, вып. 4. С. 415.
5. Toraya H., Iwai S., Marumo F., Hirao M. // Ztschr. Kristallogr. 1977. Bd. 146, N. 1/2. S. 73.
6. Григорьева Т. Н., Бобр-Сергеев А. А. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. С. 53.
7. Бонштедт Э. М. // Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.; Л. Изд-во АН СССР, 1937. С. 285.
8. Семенов Е. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 107; Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 191.
9. Березина Л. А., Шурига Т. Н. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1987. Вып. 34. С. 1.
10. Барсанов Г. И., Шевелева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4. С. 3.
11. Ковалева Л. Т., Бобр-Сергеев А. А., Григорьева Т. Н., Архипенко Д. К. // Физико-химические исследования гидрослюд. Челябинск: УралНИИстромпроект, 1965. С. 70.
12. Новожилов А. И., Самойлович М. И., Аникин П. Н., Бобр-Сергеев А. А. // Журн. неорганич. хими. 1971. Т. 16, № 3. С. 874; Журн. структур. химии. 1971. Т. 12, № 4. С. 617.
13. Матяш И. В., Калининченко А. М., Литовченко А. С. и др. Радноспектроскопия слюды и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 57.
14. Герасимовский В. В. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1965. Вып. 16. С. 215.
15. Еременко Г. К., Вальтер А. А. // Зап. ВМО. 1963. Т. 92, вып. 5. С. 599; Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И. и др. // Минералогия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1980. С. 340.
16. Miser H. D., Stevens R. E. // Amer. Miner. 1938, Vol. 23, N 2. P. 104.
17. Ганзеева Л. В. // ДАН БССР. 1973. Т. 17, № 6. С. 560.
18. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. // Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 163.
19. Lindberg M. L. // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 5/6. P. 317.
20. LaLonde R. E. // Ibid. 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 204.
21. Каченко В. Д., Луговська Е. С., Годована І. М., Пархоменко М. А. // ДАН УССР. Сер. Б. 1967. № 10. С. 905; 1971. № 1. С. 61.
22. Toraya H., Iwai S., Marumo F., Hirao M. // Ztschr. Kriatsllogr. 1978. Bd. 148, N. 1/2. S. 65.
23. Robert J.-L., Volfinger M. // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 1. P. 21.

### Спидиофиллит Spodiophyllite



Название от греч. σποδιός (сподиос) — пепельно-серый и φύλλον (филлон) — лист [1]

**Характ. выдел.** Чешуйки, листочки, кристаллы (размером до 1,5×3 см), иногда сферические образования (до 2,5 см) с концентрически-скорлуповатым строением.

**Структ. и морф. крист.** По кристаллической структуре аналогичен другим триоктаэдрическим слюдам. Параметры элементарной ячейки синтетического спидиофиллита состава  $(\text{K}_{0,77}\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,04})(\text{Li}_{0,46}\text{Mg}_{2,48}\text{Al}_{0,05}\text{Fe}_{0,01}^{2+}) \times (\text{Si}_{3,6}\text{Al}_{0,4})\text{O}_{10}(\text{F}_{1,9}\text{O}_{0,1})$ :  $a_0=5,297$ ,  $b_0=9,120$ ,  $c_0=10,12$  Å,  $\beta=100^\circ 16'$  [2].

Кристаллы гексагональные [1, 3]; на грани (001) иногда штриховка, параллельная ребрам с гранями гексагональной призмы [1].

**Физ. св.** Сп. весьма совершенная по (001). Тв. 3. Уд. в. 2,633—2,86, возрастает с увеличением содержания железа. Бл. стеклянный, на плоскости спайности перламутровый. Цв. пепельно-серый, белый, желтоватый, иногда бесцветный; железистый спидиофиллит черный [4].

**Микр.** При повышенном содержании железа плеохроирует: по  $N_g$  — коричневато-желтый, по  $N_p$  — бледно-желтый до бесцветного [4]. Двуосный (—).  $n_g=1,580$ —1,602,  $n_m=1,580$ —1,595,  $n_p=1,545$ —1,555.  $2V=0$ —15°.

**Хим.** По составу занимает промежуточное положение между тайниолитом и флогопитом [3]. Железистый спидиофиллит из Хибин [4, 5] по содержанию FeO занимает промежуточное положение между протолитионитом и спидиофиллитом.

В спидиофиллите из Ловозерского массива спектроскопически определены Rb, Nb, Ga [3], а в образце из Хибин (Кукисвумчорр) Be, Ga, Nb, V, Cu, Ag, Ni, Co, Ba [4].

Анализы (в порядке увеличения содержания  $\text{Li}_2\text{O}$ ):

	1	2	3	4
$\text{Li}_2\text{O}$	0,47	1,45	1,59	1,77
$\text{Na}_2\text{O}$	3,11	4,50	0,38	0,17
$\text{K}_2\text{O}$	9,70	10,20	10,37	10,16
$\text{Rb}_2\text{O}$	—	—	0,27	0,18
$\text{Cs}_2\text{O}$	—	—	сл.	—
$\text{MgO}$	19,04	14,50	16,12	23,59
$\text{CaO}$	0,32	0,20	0,20	1,16
$\text{MnO}$	0,63	0,13	1,24	0,12
$\text{FeO}$	3,51	3,70	9,15	0,85
$\text{Al}_2\text{O}_3$	4,84	5,00	7,76	6,32
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,35	2,10	1,45	1,92
$\text{SiO}_2$	49,20	52,30	45,51	49,16
$\text{TiO}_2$	1,14	1,50	2,20	0,43
$\text{H}_2\text{O}$	2,06	—	0,45	0,92
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,6	—	0,05	
F	4,20	7,90	5,32	5,40
Сумма	101,14	103,48	102,06	102,15 *
— $\text{O}=\text{F}_2$	1,77	3,52	2,23	2,27
	99,37	99,96	99,83	99,88
Уд. в.	—	2,633	—	2,86
$n_g$	1,580	—	1,600	1,602
$n_m$	1,580	—	1,595	—
$n_p$	1,550	—	1,565	1,555
(—) $2V$ ,	Около 0	0	15	—

\* Кроме того,  $\text{BaO} = 0,01$ .

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4		1	2	3	4
Si	3,53	3,56	3,35	3,44	Li	0,14	0,40	0,47	0,50
$\text{Al}^{\text{IV}}$	0,41	0,40	0,65	0,52	Ca	0,02	0,01	0,02	0,09
$\text{Al}^{\text{VI}}$	—	—	0,02	—	Na	0,43	0,59	0,05	0,02
Ti	0,03	0,08	0,12	0,02	K	0,89	0,89	0,97	0,91
$\text{Fe}^{3+}$	0,13	0,11	0,08	0,10	Rb	—	—	0,01	0,01
$\text{Fe}^{2+}$	0,02	0,21	0,56	0,05	OH	0,99	0,94	0,22	0,43
Mn	0,04	0,01	0,08	0,01	F	0,95	1,70	1,24	1,20
Mg	2,04	1,47	1,77	2,46	O	10,06	9,36	10,54	10,37

1 — из пегматитовой жилы в щелочных породах, гора Маннепах, Ловозерский массив, анализ. Быкова [3]; 2 — из пегматитовых жил в щелочных породах, Нарсарук (Гренландия), анализ образца Флинка [1]. анал. Быкова [3]; 3 — железистый спидофиллит из пегматитовой жилы в среднезернистых рихсдорритах, гора Кукисвумчорр, Хибины, анал. Мокрецова [4]; 4 — из экзоконтактовых карбонатных пород близ жил щелочных пегматитов в мегасоматических альбит-арфведсонитовых породах, Сибирь, анал. Томейко [6].

Диагн. исп. П. п. тр. окрашивает пламя в ярко-малиновый цвет (Li); спекается в белое или бурое стекло. Кислотами не разлагается.

Нахожд. Редок. Различается спидофиллит двух генетических типов: 1) связанный с последними фазами образования нефелин-сиениговых пегматитов; 2) приуроченный к контактам щелочных гранитоидов с известняками.

Впервые спидофиллит был обнаружен в пегматитовых жилах Нарсарука (Южная Гренландия) вместе с эгирином, цирконом, анкилитом, родохрозитом и альбитом [1]. Данные первого анализа минерала, выполненого Флинком [1], оказались ошибочными; повторный анализ спидофиллита из материала Флинка был проведен в 1959 г. (хим. анализ 2) [3]. В пегматитах горы Миннепах в Ловозерском массиве (Кольский полуостров) находится в ассоциации с эги-

рином, натролитом, хлоритами [3. 7]; в натролитовой жиле из среднезернистых рихсчорритов горы Кукисвумчорр в Хибинском массиве — с эгирином, астрофиллитом, анкилитом, катаплеитом, флюоритом, апатитом, ильменитом в виде сферических агрегатов среди натролита [4, 5].

Кроме того, сподюфиллит известен в Сибири в зонах эндоконтакта щелочных гранитоидов с известняками и в метасоматических альбит-арфведсонитовых породах, а также в Монголии в зонах контакта доломитов и гидротермальных жил (с гематитом, флюоритом, бастнезитом), генетически связанных с щелочными граносиенитами [6].

**Изм.** В зоне гипергенеза переходит в каолинит.

**Искусств.** Синтезирован из окислов в гидротермальных условиях [3].

#### Межплоскостные расстояния сподюфиллита из Ловозерского массива [3]

Fe-излучение,  $D=57,9$  мкм

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
8	10,09	8	2,603	1	1,74	3	1,353
1	5,06	2	2,511	7	1,659	2	1,314
2	4,59	7	2,405	1	1,633	2	1,288
7	3,65	2	2,279	1	1,603	1	1,253
9	3,32	4	2,14	1	1,576	1	1,211
4	3,129	8	1,966	8	1,520	2	1,122
7	2,882	2	1,837	1	1,424		

#### Л и т е р а т у р а

1. Flink G. // Medd. Grønland. 1898. Vol. 14. P. 232; 1901. Vol. 24. P. 85; *Bøggild O. B.* // Ibid. 1953. Vol. 149, N 3. P. 339.
2. Григорьева Т. Н., Бобр-Сергеев А. А. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. С. 53.
3. Семенов Е. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 106.
4. Козырева Л. В., Мокрецова А. В. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. Вып. 5. С. 221.
5. Козырева Л. В., Меньшиков Ю. П. // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. С. 139.
6. Семенов Е. И., Свешникова Е. В., Ломейко Е. И., Капитонова Г. А. // Минералогические исследования. М.: Наука, 1969. Вып. 1. С. 59.
7. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. // Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 463.

#### ХРУПКИЕ СЛЮДЫ

Хрупкие слюды — brittle micas — получили название по общей для всех членов группы повышенной хрупкости по сравнению с другими слюдами.

Структура хрупких слюд близка к структуре собственно слюд. Основой ее являются трехэтажные слои 2 : 1, связанные между собой не одновалентными катионами, как в главной массе собственно слюд, а двухвалентными, имеющими шестерную октаэдрическую координацию. При смене одновалентных межслоевых катионов на двухвалентные увеличивается прочность связей внутри пакетов, что приводит к повышению твердости минералов и к появлению хрупкости. Компенсация межслоевого заряда происходит за счет большего, чем в других слюдах, замещения Si на Al.

В зависимости от состава октаэдрической сетки и межслоевого промежутка отношение Al : Si в хрупких слюдах колеблется от 2 : 2 (маргарит, киноситалит) до 3 : 1 (клинтонит) и значительно превышает это отношение в собственно слюдах (1 : 3).

Сильно заряженные и малые межслоевые катионы, стремясь создать вокруг себя прочное кислородное окружение, притягивают атомы кислорода базальных поверхностей тетраэдрических сеток и обуславливают гораздо больший дитригональный разворот тетраэдров (до  $\sim 20^\circ$ ) по сравнению с разворотом тетраэдров в мусковитах и биотитах — флогопитах ( $\sim 10-12^\circ$ ) [1].

Состав хрупких слюд непостоянен. Изоморфные замещения характерны как для октаэдрических, так и для тетраэдрических позиций. В позицию X входят Ca, Ba, Na, K, в позицию Y — Al, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Li, Ti<sup>4+</sup>, в позицию Z — Si, Al, Be, Cr. Различаются диоктаэдрические (маргарит), триоктаэдрические (клинтонит, анандит, киноситалит) и дитриоктаэдрические (битит) хрупкие слюды.

Ранее хрупкой слюдой считался эфесит  $\text{NaLiAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ , но по наличию в межслоевых потожениях только одновалентных катионов (Na) он отнесен к истинным слюдам [2].

Хрупкие слюды наблюдаются в виде листоватых, чешуйчатых и землистых выделений, иногда образуют радиально-лучистые агрегаты; кристаллы редки, обычно плохо образованы и с ограниченным числом кристаллографических форм. Только клинтонаит известен в виде хорошо ограненных кристаллов. Физические свойства минералов группы хрупких слюд близки. Все они характеризуются совершенной спайностью по (001), хрупкие, тв. 3,5—6, уд. в. 2,9—3,3 (у анандита ~4,00); как правило, светлоокрашены (только анандит — черный), блеск на плоскости (001) перламутровый, на остальных плоскостях — стеклянный. Фигуры удара и давления имеют обратное расположение по сравнению с собственно слюдами.

Оптически двусосные (—),  $2V$  колеблется в широких пределах — от близко-го к 0 (у клинтонаита) до 67° у маргарита. Анандит двусосный (+). Показатели преломления зависят от состава: уменьшаются при замещении Ca на Na (натриевый маргарит) и увеличиваются при вхождении в состав хрупких слюд Be (бериллиевый маргарит, битит), Mg, Fe (анандит, клинтонаит). Хрупкие слюды дают характерный ИК-спектр, отдельные полосы поглощения смещаются или меняют интенсивность при переходе от одного члена группы к другому в зависимости от химического состава и степени ди- или триоктаэдричности минерала [3—5].

Характерны главным образом для пород с пониженным содержанием кремния. Только маргарит является широко распространенным минералом и встречается иногда в сравнительно больших количествах, остальные редки.

В магматических породах хрупкие слюды неизвестны. Некоторые из постмагматических образований содержат в незначительных количествах те или иные хрупкие слюды: в кислых литиевых пегматитах найден битит, в десилицированных — маргарит, причем только маргарит встречается в относительно больших количествах. Более значительна роль хрупких слюд в метаморфических породах различного генезиса. В хлоритовых кристаллических сланцах разного состава, в наждаках, корундовых плагиоклазитах и марундитах маргарит является породообразующим минералом. Клинтонаит известен в контактово-метаморфических породах, главным образом в скарнах. Анандит найден лишь в одном месторождении, образовавшемся при региональном метаморфизме, киноситалит — в метаморфизованных марганцевых рудях.

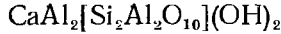
#### Л и т е р а т у р а

1. Takeuchi Y. // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13, N 1. P. 1.
2. Bailey S. W. // Ibid. 1980. Vol. 28, N 1. P. 73.
3. Franz G., Hinrichsen T., Wannemacher E. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 59, N 3. P. 307.
4. Farmer V. C., Russel J. D. // Spectrochim. acta. 1964. Vol. 20, N 7. P. 1149.
5. Farmer V. C., Velde B. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 283.

## ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ И ДИТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ ХРУПКИЕ СЛЮДЫ

### ГРУППА МАРГАРИТА

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Маргарит	Монокл.	5,11—	8,84—	19,149—	95°27'—	2,99—
$\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$		5,13	8,92	19,170	100 48	3,08
Битит	Монокл.	4,98—	8,67—	18,74—	93 00—	3,14
$\text{CaLiAl}_2[\text{Si}_2\text{AlBeO}_{10}](\text{OH})_2$		5,08	8,79	19,11	95 27	

Маргарит *Margarite*

Название от греч. *μαργαρίτης* (маргаритес) — жемчуг, по жемчужному блеску (Фукс, 1823).

**Синон.** Дифанит — *diphanite* (Норденшельд, 1846); жемчужная слюда — *pearl mica*; известковая слюда — *lime mica*; кальцевая слюда — *Kalkglimmer* (Дана, 1911); корунделит — *corundelite*; клингманит — *clingingmanite* (Силлиман, 1849); эмерилит — *emerylite* (Смит, 1849); возможно, коссматит — *kossmatite* [1].

**Разнов.** Натриевый маргарит, литий-бериллиевый маргарит.

**Характ. выдел.** Листоватые, чешуйчатые, войлокоподобные и землистые агрегаты, образующие желваки и скопления неправильной формы; листочки часто деформированы; редко кристаллы.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  [2, 3], возможно, также  $Cc$  [4—6].  $Z=4$ . Параметры элементарной ячейки:

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0:b_0:c_0$	Местонахождение	Ссылка
5,122	8,849	19,170	95°27'	0,578:1:2,166	Хох-Таурн (Австрия)	[7]
5,13	8,92	19,50	100 48	0,575:1:2,186	Честер, шт. Массачусетс (США)	[8]
5,126	8,855	19,168	95 27	0,578:1:2,164	Рангели, шт. Мэн (США)	[9]
5,111	8,841	19,149	95 31	0,578:1:2,166	О-в Наксос (Греция)	[10]
5,106	8,837	19,165	95 30	0,577:1:2,168	Синтетический (при 520° и 4 кбар)	[10]
5,111	8,836	19,154	95 29	0,578:1:2,167	Синтетический (при 620° и 11 кбар)	[10]

Маргарит — диоктаэдрическая слюда (политип  $2M_1$ ) со структурой, аналогичной мусковиту (фиг. 107). Отличие заключается в замещении Si на Al в тетраэдрических позициях до соотношения 2 : 2. Общий заряд тетраэдрических слоев при этом возрастает до 2 и компенсируется Ca (в шестерной координации), расположенным в центре гексагонально-тригональных колец между тетраэдрическими слоями.

Первое определение структуры маргарита [2, 3] при пр. гр.  $C2/c$  выявило статистическое распределение в нем тетраэдрических катионов Si и Al (см. фиг. 107. 1); однако последующее структурное изучение [4—6, 11, 12] указало на упорядоченное распределение тетраэдрических катионов, приводящее к понижению симметрии до  $Cc$  (см. фиг. 107, 2).

Призм. кл.  $C_{2h}^2-2/m$  ( $L_2PC$ ).  $a : b : c = 0,5773 : 1 : 3,2743$ ,  $\beta = 90^\circ 00'$  (для морфологической установки Дана).

Формы (по Дана):

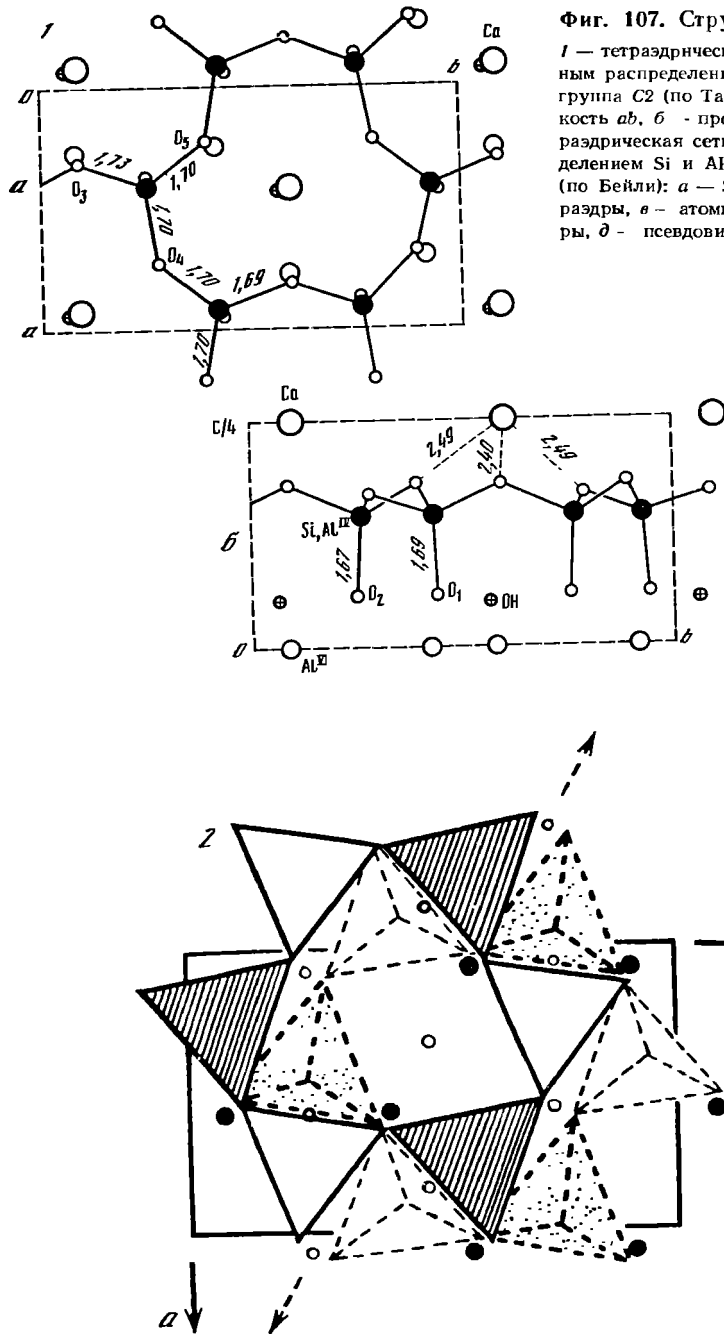
	$\varphi$	$\rho$		$\varphi$	$\rho$
$c$ 001	—	0°00'	$o$ 112	60°00'	73°01'
$b$ 010	0°00'	90 00	$q$ 114	—60 00	58 35
$y$ 0.10.9	0 00	74 38	$r$ 3.3.10	—60 00	63 01
$k$ 116	60 00	47 30	$p$ 337	—60 00	70 25

Установка Хинце ( $a : b : c = 0,5773 : 1 : 1,6451$ ) отличается от установки Дана в 2 раза меньшим значением  $c$ .

Кристаллы редки; пластинчатые по (001) — фиг. 108. Двойники по (001) и по (110) (по Дана, 1892).

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Изл. ступенчато-неровный. Хрупок. Тв. на плоскости (001)  $3\frac{1}{2}$ —5, в направлении  $\perp$  (001) около 6. Уд. в. 2,99—3,08. Цв. жемчужно-белый с сероватым, розовым и желтоватым оттенком, светло-зеленый, серо-зеленый, серый, голубоватый, редко бесцветный [13, 14]. Черта белая до бесцветной. Бл. на (001) перламутровый, на других плоскостях стеклянный. Просвечивает до прозрачного. Фигуры давления и удара имеют обратное расположение по сравнению с истинными слюдами.

ИК-спектр поглощения маргарита (фиг. 109) имеет четкие пики при  $3600 \text{ см}^{-1}$  (ОН-колебания), в области  $1100$ — $800 \text{ см}^{-1}$ , обусловленные колеба-



Фиг. 107. Структура маргарита

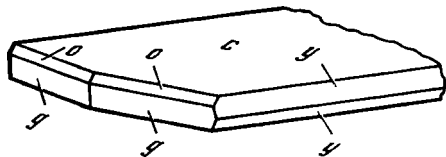
1 — тетраэдрическая сетка с разупорядоченным распределением Si и Al, пространственная группа  $C2$  (по Такеучи);  $a$  — проекция на плоскость  $ab$ ,  $b$  — проекция вдоль оси  $a$ ; 2 — тетраэдрическая сетка с упорядоченным распределением Si и Al, пространственная группа  $Cc$  (по Бейли);  $a$  —  $SiO_4$ -тетраэдры,  $b$  —  $AlO_4$ -тетраэдры,  $v$  — атомы  $Al^{VI}$ ,  $z$  — инверсионные центры,  $d$  — псевдовинтовые оси второго порядка

ниями гидроксила, связанного с тетраэдрическим алюминием (максимум при  $950-910\text{ см}^{-1}$ ), а также с колебаниями связей  $Si-O-Si$  и  $Al-O-Al$  (максимум при  $1015-1000\text{ см}^{-1}$ ); пики в областях  $675, 600$  и  $400\text{ см}^{-1}$  тоже связаны с колебаниями  $Si-O$  и  $Al-O$ , причем они особенно чувствительны к изменению содержания Si и  $Al^{IV}$ , поэтому могут служить для отличия маргарита от натриевого маргарита и парагонита [11, 15, 16].

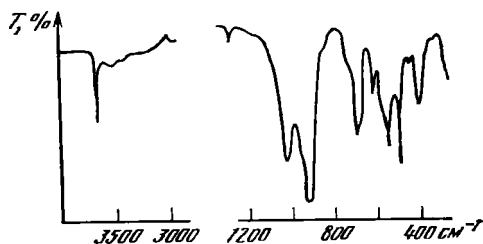
Стандартные термодинамические параметры для маргарита:  $S_{298,15}^0 = 63,1 \pm 2,6$  ккал/моль  $\cdot$   $^{\circ}K$  [10],  $65,01$  ккал/моль  $\cdot$   $^{\circ}K$  [17];  $H_f^{0, 298,15} = -1490,1 \pm \pm 2,2$  ккал/моль [10],  $-1496,078$  ккал/моль [18];  $\Delta G_f^{0, 298,15} = -1398 \pm$

$\pm 3,0$  ккал/моль $\cdot$ °К [10],  $-1404,184$  ккал/моль [18];  $-1398,88$  ккал/моль [17];  $C_p = 112,47 + 8,12 \cdot 10^{-3} \cdot T - 37,3 \cdot 10^{-5} \cdot T^{-2}$  (298—950 К) [17].

**Микр.** В шлифах в прох. свете прозрачный, бесцветный, иногда светло-зеленый [19]. Двусный (—). Пл. опт. осей  $\perp$  (001);  $Ng$   $b$ ;  $aNg = 84 \div 82^\circ$ ,  $aNm = -6 \div -8^\circ$ ,  $cNg = 17-19^\circ$ . Удлинение (+) (Трёгер, 1980).  $n_g = 1,630-1,650$ ,  $n_m = 1,629-1,648$ ,  $n_p = 1,620-1,645$ ,  $n_g - n_p = 0,009-0,014$ ,  $2V = 40-67^\circ$  (Дир, 1966; Трёгер, 1980). Значения показателей преломления и  $2V$  уменьшаются, а двупреломление возрастает с увеличением содержания Na [20]. Дисперсия оптических осей  $r < v$  (возможно,  $r > v$ ).



Фиг. 108. Кристалл маргарита, Тироль, Италия (по Дана)



Фиг. 109. ИК-спектр маргарита (по Францу и др.)

**Хим. Теор. состав:** CaO — 14,0; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 51,3; SiO<sub>2</sub> — 30,1; H<sub>2</sub>O — 4,6. Состав непостоянен. Замещения катионов в различных позициях приводят к образованию трех изоморфных рядов. Наиболее распространено замещение Ca на Na с образованием изоморфных рядов: 1) маргарит—парагонит по схеме CaAl → NaSi (Дир, 1966 [21, 22]); 2) маргарит—эфесит по схеме Ca → Na (в позиции X) + Li (в позиции Y) [23] с постепенным переходом диоктаэдрического минерала в триоктаэдрический; отмечается, что при замещении Ca → Na+Li не происходит полной компенсации валентности, так как обычно на определенное число атомов Na приходится меньшее количество Li [23]; есть мнение, что несбалансированность зарядов может в этом случае компенсироваться замещением кислорода на гидроксильные группы и фтор (Дир, 1966; 3) ряд маргарит—битит образуется в результате замещения Al<sup>IV</sup> → Be<sup>IV</sup> + Li<sup>VI</sup> [23]. Однако в опубликованных анализах минералов этого ряда количества Be и Li часто неэквивалентны — при значительном содержании Be наблюдаются широкие колебания в содержании Li, причем бериллия обычно содержится больше, чем лития. В соответствии с этим предполагаются изоморфные замещения 2Al<sup>IV</sup> → Be<sup>IV</sup> + Si<sup>IV</sup> [24], O на OH и F [25]. В работе [22] указываются также замещения Al<sup>IV</sup> Al<sup>VI</sup> → Si (Fe<sup>2+</sup>, Mg), 2Al → 3(Fe, Mg) и Al → Fe<sup>3+</sup>. Кроме того, в позиции Ca могут находиться Ba, Sr, K (Дир, 1966), Fe<sup>2+</sup> [26], а в позиции Al<sup>VI</sup> — Ti, Fe<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg (Дир, 1966).

