

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию советского читателя книга является первой в пятитомной серии «Породообразующие минералы».

В основу распределения материала по томам авторами положен структурный признак. Первый том посвящен ортосиликатам и кольцевым силикатам, второй — цепочечным силикатам, в основном пироксенам и амфиболам и близким к ним минералам. Третий том содержит описание слоистых силикатов, минералов групп слюды, глины, талька, хлорита и некоторых других подобных минералов. В четвертом томе объединены все каркасные силикаты, в том числе полевые шпаты и фельдшпатоиды, а также минералы кремния и близкие к ним силикатные постройки. Наконец, в пятом томе описываются несиликатные породообразующие минералы — различные окислы, сульфаты, карбонаты и фосфаты. Общее число описываемых минералов сравнительно невелико — не более трехсот, а объем всей серии около 100 печатных листов.

Наиболее характерная особенность предлагаемой работы — подробное, почти исчерпывающее описание породообразующих минералов в свете новых данных, полученных за последние годы. При этом авторы рассматривают только наиболее распространенные группы минералов, которые исследователю-петрографу встречаются буквально на каждом шагу, и не касаются минералов, играющих роль породообразующих, но в редчайших породах (например, хибинские лопарит, эвдилит, эвколит, мурманит, ломоносовит и др.).

Такая постановка вопроса не нова. Еще в конце прошлого столетия, когда происходило формирование петрографии как науки, в мировой минералогической-петрографической литературе наметилось два направления. Сторонники первого из этих направлений — немецкого, — основоположником которого был Розенбуш, отдавали предпочтение детальному описанию немногих минералов. Сводка Розенбуша неоднократно дополнялась и переиздавалась. Последнее издание, вышедшее в тридцатых годах под редакцией Отто Мюге, пользуется широкой известностью, но на русский язык не переводилось. Второе направление, особенно популярное в Америке, нашло свое отражение в сводках Винчелла и Ларсена, в которых описаны оптические свойства всех минералов и условия их нахождения, но описаны весьма кратко. Совершенно справедливо это второе направление получило название «оптическая минералогия».

Книга Винчелла «Оптическая минералогия», также выдержавшая несколько изданий, более знакома советскому читателю, чем книга Розенбуша — Мюге. Выдержки из ее второго издания были включены в широко-распространенный у нас учебник петрографии, написанный проф. В. И. Лу-чицким; позже под редакцией акад. Д. С. Белянкина вышел полный перевод третьего американского издания. В оба русских издания были внесены существенные дополнения (в издание 1953 г. — около 10 листов). Таким образом, в последнем издании накопленные к тому времени данные по оптической минералогии освещены с исчерпывающей полнотой.

Следует отметить еще одну особенность справочников по порообразующим минералам. Учение об изоморфизме, разработанное Чермаком, нашло свое наиболее яркое подтверждение на примере порообразующих минералов. В начале нынешнего столетия Е. С. Федоров блестяще приложил принципы изоморфизма к группе полевых шпатов. Он впервые выдвинул идею о построении диаграммы, связывающей оптические свойства минерала и его химический состав. Это направление — выявление связи оптических свойств с составом — сделалось основным направлением кристаллографических исследований двадцатых и тридцатых годов, и этим исследованиям в значительной мере посвятил свою деятельность Винчелл. В последнем издании его книги буквально для каждой группы минералов приводится соотношение состав — свойства и дается диагностическая диаграмма, позволяющая, по мнению Винчелла, по оптическим данным судить о составе минерала.

Авторы настоящей работы избрали путь своих немецких коллег. Их сводка по объему и содержанию ближе к книге Розенбуша — Мюге, чем к книге Винчелла. Кроме того, при ее создании был использован новый материал, полученный за последние десять — пятнадцать лет и совершенно изменивший методику петрографических исследований.

В последнее время петрографы начали более критически относиться к диаграммам состав — свойство. Отчасти это объясняется необоснованностью ряда диаграмм, приведенных в справочнике Винчелла, а отчасти накоплением новых сведений о природе оптических свойств. Оказалось, что оптические константы минерала зависят не только от количества изоморфной примеси в минерале, как это казалось ранее, но и от структурного положения, в котором находится эта примесь. Сложность здесь настолько велика, что для моноклинных пироксенов и амфиболов вообще очень трудно по оптическим свойствам судить о составе.

В настоящее время при диагностике минералов, в том числе и порообразующих, широко применяются методы структурных исследований. В связи с развитием структурных представлений изменился и подход к интерпретации химических составов минералов: формулы последних даются в большинстве случаев на структурной основе.

Развитие техники эксперимента способствовало значительным успехам в области синтеза минералов. Общеизвестны такие замечательные достижения, как промышленный синтез алмаза, синтез обладающих высокой плотностью модификаций минералов кремния и т. д. Все это позволяет совершенно по-иному, чем раньше, и со значительно большей достоверностью интерпретировать условия формирования того или другого минерала или минерального парагенезиса.

Все упомянутые выше особенности развития петрографии были учтены авторами. Кроме оптических данных, которым уделяется очень большое место, приводятся обширные сведения по структурам и физико-химическим свойствам, совершенно необходимые в текущей работе петрографа. Что же касается диагностических диаграмм типа состав — свойство, то Дир, Хауи и Зусман ограничиваются только самыми необходимыми, строго проверенными. Очень наглядно суммированы химические сведения. Они могут помочь исследователю в интерпретации собственных материалов.

В справочнике помещена довольно обширная библиография по каждому минералу, причем авторы не ограничиваются литературой на английском языке, а приводят многие работы, напечатанные на других языках; широко цитируются советские работы. Правда, что не всегда самые послед-

ние работы, а зачастую и не самые важные, но во всяком случае сам факт использования работ советских ученых следует расценивать как весьма положительный.

Поскольку в настоящей работе практически учтены все данные, полученные до 1961 г., она почти не нуждается в дополнениях. Немногочисленные сделанные редакцией примечания относятся к указаниям на те русские работы, которые не использованы авторами и знакомство с которыми было бы полезно советскому читателю.

Большую помощь при редактировании оказал Б. Б. Звягин, просмотревший материал, касающийся структур минералов.

Можно надеяться, что русский перевод справочника будет с большим интересом встречен советскими петрографами и геологами; он, безусловно, будет способствовать дальнейшему развитию советской геологической науки.

В. Петров

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРОВ

Основная задача авторов предлагаемой вниманию читателей серии книг состояла в создании справочника для учащихся и научных работников геологических специальностей. Можно, однако, надеяться, что этот справочник представит интерес и для специалистов в области других наук, которым необходимы сведения о природных минералах, а также о их синтетических аналогах. Все рассматриваемые в справочнике минералы описаны чрезвычайно детально, поэтому авторы были вынуждены ограничиться наиболее важными минералами. Принцип выбора объектов для включения в справочник отражен в самом названии книги — «Породообразующие минералы», так как, за немногими исключениями, все описанные в справочнике минеральные виды определяют название горных пород, в которых они присутствуют. Возможно, включение в книгу или, наоборот, отсутствие в ней тех или иных конкретных минералов может вызвать возражения. В связи с этим, в частности, следует заметить, что для полноты обзора групп минералов в справочнике рассматриваются и менее обычные разновидности минеральных серий.

Главная масса сведений, помещенных в справочнике, почерпнута из различных научных журналов. Основные усилия авторов были при этом направлены на систематическое изложение собранных материалов для наиболее полного освещения включенных в справочник минералов; источники излагаемых сведений приводятся в списке литературы к каждому из разделов. При составлении библиографии авторы не стремились отразить в полной мере историю исследований минерала или дать исчерпывающий список работ, посвященных этому минералу. Так, в списке литературы не помещались ранние работы, результаты которых были более полно или широко отражены в последующих публикациях, что само по себе отнюдь не означает какого-либо умаления роли ранних исследований. В тех случаях, когда данному вопросу посвящено много исследований, в библиографию включались лишь отдельные работы, которые достаточно полно отражают существо проблемы и достигнутые при ее разработке результаты.

Собранные в справочнике сведения и библиография должны облегчить труд и сберечь время научных работников, занимающихся изучением минералов. Кроме того, авторы надеются, что систематическое изложение результатов исследований в самых различных аспектах и особенно сопоставление всех этих данных будут способствовать пониманию природы и свойств минералов. В справочнике рассмотрены и сведены в таблицах диагностические признаки минералов. Однако, поскольку данная работа, по мысли авторов, должна способствовать общему пониманию природы минералов, во всех случаях, когда для этого имелось достаточно материала, приводились сведения о зависимости оптических свойств от состава, состава минералов от парагенезиса, физических свойств от структуры кристаллической решетки и т. д. Для каждого минерала приведены твердо установленные факты, но упоминаются также неясные или частично решенные проблемы.

Весь материал размещен в пяти томах. Сведения о силикатах, подразделяющихся по структуре кристаллической решетки, собраны в четырех первых томах (том 1 — ортосиликаты и кольцевые силикаты, том 2 — цепочечные силикаты, том 3 — слоистые силикаты, том 4 — каркасные силикаты). Все несиликатные минералы сгруппированы по признаку химического состава в отдельных разделах тома 5.

За немногими исключениями, материалы по каждому минералу или группе минералов излагаются в пяти разделах. В разделе «Структура», помимо характеристики структуры кристаллической решетки минерала, даются описания рентгенометрических методов определения химического состава, а также отмечаются другие возможности применения рентгенометрии к исследованиям данного минерального вида. В разделе «Химизм» рассматриваются колебания состава минералов и приводятся таблицы качественных анализов; при этом во всех случаях, где представлялась такая возможность, даются сведения о зависимости состава от парагенезиса. Приведены структурные формулы минеральных видов, вычисленные по данным ряда анализов. В этом же разделе освещаются данные по синтезу и разложению минералов, соответствующим физико-химическим системам, а также сведения о термическом поведении минералов и о продуктах их изменения. Третий раздел, «Оптические и физические свойства», трактует о различных свойствах минералов в их зависимости от химического состава и структуры кристаллической решетки. В четвертом разделе рассматриваются диагностические признаки и способы, при помощи которых можно определить минерал и в особенности отличить его от других минеральных видов, близких по свойствам. Раздел «Парагенезис» содержит сведения о тех главных породах, в которых встречается данный минерал и о типичных для него парагенезисах. Здесь же рассматривается генезис минерала с привлечением экспериментальных данных по изучению фазовых равновесий. Отмеченным выше разделам предшествует краткое введение, сводная таблица свойств, а для двuosных минералов — схема оптической ориентировки; в заключение дается список литературы. В библиографических списках преимущественно приведена литература, опубликованная до 1960 г., но в некоторых разделах имеются ссылки на работы, появившиеся до 1961 г. включительно. Многие данные в справочнике приводятся в виде диаграмм; при этом графики зависимостей, по которым можно непосредственно определять диагностические характеристики минералов, изображены строго в масштабе, что позволяет читателям пользоваться ими в своей работе. Многие графики построены на основании анализов, приведенных в таблицах этого же раздела; в этих случаях даются соответствующие ссылки.

В справочнике использованы материалы очень многих исследователей; это настолько очевидно, что нет необходимости лишний раз напоминать об этом читателю. Однако авторы выражают свою особую признательность ученым, у которых удалось позаимствовать готовые диаграммы, что сильно облегчило задачу составления руководства. В связи с этим авторы приносят свою благодарность всем лицам, позволившим использовать их диаграммы, а также художнику Х. К. Уоддемсу, очень хорошо воспроизведшему графические материалы справочника. Большую помощь в подборе литературы оказали авторам сотрудники журнала «Mineralogical Abstracts». В библиографических списках в большинстве случаев приведены ссылки непосредственно на оригинальные статьи, но в тех случаях, где это невозможно, даются ссылки на рефераты в «Mineralogical Abstracts» (например, М. А. 13—351). Авторы выражают также благодарность колле-

гам по Геологическому факультету Манчестерского университета, которые помогали при составлении справочника своими советами, а также вместе с издателями терпеливо относились к неоднократным оптимистическим утверждениям авторов об окончании работы над справочником. Авторы выражают глубокую признательность Дж. И. Норкотт, которая с исключительной тщательностью подготовила рукопись справочника к набору, а также издательству «Лонгменс Грин энд Компани» за продолжительное сотрудничество с авторами.

Геологический факультет
Манчестерского университета
(Манчестер, 13)

Октябрь 1961 г.

СОКРАЩЕНИЯ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Параметры ячейки, межплоскостные и межатомные расстояния кристаллической решетки приводятся в ангстремах. При использовании данных, опубликованных до 1944 г., для перевода кХ в ангстремы применен коэффициент 1,00202; эти данные приведены также в ангстремах.

a — параметр элементарной ячейки в направлении оси x ;

a_{rh} — ромбоэдрическая элементарная ячейка;

a_{hex} — гексагональная элементарная ячейка;

b — параметр элементарной ячейки в направлении оси y ;

C — (в связи с длиной волны света) красный свет (656 $m\mu$);

c — параметр элементарной ячейки в направлении оси z ;

D — (в связи с длиной волны света) желтый (натровый) свет (589 $m\mu$);

d — межплоскостное расстояние в кристаллической решетке;

$2E$ — видимый угол оптических осей, измеренный в воздухе;

F — (в связи с длиной волны света) синий свет (486 $m\mu$);

Li — (в связи с длиной волны света) красный (литиевый) свет (671 $m\mu$);

N — показатель преломления для минералов кубической сингонии;

N_p, N_m, N_g — наименьший, средний и наибольший показатели преломления; направления колебаний соответственно быстрого, промежуточного и медленного лучей и сами эти лучи;

$N_g - N_p$ — двупреломление;

N_e — показатель преломления необыкновенного луча;

N_o — показатель преломления обыкновенного луча;

п.о.о. — плоскость оптических осей;

п.п.п. — потери при прокаливании;

P — давление;

R — ионы металлов;

$r < v$ (или $r > v$) — угол оптических осей в красном свете меньше (или больше), чем в фиолетовом;

rh — ромбоэдрический;

Тв. — твердость по шкале Мооса;

T — температура;

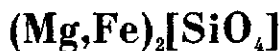
- Tl — (в связи с длиной волны света) зеленый (таллиевый) свет (535 мμ);
- Уд.в. — удельный вес;
- 2V — угол оптических осей;
- x, y, z — кристаллографические оси;
- Z — количество формульных единиц на элементарную ячейку;
- α, β, γ — соответственно углы между положительным направлением y и z , x и z , x и y ;
- φ — полярные координаты; азимутальный угол, измеренный по часовой стрелке от направления [010];
- ϱ — полярные координаты; угол, измеренный от z ;
- λ — длина волны.

ГРУППА ОЛИВИНА

К группе оливина относится ряд близких минералов, кристаллизующихся в ромбической сингонии. Структура кристаллической решетки всех минералов этой группы определяется существованием разобщенных кремнекислородных тетраэдров (SiO_4), соединенных друг с другом двухвалентными атомами, находящимися в шестерной координации. Как и в других силикатах ромбической сингонии, атомы кремния в этой структуре не замещаются алюминием, а октаэдрические позиции в ней заняты почти исключительно двухвалентными атомами; наиболее распространенные трехвалентные атомы Al и Fe^{+3} или отсутствуют, или их очень немного. Магнезиально-железистые оливины представляют собой непрерывную серию между двумя конечными членами — Mg_2SiO_4 (форстеритом) и Fe_2SiO_4 (фаялитом). Полная изоморфная смесимость типа твердого раствора установлена и в серии фаялит — кнебелит (FeMnSiO_4) — тефроит (Mg_2SiO_4). В серии форстерит — фаялит, однако, марганец присутствует лишь в незначительных количествах, что, видимо, объясняется небольшим содержанием этого элемента в магмах и горных породах, в которых кристаллизуются минералы — члены этой серии. Обогащенный магнием тефроит (пикротефроит) встречается лишь в немногих месторождениях. Реальные составы ромбического монтичеллита мало отличаются от идеального состава, выраженного формулой CaMgSiO_4 , а члены серии форстерит — фаялит обычно не содержат примеси кальция. Железистый аналог монтичеллита — кирштейнит (CaFeSiO_4) установлен лишь в шлаках, но не встречается в природе; наиболее обогащенный железом член серии Fe_2SiO_4 — CaFeSiO_4 представлен магниесодержащим кирштейнитом, содержащим 69% CaFeSiO_4 . Весьма редок глаукохромит, CaMnSiO_4 , а минералы, по составу промежуточные между CaMgSiO_4 и CaMnSiO_4 , неизвестны. Обычно к группе оливина относили ларсенит, PbZnSiO_4 , однако недавно проведенные определения параметров элементарной ячейки и пространственной группы решетки этого минерала показали, что его нельзя рассматривать как минеральный вид, изоструктурный с оливинами. При рентгеноструктурном исследовании монокристаллов ларсенита из Франклина, Нью-Джерси, установлены следующие параметры элементарной ячейки: a 8,23, b 18,94, c 5,06 Å (a и b приблизительно вдвое больше соответствующих параметров оливинов); пространственная группа ларсенита $Pn\bar{a}m$ или Pna , а $Z = 8$ (Layman, 1957). Минералы группы оливина очень легко изменяются при гидротермальном воздействии и выветривании и часто псевдоморфно замещены низкотемпературными минералами.

Магнезиально-железистые оливины — широко распространенные породообразующие минералы; особенно они характерны для основных и ультраосновных изверженных пород. Состав их часто позволяет судить о эволюции материнской магмы, из которой они кристаллизовались. Монтичеллит — довольно редкий минерал, встречающийся в некоторых ультраосновных породах, а также карбонатных породах, контактирующих с интрузиями основного и кислого состава. Остальные минералы группы оливина весьма редки и встречаются в специфических парагенезисах.

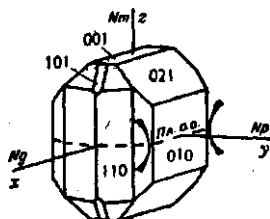
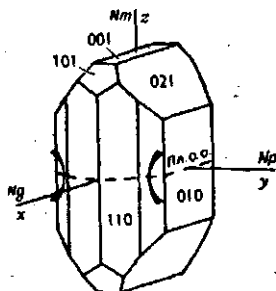
ОЛИВИН



РОМБИЧЕСКИЙ (+) (—)

Форстерит
 Mg_2SiO_4

Фаялит
 Fe_2SiO_4



Np*	1,635
Nm	1,651
Ng	1,670
Ng—Np	0,035
+2V	82°
Np=y; Nm=z; Ng=x; пл. о. о. (001)	

	1,827
	1,869
	1,879
	0,052
	134°
Np=y; Nm=z; Ng=x; пл. о. о. (001)	

Дисперсия	$r > v$
Уд. в. **	3,222
Тз.	7
Спайность	По {010} и {100} несовершенная
Двойникование	По {100}, {011} и {012}
Цвет	Зеленый, лимонно-желтый; в шлифах бесцветный
Плеохроизм	—

	$r > v$
	4,392
	6,5
	По {010} средняя, по {100} слабая
	По {100}
	Зеленовато-желтый, в шлифах желтоватый

Элементарная ячейка**

a	4,756 Å
b	10,195 Å
c	5,981 Å
Z	4

По Np=Ng—бледно-желтый, по Nm—оранжево-желтый
4,817 Å
10,477 Å
6,105 Å
Пространственная группа Pbnm

Желатинирует в HCl

* Величины светопреломления, двуупреомления и 2V приводятся для конечных членов, между которыми наблюдаются непрерывные переходы.

** Данные для синтетических форстерита и фаялита (Yoder, Saha, 1957)

Магнезиальные оливины — обычные минералы ультраосновных и основных магматических пород. Железистые члены серии отмечаются в некоторых кислых и щелочных интрузивных и эффузивных породах. Магнезиальные оливины встречаются также в термально метаморфизованных доломитах, содержащих примесь силикатного материала, например в форстеритовых мраморах. Железистые разновидности серии в качестве продуктов регионального метаморфизма присутствуют в эйлизитах и других метаморфизованных железистых осадочных породах. Хотя атомы $MgFe^{+2}$ и $Fe^{+2}Mn$ полностью взаимозаменяют друг друга, магнезиально-железистые оливины редко содержат сколько-нибудь заметные количества Mn. Магнезиальный оливин — форстерит назван в честь Дж. Форстера, а железистый оливин — фаялит получил название от острова Файял (Азорские острова), так как предполагалось, что здесь он встречается в вулканических породах, хотя в действительности он, видимо, был установлен в плаках из корабельного балласта (Palache, 1950). Термины «форстерит» и «фаялит» используют соответственно для обозначения составов серии оливинов Fe_{100-90} и Fe_{10-0} . Номенклатура промежуточных членов серии оливинов приводится на фиг. 14. Прозрачные оливины, расценивающиеся как полудрагоценный камень, носят название «перидот» *.

Структура

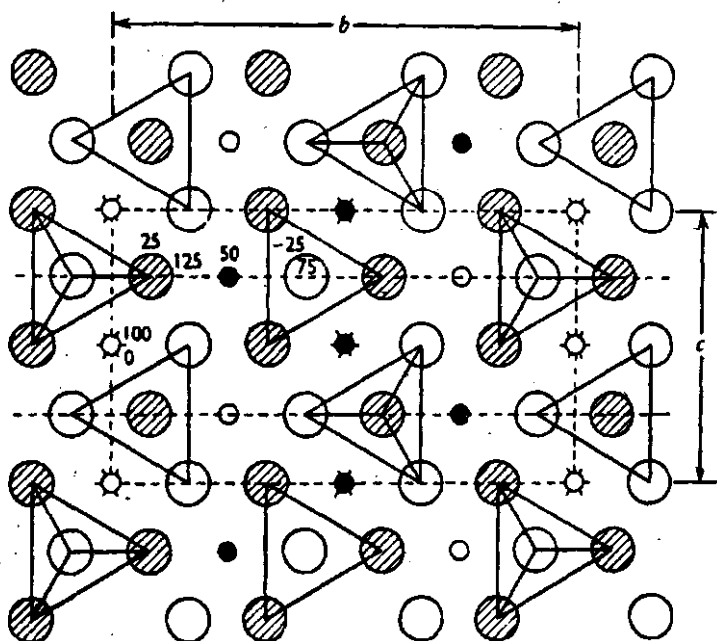
Структура оливина была определена Браггом и Брауном (Bragg, Brown, 1926) при изучении минерала состава $Fe_{90}Fe_{10}$, имеющего следующие размеры элементарной ячейки: a 4,755, b 10,21, c 5,985 Å. Кристаллическая структура оливина состоит из кремнекислородных тетраэдров, соединенных друг с другом посредством атомов магния, каждый из которых окружен шестью ближайшими атомами кислорода. Атомы кислорода располагаются слоями, параллельными плоскости (100), и сочетаются по принципу, близкому к плотнейшей гексагональной упаковке. В соответствии с полной ромбической симметрией кремнекислородные тетраэдры в структуре оливина попеременно ориентированы в направлениях каждой из осей x и y . В структуре оливина атомы магния не занимают одну группу положений: половина атомов магния располагается в центрах симметрии решетки, а другая половина — на плоскостях отражения (фиг. 1), при этом ближайшими соседями первых являются два атома кислорода двух смежных тетраэдров, тогда как вторых — два атома кислорода одного тетраэдра **. В серии оливина размеры элементарной ячейки возрастают по мере увеличения количества более крупных атомов железа, замещающих относительно небольшие атомы магния. Порошковые рентгеновские данные, полученные для синтетических форстерита и фаялита Йодером и Сахамой (Yoder, Sahama, 1957), можно использовать для вычисления состава магнезиально-железистых оливинов. Определяющая кривая соответствующей зависимости выражается уравнением

$$Fo \text{ (мол. \%)} = 4233,91 - 1494,59d_{130},$$

причем вычисленные конечные точки находятся для форстерита при $d_{130} = 2,7659$, а для фаялита — при $d_{130} = 2,8328$. В зависимости от состава

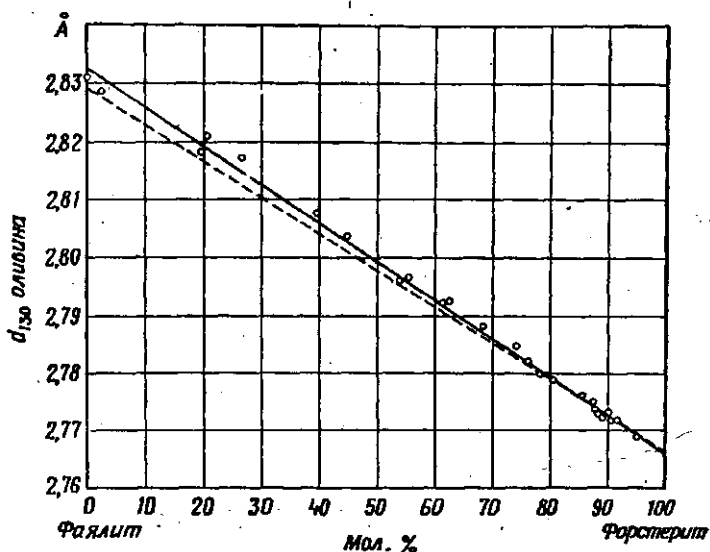
* В русской практике часто пользуются термином «хризолит», хотя, кроме оливина, хризолитом называют и зеленый гранат (демонтоид). — Прим. ред.

** Наиболее четко и ясно структура оливина, а также структуры других родственных ему минералов описаны Н. В. Беловым (1947). — Прим. ред.



Ф и г. 1. Структура оливи́на в проекции на плоскость (100).

Атомы Si располагаются в центрах тетраэдров и не показаны. Мелкие светлые кружки — атомы Mg на уровне $x = 0$; мелкие темные кружки — атомы Mg на уровне $x = 1/2$ (Bragg, Brown, 1926).



Ф и г. 2. Кривая определения состава оливи́нов по рентгеновским данным (сплошная линия).

Кружочки соответствуют средним значениям d_{130} анализированных образцов, использованных при построении кривой. Пунктирная линия — линейное изменение d_{130} у синтетических оливи́нов; построена по экспериментально определенным точкам (Yoder, Sahama, 1957).

оливина точность определения по кривой колеблется от 3 до 4 мол. % (фиг. 2)*. Колебания значений d , параметров элементарной ячейки и удельного веса некоторых членов группы оливина даны Н. А. Елисеевым (1957). В табл. 1 приведены параметры элементарной ячейки для отдельных членов группы оливина.

Таблица 1
ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ МИНЕРАЛОВ
СЕРИИ ОЛИВИНА

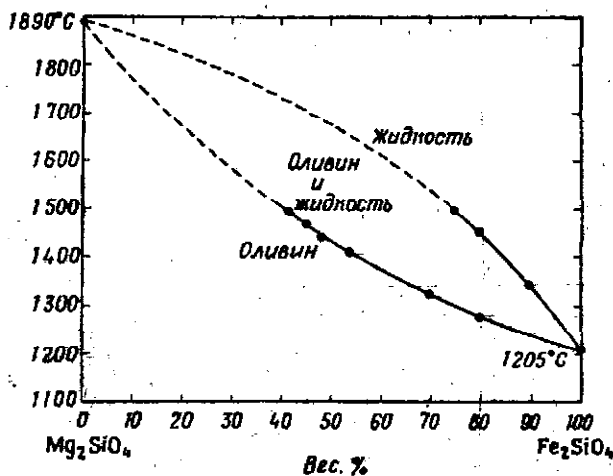
Состав	a (Å)	b (Å)	c (Å)	Источник
Fo ₁₀₀	4,76	10,20	5,99	Swanson, Tatge, 1953
Fo ₁₀₀	4,756	10,225	5,982	Елисеев, 1957
Fo ₁₀₀	4,756	10,195	5,981	Yoder, Sahama, 1957
Fa ₉₈	4,812	10,565	6,085	Елисеев, 1957
Fa ₁₀₀	4,817	10,477	6,105	Yoder, Sahama, 1957

Химизм

Состав оливинов изменяется от форстерита, Mg_2SiO_4 , до фаялита, Fe_2SiO_4 , причем существует полная взаимозамещаемость между Mg и Fe^{+2} (табл. 2). В большинстве природных кристаллов, особенно в железистых членах серии оливина, имеет место незначительное замещение (Mg, Fe^{+2}) марганцем и кальцием. Магнезиальные разности обычно содержат немного хрома и никеля. В десяти образцах оливинов, изученных Э. Н. Егоровой (1938), в которых содержание MgO колебалось от 46,72 до 55,74 вес. %, примесь NiO составляла от 0,00 до 0,41 %. Д. П. Григорьев (1937) синтезировал никелевый оливин, сплавив NiO и SiO_2 в присутствии 3% CaF_2 , в связи с чем можно полагать, что обычные небольшие содержания Ni в естественных минералах серии оливина определяются просто малыми количествами этого элемента в магмах и горных породах, в которых кристаллизуется оливин. Во многих химических анализах присутствует окисное железо. Исследования системы $FeO - SiO_2$ (Bowen, Schairer, 1932) показали, что при составе близ Fe_2SiO_4 в жидкости присутствует 2,25% Fe_2O_3 ; таким образом, можно предположить, что небольшие количества Fe^{+3} в некоторых оливинах имеют первичный характер. Довольно часто встречающиеся мельчайшие дендритовидные октаэдры и непрозрачные пластиночки и клиновидные вроски, ориентированные в кристаллах оливина параллельно (001) или (100), представлены магнетитом, хромсодержащим магнетитом или хромитом. Такие вроски, вероятно, возникли в результате распада при охлаждении твердого раствора, содержащего очень немного окисного железа и окиси хрома. В некоторых оливинах, особенно при относительно высоком содержании Fe^{+3} , окисное железо образуется в процессе окисления при вторичных изменениях минерала. Установленная в некоторых образцах оливина примесь алюминия и щелочей, по-видимому, связана с присутствием в анализированном материале посторонних примесей.

* Была также опубликована другая кривая для определения магнезиальных оливинов с точностью $\pm 0,4$ мол. %, полученная с использованием 29 отражения 062 (E. D. Jackson, 1960, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 400 B, 432).

Синтетические оливины образуют непрерывную серию твердых растворов, в которой чисто магнезиальный член имеет температуру плавления 1890°C , а конечный железистый — 1205°C (фиг. 3). Соотношения этих термических характеристик форстерита и фаялита отражают влияние на температуру плавления замещения в непрерывной серии иона с небольшим радиусом другим ионом с большим радиусом. Связь катион — кислород при одинаковом заряде ионов слабее у ионов с большими радиусами, и по мере увеличения количества более крупных катионов, входящих в структуру, происходит постепенное понижение точки плавления веществ с промежуточным составом. Таким образом, из магматической жидкости данного состава первыми кристаллизуются более богатые магнием оливины, вследствие чего относительно крупные ионы Fe^{+2} концентрируются в остаточных жидкостях. Полное взаимное замещение магния и закисного железа в кристаллической решетке оливина подтверждено измерениями теплоты растворения многочисленных образцов, колеблющихся по составу (в мол. %)



Фиг. 3. Диаграмма равновесия системы Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 (Bowen, Schairer, 1935).

от $\text{Fo}_{99,6}\text{Fa}_{0,4}$ до $\text{Fo}_{0,0}\text{Fa}_{100,0}$ (Sahama, Torgeson, 1949). Теплоты растворения колеблются от величины, экстраполированной для чистого форстерита ($-95,380$ кал/мол), до $-81,330$ кал/мол для синтетического фаялита и представляют собой линейную функцию молекулярного состава (фиг. 4). Таким образом, в процессе замещения $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}$ устанавливается совершенное термическое равновесие, и теплота изоморфного смешивания в этом случае равна нулю. Теплота растворения промежуточных членов серии оливина может быть выведена из уравнения

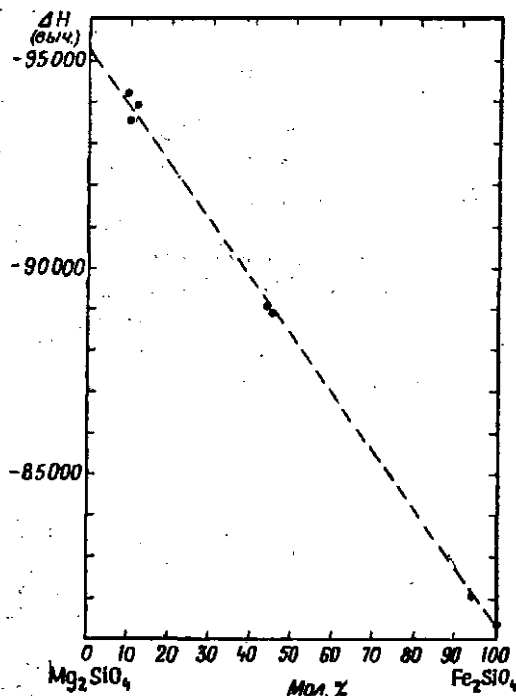
$$\Delta H (\text{кал/мол}) = -81,330 - 140,5X_{\text{Mg}},$$

где X_{Mg} — мол. % Mg_2SiO_4 .

Магнезиальные оливины. Магнезиальные оливины неоднократно синтезировались в процессе исследования ряда физико-химических систем. Эти исследования представляют большой интерес для понимания фазовых взаимоотношений оливина в естественных горных породах. В системе MgO — SiO_2 (фиг. 5) кристаллизуются метасиликат MgSiO_3 , а также форстерит и SiO_2 , причем для форстерита установлено инконгруентное плавление с осуществлением реакции



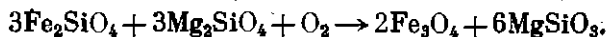
Эта реакция между оливином и жидкостью в системе форстерит — кремнезем установлена также в двух тройных системах: анортит — форстерит — кремнезем (Andersen, 1915) и диопсид — форстерит — кремнезем (Bowen, 1914); кроме того, она подтверждается многими наблюдениями естественных соотношений оливина в горных породах. Прерывность реакционных соотношений форстеритового оливина и магмы, из которой он



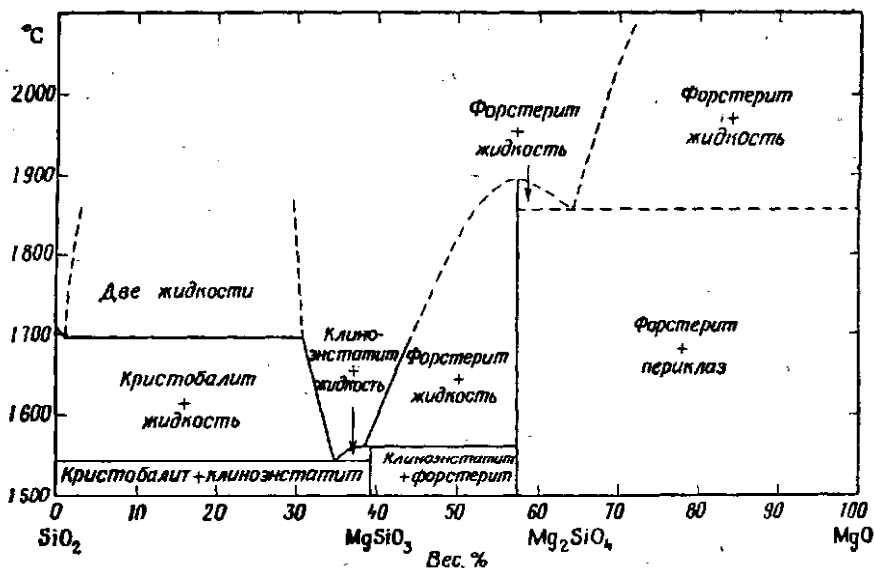
Фиг. 4. Теплоты растворения магнезиально-железистых оливинов в фтористо-водородной кислоте (Sahama, Torgeson, 1949).

кристаллизуется, находит выражение в резорбции его кристаллов и появлении вокруг них каемок ромбического пироксена. Иногда с ромбическим пироксеном ассоциирует в виде червеобразных вrostков магнетит. В конечные стадии подобной резорбции кристаллы оливина могут полностью замещаться магнетитом, преимущественно концентрирующимся в червеобразных вrostках в центральной части зерен, и ромбическим пироксеном, главным образом слагающим внешнюю оторочку. Реже вокруг кристаллов оливина образуются реакционные каемки пизонита (Kipo, 1950).

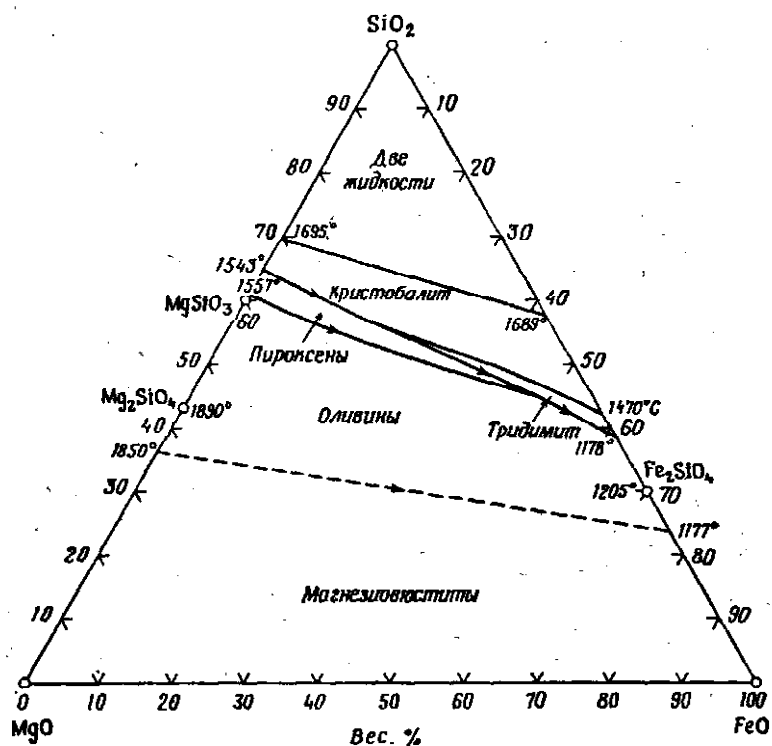
В термически метаморфизованных пикритовых базальтах были описаны (Muir et al., 1957) вкрапленники оливина с обособлениями магнетита по краям кристаллов, причем такое выделение окислов сопровождается образованием ромбического пироксена. В результате этой реакции окисления при выделении магнетита из одного моля фаялита освобождается такое количество кремнезема, которое достаточно для превращения одного моля форстерита в энстатит:



В бинарной системе Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 магнезиально-железистые оливины, свободные от окисного железа, были получены при нагревании смеси MgO , Fe , Fe_2O_3 и SiO_2 , составленной в количествах, необходимых для получения соединения заданного состава. Особый петрогенетический

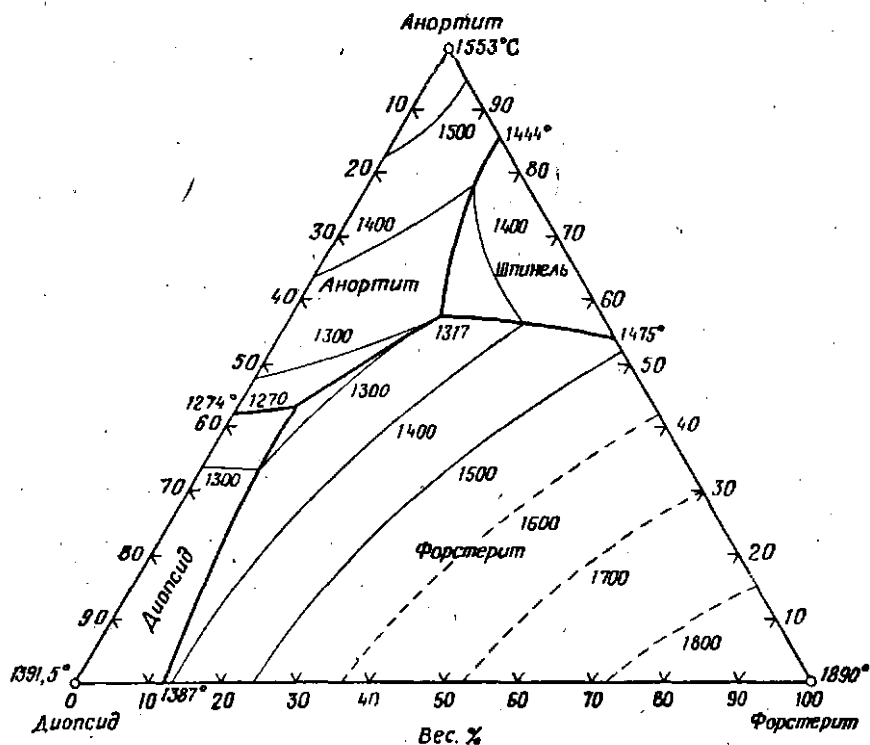


Ф и г. 5. Диаграмма равновесия системы $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (Bowen, Schairer, 1935).



Ф и г. 6. Диаграмма равновесия системы $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Bowen, Schairer, 1935).

интерес представляет тройная система $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Bowen, Schairer, 1935), в которой магнезиально-железистые оливины кристаллизуются из жидкостей с весьма широкими пределами колебаний составов. Для некоторых составов этой системы первым начинает кристаллизоваться, резко фракционируясь, оливин, вслед за которым выпадает некоторое время один лишь моноклинный пироксен, а затем происходит совместное осаждение моноклинного пироксена и вновь оливина. Этот последний значительно богаче железом, чем оливин первого этапа кристаллизации.



Фиг. 7. Диаграмма равновесия системы диопсид — форстерит — анортит. Жирными линиями показаны границы устойчивости фаз, тонкими линиями — изотермы (Osborn, Tait, 1952).

В системе диопсид — форстерит — анортит (Osborn, Tait, 1952) эти три кристаллические фазы находятся в равновесии при температуре 1270°C в тройной эвтектической точке при составе жидкости 43,5 вес. % анортита, 49% диопсида и 7,5% форстерита (фиг. 7). В некоторых составах этой системы кристаллизуется шпинель, которая, однако, представляет лишь переходную фазу, растворяющуюся при дальнейшем понижении температуры в равновесных условиях.

Форстерит был синтезирован из смеси составляющих его окислов, взятых в стехиометрических соотношениях, в присутствии паров воды при температурах от 500°C и выше и давлениях от 2000 до 40 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 140 - 2800 \text{ кг/см}^2$). Форстерит — самая важная фаза системы $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Bowen, Tuttle, 1949). Низкотемпературная кривая на $P - T$ -диаграмме этой системы представляет особый интерес для понимания парагенетических соотношений и свидетельствует, что при темпера-

турах около 400° С брусит, серпентин, форстерит и пары воды находятся в равновесии. Форстерит устойчив в присутствии паров воды в условиях низкого давления лишь при температуре выше 400° С, а при более высоких давлениях он устойчив при несколько более высокой температуре. Реакция



представляет собой обратимое равновесие, возникающее при серпентинизации (образование брусита и серпентина) кристаллов форстерита, выкристаллизовавшихся из безводных расплавов при высоких температурах. При увеличении содержания закисного железа в оливине температура, при которой происходит серпентинизация, понижается. Так, в оливине с 10 мол. % Fe_2SiO_4 эта реакция имеет место при 340° С (в условиях давления паров воды 15 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 1050 \text{ кг/см}^2$)), тогда как оливин, содержащий 52 мол. % Fe_2SiO_4 , не был серпентинизирован при 295° С и том же давлении паров воды.

Исследованиями четверной системы $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Yoder, 1952; Roy, Roy, 1955) были подтверждены основные результаты, полученные при изучении рассмотренных выше тройных систем. При избытке паров воды форстерит кристаллизовался в этой системе из порошковых смесей и стекол подходящего состава приблизительно при температуре 430° С. В четверной системе установлено два ряда равновесных ассоциаций: а) ассоциации фаз, равновесных в присутствии избытка воды, и б) ассоциаций фаз, равновесных в условиях недостатка воды, т. е. в таких условиях, когда этого компонента не хватает для гидратизации всех фаз. Форстерит может равновесно сосуществовать с кордиеритом и шпинелью при давлении паров воды свыше 15 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 1050 \text{ кг/см}^2$) и температуре 680° С:



Клинохлор

Форстерит

Шпинель

Кордиерит

Форстерит может также кристаллизоваться из гелей, осажденных из растворов Na_2SiO_3 и MgCl_2 (Sabatier, 1950).

Кристаллизация форстерита в системе $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (Roeder, 1951) не имеет большого петрогенетического значения. Однако большой интерес представляет установленное для этой системы многократное периодически повторяющееся образование форстерита в равновесных условиях из жидкостей определенных составов. В отличие от повторного осаждения оливина в условиях фракционной кристаллизации в системе $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ в этом случае состав оливинов остается неизменным и повторная кристаллизация связывается с геометрией диаграмм равновесия.

Железистые оливины. Фаялит — устойчивая минеральная фаза многих искусственных систем. В системе $\text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Bowen, Schairer, 1932) железистый метасиликат, аналог MgSiO_3 системы $\text{MgO} - \text{SiO}_2$, не кристаллизуется, и фаялит образует здесь при 1178° С эвтектику с тридимитом, а при 1177° С — с вюститом, плавясь incongruently с выделением небольших количеств металлического железа. В системе альбит — фаялит (Bowen, Schairer, 1936) установлена простая эвтектика при температуре 1050° С, в состав которой входит 84 вес. % альбита. Довольно важное петрологическое значение имеют взаимоотношения фаз, установленные в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Bowen, Schairer, 1938). Низкотемпературные области этой системы и существующие здесь тройные эвтектики имеют

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,72	41,07	40,70	41,29	40,96
TiO ₂	—	0,05	Сл.	Сл.	0,01
Al ₂ O ₃	—	0,56	0,60	0,27	0,21
Fe ₂ O ₃	—	0,65	1,60	0,22	0,00
FeO	1,11	3,78	4,47	7,09	7,86
MnO	—	0,23	0,32	0,42	0,13
MgO	57,83	54,06	51,84	51,07	50,45
CaO	—	0,00	Сл.	0,13	0,15
Na ₂ O	—	—	Сл.	—	0,01
K ₂ O	—	—	Сл.	—	0,00
H ₂ O ⁺	—	0,05	0,51	—	0,29
H ₂ O ⁻	—	0,00		—	—
Сумма	100,66	100,45	100,04	100,49	100,35
Np	—	—	1,649	—	—
Nm	—	—	—	1,664	—
Ng	—	—	1,689	1,685	—
+2V	86°20'	—	86°	87°	—
Уд. в.	3,22	—	3,187	3,22	3,313

Количества ионов в пересчете на 4 (O)

Si	0,978	0,979	0,983	0,996	0,996
Al	—	0,016	0,017	0,007	—
Ti	—	0,001	—	—	—
Fe ⁺²	—	0,012	0,030	0,004	—
Mg	2,021	1,920	1,867	1,836	1,828
Fe ⁺³	0,022	0,075	0,090	0,143	0,160
Mn	—	0,005	0,007	0,009	0,003
Ca	—	—	—	0,003	0,004

Соотношения атомов

Mg	98,9	96,2	95,4	92,8	92,0
Fe ⁺²	1,1	3,8	4,6	7,2	8,0

1. Форстерит из кристаллического известняка, рудный округ Могок, Вирма (Adams, Graham, 1936).
2. Оливин, ассоциирующий с клиногумитом, из известняка, Ойяма, Финляндия (Sahama, 1953).
3. Оливин из форстерит-слюдисто-магнетитовой породы, Восточный рудник Ениского месторождения, СССР (Соболев, 1947).
4. Оливин из туфа, Альбанские горы, Италия (Fornaseri, 1951).
5. Оливин из дунита, гора Дун, Новая Зеландия (Rosa et. al., 1954). Аналитик М. Д. Фостер. (Кроме того, в анализе Cr₂O₃ 0,02; CoO 0,01; NiO 0,25.)
6. В том числе Ni 0,005.