Границе маргарита с эфеситом отвечает отношение Ca : Na = 1 : 1. В изоморфном ряду маргарит—битит предложено выделять бериллиевые маргариты (с минимальным содержанием Li), литий-бериллиевые маргариты (содержание октаэдрических катионов < 2,3 на форм. ед.) и бититы (содержание октаэдрических катионов ≥ 2,3) [24]. В связи с отсутствием критериев для разграничения бериллиевых и литий-бериллиевых разновидностей те и другие объединены под названием литиево-бериллиевых маргаритов.

В ряду маргарит—парагонит установлена область несмесимости [7, 15, 27—29]. Для природных образцов разрыв обнаружен в области 15—50 мол. % маргарита [27], для синтетических — 20—50 мол. % маргарита при температуре 400° и 30—45 мол. % маргарита при 600° [15]. Наличием области несмесимости объясняется совместное нахождение маргарита и парагонита в природе [7, 27, 30, 31].

Достоверных анализов маргарита и его разновидностей немного, так как в представителях изоморфных рядов маргарит—эфесит и маргарит—битит



не всегда правильно определен Li, а в минералах ряда маргарит—парагонит, помимо твердых растворов, встречаются тонкие сростания маргарита и парагонита. Известны также зональные кристаллы маргарита, в которых центральная часть обогащена Ca, а периферическая — Mg [22].

Анализы рассчитаны на 12(O, OH):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,64	1,70	1,09	1,75	0,98	1,63	1,25	0,92
K <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,01	0,13	1,25	—
MgO	0,16	0,25	0,23	0,30	0,14	0,45	0,38	0,09	0,34
CaO	13,10	12,20	11,98	11,90	11,79	11,77	11,60	11,39	10,89
FeO	0,02	—	—	—	0,28	—	0,50	0,89	—
MnO	—	—	—	—	0,03	—	—	—	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,60	50,90	51,08	51,38	51,06	50,64	49,30	50,33	49,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	—	—	—	—	—	0,11	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,34	0,35	0,42	0,77	0,64	—	0,09	2,94
SiO <sub>2</sub>	29,70	30,02	30,40	30,57	29,86	30,65	31,40	30,64	29,57
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,06	0,07	Сл.	0,05	0,02	Сл.	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,70	—	—	—	4,52	—	—	4,83	4,81
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	0,01	—	—	0,02	—
Сумма	98,20	94,44	95,83	95,75	100,26	95,19	95,07	100,81 *	100,05 **
Si	2,01	1,99	2,00	2,00	1,97	2,00	1,92	2,02	1,96
Al <sup>IV</sup>	1,99	2,01	2,00	2,00	2,03	2,00	2,08	1,98	2,04
Al <sup>VI</sup>	1,97	1,96	1,96	1,95	1,93	1,93	1,94	1,93	1,87
Ti	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	—	0,01	0,14
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	—	0,03	—	0,06	0,06	—
Mg	0,02	0,02	0,02	0,03	—	0,04	—	—	0,03
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
Ca	0,95	0,87	0,84	0,83	0,83	0,83	0,75	0,81	0,77
Li	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
Na	0,09	0,08	0,22	0,11	0,23	0,13	0,29	0,26	0,12
K									
OH	2,00	2,00	2,10	2,20	2,20	2,20	2,70	2,10	2,12
O	10,00	10,00	9,90	9,80	9,80	9,80	9,30	9,90	9,88

\* В том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,03. \*\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,39.

1—из мраморов с рубином, Хунза-Валей, шт. Кашмир (Индия), микросонд, анал. Сейдел [32]; 2—4—из кристаллических сланцев массива Гранд-Парадис, Альпы (Франция), микросонд, анал. не указан [33]; 5—месторождение Греньер (Австрия), анал. Нетиллард [29]; 6—из кристаллических сланцев массива Гранд-Парадис, Альпы (Франция), микросонд, анал. не указан [33]; 7—из гранат-слодяных сланцев, Шнееберг, Южный Тироль (Австрия), анал. не указан [34]; 8—Турция, анал. Нетиллард [29]; 9—месторождение Чесгер, шт. Массачусетс, США ( $n_g=1,650$ ,  $n_m=1,648$ ,  $n_p=1,638$ , (—)  $2V=47^\circ$ ) [20].

	10	11	12	13	14	15	16
Na <sub>2</sub> O	1,53	2,15	1,68	1,47	2,23	2,97	3,14
K <sub>2</sub> O	0,21	0,48	0,32	0,29	Не обн.	—	0,18
MgO	0,76	0,05	0,35	0,71	0,29	0,28	1,10
CaO	10,64	10,69	10,52	10,48	10,00	9,24	8,00
FeO	0,79	0,66	0,35	0,21	0,13	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,21	50,18	50,76	50,92	50,35	51,20	48,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,35	0,12	0,08	—	—	1,55
SiO <sub>2</sub>	31,98	29,84	30,84	31,03	32,23	31,06	31,38
TiO <sub>2</sub>	—	Сл.	—	—	0,04	—	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,95	4,78	4,97	4,83	4,72	5,27	5,71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,03	—	0,08			0,11
Сумма	100,07	100,51 *	100,25 **	100,10	100,00 **	100,02	100,27 **

	10	11	12	13	14	15	16
Si	2,11	1,96	2,03	2,02	2,10	2,03	2,04
Al <sup>IV</sup>	1,89	2,04	1,97	1,98	1,90	1,97	1,96
Al <sup>VI</sup>	1,93	1,84	1,95	1,92	1,96	1,96	1,80
Ti	—	—	—	—	—	—	0,01
Fe <sup>3+</sup>	—	0,07	—	—	—	—	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,04	0,02	0,08	0,04	0,04	0,11
Mg	0,07	—	0,03				
Mn	—	0,05	—	—	—	—	—
Ca	0,75	0,73	0,74	0,73	0,70	0,65	0,56
Li	—	—	0,06	—	—	—	—
Na	0,19	0,27	0,21	0,19	0,36	0,38	0,40
K	0,02	0,04	0,02	0,02	—	—	0,02
OH	2,17	2,30	2,18	2,40	2,20	2,20	2,40
O	19,83	9,70	9,82	9,60	9,80	9,80	9,40

\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,21, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,09. \*\* В том числе Li<sub>2</sub>O—0,23, MnO—0,11. \*\*\* В том числе MnO—0,01, H<sub>2</sub>O—по разнице до 100% (в оригинале 4,86%). \*\* в том числе MnO—0,02.

10—Юнионвилл, шт. Пенсильвания (США) [20]; 11—из слоистых сланцев, месторождение Честер, шт. Массачусетс (США), анал. Нетиллард [29]; 12—Пенсильвания (США) [20]; 13—бесцветный или светло-зеленый из доломитизированных мраморов горы Сивеч, Македония (Югославия), анал. Барич ( $n_g=1,646$ ,  $n_m=1,644$ ,  $n_p=1,634$ ,  $(-)$   $2V=46^\circ 15' - 46^\circ 30'$ ) [19]; 14—псевдоморфоза по хиалолиту, из пелитовых сланцев Рангели, шт. Мэн (США), анал. не указан ( $a_0=5,126$ ,  $b_0=8,855$ ,  $c_0=19,168$ ,  $\beta=95^\circ 27'$ ) [9]; 15—месторождение Виллидж-Грин, анал. не указан [20]; 16—чешуйки в тонкозернистом агрегате корунда, Гибралтар (Западная Австралия), анал. не указан [20].

Хим. анализы см. также в работах [7, 22, 27].

**Диagn. исп.** Растворяется в H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, частично в горячей HCl. П. п. тр. расщепляется, белеет, слегка оплавляется по краям; в закрытой трубке выделяет воду.

**Повед. при нагр.** Для кривой ДТА характерен эндотермический эффект в интервале 900—960° [26].

**Находж.** Ранее считался редким, в последнее время обнаружен во многих местах как породообразующий минерал. Наиболее распространен в регионально-метаморфизованных породах (в эпизоне известен в пелитовых и хлоритовых сланцах в ассоциации с мусковитом, парагонитом, диаспором; в мезозоне встречается реже, обычно в амфиболитовых и цонзит-амфиболитовых сланцах). Широко распространен в породах контактового метаморфизма (в корундовых и наждачных месторождениях), а также в контактово-метасоматических образованиях (по сланцам и известнякам). Редко встречается в пегматитах. Гидротермальный маргарит совместно с карбонатом, альбитом и кварцем известен в пустотах маргаритсодержащих сланцев. При гидротермальном изменении и при процессах выветривания наждаков образуются маргаритовые породы с корундом и хлоритоидом. Известен в виде псевдоморфоз по другим минералам.

Экспериментальные исследования показали, что при отсутствии кварца маргарит устойчив в узком интервале температур — от 350 до 450° и давлении 1 кбар и 400—550° и 2 кбар [29, 35]. При более низкой температуре переходит в бёмит и гексагональный Ca[Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>], при более высокой — образуются анортит, корунд и вода [27, 29]. Увеличение давления приводит к повышению верхнего предела температуры устойчивости до 560—580° при 4 кбар, 600—620° при 6 кбар [36] и 590—650° при 7—9 кбар [37]. Установлено, что в ассоциации с кварцем маргарит устойчив в пределах 300—560° и при максимальном P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 8,6 кбар. При избыточном давлении маргарит + кварц переходят в цонзит + кианит. В присутствии CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S маргарит + кварц устойчивы и при более низких значениях P и T. Предлагается считать ассоциацию маргарит + кварц индикатором метаморфизма, протекавшего при низком и среднем давлениях [18]. Допускается также, что в природе маргарит устойчив в условиях низкой степени метаморфизма (при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> =3,5 кбар, а в присутствии кварца — 5,5 кбар); в месторождениях, где маргарит находится с кварцем и ставролитом, давление при его образовании было еще больше, а температура достигала 550—650° [37].

Как продукт регионального метаморфизма маргарит известен во многих месторождениях: в виде жилок в метаморфических сланцах — в Лопанском массиве на юге Осетинской АССР [38], в качестве породообразующего минерала — в ставролит-гранатовых и слюдяно-гранатовых сланцах Кейв на Кольском полуострове [39]. Широко распространен во многих районах Альп, где в больших количествах входит в состав метаморфических пород от низов зеленосланцевой до верхов амфиболитовой фации [22], в частности в ассоциации с цоизитом, хлоритоидом, рипидолитом, фенгитом встречен в кристаллических сланцах, образовавшихся при  $T > 350$  и  $P > 7$  кбар, в массиве Гранд-Парадиз, Западные Альпы, Франция (хим. анализы 2—4,6) [33], а также в биотит-цоизитовых сланцах с пиррофиллитом, кальцитом и кварцем в Готгардском массиве Альп (Швейцария) [30, 40]. Известен в гранат-слюдяных и гранат-роговообманковых сланцах, образовавшихся при  $T \sim 510$  и  $P \sim 4$  кбар или более низких  $P$ — $T$  параметрах, в ассоциации с парагонитом, фенгитом, биотитом, плагиоклазом и цоизитом на месторождении Шнееберг, Южный Тироль, Австрия (хим. анализ 7) [34]; в зеленых сланцах с парагонитом, хлоритоидом, мусковитом, кварцем — в бассейне Шатильон (Франция) [41, 42]; в качестве главного породообразующего минерала входит в состав кристаллических сланцев Хох-Тауэрна (Австрия) в ассоциации с фенгитом, хлоритом, кальцитом, доломитом, цоизитом, кварцем (содержит до 28 мол. % парагонита) [7]; наблюдался в слабо метаморфизованных амфиболитах и хлоритовых сланцах в Циллертальских Альпах, Северный Тироль (Австрия), вместе с кианитом и клиноцоизитом (содержит 20—50 мол. % парагонита) [27]. В виде каемок вокруг плагиоклаза и мусковита обнаружен (с биотитом, гранатом, хлоритом, клиноцоизитом) в известково-графитовых пелитовых сланцах Далради в Шотландии [43]; с хлоритом, биотитом, хлоритоидом, ставролитом, кианитом, кварцем и другими минералами — в сланцах Лукманье-Пас в Швейцарии [44]. В виде голубовато-зеленой войлокоподобной массы наблюдался в Хунза-Валей, Кашмир (Индия) в ассоциации с флогопитом, шериданитом, паргаситом, анортитом в доломитизированных мраморах, образовавшихся при температуре 500—635° и давлении 2—7 кбар (хим. анализ 1) [32]; известен в доломитизированных мраморах горы Сивеч в Прилепском районе Македонии, Югославия (хим. анализ 13) [14, 19].

Широко распространен в породах контактового метаморфизма, особенно в месторождениях корунда и наждака. Известен в сплошных маргаритовых породах и в виде поздних мономинеральных прожилков в корундовом месторождении Чайныт в Верхне-Тимптонском районе Якутской АССР [45—47]; в ассоциации с железистым карбонатом, рутилом, диаспором, хлоритоидом, турмалином обнаружен в мелкозернистых корундовых породах Гарминаусайского, Зангисайского и Чатыртюбинского месторождений в Нуратинских горах УзССР [48]; с турмалином и ставролитом — в корундовом месторождении Честер, шт. Массачусетс, США (хим. анализ 9) [29]; в виде чешуек и их скоплений в корунде — на месторождении Гибралтар, Западная Австралия (хим. анализ 16) [49].

В ассоциации с корундом, магнетитом, хлоритоидом и сульфидами содержится в наждаках, переходящих в существенно маргаритовые породы, в Прииртяшском и Кызыл-Ташском месторождениях Челябинской обл. (Урал); совместно с корундом, магнетитом, хлоритоидом, плагиоклазом, кианитом, диаспором, пиритом — в наждаках Тамдытау в пустыне Кызылкум (Каракалпакская АССР) [50—52]. С корундом, диаспором, магнетитом, рутилом, хлоритоидом обнаружен в большом числе наждачных проявлений Юго-Западной Анатолии (Турция); здесь же находится в диаспоритах в ассоциации с хлоритом и гематитом [53]. Вместе с обычными для наждаков минералами, а также с турмалином, кианитом, биотитом и ставролитом встречен на о-ве Наксос (Греция), где, возможно, образовался в результате метасоматоза в мраморах [54].

Значительные скопления маргарита отмечаются в корундовых плагиоклазитах и продуктах их изменения — марундитах. Например, известен во многих местах Челябинской обл. (Урал): в ассоциации с корундом, плагиоклазом и шпинелью в плагиоклазитах и марундитах Борзовского месторождения; с био-

титом и роговой обманкой в Синарском месторождении [52]; с плагиоклазом, биотитом, корундом, флогопитом, мусковитом, хлоритом, апатитом, турмалином в плагиоклазитах, плюмазитах и марундитах Вишневых гор [55]. Совместно с корундом, анортитом, роговой обманкой и графитом находится в корундовых плагиоклазитах Чарташсайского месторождения в Нуратинских горах (УзССР) [52]. Обнаружен в архейских марундитах в горах Барбертон в Трансваале (ЮАР) [56]. Известен в корундовом месторождении Шин-Киюра, преф. Оита [57], и в метапелитах на контакте с гранитами в горах Китаками (Япония) [58]. В единичных случаях встречен в пегматитах — в районе Лиственичного месторождения, Иркутская обл. [59], и в Блюмовской копи Ильменских гор, Челябинская обл. (Урал) [60].

Упоминается в скарново-грейзеновых месторождениях топаз-слюдяно-хризобериллового (в ассоциации с корундом, диаспором и другими высокоглиноземистыми минералами) и слюдяно-флюорит-хризоберилл-вольфрамит-касситеритового типов [61]. Известен в бокситовых месторождениях: в пустотах каменистого боксита и среди гиббсита Соколовского и Единского месторождений Каменского района Свердловской обл. (Средний Урал) [62]; в гиббсит-каолининовых бокситах с корундом, диаспором, хлоритоидом, рутилом — в Салаирском кряже (Обь-Томское междуречье) [63].

Во многих случаях образовался по другим минералам. Например: по плагиоклазу в корундовых плагиоклазитах Каслинского района Челябинской обл. (Урал) [64]; совместно с мусковитом по кианиту и хлоритоиду в силекситовых телах в верховьях рек Горбулякит и Бурбулакан в Верхне-Тимптонском районе Якутской АССР [65]; по корунду (вместе с гиббситом, диаспором и мусковитом) в пегматитах Хафафита (Египет) [66]; по корунду в амфиболитах Дира в Пакистане [67]; по андалузиту в хиастиловых кристаллических сланцах Санта-Бриджит (Бретань, Франция) [31]; совместно с мусковитом по хиастиловому андалузиту в графитовых сланцах провинции Олари, Южная Австралия (содержит 17—26 мол. % парагонита) [68]; по хиастиловому пелитовых сланцах района Рангели, шт. Мэн, США (хим. анализ 14) [9]. Образует также псевдоморфозы по силлиманиту, ставролиту и мусковиту [22].

**Изм.** Отмечены превращение маргарита в смесь полевого шпата и тонкой, микроскопически неопределимой фазы [27], а также переход маргарита и хлоритоида в мусковит и хлорит [33]. В маргаритосодержащих мраморах горы Сивеч, Македония (Югославия), установлено замещение маргарита анортитом и корундом [32]. Дана (1911) и Дельтер (1917) указали на замещение маргарита в Дадлевилле, шт. Алабама (США), буровато-желтым землистым «дадлеитом» (выветрелым биотитом).

**Искусств.** Впервые синтезирован в 1888 г. сплавлением лепидолита с щелочами (по Дельтеру, 1917). В 1956 г. маргарит получен при обычном давлении в нейтральных или слабощелочных растворах с избытком ионов Са при  $T > 350^\circ$  (верхний температурный предел не определен, но, по-видимому, превышает  $550^\circ$ ); установлено, что содержание в растворе даже незначительного количества  $\text{CO}_3^{2-}$  препятствует образованию маргарита [69]. При изучении системы с различными солями кальция и природными минералами установлено [35], что маргарит образуется при взаимодействии  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{CaF}_2$  с иллитом, хлоритом, мусковитом и кварцем при температуре около  $400^\circ$  и давлении около 2 кбар (в присутствии СаО вместо маргарита появляется а нортит с биотитом); при  $550\text{—}580^\circ$  маргарит в присутствии солей Са, биотита и кварца разлагается. В системе  $\text{CaO—Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  при  $T=300\text{—}600^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}=0,5\text{—}7$  кбар синтезированы [28] разные члены ряда маргарит—парагонит без характерного для природных образцов разрыва смесимости.

Из геля, содержащего СаО, SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в различных соотношениях, маргарит получен в диапазоне температур  $386\text{—}396^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1\text{—}2$  кбар [29], а также при  $580^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}=7$  кбар (в течение 7—42 сут). Из смеси чистых фаз синтезирован при  $520^\circ$  и 4 кбар и при  $620^\circ$  и 11 кбар [10]. В системе, состоящей из синтетических маргарита, анортита и корунда, предел устойчивости маргарита со-

ответствует 600—620° при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  6 кбар; 560—580 при 4 кбар и 490—530° при 2 кбар.

Так как в природе маргарит встречается в ассоциации с доломитом и кальцитом, проведено изучение его устойчивости в газовой смеси  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  [70]. Маргарит был синтезирован при реакции кальцит + андалузит +  $\text{H}_2\text{O} = \text{маргарит} + \text{CO}_2$  (при  $P_{\text{общ}}$  2 кбар); при 400 концентрации  $\text{CO}_2$  в газовых фазах не превышала 6 мол.%, а при 500° — 13 мол.%. При  $T > 500^\circ$  маргарит в присутствии  $\text{CO}_2$  не образуется.

Исходя из часто встречающейся в природе ассоциации маргарита с кварцем проведен его синтез в присутствии  $\text{SiO}_2$  [37]. Равновесная  $P-T$  система для реакции анортит + кианит андалузит +  $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{маргарит} + \text{кварц}$  была получена при следующих значениях  $T$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ :  $515 \pm 25^\circ$  и 4 кбар,  $545 \pm 15^\circ$  и 5 кбар,  $590 \pm 10^\circ$  и 7 кбар,  $650 \pm 10^\circ$  и 9 кбар; для реакции 2 цоизит + 5 кианит +  $3\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 4 \text{маргарит} + 3 \text{кварц}$  — при  $651 \pm 11^\circ$  и 10 кбар,  $648 \pm 8^\circ$  и 12,5 кбар,  $643 \pm 13^\circ$  и 15 кбар. Верхний предел устойчивости маргарита в системе с кианитом (или андалузитом), кварцем и анортитом ограничен температурой 630° и давлением 8 кбар [71].

**Практ. знач.** Не имеет.

**Отл.** От собственно слюд отличается большей твердостью и хрупкостью. Под микроскопом от мусковита, парагонита, пиррофиллита и талька отличается более высокими показателями преломления и меньшим двупреломлением; от эфесита — меньшим двупреломлением; от диаспора — расположением плоскости оптических осей и спайностью. От триоктаэдрических слюд — ИК-спектром в области 1300—400  $\text{см}^{-1}$  [16].

**Разнов.** Натриевый маргарит — sodium margarite [23, 72]. Макроскопически сходен с обычным маргаритом. Является членом неполного изоморфного ряда маргарит—парагонит. Содержит до 5,6%  $\text{Na}_2\text{O}$ . Замещение Са на На происходит по схеме  $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$  (в отличие от  $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na} + \text{Li}$  в изоморфном ряду маргарит—эфесит), в связи с чем отношение Al : Si меняется в известных анализах природных маргаритов от 2 : 2 до 1,5 : 2,5.

Показатели преломления более низкие, чем у собственно маргаритов.  $n_g = 1,613$ ,  $n_m = 1,612$ ,  $n_p = 1,586$ ,  $n_g - n_p = 0,027$ ,  $2V = 50^\circ$  [72]. На кривой ДТА имеется один эндотермический пик, смещенный по сравнению с пиком на кривой ДТА маргарита в область 810—840° [72]. ИК-спектр натриевого маргарита (синтетического) несколько отличается от ИК-спектра собственно маргарита [15]. Это вызвано главным образом более высоким содержанием в нем Si. У натриевого маргарита меньше интенсивность полосы поглощения в области 3600  $\text{см}^{-1}$ ; две полосы в области 1100—800  $\text{см}^{-1}$  сближаются, сливаясь при переходе к парагониту в широкую полосу 1070—980  $\text{см}^{-1}$ . Полосы поглощения собственно маргарита при 675 и 600  $\text{см}^{-1}$  у натриевой разновидности (с небольшим избытком Si) смещаются в область 690—675 и 610—600  $\text{см}^{-1}$ , а при переходе к парагониту полоса в области 600  $\text{см}^{-1}$  исчезает, остается лишь максимум 720—700  $\text{см}^{-1}$ . Наблюдается также некоторое смещение полосы в области 400  $\text{см}^{-1}$  [15].

Химический состав характеризуется более высоким по сравнению с собственно маргаритом содержанием Na и Si.

**Анализы:**

	1	2	3		1	2	3
$\text{Na}_2\text{O}$	2,47	2,92	5,64	$\text{SiO}_2$	33,38	36,70	39,72
$\text{K}_2\text{O}$	2,33	0,27	0,68	$\text{TiO}_2$	—	0,25	—
$\text{MgO}$	—	0,24	0,91	$\text{H}_2\text{O}^+ \setminus$	5,56	—	5,60
$\text{CaO}$	6,02	8,10	3,28	$\text{H}_2\text{O}^- \setminus$			
$\text{FeO}$	—	1,15	0,35				
$\text{Al}_2\text{O}_3$	48,19	46,50	41,50	Сумма	99,38	96,14 *	100,25 **
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,43	—	0,75				

Пересчет анализов на 12 (О, ОН)							
	1	2	3		1	2	3
Si	2,20	2,37	2,59	Ca	0,43	0,56	0,23
Al <sup>IV</sup>	1,80	1,63	1,41	Ba	—	—	0,01
Al <sup>VI</sup>	1,93	1,91	1,78	Sr	—	—	0,02
Ti	—	0,01	—	Na	0,32	0,37	0,71
Fe <sup>3+</sup>	}	0,07	0,06	K	0,20	0,02	0,06
Fe <sup>2+</sup>				O	9,63	9,80	9,53
Mg				OH	2,40	2,20	2,47

\* В том числе MnO < 0,01. \*\* В том числе BaO—0,19, SrO—0,62.

1 — из месторождения Стюарт, шт. Виргиния (США), анал. Бенневил [20]; 2 — центральная часть зонального кристалла из мраморов района Калсо, Британская Колумбия (Канада), анал. Джонс [21]; 3 — жемчужно-белый, из пород корунд-слюдисто-цоизит-гидробиотитового состава, гора Ятыргварта, бассейн р. Малой Лабы (Краснодарский край, РСФСР), анал. Айдиньян [72].

**Редкий.** Обнаружен в виде плотных масс в корунд-слюдисто-цоизит-гидробиотитовых породах в контакте с амфиболитами на горе Ятыргварта (бассейн р. Малая Лаба, Краснодарский край, РСФСР) [72]. В регионально-метаморфизованных мраморах района Калсо, Британская Колумбия (Канада), находится в ассоциации с фенгитом, кварцем, эпидотом, апатитом; слагает центральные части зональных кристаллов маргарита [21].

Образцы из месторождений Виллидж-Грин, шт. Виргиния (США), и Гибралтар (Западная Австралия) [20, 49] (см. химические анализы 15 и 16 маргарита) также следует, по-видимому, отнести к натриевым маргаритам.

**Литий-бериллиевый маргарит** — *lithian-beryllium margarite* Ca(Al, Li)[Si<sub>2</sub>(Al, Be)<sub>2</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub> или (Ca, Na)(Li, Mg)Al<sub>2</sub>[(Al, Be)<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] × (OH)<sub>2</sub> [73].

**Синон.** Бериллиевый маргарит — *beryllium margarite* [74].

Мелкочешуйчатые плотные массы, листочки, иногда таблитчатые кристаллы до 0,5 > 1 < 1,5 см; образует тонкие прожилки. Отличается от собственно маргарита тем, что Al<sup>IV</sup> замещается Be и часть вакантных октаэдров Y занята Li.  $a_0 = 5,08$ ,  $b_0 = 8,80$ ,  $c_0 = 19,21$ ,  $\beta = -95^\circ 30'$  [73]. Сп. совершенная по (001). Хрупкий. Тв. 4—4<sup>1/2</sup>. Уд. в. 3,06—3,07. Жемчужно-белый, серовато-голубой, голубовато-зеленый, светло-коричневый. Черта белая. Бл. на пл. (001) перламутровый, на изломе стеклянный. Полупрозрачный до прозрачного [74]. ИК-спектры бериллиевых маргаритов более диффузные, чем у собственно маргаритов, что объясняется неупорядоченным распределением Be в тетраэдрических позициях Al. Размещение Be в тетраэдрах сопровождается вхождением дополнительных к Al<sup>VI</sup> ионов Li<sup>VI</sup> в октаэдрах. Появляющиеся в связи с этим в ИК-спектре полосы поглощения в области ~1000 см<sup>-1</sup> (Be—O-колебания) и 200—300 см<sup>-1</sup> (Li—O-колебания) обычно затушевываются полосами собственно маргаритов. Диагностической является полоса поглощения в области 3450—3460 см<sup>-1</sup>, соответствующая связям между гидроксилем и BeO<sub>4</sub>-тетраэдром [11].