Таблица 2 (продолжение)
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА

	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,84	40,30	39,12	40,21	39,87
TiO ₂	0,04	0,15	0,09	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	0,19	0,25	0,58	—	0,00
Fe ₂ O ₃	0,13	0,00	1,69	—	0,86
FeO	0,18	10,26	10,76	12,57	13,20
MnO	0,17	0,09	0,16	—	0,22
MgO	50,27	48,60	46,51	47,49	45,38
CaO	—	0,07	0,48	0,20	0,25
Na ₂ O	—	0,04	0,15	—	0,04
K ₂ O	—	0,03	0,06	—	0,01
H ₂ O ⁺	0,37	0,33	0,21	—	0,33
H ₂ O ⁻	—		0,07	—	0,10
Сумма	100,38	100,56	99,95	100,47	100,30
Np	1,649	—	1,656	—	1,6626
Nm	1,666	—	1,674	—	—
Ng	1,684	—	1,695	—	1,6990
+2V	—	—	89°	—	90°
Уд. в.	3,30	3,349	3,33	3,38	3,44

Количества ионов в пересчете на 4 (O)

Si	0,994	0,990	0,975	0,993	0,997
Al	0,005	0,007	0,016	—	—
Ti	0,001	0,003	0,002	—	0,001
Fe ⁺³	0,002	—	0,031	—	0,016
Mg	1,824	1,779	1,728	1,748	1,692
Fe ⁺²	0,177	0,211	0,224	0,260	0,276
Mn	0,004	0,002	0,003	—	0,005
Ca	—	0,002	0,013	0,005	0,007

Соотношения атомов

Mg	91,1	89,4	88,5	87,1	86,0
Fe ⁺²	8,9	10,6	11,5	12,9	14,0

6. Оливин из дунита, Литтл-Кастл-Крик, Калифорния (Hawkes, 1946). Анализ произведен в лаборатории Геологической службы США. (Кроме того, в анализе Ni 0,19.)
 7. Оливин из нодуля в базальте, Ичиномегата, Япония (Ross et al., 1954). Аналитик М. Д. Фостер. (Кроме того, в анализе NiO 0,041; Cr₂O₃ 0,03.)
 8. Оливин из меллитового базальта, река Шингел, Капская провинция (Mathias, 1949). Анализ произведен в Геохимических лабораториях. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,07.)
 9. Оливин из палласитового метеорита, Ханкитта, Центральная Австралия (Madigan, 1939). Аналитик А. Р. Олдермен.
 10. Оливин из алливалита, остров Рам, Шотландия (Brown, 1956). Аналитик Г. М. Браун. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,01; Cr₂O₃ следы.)
- а В том числе Ni 0,004.
- б В том числе Na 0,002; K 0,001; Ni 0,008; Cr 0,001.
- в В том числе Na 0,007; K 0,002.
- г В том числе Na 0,002.

Таблица 2 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА

	11	12	13	14	15
SiO ₂	39,31	37,33	38,11	34,96	34,04
TiO ₂	0,06	0,09	Сл.	0,00	0,43
Al ₂ O ₃	1,68	0,18	0,00	0,00	0,91
Fe ₂ O ₃	—	1,60	0,15	0,00	1,46
FeO	19,84	21,58	31,48	36,77	40,37
MnO	0,17	0,27	0,22	0,52	0,68
MgO	37,74	38,13	30,50	27,04	20,32
CaO	0,87	0,38	0,02	0,00	0,81
Na ₂ O	—	0,03	—	—	—
K ₂ O	—	0,05	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,17	—	—	0,09
H ₂ O ⁻	—	0,04	—	—	—
Сумма	99,67	99,94	100,48	«100,58»	99,11
Np	1,675	1,683	1,710	1,721	1,742
Nm	1,694	1,704	1,733	1,750	—
Ng	1,712	1,722	1,748	1,765	—
+2V	90°	95°	101°	95°	102—104°
Уд. в.	—	3,53	3,69	—	—

Количества ионов в пересчете на 4 (O)

Si	1,010	0,979	1,026	0,989	0,900
Al	0,051	0,005	—	—	0,032
Ti	0,001	0,002	—	—	0,009
Fe ⁺³	—	0,031	0,003	—	0,032
Mg	1,446	1,491	1,226	1,140	0,881
Fe ⁺²	0,427	0,474	0,709	0,870	0,983
Mn	0,004	0,006	0,005	0,012	0,017
Ca	0,024	0,011	0,006	—	0,025

Соотношения атомов

M	77,2	75,9	63,3	59,7	47,3
Fe ⁺²	22,8	24,1	36,7	40,3	52,7

- Оливин из базальта, Вуффало-Ваттес, Колорадо (Larsen et al., 1938). Аналитик Ф. А. Гонье.
- Оливин из меллитового базальта, Клаасвугде, Капская провинция (Mathias, 1949). Анализ произведен в Геохимических лабораториях. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,09.)
- Оливин из гиперстеново-оливинового габбро, Кангердлугсуак, восточная Гренландия (Deer, Wager, 1939). Аналитик У. А. Дир.
- Гидросидерит из габбро, Блэк-Рескейд, Трипирамид-Маунтин, Нью-Гэмпшир (Chapman, Williams, 1935). Аналитик Ф. А. Гонье.
- Оливин из оливинового габбро, Кэме-Мор, Манк, Шотландия (Tilley, 1952). Аналитики Дж. Х. Скун.

^a В том числе Na 0,001; K 0,001.

Таблица 2 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНА

	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	31,85	30,42	30,15	29,83	29,75	29,87
TiO ₂	0,01	1,20	0,20	—	—	0,08
Al ₂ O ₃	Сл.	0,50	0,07	—	0,00	—
Fe ₂ O ₃	0,11	0,00	0,43	—	0,83	12,07
FeO	58,64	57,62	65,02	69,48	66,10	54,88
MnO	0,85	—	1,01	0,28	3,20	0,02
MgO	8,49	8,17	1,05	—	—	2,54
CaO	0,18	1,32	2,18	—	—	0,20
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,71
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,08
H ₂ O ⁺	—	0,18	—	0,34	0,19	—
H ₂ O ⁻	—	0,21	—	0,04	—	—
Сумма	100,13	99,62	100,11	99,97	100,07	100,45
Np	1,788	1,787	1,827	1,8235	—	1,870
Nm	1,828	1,821	1,869	1,8649	—	—
Ng	1,840	1,838	1,879	1,8770	—	1,908
+2V	122°	—	132°	130°	—	131°
Уд. в.	4,15	—	—	4,215	—	4,1

Количества ионов в пересчете на 4 (Q)

Si	1,007	0,971	1,002	1,011	1,010	0,962
Al	—	0,019	0,003	—	—	—
Ti	—	0,029	0,005	—	—	0,002
Fe ⁺³	0,002	—	0,011	—	0,020	0,292
Mg	0,400	0,389	0,052	—	—	0,122
Fe ⁺²	1,552	1,539	1,808	1,970	1,877	1,479
Mn	0,023	—	0,028	0,008	0,092	0,001
Ca	0,006	0,045	0,078	—	—	0,007

Соотношения атомов

Mg	20,5	20,2	2,8	0,0	0,0	—
Fe ⁺²	79,5	79,8	97,2	100,0	100,0	—

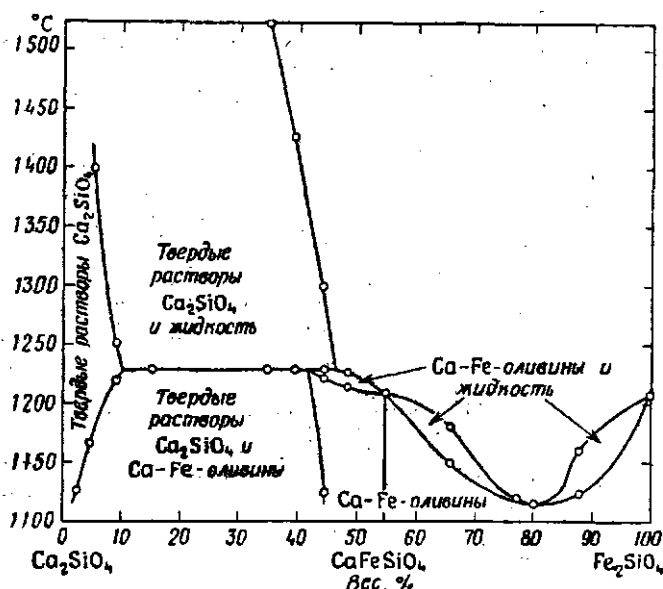
16. Оливин из феррогортонолитового феррогаббро, Кангердлугсуак, восточная Гренландия (Deer, Wager, 1939). Аналитик У. А. Дир.
17. Оливин из обогащенного железом диабана, Бивер-Бей, Миннесота (Muir, 1954). Аналитик И. Д. Мюир.
18. Оливин из фаялитового феррогаббро, Кангердлугсуак, восточная Гренландия (Deer, Wager, 1939). Аналитик У. А. Дир.
19. Фаялит из метаморфизованных железистых осадков, Вроккен, Гарц (Ramdohr, 1927). Аналитик Дж. Джекоб.
20. Фаялит, Рокпорт, Массачусетс (Bowen et al., 1933a). Аналитик И. Повдияк.
21. Талассит из пегматита, Таласская долина, Киргизская ССР (Никитин, 1936).

^a В том числе Na 0,045; K 0,002.

щелочной глиноземистый характер и сопоставимы по минеральному и химическому составу с фаялитсодержащими риолитами, фонолитами и трахитами. Эвтектика фаялит — тридимит — альбит (980°C) по составу приблизительно соответствует фаялитовым риолитам, а тройная эвтектика фаялит — нефелин — альбит (990°C) — фаялитовым фонолитами и трахитами.

В бинарной системе CaSiO_3 — FeSiO_3 из жидкостей, по составу отвечающих метасиликату, фаялит кристаллизуется в равновесии с геденберgitом и тридимитом. В бинарной системе Ca_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 фаялит образует серию твердых растворов с промежуточным соединением — железистым монтichelлитом, CaFeSiO_4 *; минимум этой серии на диаграмме состояния приходится на 1117°C и состав 81% Fe_2SiO_4 . Между CaFeSiO_4 и Fe_2SiO_4

Фиг. 8. Диаграмма равновесия системы Ca_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 (Bowen et al., 1933a).



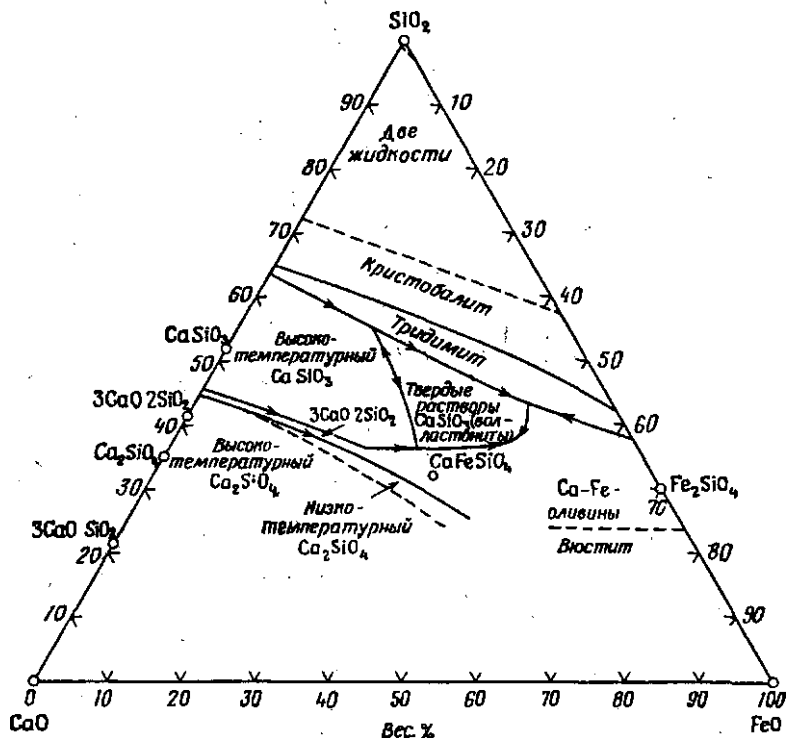
существует ограниченная смесимость, причем в твердый раствор входит до 41% Fe_2SiO_4 (фиг. 8). Фаялит — существенная минеральная фаза системы FeO — Al_2O_3 — SiO_2 (Schairer, Vagi, 1952); при температуре 1150°C и составе 89,3% Fe_2SiO_4 установлены его эвтектические взаимоотношения с герцинитом, FeAl_2O_4 ; при температуре 1083°C он образует тройную эвтектику с тридимитом и железистым кордиеритом, а при 1148°C — вторую тройную эвтектику с вюститом и герцинитом. Система фаялит — магнетит (Островский, 1956) представляет собой простую бинарную эвтектику при 1142°C , имеющую состав 83% фаялита и 17% магнетита.

Некоторые железистые оливины магматических горных пород обнаруживают ощутимое содержание кальция (табл. 2, anal. 15), однако составы твердых растворов CaFeSiO_4 — Fe_2SiO_4 , кристаллизующиеся в равновесии с геденберgitом в системе CaO — FeO — SiO_2 (фиг. 9), не сопоставимы с замещением железа кальцием в естественных фаялитовых оливинах (Wager, Deer, 1939). Следует отметить также незначительное содержание

* Соединение CaFeSiO_4 конгруентно плавится при 1208°C . Чистый CaFeSiO_4 (железистый монтichelлит, или кирштейнит) не встречен в природе, но установлен в шлаках; Сахама и Хитёнен (см. стр. 53) описали магнезиальный кирштейнит.

Са в двух оливинах (табл. 2, анал. 8,12) из обогащенных кальцием мелилитовых базальтов (Mathias, 1949).

В процессе исследований системы окись железа — кремнезем—вода, произведенных Флешеном и Осборном (Flashen, Osborn, 1957), фаялит был синтезирован в виде крупных хорошо образованных бесцветных кристаллов; в качестве исходных материалов были использованы ферросилициевые сплавы или смеси хлористого железа и этилортосиликата. В системе $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ в присутствии водной фазы фаялит при температурах ниже 250°C неустойчив и разлагается на магнетит и гриналит,

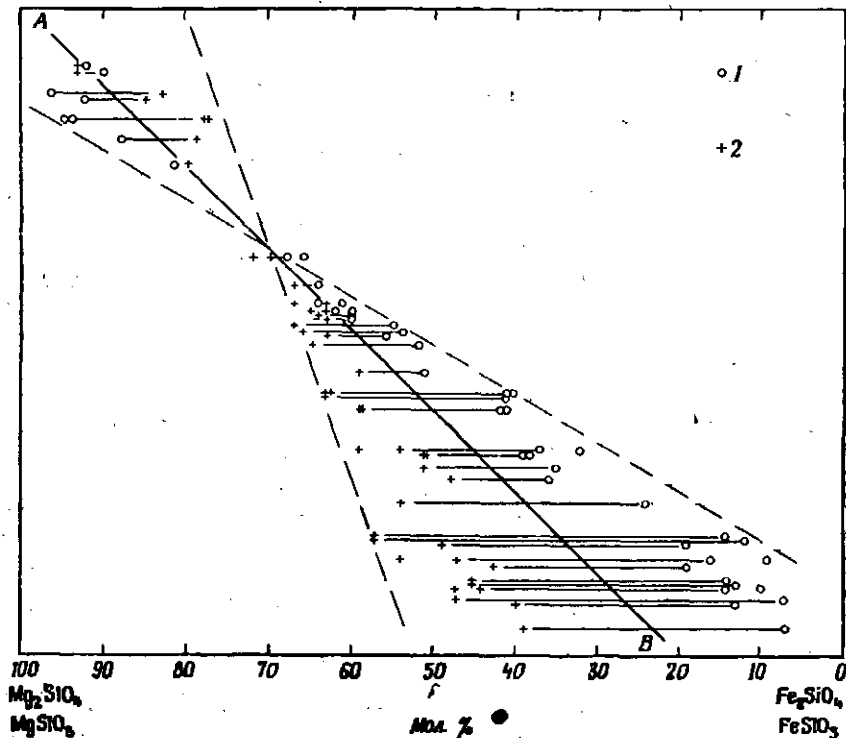


Ф и г. 9. Диаграмма равновесия части системы $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Bowen et al., 1933b).

$\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (закисно-железистый аналог серпентина). Однако фаялит может равновесно сосуществовать в парагенезисе с кварцем, миннесотаитом, $\text{Fe}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (закисно-железистым аналогом талька), и магнетитом при условии высокого парциального давления кислорода и недостатка воды, а при отсутствии воды в системе — с кварцем и магнетитом. При низком парциальном давлении кислорода фаялит и магнетит сосуществуют с водой при температурах от 250 до 470°C . Приблизительно при температуре 470°C гриналит разлагается на фаялит, миннесотаит и воду, а при 480°C миннесотаит с выделением воды переходит в фаялит и кварц. Выше 480°C в гидротермально-восстановительной обстановке устойчива ассоциация фаялита, кварца и воды, в которой может также присутствовать и магнетит; при этом фаялит остается устойчивым до 925°C — наивысшей температуры, примененной при этом исследовании.

Изучение системы фаялит — вода И. А. Островским (1956) с использованием смеси окислов, сплавленных в присутствии паров воды и различных количеств водорода, показало, что при низком парциальном давлении водорода фаялит переходит в магнетит и кремнезем.

Распределение Mg и Fe^{+2} в сосуществующих оливинах и пироксенах было изучено Рамбергом и Де Вором (Ramberg, De Vore, 1951); для естественных парагенезисов этих двух минералов это соотношение показано на фиг. 10. Оливин содержит меньше магния, чем ассоциирующий с ним пироксен, в том случае, когда средняя молекулярная доля $(X_o + X_p)/2$



Ф и г. 10. Составы сосуществующих оливинов и ромбических пироксенов.

Линия АВ делит пополам расстояния, соединяющие каждую пару сосуществующих минералов (Ramberg, De Vore, 1951). 1 — оливин; 2 — ромбический пироксен.

(X_o — молекулярная доля магнезиально-силикатной молекулы в оливине, X_p — то же в ромбическом пироксене) не превышает приблизительно 0,65. Распределение определяется константой

$$K = \frac{X_p}{1 - X_p} \cdot \frac{1 - X_o}{X_o},$$

величина которой возрастает с увеличением молекулярного содержания железо-силикатной составляющей в оливинах и пироксенах.

Кроме того, распределение Mg и Fe^{+2} в сосуществующих оливинах и ромбических пироксенах, а также оливинах и диопсидах рассматривалось Де Вором (De Vore, 1955) в связи с ионными потенциалами этих ионов. Де Вор для тех же парагенетически связанных пар минералов дает соотношения содержаний Ti, Cr, Ni, Co и Mn.

Уэйджер и Митчелл (Wager, Mitchell, 1951) определили содержания Mo , Li , Ni , Co и Cu в оливинах из габброидов Скергаардского интрузива. Содержание Ni быстро уменьшается от 200 ч. на млн. в оливинах краевой серии до 0 в фаялите из феррогаббро. В тех же сериях образцов количество Co уменьшается от 150 до 20 ч. на млн., тогда как содержание Mo и Li существенно возрастает с 3 до 30 и с 2 до 15 ч. на млн. соответственно. Содержание Cu устойчиво возрастает с 20 ч. на млн. в наиболее рано закристаллизовавшихся оливинах до 400 ч. на млн. в феррогортонолите, а затем быстро падает до 20 ч. на млн. в фаялите.

Из смеси окиси железа, порошка металлического железа и кремнекислоты, состав которой отвечал фаялиту с 10% избыточного металлического железа, была получена полиморфная разновидность синтетического фаялита со структурой шпинели ($N\ 1,955 \pm 0,020$); давление, необходимое для образования этого минерала при температуре 400°C , приблизительно равно 45000 бар (Ringwood, 1958).

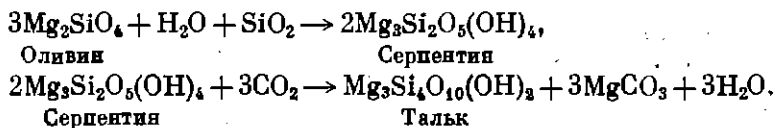
Никелевые и германиевые оливины. Никелевый оливин был синтезирован Д. П. Григорьевым (1937) при сплавлении NiO и SiO_2 с 3% CaF_2 . Рингвуд (Ringwood, 1956) показал, что Mg_2SiO_4 и Ni_2SiO_4 образуют в любых соотношениях твердый раствор. В области составов MgNiSiO_4 — Mg_2SiO_4 эта система имеет бинарный характер, но при составах MgNiSiO_4 — Ni_2SiO_4 твердая фаза плавится incongruently с осаждением NiO , и выше солидуса в этой области составов системы с жидкостью сосуществуют Ni , Ni_2SiO_4 , Ni_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 . В процессе кристаллизации магм основного состава большая часть Ni входит в состав обогащенных магнием оливинов. Уэйджер и Митчелл (Wager, Mitchell, 1951) показали, что у никеля тенденция к вхождению в состав оливина выражена резче, чем у магния. Подобные соотношения не соответствуют более низкой по сравнению с форстеритом температуре плавления Ni_2SiO_4 (1620°C), в связи с чем Рингвуд (Ringwood, 1956) предположил, что вхождение никеля в структуру оливина в условиях резко избыточного отношения $\text{Mg} : \text{Ni}$ в магме обусловлено присутствием в естественных оливинах железа, которое имеет еще более низкую термическую стойкость, в результате чего никель и входит в состав оливина, замещая преимущественно железо, а не магний. Считается, что мелкие кристаллы сплава $\text{Ni} - \text{Fe}$, обнаруженные Никкелем (Nickel, 1958) в серпентинизированных асбестосодержащих породах, возникли в процессе серпентинизации первичных оливина и ромбического пироксена, содержавших приблизительно 0,2% связанного никеля.

Полная смешимость Si и Ge в структуре оливина подтверждена экспериментально путем получения полной серии твердых растворов Mg_2SiO_4 — Mg_2GeO_4 (Ringwood, 1956). Влияние этого взаимного замещения на температуру плавления твердых растворов невелико, и чистый ортогерманат магния плавится при 1855°C (форстерит при 1890°C).

Изменения. Оливиновые минералы очень легко поддаются воздействию гидротермальных растворов, метаморфизму низких ступеней и выветриванию. Изменения в результате проявления этих процессов редко носят простой характер; обычно это такие процессы, как гидратизация, силицификация, окисление и карбонатизация. Наиболее частые продукты изменения оливина — серпентин, хлорит, амфибол, карбонаты, окислы железа, тальк, боулингит и идингсит. Известны и другие менее обычные продукты изменения оливинов в позднемагматическую стадию. Прайдер и Кол (Prider, Cole, 1942) описали превращение оливина в вонгронит

и магнезиальный бейделлит*. Продукты изменения оливинов в связи с их обычной исключительной тонкозернистостью и тесным срастанием в них двух или более минералов, как правило, трудно поддаются определению оптическими методами. Это обстоятельство обусловило применение для обозначения продуктов изменения оливина таких собирательных названий, как серпентин, иддингсит и боулингит. Продукты изменения типа серпентина, хотя и относительно устойчивы химически, могут состоять из хризотила, антигорита или других полиморфных модификаций состава $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ или, наконец, могут быть представлены смесями двух или более таких структурных разновидностей близкого состава. Как боулингит, так и иддингсит обладают очень изменчивым составом и никогда не состоят из одной какой-либо минеральной фазы, а представлены их смесями в разных пропорциях.

На начальных стадиях изменения оливина легко происходит замещение вдоль произвольно пересекающих зерна трещинок; при дальнейшем развитии метасоматоза возникают полные псевдоморфозы. Наиболее часто, особенно в ультраосновных породах, отмечается серпентинизация магнезиальных оливинов. Главные продукты процесса серпентинизации — серпентин, тальк и карбонат:



Изменение железистых оливинов заключается главным образом в окислении, что может быть проиллюстрировано двумя анализами неизмененного и измененного фаялита (Grill, 1935): Fe_2O_3 18,84; FeO 46,79; H_2O 1,19 и Fe_2O_3 32,51; FeO 34,54; H_2O 1,20%.

В основных лавах оливин переходит, как правило, в красновато-коричневое вещество, обычно определяемое как иддингсит (см. табл. 3), для которого характерны высокое двупреломление и высокий показатель преломления (1,61—1,86). Идентичный по оптическим свойствам материал, встречающийся в миндаликах и по трещинкам отдельности, обычно определяется как хлорит. В неглубоко залегающих основных интрузиях оливин может переходить в зеленое вещество с умеренным двупреломлением и светопреломлением, колеблющимся от 1,48 до 1,62. Это вещество и материал с аналогичными оптическими свойствами, встречающийся в миндаликах и по трещинкам отдельности, называются весьма различно — боулингит, серпентин, хлорит, нонтронит, сапонит и вермикулит. Кроме того, иногда в качестве продукта изменения оливина описывают псевдоморфозы по нему изотропного вещества, по цвету меняющегося от яркого оранжевого до глубокого зеленого, с показателем преломления от 1,50 до 1,62; это вещество обычно определяется как хлорофенит. Средний химический состав и пределы колебаний химического состава в этих трех типах продуктов изменения оливина (Wilshire, 1958) приводятся в табл. 3.

По мнению Сана (Sun, 1957), иддингсит в основном состоит из гетита, аморфного кремнезема и магнезии и преимущественно встречается в таких лавах основного и среднего состава, в которых сумма модального содер-

* Нонтронит и бейделлит, как это было показано И. И. Гивзбургом, почти всегда являясь продуктами древнего выветривания оливиновых и серпентиновых пород. — *Прим. ред.*

Таблица 3

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ИЗМЕНЕНИЯ ОЛИВИНА (WILSHIRE, 1958).

Все анализы пересчитаны на 100% с предварительным исключением H_2O^-

	Иддингсит		Сапонит		Хлорофент	
	Средний	Пределы колебаний	Средний	Пределы колебаний	Средний	Пределы колебаний
SiO_2	41,20	22,08—48,36	44,79	42,68—46,32	45,11	43,42—48,17
TiO_2	0,14	0,12—0,26	0,22	0,00—0,46	0,29	0,00—0,82
Al_2O_3	3,81	0,00—5,09	8,24	5,87—10,82	3,91	1,37—7,12
Fe_2O_3	35,42	25,48—60,13	8,90	6,33—12,30	22,13	12,37—30,02
FeO	0,38	0,00—1,97	4,77	2,70—7,98	6,66	2,36—12,10
MnO	0,05	0,00—0,11	—	—	0,47	0,35—0,62
MgO	6,85	0,60—12,71	22,50	21,71—23,29	8,16	6,26—11,73
CaO	2,35	1,72—3,26	1,96	0,32—3,29	3,13	1,97—4,02
Na_2O	0,12	0,12—0,13	—	—	0,55	0,00—2,21
K_2O	0,10	0,09—0,10	—	—	0,14	Сл.—0,47
H_2O^+	9,30	5,74—11,00	8,84	7,47—10,00	8,39	6,83—10,97
Сумма	«99,54»		100,22		98,94	
H_2O^- Уд. в.	9,84	4,76—22,85 2,5—2,8	10,72	7,69—13,52 2,24—2,30	20,78	12,54—27,44 1,81—2,23

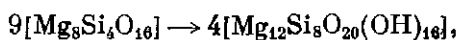
жания оливина и иддингсита превышает нормативный оливин. В результате исследований Уилшира (Wilshire, 1958), проведенных с применением рентгенометрии, дифференциального термического анализа и сольватации в гликоле, выяснилось, что иддингсит преимущественно состоит из смектита (минерала группы монтмориллонита) и хлорита, к которым обычно присоединяется гётит, а также кварц, кальцит и реже — тальк и слюда. Несмотря на поликристаллический характер, иддингсит ведет себя оптически иногда как гомогенное вещество. Браун и Стивенс (Brown, Stephens, 1959) показали, что подобная оптическая однородность иддингсита нередко обусловлена однородной ориентировкой (в пределах псевдоморфозы по зерну оливина) тонких кристаллов гётита и силикатов со слоистой решеткой, причем ориентировка гётита полностью, а силикатов частично определяется унаследованным кислородным каркасом первичного оливина. Исследованиями Уилшира было доказано, что продукт изменения типа зеленого боулингита также состоит из смектита — хлорита в ассоциации с антигоритом и хризотилом, присутствующими порознь или совместно, и небольшими количествами талька, слюды, кварца и, возможно, сепиолита. При более ранних исследованиях (Caillière, 1935; Caillière, Hénin, 1951), проведенных с применением рентгенометрии и дифференциального термического анализа, боулингит определялся как сапонит. Хотя хлорофент иногда обладает субмикроскопически-кристаллическим строением, минеральные компоненты этого вещества не определены; однако, вероятно, в его состав входят хлорит, гётит и, может быть, кальцит.

Иддингсит и боулингит обычно рассматриваются как продукты изменения позднемагматической стадии (дейтерические, протопневматолитиче-

ские); Эдуардс (Edwards, 1938) описал в базальтах вкрапленники оливина, состоящие из ортосиликатного ядра, окруженного волокнистым идингситом, в свою очередь сменяющимся внешней зоной неизмененного оливина. По мнению Эдуардса, подобная зональность возникла в результате смены начальной стадии кристаллизации оливина изменением при окислении и гидратизации, которое в свою очередь сменялось новой стадией кристаллизации оливина. Таким образом, это изменение происходило перед завершением кристаллизации оливина. Уилшир (Wilshire, 1958) описал в базальтах идингсит, кристаллы которого были деформированы в узких полосах, параллельных полосчатости течения, в связи с чем был сделан вывод, что изменения оливина, хотя бы частичные, происходят до полной остановки текущей лавы.

Во многих случаях изменения оливина, обусловленные протопневматолитическими и гипергенными процессами, различить очень трудно, в связи с чем Сан (San, 1957) предположил, что изменения оливина, начавшиеся в позднемагматическую стадию, продолжают при выветривании. Однако Уилшир, наблюдавший во многих базальтоидах как зеленые, так и красные продукты изменения оливина, считает, что окисленный материал присутствует лишь в зоне выветривания, в связи с чем, по его мнению, в процессе выветривания не только продолжают начавшиеся ранее процессы изменения оливина, но может происходить также изменение протопневматолитических продуктов. Этот исследователь показал, что как в зоне выветривания, так и вне ее присутствуют одни и те же продукты изменения, за исключением гётита, появляющегося лишь в зоне окисления. Превращение зеленого агрегата смектита и хлорита (иногда с магнетитом) в красный продукт почти такого же состава с гётитом может происходить или в результате выщелачивания железа и его выпадения в форме гётита, или непосредственно при выветривании рассеянного магнетита. В обоих случаях гётит играет роль пигмента.

Главная особенность химического состава продуктов изменения оливина — высокое отношение $Fe : Mg$ (в среднем $8 : 1$ по сравнению с найвысшей установленной величиной отношения $Fe : Mg$ в ассоциирующем неизмененном оливине — $1 : 2$). В процессе изменения оливина кремний сохраняется в относительно постоянных количествах, железо переходит из закисного в окисное состояние и количество его сильно увеличивается, в больших количествах привносится вода, а магний в значительной степени удаляется. Таким образом, изменения состава оливина в результате наложенных процессов можно рассматривать как вынос магния и привнос железа и воды, но не как простой процесс окисления и гидратизации. Браун и Стивенс (Brown, Stephens, 1959), основываясь на соотношениях $4(ab)_L \simeq$ и $3(bc)_O$ и $c_L \simeq 3c_O$ между параметрами единичных ячеек оливина (O) и слоистых силикатов из продуктов изменения (L), показали, что вторичные изменения оливина без изменения объема должны происходить с заменой 9 элементарных ячеек оливина 4 ячейками слоистого силиката. Если последний представлять как хлорит, то составы эквивалентных объемов при этом превращении могут быть связаны соотношением



Оливин

Хлорит

из которого явствует, что при образовании за счет оливина слоистых силикатов значительные количества магния должны быть вынесены.

Оптические и физические свойства

Изменения оптических свойств и химического состава оливинов изучались Диром и Уэйджером (Deer, Wager, 1939), Кеннеди (Kennedy, 1947), Полдерваартом (Polderwaart, 1950) и Хенриком (Henriques, 1958). Боуэн и Шерер (Bowen, Schairer, 1935) установили в синтетических оливинах линейную зависимость между углом оптических осей и светопреломлением, закономерно изменяющуюся с изменением состава от Mg_2SiO_4 до Fe_2SiO_4 . Величина $+2V$ для чистого форстерита составляет 82° , а для чистого фаялита 134° ; при этом изменение оптического знака происходит приблизительно при составе с 12 мол. % Fe_2SiO_4 . На фиг. 11 показана эта линейная зависимость показателей преломления и угла оптических осей от состава; небольшие отклонения от линейной зависимости у природных минералов можно объяснить присутствием в них малых и переменных количеств ионов Mn , Ti , Fe^{+3} и т. д., изоморфно замещающих Mg и Fe^{+2} . Куно (Kuno, 1950), а также Гамильтон и Нейербург (Hamilton, Neuerburg, 1956) отметили изменения величины $2V$ в различных кристаллах оливина в пределах одного шлифа. Гейм (Game, 1941) предположил, что особенности термической обстановки при кристаллизации, особенно в условиях быстрого охлаждения вулканических пород, могут вызывать возникновение аномальных углов оптических осей. По данным Худобы и Фрехена (Chudoba, Frchen, 1943), выполнившим большое количество измерений угла оптических осей оливинов из основных и ультраосновных пород, зависимость величины $2V$ от состава в эффузивных породах выражена хуже, чем в интрузивных. Кроме того, эти исследователи показали, что при нагревании до 1100°C углы оптических осей оливинов из глубинных пород уменьшаются на величину от 3 до 4° . Гейм (Game, 1941), Френкель (Frenkel, 1943) и Джонстон (Johnston, 1953) установили расхождения в величине углов оптических осей у оливина, измеренных в направлении колебания быстрого и медленного лучей, причем величины $+2V$ оказались выше, чем $-2V$.

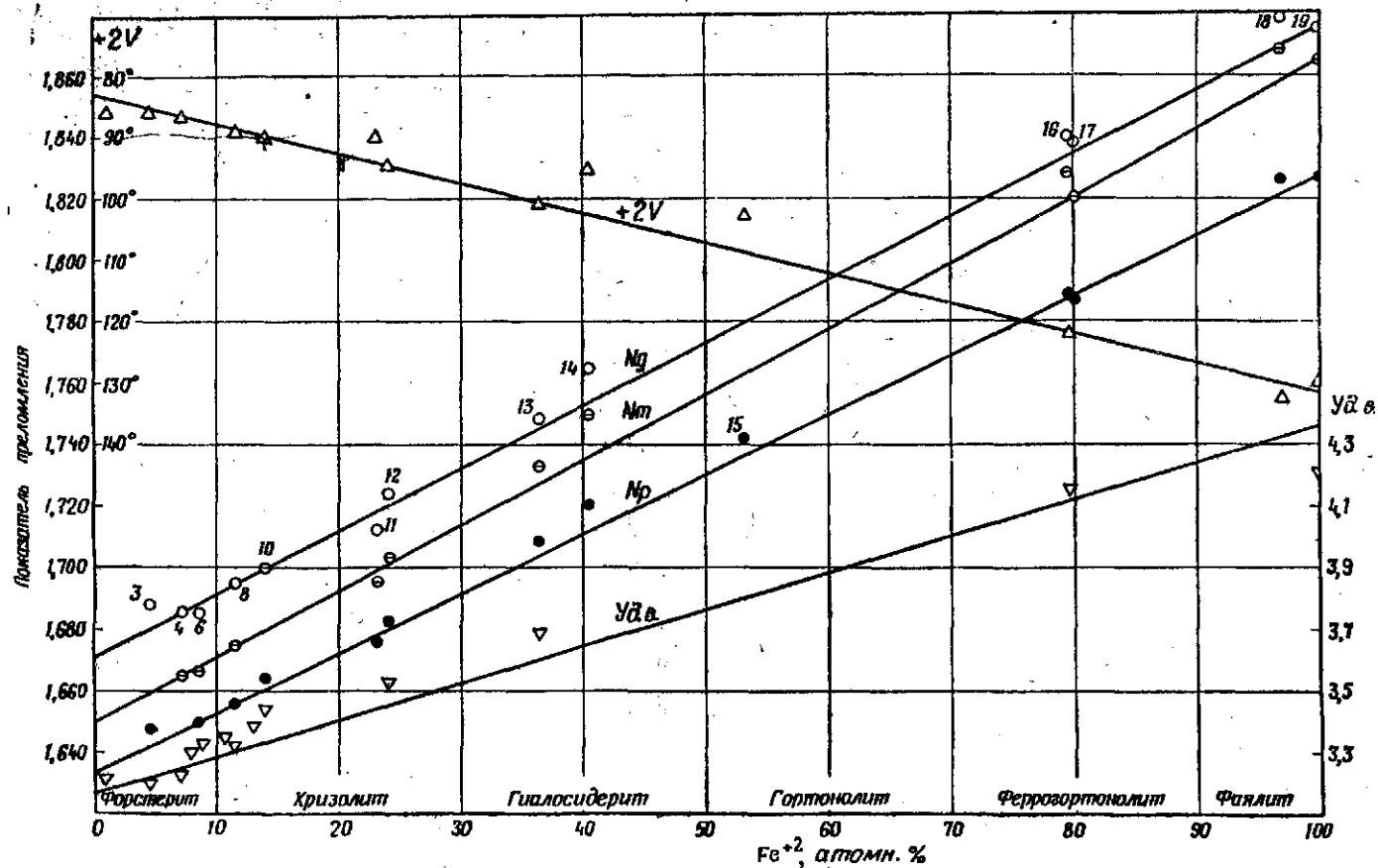
Уайлли (Willie, 1959) по результатам измерения углов оптических осей более чем в сотне зерен оливина из двух пикритовых силлов с помощью методики определения $2V$ по одному и по двум выходам оптических осей установил заметные различия в величинах, определенных по двум этим методам. Уайлли пришел к выводу, что измерения $2V$ по одному выходу оптической оси имеют точность порядка 3° (что соответствует приблизительно 6% Fe_2SiO_4) и что оптические определения оливинов с углами $2V$, близкими к 90° , могут быть неправильными и их необходимо корректировать. Хенрикс (Henriques, 1958) вычислял величины показателя преломления и угла оптических осей магнезиально-железистых оливинов с использованием линейной зависимости по уравнениям типа

$$N_p = a + \sum a_i N_i + \sum a_j N_j^2,$$

где a — постоянная, a_i отражает влияние катионов типа i на показатель преломления, а N — количество этих катионов в заданном объеме.

Дисперсия светопреломления у чистого синтетического форстерита была определена Оруссо и Мервином (Augousseau, Merwin, 1928); для света с длиной волны $431 \text{ м}\mu$ N_p 1,6492, N_m 1,6645, N_g 1,6829, а для длины волны $688 \text{ м}\mu$ N_p 1,6324, N_m 1,6470, N_g 1,6650.

В магнезиальных оливинах спайность по $\{010\}$ и $\{100\}$ развита плохо, но в железистых разностях различима спайность по $\{010\}$, зависимость



ФИГ. 11. Зависимость оптических свойств и удельного веса магнезиально-железистых оливинов от их химического состава.

Величины +2V для основных членов приведены по Хенриксу (Henriques, 1957), показатели преломления — по Боуэну и Шереру (Bowen, Schaefer, 1935), а удельный вес — по данным Блосса (Bloss, 1952). Нанесены данные для образцов, состав которых приведен в табл. 2.

которой от структуры кристаллической решетки показана на фиг. 1, и в меньшей степени спайность по {100}. В оливинах из дунита отмечается совершенная спайность по {010} и {100} (Hawkins, 1946), при этом наблюдается двойникование по (100) с субпараллельным расположением двойников и деформация плоскостей двойникового срастания. Описано также двойникование по (031), приводящее к образованию тройников (Buri, 1935).

В оливинах некоторых ультраосновных и основных пород в скрещенных николях устанавливается пластинчатое строение (Chudoba, Freschen, 1950); пластинки имеют различную ширину и ориентированы параллельно (100). Подобная пластинчатость в кристаллах возникает в результате деформации с трансляцией плоскостей параллельно (100) и в направлении [001] и описана для оливинов из дунитов и перидотитов. Филлипс (Phillips, 1938) показал, что направления Ng и Np ориентированы таким образом, что направление колебаний Ng (= кристаллографической оси y) нормально к плоскости трещиноватости в кристаллах оливина, а Тилли (Tilley, 1947) описал порфириобласты из дунитовых милонитов Сант-Пауль, в которых плоскость (010) кристаллов оливина была ориентирована параллельно листоватости породы. Полосчатые и неполосчатые оливины могут встречаться совместно, и развитие трансляционной пластинчатости может использоваться для отличия ксенокристаллов от порфировых вкрапленников оливина (Hamilton, 1957).

Окраска оливина в шлифах меняется в зависимости от состава минерала: магнезиальные разновидности бесцветны или слегка зеленоваты, тогда как железистые окрашены в лимонно-желтый цвет, а фаялит часто имеет янтарно-желтую окраску и плеохроирует со схемой абсорбции $Ng > Nm$.

В некоторых эффузивных и гипабиссальных основных породах обычно присутствуют оливины с магнезиальными ядрами и более железистыми краевыми зонами. Зональные оливины с колебаниями состава от Fa_{34} до Fa_{69} установлены в тералите (Benson, 1942), с изменением составов от Fa_{24} до Fa_{63} в тешените (Wilkinson, 1956), а максимальная амплитуда колебаний их состава ($Fa_{30} - Fa_{67}$) была обнаружена в кристаллах из силла крианита (Johnston, 1953). Во многих зональных кристаллах оливина обогащенные фаялитовым компонентом внешние каемки имеют небольшую ширину и их состав лишь немного более железист, чем средний состав ядра. Так, Уилкинсон (Wilkinson, 1956) упоминает оливин, у которого состав ядра, определенный по оптическим свойствам, отвечает Fa_{21} , а общий состав кристалла, определенный при химическом анализе, Fa_{25} .

Зональность может быть выявлена по различиям углов погасания в разрезах, приблизительно перпендикулярных оптической оси, т. е. имеющих низкое двупреломление (Tomkeiff, 1939). Вследствие быстрых изменений частных двупреломлений $Ng - Nm$ и $Nm - Np$ кристаллы с сильно выраженной зональностью обнаруживают различные цвета интерференции. В случае нормальной зональности от магнезиального ядра к железистой краевой оторочке двупреломление в разрезах, перпендикулярных Np, понижается от центра к периферии зерна, а в разрезах, нормальных к Nm и Ng, наоборот, повышается в том же направлении. Двупреломление и цвета интерференции в главных оптических плоскостях форстерита и фаялита в шлифах толщиной 0,02 мм следующие:

Форстерит	Фаялит
⊥ Np 0,020 оранжевый	0,009 голубовато-серый
⊥ Nm 0,035 зеленовато-голубой	0,051 красный
⊥ Ng 0,015 желтый	0,041 желтовато-зеленый

Колебания состава в зональных кристаллах оливина можно также определить путем измерения угла оптических осей.

Зависимость между удельным весом и химическим составом в серии форстерит — фаялит была изучена Блоссом (Bloss, 1952), установившим кривую этой зависимости, определяющуюся уравнением

$$q(q) = -207,754 + 47,68521q + 5,25529q^2,$$

где $q(q)$ = мол. % Fe_2SiO_4 , представляющий функцию плотности q членов серии $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$. Удельный вес форстерита, вычисленный по этому уравнению, равен $3,217 \pm 0,005$, а фаялита — $4,36 \pm 0,001$. Теоретическое соотношение между светопреломлением (N), химическим составом в мол. % и удельным весом определяется уравнением

$$N_{\text{Fa}} = \frac{100}{1 + 1,0685366 \left(\frac{4,36 - q}{q - 3,217} \right)}.$$

Удельный вес, определенный по объемам элементарных ячеек синтетического форстерита и фаялита (Yoder, Sahama, 1957), составляет соответственно 3,222 и 4,392 г/см³.

Изменение объема оливинов состава $\text{Fa}_0 - \text{Fa}_{80}$ при плавлении оценивается приблизительно в 3%. Эта величина была использована (Bowen, Schairer, 1935) для вычисления по уравнению Клаузиуса — Клапейрона влияния давления на точку плавления форстерита:

$$\frac{dt}{dp} = \frac{\Delta V \cdot T}{\Delta H} = 0,0047^\circ\text{C на атмосферу},$$

где $\Delta V = 0,0093 \text{ см}^3/\text{г}$, $\Delta H = 100 \text{ кал/г}$.

Оливины легко и быстро кристаллизуются из расплавов; при этом морфология кристаллов очень чутко реагирует на изменения обстановки. Появление скелетных форм и кристаллов с заливообразными границами обычно связывалось с явлениями резорбции, однако эти представления были подвергнуты сомнению Древером и Джонстоном (Drever, Johnston, 1957), которые пришли к выводу, что подобные формы возникают в результате быстрой кристаллизации.

Приблизительный состав магнезиально-железистых оливинов оптически наиболее быстро можно определить путем измерения угла оптических осей. Более точные результаты получаются при определении показателей преломления. Однако показатели преломления в зернах оливина определить довольно трудно, так как, хотя плоскость оптических осей в них и перпендикулярна двум направлениям спайности, получить спайные обломки при обычном дроблении почти невозможно. Показатели преломления железистых оливинов превышают разрешающую способность большинства рефрактометров, и для определения светопреломления соответствующих жидкостей необходимо пользоваться поллой призмой и методом минимального отклонения. Несмотря на существование точной зависимости между химическим составом и удельным весом, определение последнего не всегда дает удовлетворительные результаты, обычно в связи с наличием тонких рудных включений. Рентгеновский метод определения состава магнезиально-железистых оливинов уже был описан выше (стр. 13).

Диагностические признаки

Магнезиальный оливин можно отличить от диопсида по лучше выраженной спайности, косому погасанию, меньшему углу оптических осей и меньшему двупреломлению у пироксена. Хондрит имеет более низкие показатели преломлений и двупреломление, а также косое погасание; гумит отличается от форстерита меньшими величинами двупреломления и угла оптических осей. Плоскость оптических осей у гумита и клиногумита параллельна спайности, а монтичеллит имеет меньшие светопреломление и двупреломление. Отличить фаялит от эпидота можно по плеохроизму в желтых и зеленых тонах, большей величине угла оптических осей и косому погасанию последнего.

Парагенезис

Состав оливинов самого раннего этапа кристаллизации основных магм колеблется от Fo_{88} до Fo_{82} , а чистый форстерит вообще неизвестен в магматических породах. Состав оливина из типичных дунитов (табл. 2, anal. 5) — Fo_{92} , средний состав оливина перидотитов — Fo_{88} ; сходный состав имеют также оливины в метеоритах (табл. 2, anal. 9). Состав оливинов пикритовых пород малых интрузий третичной петрографической провинции Гебрид колеблется от Fo_{93} до Fo_{83} (Grever, Johnston, 1958), а средний их состав для девятнадцати силлов и даек этого района отвечает $Fo_{88,5}$. Во многих базальтах встречаются «бомбы», в которых магнезиальный оливин (табл. 2, anal. 7) ассоциирует с энстатитом, хромовыми диопсидом и шпинелью. Структура и состав этих дунитовых и других обогащенных оливином включений исследовались Россом и его соавторами (Ross et al., 1954), которые пришли к выводу, что эти образования представляют собой производные перидотитовой зоны Земли и попали в верхнюю часть земной коры в процессе орогенеза или были вынесены на поверхность базальтовой магмой.