В шлифах в прох. свете бесцветный. Двусный (—). Угол погасания в разрезе ⊥ (010) равен 6°.  $n_g = 1,645$ —1,649,  $n_m = 1,643$ —1,646,  $n_p = 1,632$ —1,634,  $n_g - n_p = 0,014$ —0,015.  $2V = 63^\circ$ . Показатели преломления и двупреломление увеличиваются с увеличением содержания BeO [75].

Является промежуточным членом ряда маргарит—битиит. Границе с битиитом отвечает содержание октаэдрических катионов, равное 2,3 на форм. ед. [24].

По этому признаку образец хим. анализа 8 с суммой октаэдрических катионов 2,34, возможно, следовало бы отнести к битииту.

Изоморфные замещения Al<sup>IV</sup> на Be, Si (с компенсацией валентности за счет вхождения в октаэдры Li), а также O на OH и F аналогичны замещениям в битиите [23—25, 74, 76].

С содержанием 0,4%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в образце с Урала (хим. анализ 4) [74], очевидно, выявлена его голубовато-зеленая окраска.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{Li}_2\text{O}$	0,47	0,70	0,55	0,72	0,75	0,05	0,36	0,78
$\text{Na}_2\text{O}$	1,93	0,81	0,87	1,08	1,03	0,8	0,70	0,57
$\text{K}_2\text{O}$	0,55	0,10	0,28	0,52	0,08	0,5	0,21	0,25
$\text{BeO}$	1,18	1,58	1,66	1,88	1,95	2,5	2,67	3,26
$\text{MgO}$	1,22	0,46	1,15	1,06	0,46	Сл.	0,87	0,67
$\text{CaO}$	11,70	13,70	13,25	13,18	13,48	14,0	13,90	13,48
$\text{Al}_2\text{O}_3$	47,35	46,75	45,66	45,59	46,98	42,0	46,22	45,56
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,81	0,33	0,46	0,13	0,32	He обн.	0,37	0,38
$\text{SiO}_2$	29,84	29,60	30,01	30,16	30,04	32,0	30,88	30,44
$\text{TiO}_2$	—	0,03	0,07	He обн.	0,04	0,1	Сл.	Сл.
$\text{H}_2\text{O}^+$	4,48	5,47	5,15	3,80	4,00	6,0	3,40	3,96
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,12	—	0,12	0,70	0,16		0,04	0,32
F	0,70	1,50	0,46	1,64	1,98	—	1,35	0,82
Сумма	100,35	101,03	100,02*	100,99**	101,27	97,95	100,97	100,863*
—O=F <sub>2</sub>	0,28	0,63	0,19	0,69	0,87		0,55	0,35
	<u>100,07</u>	<u>100,40</u>	<u>99,83</u>	<u>100,30</u>	<u>100,40</u>		<u>100,42</u>	<u>100,51</u>
Уд. в.	—	—	3,03	3,07	—	—	3,05	3,05

\* В том числе  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ —0,04,  $\text{MnO}$ —0,02,  $\text{P}_2\text{O}_5$ —0,27. \*\* В том числе  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ —0,40,  $\text{Cl}$ —0,13. \* В том числе  $\text{BaO}$ —0,04,  $\text{S}$ —0,11,  $\text{Cl}$ —0,20.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	1,90	1,93	1,98	2,01	1,99	2,14	2,04	2,00
$\text{Al}^{\text{IV}}$	1,92	1,82	1,76	1,69	1,70	1,47	1,54	1,48
Be	0,18	0,25	0,26	0,30	0,31	0,40	0,42	0,52
$\text{Al}^{\text{VI}}$	1,64	1,76	1,79	1,89	1,97	1,81	2,06	2,06
$\text{Fe}^{3+}$	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	—	0,01	0,02
Mg	0,12	0,04	0,11	0,10	0,05	—	0,08	0,06
Li	0,12	0,18	0,15	0,19	0,20	0,01	0,09	0,20
Ca	0,80	0,96	0,87	0,94	0,96	0,99	0,98	0,95
Na	0,24	0,10	0,11	0,14	0,13	0,10	0,08	0,07
K	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02
OH	2,00	1,68	1,95	1,63	1,58	2,66	1,59	1,77
F	0,10	0,32	0,05	0,37	0,42	—	0,28	0,20
O	9,90	10,00	10,00	10,00	10,00	9,34	10,13	10,03

1, 2 — бериллиевый маргарит из пневматолито-гидротермальных тел маргарит-флогопит-бериллового типа (СССР): 1 — анал. Салтыкова [25], 2 — анал. Синюхина [73]; 3 — из прожилков во флогопитовой зоне изумрудсодержащей жилы горы Рила (Болгария), анал. Павлова [77]; 4 — голубовато-зеленый, из оторочки на контакте хромит-мусковит-флюоритовой линзы с серпентинитом (Средний Урал), анал. Тумилович [74]; 5 — из пневматолито-гидротермальных тел (СССР), анал. Синюгина [73]; 6 — из жил с эвклазом и бериллом в Анколе (Уганда), анал. Серганти, Уилсон, Мурей [75]; 7, 8 — из флогопитовой зоны пегматитов линии скрещения (Средний Урал): 7 — жемчужно-белый, анал. Казакова, 8 — светло-коричневый, анал. Тумилович [74].

Кривая ДТА аналогична кривой обычного маргарита [74]. Редок. Иногда развивается метасоматически по плагиоклазу. Известен в пегматитах линии скрещения [74] и в пневматолито-гидротермальных месторождениях маргарит-флогопит-бериллового типа, например в зоне контакта ультраосновных пород с гранитным интрузивом на Среднем Урале [74], где иногда корродируется флогопитом [73], и на горе Рила (в окрестностях озер Урдините и Седельте), Болгария [77]. Обнаружен в жилах с эвклазом и бериллом в виде скоплений мелких табличек (до 0,2 мм) в агрегатах мусковита, кварца и аксессуарного рутила на месторождении Намерер, Ангола, Уганда (хим. анализ 6) [75].

От обычного маргарита отличается по химическому составу и ИК-спектру.

**Ферроферримаргарит** — ferroferrimargarite  $(Ca, Fe^{2+})(Mg, Fe^{3+}, Al)_2[Si_2 \times \dots Al_2O_{10}(OH)_2(?)$  [26]. Изучен недостаточно. К хрупким слюдам отнесен условно. По устному сообщению Б. Б. Звягина, электронограммы от текстур показывают цепочечную структуру минерала. Образует землистые, глиноподобные скопления голубого, синего, голубовато-серого, реже желтоватого цвета. Тв. 2—3. Уд. в. 2,60—2,62. Бл. матовый до жирного. В шлифах в прох. свете бледно-серый до голубоватого. Плеохроизм слабый. Двусный (+).  $n_g = 1,649$ ,  $n_p = 1,645$ ,  $2V \approx 20^\circ$ . Обнаружен на кристаллах калиевого полевого шпата из занорышей пегматитов Мурзинки, Свердловская обл. (Урал).

**Межплоскостные расстояния маргарита из месторождения Шин-Киюра, преф. Оита (Япония) [57] \***

Условия съемки не указаны

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
002	10	9,56	115	4	3,001	041; 221	6	2,187
004	8	4,77	025	8	2,883	204	8	2,168
110	10	4,42	115	10	2,775	135; 223	6	2,161
111	10	4,37	116	6	2,687	222; 206	8	2,118
021	4	4,28	200	10	2,549	043; 135	12	2,077
111	4	4,23	131	10	2,540	136	6	1,947
022	6	4,01	202	25	2,517	0.0.10; 206	35	1,908
113	8	3,771	131; 116	18	2,508	137; 241	18	1,903
023	6	3,636	202	12	2,407	139; 150	6	1,665
114	8	3,581	135	8	2,399	2.0.10	10	1,596
024	8	3,224	008	6	2,386	139	10	1,593
006	100	3,180	204; 133	6	2,343	331	12	1,475
114	14	3,123	040	4	2,199	060	16	1,466

\*  $a_0 = 5,118$ ,  $b_0 = 8,799$ ,  $c_0 = 19,159$  Å,  $\beta = 95,15^\circ$ .

**Межплоскостные расстояния «бернлиевого маргарита» с Урала [74]**

Cu-излучение,  $D = 57,3$  мм

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
2,5	4,45	5	2,16	5	1,267	2	1,032
2	3,77	5	2,07	4	1,241	1	1,007
9	3,15	10	1,90	5	1,216	2	0,943
3,5	2,98	5	1,659	2	1,178	1	0,915
6	2,89	8	1,589	4	1,160	2,5	0,877
6	2,76	10	1,462	1,5	1,096	3	0,846
5	2,53	4	1,328	3	1,078	2	0,797
6	2,40	5	1,289				

*Л и т е р а т у р а*

1. Erdmannsdörffer O. H. // Zentr.-Bl. Miner., Geol., Paläontol. Abt. A. 1925. S. 69.
2. Takeuchi Y. // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13. P. 1.
3. Takeuchi Y., Sadanaga R. // Miner. J. Jap. 1966. Vol. 4. P. 424.
4. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3/4. P. 183.
5. Guggenheim S. V., Bailey S. W. // Ibid. N 11/12. P. 1023.
6. Guggenheim S. V., Bailey S. W. // Ibid. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 186.
7. Höck V. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 43, N 4. P. 261.
8. Takeuchi Y., Sadanaga R. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 11. P. 945.
9. Guidotti C. V., Cheney J. T. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 5/6. P. 431.
10. Chatterjee N. D. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1974. Bd. 54, H. 2/3. S. 753.
11. Farmer V. C., Velde B. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 282.
12. Galigneau L., Mering J. // Bull. Groupe franç. argiles. 1966. Vol. 18, fasc. 14. P. 67.
13. Барик Л. // Трудови на геолошкнот завод на социјалнстичка Република Македонија. Скопје, 1969—1970. Св. 14. С. 63.
14. Baric Lj. // Tschermaks miner. and petrogr. Mitt. 1969. Bd. 13, H. 3/4. S. 233.
15. Franz G., Hinrichsen Th., Wannemacher E. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 59, N 3. P. 307.
16. Farmer V. C., Russel J. D. // Spectrochim. acta. 1964. Vol. 20, N 7. P. 1149.
17. Дорогокупец П. И., Карпов И. К. // Физико-химия эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 77.
18. Chatterjee N. D. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 7/8. P. 699.
19. Baric Lj. // Посебна изданья (Геолошки завод-Скопје). Скопје, 1967. Бр. 2. С. 43.
20. Koch G. // Chem. Erde. 1935. Bd. 9, H. 4. S. 453.



21. Jones J. W. // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8, N 9. P. 1145.
22. Frey M., Bucher K., Frank E., Schwander H. // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1982. Bd. 62, H. 1. S. 21.
23. Schaller W., Carron M., Fleischer M. // *Amer. Miner.* 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1686.
24. Соколова Г. В., Александрова В. А., Дриц В. А., Байраков В. В. // *Кристаллохимия и структурная минералогия.* Л.: Наука, 1979. С. 55.
25. Беус А. А. // *Геохимия.* 1956. № 1. С. 73.
26. Гинзбург А. И. // *Тр. Минерал. музея АН СССР.* 1955. Вып. 7. С. 42.
27. Ackermann D., Morteani G. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 40, N 4. P. 293.
28. Hinrichsen Th., Schürmann K. // *Fortschr. Miner.* 1971. Bd. 49, H. 1. S. 21.
29. Velde B. // *Miner. Mag.* 1971. Vol. 38, N 295. P. 317.
30. Frey M., Orville P. M. // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 1. P. 31.
31. Velde B. // *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.* 1970. Vol. 93, N 3. P. 402.
32. Okrusch M., Bunch T. E., Ban K. H. // *Miner. deposita.* 1976. Vol. 11, N 3. P. 278.
33. Chopin Ch. // *C. r. Acad. sci.* 1977. Vol. 285, N 16. P. 1383.
34. Hoinkes G. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1978. Bd. 131, H. 3. S. 272.
35. Althaus E., Winkler H. G. F. // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1962. Vol. 26, N 1. P. 145.
36. Chatterjee N. D. // *Naturwissenschaften.* 1971. Bd. 58, H. 3. S. 147.
37. Storre V., Nitsch K. H. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1974. Vol. 43, N 1. P. 1.
38. Барсанов Г. П. // *К минералогии Юго-Осетии.* М.: Изд-во АН СССР. 1937. С. 82.
39. Плетнева Н. И., Бабкина К. М., Богданова А. Н., Дубровская А. И. // *Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР,* 1980. Вып. 1. С. 101.
40. Niggli E. // *Leidse geol. meded.* 1955. Vol. 20. P. 165.
41. Sagon J. P. // *C. r. Soc. geol. France.* 1967. N 5. P. 206.
42. Sagon J. P. // *C. r. Acad. sci. D.* 1970. Vol. 270, N 15. P. 1853.
43. Chinner G. A. // *Geol. Mag.* 1974. Vol. 111, N 1. P. 75.
44. Fox J. S. // *Ibid.* 1975. Vol. 112, N 6. P. 547.
45. Елисеев А. Г., Квоков К. Ю., Озеров К. Н. // *Минерал. сырье.* 1934. № 6. С. 14.
46. Феодотьев К. М. // *Там же.* 1935. № 2. С. 31.
47. Озеров К. Н., Быховер Н. А. // *Огнеупоры.* 1935. № 9. С. 710.
48. Баскин Б. Л., Мясников В. С., Флоренский В. П. // *Тр. Таджикско-Памирской экспедиции.* М.; Л.: 1936. Вып. 30. С. 73.
49. Simpson E. S. // *Minerals of Western Australia.* Perth: Wyatt. Gov. print. 1952. Vol. 3. P. 194.
50. Соседко А. Ф., Кравченко Л. Л. // *Каракаллакия.* М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1935. Вып. 5. С. 25, 27, 28.
51. Соседко А. Ф. // *ДАН СССР.* 1939. Т. 25, № 6. С. 494.
52. Озеров К. Н. // *Абразивы.* Л.: ОНТИ. 1935. С. 1; *ДАН СССР.* 1945. Т. 47, № 1. С. 52.
53. Opaу T. C. // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1949. Bd. 29, H. 2. S. 384.
54. Papavasiliou S. // *Ztschr. Dt. geol. Ges.* 1913. Bd. 65, H. 1. S. 1.
55. Гаврусевич Б. А. // *ДАН СССР.* 1941. Т. 31, № 7. С. 687.
56. Anhaeusser C. R. // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1978. Vol. 81, pt 2. P. 211.
57. Aoki K., Shimoda N. // *J. Miner. Soc. Jap.* 1965. Vol. 7. P. 87.
58. Yasuko Okuyama-Kusunose // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1985. Vol. 80, N 12. P. 515.
59. Коржинский Д. С. // *Тр. ИГН АН СССР.* 1945. Вып. 61. С. 25; *Там же.* 1947. Вып. 29. С. 67.
60. Ферман А. Е. // *Пегматиты.* М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1940. С. 164.
61. Мирошниченко Л. А., Гуляев А. П. // *Скарново-грейзеновые месторождения.* Алма-Ата: Наука, 1978. С. 125.
62. Луканина М. И. // *Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии.* М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 336.
63. Новиков Н. И. // *Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.* 1945. № 5. С. 18.
64. Соколов Г. А. // *Тр. геол.-развед. упр.* 1931. Вып. 56. С. 11.
65. Озеров К. Н., Быховер Н. А. // *Тр. ЦНИГРИ.* 1936. Вып. 82. С. 42.
66. El Shazly E. M., Rcuifaiel G. S., Saleeb E. L., Ramby M. F., Rasmy A. H. // *Egypt. J. Geol.* 1975. Vol. 19, N 2. P. 153.
67. Jan M. Q., Kempf D. R. C., Tahirkheli R. A. K. // *Miner. Mag.* 1971. Vol. 38, N 293. P. 106.
68. Teale G. S. // *Miner. Mag.* 1979. Vol. 43, N 327. P. 433.
69. Ту Гуан-Чжи // *Acta geol. sin.* 1956. Vol. 36, N 2. P. 229.
70. Nitsch K. H., Storre V. // *Fortschr. Miner.* 1972. Bd. 50, H. 1. S. 71.
71. Storre V., Nitsch K. H. // *Naturwissenschaften.* 1973. Bd. 60, H. 3. S. 152.
72. Афанасьев Г. Д., Айдиньян Н. Х. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1952. № 2. С. 138.
73. Гинзбург А. И., Куприянова И. И., Новикова М. И. и др. // *Минералогия гидротермальных месторождений бериллия.* М.: Недра, 1976. С. 47, 119.
74. Кутукова Е. И. // *Тр. ИМГРЭ.* 1959. Вып. 3. С. 79.
75. Gallagher M. J., Hsueh J. R. // *Publ. Geol. Surv. Gr. Brit.* 1966. N 25. P. 59
76. Синдеева Н. Д., Сердюченко Д. П., Еськова Е. М., Кузьменко М. В. // *Геохимия,*

минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 70.

77. Арнаудов В., Петрусенко Св., Павлова М. // Геохимия, минералогия и петрология. С.: БАН, 1982. Кн. 15. С. 33.

### Битиит Bityite



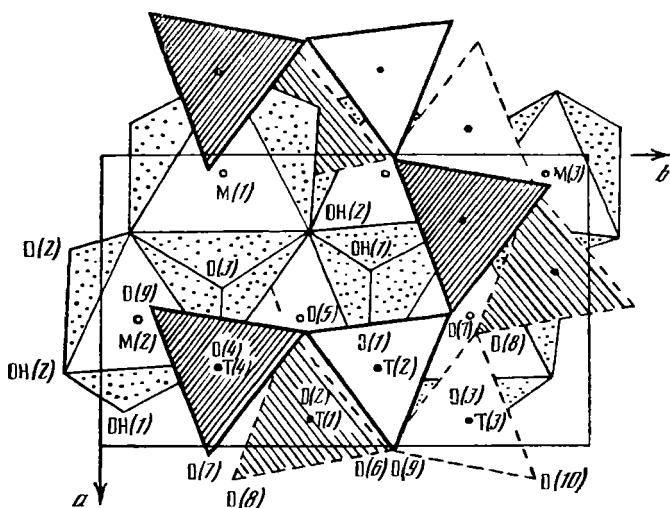
Назван по месту находки на горе Бити (Мадагаскар) [1]

**Синон.** Бериллневый маргарит — beryllium margarite [2]; боулит — bowleyite [3] (идентичность с битиитом доказана Гинзбургом [4]); литий-бериллиевый маргарит [5], обогащенная Li и Be хрупкая слюда [6].

**Характ. выдел.** Листочки и пластинки (до  $1 \times 2 \times 5$  мм), их сростки или порошокватые мелкочешуйчатые агрегаты; зернистые массы.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  (политип  $2M_1$ ) [6, 7].  $a_0=5,08$ ,  $b_0=8,79$ ,  $c_0=19,10$  Å,  $\beta=95^\circ 27'$ ,  $a_0:b_0:c_0=0,578:1:2,173$  [7];  $a_0=5,058$ ,  $b_0=8,763$ ,  $c_0=19,111$  Å,  $\beta=95^\circ 23'$ ,  $a_0:b_0:c_0=0,577:1:2,181$  [6];  $a_0=4,98$ ,  $b_0=8,67$ ,  $c_0=18,74$  Å,  $\beta \sim 90^\circ$ ,  $a_0:b_0:c_0=0,574:1:2,161$ ;  $Z=4$  [8].

Структура битиита определена для двух образцов (хим. анализы 7 и 8) с Украинского кристаллического щита [7] и из пегматитов Мопса, пров. Салисбери (Зимбабве) [6] (фиг. 110, 111). Битиит — дитриоктаэдрическая хрупкая слюда. Al и Li распределены по октаэдрическим позициям строго упорядоченно: Li занимает положения M(1), вакантные в диоктаэдрических слюдах и хорошо соответствующие размеру иона лития, Al — позиции M(2) и M(3).



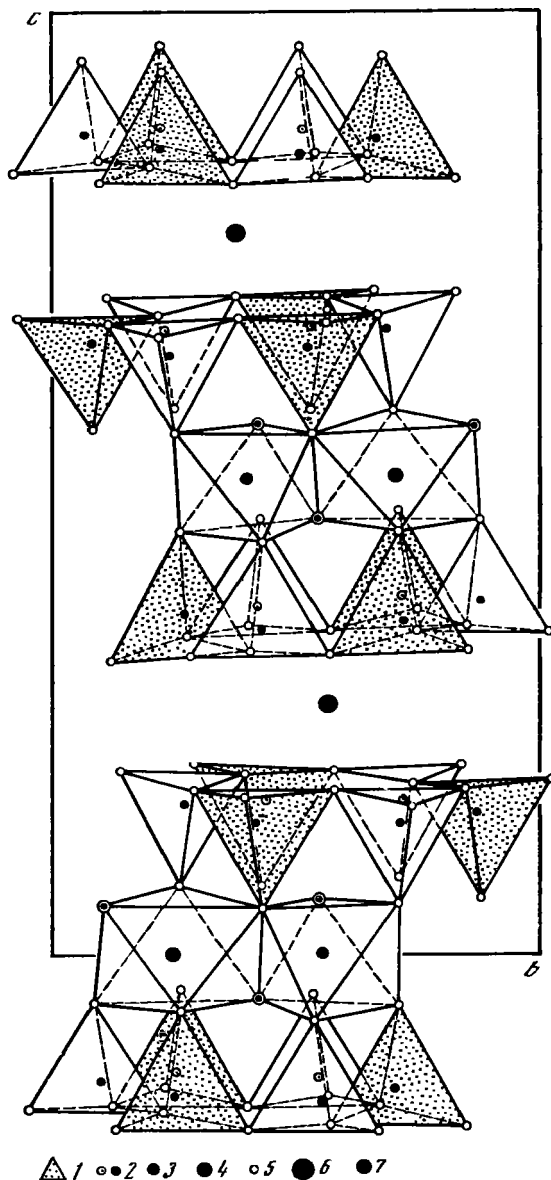
Фиг. 110. Схема кристаллической структуры битиита модификации  $2M_1$ . проекция на плоскость  $ab$  (по Соколовой и др.)

Ребра, разделяющие Li- и Al-октаэдры (2,80 Å), больше ребер, поделенных Al-октаэдрами (2,41 Å). Октаэдрические сетки сплюснуты, высота их 2,08 [7], 2,05 Å [6]. Из-за упорядоченного распределения Al и Li в октаэдрах базальные поверхности слоев 2 : 1 гофрированные.

В тетраэдрических слоях катионы Si занимают положения T(2) и T(3), а Al и Be (примерно поровну) — T(1) и T(4). Тетраэдрические сетки дитригональные, угол разворота тетраэдров в плоскости (001) равен  $20^\circ 53'$  [7],  $21^\circ 39'$  [6]. Толщина слоя 2,24 Å [6]. Si-тетраэдры вытянуты вдоль оси  $c$ , (Al, Be)-тетраэдры сплюснуты. Межслой высотой 2,94 [7], 2,91 Å [6] заполнен Ca в октаэдрической координации. Средние межкатионные расстояния (Å) и углы [7]: в октаэдрах M(1)—(O, OH) 2,18, M(2) (O, OH) 1,90, M(3)—(O, OH) 1,89, (O, OH)—(O, OH) 2,75—3,31, Ca—O 2,46; в тетраэдрах T(1)—O 1,72, T(2)—O 1,64, T(3) O 1,62, T(4) O 1,71, O—O—2,65—2,81; O—T—O =  $109^\circ 25' - 109^\circ 27'$ , T—O—T =  $118^\circ 45' - 126^\circ 44'$ .

Фиг. 111. Схема кристаллической структуры битиита, проекция вдоль оси *a* (по Лину и Гуггенхейму)

1 — Al, Be-тетраэдры; 2 — тетраэдрические катионы; 3 — Al<sup>VI</sup>; 4 — Li и вакансии (в октаэдрах); 5 — кислород; 6 — Ca; 7 — OH



Кристаллы псевдогексагональные с полисинтетическим двойникованием по (110) [5].

Замещает флогопит [5], образует псевдоморфозы по бериллу [2, 6, 9].

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Хрупок. Тв. 5½. Уд. в. 3,02—3,07 [3, 8] (3. 14 вычисл.) [8]. Цв. бесцветный, белый, желтый, коричневый. Мутный или прозрачный. ИК-спектр битиита [10] в значительной мере диффузный, что вызвано замещением Al → Be. Взаимодействие OH-групп с тетраэдрами BeO<sub>4</sub> характеризуется полосой 3450—3460 см<sup>-1</sup>.

**Микр.** Двусный (—). Пл. опт. осей ⊥ (010), *Np* ≈ *c*, *Nm* ≈ *a*, *Ng* = *b*. Погасание на (010) почти 90°, ⊥ (010) — 8. *n<sub>g</sub>* 1,64—1,661, *n<sub>m</sub>* = 1,63—1,659, *n<sub>p</sub>* = 1,62—1,651, *n<sub>g</sub>* - *n<sub>p</sub>* 0,02—0,010, 2*V* = 35—58° [2, 5, 8].

В поляризованном свете в базальной псевдогексагональной пластинке видны шесть секторов, каждый из которых состоит из полисинтетических двойников, параллельных призматическим граням и погасающих под углом 30° в обе стороны от двойниковой плоскости (Винчелл, 1953).

**Хим.** Теор. состав: Li<sub>2</sub>O — 3,87; CaO — 14,49; BeO — 6,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 39,58; SiO<sub>2</sub> — 31,00; H<sub>2</sub>O — 4,66.

Наибольшие колебания в составе битиита характерны для Li, Be и Al.

Штрунцем [8] и Гинзбургом [4] предложена схема замещения: Al<sup>IV</sup> → Be<sup>IV</sup> - Li, однако содержание Be обычно больше, чем требуется для компенсации входящего в пустые октаэдры Li. Поэтому допустимы также замещения 2Al<sup>IV</sup> → Si + Be или Al<sup>IV</sup> - O → Be + OH [7].

Битиит, по-видимому, образует непрерывный изоморфный ряд с диоктаэдрическим маргаритом [4, 7, 11]. Максимальное известное содержание лития в минерале равно 2,7% (0,7 на форм. ед.). Предложено считать битиитом образцы с суммой октаэдрических катионов ≥ 2,3 на форм. ед. и относить их к дитриоктаэдрическим хрупким слюдам [7]. Спектральным анализом в битиите обнаружены Cu — 0,01% и Sn — 0,001% [5].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li <sub>2</sub> O	2,73	2,61	2,39	2,32	2,1	2,0	1,9	1,82	1,8
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,55	0,29	0,10	0,19	0,1	0,4	0,19	0,1
K <sub>2</sub> O	0,16	0,09	0,04	0,16	0,008	0,03	0,1	0,22	0,03
CaO	14,30	15,35	14,42	14,07	13,64	14,6	12,7	13,79	14,5
MgO	0,13	—	0,04	1,84	—	0,1	0,1	1,06	0,1
BeO	2,27	8,05	7,30	7,21	4,1	7,2	3,8	4,54	7,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	1,37	0,17	0,02	0,02	0,38	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,75	35,58	36,24	34,61	44,37	37,00	40,8	43,30	37,0
SiO <sub>2</sub>	31,95	32,22	33,37	33,35	31,26	33,00	36,1	30,42	33,1
TiO <sub>2</sub>	—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	0,2	Сл.	Не обн.
H <sub>2</sub> O	6,50	5,80	5,72	5,33	5,1	6,0	4,7	4,50	6,1
Сумма	100,19	100,25	99,98 *	100,75 **	99,93	100,05	100,82	100,49 **	99,95
<i>n<sub>g</sub></i>	—	—	—	1,660	—	1,664	1,650	1,656	1,661
<i>n<sub>m</sub></i>	—	—	—	1,658	—	1,663	1,648	1,654	1,660
<i>n<sub>p</sub></i>	—	—	—	1,650	—	1,653	1,639	1,644	1,650

\* В том числе FeO—0,17, MnO—сл. \*\* В том числе F—0,39. \*\* В том числе H<sub>2</sub>O—0,21 Rb<sub>2</sub>O—0,02, Cs<sub>2</sub>O—0,04.

## Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

Si	2,06	2,05	2,13	2,14	2,00	2,10	2,31	2,00	2,10
Al <sup>IV</sup>	1,59	0,72	0,75	0,75	1,37	0,80	1,11	1,29	0,80
Be <sup>IV</sup>	0,35	1,23	1,12	1,11	0,63	1,10	0,58	0,71	1,10
Al <sup>VI</sup>	1,58	1,95	1,98	1,87	2,00	1,97	1,97	2,03	1,98
Li	0,71	0,67	0,61	0,60	0,54	0,51	0,49	0,48	0,46
Mg	0,01	—	—	0,18	—	0,01	0,01	0,10	0,01
Fe <sup>3+</sup>	—	—	0,01	0,07	0,01	—	—	0,02	—
Ti	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—
Ca	0,99	1,05	0,98	0,97	0,93	1,00	0,87	0,97	0,99
Na	0,05	0,07	0,04	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,01
K	0,01	0,01	—	0,01	—	—	0,01	0,02	—
OH	2,79	2,46	2,43	2,27	2,18	2,54	2,00	1,97	2,59
F	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—
O	9,21	9,54	9,57	9,65	9,82	9,46	10,00	10,03	9,41

1—из литиевых пегматитов горы Бити (Мадагаскар), анал. Пизани [1], количество BeO занесено [4]; 2, 3—«боулит», Лондондерри (Австралия), анал. Хейтон [3]; 4—псевдоморфозы по бериллу, из пегматита, обл. Эръярви (Финляндия) [9]; 5—анализ 7, пересчитанный после повторного определения Si, Al, Ca на электронном микросонде [6]; 6—из пегматита Бензон Мтоко, Зимбабве, анал. Сержант [2]; 7—псевдоморфоза по бериллу, из пегматита Мопс, пров. Салисбери (Зимбабве), анал. Сержант [2]; 8—из контактовой зоны пегматита, Украинский кристаллический щит, анал. Кириченко, в оригинале сумма 100,41 [5]; 9—из пегматита Но-Бир, Бикита (Зимбабве), анал. Сержант [2].

**Диагн. исп.** Легко плавится со вспучиванием. В кислотах не растворяется

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА обнаруживается резкий эндотермический эффект при 375°, связанный с выделением гидроксильной воды [5].

**Находж.** Редок. Встречается в гранитах и гранитных пегматитах. В пегматитовой жиле Махаритра на горе Бити (Мадагаскар) [1] образовался на самых поздних этапах пегматитового процесса в пустотах от выщелоченного кварца; выделился после рубеллита, лепидолита, топаза и альбита. Были детально изучены и описаны образцы из пегматитов Мопс, пров. Салисбери (Зимбабве) [2, 6], где битиит заместил берилл в позднюю магматическую или гидротермальную стадию. Встречен в петалитовых пегматитах с бавенитом, альбитом, колумбитом, касситеритом и щелочным бериллом в Лондондерри (Западная Австралия) [3]. Образует псевдоморфозы по бериллу в гранитах Титтлинга, Баварский Лес (ФРГ) [12]. В псевдоморфозах по бериллу, а также в пустотках с берtrandитом, флюоритом, фторапатитом обнаружен в литиевых пегматитах

Эръярви в Оривеси (Финляндия) [9]. Известен в оловоносных жилах Зимбабве и Уганды [2]. В СССР битит встречен в Украинском кристаллическом щите во флогопитовой зоне контакта десилифицированного пегматита с оливин-тремолит-хризотиловой породой [5]; частью образует псевдоморфозы по хризобериллу.

**Отл.** От других хрупких слюд отличается высоким содержанием  $\text{BeO}$ , рентгенограммой; от обычных слюд и пренита — оптическими свойствами.

#### Межплоскостные расстояния битита [8]

CuK $\alpha$ -излучение, $D=114,6$ мм					
$hkl$	$l$	$d$ (Å)	$hkl$	$l$	$d$ (Å)
002	4	9,46	119; 0.0.10	7	1,878
004	1	4,79	046	2	1,786
110; 020	6	4,29	208	<1	1,709
023	2	3,70	047	<1	1,688
024; 114	5	3,22	150; 240	4	1,639
006	8	3,136	242; 152	1	1,610
025; 115	2	2,84	313; 0.0.12	6	1,57
200; 131	10	2,480	2.0.10; 315	10	1,50
008	6	2,355	060	10	1,45
117; 027	1	2,281	2.0.12	2	1,322
041; 221	2	2,151	2.0.14	3	1,28
222; 042	2	2,122			
043; 223	9	2,043			
044	<1	1,970			

Еще 16 слабых линий

#### Л и т е р а т у р а

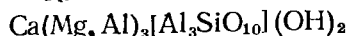
1. Lacroix A. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1908. Vol. 31, N 6. P. 218.
2. Gallagher M. J., Hawkes J. R. // Bull. Geol. Surv. Gr. Brit. 1966. N 25. P. 59.
3. Rowledge H. P., Hayton J. D. // J. Roy. Soc. W. Austral. 1948. Vol. 33. P. 45.
4. Гинзбург А. И // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1957. Вып. 8. С. 128.
5. Байраков В. В. // ДАН УССР. Сер. Б. 1973. № 6. С. 483.
6. Lin J. C., Guggenheim S. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 1/2. P. 130.
7. Соколова Г. В., Александрова В. А., Дриц В. А., Байраков В. В. // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 55.
8. Strunz H. // Ztschr. Kristallogr. 1956. Bd. 107, H. 4. S. 325.
9. Lahti Seppo I. // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. N 57, pt 1/2. P. 207.
10. Farmer V. C., Velde B. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 282.
11. Кутукова Е. Л. // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 3. С. 79.
12. Tennysen C. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1960. Bd. 94, H. 2. S. 1257.

### ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ ХРУПКИЕ СЛЮДЫ

#### ГРУППА КЛИНТОНИТА

	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	Уд. в.
Клинтонит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_3 \times$ $[\text{Al}_3\text{SiO}_{10}](\text{OH})_2$	Монокл.	5,194	9,003	9,802	100°06'	3,0—3,15
Анандит $(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}, \text{Mg}_2) \times$ $\times [(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{S})_2$	Ромб.	5,468	9,489	19,663	—	4,00
Киноситалит $(\text{Ba}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+})_3 [\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}] \times$ $\times (\text{OH})_2$	Монокл.	5,345	9,250	10,256	99°59'	3,23—3,30

#### Клинтонит Clintonite



Впервые открыт Финцем. Масером и Хортоном в 1828 г. и назван ими в честь Де Уитти Клинтона, американского юриста и государственного деятеля; но их данные были опубликованы только в 1843 г., а за этот промежуток времени появилось описание минерала под рядом других названий: «бронзит», «зейбертит», «хризифан», «холмит», «ксантофиллит», «брандзит». Бруш еще в 1854 г. [1] высказал предположение об их идентичности. Однако из-за различной оптической ориентировки долгое время клинтонит и «ксантофиллит» продолжали считать самостоятельными минералами (у клинтонита плоскость

оптических осей  $\perp$  (010). у «ксантофиллита»  $\parallel$  (010)). В 1967 г. Форман и др. [2] на основании сопоставления структурных, химических и других свойств доказали их идентичность и предложили рассматривать как один минерал с первоначальным названием «клинтонит» (различие оптической ориентировки может быть объяснено спиральным полисинтетическим двойникованием «ксантофиллита»). Эта рекомендация принята и утверждена номенклатурной комиссией АИРЕА [3].

**Синон.** Брандизит — brandisite (Хайдинггер, 1846);  $\alpha$ -брандизит (Ситковский, 1948); бронзит — bronzite (Финч, 1829); валуевит — valuewite, waluewite, walouewite, Walujewit — зеленый ксантофиллит с Урала (Кокшаров, 1875) [4]; дистеррит — disterrite (Брайтхаупт, 1832); сейбертит — seubertite (Клемсон, 1832); ксантофиллит — xanthophyllite (Розе, 1840); холмит, холмсит, гольмезит — holmite, holmsite, holmesite (Томсон, 1836); хризофан — chrysophane (Брайтхаупт, 1832).

**Характ. выдел.** Кристаллы (до 1, реже до 7,5 см) [5], радиально-лучистые, веерообразные их скопления (до 15 см в поперечнике), чешуйки, зерна (до 3 см); шаровидные сростки, корки.

**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3$  —  $C2/m$ ,  $Z=2$  [2, 6]; возможны  $C_s^3$  —  $Cm$  или  $C_2^3$  —  $C2$ ,  $Z=2$  [7, 8], сомнительна  $C_{2h}^6$  —  $C2/c$ ,  $Z=4$  [9].

$a_0$ (Å)	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a_0 : b_0 : c_0$	Местонахождение	Хим. анализ	Ссылка
5,21	9,01	9,85	100°05'	0,578:1:1,093	Ахматовская копь, Южный Урал (зеленый «валуевит»)	—	[6]
5,200	9,011	9,777	100 12	0,577:1:1,085	Амити, шт. Нью-Йорк (США)	10	[10]
5,204	9,014	9,817	100 10	0,577:1:1,089	Крестмор, шт. Калифорния (США)	11	[10]
5,204	9,015	9,810	100 11	0,577:1:1,088	Адамелло (Италия)	15	[10]
5,200	9,005	9,801	100 18	0,577:1:1,088	Сондрио (Италия)	—	[11]
5,201	9,014	9,827	100 14	0,577:1:1,092	Рудник Чичибу (Япония)	—	[12]
5,194	9,003	9,802	100 06	0,577:1:1,089	То же	—	[13]
5,206	9,016	9,808	100 13	0,577:1:1,088	Синтетический	18	[10]

Параметры элементарной ячейки приведены также в работах [2, 7, 14—16].

Клинтонит принадлежит к триоктаэдрическим хрупким слюдам с парачеграми элементарной ячейки, близкими к таковым флогопита и биотита. Политипизм его изучен недостаточно. Наиболее вероятен политип 1M [13, 17, 18] или 3T [16]. Существование политипа 2M<sub>1</sub> [8, 9] не доказано ([19]; Бриндли, Браун, 1980).

В структуре клинтона («ксантофиллита») (фиг. 112, 113) [13, 16, 20, 21] октаэдрическая сетка бруситового типа заселена в основном Mg и Al. Угол дитригонального разворота тетраэдров составляет  $\sim 20^\circ$ , в результате чего межслоевые катионы Ca оказываются в октаэдрической координации. Предполагается упорядоченное распределение Mg по октаэдрическим дис-позициям M(2) и M(3) и Al в транс-позициях M(1) [13]; упорядоченность Al и Si в тетраэдрах не установлена [22]. Характерным для клинтона является отношение Si : Al в тетраэдрической сетке (0,53—0,38 в природных и 0,54—0,18 в синтетических), значительно более низкое, чем в тетраэдрических сетках других слюд [9, 10, 18].

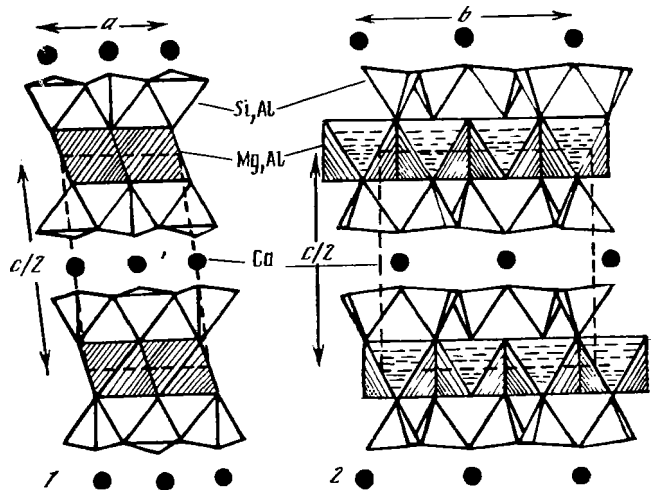
По данным мёссбауэровской спектроскопии [10, 23], Fe<sup>2+</sup>, всегда содержащееся в клинтонах, занимает в структуре октаэдрические позиции M(1) и M(2), причем в M(2) его распределение более упорядочено. Fe<sup>2+</sup> заселяет как октаэдры, так и тетраэдры (преимущественно локализовано в последних).

Средние межзатомные расстояния (для «ксантофиллита») [13]: в (Mg, Al)-октаэдрах: M—O 2,03, M—OH=1,98 и 2,00 Å; в (Al, Si)-тетраэдрах: (Al, Si)—O = 1,73, O—O—2,81 Å; углы O—(Al, Si)—O 109,1, (Al, Si)—O—(Al, Si) 120,3°; в Ca-октаэдрах: Ca—O 2,41, O—O—3,41 Å. Сходные данные приведены в работе [23]. O—H диполь  $\perp$  (001), O—H=0,943 Å, (OH)  $\wedge$  (001) = 99,7° [23].

Данные по кристалломорфологии минерала, описанного в разное время под разными названиями, обобщить трудно, тем более, что отмечается плохое качество кристаллов и достоверными могут оказаться не все формы. Поэтому

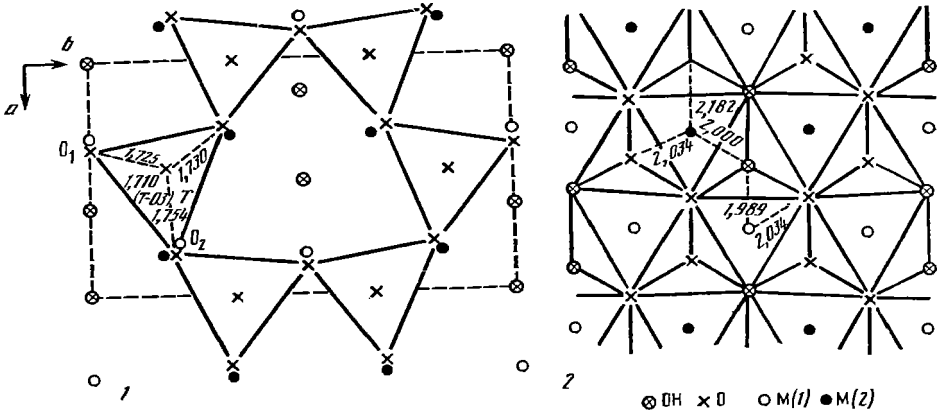
Фиг. 112. Структура клинтонита (по Белову)

1 — проекция на плоскость  $ac$ ;  
2 — проекция на плоскость  $bc$



Фиг. 113. Структура клинтонита («ксантофиллита») в проекции на (001) (по Такеучи и Саданага)

1 — тетраэдрическое шестичленное кольцо; 2 — октаэдрический слой; цифры — расстояния Т—О и М—О соответственно



ниже приводятся сведения в том виде, как они имеются в литературе, т. е. отдельно для клинтонита («зейбертита») и «ксантофиллита» («брандизита», «валуевита»).

**Клинтонит («зейбертит»)**. Призм. кл.  $C_{2h}-2/m(L_2PC)$ .  $a : b : c = 0,5773 : 1 : 3,2743$ ,  $\beta = 90^\circ 00'$  — по Дана (1892);  $a : b : c = 0,577 : 1 : 1,645$ ,  $\beta = 90^\circ$  — по Хинце (1897).

Формы, установленные на кристаллах из Монцони (Италия) и Амити, шт Нью-Йорк (США) (по Дана, 1892; измерения Чермака, 1878):

	$\varphi$	$\rho$	$\varphi$	$\rho$
$c$ 001	—	$0^\circ 00'$	$q \bar{1}14$	$-60^\circ 00'$ $58^\circ 35'$
			$\rho$ 113	$-60^\circ 00'$ $65^\circ 23'$
			$p$ 337	$-60^\circ 00'$ $70^\circ 23'$
$i$ 027	$0^\circ 00'$	$43^\circ 05'$	$l \bar{2}21$	$-60^\circ 00'$ $85^\circ 38'$
$\pi$ 056	$0^\circ 00'$	$69^\circ 52'$		
$y$ 052	$0^\circ 00'$	$83^\circ 02'$		
$pp$ $(\bar{3}37) : (\bar{3}37)$	$56^\circ 12'$	$ll$ $(221) : (\bar{2}21)$	$-59^\circ 49'$	$qq$ $(114) : (114) = 50^\circ 31'$
$pi$ $(337) : (027)$	$= 55^\circ 28'$	$ly$ $(221) : (052)$	$= 59^\circ 44'$	$qi$ $(114) : (027) = 47^\circ 48'$

**«Ксантофиллит»**. Призм. кл.  $C_{2h}-2m(L_2PC)$ .  $a : b : c = 0,5773 : 1 : 3,2442$ ,  $\beta = 90^\circ 00'$  — по Дана (1892);  $a : b : c = 0,577 : 1 : 1,622$ ,  $\beta = 90^\circ 00'$  — по Хинце (1897).

Формы, установленные на кристаллах «валуевита» из Николае-Максимилиановской и Ахматовской копей на Урале и «брандизита» (бр.) из долины Фаса, Тироль (по Дана, 1892; измерения Кокшарова, 1875 и Чермака, 1878):

		$\varphi$	$\rho$			$\varphi$	$\rho$
<i>c</i>	001	—	0°00'	<i>g</i>	091	0°00'	88°03' бр.
<i>N</i>	110	60°00'	90 00	<i>w</i>	119	60 00	35 47
<i>L</i>	130	30 00	90 00	<i>k</i>	118	60 00	39 05
<i>z</i>	308	—90 00	64 00	<i>s</i>	116	60 00	47 14 бр.
<i>x</i>	102	—90 00	70 24	<i>o</i>	112	60 00	73 01
<i>Y</i>	018	0 00	22 04	$\omega$	$\bar{1}19$	—60 00	35 47
<i>h</i>	0.3.16	0 00	31 19	<i>o'</i>	$\bar{1}18$	—60 00	39 03
<i>v</i>	029	0 00	35 47	$\sigma$	$\bar{1}16$	—60 00	47 14
<i>r</i>	014	0 00	39 03	<i>p</i>	337	—60 00	70 23 бр.
<i>t</i>	013	0 00	47 14	<i>n</i>	$\bar{6}67$	—60 00	79 54 бр.
<i>u</i>	012	0 00	58 35 бр.	<i>l</i>	$\bar{2}12$	—60 00	85 38 бр.
<i>y</i>	052	0 00	83 02 бр.	<i>n</i>	1.3.24	30 00	25 05
				<i>d</i>	134	30 00	70 24
		<i>dd</i> (134):(134) = 109°20'		<i>o'x</i> ( $\bar{1}18$ ):( $\bar{1}02$ ) = 39°14'			
		<i>o'r</i> ( $\bar{1}18$ ):(014) = 36 43		<i>ok</i> (112):(118) = 66 08			

Преобладают грани *c*(001), *x*( $\bar{1}02$ ) и *d*(134). Грань *c*(001) гладкая, другие — неровные, шероховатые.

На кристаллах «брандизита» из Кедабека (АзербССР) наблюдались формы (001), (010), (110); грани (010) и (110) исштрихованы [24].

Форманом [7] на музейном образце из Ахматовской копи измерен один плохо образованный кристалл «валуевита» с гранями *c*, *x*,  $\omega$ , *d* и одновременно определены для него параметры элементарной ячейки ( $a_0=5,25$ ,  $b_0=8,99$ ,  $c_0=9,80$  Å,  $\beta=100^\circ10'$ ;  $a_0 : b_0 : c_0=0,584 : 1 : 1,090$ ).

Формулы перехода от символов морфологических установок Дана и Хинце к символам рентгеновской установки Формана:  $\bar{1}00/010/\frac{1}{3}0\frac{1}{3}$  и  $100/010/\frac{1}{3}0\frac{2}{3}$  соответственно [7].

Соотношение символов и буквенных обозначений некоторых форм в разных установках (Р.— рентгеновская, Д.— Дана, Х.— Хинце):

Р.	<i>c</i> (001)	<i>x</i> (301)	<i>v</i> (023)	<i>r</i> (034)	<i>o</i> (337)	<i>k</i> ( $\bar{1}13$ )	<i>d</i> (395)	<i>n</i> (3.9.25)
Д.	<i>c</i> (001)	<i>x</i> ( $\bar{1}02$ )	<i>v</i> (029)	<i>r</i> (014)	<i>o'</i> ( $\bar{1}18$ )	<i>k</i> (118)	<i>d</i> (134)	<i>n</i> (1.3.24)
Х.	<i>c</i> (001)	<i>x</i> (101)	<i>v</i> (049)	<i>r</i> (012)	<i>o</i> (114)	<i>o'</i> ( $\bar{1}14$ )	<i>d</i> (132)	<i>n</i> ( $\bar{1}$ .3.12)

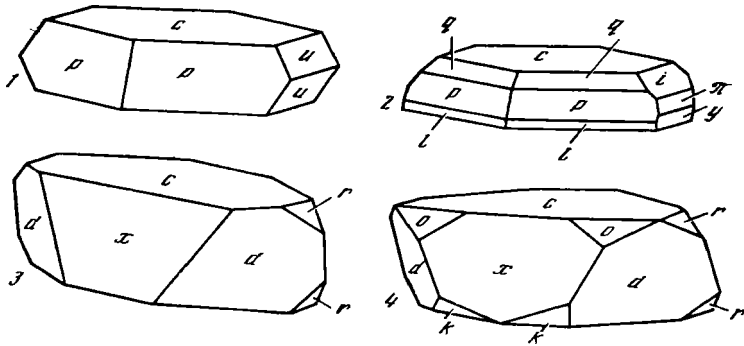
Кристаллы клинтона («зейбертита») и «ксантофиллита» («брандизита», «валуевита») таблитчатые по (001) представлены на фиг. 114, а двойники полисинтетические по (001) с двойниковой осью [310] — на фиг. 115. Спиральные полисинтетические двойники для «ксантофиллита» отмечались Саданаго и Такеучи [21], Форманом и др. [2].

Образует псевдоморфозы по фассаиту. В клинтоните наблюдаются включения шпинели [25—28], монтичеллита [25]. Замещение диопсида клинтонитом наблюдалось в образцах из Пиренеес и Монцони [27].

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Фигуры удара подобны фигурам давления на слюде и наоборот. Очень хрупкий. Тв.  $3\frac{1}{2}$  на плоскости (001) и 6 в поперечном направлении. Уд. в. 3,00—3,15 (вычисл. 3,09) [6, 7, 15, 29]. Цв. снежно-белый, бесцветный, бледно- и темно-зеленый, голубовато- или бутылочно-зеленый, желтый, желтовато-коричневый, оранжевый, красновато-бурый, медно-красный. Бл. стеклянный, иногда алмазный [29], бронзовый, металлический, на плоскостях спайности перламутровый. Просвечивает до прозрачного. Черта бесцветная, слабо-желтоватая или сероватая.

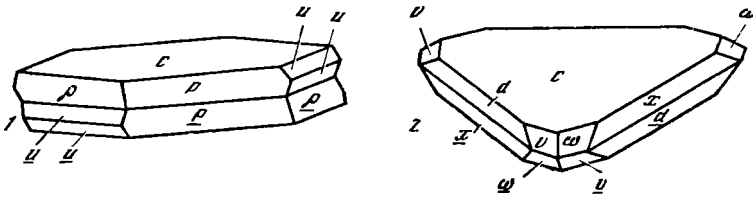
ИК-спектры клинтона [12, 14, 22, 30] характеризуются сильными полосами поглощения в области  $800-1100$  см<sup>-1</sup>, предположительно обусловленными валентными колебаниями Si—O и Si—O—Al. Кроме того, отмечаются характерные для всех хрупких слюд интенсивные полосы около  $650$  см<sup>-1</sup> (колебания Al—O—Si),  $190$  и  $140$  см<sup>-1</sup> (колебания межслоевого Ca и октаэдрических катионов) и слабая полоса  $3625$  см<sup>-1</sup> (группа OH) [30]. Предполагается [31], что связи O—H в клинтоните ориентированы || плоскости спайности. Окраска и плеохроизм коричневого клинтона обусловлены переходом  $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$ . Оптические





Фиг. 114. Кристаллы клинтонаита

1 — «зеиосртит», Амити, шт Нью-Йорк, США (по Чермаку); 2 — «брандизит», Монцони, Италия (по Чермаку); 3, 4 — «валуевит», Николае-Максимилиановская копь, Урал (по Кокшарову)



Фиг. 115. Двойники клинтонаита (по Чермаку)

1 — «брандизит», Монцони, Италия; 2 — «ксантофиллит», Ахматовская копь, Урал

спектры поглощения минерала характеризуются наличием дихроичной полосы в области  $20\,000\text{--}24\,000\text{ см}^{-1}$  [32, 33]. В спектре тонких пластинок проявляется ясный абсорбционный пик, обусловленный связями O—H [14, 31]. По [7, 18], окраска клинтонаита связана с количествами  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрах. В желтых клинтонаитах общее содержание Fe обычно выше, чем в зеленых, причем почти всегда  $\text{Fe}^{3+} > \text{Fe}^{2+}$  [6, 34]. Теплота реакции дегидратации искусственных клинтонаитов: при Si = 1,25 на форм. ед.  $\Delta H_{298} = -30,25 \pm 7,45$ , при Si = 1,00  $\Delta H_{298} = -27,83 \pm 8,68$ , при Si = 0,75  $\Delta H_{298} = -19,03 \pm 8,23$  ккал/моль [27].

**Микр.** В шлифах в прох. свете бесцветный, слабо-желтоватый или зеленоватый. Плеохроизм по  $Ng \sim Nm$  — светло-зеленый, коричневатого-желтый или красновато-бурый, по  $Np$  — бесцветный, светлый зеленоватого- или оранжево-желтый, красновато-коричневый;  $Ng \sim Nm > Np$ . Двуосный (—) или почти одноосный [26, 35]. Пл. опт. осей  $\perp$  или  $\parallel$  (010); ранее по этому признаку выделялись самостоятельные виды — соответственно клинтонаит («зейбертит») и «ксантофиллит» («брандизит»).  $Nm \approx a$ ,  $Ng = b$ ,  $cNp \approx 5^\circ$  или  $Nm = b$ ,  $Ng = a$ ,  $cNp \approx 10^\circ$ . Удлинение (+).  $n_g - 1,644\text{--}1,667$ ,  $n_m - 1,644\text{--}1,662$ ,  $n_p - 1,634\text{--}1,648$ ,  $n_g - n_p$ ,  $0,008\text{--}0,014$ ,  $2V$   $12\text{--}35^\circ$ , выч.  $2V = 31^\circ$ . Дисперсия оптических осей слабая.  $r < v$ .

**Хим.** Теор. состав для формулы  $\text{Ca}(\text{Mg}_2\text{Al})(\text{Al}_3\text{Si})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ : CaO — 13,37; MgO — 19,30;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 48,70;  $\text{SiO}_2$  — 14,33;  $\text{H}_2\text{O}$  — 4,30. Предложена развернутая формула для серии твердых растворов, включающей клинтонаит [18, 27, 36]:  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{1+x}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-x}[\text{Al}_{1-x}\text{Si}_x\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ ; для природных клинтонаитов —  $x \approx 1$ .