Формирование стратиформных оливиновых пород — перидотитов, дунитов, а также ассоциирующих с ними серпентинитов — рассматривалось Беннингтоном (Bennington, 1956). Перидотиты и дуниты часто локализируются в зонах высокого общего и ориентированного давления на крыльях складок, тогда как серпентиниты обычно приурочены к участкам более низкого давления в гребнях складок. Беннингтон предполагает, что накопление обогащенных оливином остаточных магнезиально-железистых пород повышенной плотности было обусловлено частичным парциальным удалением SiO_2 в участках, претерпевавших уменьшение объема, тогда как серпентиниты возникали в областях низкого давления, поскольку здесь создавались благоприятные условия для реакций, происходящих с увеличением объема. Образование оливина в зонах высокого общего и ориентированного давления на крыльях складок можно представить в виде реакции



а образование серпентинита в области пониженного давления на крыльях складок выражается реакцией



ΔV первой реакции — $36,66 \text{ см}^3/\text{мол}$, ΔV второй реакции — $13,42 \text{ см}^3/\text{мол}$.

Обогащенные оливином полосы обычны во многих расслоенных интрузиях и являются результатом аккумуляции оливина, обусловленной гравитационным осаждением кристаллов или конвекционными течениями в магме. Оливин в таких полосах обычно представлен идиоморфными или субидиоморфными кристаллами главным образом стадии первичной кристаллизации. Оливин (табл. 2, анал. 10) из расслоенного массива острова Рам был изучен Брауном (Brown, 1956), который показал, что форма кристаллов оливина зависит от положения оливина в полосчатой серии, представленной оливиновыми породами у подошвы интрузива, переходящими к его вершине в обогащенные плагиоклазом породы. По мере увеличения количества плагиоклаза габитус первично осажженных кристаллов оливина последовательно изменяется и они приобретают форму ксеноморфных межкристалльных выделений, ограниченных зернами полевого шпата. Однако в этой интрузии имеется лишь небольшое количество зерен оливина, ярко выраженный пойкилитовый характер которых позволил бы говорить о их кристаллизации исключительно из остаточной межкристалльной жидкости.

Оливины, имеющие состав $For_{80} - Fo_{50}$, очень широко распространены в основных магматических породах и описаны из многих габбро (табл. 2, анал. 11—15), долеритов и базальтов. Кроме того, оливины такого же состава встречаются в трахибазальтах и трахитах, а также в тералитах и тешенитах. Более железистые оливины встречаются реже, но описаны из различных пород, в том числе из силлов и лакколитов долеритов и габбро района Удинск-Тулун в Восточной Сибири (Левинсон-Лессинг и др., 1932), железистых диабазов Миннесоты (Muir, 1954) и гранофира острова Скай (Anwar, 1955). Сильно железистые оливины описаны из диабазовых пегматитов (Соболев, 1933) и из сегрегаций в габбро (Лебедев, 1936). Оливины феррогаббро (табл. 2, анал. 16) интенсивно дифференцированной Скергаардской интрузии (Wager, Deer, 1939) непрерывно изменяются по составу от For_{30} до Fo_2 .

Во многих кислых и щелочных вулканических породах в небольших количествах присутствует фаялит, особенно в породах с преобладанием натрия над калием (Hawkes, 1924; Smith, 1931; Palache, 1950). Этот минерал встречен также в пустотах липарита (Noe-Nygaard, 1952) и в литофизах обсидиана (Murdock, Webb, 1950). Куно (Kuno, 1940) описал реакционные каемки фаялита вокруг порфировых выделений ромбического пироксена. Фаялит встречается также в кислых и щелочных интрузивных породах и довольно обычен в кварцевых сиенитах, в которых он часто ассоциирует с геденбергитовым пироксеном и арфведсонитом. Реже он присутствует в кислых интрузивных породах, где его распространение ограничено обычно выделениями в пегматитах. Фаялит описан в некоторых разновидностях гранитоидов кольцевого комплекса Северной Нигерии — в арфведсонит-фаялитово-геденбергитовом и амфиболово-фаялитовом гранитах и кварц-фаялитово-геденбергитовых порфирах (Jacobson et al., 1958). Фаялит (табл. 2, анал. 18) — важный минерал фаялитового феррогаббро Скергаардского интрузива (Wager, Deer, 1939).

Магнезиально-железистые оливины встречаются во многих метаморфических породах. Форстерит (табл. 2, анал. 1,2) — один из ранних продуктов термального метаморфизма загрязненных доломитов и присутствует во многих мраморах и офиальцитах. В последних он обычно превращен в серпентин. Кристаллизуется форстерит и при региональном метаморфизме загрязненных доломитов, в которых ранее него образуется тремолитовый или эденитовый амфибол. В своем исследовании прогрессивного

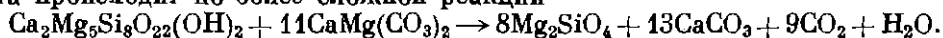
метаморфизма кремнеземистых известняков и доломитов Боуэн (Bowen, 1940) пришел к заключению, что в процессе их прогрессивной декарбонизации форстерит образуется раньше диопсида, однако термохимическое изучение (Weeks, 1956a), равновесных взаимоотношений фаз при метаморфизме кремнеземистых карбонатных пород показало, что при некотором данном давлении образование форстерита происходит при температуре приблизительно на 80° С выше, чем кристаллизация диопсида *. Образование форстерита в безводной обстановке происходит по реакции



Доломит

Форстерит

В случае присутствия воды при метаморфизме образование форстерита происходит по более сложной реакции

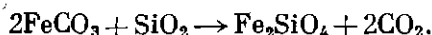


Тремолит

Доломит

Форстерит

Фаялит присутствует в метаморфизованных железистых осадках и описан из гематитовых отложений Гарца, которые в контактном ореоле Брокенского массива гранитов превращены в фаялитово-кварцевые породы (Ramdohr, 1927):



Фаялит образуется и при региональном метаморфизме железистых осадков; в эллититах (Tilley, 1936) и коллобриерите (Lacroix, 1917) фаялит ассоциирует с геденбергитом, грюнеритом, алмандином и железистыми моноклинными пироксенами.

Венцовая структура. В некоторых метаморфизованных основных породах вокруг оливина образуются оболочки пироксена и амфибола. Такие каемки неоднократно описывались под разными названиями: венцовые (coronas), келифитовые оторочки (kelyphitic border), реакционные каемки и коррозионные оболочки (corrosion mantle)*. Венцовые оторочки обычно состоят из ромбического пироксена, диопсид-авгита, амфибола, шпинели и граната. Эти минералы, как правило, не встречаются совместно, а в отдельных венцовых оторочках образуют две серии (Shand, 1945):

оливин — ромбический пироксен — (амфибол + шпинель) — плагиоклаз;

оливин — ромбический пироксен — гранат — плагиоклаз.

Описаны и иные венцовые структуры, но в их зонах, прилегающих непосредственно к оливину, всегда присутствуют пироксен или амфибол, причем последний, если он появляется, характерен для внешней зоны и обычно образует симплектитовые сростки с зеленой шпинелью. В гранатсодержащих венцовых оторочках этот минерал встречается иногда в сростках с амфиболом в зоне, прилегающей к плагиоклазу. Муртхи (Murthy, 1958) описал венцовые оторочки вокруг зерен оливина, состав которых колебался от Fo₉₆ до Fo₂₈.

Образование венцовых структур приписывалось как контактному термическому (Huang, Merrit, 1954; Friedman, 1955), так и региональному

* Наблюдения над распределением форстерита и диопсида в контактово-метаморфизованных доломитах (Смолин, 1960) подтверждают ранние представления Боуэна, но свидетельствуют о совместной кристаллизации этих двух минералов в относительно широком интервале температур в зависимости от состава метаморфизующейся породы, причем для образования диопсида необходим избыток SiO₂. — *Прим. ред.*

пературе ниже 900°C поля кристаллизации шпинели и диопсида соприкасаются и, наоборот, поля анортита и форстерита при этом перестают соприкасаться. Таким образом, возможно, что при температурах ниже 900°C высокотемпературная ассоциация кальцевого плагиоклаза и магнезиального оливина становится неравновесной и переходит в одну из устойчивых ассоциаций: пироксен, шпинель и плагиоклаз или пироксен, шпинель и оливин.

Данем (Dunham, 1950) описал в норите из Сент-Стивен (Нью-Брансуик) келифитовые оторочки вокруг свежего оливина, внутренняя зона которых представлена оптически положительным хлоритом, вероятно нефелином, а внешняя, примыкающая к плагиоклазу, — тремолитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Adams F. D., Graham R. P. D., 1926. On some minerals from the Ruby mining district of Mogok, Upper Burma, Trans. Roy. Soc. Canada, 3rd ser., 20, sect. 4, 113.
- Andersen O., 1915. The system anorthite — forsterite — silica, Am. Journ. Sci., 4th ser., 39, 407.
- Anwar Y. M., 1955. A clinopyroxene from the granophyre of Meall Dearg, Skye, Geol. Mag., 92, 367.
- Aurousseau M., Merwin H. E., 1928. Olivine, I. From the Hawaiian Islands, II. Pure Forsterite, Am. Mineral., 13, 559.
- Bennington K. O., 1956. Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, Journ. Geol., 64, 558.
- Benson W. N., 1942. The basic igneous rocks of eastern Otago and their tectonic environment, Part III, Trans. Roy. Soc. N. Z., 72, 160.
- Bloss F. D., 1952. Relationship between density and composition in mol. per cent. for some solid solution series, Am. Mineral., 37, 966.
- Bowen N. L., 1914. The ternary system: diopside — forsterite — silica, Am. Journ. Sci., 4th ser., 38, 207.
- Bowen N. L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite, Journ. Geol., 48, 225.
- Bowen N. L., Schairer J. F., 1932. The system $\text{FeO} - \text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., ser. 5, 24, 177.
- Bowen N. L., Schairer J. F., 1935. The system $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., ser. 5, 29, 197.
- Bowen N. L., Schairer J. F., 1936. The system albite — fayalite, Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., 22, 345.
- Bowen N. L., Schairer J. F., 1938. Crystallization equilibrium in nepheline — albite — silica mixtures with fayalite, Journ. Geol., 46, 397.
- Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E., 1933a. The system $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$, Am. Journ. Sci., ser. 5, 25, 273.
- Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E., 1933b. The system $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., ser. 5, 28, 233.
- Bowen N. L., Tuttle O. F., 1949. The system $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, Bull. Geol. Soc. Am., 60, 439.
- Bragg W. L., Brown G. B., 1926. Die Struktur des Olivins, Zeit. Krist., 63, 538.
- Brown G., Stephen I., 1959. A structural study of iddingsite from New South Wales, Australia, Am. Mineral., 44, 251.
- Brown G. M., 1956. The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides, Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. B, 240, 1.

- Burri C., 1935. Notiz über Zwillinge und Drillinge Gesteinbildenden Olivine, Min. Petr. Mitt., 15, 160.
- Caillière S., 1935. Sur les caractères spécifiques de la bowlingite, Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 200, 1483.
- Caillière S., Hénin S., 1951. The properties and identification of saponite (bowlingite), Clay Mineral. Bull., 1, 138.
- Chapman R. W., Williams C. R., 1935. Evolution of the White Mountain magma series, Am. Mineral., 20, 502.
- Chudoba F. F., Frechen J., 1950. Über die plastische Verformung von Olivin, Neues Jahrb. Min., 81, 183.
- Chudoba F. F., Frechen J., 1943. Der Einfluss der Temperatur auf die Beziehung zwischen Optik und Chemismus der Olivine, Neues Jahrb. Min., Monatshefte, Abt. A, 91.
- Deer W. A., Wager L. R., 1939. Olivines from the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, east Greenland, Am. Mineral., 24, 18.
- DeVore G. W., 1955. Crystal growth and the distribution of elements, Journ. Geol., 63, 471.
- Drever H. I., Johnston R., 1957. Crystal growth of forsteritic olivine in mas and melts, Trans. Roy. Soc. Edin., 63, 289.
- Drever H. I., Johnston R., 1958. The petrology of picritic rocks in minor intrusions — a Hebridean group, Trans. Roy. Soc. Edin., 63, 459.
- Dunham K. C., 1950. Petrography of the nickeliferous norite of St. Stephen, New Brunswick, Am. Mineral., 35, 711.
- Edwards A. B., 1938. The formation of iddingsite, Am. Mineral., 23, 277.
- Егорова Е. Н., 1938. О никеленосности оливина, Зап. Всерос. минер. о-ва, 67, сер. 2, вып. 2, 262.
- Елксеев Э. Н., 1957. Рентгенометрическое изучение минералов изоморфного ряда форстерит — фаялит, Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 86, вып. 6, 657.
- Ellis J., 1946. A theory for the origin of coronas around olivine, Trans. Geol. Soc. South Africa, 48, 103.
- Fornaseri M., 1951. Ricerche petrografiche sul volcano Laziale. I. Proietti inclusi nei tufi. Part I. Gli inclusi a struttura granulare, Periodico Min. Roma, 20, 211 (M. A. 11—495).
- Flaschen S. S., Osborn E. F., 1957. Studies of the system iron oxide — silica — water at low oxygen partial pressures, Econ. Geol., 52, 923.
- Frankel J. J., 1943. Studies on Karroo dolerite, II. Some younger intrusions of olivine basaltic dolerite, Trans. Geol. Soc. South. Africa, 45, 1.
- Friedman G. M., 1955. Petrology of the Memesagamasing Lake norite mass, Ontario, Canada, Am. Journ. Sci., 253, 590.
- Game P. M., 1941. Optical properties of olivines from Ubekendt Island, west Greenland, Mineral. Mag., 26, 11.
- Gjelsvik T., 1952. Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmøre on the west coast of southern Norway, Norsk. Geol. Tidsskr., 7, 177.
- Григорьев Д. П., 1937. Кристаллические фазы системы $\text{NiO} - \text{SiO}_2$, Бюлл. Моск. о-ва естествоисп., 45, сер. геол., вып. 15, 149.
- Griff E., 1935. I mineral del granito di Baveno. La Fayalite, Periodico Min. Roma, 6, 129 (M. A. 6—239).
- Hamilton J., 1957. Banded olivines in some Scottish Carboniferous olivine basalts, Geol. Mag., 94, 135.
- Hamilton W. B., Neuerburg G. J., 1956. Olivine — sanidine trachy-basalt from the Sierra Nevada, California, Am. Mineral., 41, 851.
- Hawkes H. E., Jr., 1946. Olivine from northern California showing perfect cleavage, Am. Mineral., 31, 276.

- Hawkes L., 1924. On an olivine-dacite in the Tertiary volcanic series of eastern Iceland: the Rauthaskritha (Hamarfjord), *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 80, 549.
- Henriques A., 1958. The effect of cations on the optical properties and the cell dimensions of knebelite and olivine, *Arkiv Min., Geol.*, 2, 305.
- Herz N., 1951. Petrology of the Baltimore Gabbro, Maryland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 62, 979.
- Huang W. T., Meritt C. L., 1954. Petrography of the troctolite of the Wichita Mountains, Oklahoma, *Am. Mineral.*, 39, 549.
- Jacobson R. R. E., Macleod W. N., Black R., 1958. Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria, *Geol. Soc., London, Mem.* No. 1.
- Johnston R., 1953. The olivines of the Garbh Eilean sill, Shiant Isles, *Geol. Mag.*, 90, 161.
- Kennedy G. C., 1947. Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals, *Am. Mineral.*, 32, 561.
- Kuno H., 1940. Occurrence of fayalite in some dacites from north Izer and adjacent areas, *Journ. Geol. Soc. Japan*, 47, 228.
- Kuno H., 1950. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 957.
- Lacroix A., 1917. Sur un nouveau type ferrière des schistes cristallins (collobrière), *Bull. Soc. Franç. Min.*, 40, 62.
- Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S., 3rd., 1936. Petrographic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado, *Am. Mineral.*, 21, 679.
- Layman F. G., 1957. Unit cell and space group of larsenite, $PbZnSiO_4$, *Am. Mineral.*, 42, 910.
- Lebedev P. I., 1936. Beitrag zur Petrographie und Mineralogie der basischen Paegmatite Volyniens, *Acad. Sci. URSS, Vernadsky vol.*, 2, 999 (M. A. 7—198).
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С., Дилакторский Н. Л., 1932. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Тр. Совета по изуч. произв. сил, Сиб. сер., № 1, АН СССР, Ленинград.
- Madigan C. T., 1939. The Huckitta meteorite, central Australia, *Mineral. Mag.*, 25, 353.
- Mathias M., 1949. Two olivines from South African melilite-basalts, *Mineral. Mag.*, 28, 486.
- Muir I. D., 1954. Crystallization of pyroxenes in an iron-rich diabase from Minnesota, *Mineral. Mag.*, 30, 376.
- Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H., 1957. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts, I. The picrite-basalts of Kilauea, *Am. Journ. Sci.*, 255, 241.
- Murdoch J., Webb R. W., 1940. Notes on some minerals from southern California, II, *Am. Mineral.*, 25, 549.
- Murthy M. V. N., 1958. Coronites from India and their bearing on the origin of coronas, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, 23.
- Nickel E. H., 1958. Occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the eastern townships of Quebec Province, Canada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 1623.
- Никитин В. Д., 1936. Новая разновидность минерала оливниновой группы, *Зап. Всерос. минер. о-ва*, ч. 69, № 2, 281.
- Noe-Nygaard A., 1952. A group of liparite occurrences in Vatnajökull, Iceland, *Folia. Geogr. Danica*, 1, No. 3, 1.
- Osborn E. F., Tait D. B., 1952. The system diopside — forsterite — anorthite, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 413.
- Osborne F. F., 1949. Coronite, labradorite anorthosite, and dykes of andesine-anorthosite, New Glasgow, P. Q., *Trans. Roy. Soc. Canada*, 43, 85.

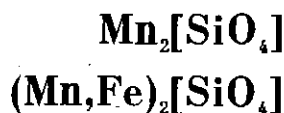
- Островский И. А., Ольшанский Я. И., 1956. Система фаялит — магнетит, Докл. АН СССР, 107, № 6, 881.
- Palache C., 1950. Fayalite at Rockport, Massachusetts, *Am. Mineral.*, 35, 877.
- Peacock M. A., Fuller R. E., 1928. Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River plateau, *Am. Mineral.*, 13, 360.
- Phillips F. C., 1938. Mineral orientation in some olivine-rich rocks from Rum and Skye, *Geol. Mag.*, 75, 130.
- Polderwaard A., 1950. Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene series, *Am. Mineral.*, 35, 1067.
- Pridder R. T., Cole W. F., 1942. The alteration products of olivine and leucite in the leucite-lamproites from the west Kimberley area, Western Australia, *Am. Mineral.*, 27, 373.
- Ramberg H., DeVore G., 1951. The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes, *Journ. Geol.*, 59, 193.
- Ramdohr P., 1927. Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabaszuge und ihre Verhalten in Bereich des Broken-kontakts, *Neues Jahrb.*, 55, 333.
- Ringwood A. E., 1956a. The system $Mg_2SiO_4 - Mg_2GeO_4$, *Am. Journ. Sci.*, 254, 707.
- Ringwood A. E., 1956b. Melting relationships of Ni — Mg olivines and some geochemical implications, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 10, 297.
- Ringwood A. E., 1958. Olivine-spinel transition in fayalite, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 129.
- Roedder E. W., 1951. The system $K_2O - MgO - SiO_2$, *Am. Journ. Sci.*, 249, 81, 224.
- Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T., 1954. Origin of dunities and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks, *Am. Mineral.*, 39, 693.
- Roy D. M., Roy R., 1955. Synthesis and stability of minerals in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, *Am. Mineral.*, 40, 147.
- Sabatier G., 1950. La cristallisation, par chauffage, des gels mixtes de silice et de magnésie, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 230, 1962.
- Sahama Th. G., 1953. Mineralogy of the humite group, *Ann. Acad. Sci. Fennicae* 3, *Geol. Geogr.*, No. 31, 1.
- Sahama Th. G., Torgeson D. R., 1949. Some examples of the application of thermochemistry to petrology, *Journ. Geol.*, 57, 255.
- Schairer J. F., Yagi K., 1952. The system $FeO - Al_2O_3 - SiO_2$, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 471.
- Shand S. J., 1945. Coronas and coronites, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56, 247.
- Smith W. C., 1931. A classification of some rhyolites, trachytes, and phonolites from part of Kenya Colony, with a note on some associated basic rocks, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 87, 212.
- Соболев В., 1933. Кварц-фаялитовый диабаз-пегматит (река Н. Тунгуска), *Зап. Всерос. минер. о-ва*, 62, сер. 2, вып. 2, 493.
- Соболев Н. Д., 1947. Химический состав и оптические свойства минералов группы оливина Ениского месторождения, *Докл. АН СССР, нов. сер.*, 57, № 6, 603.
- Sun M.-S., 1957. The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico, *Am. Mineral.*, 42, 525.
- Swanson H. E., Tatge E., 1953. Standard X-ray diffraction powder patterns, *U. S. Nat. Bur. Standards. Circ.* 539, 1.
- Tilley C. E., 1936. Eulysites and related rock types, *Mineral. Mag.*, 24, 331.
- Tilley C. E., 1947. The dunite-mylonites of St. Paul's Rocks (Atlantic), *Am. Journ. Sci.*, 245, 483.

- Tilley C. E., 1952. Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 529.
- Tomkeieff S. I., 1939. Zoned olivines and their petrogenetic significance, *Mineral. Mag.*, 25, 229.
- Turner F. J., 1942. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites, with special references to New Zealand examples, *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 72, 280.
- Wager L. R., Deer W. A., 1939. Geological investigation in east Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, east Greenland, *Meddel. om Grønland*, 105, No. 4.
- Wager L. R., Mitchell R. L., 1951. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1, 129.
- Weeks W. F., 1956a. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks, *Journ. Geol.*, 64, 245.
- Weeks W. F., 1956b. Heats of formation of metamorphic minerals in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and their petrological significance, *Journ. Geol.*, 64, 456.
- Wilkinson J. F. G., 1956. The olivines of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales, *Geol. Mag.*, 93, 441.
- Wilshire H. G., 1958. Alteration of olivine and orthopyroxenes in basic lavas and shallow intrusions, *Am. Mineral.*, 43, 120.
- Wyllie P. J., 1959. Discrepancies between optic axial angles of olivines over different bisectrices, *Am. Mineral.*, 44, 49.
- Yoder H. S., 1952. The $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system and the related metamorphic facies, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 569.
- Yoder H. S., Saha Th. G., 1957. Olivine X-ray determinative curve, *Am. Mineral.*, 42, 475.

* * *

Белов Н. В., * 1947. Структуры ионных соединений и кристаллических фаз, Изд-во АН СССР.

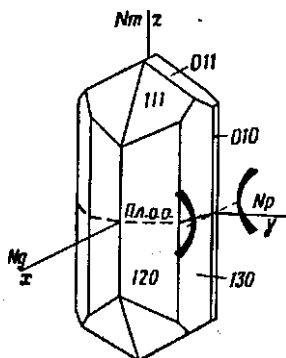
Тефроит Кнебелит



РОМБИЧЕСКИЕ (—)

Тефроит

Кнебелит



Np	1,770—1,788	1,775—1,815
Nm	1,807—1,810	1,810—1,853
Ng	1,817—1,825	1,826—1,867
Ng—Np	0,040—0,045	0,046—0,051
—2V	60—70°	44—61°
Np=y, Nm=z, Ng=x; пл.о.о. (001)		Np=y, Nm=z, Ng=x; пл.о.о. (001)
Дисперсия	$r > v$	$r > v$
Уд. в.	3,78—4,1	3,96—4,25
Тв.	6	6,5
Спайность	По {010} умеренная	По {010} умеренная, по {001} и {110} несовершенная
Двойникование	Редко по {011}	—
Цвет	Оливково- и голубовато-зеленый, серый; в шлифах тускло-зеленый	Буро-черный, серо-черный; в шлифах бесцветный или бледно-желтый
Плеохроизм	Отсутствует или слабый В толстых шлифах: по Np—буровато-красный по Nm—красноватый по Ng—зеленовато-голубой	Слабый бледно-желтый бледно-голубой
Элементарная ячейка	a 4,86—4,90 Å b 10,60—10,62 Å c 6,22—6,25 Å Z=4. Пространственная группа <i>R₃h</i>	4,82—4,85 Å 10,49—10,60 Å 6,09—6,22 Å

Минералы серии фаялит — тефроит встречаются в немногих парагенезисах: в железо-марганцевых рудных месторождениях и метаморфизованных марганцевистых осадках. Серия состоит из следующих разновидностей (Henriques, 1956): фаялит (Fe 100—90 мол. %), железистый кнебелит (Fe 90—70 мол. %), кнебелит (Fe 70—30 мол. %), марганц кнебелит (Fe 30—10 мол. %) и тефроит (Fe 10—0 мол. %). Хотя эта номенклатура и отличается от классификации магнетально-железистых оливинов, но она может быть принята в связи с тем, что для обозначения широкого интервала промежуточных составов в ней использовано устоявшееся название «кнебелит». Кнебелит назван в честь его открывателя майора фон Кнебеля, тогда как название «тефроит» происходит от греческого *tephros*, что означает «пепельная окраска».

Структура

Изоструктурные соотношения тефроита и кнебелита с форстеритом и фаялитом подтверждаются существованием сростков тефроита и аллеганита. Состав последнего минерала может быть выражен формулой $2\text{Mn}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mn}(\text{OH}, \text{F})_2$, а предположение (Rogers, 1935), что он представляет собой марганцевистый аналог хондродита, подтверждается размерами (Smith et al., 1944) элементарных ячеек этих минералов (табл. 4). Межплоскостное расстояние d_{130} у синтетического тефроита составляет 2,8697 Å (Yoder, Sabama, 1957), тогда как приведенные в табл. 4 размеры элементарной ячейки относятся к образцу минерала из месторождения Бинелт (Smith et al., 1944). Рентгеновские дифракционные данные приводятся по материалам Ли (Lee, 1955), а проиндицированные порошковые рентгенограммы взяты из работ Ваканабе и Като (Wakanabe, Kato, 1957) для кнебелита и Херлбута (Hurlbut, 1961) для тефроита*).

Таблица 4

ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ ТЕФРОИТА И СВЯЗАННЫХ С НИМ МИНЕРАЛОВ

	Форстерит	Фаялит	Тефроит	Глаукохромит	Аллеганит	Хондродит
a , Å	4,758	4,817	4,90	4,92	4,86	4,74
b , Å	10,195	10,477	10,60	11,19	10,46	10,27
c , Å	5,981	6,105	6,25	6,51	8,3	7,87
β	—	—	—	—	109°08'	109°02'

Ниже приводятся параметры и объемы элементарных ячеек трех шведских кнебелитов (Henriques, 1946), а также содержания для этих образцов (в мол. %) конечных фаялитового и тефроитового членов. При замещении Fe на Mn в серии фаялит — кнебелит — тефроит происходит увеличение объема элементарной ячейки, и хотя при возрастании содержания марганца параметры ячейки a , b и c увеличиваются, вхождение в решетку относительно небольших количеств магния, уменьшающего размеры

* О зависимости межплоскостного расстояния d_{130} и N_m от содержания MnO (в мол. %) см. работу Херлбута (Hurlbut C. S., 1961, Am. Mineral., 46, 549).

Fe_2SiO_4	Mn_2SiO_4	Mg_2SiO_4	$a, \text{\AA}$	$b, \text{\AA}$	$c, \text{\AA}$	Объем ячейки, $\text{\AA}^3$
100 *	—	—	4,817	10,477	6,105	308,11
82,6	14,5	2,9	4,834	10,518	6,11	310,71
57,5	35,4	7,1	4,843	10,556	6,133	313,54
45,3	51,0	3,7	4,854	10,602	6,162	317,11

* Синтетический фаялит.

элементарной ячейки, приводит к тому, что определение состава минерала по параметрам элементарной ячейки не превышает точность определения состава путем измерения светопреломления.

Химизм

В некоторых анализах минералов серии фаялит — тефроит присутствует больше Al и Fe^{+3} , чем в магнезиально-железистых оливинах. Возможно, что в большинстве таких анализов распределение Al и Fe^{+3} таково, что валентности при пересчетах остаются сбалансированными; тем не менее наиболее вероятно, что появление Al связано с примесями, а Fe^{+3} — с вторичными изменениями в минерале. Многие анализы кнебелита также указывают на высокое содержание H_2O^+ и заметные количества CO_2 . Последняя связана с механической примесью карбоната. Вероятно, что и некоторое количество Ca, присутствующего в образцах, не анализированных на CO_2 , имеет то же происхождение. При пересчетах количества ионов, приходящихся на четыре атома кислорода (табл. 5), CaO , эквивалентный CO_2 , вычитался. В некоторых кнебелитах и тефроитах Fe^{+2} и Mn замещаются Zn, а чистейший тефроит из Франклина (табл. 5, анал. 11) содержит 1,53% ZnO . Хотя многие ранние анализы относятся к образцам, содержащим примесь цинкита, $(\text{Zn}, \text{Mn})\text{O}$, тем не менее несомненно, что Zn замещает в этой серии (Fe, Mn); была выделена разновидность минерала с высоким содержанием Fe^{+2} и Zn, получившая название «роупперит» (табл. 5, анал. 13) (в честь проанализировавшего ее проф. У. Т. Роуппера). Во многих случаях замещение (Mn, Fe^{+2}) — Mg невелико, но в ряде образцов оно достигает заметной величины (табл. 5, анал. 12), в связи с чем в серии была выделена магнезиальная разновидность — пикротефроит. Состав редкого кальциево-марганцевого оливина — глаукохрита приведен в анал. 14 (табл. 5). Тефроит конгруэнтно плавится при 1345°C (Glasser, 1958) и образует эвтектику с родонитом при 1251°C , а с манганитом — при 1317°C .

Оптические и физические свойства

Светопреломление минералов в серии фаялит — тефроит понижается с увеличением содержания марганца. Однако эти соотношения не могут быть использованы для определения количеств Fe^{+2} и Mn в минерале в связи с заметным влиянием на светопреломление относительно небольших количеств изоморфной примеси Mg. В серии форстерит — фаялит величина n_g оливина уменьшается на 0,020 с изменением содержания форстеритовой составляющей на 10 мол. %, тогда как в серии фаялит—тефроит

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КНЕБЕЛИТА И ТЕФРОИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	28,24	29,14	29,40	28,93	28,90	29,24	27,97
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0,15
Al ₂ O ₃	0,92	0,92	0,58	0,00	0,28	1,68	Сл.
Fe ₂ O ₃	0,87	1,20	0,72	4,06	1,73	1,66	—
FeO	60,65	56,90	44,92	39,15	31,87	17,98	10,99
MnO	5,75	9,74	19,59	24,82	34,63	40,02	52,45
MgO	2,32	1,12	3,89	0,05	1,42	4,02	2,73
CaO	0,29	0,34	0,07	0,68	0,18	2,51	0,94
H ₂ O ⁺	—	—	0,59	2,01	0,83	0,13	4,02
H ₂ O ⁻	—	—	0,06	0,10	0,07	—	—
Сумма	99,04	99,36	100,02	99,80	99,98	«100,07»	100,29
Np	1,802	1,803	1,785	—	1,780	1,787	1,787
Nm	1,843	1,843	1,824	1,81	1,820	1,815	1,811
Ng	1,853	1,851	1,834	—	1,828	1,830	1,819
-2V	50°	48°	51°	60°	47°	56°	60°
Уд. в.	4,248	—	4,166	—	4,183	3,98	3,96

Количества ионов в пересчете на 4 (O)

Si	0,954	0,973	0,974	0,991	0,975	0,987	0,985
Al	0,036	0,036	0,022	—	0,041	0,024	—
Ti	—	—	—	—	—	—	0,004
Fe ⁺³	0,022	0,030	0,018	0,104	0,044	0,042	—
Mg	0,117	0,056	0,192	0,002	0,072	0,203	0,143
Fe ⁺²	1,713	1,598	1,245	1,122	0,899	0,510	0,324
Mn	0,165	0,277	0,550	0,710	0,990	0,150	1,554
Ca	0,010	0,012	0,002	0,025	0,006	0,062	—

1. Железистый кнебелит, Васткаря, Швеция (Henriques, 1956). Аналитик А. Ааремее.
2. Железистый кнебелит, Васткаря, Швеция (Henriques, 1956). Аналитик А. Ааремее.
3. Кнебелит, Скиннараргсгруван, Швеция (Henriques, 1956). Аналитик А. Ааремее. (Кроме того, в анализе Na₂O + K₂O 0,04; CO₂ 0,16.)
4. Кнебелит из метасоматически измененного известняка, рудник Блю-Велл, Британская Колумбия (Gunning, 1936). Аналитик Р. Дж. К. Фебри.
5. Кнебелит, Даниямора, Швеция (Henriques, 1956). Аналитик А. Ааремее. (Кроме того, в анализе Na₂O + K₂O 0,02; CO₂ 0,05.)
6. Кнебелит, Рудник Касо, префектура Тотиги, Япония (Yosimura, 1939). Аналитик Т. Йосимура. (Кроме того, в анализе BaO 1,68; Na₂O 0,04; K₂O 0,15; CO₂ 0,60.)
7. Мангяккнебелит, рудник Касо, префектура Тотиги, Япония (Yosimura, 1939). Аналитик Т. Йосимура. (Кроме того, в анализе CO₂ 1,04.)

^a Пересчитано после вычитания CaO, эквивалентной CO₂ (0,60%), и SiO₂, Al₂O₃, эквивалентных 1,68% BaO в бариевом полевопшпате BaAl₂Si₂O₈.

^b Пересчитано после вычитания CaO, эквивалентной 1,04% CO₂.

Таблица 5 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КНЕВЕЛИТА И ТЕФРОИТА

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	28,78	29,27	29,31	29,13	31,48	30,23	31,48
TiO ₂	—	—	0,05	—	0,00	—	—
Al ₂ O ₃	0,10	—	0,48	1,48	Сл.	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	1,21	—	0,23	—	—
FeO	4,57	1,20	1,67	0,31	0,17	35,52	—
MnO	62,12	65,23	65,62	66,81	60,66	16,91	38,00
MgO	2,10	1,98	0,71	0,46	6,58	5,63	—
CaO	2,08	2,32	0,70	—	0,00	—	28,95
H ₂ O ⁺	—	—	0,19	0,20	0,38	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,02	—	0,00	—	—
Сумма	100,25	100,00	100,10	99,92	99,57	100,01	100,17
Np	1,788	—	1,770	1,77	1,750	1,758	1,686
Nm	1,810	—	1,803	1,807	1,766	1,786	1,722
Ng	1,817	—	1,819	1,825	1,779	1,804	1,735
-2V	68°	71° (выч.)	71°	60°	65—68°	77°	61°
Уд. в.	3,98	—	4,08	—	3,87	—	3,407

Количества ионов в пересчете на 4 (O)

Si	0,967	0,974	0,979	0,970	1,011	1,001	0,994
Al	0,004	—	0,019	0,058	—	—	—
Ti	—	—	0,001	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	—	0,030	—	0,006	—	—
Mg	0,105	0,098	0,035	0,023	0,315	0,278	—
Fe ²⁺	0,128	0,033	0,047	0,009	0,005	0,984	—
Mn	1,769	1,838	1,858	1,885	1,651	0,474	1,017
Ca	0,056	0,083	0,025	—	—	—	0,980

8. Тефроит, рудник Касо, префектура Тотиги, Япония (Yoshimura, 1939). Аналитик Т. Йосимура. (Кроме того, в анализе CO₂ 0,50.)

9. Тефроит, месторождение Бинелт, Кернарвоншир, Уэльс (Smith et al., 1944). Аналитик М. Х. Хей. (Пересчитанный анализ.)

10. Тефроит, ассоциирующий со спессартином, родонитом и баритом в жилах, секущих кварц-андезит-альмадино-кордиеритово-силлиманитовый гнейс, полуостров Кларк, Земля Уилкса, Антарктида (Mason, 1959). Аналитик Х. Б. Уинк. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,07; K₂O 0,00; P₂O₅ 0,07; CO₂ 0,00.)

11. Тефроит, Франклин, Нью-Джерси (Palache, 1937). Аналитик Л. Х. Бауер. (Кроме того, в анализе ZnO 1,53.)

12. Пикротефроит, рудник Нода-Тамагава, Япония (Lee, 1955). Аналитик У. Х. Хердмен. (Кроме того, в анализе F 0,07.)

13. Роупперит, Франклин, Нью-Джерси (Palache, 1937). Аналитик У. Т. Роуппер. (Кроме того, в анализе ZnO 10,68; нерастворимая шпинель 1,04.)

14. Глаукохроит, Франклин, Нью-Джерси (Palache, 1937). Аналитик Р. Х. Уоррен. (Кроме того, в анализе Pb 1,74.)

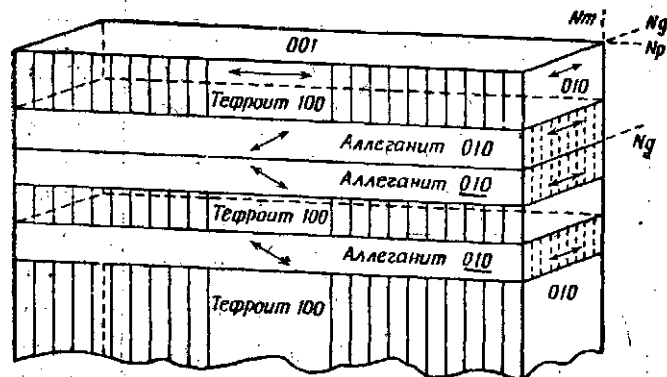
^a Пересчитано после вычитания CaO, эквивалентной 0,50% , CO₂.

^b В том числе Zn 0,038.

^b В том числе Zn 0,261.

^г В том числе Pb 0,015.

10 мол. % тефроитовой составляющей соответствует изменению того же показателя преломления приблизительно лишь на 0,005. С увеличением содержания марганца угол оптических осей уменьшается до состава $\text{Fe}_{50}\text{Tr}_{50}$, однако и это соотношение нарушается в случае присутствия даже незначительной изоморфной примеси магнезия. Хенрикс (Henriques, 1956) установил, что на 10 мол. % Mg_2SiO_4 приходится увеличение угла оптических осей на 7° , тогда как при изменении состава от фаялита до кнебелита величина — $2V$ меняется соответственно от 47 до 44° . При дальнейшем



Фиг. 12. Параллельные сростания тефроита и аллеганита; последний полисинтетически сдвоен. Стрелками показано направление угасания (Smith et al., 1944).

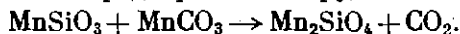
увеличении содержания марганца угол оптических осей возрастает и у тефроита достигает величины 70° . Уравнения, связывающие химический состав и оптические свойства минералов серии кнебелит — фаялит, выведены Хенриком (Henriques, 1958). На фиг. 12 приведен пример сростания тефроита и аллеганита параллельно плоскостям (001) этих двух минералов.

Диагностические признаки

Тефроит и кнебелит отличаются от богатых магнием оливинов меньшим углом оптических осей и большими показателями преломления, а от фаялита — меньшим светопреломлением. По сравнению с монтичеллитом марганцевистые оливины обладают более высокими показателями преломления и двупреломлением. Кроме того, для них весьма характерен парагенезис; как правило, они встречаются совместно с другими марганцевистыми минералами, например родонитом.

Парагенезис

Минералы серии фаялит — тефроит (за исключением чистого фаялита) присутствуют главным образом в железо-марганцевых рудных месторождениях и ассоциирующих с ними скарнах, а также в редких метаморфических породах, образовавшихся за счет обогащенных марганцем осадков, хотя в некоторых случаях маложелезистый тефроит встречается в качестве жильного минерала, представляя собой, вероятно, продукт первичной кристаллизации. Такие разновидности кнебелитов, однако, могут быть связаны с метаморфическими и метасоматическими реакциями. Так, например, кнебелит из рудника Касо в Японии (Yoshimura, 1939) рассматривается как метаморфический продукт, возникший при проникновении жил родонита в родохрозитовые руды:

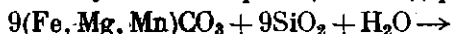


В рудном месторождении Треберленд, Корнуэлл, тефроит и родонит, ассоциирующие с бустамитом, являются преобладающими силикатными минералами руд (Russell, 1946; Tilley, 1946); здесь развиты две ассоциации — тефроит — бустамит — родонит и тефроит — бустамит — мангано-кальцит. В округе Франклин, Нью-Джерси, где проявился метаморфизм более высокой ступени, совместно с тефроитом встречается глаукохроит, образовавшийся в результате реакции между тефроитом, бустамитом и кальцитом:

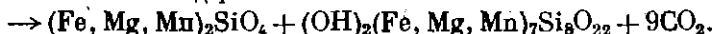


Бустамит Тефроит Кальцит Глаукохроит

На руднике Винелт (Smith et al., 1944) тефроит ассоциирует с банальситом — ромбическим силикатом бария, $\text{BaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{18}$, и аллеганитом, $2\text{Mn}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mn}(\text{OH}, \text{F})_2$. Тилли (Tilley, 1938) описал в толще левизианских парагнейсов полосчатые кварц-кнебелитово-магнетитовые кристаллические сланцы с гранатом и куммингтонитом, в которых образование оливинового минерала обусловлено реакцией сидероплезита и кварца:



Сидероплезит



Кнебелит

Куммингтонит

ЛИТЕРАТУРА

- Glasser F. P., 1958. The system $\text{MnO}-\text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., 256, 398.
 Gunning H. C., 1936. Knebelite from Bluebell mine, Kootenay Lake, B. C., Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, 30, 19.
 Henriques A., 1956. Optical and physical properties of knebelite, Arkiv Min. Geol., 2, 255.
 Henriques A., 1957. The effect of cations on the optical properties and the cell dimensions of knebelite and olivine, Arkiv Min. Geol., 2, 305.
 Lee D. E., 1955. Mineralogy of some Japanese manganese ores, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 5, 1.
 Mason B., 1959. Tephroite from Clark Peninsula, Wilkes Land, Antarctica, Am. Mineral., 44, 428.
 O'Daniel H., Tscheischwili L., 1944. Strukturuntersuchungen an Tephroit Mn_2SiO_4 , Glaukochroit $(\text{MnCa})_2\text{SiO}_4$ und Willemitt Zn_2SiO_4 , Zeit. Krist., 105, 273.
 O'Mara J. H., 1951. Unit cell and space group of glaucochroite, Am. Mineral., 36, 918.
 Palache C., 1937. The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 180.
 Rogers A. F., 1935. The chemical formula and crystal system of alleghanyite, Am. Mineral., 20, 25.
 Russell A., 1946. On rhodonite and tephroite from Treburland manganese mine, Altarnun, Cornwall, and on rhodonite from other localities in Cornwall and Devonshire, Mineral. Mag., 27, 221.
 Smith W. C., Bannister F. A., Hey M. H., 1944. Banalsite, a new barium feldspar from Wales, Mineral. Mag., 27, 33.
 Tilley C. E., 1938. Cummingtonite-bearing rocks from the Lewisian, Geol. Mag., 75, 76.
 Tilley C. E., 1946. Bustamite from Treburland manganese mine, Cornwall, and its paragenesis, Mineral. Mag., 27, 236.
 Wakabayashi T., Kato A., 1957. A new occurrence of pyrosmalite in the Kyurazawa mine, Tochigi Prefecture, Japan, Min. Journ. (Japan), 3, 180.
 Yosimura T., 1939. Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kaso Mine, Japan, Journ. Fac. Sci., Hokkaido Univ., 4, No. 4, 316.

Монтичеллит



РОМБИЧЕСКИЙ (—)

Np	1,639*—1,654
Nm	1,646—1,664
Ng	1,653—1,674
Ng—Np	0,012—0,020
—2V	72—82°

Np=y; Nm=z; Ng=x; пл.о.о. (001)

Уд. в. 3,08—3,27

Тв. 5,5

Дисперсия $r > v$

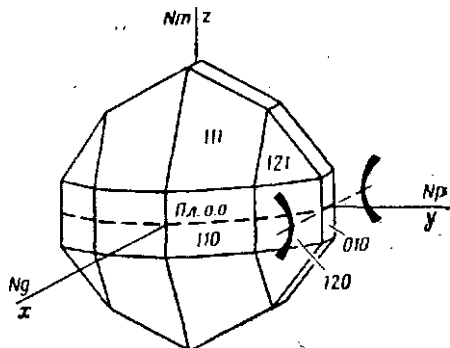
Спайность По {010} плоская

Двойникование По {031}

Цвет Бесцветный или серый; в шлифах бесцветный

Элементарная ячейка a 4,815, b 11,08, c 6,37 Å

$Z=4$. Пространственная группа $R\bar{3}m$



Монтичеллит встречается в двух различных парагенетических обстановках: в качестве метаморфического и метасоматического минерала на контактах кремнеземистых доломитов с основными и кислыми интрузиями и реже как минерал некоторых ультраосновных пород. Свое название минерал получил в честь итальянского минералога Т. Монтичелли.

Структура

У монтичеллита, по существу, такая же структура**, как и у магнезиально-железистых оливинов (Brown, West, 1927). Однако объем элементарной ячейки у него больше в связи с более крупными размерами ионов Са, занимающих половину положений Mg в структуре форстерита, хотя это замещение и не снижает ромбическую симметрию. В структуре форстерита атомы Mg занимают две неравноценные позиции: в монтичеллите ионы Са занимают октаэдрические положения на плоскостях отражения, параллельных (001), а атомы Mg находятся в остальных октаэдрических положениях, являющихся центрами симметрии. Рентгеновские дифракционные данные и инфракрасные спектры для синтетического монтичеллита получены Роем

* Наиболее низкое значение, полученное для чистого синтетического CaMgSiO_4 (Ferguson, Merwin, 1919). Минимальные показатели преломления, установленные для природного минерала (Np 1,641, Nm 1,649, Ng 1,655), были определены для монтичеллита (96% CaMgSiO_4) из рудника Дьюн, округ Сан-Бернардино, Калифорния (Schaller, 1935).

** Состав монтичеллита, использованного в этом исследовании: SiO_2 36,8; FeO 4,75; MnO 1,62; MgO 21,6; CaO 34,31; H_2O 0,95.

(Roy, 1956). Сахама и Хитёнен (Sahama, Hytönen, 1957) приводят порошковую диаграмму и размеры элементарной ячейки (a 4,859, b 11,132, c 6,420 Å) железистого монтчеллита (магнезиального кирштейнита).