Состав природных клинтонаитов довольно постоянный. Наиболее обычные изоморфные примеси —  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , F, в небольших количествах — Na, K, Mn и Cl. По данным мёссбауэровской спектроскопии [10],  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  выше, чем по химическим анализам. Наиболее существенное изоморфное замещение в клинтонаите —  $\text{Al}^{\text{IV}}\text{—Si}$  в тетраэдрах и  $\text{Mg—Al}^{\text{VI}}$  в октаэдрах. Отношение  $\text{Al}^{\text{IV}} : \text{Si}$  в клинтонаите достигает 3 : 1 [9]. Экспериментально показан разрыв смесиности  $M$  между K- и Ca-слюдами [18], что подтверждается сосуществованием флогопита

и клинтона в природе [28, 37]. Пределы изоморфных замещений обсуждаются также в работах [6, 16, 17, 19, 28, 38].

Спектральным анализом установлены: Mn, Ga, Co — 0,01, Ni, Zn — 0,02, Cu — 0,001% [24]. Иногда содержание Ga достигает 0,07—0,08% [39].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	13,02	13,50	13,54	13,16	13,51	13,40	13,94	14,60	13,0
MgO	19,66	20,78	19,46	19,34	18,13	19,82	18,38	16,84	21,6
FeO	2,25	0,60	—	0,26	2,02	He обн.	He обн.	0,51	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2,38	2,76	2,31	3,08	0,54	3,99	2,65	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43,74	42,40	40,79	43,61	38,97	46,03	41,58	45,52	39,6
SiO <sub>2</sub>	16,32	16,35	19,19	16,18	20,00	17,93	18,96	16,23	17,6
TiO <sub>2</sub>	—	0,10	—	0,28	0,35	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	1,24	—	3,29	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,95	4,25	4,52	5,12	4,02	0,20	3,91	0,61	8,1
F	0,02	He обн.	0,02	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,96	100,36	100,28	100,26	100,08	(99,55)*	100,76	100,25	99,9
Уд. в.	—	—	3,077	—	—	—	—	—	—
n <sub>g</sub>	1,663	1,665	1,668	—	—	—	—	—	—
n <sub>m</sub>	1,661	1,665	1,668	—	—	—	—	—	—
n <sub>p</sub>	1,647	1,655	1,658	—	—	—	—	—	—

\* В том числе MnO—0,04, Cl—0,35, —O=Cl<sub>2</sub>—0,02.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F, Cl)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	1,14	1,15	1,34	1,12	1,41	1,29	1,33	1,15	1,18
Al <sup>IV</sup>	2,86	2,85	2,66	2,88	2,59	2,71	2,67	2,85	2,82
Al <sup>VI</sup>	0,74	0,67	0,68	0,69	0,66	1,20	0,76	0,93	0,32
Ti	—	0,01	—	0,1	0,02	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	0,38	0,14	0,12	0,16	0,03	0,21	0,14	—
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,03	—	0,01	0,12	—	—	0,03	—
Mg	2,05	2,18	2,02	2,00	1,91	2,13	1,92	1,77	2,16
Ca	0,97	1,02	1,01	0,98	1,02	1,03	1,05	1,10	0,94
OH	2,31	1,99	2,10	2,37	1,89	0,59	1,83	1,55	3,63
F	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—
O	9,69	10,01	9,89	9,63	10,11	11,37	10,17	10,45	8,37

1—4—Южный Урал, материал В. С. Мясникова: 1—«ксантофиллит», Шимшиские горы, анал. Борнеман, 2—«валуевит», Николае-Максимилановская копь, анал. Молева, 3—«зейбертит», Еремеевская копь, анал. Борнеман, 4—«валуевит», копь Зеленцова, анал. Аносов; 5—«ксантофиллит», Южный Урал, Борзовский массив, анал. Гулецкая [40]; 6—8—«брандизит», Кедабек, АзербССР [39, 41]; 6—из пустоты в диоритах вблизи скарнов, анал. Куликова, Ростов, в оригинале сумма 99,51, 7—из скарнов, анал. Нордштейн, 8—из скарнов, средний из двух анализов, анал. Эфендиев; 9—светло-зеленый, Паранни, Паргас (Филиппиния), анал. Лайтакарн [38].

	10	11	12	13	14	15	16	17
Na <sub>2</sub> O	—	He обн.	—	1,78	0,89	0,55	0,02	—
K <sub>2</sub> O	—	»	—	0,36	0,12	Сл.	0,17	—
CaO	13,09	12,72	13,04	10,96	13,17	13,49	13,89	14,49
MgO	20,03	20,99	20,53	20,81	21,03	18,87	17,48	20,83
MnO	—	0,01	—	—	0,03	—	Сл.	—
FeO	0,41	1,48	1,12	2,56	0,94	0,53	1,34	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,85	0,35	2,04	0,34	0,80	1,35	0,06	5,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,70	39,69	40,69	40,42	41,71	42,75	45,46	39,39
SiO <sub>2</sub>	16,74	19,38	18,34	18,29	17,11	17,26	17,13	15,52
H <sub>2</sub> O	4,49	3,04	4,71	4,62	4,03	4,78	4,20	1,19
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>						0,64		
Сумма	100,31	100,36*	100,47	100,14	99,83	100,22	99,83 <sup>2*</sup>	100,00

	10	11	12	13	14	15	1	17
Уд. в	—	102	3,084	3,015	—	—	3,087	—
$n_g$	—	—	1,660	1,610	—	—	1,664	—
$n_m$	—	—	1,659	1,608	—	—	1,663	—
$n_p$	—	—	1,648	1,582	—	—	1,652	—

В том числе SrO—0,14, TiO<sub>2</sub>—0,58, F—1,91, Cl—0,07. \* В том числе F—0,08, Li—не обн.

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	10	11	12	13	14	15	16	17
Si	1,17	1,37	1,28	1,29	1,21	1,20	1,20	1,11
Al <sup>IV</sup>	2,83	2,63	2,72	2,71	2,79	2,80	2,80	2,89
Al <sup>VI</sup>	0,69	0,68	0,62	0,64	0,69	0,68	0,96	0,44
Ti	—	0,03	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,02	0,1	0,02	0,04	0,07	—	0,30
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,09	0,06	0,15	0,05	0,03	0,08	—
Mg	2,09	2,21	2,13	2,18	2,22	1,95	1,83	2,22
Ca	0,98	0,96	0,97	0,82	0,99	1,00	1,04	1,11
Na	—	—	—	0,24	0,12	0,07	—	—
K	—	—	—	0,03	0,01	—	0,01	—
OH	2,09	1,43	2,19	2,16	1,90	2,21	1,97	2,00
F	—	—	—	—	—	—	0,017	—
O	9,91	10,57	9,81	9,84	10,10	9,79	10,02	10,00

10—зеленый, Крестмор, шт. Калифорния (США), анал. Икл [29]; 11—«зейбертит», Монтесума, окр. Сан-Диего, шт. Калифорния (США), анал. Максвелл [2]; 12, 13—Монцони (Италия), анал. Кох [42]; 12—зеленый, 13—красный; 14—темно-зеленый, Адамелло, район оз. Вакка (Италия), анал. Санеро [15]; 15—рудник Чичибу (Япония), анал. Харада; 15—темно-зеленый «ксантофиллит» из контакта с известняком [14], 16—«Al-ксантофиллит» из скарна [12]; 17—синтетический, анал. не указан [10].

Кроме того, имеются химические анализы в работах [2, 11, 36].

**Диагн. исп.** П. п. тр. белеет, не плавится. В кислоте не растворяется.

**Повед. при нагр.** На кривой ДТА клинтонита [14, 30] проявляются два эндотермических эффекта в интервалах 45—180 и 1000—1030°. Судя по кривой обезвоживания, потеря веса происходит в два этапа: 1,15% в интервале 45—180° и 2,56% при 1000—1100°. Эндотермический эффект при 1000—1030° соответствует выделению высокотемпературной воды и последующему разрушению кристаллической структуры минерала с образованием шпинели [24].

**Находж.** Редок. Образуется на контактах известняков и доломитов с гранитными и сиенитовыми интрузиями. На Южном Урале в Шишимских горах (Челябинская обл.) в коях Ахматовская, Николае-Максимилиановская, Еремеевская и Зеленцова клинтонит («ксантофиллит») встречается в тальковых и хлоритовых сланцах, залегающих в непосредственной близости от известняков, прорванных диоритом. Находится в ассоциации с пеловскитом; на кристаллы клинтонита нарастают мелкие кристаллики магнетита [4,35]. Более редок метасоматический клинтонит; на контакте гранитов с ультрабазитами Борзовского массива (Челябинская обл.) он содержится в корундовых плагиоклазитах (марундитах) наряду с ортитом, тулитом, мусковитом, паргаситом, гранатом, маргаритом, гидрослюдами, цеолитами и магнетитом [40, 43]. Встречен в скарновом теле Везувиановая горка (Кедабекский район АзербССР) совместно с везувианом, пироксеном, кальцитом, гранатом, волластонитом, гелепитом, шпинелью [24, 39, 41], а также в миароловых пустотах среди диоритов близ их контакта со скарнами. В скарнах Полярной и Южной Якутии [24, 44, 45] на контакте доломитов с гипабиссальными интрузиями клинтонит, вероятно, является минералом процесса наложения известковых скарнов на магнезиальные. Он образовался в шпинель-пироксеновой зоне и на ее контакте с кальцифирами (во всех случаях позже пироксена и шпинели); отмечаются гомоосевые псевдоморфозы флогопита по клинтониту.

К скарнам приурочены и другие находки клинтонита: в известковых скарнах Западного Тянь-Шаня совместно со скаполитом, гранатом, эпидотом, ве-

зувианом, монтичеллитом [46]; в магнезиальных скарнах Канса (Западный Кармазар, УзССР) (развивается по шпинели, нередко с ее реликтами в центрах зерен) в ассоциации с кальцитом, амезитом и цеолитами [47, 48]; в известковых скарнах на контакте с Тажеранской щелочной интрузией в Западном Прибайкалье [49].

За рубежом клингонит известен в США: Крестмор, шт. Калифорния — в зоне мраморизованных известняков вблизи контакта с интрузией гранодиоритов, находится в ассоциации с голубым кальцитом и монтичеллитом [25, 29]; в Амити, шт. Нью-Йорк [5, 50, 51], и в шт. Монтана, где совместно с фассаитом, шпинелью и гранатом слагает жилу в метаморфизованных известняках [26, 51]. В Италии найден в Монцони и Адамелло (район оз. Вакка) в зоне контакта доломитов и тоналитов [10, 15, 21, 27], а также в провинции Сондрио в ксантофиллитсодержащих мраморах [11]. В Японии на руднике Чичибу (преф. Сайтама) — в контакте кварц-диоритового интрузива с известняками в ассоциации с везувианом и кальцитом, а также с диопсидом, волластонитом, элестадитом, кальцитом и таумаситом [12, 14]. Отмечен в Финляндии, округ Парainen, Паргас [37].

**Искусств.** Гомогенные клингониты политипа 1M с Si от 0,6 до 1,4 атома на форм. ед. были синтезированы при изучении системы  $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O—(CO}_2\text{)}$  при  $600\text{—}830^\circ$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}=2$  кбар из гелей соответствующего состава (распад клингонита происходил выше  $830^\circ$ ) [18, 19, 27, 50]. Критическими параметрами для образования клингонита являются не столько  $T$  и  $P$ , сколько высокое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низкое —  $\text{SiO}_2$ , что подтверждается и условиями образования минерала в природе [26, 36].

Синтезированный клингонит представляет войлоковидную массу бесцветных пластинчатых кристаллов размерами не  $>3$  нм. Под электронным микроскопом форма пластинок субгексагональная. Двойники не наблюдались;  $n = 1,658$  (для состава с Si = 1 на форм. ед.).

Са-аналог флогопита с  $\text{Si}_2$  не получен. При  $T = 780$  и  $P = 2$  кбар Са-слюда может содержать максимум до 7 мол. % К-компонента, триоктаэдрическая К-слюда включает до 20 мол. % Са-компонента. Однако с уменьшением температуры доля примеси резко уменьшается [17]. В клингоните, полученном при  $800^\circ$  и 2 кбар за 89 ч, может содержаться до 5,58%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  [10].

**Отл.** От собственно слюд сходной окраски отличается более низким двупреломлением, большей твердостью и хрупкостью; от хлоритов — большим двупреломлением, большей твердостью и хрупкостью; от хлоритоидов — отрицательным оптическим знаком и меньшей величиной  $2V$ .

Межплоскостные расстояния клингонита 1M («ксантофиллита») из Шишимских гор, Южный Урал

( $a_0 = 5,20$ ,  $b_0 = 9,02$ ,  $c_0 = 9,81$  Å,  $\beta = 100^\circ 20'$ ) [6]  
CuK $\alpha$ -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
001	5	9,68	202; 133; }	7	2,11	3	1,316
020	3	4,50	221			3	1,296
111	$\frac{1}{2}$	3,82	005	4	1,931	$\frac{1}{2}$	1,261
112	2	3,55	043	2	1,851	$\frac{1}{2}$	1,244
022	$\frac{1}{2}$	3,30	150; 311	2	1,705	*	1,225
003	7	3,21	151; 242	*	1,661	*	1,208
112	1	3,05	135	*	1,622	3	1,186
113	2	2,83	006	$\frac{1}{2}$	1,609	*	1,124
201; 130	$\frac{1}{2}$	2,59	152; 243	*	1,578	3	1,101
200; 131	10	2,56	242	*	1,539	3	1,056
202; 131	5	2,45	060; 314	6	1,505	$\frac{1}{2}$	1,025
201; 132	4	2,37	330; 135; }			*	1,015
203; 041; }			332	5	1,485	*	0,990
132	4	2,20	063; 334	3	1,363	3	0,981

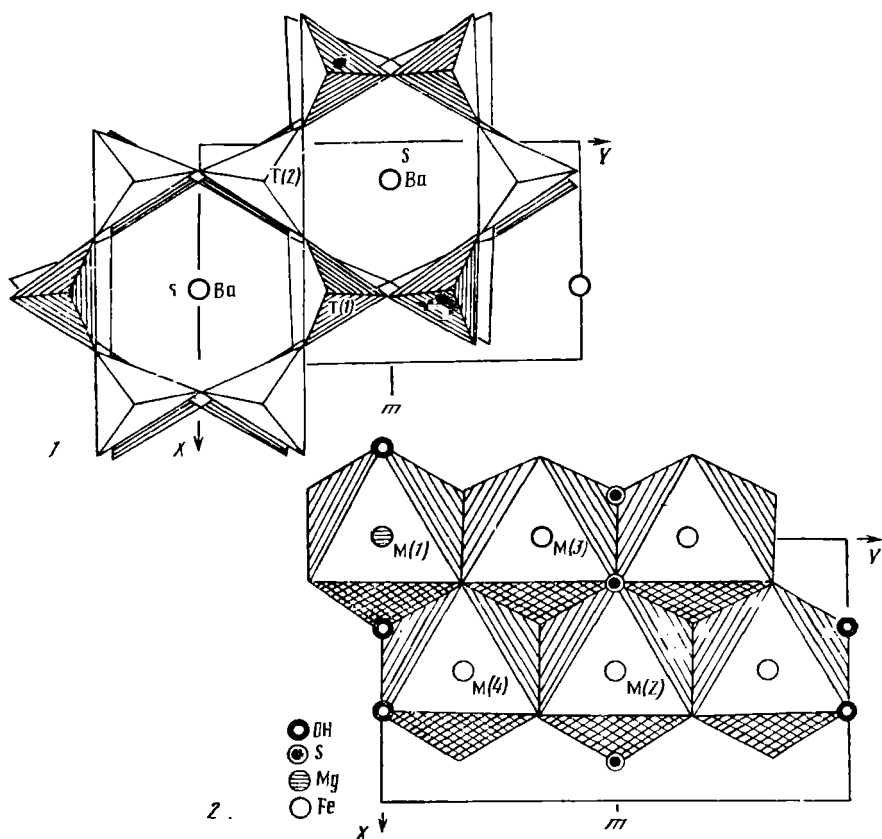
\* Линии едва видимые. Порошковые рентгенограммы см. также в работах [7, 11, 14, 24].

## Л и т е р а т у р а

1. Brush G. // Amer. J. Sci. 1854. Vol. 18. P. 407.
2. Forman S. A., Kodama H., Maxwell J. A. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1122.
3. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 1. P. 76.
4. Кокшаров Н. И. // Материалы по минералогии России. СПб., 1875. С. 7.
5. Keary L. E. // Miner. Rec. 1978. Vol. 9, N 2. P. 85.
6. Forman S. A., Kodama H., Abbey S. // Canad. Miner. 1967. Vol. 9, pt 1. P. 25.
7. Forman S. A. // Amer. Miner. 1951. Vol. 36, N 5/6. P. 450.
8. Machatschki F., Mussgnung F. // Naturwissenschaften. 1942. Bd. 30. S. 106.
9. Ахундов Ю. А., Мамедов Х. С., Белов Н. В. // ДАН СССР. 1961. Т. 137, № 1. С. 167.
10. Annersten H., Olesch M. // Canad. Miner. 1978. Vol. 16, pt 2. P. 199.
11. Bucher-Nurminen K. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 56, H. 3. S. 413.
12. Sekino H., Kanisawa S., Harada K., Ichikawa Y. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 312. P. 421.
13. Takeuchi Y. // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13. P. 1.
14. Harada K., Kodama H., Sudo T. // Canad. Miner. 1965. Vol. 8, pt 2. P. 255.
15. Sanero E. // Miner. Roma. 1940. Vol. 11. P. 53.
16. Takeuchi Y., Sadanaga R. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 11. P. 945.
17. Olesch M. // Fortschr. Miner. 1974. Bd. 52, H. 2. S. 54.
18. Olesch M. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3/4. P. 188.
19. Olesch M. // Fortschr. Miner. 1972. Bd. 50, H. 1. S. 75.
20. Takeuchi Y., Sadanaga R. // Miner. J. Jap. 1966. Vol. 4, N 6. P. 424.
21. Sadanaga R., Takeuchi Y. // Ztschr. Kristallogr. 1961. Bd. 116, N 3/6. S. 406.
22. Farmer V. C., Velde B. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 282.
23. Joswig W., Amthauer G., Takeuchi Y. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 9/10. P. 1194.
24. Махмудов С. А. // Минералогия скарнов Кедабекского района. Баку: Элм, 1970. С. 71.
25. Burnham C. W. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 7. P. 879.
26. Knopf A. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 11/12. P. 1113.
27. Olesch M., Seifert F. // J. Petrol. 1976. Vol. 17, N 3. P. 291.
28. Struwe H. // Leidse geol. meded. 1958. Vol. 22. P. 237.
29. Eakle S. // J. Wash. Acad. Sci. 1916. Vol. 6. P. 332.
30. Stubican V., Roy R. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 1/2. P. 32.
31. Serratos I. M., Bradley W. F. // Nature. 1958. Vol. 181, N 4601. P. 111.
32. Платонов А. Н. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 104.
33. Manning P. // Canad. Miner. 1969 Vol. 9, pt 5. P. 663.
34. Cotton F. A., Wilkinson G. // Advanced inorganic chemistry. N. Y.: Intersci. publ. 1962. P. 1.
35. Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspi-schen Meer. В., 1842. Bd. 2. S. 606
36. Rice J. M. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 5/6. P. 519.
37. Laitakari A. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1921. N 54. P. 87.
38. Annersten H., Olesch M. // Fortschr. Miner. 1977. Bd 55, H. 1. S. 7.
39. Эфендиев Г. X. // Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Ма-лого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957. С. 21.
40. Колесник Ю. Н. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 261. С. 98.
41. Ситковский И. Н. // ДАН АзССР. 1948. Т. 4, № 7. С. 291.
42. Koch G. // Chem. Erde. 1935. Bd. 9, H. 4. S. 458.
43. Колесник Ю. Н. // Геология и геофизика. 1972. № 9. С. 16.
44. Перцев Н. Н. // Там же. 1961. № 7. С. 102.
45. Шабинин Л. И. // Геология руд. месторождений. 1961. № 1. С. 10.
46. Отрощенко В. Д. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1970. Вып. 22. С. 665.
47. Жариков В. А. // Тр ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 14. С. 194.
48. Протодьяконова З. М. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 307.
49. Конев А. А., Самойлов В. С. // Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 87.
50. Hoeschek G. // Fortschr. Miner. 1976. Bd. 54, H. 1. S. 39.
51. Knopf A., Lee D. E. // Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 1/2. P. 76.

М а в и н и т — mavinite —  $3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 6(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 7\text{SiO}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ . Назван по месту находки в Мавинхалли (шт. Майсур, Индия).

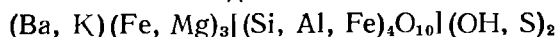
Хрупкая слюда, промежуточная между клинтонитом и хлоритоидом. Монокл. с. Таблички или листочки, агрегаты. Листочки хрупкие, слегка гнутся, но не эластичные. Часты двойники. Сп. совершенная по (001). Тв. 2—2½. Уд. в. 2,90. Цв. темно-зеленый, бутылочно-зеленый, в шлифах в прох. свете светло-зеленый. Двусный (+). Плеохроизм слабый: по Ng — светло-желтовато-зеленый, по Np — от почти бесцветного до светло-синевато-зеленого.  $n = 1,626$ ,  $n_g - n_p = 0,004$ . 2V около 30°. Анализ образца, высушенного при 105° (анал. Тирумалахара): MgO — 7,24; CaO и MnO — нег; FeO — 2,96; Fe₂O₃ — 1,58; Al₂O₃ — 45,67; SiO₂ — 30,33; п. п. — 12,52; сумма — 100,30. Найден в Мавинхалли (шт. Майсур, Индия) в виде скоплений на контакте эвстагитового перидотита с графит-ки-анитовыми сланцами и силлиманит-биотитовыми гнейсами (Rao B. // Rama Records Mysore Geol. Dept. 1944 (1946). Vol. 43. P. 17).



Фиг. 116. Структура анандита (по Джузепетти и Таднини)

1 — тетраэдрический слой, проекция вдоль оси  $c$ , показаны атомы Ba и Si; 2 — октаэдрический слой

### Анандит Anandite



Назван по имени минералога Ананда К. Кумарасвами — первого директора Минералогической службы Шри-Ланки [1].

**Характ. выдел.** Чешуйки.

**Структ. и морф. крист.** Ромб. с.  $D_{2h}^{12}-Pn\bar{m}n$  (политип 20):  $a_0=5,468$ ,  $b_0=9,489$ ,  $c_0=19,963$  Å,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,576 : 1 : 2,104$ ,  $Z = 4$  [2]; монокл. с.  $C_{2h}^6-C2/c$  (политип  $2M_1$ ) — недостоверно [1]:  $a_0=5,412$ ,  $b_0 = 9,434$ ,  $c_0=19,953$ ,  $\beta = 94^\circ 52'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,574 : 1 : 2,115$  [1].

Анандит — триоктаэдрическая хрупкая слюда [2], отличающаяся от других представителей этой группы большими параметрами элементарной ячейки. Увеличение  $a_0$  и  $b_0$  обусловлено вхождением  $\text{Fe}^{2+}$  в тетраэдры структуры, а также содержанием в межслоевых промежутках катионов Ba, более крупных, чем катионы Ca. Тетраэдрические атомы занимают две независимые позиции (фиг. 116, 1): в тетраэдрах Т (1), меньших по размеру, расположены в основном атомы Si (Al), в Т (2) размещаются (в примерно равных количествах) Si,  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ . Базальные кислороды в структуре анандита образуют кольца, близкие к гексагональным, а не дитригональным, как в других хрупких слюдах. Толщина тетраэдрического слоя 2,30 Å. Октаэдрические катионы (M) занимают четыре неэквивалентных положения (см. фиг. 116, 2), заселенные соответственно ( $\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}_{0,3}$ ), (Fe), ( $\text{Fe}_{0,5}\text{Mg}_{0,1}$ ) и ( $\text{Fe}_{0,5}\text{Mn}_{0,1}$ ). Кроме связей M—O, в октаэдрах M (2) и M (3) осуществляется связь M—S, более длинная и поэтому искажающая

соответствующие полиэдры. Толщина слоя октаэдров 2,34 Å. Межслоевой Ва имеет координацию 13 (12 базальных кислородов по 6 с каждой стороны, образующих гексагональную призму, и 1 ион S, центрирующий базальную плоскость призмы). Высота межслоя 3,042 Å. Ва помещается на расстояниях 1,41 и 1,63 Å от слоев базальных кислородов. Ион S занимает положение одного из двух (ОН)-ионов. Предлагается упрощенная формула минерала:  $\text{Ba}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2\text{O}_{10-x}(\text{OH})_x](\text{OH})(\text{S}, \text{Cl})$ ;  $x$  — от 0 до 1 в зависимости от количества и валентного состояния Fe.

Межатомные расстояния (Å) и углы: в октаэдрах  $\text{M}(1)-\text{O}=2,102$  и  $2,108$ ,  $\text{M}(2)-\text{O}=2,145$ ,  $\text{M}(2)-\text{S}=2,511$ ,  $\text{M}(3)-\text{O}=2,247$  и  $2,088$ ,  $\text{M}(3)-\text{S}=2,416$ ,  $\text{M}(4)-\text{O}=2,095$ ,  $2,138$  и  $2,055$ ; в тетраэдрах (средн.):  $\text{T}(1)-\text{O}=1,68$ ,  $\text{O}-\text{O}=-2,73$ ,  $\text{O}-\text{T}(1)-\text{O}=109$ ,  $\text{T}(2)-\text{O}=1,77$ ,  $\text{O}-\text{O}=2,87$ ,  $\text{O}-\text{T}(2)-\text{O}=109^\circ$ ; в Ва-полиэдре:  $\text{Ba}-\text{O}$  от 2,805 до 3,338,  $\text{Ba}-\text{S}=3,196$ .

Чешуйки уплощены по (001), их очертания гексагональные; грани призматического пояса развиты слабо. Содержит большое количество включений сульфидов, циркона, апатита, кальцита [2].

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Хрупок. Тв. 3—4. Уд. в. минерала 4,00 (вычисл. 4,04 [2]). Цв. черный. Почти непрозрачен. Плоскости спайности блестящие.

**Микр.** Плеохроизм: по  $Ng$  — коричневый, по  $Nm$  — зеленый. Двусный (+).  $Np$  почти  $\perp$  (001).  $Nm = a$ ,  $aNg = -12 \pm 4^\circ$ ,  $n_g > 1,88$ ,  $n_m = 1,85$  (Na). Очень сильная дисперсия.

**Хим.** По Бриндли и Брауну (1980), является Fe-аналогом киноситалита, но в последнем отсутствует S. Значительны изоморфные замещения:  $\text{Si}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ ;  $\text{Fe}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Mg}$ ;  $\text{Ba} \rightarrow \text{K}$  и  $\text{Na}$ . Сера первоначально была отнесена [1] к примеси пирита (хим. анализы 1 и 2). Дальнейшее исследование минерала электронным микроскопом [3] обнаружило серу в составе минерала в виде  $\text{S}^{2-}$ -иона (хим. анализ 4) [4]. В качестве механических примесей отмечены альбит и богатый Ti биотит, сульфиды, циркон, апатит, флюорит и кальцит.