Химизм

В отличие от обычного изоморфизма $Mg \rightleftharpoons Fe^{+2}$ и $Fe^{+2} \rightleftharpoons Mn$ в серии форстерит — фаялит — кнебелит — тефрит монтчеллиты обнаруживают очень небольшие отклонения от идеального состава. В анализах монтчеллитов, приведенных в табл. 6, максимальное замещение магния железом составляет 17%, а кальция марганцем — 3%. Редкость промежуточных минералов в изоморфном ряду монтчеллит ($CaMgSiO_4$) — глаукохрит ($CaMnSiO_4$) — кирштейнит ($CaFeSiO_4$) и особенно минералов с высоким содержанием марганца, вероятно, обусловлена ограниченным количеством Mn в горных породах и магмах, в которых кристаллизуется монтчеллит. В результате исследования сечения $CaSiO_3 - MgO - FeO$ в системе $CaO - MgO - FeO - SiO_2$ Шепер и Осборн (Schairer, Osborn, 1960) показали, что монтчеллит и железистый монтчеллит образуют твердый раствор. Только те составы, которые лежат в сечении монтчеллит — железистый монтчеллит (фиг. 43) являются бинарными твердыми растворами. Составы, приближающиеся к сторонам CaO и FeO сечения, дают твердые растворы, содержащие избыток Ca_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 соответственно. Железистым аналогом монтчеллита является кирштейнит, $CaFeSiO_4$. Природный магнезиальный кирштейнит (табл. 6, анализ 7), содержащий 69,4 мол. % $CaFeSiO_4$ и 22,6 мол. % $CaMgSiO_4$, описан Сахама и Хитёненом (Sahama, Hytönen, 1957). При температурах 600—900° C и давлении паров воды 2000 фунт/кв. дюйм (~ 140 кг/см²) в области суб-солидуса системы $Ca_2SiO_4 - CaMgSiO_4$ отсутствуют взаимоотношения типа твердых растворов (Roy, 1956). Здесь кристаллизуются как обособленные фазы ортосиликат кальция, монтчеллит, а также единственное соединение промежуточного состава — мервинит, $Ca_3MgSi_2O_8$. На фиг. 14 показаны фазовые взаимоотношения в этой системе в области ниже линии солидуса. Отсутствуют также изоморфные взаимоотношения между $CaMgSiO_4$ и Mg_2SiO_4 . Теплота образования монтчеллита (табл. 6, анализ 4) равна -27560 ± 140 кал/мол (Neuvonen, 1952). Были описаны два минерала, очень близкие к чистому монтчеллиту* по физическим свойствам, но отличающиеся от последнего большим содержанием Ca и меньшим содержанием Mg, чем дается идеальной формулой. Кроме того, эти минералы содержат 1,91 и 4,57 вес. % SiO_2 соответственно (Koivu, 1952). Состав одного из этих монтчеллитоподобных минералов приведен в табл. 6, анализ 6.

Оптические и физические свойства

Относительно небольшие изоморфные замещения в составе природных монтчеллитов обуславливают постоянство оптических свойств; как светопреломление, так и величина угла оптических осей изменяются в нем очень незначительно. Двупреломление монтчеллита умеренное. Для монтчелли-

* Их порошковая рентгенограмма очень близка к рентгенограмме монтчеллита из Магнет-Ков (табл. 6, анализ 4).

Таблица 6

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОНТИЧЕЛЛИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,55	37,46	36,67	35,96	36,72	33,34	32,71
TiO ₂	0,00	—	0,13	0,00	0,04	0,00	0,23
Al ₂ O ₃	0,18	—	0,75	0,00	0,74	0,36	0,26
Fe ₂ O ₃	0,59	—	0,10	1,70	0,79	0,80	0,66
FeO	4,71	3,98	7,57	4,92	7,28	1,26	29,34
MnO	—	0,52	0,17	1,17	0,04	0,19	1,65
MgO	22,11	22,78	21,11	21,36	23,04	19,26	4,95
CaO	35,21	35,20	32,56	34,31	30,96	39,37	29,30
H ₂ O ⁺	0,84	0,15	0,15	0,68	—	0,30	0,25
H ₂ O ⁻	0,56	—	—	0,00	—	0,03	0,06
Сумма	100,75	100,09	99,72	100,10	99,75	99,71	100,18
Np	1,645	1,6463	1,654	1,651	1,653	1,641	1,689
Nm	1,654	1,6535	1,664	1,657	—	1,649	1,720
Ng	1,660	1,6605	1,674	1,664	1,670	1,655	1,728
-2V	80°	78°	82°	72°	75°	78°	51°
Уд. в.	3,09	3,083	—	3,269	3,063	3,062	3,434

Количества ионов в пересчете на 4 (O)

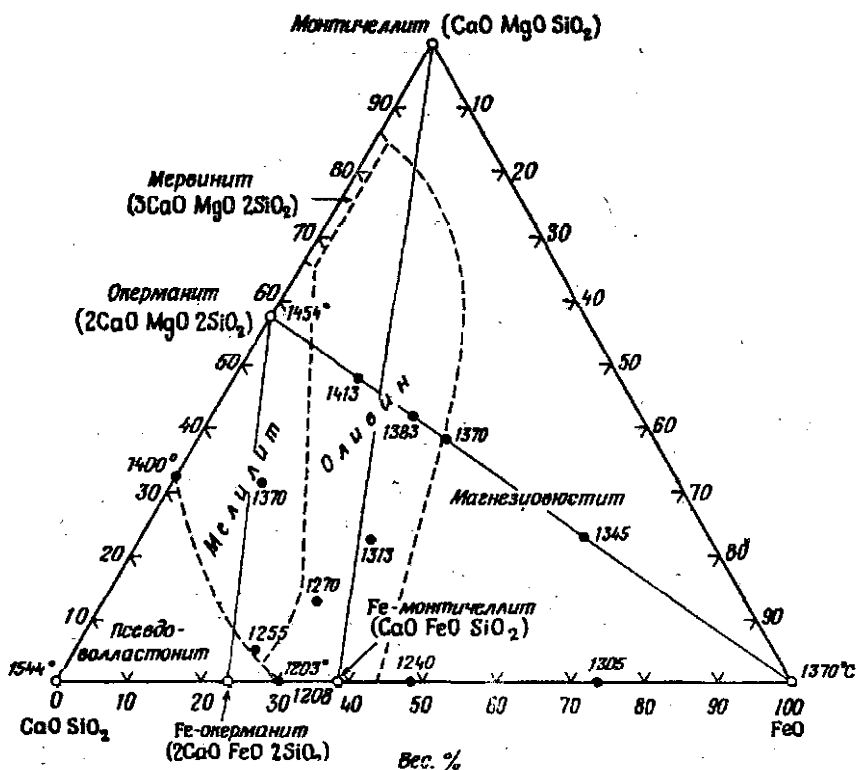
Si	0,982	0,997	0,991	0,975	0,983	0,950	0,989
Al	0,006	—	0,024	—	0,023	0,012	0,009
Ti	—	—	0,003	—	0,001	—	0,005
Fe ³⁺	0,012	—	0,002	0,034	0,016	0,017	0,015
Mg	0,886	0,904	0,850	0,863	0,919	0,818	0,223
Fe ²⁺	0,106	0,089	0,172	0,112	0,163	0,030	0,742
Mn	—	0,012	0,004	0,027	0,001	0,005	0,002
Ca	1,015	1,003	0,943	0,95 ^a	0,997	0,888	0,950
						0,906	0,98 ^b

1. Монтичеллит из монтичеллитового мрамора, Кеймс-Малек, Скай, Шотландия (Tilley, 1951). Анализ произведен в Геохимических лабораториях, Лондон.
2. Монтичеллит, ассоциирующий с тилленитом и геленитом, Крестмор, Калифорния (Moehlan, Gousser, 1934). Аналитик Ф. А. Гонье.
3. Монтичеллит из монтичеллитового перидотита, Монтана (Buile, 1941). Аналитик Ф. А. Гонье. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,00; K₂O 0,025; BaO 0,18; Sr 0,08.)
4. Монтичеллит, Магнет-Ков, Арканзас (Neuvonen, 1952). Аналитик К. Дж. Нейвонен. (Для этого минерала была измерена теплота образования монтичеллита.)
5. Монтичеллит из монтичеллитита, Ениское месторождение, Колыский полуостров (Соболев, 1947). Аналитик Н. В. Тумилович. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,14; K₂O 0,00.)
6. Монтичеллитоподобный минерал, Крестмор, Калифорния (Koivu, 1952). Аналитик О. Коуву. (Кроме того, в анализе щелочи 0,23; SO₃ 4,57.)
7. Магнезиальный кирштейнит из меллититового нефелинита, гора Шахеру, Республика Конго (Sahama, Nuttall, 1957). (Кроме того, в анализе Na₂O 0,34; K₂O 0,36; P₂O₅ 0,07.)

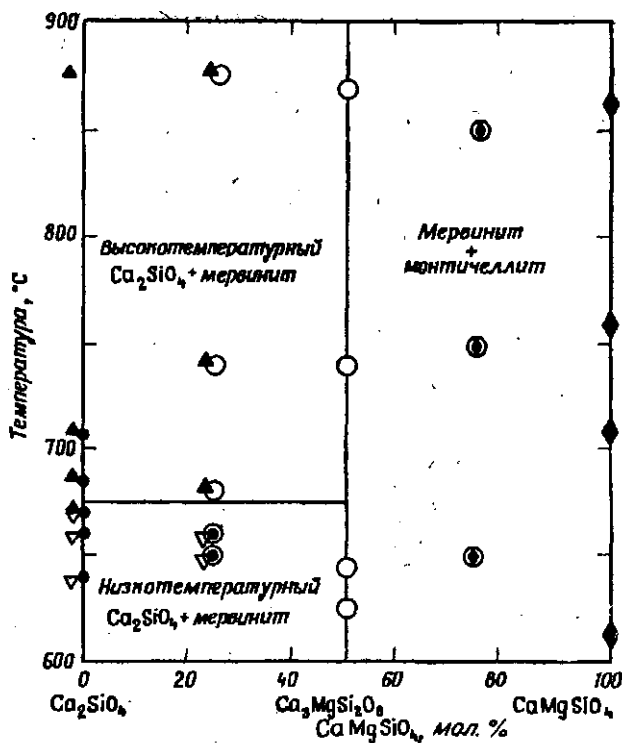
^a В том числе Ba 0,002; Sr 0,001; K 0,008.

^b В том числе Na 0,007.

^c В том числе Na 0,020, K 0,014.



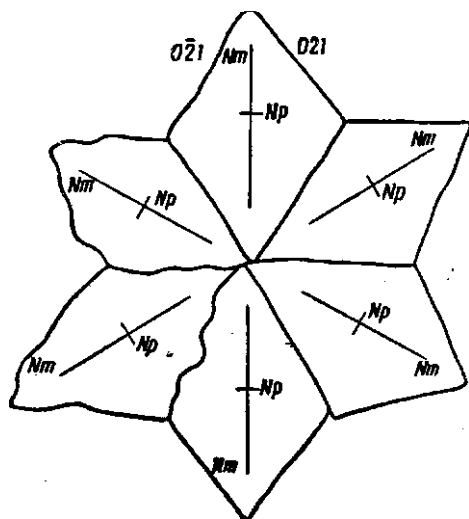
Фиг. 13. Диаграмма равновесия системы $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ — монтичеллит — FeO (часть сечения системы $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{FeO}$). Показаны первичные фазы и жидкости (Schairer, Osborn, 1950).



Фиг. 14. Диаграмма фазовых равновесий в области субоиндуса для сечения $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{CaMgSiO}_4$ при давлении паров воды 2000 фунт/кв. дюйм (140 кг/см²).

1 — мервинит; 2 — монтичеллит; 3 — высокотемпературный Ca_2SiO_4 ; 4 — низкотемпературный Ca_2SiO_4 ; 5 — водный двухкислотный силикат (Roy, 1958).

та описаны звездообразные шестиконечные кристаллы (фиг. 15), сдвойникованные по {031} (Larsen et al., 1941). Светопреломление железистого монтичеллита — кирштейнита изменяется в гораздо более широких



Ф и г. 15. Оптическая ориентировка монтичеллита, сдвойниковогоанного по {031} (Larsen et al., 1941).

пределах, чем у обычного монтичеллита. Оптическая ориентировка у монтичеллита такая же, как и у минералов серии форстерит — фаялит, т. е. $Np = y$, $Nm = z$, $Ng = x$.

Диагностические признаки

Монтичеллит отличается от Mg-Fe-Mn-оливинов меньшим двупреломлением, а от диопсида — большим углом оптических осей и хуже выраженной спайностью.

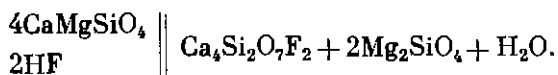
Парагенезис

Монтичеллит образуется при прогрессивном метаморфизме кремнеземистых доломитов в результате реакции между ранее образовавшимися диопсидом и форстеритом (Bowen, 1940):



Кроме того, монтичеллит встречается в контактных зонах между оливиновым габбро и известняками в качестве члена высокотемпературных ассоциаций геленит — монтичеллит — шпинель — кальцит и монтичеллит — мервинит — геленит — кальцит (Tilley, 1947). Монтичеллит широко развит в скарных зонах на контакте гранитов с доломитами (табл. 6, anal. 1). Его образование в этом парагенезисе может происходить при более низкой температуре, чем образование диопсида, и он может рассматриваться как более ранний индекс-минерал серии декарбонатизации. В контактных скарнах, обогащенных бором и фтором, монтичеллит ассоциирует с диопсидом, куспидином и форстеритом. Тилли (Tilley, 1951) предполагает, что

ассоциация куспидина, форстерита и монтичеллита может иметь квази-гетероморфный характер:



Хомм и Розенцвейг (Hemme, Rosenzweig, 1958) описали в линзах известняка, включенных в кварцевый монцонит, парагенезис спуррита, мервинита и монтичеллита, относящийся к санидинитовой метаморфической фации.

Реже монтичеллит встречается в изверженных породах. В монтичеллитовом альноите он ассоциирует с биотитом, магнезиальным оливином, мелилитом, авгитом, перовскитом, апатитом, маршалитом и титанистым магнетитом (Bowen, 1922). Здесь монтичеллит образует относительно крупные зерна и включает остатки магнезиального оливина и диопсид-авгита, причем последний замещается и окаймляется оливином. В анкаратрите описаны корродированные зерна магнезиального оливина, окруженные зернистым монтичеллитом (Leopold, 1940). Ультраосновной монтичеллит-содержащей породой является монтичеллитовый перидотит, состоящий из монтичеллита (табл. 6, анал. 3), оливина и флогопита; предполагается, что по составу эта порода соответствует исходной магме (Buie, 1944). Магнийевый кириштейнит встречается в мелилитовом нефелините в Конго, где он ассоциирует с калсилитом, содалитом, комбитом, перовскитом и т. д. (Sahama, Hytönen, 1957).

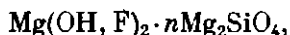
ЛИТЕРАТУРА

- Bowen N. L., 1922. Genetic features of alnöitic rocks at Isle Cadieux, Quebec, Am. Journ. Sci., ser. 5, 3, 1.
- Bowen N. L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite, Journ. Geol., 48, 225.
- Brown G. B., West J., 1927. The structure of monticellite (MgCaSiO_4), Zeit. Krist., 66, 154.
- Buie B. F., 1941. Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, Part III, Dikes and related intrusives, Bull. Geol. Soc. Am., 52, 1754.
- Ferguson J. B., Merwin H. E., 1919. The ternary system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., 48, 92.
- Hemme F. C., Rosenzweig A., 1958. Spurrite and monticellite skarns in the Tres Hermanas Mountains, Luna County, New Mexico, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1586.
- Kouvo O., 1952. A variety of monticellite from Crestmore, California, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 157, 7.
- Larsen E. S., Hurlbut C. S., Buie B. F., Burgess C. H., 1941. Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, Part VI, Mineralogy, Bull. Geol. Soc. Am., 52, 1841.
- Leopold G., 1940. Über das Auftreten von Monticellit in den ankaratitischen Gesteinen der Schwalbischen Alb, Zentralbl. Min., 36.
- Moehlman R. S., Gonyer F. A., 1934. Monticellite from Crestmore, California, Am. Mineral., 19, 474.
- Neuvonen K. J., 1952. Heat of formation of merwinite and monticellite, Am. Journ. Sci., Bowen vol., 373.
- Roy D. M., 1956. Subsolvus data for the join $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{CaMgSiO}_4$ and the stability of merwinite, Mineral. Mag., 31, 187.

- S a h a m a T. H. G., H y t ö n e n K., 1957. Kirschsteinite, a naturel analogue to synthetic iron monticellite, from the Belgian Congo, *Mineral. Mag.*, 31, 698.
- S c h a i r e r J. F., O s b o r n E. F., 1950. The system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$, preliminary data on the join $\text{CaSiO}_3 - \text{MgO} - \text{FeO}$, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 33, 160.
- S c h a l l e r W. T., 1935. Monticellite from San Bernardino County, California, and the monticellite series, *Am. Mineral.*, 20, 815.
- С о б о л е в Н. Д., 1947. Химический состав и оптические свойства минералов группы оливина Енского месторождения, Докл. АН СССР, нов. сер., 57, № 6, 603.
- T i l l e y C. E., 1947. The gabbro-limestone contact zone of Camas Mòr, Muck, Inverness — shire, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 24, No. 140, 97.
- T i l l e y C. E., 1951. The zoned contact skarns of the Broadford area, Skye: a study of boron — fluorine metasomatism in dolomites, *Mineral. Mag.*, 29, 621.

ГРУППА ГУМИТА

К группе гумита относятся четыре минерала — норбергит, хондродит, гумит и клиногумит, близкие по структуре, химизму, оптическим свойствам и парагенезису. Группа гумита — прекрасный пример морфотропии в минералах; отношение размеров элементарной ячейки $b:c$ у гумитовых минералов одинаково, но отношения $a:c$ и $a:b$ прогрессивно и просто изменяются от норбергита до клиногумита. Структура минералов этой группы сходна со структурой форстерита и состоит из слоев, параллельных (100), в которых атомы располагаются так же, как в структуре оливина; эти слои перемежаются со слоями состава брусит — селлаит, $Mg(OH, F)_2$. Стехиометрические соотношения бруситово-селлаитовой и форстеритовой группы в структуре определяются целыми числами от 1 до 4; таким образом, состав минералов группы может быть выражен формулой



где n изменяется от 1 до 4. Состав отдельных минералов соответствует следующим формулам:

Норбергит	$Mg(OH, F)_2 \cdot Mg_2SiO_4$	ромбический
Хондродит	$Mg(OH, F)_2 \cdot 2Mg_2SiO_4$	моноклиный
Гумит	$Mg(OH, F)_2 \cdot 3Mg_2SiO_4$	ромбический
Клиногумит	$Mg(OH, F)_2 \cdot 4Mg_2SiO_4$	моноклиный.

Хотя структура гумита и клиногумита в значительной мере характеризуется расположением атомов, свойственным оливину, замещение Mg ионом Fe^{+2} обычно весьма незначительно, но в отличие от минералов серии оливина в некоторых гумитах и клиногумитах наблюдается высокое содержание титана. В природных минералах группы замещение $F \rightleftharpoons OH$ происходит в широких пределах, однако чисто гидроксильные конечные члены их неизвестны. Фторгидроксильные гумиты синтезировались, но попытки получения гидроксильных членов оказались безуспешными.

Показатели преломления и плотности гумитовых минералов прогрессивно возрастают от норбергита до клиногумита. Однако переменные соотношения состава каждого минерала в результате замещений $Mg \rightleftharpoons Fe^{+2}$ и $F \rightleftharpoons OH$ приводят к заметному взаимному перекрытию этих свойств у отдельных видов, в связи с чем точная диагностика на основании светопреломления и плотности возможна лишь для норбергита.

Минералы группы гумита встречаются в очень узкой парагенетической обстановке; их проявления (за редкими исключениями) приурочены лишь к метаморфизованным известнякам и доломитам, а также к скарнам, ассоциирующим с рудными месторождениями, расположенными в контактах с кислыми интрузивными породами. Норбергит получил свое название по местности Норберг в Швеции; хондродит — от греческого *chondros*, что значит зерно, вследствие склонности этого минерала часто образовывать зернистые агрегаты; гумит назван в честь Абрахама Хьюма, а клиногумит получил наименование в связи с его моноклиной сингонией.

Норбергит

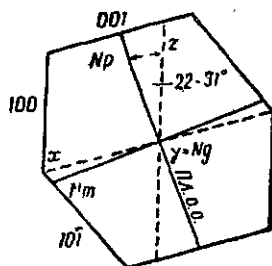
$$\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2 \cdot \text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$$

РОМБИЧЕСКИЙ (+)

Хондродит

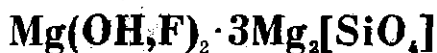
$$\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2 \cdot 2\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$$

МОНОКЛИННЫЙ (+)

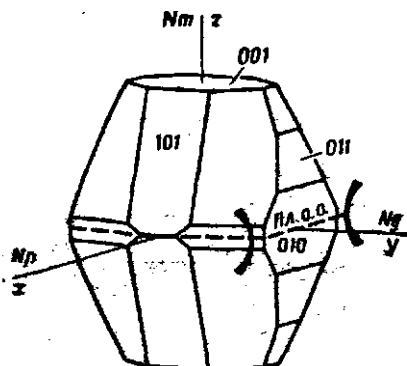


Np	1,563—1,567	1,592—1,615
Nm	1,567—1,579	1,602—1,627
Ng	1,590—1,593	1,621—1,646
Ng—Np	0,026—0,027	0,028—0,034
+2V	44—50°	71—85°
Np : z	—	22—31°
Дисперсия	$r > v$	Ng = y; пл.о.о. ⊥ (010)
Уд. в.	3,15—3,18	$r > v$, сильная
Тв.	6,5	3,16—3,26
Спайность		6,5
Двойникование		По { 100 } плоская
		По { 001 } простое, поли-
		синтетическое, обыч-
		но
Цвет	Рыжевато-бурый до замшево-серого; в шлифах бледно-жел-	Желтый, бурый, крас-
	тый до бесцветного	ный; в шлифах
	По Np—бледно-желтый	бледно-желтый до бес-
		цветного
Плеохроизм	По Nm—очень бледно-	очень бледно-желтый,
	желтый	коричнево-желтый
	По Ng—бесцветный	бесцветный, желтовато-
		зеленый
		бесцветный, бледно-зе-
		леный
Элементарная ячейка	a 8,72 Å	7,87 Å
	b 4,70 Å	4,73 Å
	c 10,20 Å	10,27 Å
	β 90°	109°02′
	Z = 4	2
	Пространственная груп-	P2 ₁ /c
	па Pbnm	

Гумит



РОМБИЧЕСКИЙ (+)



Np	1,407—1,643
Nm	1,649—1,853
Ng	1,639—1,875
Ng—Np	0,029—0,031
+2V	65—84°
Np : z	—

Np=x; Nm=y; Ng=z; пл. о. о. (100)

Дисперсия	r > v
Уд. в.	3,20—3,32
Тв.	6
Спайность	По {100}, плохая
Двойникование	—

Цвет Желтый, темно-оранжевый; в шлифах бесцветный до желто-бурого

Плеохроизм По Np—очень светло-желтый, темно-желтый

По Nm—бесцветный, светло-желтый

По Ng—бесцветный, бледно-желтый

Элементарная ячейка

a 20,86 Å

b 4,74 Å

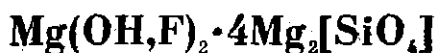
c 10,23 Å

β 90°

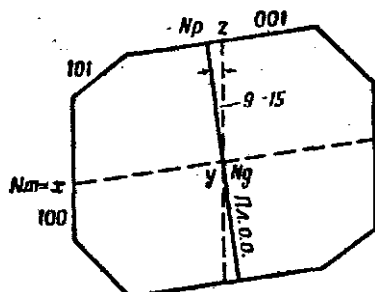
Z=4

Пространственная группа R_{3h}m

Клиногумит



МОНОКЛИННЫЙ (+)



1,629—1,638
1,641—1,643
1,662—1,674
0,028—0,041
73—76°
9—15°

Ng=y; пл. о. о. (100)

r > v, сильная

3,24—3,35

6

По {100}, плохая

По {001} простое, полисинтетическое, обычно

Желтый, бурый; в шлифах от бесцветного и бледно-желтого до желтого

золотисто-желтый, темный красновато-желтый

светло-желтый, оранжево-желтый

светло-желтый, оранжево-желтый

13,68 Å

4,75 Å

10,27 Å

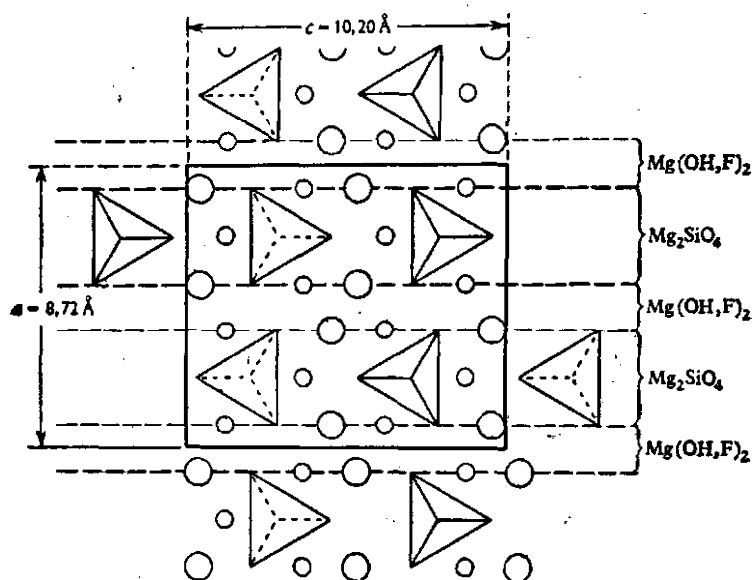
100°50'

2

P2₁/c

Структура

Структура минералов группы гюмита изучена Тейлором и Уэстом (Taylor, West, 1938), которые показали, что в каждом минерале структура образована на основе несколько расширенной плотнейшей гексагональной



Ф и Г. 16. Структура норбергита в проекции на плоскость (010).