Анализы:

	1	2	3	4
$\text{Na}_2\text{O}$	0,15	0,10	0,21	$0,20 \pm 0,04$
$\text{K}_2\text{O}$	0,95	0,93	0,31	$0,36 \pm 0,08$
$\text{MgO}$	3,18	3,39	—	2,95
$\text{CaO}$	0,15	0,16	—	$< 0,07$
$\text{BaO}$	19,60	20,35	21,86	20,84
$\text{MnO}$	0,70	0,66	0,94	$1,21 \pm 0,03$
$\text{FeO}$	33,42	33,10	36,61	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	5,86	4,85	0,67	$0,67 \pm 0,08$
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6,47	6,98	5,48	—
$\text{SiO}_2$	25,22	25,20	—	25,04
$\text{TiO}_2$	0,32	0,28	0,03	$0,05 \pm 0,02$
Cl	—	—	—	0,63
$\text{H}_2\text{O}^+$	2,01	1,98	—	—
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,12	0,12	—	—
S	2,52	2,96	—	3,05
Сумма	100,67	101,06		
— O = S	1,26	1,48		

99,41 99,58

Пересчет анализов на 12 (O, OH, S)

	1	2		1	2
Si	2,59	2,61	Ba	0,79	0,82
Al	0,71	0,59	Ca	0,01	0,02
$\text{Fe}^{3+}$	0,50	0,54	Na	0,03	0,02
Ti	0,02	0,02	K	0,12	0,12
$\text{Fe}^{2+}$	2,86	2,86	OH	1,37	1,36
Mg	0,49	0,52	S	0,48	0,59
Mn	0,06	0,05			

1, 2 — из мономинеральных жил месторождения Вилагедер, Шри-Ланка (1 — анал. Фонсека и де Сильва, 2 — анал. Кноринг) [1]; 3 — частичный химический анализ, анал. Кисс [3]; 4 — микросондовый анализ [3]

**Находж.** Исключительно редок. Найден в керне буровой скважины на железорудном месторождении Вилагедер (Шри-Ланка). Анандит образует мономинеральные прослойки мощностью от 0,7 до 5 см и линзовидные выделения в магнетит-баритовых рудоносных горизонтах; находится в ассоциации с магнетитом, халькопиритом, пиритом и пирротинном. Вмещающие месторождение докембрийские полосчатые карбонатные сланцы и гнейсы регионально метаморфизованы (гранулитовая фация).

**Отл.** От собственно слюд и других хрупких слюд отличается высокими показателями преломления и оптическим знаком; от хлоритоида, хлоритов и стильпноелана — более высокими показателями преломления.

**Межплоскостные расстояния анандита 2O из Шри-Ланки (Бриндли, Браун, 1980) \***

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
002	20	9,91	223	2	2,228	316	20	1,573
004	20	4,960	028	5	2,197	062	15	1,562
022	5	4,279	118			0.2.12		
113	20	3,847	044	7	2,140	332		
024	40	3,431	224			064		
114			136	40	2,108	1.3.11		
006	35	3,309	206			2.0.11	20	20ш
115	40	3,039	225	2	2,030	334		
026	100	2,710	0.0.10	20	1,984	1.1.13	20	1,418
131			137	5	1,969	0.0.14	15	1,418
116			207			1.3.12		
201	40	2,635	139	30	1,717	2.0.12	5	1,365
132			209			261		
202	2	2,527	154	5ш	1,685	401	35ш	1,357
133			1.1.11			0.2.14		
203			244			0.4.12		
008	30	2,481	314	25	1,654	262	20ш	1,332
117	20	2,432	0.0.12			2.2.12		
134	10	2,395	155	10	1,633	402	20ш	1,282
204			245			068		
040	5	2,372	1.3.10	40	1,607	1.3.13	15	1,242
221	5	2,348	2.0.10			2.0.13		
042	5ш	2,307	060	25	1,582	338	25	1,242
222			330			2.2.13		
135	5	2,254				0.0.16		
205								

\*  $a_0=5,465$ ,  $b_0=9,494$ ,  $c_0=19,853$  Å. Условия съемки не указаны.

**Межплоскостные расстояния анандита 2M<sub>1</sub> из Шри-Ланки [1] \***

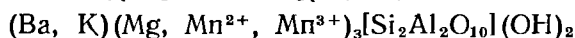
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
002	60	9,92	115	25	3,165	117	15	2,521
004	85	4,995	115	25	2,929	008	80	2,490
022	10	4,27	130	50	2,716	222	20	2,240
113	20	3,700	026			0.0.10	35	1,991
024	40	3,430	131	226	338			
006	100	3,320	131	45	2,681	0.0.12; 245	35	1,660

\*  $a_0=5,415$ ,  $b_0=9,458$ ,  $c_0=20,013$  Å,  $\beta=95^\circ 06'$  (индексы модифицированы). Условия съемки не указаны.

*Л и т е р а т у р а*

1. Pattiaratchi D. B., Saari E., Sahama Th. G. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 277. P. 1.
2. Giuseppetti G., Tadini C. // Tschermaks. miner. und petrogr. Mitt. 1972. Bd. 18, H. 3. S. 169.
3. Lovering J., Widdowson J. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 282. P. 871.
4. Lovering J., Widdowson J. // Lithos. 1968. Vol. 1, N 3. P. 264.

**Киноситалит Kinoshitalite**



Назван в честь К. Киносита — профессора Университета Кюсю (Япония) [1].

**Характ. выдел.** Чешуйки.



**Структ. и морф. крист.** Монокл. с.  $C_{2h}^3 - C2/m$  (политип 1M).  $a_0=5,345$ ,  $b_0=9,250$ ,  $c_0=10,256$  Å,  $\beta$   $99^\circ 59'$ ,  $a_0 : b_0 : c_0 = 0,578 : 1 : 1,107$ ,  $Z=2$  — для образца с 17,85% ВаО [2];  $a_0 = 5,344$ ,  $b_0 = 9,200$ ,  $c_0 = 10,15$  Å,  $\beta$   $100^\circ 12'$  — для образца с 22,53% ВаО [3].

Киноситалит относится к группе хрупких слюд [4], но его атомные координаты отличаются от характерных для обычных кальциевых хрупких слюд и очень сходны с атомными координатами биотита 1M, что, вероятно, обусловлено близостью ионных радиусов бария и калия. Кроме того, отмечается [4] сходство киноситалита с манганбариевым флогопитом. Средние межатомные расстояния (Å) [4]: Т—О=1,684, О—О=2,749, М(1)—О=2,095, М(2)—О=2,087, М. с. \* (внутр.)—О=2,866, М. с. \* (внешн.)—О=3,438; О—Т—О=109°24' (М. с. \* — межслоевая позиция). Угол дитригонального разворота тетраэдров  $12,61^\circ$  [4].

**Физ. св.** Сп. совершенная по (001). Тв.  $2\frac{1}{2}$  — 3. Уд. в. 3,30 (вычисл. 3,33) [2]; 3,23 (вычисл. 3,29) [3]. Цв. светлый серовато-желтый [3]. Бл. стеклянный. Полупрозрачный.

**Микр.** Плеохроизм слабый [2]: по  $Np$  — бледно-желтый, по  $Nm$  и  $Ng$  — светло-желтый;  $Np < Nm = Ng$ . Двуосный (—). Удлинение (+). Погасание прямое.  $n_g = 1,635$ ,  $n_m = 1,633$ ,  $n_p = 1,619$  [2],  $n_g = 1,630$ ,  $n_m = 1,630$ ,  $n_p = 1,615$  [3].  $2V = 23^\circ$  [2].

**Хим.** Является Mg-аналогом анандита (Бриндли, Браун, 1980). Катионный состав переменный, возможны изоморфные замещения  $KSi \rightarrow BaAl$ ,  $Mg \rightarrow Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  и  $OH^- \rightarrow F^-$ . Вероятно существование твердого раствора серии Мп, Ва-флогопит—киноситалит с широкими пределами содержания Ва (от 5,3 до 55,6 ат.%) [5]. С увеличением содержания Ва в серии Мп, Ва-флогопит—киноситалит линейно возрастают удельный вес и значение  $n_p$ , а двупреломление уменьшается. Судя по резкому уменьшению двупреломления в образцах с 20,7—34,2 ат. % Ва, переходный член от флогопита к киноситалиту характеризуется составом с отношением Ва : К 1 : 2 [5].

Анализы:

	1	2		1	2
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,05	SiO <sub>2</sub>	24,58	26,91
K <sub>2</sub> O	3,30	2,35	TiO <sub>2</sub>	0,16	0,53
MgO	16,60	20,90	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,90	1,33
CaO	0,05	0,83	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	—
FrO	—	0,02	F	0,21	2,84
BaO	17,85	22,53			
MnO	7,38	4,73	Сумма	99,96	101,25
FeO	0,04	—	— O = F <sub>2</sub>	0,09	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,06	17,74			
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	—		99,87	100,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	0,49	Уд. в.	3,30	3,23

Пересчет анализов на 12 (O, OH, F)

	1	2		1	2
Si <sup>IV</sup>	2,052	2,275	Mg	2,065	2,634
Al <sup>IV</sup>	1,948	1,725	Ca	0,005	0,075
Al <sup>VI</sup>	0,223	0,043	Ba	0,584	0,746
Ti	0,010	0,034	Na	0,110	0,008
Fe <sup>3+</sup>	0,045	0,032	K	0,352	0,253
Mn <sup>3+</sup>	0,206	—	OH	1,615	0,750
Fe <sup>2+</sup>	0,003	—	F	0,055	0,759
Mn <sup>2+</sup>	0,522	0,340	O	10,33	10,491

1 — из марганцевых руд месторождения Нода-Тамагава, преф. Ивате (Япония), анал. Маеда и Нагасима [2]; 2 — из марганцевых руд района Хоккейно, преф. Киото (Япония), анал. не указан [3].

**Находж.** Впервые обнаружен в марганцевых рудах месторождения Нода-Тамагава в преф. Ивате на северо-востоке Японии в тесной ассоциации с барийсодержащим манганофиллитом [1, 2, 5]. Позже вместе с тефроитом и сонолитом (реже) установлен в контактово-метаморфизованных марганцевых рудах, заключенных в роговиках останца кровли интрузии биотитовых гранодиоритов района Хоккейно в преф. Киото (центральная часть Японии) [3].

**Межплоскостные расстояния киноситалита из месторождения Нода-Тамагава (Япония) [2]**

Си/Ni-излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
001	45	10,1	113	5	2,93	005	55	2,020
002	50	5,05	122; 023	4	2,72	006	15	1,684
111	2	3,96	200; 131	3	2,63	060	4	1,546
112	3	3,68	004	55	2,52	007	2	1,442
003	100	3,37	114; 211	1	2,37	136	2	1,371
013; 112	5	3,16	202; 133	3	2,183			

*Л и т е р а т у р а*

1. *Yoshii M., Togashi Y., Maeda K.* // Bull. Geol. Surv. Jap. 1973. Vol. 24, N 11. P. 543.
2. *Yoshii M., Maeda K., Kato T., Watanabe T., Yui Sh., Kato A., Nagashima K.* // Chigaku kenkyu=Geosci Mag. 1973. Vol. 24, N 7/12. P. 181; Яковлевская Т. А. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 5. С. 614.
3. *Matsubara S., Kato A., Nagashima K., Matsuo G.* // Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. 1976. Vol. 2. P. 71.
4. *Kato T., Miura Y., Yoshii M., Maeda K.* // Miner. J. Jap. 1979. Vol. 9, N 7. P. 392.
5. *Yoshii M., Maeda K.* // Ibid. 1975. Vol. 8, N 1. P. 58.

**К о с с м а т и т** — *kossmatite*. Назван по имени профессора Коссмата, директора Геологической службы Саксонии (ГДР) [1]. Изучен недостаточно. Отнесен [1, 2]; Лазаренко, Вынар, 1975) условно к хрупким слюдам, по сравнению с ними содержит слишком много Са и воды. Образует листочки (величиной до 1 см) и таблитчатые кристаллы, собранные в розетковидные агрегаты. Сп. совершенная по (001). Бесцветный до светло-зеленого. Тв. 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub>—3. Хрупкий. Бл. стеклянный до перламутрового. Двусосный (+).  $n_m = 1,564$ ,  $n_p = 1,560$ .  $2V \approx 14^\circ$ . П. п. тр. плавится в тонких краях в пузыристое стекло. Анализ (анал. Фишер): Na<sub>2</sub>O — 0,51; K<sub>2</sub>O — 0,07; MgO — 8,16; CaO — 27,10; MnO — не обн.; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 22,84; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,26; SiO<sub>2</sub> — 28,47; TiO<sub>2</sub> — сл.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,04; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 11,69; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 0,82; F — 1,14; сумма — 101,10 (—O=F<sub>2</sub> — 0,48) — 100,62.

Встречен в контактово-метасоматических доломитах западной части Македонии (Югославия) вместе с корундом, диаспором и карбонатами.

*Л и т е р а т у р а*

1. *Erdmannsdörffer O. H.* // Zbl. Min., Geol., Paläont. 1925. Abt. A S. 69.
2. *Embrey P. G., Fuller J. P.* // A manual of mineral names 1892—1978, British Museum (Natural History): Oxford University Press, 1980. P. 189.

# СПИСОК МИНЕРАЛОВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ

В список вошли минералы и их разновидности, в которых элементы значатся в формуле. В скобках указаны названия минералов, для которых отмечалось содержание примесей редких элементов. Элементы и минералы приведены в алфавитном порядке.

## Алюминий

Амезит	$Mg_2Al[SiAlO_5](OH)_4$
Анандит	$(Ba,K)(Fe,Mg)_3[(Si,Al,Fe)_4O_{10}](OH,S)_2$
Аннит	$KFe_3^{2+}[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Баумит	$(Mg,Mn,Fe^{2+},Zn,Al)_3[(Si,Al)_2O_5](OH)_4$
Бертьерин	$(Fe^{2+},Mg,Al,Fe^{3+},\dots)_3[(Si,Al)_2O_5](OH)_4$
Биотит	$K(Mg,Fe^{2+})_3[Si_3AlO_{10}](OH,F)_2$
Битит	$CaLiAl_2[Si_2AlBeO_{10}](OH)_2$
Браммалит	$(Na,K)_{1-n}Al_2[Si_{3-n}Al_{1-n}O_{10}](OH)_2$
Бриндлейит	$Ni_{1,75}Al_{1,0,25}[Si_{1,5}Al_{0,5}O_5](OH)_4$
Буркхардтит	$Pb_2(Fe,Mn)^3-Te[Si_3AlO_{10}](OH)_2O_2 \cdot H_2O$
Галлуазит	$Al_3[Si_2O_5](OH)_4 \cdot 2H_2O$
Германиевый аналог лепидомелана	$(K,Na,H_3O)(Fe^{2+},Zn,Fe^{3+},Al,Ga)_3[(Ge,Si)_{2,66}Al_{1,33}O_{10}](Cl,OH)_2$
Гидромусковит	$(K,H)Al_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Глауконит	$K(Mg,Fe^{2+})_{0,67}(Fe^{3+},Al)_{1,33}[Si_{3,67}Al_{0,33}O_{10}](OH)_2$
Гюмбелит	$(K,Na,NH_4,H_2O)(Al,Mg)_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$
Диккит	$Al_2[Si_2O_5](OH)_4$
Железистый амезит	$MgFeAl[SiAlO_5](OH)_4$
Железистый иллит	$K_{0,5-0,8}(Al,Fe^{3+},Mg,Fe^{2+})_2[Si_{3,2-3,5}Al_{0,5-0,8}O_{10}](OH)_2$
Иллит	$K_{0,75}(Al_{1,75}R_{0,25}^{2+})[Si_{3,50}Al_{0,50}O_{10}](OH)_2$
Истонит	$K(Mg_{2,5}Al_{0,5})[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}](OH)_2$
Каолинит	$Al_2[Si_2O_5](OH)_4$
Келлиит	$Mn_2Al[SiAlO_5](OH)_4$
Кинситалит	$(Ba,K)(Mg,Mn^{2+},Mn^{3+})_3[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
Кинттонит	$Ca(Mg,Al)_3[Al_3SiO_{10}](OH)_2$
Лейкофиллит	$KMgAl[Si_4O_{10}](OH)_2$
Лепидолит	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[Si_3AlO_{10}](OH,F)$
Литий-бериллиевый маргарит	$(Ca,Na)(Li,Mg)Al_2[(Al,Be)_2Si_2O_{10}](OH)_2$
Литий-железистый фенгит	$(Na_{0,02}K_{0,90}Rb_{0,04})(Li_{0,20}Mn_{0,03}Fe_{0,68}^{2+}Fe_{0,20}^{3+}Ti_{0,01}Al_{1,20})(Si_{3,18}Al_{0,82}O_{10})(OH)_{1,54}F_{0,46}$
Мавинит	$3(Fe,Mg)O \cdot 6(Al,Fe)_2O_3 \cdot 7SiO_2 \cdot 9H_2O$
Манганофиллит	$K(Mg,Mn,Fe)_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Маргарит	$CaAl_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
Масутомилит	$K(Li,Mn,Fe^{2+},Al)_3[(Si,Al)_4O_{10}](F,OH)_2$
Мусковит	$KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Накрит	$Al_2[Si_2O_5](OH)_4$
Парагонит	$NaAl_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Пирофиллит	$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$
Полилитионит	$KLi_3Al[Si_4O_{10}](F,OH)_2$
Прайсверкит	$NaMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$
Протолитионит	$KLi_{0,5}(Fe_2^{2+}Al_{0,5})[Si_3AlO_{10}](F,OH)_2$
Роскоэлит	$K(V,Al)_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Сидерофиллит	$K(Fe^{2+},Al)_3[Si_3AlO_{10}](OH,F)_2$
Спидофиллит	$KLi_{0,5}Mg_{2,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}](F,OH)_2$
Тобелит	$(NH_4,K,\dots)Al_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$
Тосалит	$(Mn,Fe,Al)_3(Si_4O_{10})(OH)_{10}$
Уонезит	$(Na,\dots)Mg_3[Si_3AlO_{10}](OH,F)_2$
Фенгит	$K(Mg,Fe)_{0,5}Al_{1,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}](OH)_2$
Ферроферримаргарит	$(Ca,Fe^{2+})(Mg,Fe^{3+},Al)_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
Флогопит	$KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH,F)_2$
Фрепонит	$(Zn,Al)_3[(Si,Al)_2O_5](OH)_4$
Фуксит	$K(Al,Cr)_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Хендриксит	$K(Zn,Mn,Mg)_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(K_{0,86}Na_{0,01}Ca_{0,01})_{0,88}(Mg_{0,93}Li_{0,10}Cr_{1,01}V_{0,05}Fe_{0,06}^{3+}Al_{0,02})_{2,19} \times [Si_{3,68}Al_{0,32}O_{10}](OH)_{1,75}F_{0,25}$

Циннвальдит	$\text{KLi}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Черныйит	$(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})(\text{V}^{3+}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Эллахерит	$(\text{K}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{V}, \text{Mg})_2[(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Эфесит	$\text{Na}(\text{LiAl}_2)[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
<b>Аммоний</b>	
Гюмбелит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{NH}_4, \text{H}_2\text{O})(\text{Al}, \text{Mg})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Тобелит	$(\text{NH}_4, \text{K}, \square)\text{Al}_2[\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
(Аммониевый мусковит)	
<b>Барий</b>	
Анандит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}, \text{Mg})_3[(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{S})_2$
Киноситаллит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+})[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Черныйит	$(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})(\text{V}^{3+}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Эллахерит	$(\text{K}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{V}, \text{Mg})_2[(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
<b>Бериллий</b>	
Битиит	$\text{CaLiAl}_3[\text{Si}_2\text{AlBeO}_{10}](\text{OH})_2$
Литий-бериллиевый маргарит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Li}, \text{Mg})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
<b>Ванадий</b>	
Роскоэлит	$\text{K}(\text{V}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(\text{K}_{0,86}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,01})_{0,88}(\text{Mg}_{0,95}\text{Li}_{0,10}\text{Cr}_{1,01}\text{V}_{0,05}\text{Fe}_{0,06}\text{Al}_{0,02})_{2,19}[\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,75}\text{F}_{0,25})$
Черныйит	$(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})(\text{V}^{3+}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Эллахерит	$(\text{K}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{V}, \text{Mg})_2[(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
(Бариево-ванадиевый мусковит)	
(Ванадиевый мусковит)	
(Ванадио-эллахерит)	
<b>Висмут</b>	
Бисмутоферрит	$\text{BiFe}_2^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_8](\text{OH})$
<b>Галлий</b>	
Германиевый аналог лепидомелана	$(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ga})_3[(\text{Ge}, \text{Si})_{2,66}\text{Al}_{1,33}\text{O}_{10}](\text{Cl}, \text{OH})_2$
<b>Германий</b>	
Германиевый аналог лепидомелана	$(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ga})_3[(\text{Ge}, \text{Si})_{2,66}\text{Al}_{1,33}\text{O}_{10}](\text{Cl}, \text{OH})_2$
<b>Железо</b>	
Анандит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}, \text{Mg})_3[(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{S})_2$
Аннит	$\text{KFe}_2^{3+}[\text{Si}_3\text{AlO}_4](\text{OH})_2$
Баумит	$(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Бертьерин	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \square)_3[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Бисмутоферрит	$\text{BiFe}_2^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_8](\text{OH})$
Буркхардит	$\text{Pb}_2(\text{Fe}, \text{Mn})^{3+}\text{Te}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2\text{O}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Германиевый аналог лепидомелана	$(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ga})_3[(\text{Ge}, \text{Si})_{2,66}\text{Al}_{1,33}\text{O}_{10}](\text{Cl}, \text{OH})_2$
Глауконит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{0,67}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{1,33}[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Гриналиит	$\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Джимтомпсонит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_{10}[\text{Si}_{12}\text{O}_{32}](\text{OH})_4$
Железистый амезит	$\text{MgFeAl}[\text{SiAlO}_5](\text{OH})_4$
Железистый иллит	$\text{K}_{0,5-0,8}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_{3,2-3,5}\text{Al}_{0,5-0,8}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Железистый тальк	$(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Клиноджимтомпсонит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_{10}[\text{Si}_{12}\text{O}_{32}](\text{OH})_4$
Кронштедтит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Литий-железистый фенгит	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}\text{Fe}_{0,20}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{3,18} \times \text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$
Мавинит	$3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 6(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 7\text{SiO}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Манганофиллит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Масутомилит	$\text{K}(\text{Li}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Миннесотаит	$(\text{Fe}, \text{Mg})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Монтдорит	$\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2,5}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$

Протолитионит	$\text{KLi}_{0,5}(\text{Fe}_{2,0}^{2+}\text{Al}_{0,5})[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$
Селадонит	$\text{KMgFe}^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Сидерофиллит	$\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Тетраферрибиотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Тетраферрифлогонит	$\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Тосалит	$(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_{10}$
Фенгит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Феррианнит	$\text{KFe}_3^{2+}[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Феррипрофиллит	$\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Ферроферримаргарит	$(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+})(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(\text{K}_{0,85}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,01})_{0,88}(\text{Mg}_{0,95}\text{Li}_{0,10}\text{Cr}_{1,01}\text{V}_{0,05}^{3+}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Al}_{0,02})_{2,19} \times$ $[\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,75}\text{F}_{0,25})$
Циннвальдит	$\text{KLi}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{13}](\text{F}, \text{OH})_2$
Чапманит	$\text{SbFe}_3^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_8](\text{OH})$
Честерит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_{17}[\text{Si}_{20}\text{O}_{57}](\text{OH})_6$

## Калий

Анандит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}, \text{Mg})_3[(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{S})_2$
Аннит	$\text{KFe}_3^{2+}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Браммалит	$(\text{Na}, \text{K})_{1-n}\text{Al}_2[\text{Si}_{3-n}\text{Al}_{1-n}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Германиевый аналог лепидомелана	$(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ga})_7[(\text{Ge}, \text{Si})_{2,66}\text{Al}_{1,33}\text{O}_{10}](\text{Cl}, \text{OH})_2$
Гидромусковит	$(\text{K}, \text{H})\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Глауконит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{0,67}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{1,33}[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Гюмбелит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{NH}_4, \text{H}_2\text{O})(\text{Al}, \text{Mg})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Железистый иллит	$\text{K}_{0,5-0,8}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_{3,2-3,5}\text{Al}_{0,5-0,8}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Иллит	$\text{K}_{0,75}(\text{Al}_{1,75}\text{R}_{0,25}^{2+})[\text{Si}_{3,50}\text{Al}_{0,50}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Истонит	$\text{K}(\text{Mg}_{2,5}\text{Al}_{0,5})[\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Киноситалит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+})_3[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Лейкофиллит	$\text{KMgAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Лепидолит	$\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Литий-железистый фенгит	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,20}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{3,18} \times$ $\text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$
Манганофиллит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Масутомилит	$\text{K}(\text{Li}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Монтдорит	$\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2,5}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Мусковит	$\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Полилитионит	$\text{KLi}_2\text{Al}[\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Протолитионит	$\text{KLi}_{0,5}(\text{Fe}_{2,0}^{2+}\text{Al}_{0,5})[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Роскоэлит	$\text{K}(\text{V}, \text{Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Селадонит	$\text{KMgFe}^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Сидерофиллит	$\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Спидиофиллит	$\text{KLi}_{0,5}\text{Mg}_{2,5}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Тайниолит	$\text{KLiMg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Тетраферрибиотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Тетраферрифлогонит	$\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Тобелит	$(\text{NH}_4, \text{K}, \square)\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Фенгит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Феррианнит	$\text{KFe}_3^{2+}[\text{Si}_3\text{Fe}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Флогонит	$\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Фуксит	$\text{K}(\text{Al}, \text{Cr})_2[\text{Si}_2\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Хендриксит	$\text{K}(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Mg})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(\text{K}_{0,86}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,01})_{0,88}(\text{Mg}_{0,95}\text{Li}_{0,10}\text{Cr}_{1,01}\text{V}_{0,05}^{3+}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Al}_{0,02})_{2,19} \times$ $[\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,75}\text{F}_{0,25})$
Циннвальдит	$\text{KLi}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Черный лит	$(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})(\text{V}^{3+}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Эллахерит	$(\text{K}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{V}, \text{Mg})_2[(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

## Кальций

Битчит	$\text{CaLiAl}_2[\text{Si}_2\text{AlBeO}_{10}](\text{OH})_2$
Клинтонит	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_3[\text{Al}_3\text{SiO}_{10}](\text{OH})_2$
Литий-бериллиевый маргарит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Li}, \text{Mg})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Маргарит	$\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Ферроферримаргарит	$(Ca, Fe^{2+})(Mg, Fe^{3+}, Al)_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(K_{0,86}Na_{0,01}Ca_{0,01})_{0,88}(Mg_{0,95}Li_{0,10}Cr_{1,01}^{3+}V_{0,05}^{3+}Fe_{0,06}^{3+}Al_{0,02})_{2,19}[Si_{3,68}Al_{0,32}O_{10}](OH_{1,75}F_{0,25})$
<b>Литий</b>	
Битит	$CaLiAl_2[Si_2AlBeO_{10}](OH)_2$
Лепидолит	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Литий-бериллиевый маргарит	$(Ca, Na)(Li, Mg)Al_2(Al, Be)_2Si_2O_{10}(OH)_2$
Литий-железистый фенгит	$(Na_{0,02}K_{0,90}Rb_{0,04})(Li_{0,20}Mn_{0,03}Fe_{0,68}^{2+}Fe_{0,20}^{3+}Ti_{0,01}Al_{1,20})(Si_{3,18}Al_{0,82}O_{10}(OH)_{1,51}F_{0,16})$
Масуточилит	$K(Li, Mn, Fe^{2+}, Al)_3[Si, Al)_4O_{10}](F, OH)_2$
Полилитнонит	$KLi_2Al[Si_4O_{10}](F, OH)_2$
Протолиитнонит	$KLi_{0,5}(Fe_{2,0}^{2+}Al_{0,5})[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$
Споднофиллит	$KLi_{0,5}Mg_{2,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}](F, OH)_2$
Тайниолит	$KLiMg_2[Si_4O_{10}](F, OH)_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(K_{0,86}Na_{0,01}Ca_{0,01})_{0,88}(Mg_{0,95}Li_{0,10}Cr_{1,01}^{3+}V_{0,05}^{3+}Fe_{0,06}^{3+}Al_{0,02})_{2,19}[Si_{3,68}Al_{0,32}O_{10}](OH_{1,75}F_{0,25})$
Циннвальдит	$KLi(Fe^{2+}, Al)_2[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$
Эфесит	$Na(LiAl_2)[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
(Литиевый биотит)	
(Литиевый мусковит)	
<b>Магний</b>	
Амезит	$Mg_2Al[SiAlO_5](OH)_4$
Анаидит	$(Ba, K)(Fe, Mg)_3[Si, Al, Fe)_4O_{10}](OH, Si)_2$
Антигорит	$Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$
Баумит	$(Mg, Mn, Fe^{2+}, Zn, Al)_3[Si, Al)_2O_5](OH)_4$
Бертьерин	$(Fe^{2+}, Mg, Al, Fe^{3+}, \square)_3[Si, Al)_2O_5](OH)_4$
Биотит	$K(Mg, Fe^{2+})_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Глауконит	$K(Mg, Fe^{3+})_{0,67}(Fe^{3+}, Al)_{1,33}[Si_{3,67}Al_{0,33}O_{10}](OH)_2$
Гюмбелит	$(K, Na, NH_4, H_2O)(Al, Mg)_2[Si, Al)_4O_{10}](OH)_2$
Джимтомпсонит	$(Mg, Fe)_{10}[Si_{12}O_{32}](OH)_4$
Железистый амезит	$MgFeAl[SiAlO_5](OH)_4$
Железистый иллит	$K_{0,5-0,6}(Al, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+})_2[Si_{3,2-3,5}Al_{0,5-0,6}O_{10}](OH)_2$
Железистый тальк	$(Mg, Fe)_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
Истонит	$K(Mg_{2,5}Al_{0,5}Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10})(OH)_2$
Киноситалит	$(Ba, K)(Mg, Mn^{2+}Mn^{3+})_3[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
Клинтонит	$Ca(Mg, Al)_3[Al_3Si)O_{10}](OH)_2$
Клиноджимтомпсонит	$(Mg, Fe)_{10}[Si_{12}O_{32}](OH)_4$
Лейкофиллит	$KMgAl[Si_4O_{10}](OH)_2$
Лизардит	$Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$
Литий-бериллиевый маргарит	$(Ca, Na)(Li, Mg)Al_2(Al, Be)_2Si_2O_{10}(OH)_2$
Мавинит	$3(Fe, Mg)O \cdot 6(Al, Fe)_2O_3 \cdot 7SiO_2 \cdot 9H_2O$
Мангановый тлит	$K(Mg, Mn, Fe)_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Миннесотант	$(Fe, Mg)_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
Монтдорит	$K(Fe^{2+}, Mn, Mg)_{2,5}[Si_4O_{10}](OH, F)_2$
Прайсверкит	$NaMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$
Селадонит	$KMgFe^{3+}[Si_4O_{10}](OH)_2$
Споднофиллит	$KLi_{0,5}Mg_{2,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}](F, OH)_2$
Тайниолит	$KLiMg_2[Si_4O_{10}](F, OH)_2$
Тальк	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
Тетраферрибиогит	$K(Mg, Fe^{2+})_3[Si_3Fe^{3+}O_{10}](OH)_2$
Тетраферрифлогопит	$KMg_3[Si_3Fe^{3+}O_{10}](OH, F)_2$
Уиллемеит	$(Ni, Mg)_3[Si_2O_{10}](OH)_2$
Уонезит	$(Na, \square)Mg_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Фенгит	$K(Mg, Fe)_{0,5}Al_{1,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}](OH)_2$
Ферроферримаргарит	$(Ca, Fe^{2+})(Mg, Fe^{3+}, Al)_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$
Флогопит	$KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Хендриксит	$K(Zn, Mn, Mg)_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
Хризотил	$Mg_3[Si_2O_5](OH)_2$
Хром-магнезиальная слюда	$(K_{0,86}Na_{0,01}Ca_{0,01})_{0,88}(Mg_{0,95}Li_{0,10}Cr_{1,01}^{3+}V_{0,05}^{3+}Fe_{0,06}^{3+}Al_{0,02})_{2,19}[Si_{3,68}Al_{0,32}O_{10}](OH_{1,75}F_{0,25})$
Честерит	$(Mg, Fe)_{17}[Si_{20}O_{54}](OH)_6$
Эллахерит	$(K, Ba)(Al, V, Mg)_2[Si_3Al)O_{10}](OH)_2$

## Марганец

Баумит	$(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Буркхардит	$\text{Pb}_2(\text{Fe}, \text{Mn})^{3+} \text{Te}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Кариопилит	$\text{Mn}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Келлиит	$\text{Mn}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_5](\text{OH})_4$
Киностаилит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+})_3[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Литий-железистый фенгит	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{7,16}\text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$
Магнанофиллит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Масутомилит	$\text{K}(\text{Li}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
Монтдорит	$\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2,5}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Госалит	$(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_{10}$
Хендриксент	$\text{K}(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Mg})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$

## Натрий

Браммалит	$(\text{Na}, \text{K})_{1-n}\text{Al}_2[\text{Si}_{3+n}\text{Al}_{1-n}\text{O}_{10}](\text{OH})_{12}$
Германиевый аналог лепидомелана	$(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_2\text{O})(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Al}, \text{Ga})_3[(\text{Ge}, \text{Si})_{2,66}\text{Al}_{1,34}\text{O}_{10}](\text{Cl}, \text{OH})_2$
Гюмбелит	$(\text{K}, \text{Na}, \text{NH}_4, \text{H}_2\text{O})(\text{Al}, \text{Mg})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Литий-бериллиевый маргарит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Li}, \text{Mg})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Литий-железистый фенгит	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{7,16}\text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$
Парагонит	$\text{NaAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$
Прайсверкит	$\text{NaMg}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Уонезит	$(\text{Na}, \square)\text{Mg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Хром-магнезиальный слюда	$(\text{K}_{0,86}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,01})_{0,88}(\text{Mg}_{0,95}\text{Li}_{0,10}\text{Cr}_{1,01}\text{V}_{0,05}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Al}_{0,02})_{2,18}[\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,82}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,75}\text{F}_{0,25})$
Черныхи	$(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})(\text{V}^{3+}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Эфесит	$\text{Na}(\text{LiAl}_2)[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

## Никель

Бридлейит	$\text{Ni}_{1,75}\text{Al}[\square]_{0,25}[\text{Si}_{1,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_5](\text{OH})_4$
Непут	$\text{Ni}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Пекораит	$\text{Ni}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
Уиллемсент	$(\text{Ni}, \text{Mg})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

## Рубидий

Литий железистый фенгит (Рубидиевый лепидолиг) (Рубидиевый мусковит) (Рубидиевый протолитионит)	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{7,16}\text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$
---	---

## Свинец

Буркхардит	$\text{Pb}_2(\text{Fe}, \text{Mn})^{3+} \text{Te}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
------------	--

## Сера

Анандит	$(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}, \text{Mg})_3[(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{S})_2$
---------	--

## Сурьма

Чашиманит	$\text{SbFe}_2^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_8](\text{OH})$
-----------	--

## Теллур

Буркхардит	$\text{Pb}_2(\text{Fe}, \text{Mn})^{3+} \text{Te}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
------------	--

## Титан

Литий-железистый фенгит	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{7,16}\text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$
-------------------------	---

## Фтор

Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Лепидолит	$\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
Литий-железистый фенгит	$(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,90}\text{Rb}_{0,04})(\text{Li}_{0,20}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,68}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,20})(\text{Si}_{7,16}\text{Al}_{0,82})\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,54}\text{F}_{0,46}$

Масутомилит	$K(Li, Mn, Fe^{2+}, Al)_3[(Si, Al)_4O_{10}](F, OH)_2$
Монторит	$K(Fe^{2+}, Mn, Mg)_{2,5}[Si_4O_{10}](OH, F)_2$
Полилитионит	$KLi_2Al[Si_4O_{10}](F, OH)_2$
Протолитионит	$KLi_{0,5}(Fe^{2+}, Al_{0,5})[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$
Сидерофиллит	$K(Fe^{2+}, Al)_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Спидофиллит	$KLi_{0,5}Mg_{2,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}](F, OH)_2$
Ганинолит	$KLi, Mg_2[Si_4O_{10}](F, OH)_2$
Тетраферрифлогопит	$KMg_3[Si_3Fe^{3+}O_{10}](OH, F)_2$
Уонезит	$(Na, \square)Mg_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Флогопит	$KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$
Цинивальдит	$KLi(Fe^{2+}, Al)_2[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$
<b>Хлор</b>	
Германиевый диалог лепидомелана	$(K, Na, H_3O)(Fe^{2+}, Zn, Fe^{3+}, Al, Ga)_3[(Ge, Si)_{2,66}Al_{1,33}O_{10}](Cl, OH)_2$
<b>Хром</b>	
Хром-магнезиальная люда	$(K_{0,86}Na_{0,01}Ga_{0,01})_{0,88}(Mg_{0,95}Li_{0,10}Cr_{1,01}V_{0,05}^{3+}e_{0,06}^{3+}Al_{0,02})_{2,19} \cdot [Si_{3,68}Al_{0,2}O_{10}](OH_{1,75}F_{0,25})$
Фуксит	$K(Al, Cr)_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$
<b>Цезий</b>	
(Цезиевый биогит)	
(Цезиевый лепидолит)	
(Цезиевый протолитионит)	
<b>Цинк</b>	
Баумит	$(Mg, Mn, Fe^{2+}, Zn, Al)_3[(Si, Al)_2O_5](OH)_4$
Германиевый диалог лепидомелана	$(K, Na, H_3O)(Fe^{2+}, Zn, Fe^{3+}, Al, Ga)_3[(Ge, Si)_{2,66}Al_{1,33}O_{10}](Cl, OH)_2$
Фрепонтит	$(Zn, Al)_3[(Si, Al)_2O_5](OH)_4$
Хендриксит	$K(Zn, Mn, Mg)_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$



- Аблыкит 99, 115  
 Авалит 331  
 Агалит 224  
 Агальматолит 208, 224  
 Агизит 224  
 Адамсит 271  
 Адигеит 127  
 Адыгеит 127  
 Айонит 25  
 Аквакрепит\* 127  
 Акватальки 254  
 Александролит 114  
 Алжерит 271  
 Аллофан (Грим) 25  
 Алургит 332, 336  
 Алшамозит 176  
 Альгерит 271  
 Алюминиевый глауконит, Al-глауконит 328, 330  
 Al-иллит 310  
 Алюминиевые серпентины, Al-серпентины 165  
 Алюминиевый лепидомелан 467  
 Алюминиевый лизардит 165  
 Алюминиевый селадонит 363  
 Алюминиевый серпентин 162  
 Алюминиевый шамозит 176  
 Алюмоселадонит 342  
 Амезин 162  
 Амезит 19, 126, 162  
 Амензит 162  
 Аммониевая гидрослюда 358  
 Аммониевый иллит 358  
 Аммониевый мусковит 271, 284  
 NH<sub>4</sub>-содержащий иллит 358  
 Аммохрисос 271  
 Амфилогит 271  
 Амфоделит\* 25, 271  
 Анядит 21, 567, 576  
 Аиауксит\* 25  
 Ангидрокаолин 25  
 Анкудит 25  
 Аннит 20, 391, 464  
 Аиоксит\* 25  
 Аномит 428  
 Антигорит 19, 126  
 Антиллит\* 127  
 Антонит 271  
 Асбест 127  
 Асбест змеевиковый 127  
 Асбест хризотилловый 127  
 Асбестин 224  
 Асбофит 127  
 Аспидолит 391  
 Астролит 271  
 Баддеkit\* 271  
 Балврандит 127  
 Балтиморит 127  
 Бареттит 127  
 Бариево-ванадиевый мусковит 271, 284  
 Бариево-ванадиевая слюда 351  
 Бариевый биотит 428, 439  
 Бариевый мусковит 271, 284, 351  
 Бариевый флогопит 391, 399  
 Бариобиотит 428, 439  
 Бариомусковит 351  
 Бариофлогопит 391, 399  
 Баритбиотит 399  
 Бастит 127, 129  
 Бастонит 428  
 Батчелорит 271, 310  
 Бауерит 428  
 Баумит 204  
 Бауэрит 428  
 Беаконит 224  
 Белая слюда 388  
 Бементит 199  
 Бергсейф 99  
 Бериллиеый маргарит 560, 564  
 Бертъерит 19, 169, 175  
 Биконит 224  
 Биопириболы 7  
 Биотит 20, 391, 428  
 Биотитоподобная черная слюда 484  
 Бисмутоферрит 19, 120  
 Битит 21, 551, 564  
 Благородный змевик 127  
 Благородный серпентин 127  
 Бовенит 127  
 Богатый железом флогопит 479  
 Болнос\* 99  
 Бонсдорффит 271  
 Бостонит 127  
 Боулит 564  
 Боуэнит 127  
 Браммалит 20, 376, 386  
 Брандизит 568  
 α-брандизит 568  
 Брианконский мел 224  
 Бриндлейит 20, 186, 197  
 Бронзит (Финч) 568  
 Булайинит 331  
 Буркхардтит 20, 391, 477  
 Ваалит 428  
 Валит 428  
 Валуевит 568  
 Ванадиевая слюда 353  
 Ванадиевый мусковит 271, 284  
 Ванадио-эллахерит 351

<sup>1</sup> Полужирным шрифтом выделены названия минералов и их разновидностей, светлым — обозначены недостаточно изученные минералы, неупотребляемые синонимы, устаревшие и лишние названия. Названия смесей даны со звездочкой; если одно название предложено для разных минералов, в скобках указана фамилия автора, давшего название.

- Вануксемит\*202  
 Варгасит 224  
 Вебскит\* 127  
 Вейссит 271  
 Верлит 344  
 Веронит 363  
 Веронская земля 363  
 Вилемсеит 247  
 Виллемсеит 247  
 Вильсонит 271  
 Вильямсит 127  
 Воданит 428, 438  
 Волокнистый серпентин 127  
 Воронья слюда 428, 524  
 Восковой камень 208  
 Вотанит 438  
 Вспучивающаяся слюда 271  
 Высокоалюминиевый глауконит 328
- Гавит 224, 254  
 Галапектит 99  
 Галлерит 376  
 Галлуазит 99, 99  
 Галлуазит-7А 99, 112  
 Галлуазит-10А 21, 99  
 Галлуазит -гарньерит 114  
 Гампденит 127  
 Гамширит 127, 224  
 Гарниерит 191  
 Гебгардит 344  
 Гельветан 428  
 Гентит 191  
 Гептафиллиты 256  
 Германневый аналог лепидомелана 462  
 Гетерофиллит 428  
 Гешветцит 313  
 Гешвитцит 313  
 Гешвиттцит 313  
 Гигантолит 271  
 Гидратированная слюда 313  
 Гидратированный галлуазит 99  
 Гидратированный тальк 254  
 Гидратированный талькоподобный минерал 250  
 Гидроамезит 165  
 Гидроантгорит 138  
 Гидробиотит 428  
 Гидрогаллуазит 99  
 Гидроглауконит 369  
 Гидрокаолин 99  
 Гидрокаолинит 102  
 Гидрокастерит\* 271  
 Гидроксилбиотит 428  
 Гидроксилмероксен 428  
 Гидроксилсидерофиллит 466  
 Гидроксилфлогопит 400  
 Гидромусковит 20, 270, 310  
 Гидропарагонит 386  
 Гидроселадонит 364  
 Гидросерпентин 138  
 Гидрослюда 313  
 Гидрослюды глауконитового состава 369  
 Гидростеатит 224  
 Гидротайнолит 547  
 Гидроферрипирофиллит 218  
 Гидрофиллит 271  
 Гидрофит 127, 138  
 Гидрофорстерит 127  
 Гидрохризотил Повлен-типа 138  
 Гидроэнделлит 99  
 Гизекит 271  
 Гильбертит 298
- Гимнит 127  
 Гинзбургит 115  
 Гиперводный тальк 254  
 Гисекит 271  
 Глагерит 99  
 Глаукони\* 368  
 Глауконит 20, 363, 368  
 Глауконит—нонтронит 369  
 Глауконитовая слюда 328  
 Глауконитовый иллит 328  
 Глиммертон 313  
 Глинистая слюда 313  
 Глинистый мусковит 313  
 Глист 256  
 Глоссеколит 99  
 Гольмезит 568  
 Гонгилит 271  
 Горная кожа 127  
 Горная пробка 127  
 Горное дерево 127  
 Гортонит 224  
 Горшечный камень 224  
 Гоутонит 428  
 Грениалит 169  
 Гриналит 19, 169  
 Гроппит 271  
 Грундит 313  
 Гуммит 99  
 Гюмбелит 20, 270, 359
- Дадлит 428  
 Дамурит 271  
 Девейлит 127  
 Дегидратированный галлуазит 112  
 Дерматин 127  
 Дёдлеит 428  
 Дженкинсит 127  
 Джимтомпсонит 7, 11  
 Диаклаз 127  
 Диаклазит 127  
 Дидимит 271  
 Дидримит 271  
 Дизинтрибит 271  
 Диккит 19, 21, 62  
 Диллнит 25  
 Диоктаэдрические и дитриоктаэдрические хрупкие слюды 21, 551  
 Диоктаэдрические собственно слюды 20, 270  
 Диссинтрибит 271  
 Дистеррит 568  
 Дифанит 552  
 Дюдлеит 428  
 Дюпортит 127
- Еллахерит 351  
 Енкинзит 127  
 Енофит 129  
 Ернтальк 224
- Железистая слюда 487  
 Железистый амезит 165  
 Железистый антгорит 138  
 Железистый биотит 428, 438  
 Железистый иллит 20, 270, 328  
 Железистый лепидолит (Дана) 524  
 Железистый лепидолит (Фостер) 509  
 Железистый масутомилит 532, 534  
 Железистый мусковит 271, 283  
 Железистый селадонит 363  
 Железистый серпентин 169  
 Железистый сидерофиллит 467  
 Железистый тальк 20, 220, 241

**Железистый флогопит 391, 399**

Железная слюда 428  
 Жемчужная слюда 552  
**Жильбертит 271, 298**  
 Жирный камень 224  
 Жировик 224  
 Зандбергерит 271  
 Зейбертит 568  
 Зеленая земля 363, 368  
 Зеленая земля из Вероны 363  
 Землистый тальк 25  
 Зернистый тальк 87

Иберит 271  
 Игаликит\* 271  
 Иддингсит 127  
 Иенкинзит 127  
 Известковая слюда 552  
 Иллит 20, 270, **312**  
 Индианит 99  
 Ионит 25  
 Исинглас 256  
 Истонит 463  
 Ишкильдит 127

Казвелит 428  
 Калиевая железо-марганцевая четырехкрем-  
 ниевая слюда 473  
 Калиевая слюда 271  
 Калиеносная глина 313  
 Кальциевая слюда 552  
 Кальциевый гномбелит 362  
**Кальциевый манганфиллит 470**  
 Са—Al-тальк 253  
 Кальциобиотит 428, **439**  
**Кальциотальк 253**  
 Кандиты 21  
 Каолин 25  
**Каолинит 19, 21, 25**  
 Каолиновые минералы 21  
 Карандашный камень 208  
 Карачаит 127  
 Карачаитит 127  
**Карнопилит 20, 198, 199**  
 Каристиолит 127  
**Карлостуранит 205**  
 Карнат 25  
 Касвеллит 428  
 Катаспилит 271  
 Катлинит\* 271  
 Келлинит 20, **198**  
**Керолит 248**  
 α-керолит 248  
 β-керолит 248  
 Кеффекилит\* 99  
 Кельсаджиит 391  
 Кианофиллит\* 271  
 Киллинит 271, 310  
 Киматолит\* 271  
**Киоситалит 21, 567, 578**  
 Кифолит 127  
 Клейит 25  
 Клингманит 552  
**Клиноджимтомпсонит 7, 13**  
 Клинохризотил 129  
**Клиптоит 21, 567**  
 Кмаит 363  
 Коллирит (Диоскордис) 99  
 Коллирит (Карстен) 25  
 Колубрин 224  
 Кольскит 127

Корунделит 552  
 Коссаит 376  
 Коссматит 552, 580  
 Кошачье золото 428  
 Кошачье серебро 271  
 Краснодарит 127  
**Криофиллит 498, 509**  
 Кронстедтит 183  
**Крошгедтит 19, 169, 183**  
 Ксантофиллит 568  
 Куматолит\* 271  
 Купрогаллуазит 114  
 Куфолит 127

Лабит 127  
 Ларденит 224  
 Лардит 224  
 Лардстон 224  
 Леверрьерит\* 25, 271, 313  
 Лейкасбест 127  
 Лейкоасбест 127  
 Лейкотил 127  
**Лейкофиллит 20, 270, 342**  
 Лейкофиллит-монтмориллонит 344  
 Ленцинит 99  
**Лепидолит 21, 493, 498**  
 Лепидомелан 428, 438  
 Лепидоморфит 332  
 Леслиит\* 271  
 Лефкасбест 127  
 Либенерит 271  
**Лизардит 19, 126**  
 Лилалит 498  
 Лиллит 175  
 Лиловый камень 498  
 Листоватый серпентин 127  
 Литиевая слюда 498, 524  
 Литиево-железистая слюда 524  
 Литиевый биотит (Коваль) 534  
**Литиевый биотит (Фостер) 428, 439**  
 Литиевый лепидомелан 534  
**Литиевый мусковит 271, 284, 299**  
 Литиевый сидерофиллит (Хаапала) 534  
**Литиевый сидерофиллит (Шурига) 467**  
 Литий-бериллиевый маргарит (Байраков) 564  
**Литий-бериллиевый маргарит (Гинзбург) 552, 560**  
 Литий-железистый фенгит 342  
 Литионит (Кобелл) 498, 524  
 Литионит (Шилин) 517  
 Литомарж 25  
 Литрод 271  
 Литродес 271  
 Люказит 271  
 Лярдит 224

**Мавинит 575**  
 Магадевит\*271  
 Магнезиальная слюда 391  
 Магнезиально-алюминиевые серпентины,  
 Mg, Al-серпентины 165  
 Магнезиально-железистая слюда 428  
**Магнезиальный биотит 428, 438**  
 Магнезиальный гидромусковит 360  
 Магнезиальный глауконит 363  
 Магнезиальный мусковит 342  
**Манганбариевый флогопит 391, 399**  
 Манганбиотит 438  
 Манганглауконит 368  
 Маигаофилл 469  
**Мангаофиллит 20, 391, 469**  
**Манганфлогопит 391, 399**

- Марганцевый биотит 428, 438  
 Мп-миннесотаит 246  
 Марганцевый мусковит 271, 283  
 Марганцевый фенгит 336  
 Мп-ферротальк 246  
 Марганцевый флогопит 391, 469  
 Мп-циннвальдит 532  
 Маргарит 21, 551, 552  
 Маргародит\* 271, 376  
 Марге\* 99  
 Мариновое стекло 271  
 Мариопозит (Силлиман) 332, 337  
 Мариопозит (Шэллер) 336  
 Мармолит 127  
 Марсятскит 368  
 Марьино стекло 271  
 Масутомилит 21, 493, 532  
 Махадевит\* 271  
 Медистый галлуазит 99, 114  
 Медистый фрепонтит 202, 204  
 Мелкочешуйчатая калиевая слюда 297  
 Мелкочешуйчатый мусковит 297  
 Мелопсит 128  
 Мелосарк 128  
 Мероксен 428  
 Метабиотит 428  
 Метагаллуазит 112  
 Метагриналит 169  
 Метакаолин 25  
 Метакаолинит 25  
 Метаксит 128  
 Метасерицит 271  
 Миелин 25  
 Микарель 271  
 Микроантигорит 128  
 Микровермикулит 25  
 Миланит 99  
 Милошин 114  
 Милошит 114  
 Миннесотаит 20, 220, 241  
 «Миннесотаит» 246  
 Монотермит 313  
 Монрепит 271, 283  
 Монтдорит 20, 391, 473  
 Морснетит\* 202  
 Московит 271  
 Московское стекло 271  
 Мусковит 20, 270, 271  
 Муссолинит 224
- Накрит** 19, 21, 87  
 Накрит (Томсон) 271  
 Натриевая триоктаэдрическая слюда 491  
 Натриевый иллит 386  
**Натриевый маргарит** 552, 559  
 Натриевый маргарит (Филлипс) 388  
 Натриевый флогопит (Кеузен) 492  
 Натриевый флогопит (Шрейер) 391, 491  
**Натрий-алюминиевый тальк**, Na, Al-тальк 251  
**Натробиотит** 428, 439  
 Натровая слюда 376  
 Натроглауконит 370  
 Натроонкозин 376  
**Натрофлогопит** 391, 399  
 Нейролит 224  
 Немафиллит 128  
 Неморской глауконит 328  
 Неоглауконит 368  
 Неокаолин 25  
 Неолит 128  
 Неопермутит 368  
**Нецит** 20, 186
- Нерчинскит 99  
 Нефрит Боуэна 128  
 Нефритоид 128  
 Нигресцит 128  
 Ni-амезит 197  
**Никелевый галлуазит** 99, 114  
 Никелевый флогопит 391  
 Ni-хризотил 191  
**Никельфлогопит** 391, 399  
 Нимезит 197  
 Нумеаит 191  
 Нумеит 191
- Обыкновенный мусковит 271  
 Оденит 428  
 Одинит 176  
 Одит 428  
**Оксибиотит** 428, 438  
 Октофиллиты 256  
 Оллахерит 351  
 Оллит 224  
 Онкозин 271  
 Онкофиллит 271  
 Озит 271  
 Орозит 128  
 Оропион 99  
 Ортоантигорит 131  
 Ортогексагональный серпентин 131  
 Ортохризотил 129  
 Ортошамозит 175  
 Отонит 428  
 Офикальцит 128  
 Офиокальцит 128  
 Офит 128
- Пагодит 208, 224  
**Парагонит** 20, 376  
 Паракаолинит 25  
 Парасерпентин 128  
 Парахризотил 130  
 Парофит 271  
 Пауцилитионит 498  
**Пекораит** 20, 186, 191  
 Пельгамин 128  
 Пеплоит 271  
 Персбергит 271  
 Пикнотроп\* 128  
 Пикнофиллит 271  
 Пикролит 128  
 Пикросмин 128  
 Пикрофенгит 333  
 Пикрофилл 224  
 Пикрофиллит 224  
 Пилит\* 271  
**Пимелит** 248  
 Пинит 271  
 Пинитоид 271  
 Пираллоит 224  
 Пиралломит 224  
 Пирауксит 208  
 Пириболы 7  
 Пиродезин 128  
**Пирофаллит** 20, 207, 208  
 Пирролит 271  
 Пихлит\* 271  
 Повлен-хризотил 130  
 Полиаргит 271  
 Полигональный серпентин 130  
**Полилитионит** 21, 493, 517  
 Порцеллофит 128  
 Празеолит 271  
 Празиолит 271

- Прайсверкит 21, 490, 492  
 Преграттит 376  
 Проглауконит 368  
 Прокаолин 25  
 Протолитионит 21, 493, 534  
 Псевдобиотит 428  
 Псевдогимнит 128  
 Псевдодевейлит 128  
 Псевдолит 224  
 Псевдостеатит 99  
 Псевдохлориты 165  
  
 Радиотин 128  
 Ранселерит 224  
 Растолит 428  
 Ревдинскит 186  
 Рейссахерит\* 271  
 Ренселярит 224  
 Ренселерит 224  
 Ретиналит 128  
 Рётгизит 191  
 Риколит 128  
 Розеит 271  
 Розит 271  
 Рокландит 128  
 Ромбическая слюда 391, 428  
 Росеки 208  
 Роскоэлит 20, 270, 353  
 Рубеллан 428  
 Рубидиевый лепидолит 498, 510  
 Рубидиенный мусковит 271, 285, 299  
 Рубидиевый протолитионит 534, 541  
 Русское стекло 271  
  
 Санг-и-Яшм 128  
 Сангияшм 128  
 Сателит 128  
 Свигальскит 363  
 Северит 25, 99  
 Сейбертит 568  
 Селадонит 20, 363  
 Селадонитовый мусковит 333  
 Септеамезит 162  
 Септеделессит 175  
 Септетюрингит 175  
 Септехлориты 165  
 Септешамозит 175  
 Сербиян 114  
 Серицит 271, 297  
 Серицитоподобный минерал 313  
 Серпентин 126  
 Серпентин-асбест 127  
 Серпентин типа Унста 131  
 Серпентины 122  
 Серпофит 128  
 Сидерофиллит 20, 391, 466  
 Сидерошизолит 183  
 Симлаит 25  
 Слюда черная 183  
 Слюдистая глина 313  
 Слюдоподобный глинистый минерал 313  
 Слюды 256  
 Смаелит 25  
 Смелит 25  
 Собственно акватальки 254  
 Собственно слюды 20, 270  
 Спадаит 128  
 Спидиофиллит 21, 493, 548  
 Стеатит 224  
 Стеатоид 128  
 Стерлингит 271  
 Страконитцит 224  
  
 Стуматит 208  
 Сулунит\* 362  
 Сунгулит 128  
  
 Табергит 428  
 Таиниолит 543  
 Тайниолит 21, 493, 543  
 Тальк 20, 220, 224  
 Тальк моногидрат 254  
 Талькит 224, 271  
 Тальковая земля 25  
 Тальковый каменный мозг 224  
 Талькозит 224  
 Талькоид\* 224  
 Тангиваит 128  
 Таэниолит 543  
 Тениолит 543  
 Термофиллит 128  
 Терра порцеллана 25  
 Терра Самиа 25  
 Тетраферрибиотит 20, 478, 484  
 Тетраферрифлогонит 20, 478, 479  
 Титанобиотит 438  
 Титанистый флогонит 391, 399  
 Титановый бертьерин 182  
 Титановый биотит 428, 438  
 Титанфлогонит 391, 399  
 Тобелит 20, 270, 357  
 Тонкодисперсная белая слюда 297  
 Тосалит 200  
 Траверсит 128  
 Трилитионит 498  
 Триоктаэдрические собственно слюды 20, 391  
 Триоктаэдрические хрупкие слюды 567  
 Туесит 25  
 Тэйниолит 543  
 Тэниолит 543  
  
 Уиллемсеит 20, 220, 247  
 Унстит 131  
 Уонезит 20, 490, 491  
  
 Фалунит 271  
 Фаратсихит\* 25  
 Фенгит 20, 270, 331  
 Фенгитовый мусковит 282, 333  
 Феррианнит 20, 478, 487  
 Феррибертьерин 177  
 Феррибиотит (Вейс. Югстер) 484  
 Феррибиотит (Мейкснер) 438  
 Ферригаллуазит 99, 115  
 Ферриметагаллуазит 115  
 Ферримусковит 271, 283  
 Ферриортошамозит 176  
 Феррипирофиллит 20, 207, 218  
 Феррипирофиллит—гидроферрипирофиллит 218  
 Феррифенгит 332, 333, 339  
 Феррифлогонит 391, 399, 479  
 Ферришамозит 177  
 Ферробертьерин 175  
 Ферролизардит 138  
 Ферротайниолит 545  
 Ферротальк 241  
 Феррофенгит 333  
 Ферроферримаргарит 562  
 Ферро-ферримусковит 283  
 Феррофлогонит 391, 399  
 Феррошамозит 175  
 Фигурный камень 208  
 Филадельфит 428  
 Фиолетовый цеолит 498

- Флогопит** 20, 391  
**Фойгтит** 428  
**Форхаузерит** 128  
**Фохтит** 428  
**Французский мел** 224  
**Фреонит** 20, 198, 202  
**Фторантигорит** 138  
**Фторбиотит** 428, 439  
**Фтормероксен** 439  
**Формонтдорит** 474  
**Фторфлогопит** 391, 400  
**Фуксит** 20, 270, 344
- Хендриксит** 20, 391, 475  
**7А-хлориты** 165  
**Хлоромслан** 183  
**Хлорофанерит** 368  
**Хлорофиллит** 271  
**Холмит** 568  
**Холмсит** 568  
**Хотонит** 428  
**Хризотил** 19, 126  
**Хризотил-асбест** 127  
**Хризотил Повлен-типа** 130  
**Хризофан** 568  
**Хромбиотит** 438  
**Хромгаллуазит** 114  
**Хромкаолинит** 25, 51  
**Хром-магнезиальная слюда** 344  
**Хроммусковит** 344  
**Хромовая охра** 114  
**Хромовая слюда** 344  
**Хромовый биотит** 428, 439  
**Хромовый мусковит** 271, 283  
**Хромовый фенгит** 337  
**Хромовый флогопит** 391, 399  
**Хромпирофиллит** 211  
**Хромсодержащий галлуазит** 99, 114  
**Хромтальк** 228  
**Хромфлогопит** 391  
**Хрупкие слюды** 550
- Цеблитцит** 128  
**Цезиевый биотит** 428, 439  
**Цезиеный лепидолит** 498, 511  
**Цезиевый протолитионит** 534, 541  
**Цезиобиотит** 439
- Целалонит** 363  
**Церматтит** 128  
**Циматолит\*** 271  
**Цинальсит** 202  
**Цинковый сидерофиллит** 467  
**Цинксодержащий бертьерин** 182  
**Циннвальдит** 21, 493, 524
- Чакалтаит** 271  
**Чаймаит** 19, 120  
**Черныхит** 20, 270, 356  
**Честерит** 7, 16  
**Чешуйчатый камень** 498  
**Чешуйчатый кремьен** 498  
**Чудесный камень** 208
- Щамозит** 175  
**7А-шамозит** 175  
**Швейцерит** 128  
**Шерникит** 271  
**Шилкинит** 271, 310  
**Шиллершпат** 129  
**Шиллерштейн** 129  
**Шпекштейн** 271  
**Шрёттерит\*** 99  
**Штраконицит** 224
- Эвкампит** 428  
**Эвфиллит\*** 376  
**Эвхлорит** 428  
**Эйзенгимнит** 129  
**Эйфиллит\*** 376  
**Эктропит** 199  
**Эллахерит** 20, 270, 351  
**Эмерилит** 552  
**Энделлит** 99  
**Эндотермит\*** 313  
**Энофит** 129  
**Эофиллит\*** 376  
**Эпилейцит** 271  
**Эписерицит** 271  
**Эфезит** 388  
**Эфесит** 20, 376, 388  
**Эуфиллит\*** 376  
**Эухлорит** 428
- Ю-Ен-Ши** 129

# INDEX

---

- Ablykite 115  
Adamsite 271  
Adigeite 127  
Agalite 224  
Agalmatolite 208, 224  
Agnésite 224  
Alchamosite 176  
Alexandrolite 114  
Algerite 271  
Allophan (Grim) 25  
Alumina glauconite 328  
Aluminian celadonite 363  
Aluminian lepidomelan 467  
Aluminian lisardite 165  
Aluminian serpentine 162  
Aluminous serpentines, Al-serpentines 165  
Alumoceladonite 342  
Alurgite 336  
Amensine 162  
Amensite 162  
Amesite 162  
Ammochrysos 271  
Ammonium muscovite 284  
Amphilogite 271  
Amphodelite 271  
Anandite 576  
Anauxite\* 25  
Ancudite 25  
Anhydrokaolin 25  
Annite 464  
Anomite 428  
Antigorite 126  
Antillite\* 127  
Antonite 271  
Aquaacreptite\* 127  
Argiles á porcelaine 25  
Asbestine 224  
Asbestos 127  
Asbophite 127  
Aspidolite 391  
Astrolite 271  
Avalite 331
- Baddeckite\* 271  
Baltimorite 127  
Balvraidite 127  
Baretite 127  
Barian muscovite 284  
Bariobiotite 439  
Bario-phlogopite 399  
Barium biotite 439  
Barium muscovite 351  
Barium phlogopite 399  
Baryt-biotite 399  
Bastite 127  
Bastonite 428  
Batchelorite 271, 310  
Bauerite 428  
Baumite 204  
Beaconite 224  
Bementite (Pardce, Larsen, Steiger) 199
- Bergseife 99  
Bertherine 175  
Beryllium margarite 560, 564  
Biopyriboles 7  
Biotite 428  
Bityite 564  
Blätterserpentin 127  
Blister mica 271  
Bole\* 99  
Bolus\* 99  
Bonsdorffite 271  
Bostonite 127  
Bowenite 127  
Bowleyite 564  
Brammallite 386  
Brandisite 568  
Brindleyite 197  
Brittle micas 550  
Bronzite (Finch) 568  
Burckhardtite 477  
Bylayinite 331  
Calciobiotite 439  
Calcioalcal 253  
Calcium gumbelite 362  
Calcium manganophyllite 470  
Carlosturanite 205  
Carnat 25  
Caryopilite 199  
Caswellite 428  
Cataspilitite 271  
Catlinite\* 271  
Cat's gold 428  
Cat's silver 271  
Celadonite 363  
Cerolite 248  
Cesian lepidolite 511  
Cesian protolithionite 541  
Chacaltaitite 271  
Chamosite 175  
7Å-chamosite 175  
Chernykhite 356  
Chesterite 16  
China clay 25  
7Å-chlorites 165  
Chloromelane 183  
Chlorophanerit 368  
Chlorophyllite 271  
Chrombiotite 439  
Chrome mica 344  
Chrome phengite 337  
Chrome phlogopite 399  
Chrome pyrophyllite 211  
Chromglimmer 344  
Chromhalloysite 114  
Chromium-bearing halloysite 114  
Chromium-magnesium mica 344  
Chrom kaolin 51  
Chrom-kaolonite 51  
Chrommuscovite 283, 344  
Chromocher 114  
Chromtalca 228

- Chrysophane 568  
**Chrysotile 126**  
 Chrysotile-asbestos 127  
 Clayite 25  
 Clay mica 313  
 Clay muscovite 313  
 Clingmanite 552  
 Clinochrysotile 129  
**Clinojimbthompsonite 13**  
**Clintonite 567**  
 Coesiobiotite 439  
**Coesium biotite 439**  
 Collyrite 25, 99  
 Collyrium 25  
 Colubrine 224  
 Corundelite 552  
 Cossaite 376  
 Craie de briancon 224  
**Cronstedtite 183**  
**Cryophyllite 509**  
 Cumatolite\* 271  
**Cuprofraipontite 204**  
**Cuprohalloysite 114**  
**Cuprum-bearing halloysite 114**  
 Cumatolite\* 271  
 Cymatolith 271
- Damourite 271  
 Dehydrated halloysite 112  
 Dermatine 127  
 Deweylite 127  
 Diaclas 127  
 Diaclasite 127  
**Dickite 62**  
 Didimite 271  
 Didrimite 271  
 Didymite 271  
 Dillnite 25  
 Diphanite 552  
 Disterrite 568  
 Dudleyite 428  
 Duporthite 127  
 Dysyntribit 271  
 Dysyntribite 271
- Eastonite 463**  
 Eisenglimmer 428  
 Eisengymnit 129  
 Eisen Lepidolite 524  
 Ektropite 199  
 Ektropite 199  
 Emerylite 552  
 Endellite 99  
 Endotermite\* 313  
 Enophite 129  
**Ephesite 388**  
 Epileucite 271  
 Episericite 271  
 Erdiger Talk 25  
 Euchlorite 428  
 Eukamptite 428  
 Euphyllite\* 376
- Fahlunit 271  
 Falunit 271  
 Faratsihite\* 25  
 Faserserpentin 127  
**Ferri-annite 487**  
 Ferribertherine 177  
 Ferribiotite (Meixner) 438  
 Ferribiotite (Wise, Eugster) 484  
 Ferrichamosite 177  
 Ferrihalloysite 115  
 Ferrimethahalloysite 115  
**Ferri-muscovite 283**  
 Ferriorthochamosite 176  
**Ferriphengite 333, 339**  
**Ferriphlogopite 399, 479**  
**Ferripyrophyllite 218**  
 Ferroan celadonite 363  
**Ferroan illite 328**  
 Ferroan lepidolite 509  
**Ferroan nasutomillite 534**  
**Ferroan siderophyllite 467**  
 Ferroan talk 241  
 Ferroberthierine 175  
 Ferroferrimargarite 562  
 Ferro-ferri-muscovite 283  
 Ferrolizardite 138  
 Ferrophengite 333  
**Ferrophlogopite 399**  
 Ferrotalc 241  
**Ferrous biotite 438**  
 Ferrous chamosite 175  
 Fibrous serpentine 127  
 Figwre-stone 208  
 Fluor-antigorite 138  
 Fluor-biotite 439  
 Fluor-meroxen 439  
 Fluormontdorite 474  
**Fluor-phlogopite 400**  
 Fochtite 428  
 Foliated serpentine 127  
**Fraipontite 202**  
 French chalk 224  
**Fuchsite 344**
- Galapectite 99  
 Garnierite 191  
 Gavite 224, 254  
 Gebhardite 344  
 Gemeiner Glimmer 271  
 Genthite 191  
**Ge-equivalent lepidomelane 462**  
 Gieseckite 271  
 Gigantolith 271  
**Gilbertite 298**  
 Gilstein 224  
 Ginzburgite 115  
 Glagerite 99  
**Glaconite 368**  
 Glauconitic illite 328  
 Glauconitic mica 328  
 Glaycony\* 368  
 Glimmerarting Tonmineral 313  
 Glimmertone 313  
 Glist 256  
 Glossecolite 99  
 Goeschwitzite 313  
 Gongylite 271  
 Goschwitzit 313  
**Greenalite 169**  
 Groppite 271  
 Grundite 313  
 Grünerde 363, 368  
**Gümbelite 359**  
 Gummite (Breithaupt) 99  
 Gymnite 127
- Hallerite 376  
**Halloysite 99**  
**Halloysite-7Å 112**  
**Halloysite-10Å 99**  
 Halloysite-garnierite 114



- Hampdenite 127  
 Hampshireite 127, 224  
 Houghtonite 428  
 Helvetan 428  
**Hendricksite 475**  
 Heptaphyllites 256  
 Heterophyllite 428  
 High-alumina glauconite 328  
 Holmesite 568  
 Holmite 568  
 Holmsite 568  
 Hortonite 224  
 Hydrated halloysite 99  
 Hydrated talc 254  
 Hydroamesite 165  
 Hydroantigorite 138  
 Hydrobiotite 428  
 Hydrocaesterite\* 271  
 Hydroceladonite 364  
 Hydroendellite 99  
 Hydroforsterite 127  
 Hydrohalloysite 99  
 Hydrokaolin 99  
 Hydrokaolinite 102  
**Hydromuskovite 310**  
 Hydroparagonite 386  
 Hydrophite 127, 138  
 Hydrophyllite 271  
 Hydroserpentine 138  
 Hydrosteatite 224  
 Hydrous mica 313  
 Hydroxyl-biotite 428  
 Hydroxyl-meroxen 428  
 Hydroxyl-phlogopite 400  
 Hydroxyl-siderophyllite 466
- Iberite 271  
 Iddingsite 127  
 Ienkinsit 127  
 Igalikite\* 271  
**Illite 312**  
 Indianite 99  
 Ionite 25  
 Iron mica 487  
 Iron-rich amesite 165  
 Iron rich phlogopite 479  
 Iron serpentine 169  
**Iron talc 241**  
 Ishkyldite 127  
 Isinglass 256
- Jenkinsite 127  
 Jerntalk 224  
**Jimthompsonite 11**
- Kalkglimmer 552  
 Kandites 21  
 Kaolin 25  
**Kaolinite 25**  
 Kaolin minerals 21  
 Karachaitite 127  
 Karachaitite 127  
 Karystiolite 127  
 Katzengold 428  
 Keffekilite\* 99  
**Kellyite 198**  
**Kerolite 248**  
    $\alpha$ -kerolite 248  
    $\beta$ -kerolite 248  
 Killinite 271, 310  
 Kinoshitalite 578  
 Kmaite 363
- Kölsageyite 391  
 Kolskite 127  
 Kossmatite 552, 580  
 Krasnodarite 127  
 Kupholit 127  
 Kyanophyllite\* 271  
 Kymatolith\* 271  
 Kypholite 127
- Labite 127  
 Lapis ollaris 224  
 Lardenite 224  
 Lardite 224  
 Lårdston 224  
 Lavezstein 224  
 Lefkasbestos 127  
 Lenzinite 99  
**Lepidolite 498**  
 Lepidomelane 438  
 Lepidomorphite 332  
 Lesleyite\* 271  
 Leucoasbestos 127  
**Leucophyllite 342**  
 Leucotile 127  
 Leukasbest 127  
 Leverrierite\* 25, 271, 313  
 Liebenerite 271  
 Lilalite 498  
 Lillite 175  
 Lime mica 552  
 Lithia mica 498  
 Lithian biotite 534  
 Lithian lepidomelane 534  
**Lithian muscovite 299**  
 Lithian siderophyllite 534  
 Lithioneisenglimmer 524  
 Lithionglimmer 498, 524  
 Lithionit 498, 524  
 Lithionite 517  
**Lithium biotite 439**  
**Litian-beryllium margarite 560**  
**Litium siderophyllite 467**  
 Litomarge 25  
**Lizardite 126**  
 Ljardit 224  
 Lucasite 271  
 Lythrodites 271
- Magnesia-eisen Glimmer 428  
 Magnesiaglimmer 391  
 Magnesio-muscovite 342  
**Magnesium biotite 438**  
 Magnesium glauconite 363  
 Magnesium hydromuscovite 360  
 Mg-Al serpentines 165  
 Mahadevite\* 271  
**Manganbarium phlogopite 399**  
 Manganbiotite 438  
 Manganglauconite 368  
 Manganmuscovite 283  
 Manganophyll 469  
**Manganophyllite 469**  
**Manganphlogopite 399**  
 Mn-zinnwaldite 532  
 Marga porcellana 25  
**Margarite 552**  
 Margarodite\* 271, 376  
 Marge\* 99  
 Mariaglass 271  
 Marienglass 271  
 Mariposite (Schaller) 336  
 Mariposite (Silliman) 337

- Marmolite 127  
 Marmolith 127  
 Marsjatskit 368  
 Marsyatskite 368  
**Masutomilite 532**  
**Mavinite 575**  
 Melanglimmer 183  
 Melopsite 128  
 Melosark 128  
 Meroxene 428  
 Metabiotite 428  
 Metahalloysite 112  
 Metakaolin 25  
 Metakaolinite 25  
 Metasericite 271  
 Metaxite 128  
 Mica clay 313  
 Mica membranica 271  
 Micarelle 271  
**Micas 256**  
 Microantigorite 128  
 Microvermiculite 25  
 Milanite 99  
 Miloschin 114  
 Miloshite 114  
**Minnesotaite 241**  
 "Minnesotaite" 246  
 Monotermite 313  
**Monrepite 283**  
**Montdorite 473**  
 Moresnetite\* 202  
 Moscovite 271  
 Mountain cork 127  
 Mountain leather 127  
 Mountain wood 127  
**Muscovite 271**  
 Muscoviticum vitrum 271  
 Mussolinite 224  
 Myelin 25
- Nacrite 87**  
 Nacrite (Tomson) 271  
 Nakrit 271  
**Natrobioite 439**  
 Natronglimmer 376  
 Natronmargarite 388  
 Natron-Onkosin 376  
**Natronphlogopite 399**  
 Nefritoid 128  
 Nemaphyllite 128  
 Neoglayconite 368  
 Neokaolin 25  
 Neolite 128  
 Neolith 128  
 Neo-Permutit 368  
 Nephrite Bowen 128  
**Nepouite 186**  
 Nerchinskite 99  
 Neurolite 224  
 Ni-amesite 197  
**Nickel-halloysite 114**  
**Nickel-phlogopite 399**  
 Nigrescrite 128  
 Nimesite 197  
 Noble serpentine 127  
 Non-marin glauconite 328  
 Noumeaite 191  
 Noumeite 191
- Odenite 428**  
**Odinite 176**  
**Odite 428**
- Oellacherite 351**  
 Oktophyllites 256  
 Oncophyllite 271  
 Onkosin 271  
 Ollite 224  
 Oösite 271  
 Ophicalcite 128  
 Ophiocalcite 128  
 Ophite 128  
 Ordinary muscovite 271  
 Oropion 99  
 Oroseite 128  
 Orthoantigorite 131  
 Orthochamosite 175  
 Orthochrysotile 129  
 Ortohexagonal serpentine 131  
 Otonite 428  
**Oxybiotite 438**
- Pagodite 208, 224  
 Parachrysotile 130  
**Paragonite 376**  
 Parakaolinite 25  
 Paraserpentine 128  
 Parophite 271  
 Pauclithionite 498  
 Pearl mica 552  
**Pecoraite 191**  
 Pelhamine 128  
 Pelitische Felsittuffe 25  
 Pencil-Stone 208  
 Peplote 271  
 Persbergite 271  
**Phengite 331**  
 Phengitic muscovite 282  
 Philadelphite 428  
**Phlogopite 391**  
 Picnophyllite 271  
 Picrolite 128  
 Picrophengite 333  
 Picrophyll 224  
 Picrophyllite 224  
 Picrosmine 128  
 Pihlite\* 271  
 Pikrolith 128  
 Pikrolite 128  
**Pimelite 248**  
 Pinite 271  
 Pinitoid 271  
 Polyargite 271  
 Polygonal serpentine 130  
**Polyolithionite 517**  
 Porcelain earth 25  
 Porcelain clay 25  
 Porcellana 25  
 Porcellophite 128  
 Porzellanthon 25  
 Potash bearing clay 313  
 Potash mica 271  
 Potstone 224  
 Povlen-chrysotile 130  
 Povlen type chrysotile 130  
 Povlen type hydrochrysotile 138  
 Praseolite 271  
 Prasiolite 271  
 Precious serpentine 127  
 Pregrattite 376  
**Prelswerkite 492**  
 Proglauconite 368  
 Prokaolin 25  
**Protolithionite 534**  
 Pseudobiotite 428

- Pseudochlorites 165  
 Pseudodeweylite 128  
 Pseudogimnite 128  
 Pseudolite 224  
 Pseudosteatite 99  
 Pyknotrop\* 128  
 Pyralloite 224  
 Pyralloomite 224  
 Pyrauxite 208  
 Pyriboles 7  
 Pyroidesine 128  
**Pyrophyllite 208**  
 Pyrrholite 271
- Rabenglimmer 428, 524  
 Radiotine 128  
 Rastolite 428  
 Reissacherite\* 271  
 Rencelaerite 224  
 Rensselaerite 224  
 Retinalite 128  
 Revdinskite 186  
 Ricolite 128  
 Rocklandite 128  
 Rombenglimmer 391  
 Rombic mica 391, 428  
**Roscoelite 353**  
 Roseite 271  
 Roseki 208  
 Rosite 271  
 Röttisite 191  
 Rubellan 428  
**Rubidian lepidolite 510**  
**Rubidian muscovite 299**  
**Rubidian protolithionite 541**  
 Russian Glass 271
- Sandbergerit 271  
 Sang-i-yashm 128  
 Satelite 128  
 Scale-stone 498  
 Schernikite 271  
 Schiller-spar 129  
 Schillerstein 129  
 Schrötterite\* 99  
 Schuppenstein 498  
 Schuppiger Thon 25  
 Schweizerite 128  
 Septeamesite 162  
 Septeamosite 175  
 Septechlorites 165  
 Septedelessite 175  
 Septethuringite 175  
 Serbian 114  
**Sericite 297**  
 Sericite-like mineral 313  
 Sernikit 271  
 Serpentine 126  
 Serpentine-asbestos 127  
**Serpentines 122**  
 Serpophite 128  
 Severite 25, 99  
 Seybertite 568  
 Shernikite 271  
 Shilkinite 271, 310  
**Siderophyllite 466**  
 Sideroshisolite 183  
 Simlaite 25  
 Smaelite 25  
 Smelite 25  
 Snake asbestos 127  
 Soaprock 224
- Soapstone 224  
 Soda-glaucanite 370  
 Soda mica 376  
**Sodian aluminian talc 251**  
 Sodian margarite 388  
 Sodium illite 386  
**Sodium margarite 559**  
 Sodium phlogopite (Keusen) 492  
 Sodium phlogopite (Schrayser. Abraham) 491  
 Spadaite 128  
 Speckstein 224, 271  
**Spodiophyllite 548**  
 Steatite 224  
 Steatoid 128  
 Steinmark 25  
 Sterlingite 271  
 Strakonitzite 224  
 Strakonizit 224  
 Stumatite 208  
 Sulunite\* 362  
 Sungulite 128  
 Svitalskite 363
- Tabergite 428  
 Taeniolite 543  
**Tainiolite 543**  
**Talc 224**  
 Talc granuleux 87  
 Talcite 224, 271  
 Talc monohydrate 254  
 Talcoid\* 224  
 Talcosite 224  
 Talcum stone brain 224  
 Talgstein 224  
 Talkerde 25  
 Talksteinmark 224  
 Tangiwaite 128  
 Taufstein 224  
 Termophyllite 128  
 Terra porcellana 25  
 Terra Samia 25  
 Terra verde de Veron 363  
**Tetraferribiotite 484**  
**Tetraferriphlogopite 479**  
 (Fe, Mg, Mn)-tetrasilicic potassium mica 473  
**Titanbiotite 438**  
**Titanian berthierine 182**  
**Titanphlogopite 399**  
**Töbelite 357**  
 Topfstein 224  
 Tosalite 200  
 Traversite 128  
 Trilithionite 498  
 Tuesite 25
- Unstite 131  
 Unst type serpentine 131
- Vaalite 428  
 Valite 428  
 Valuevite 568  
 Vanadium mica 353  
 Vanadium-oellacherite 351  
 Vanuxemite\* 202  
 Vargasite 224  
 Verdite 344  
 Verona-carth 363  
 Veronite 363  
 Verre de Moscovie 271  
 Violetfarbigen Zeolith 498  
 Voigtite 428  
 Vorhauserit 128

Walouewite 568  
Waluewite 568  
Walujewit 568  
Waxy stone 208  
Webskyite\* 127  
Weissite 271  
Willemsite 247  
Williamsite 127  
Wilsonite 271  
Wodanite 438  
Wonesite 491  
Wonder stone 208

Wotanite 438  
Xanthophyllite 568  
Yu-Yen-Shi 129  
Zermattite 128  
Zinallsite 202  
Zinkians berthierine 182  
Zinkians siderophyllite 467  
Zinnwaldite 524  
Zöblitzite 128

## СОДЕРЖАНИЕ

---

Предисловие .....	3
Условные обозначения и сокращения .....	5
Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой,— биопириболы .....	7
Слоистые силикаты .....	19
Список минералов по элементам .....	581
Указатель минералов .....	587
Index .....	593

# МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Том IV

Выпуск I

СИЛИКАТЫ СО СТРУКТУРОЙ,  
ПЕРЕХОДНОЙ ОТ ЦЕПОЧЕЧНОЙ К СЛОИСТОЙ  
СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ  
(каолиновые минералы, серпентины,  
интрофиллит, тальк, слюды)

Редактор издательства Т. А. Николаева

Художник В. Г. Виноградов

Художественный редактор Н. И. Михайлова

Технический редактор Л. И. Кузнецова

Корректоры А. Б. Васильев, Р. З. Землянская

ИБ № 39883

Сдано в набор 05.01.90. Подписано к печати 08.08.90. Т-00000. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 52,5. Усл. кр.-отт. 52,5 Уч.-изд. л. 89. Тираж 570 экз. Заказ № 3296. Цена 33 р.

Орден Трудового Красного Знамени издательство «Наука» 117861 ГСП-7, Москва В-185  
Профсоюзная ул., 90

Орден Октябрьской революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО «Первая Обричова»  
типография Государственного комитета СССР по печати, 113054, Москва, Валуевая, 28

Отпечатано на 2-й типографии издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6  
Знак. 2381