Показано расположение слоев состава Mg_2SiO_4 и $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$. Мелкие кружочки — Mg, крупные кружочки — (OH, F) (Taylor, West, 1928)

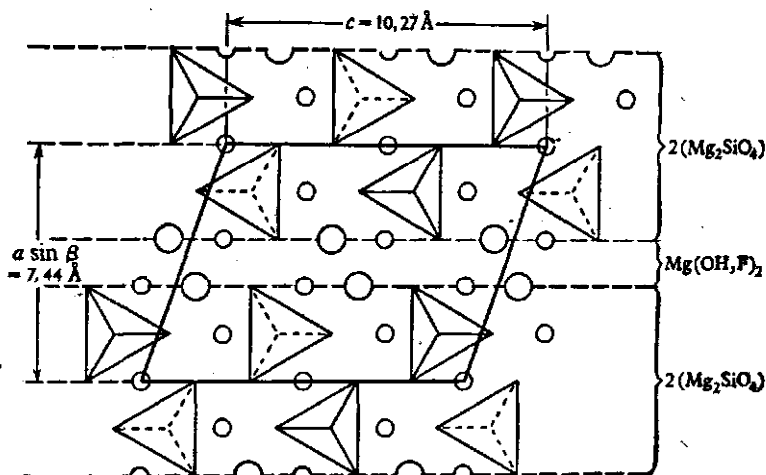
упаковки атомов кислорода и ионов гидроксила или фтора. В этой структуре кремнекислородные тетраэдры образуют отдельные структурные единицы, а атомы магния находятся в октаэдрической координации с шестью кислородами или четырьмя кислородами и двумя ионами фтора и гидроксила. Структура состоит из слоев, расположение атомов в которых такое же, как и в оливине, перемежающихся со слоями $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$; как оливиновые, так и бруситово-селлаитовые слои параллельны плоскости (100). Толщина слоев $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ у всех членов группы одинакова, но отношение количеств оливиновых и бруситово-селлаитовых слоев меняется от

Таблица 7

РАЗМЕРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЮМИТА

	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β	$a \sin \beta, \text{ \AA}$
Норбергит	8,72	4,70	10,20	90°	$8,72 \approx 6 \times 1,45$
Хюитродит	7,87	4,733	10,27	$109^\circ 2'$	$7,44 \approx 5 \times 1,49$
Гюмит	20,86	4,738	10,23	90°	$20,86 = 14 \times 1,49$
Клиногюмит	13,68	4,745	10,27	$100^\circ 50'$	$13,44 \approx 9 \times 1,49$
Форстерит	5,98	4,755	10,26	90°	$5,98 \approx 4 \times 1,49$

единицы у норбергита до 4 : 1 у клиногумита. Таким образом, норбергит (фиг. 16) состоит из перемежающихся групп Mg_2SiO_4 и $Mg(OH, F)_2$; в хондродите за двумя оливковыми единицами следует одна единица $Mg(OH, F)_2$ (фиг. 17), а в гумите и клиногумите это отношение равно соответственно 3 : 1 и 4 : 1. Параметры элементарной ячейки b и c у всех членов группы колеблются очень незначительно и близки к соответствующим



ФИГ. 17. Структура хондродита в проекция на плоскость (010).

Показано расположение слоев состава Mg_2SiO_4 и $Mg(OH, F)_2$. Мелкие кружочки — Mg, крупные кружочки — (OH, F) (Taylor, West, 1928).

параметрам форстерита, но параметр a закономерно изменяется в зависимости от соотношения в гумитовых минералах количеств оливковых и бруситово-селлаитовых слоев (табл. 7). Рентгеновские порошковые данные для гумитовых минералов приведены Сахамой (Sahama, 1953).

Химизм

В табл. 8 и 9 приведены анализы минералов группы гумита и количества атомов в пересчете на 6, 10, 14 и 18 (O, OH, F) соответственно для норбергита, хондродита, гумита и клиногумита. Хотя некоторые анализы несколько отклоняются от идеального состава ячейки, однако они подтверждают справедливость (в существенных чертах) предложенной структуры оливина. Эти отклонения от идеального состава частично могут быть обусловлены примесью других минералов группы, аналитическими трудностями точного определения содержания фтора или естественными дефектами структуры. Существует два пути замещения ионов в минералах группы гумита — это $Mg \rightleftharpoons Fe^{+2}$ и $F \rightleftharpoons (OH)$. В близких к гумитовым минералам оливинах наблюдается полное взаимное замещение Mg ионом Fe^{+2} , но в группе гумита это замещение обычно проявляется в незначительных пределах и никогда не бывает полным. В анализах хондродита содержание железа колеблется от 2,64 до 10,54% Thiele, 1940). Предположение И. Д. Борнеман-Старынкевич и В. С. Мясникова (1950), что замещение $Mg \rightleftharpoons Fe^{+2}$ приурочено лишь к слоям Mg_2SiO_4 , не подтверждается

структурными исследованиями. Содержание титана в оливиновых минералах обычно очень невелико, и относительно высокое его содержание в некоторых минералах группы гумита, особенно в клиногумитах (в шести анализах образцов из Южного Урала содержание TiO_2 варьирует от 0,68 до 5,40%), представляет значительный интерес. Отметим, что клиногумит (табл. 9, анал. 6), содержащий 1,48% TiO_2 , ассоциирует с форстеритом, в состав которого входит лишь 0,05% TiO_2 . Хотя обычно количество кремния в анализах несколько ниже идеального его содержания в гумитовых минералах, тем не менее это не подтверждает предположения Махачки (Machatschki, 1930), по мнению которого Ti в группе гумита замещает Si, и гумитовые минералы с высоким содержанием Ti не обнаруживают дефицита Si. Так, в анализе 5 (табл. 9) содержание двухвалентных ионов составляет 8,55, и, вероятно, Ti замещает здесь Mg в бруситово-селлаитовых слоях. Если замещение магния титаном происходит лишь в бруситово-селлаитовом слое, то для сохранения общей электростатической нейтральности должно осуществляться компенсационное замещение. И. Д. Борнemann-Старынкевич и В. С. Мясников (1950) предположили, что замещение $\text{Mg} = \text{Ti}$ сопровождается замещением фтора кислородом, и дали следующую формулу минералов группы гумита: $n\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2 \cdot 4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + m\text{TiO}_2 \cdot 4\text{Mg}_2\text{TiO}_2$. Замещение (OH, F) кислородом может объяснить низкие величины одновалентных анионов во многих анализах минералов этой группы.

Минералы группы гумита не кристаллизуются при температурах и давлениях, примененных при экспериментальном исследовании системы $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$ (Bowen, Tuttle, 1949). Яндер и Фетт (Jander, Fett, 1939) получали в условиях гидротермального синтеза хондрит и гумит вместе с серпентином и тальком, а Л. А. Карякин и Н. В. Гулько (1954) описали кристаллизацию группы фторгумитовых минералов совместно с кунзидином в форме возгонов на стенках периклазовых тиглей, в которых смесь кварца и флюорита подвергалась нагреванию до 1250°C . Кёппен (Köppen, 1950) описал кристаллизацию закономерно ориентированных пластинок и игольчатых выделений хондрита и клиногумита на плоскости (001) синтетического фторфлогопита. Ранкама (Rankama, 1947) синтезировал норбергит в твердом состоянии, нагревая в течение часа при атмосферном давлении смесь магниезиального оливина (Fo_{91}) и MgF_2 , взятых в стехиометрическом соотношении. Нагревание смеси, отвечающей по составу норбергиту, в течение двух часов при 1620°C привело к образованию норбергита, хондрита и форстерита. Попытки синтезировать клиногумит и другие возможные более высокофтористые члены группы с использованием сухих расплавов соответствующего состава оказались безуспешными; в результате таких опытов был получен форстерит с незначительной примесью норбергита, хондрита и селлаита. Частичное замещение F ионом OH в гумитах, синтезированных гидротермальным способом, было отмечено Ван-Валкенбургом (Van Valkenburg, 1955), но конечный гидроксильный член получить не удалось, в связи с чем этот исследователь пришел к выводу, что такого минерала вообще не существует. Синтетические норбергит и хондрит в отличие от естественных минералов нерастворимы в HCl.

Минералы группы гумита легко замещаются серпентином, хлоритом и кальцитом. Пример прогрессивного изменения клиногумита был описан Струве (Struwe, 1958). В этом случае реликтовые ядра клиногумита, частично измененные в желтовато-бурый волокнистый продукт, последовательно окружались узкой зоной оптически отрицательного пен-

Таблица 8

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НОРВЕРГИТА И ХОНДРОДИТА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	20,60	27,56	33,60	34,27	32,16
TiO ₂	—	0,01	0,06	0,36	0,20
Al ₂ O ₃	0,53	0,11	0,24	0,22	0,73
Fe ₂ O ₃	0,60	0,28	0,05	0,36	0,80
FeO	0,96	1,91	0,88	4,36	6,08
MnO	Сл.	0,12	0,16	0,003	1,35
MgO	58,70	59,35	59,30	55,01	53,21
CaO	—	—	0,00	0,04	0,00
H ₂ O ⁺	1,50	2,68	1,48	0,94	1,20
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	—	0,00
F	13,55	13,49	6,61	6,99	7,11
Σ	105,44	105,51	102,34	102,75	102,64
O≡F	5,71	5,68	2,78	2,94	2,99
Сумма	99,73	99,83	99,56	99,81	99,65
Np	1,563	1,567	1,600	1,602	1,600
Nm	1,567	1,570	1,609	1,612	1,622
Ng	1,590	1,593	1,628	1,633	1,643
+2V	44°	50°	72°	71°	79°
Уд. в.	3,181	3,153	3,177	3,221	3,241

Количества ионов в пересчете на

	6 (O, OH, F)		10 (O, OH, F)	
Si	1,012	0,939	1,950	2,019
Al	0,021	0,004	0,016	0,015
Ti	—	—	0,003	0,016
Fe ⁺³	0,015	0,007	0,002	0,016
Mg	2,991 } 3,05	3,014 } 3,08	5,129 } 5,20	4,890 } 5,09
Fe ⁺²	0,027	0,054	0,042	0,215
Mn	—	0,003	0,008	—
Ca	—	—	—	0,002
OH	0,342	0,609	0,565	0,370
F	1,465 } 1,81	1,454 } 2,06	1,213 } 1,78	1,303 } 1,67
				0,480 } 1,82
				1,344

1. Норвергит из известняка, Пхункала, Финляндия (Rankama, 1938). Аналитик О. Ярнефельдт.
2. Норвергит из известняка, Норберг, Швеция (Sahama, 1953). Аналитик Х. В. Уйик.
3. Хондродит из известняка, Хангелби, Сиббо, Финляндия (Sahama, 1953). Аналитик Х. В. Уйик.
4. Хондродит из известняка, Ереби, Финляндия (Rankama, 1938). Аналитик К. Ранкама. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,13, K₂O 0,07.)
5. Хондродит, ассоциирующий в связующей массе со сфалеритом, галенитом и халькопиритом, Кафвэлтроп, Швеция (Sahama, 1953). Аналитик Х. В. Уйик.

Таблица 9

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГУМИТА И КЛИНОГУМИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,79	34,73	34,56	37,18	37,65	37,12	36,53
TiO ₂	2,00	0,46	—	2,92	5,40	1,48	0,26
Al ₂ O ₃	0,79	0,00	1,46	—	—	0,77	0,22
Fe ₂ O ₃	0,33	0,40	2,66	0,49	—	0,32	0,56
FeO	3,31	4,75	7,77	2,24	3,41	3,44	5,04
MnO	0,84	0,52	0,66	0,04	0,50	0,15	0,34
MgO	54,51	55,51	48,93	55,09	51,74	54,85	54,16
CaO	0,00	Сл.	—	—	0,10	—	—
H ₂ O ⁺	0,91	1,25	1,70	1,30	1,57	0,88	1,52
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	—	0,25	—	0,00	0,04
F	2,77	4,37	3,68	0,95	0,06	1,70	2,74
Cl	—	—	—	—	0,20	—	—
O≡F, Cl	101,25 1,17	101,99 1,84	101,42 1,55	100,46 0,40	100,63 0,08	100,71 0,72	101,41 1,15
Сумма	100,08	100,15	99,87	100,06	100,55	99,99	100,26
Np	1,641	1,624	1,643	1,638	—	1,633	1,629
Nm	1,649	1,633	1,655	1,650	—	1,643	1,641
Ng	1,672	1,653	1,675	1,670	—	1,674	1,662
+2V	75°	66°	68°	76°	—	73°	72°
Np: z	—	—	—	9°	—	9°	11°
Уд. в.	3,243	3,245	3,273	3,23	—	3,215	3,260

Количества ионов в пересчете на

	14 (O, OH, F)			18 (O, OH, F)			
Si	2,974	2,880	2,912	3,956	4,000	3,964	3,889
Al	0,077	—	0,145	—	—	0,097	0,028
Ti	0,125	0,029	—	0,234	0,432	0,119	0,021
Fe ⁺³	0,025	0,025	0,169	0,040	—	0,026	0,044
Mg	6,751	6,860	6,143	8,736	8,192	8,988	8,592
Fe ⁺²	0,230	0,329	0,548	0,200	0,303	0,307	0,448
Mn	0,059	0,036	0,047	0,004	0,045	0,013	0,031
Ca	—	—	—	—	0,011	—	—
OH	0,504	0,602	0,956	0,923	1,112	0,626	1,080
F	0,728	1,146	0,981	0,320	0,020	0,574	0,922
Cl	—	—	—	—	0,036	—	—

1. Гумит из известняка, Лохья, Финляндия (Sahama, 1953). Аналитик Х. Б. Уиик.
2. Гумит из известняка, Силлболе, Финляндия (Sahama, 1953). Аналитик Х. Б. Уиик.
3. Гумит из известняка, Хермала, Финляндия (Rankama, 1938). Аналитик О. Ярнефелт.
4. Клиногумит из мрамора, ассоциирующий с флогопитом и тремолитом, округ Вхандара, Индия (Muthuswami, 1958). Аналитик Дж. Ито.
5. Клиногумит, Южный Урал (Борнеман-Старынкевич, Мясников, 1950). Аналитик И. Д. Борнеман-Старынкевич.
6. Клиногумит из известняка, Ойямо, Лохья, Финляндия (Sahama, 1953). Аналитик Х. Б. Уиик. (Откорректирован на примесь форстерита 10,1%.)
Клиногумит из известняка, Хемсенкила, Финляндия (Sahama, 1953). Аналитик Х. Б. Уиик.

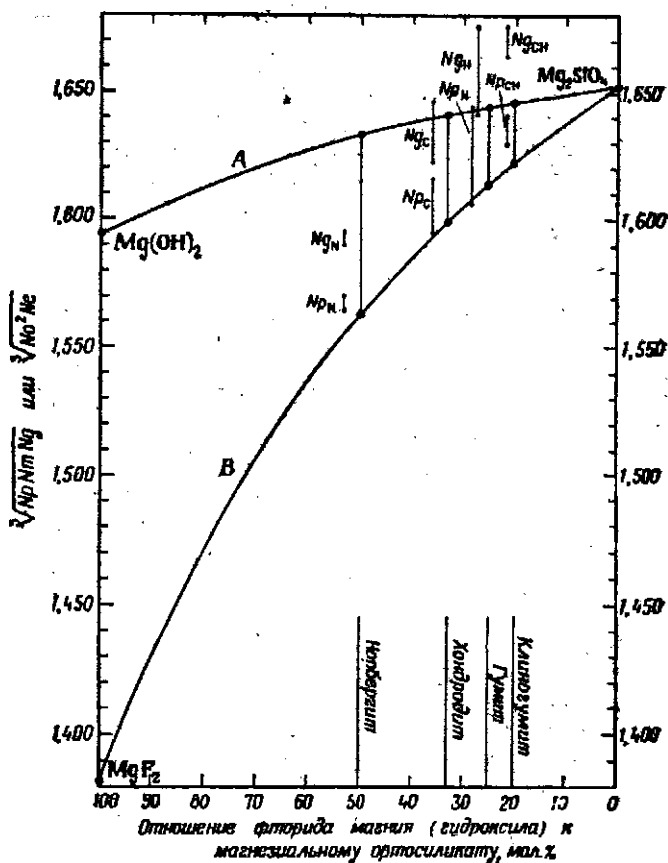
нина, тонкой изотропной оторочкой оптически положительного пеннина и краевой зоной клинохлора. Пластинки хлорита испещрены мельчайшими включениями окислов железа, располагающимися более или менее перпендикулярно к границам зон. Полностью измененный клиногумит представлен исключительно клинохлором, который, вероятно, является конечным продуктом этого изменения, тогда как положительный и отрицательный пеннин соответствуют промежуточным стадиям процесса.

Оптические и физические свойства

Зависимость между оптическими свойствами и химическим составом минералов группы гумита изучалась многими исследователями. Неудачи, которые постигли некоторых исследователей, пытавшихся выявить эту зависимость (Larsen, 1928a), вероятно, были связаны, по крайней мере частично, с трудностью точного определения содержания фтора и отсутствием точного определения TiO_2 во многих анализах. Тиле (Thiele, 1940) показал, что средний показатель преломления ($\bar{n}_{\text{pNmNg}}$) отдельных членов этой группы возрастает с увеличением содержания в них железа. Однако на светопреломление влияет также замещение фтора ионом гидроксила; оба наиболее частые замещения ионов в гумитах ($\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}$ и $\text{F} \rightleftharpoons \text{OH}$), проявляющиеся в каждом члене группы, не связаны друг с другом и величину их проявления невозможно определить по светопреломлению. Сахама (Sahama, 1953), используя молекулярное преломление, вычислил средний показатель преломления ($\bar{n}_{\text{pNmNg}}$) фторового и гидроксильного конечных членов норбергита, хондродита, гумита и клиногумита и показал, что в обеих сериях этот показатель увеличивается от норбергита к клиногумиту (фиг. 18). В табл. 10 приведены показатели преломления и углы оптических осей синтетических фторовых конечных членов группы. Однако в природных минералах (за исключением норбергита) наблюдается взаимное перекрытие величин показателей преломления, так что определение последних недостаточно для диагностики хондродита, гумита и клиногумита. Трудности корреляции оптических свойств и химического состава, особенно для гумита и клиногумита, усложняются, кроме того, относительно высоким содержанием TiO_2 , установленным для некоторых образцов последних двух серий. Присутствие титана увеличивает светопреломление; наивысшие значения показателей преломления установлены для обогащенных титаном клиногумитов. Так, Хуан (Huang, 1957) описал титан-клиногумит, содержащий TiO_2 2,45; Fe_2O_3

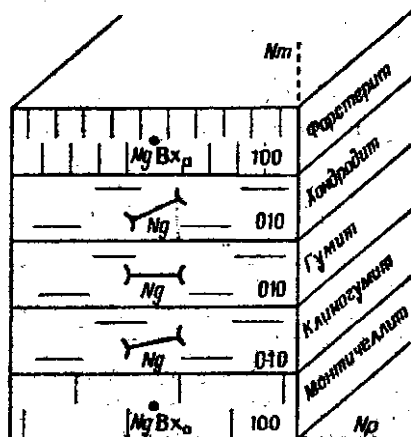
Т а б л и ц а 10
ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФТОРОВЫХ КОНЕЧНЫХ ЧЛЕНОВ
ГРУППЫ ГУМИТА

	Np	Nm	Ng	+2V
Норбергит	1,548	1,552	1,570	33°
Хондродит	1,582	1,594	1,612	50
Гумит	1,598	1,606	1,630	59
Клиногумит	1,608	1,618	1,636	76



Ф И Г. 18. Средний показатель преломления гидроксидных (кривая А) и фтористых (кривая В) минералов группы гомита (Sahama, 1953).

Значения вычислены на основании молекулярного преломления. Кроме того, показаны пределы значений N_p и N_g естественных минералов (за исключением разновидностей, обогащенных Fe^{2+} и Ti).



Ф И Г. 19. Параллельные сростки минералов группы гомита, форстерита и монтичеллита (Tilley, 1951).

1,20; FeO 11,25; F 1,02; H₂O* 1,05%, с Np 1,702; Nm 1,709; Ng 1,728; +2V 52—57°. Отметим также более высокое светопреломление гумита анализа 1 по сравнению с тем же минералом анализа 2 в табл. 9.

В минералах группы гумита обычно имеет место простое и полисинтетическое двойникование по {001}, в хондродите было установлено двойникование по {103} и {305}, а в клиногумите — по {103} (Körpen 1950; Tilley, 1951; Sadashivaiiah, Ghosh, 1953). Тилли (Tilley, 1951) описал параллельные сростания хондродита, гумита, клиногумита, форстерита и монтичеллита (фиг. 19), а закономерные вросстки хондродита и клиногумита в синтетическом фторфлогопите с ориентировкой плоскости (010) гумитовых минералов параллельно (001) слюды были описаны Коппенем (Körpen, 1950). Гомоосевые сростания с форстеритом и прогрессивное замещение форстерита клиногумитом были отмечены Струве (Struwe, 1958) и Мутусвами (Muthuswami, 1958). В первой из только что упомянутых работ описаны кристаллы клиногумита с окраской различной интенсивности, иногда проявляющейся в более слабой окраске ядер, окруженных более темной краевой оторочкой, обладающей несколько более высоким светопреломлением, а иногда — в четкой зональности перемежающихся относительно светло- и темно-желтых зон.

Диагностические признаки

Минералы группы гумита в случае отсутствия окраски трудно отличимы от оливинов, но имеют более низкое светопреломление и меньшую величину угла оптических осей, особенно по сравнению с магнезиальными оливинами, с которыми они часто ассоциируют. Окрашенные разновидности гумитовых минералов по тонкой плеохроизма сходны со ставролитом, однако схема абсорбции у последнего Nm > Np, а у гумитов Nm < Np. Отличать минералы группы гумита от ставролита помогает также парагенезис.

Идентификация отдельных минералов внутри группы, за исключением норбергита, затруднительна. Для отличия норбергита от других ромбических членов группы достаточно характерны его относительно низкие показатели преломления и величина угла оптических осей. Величины показателей преломления хондродита, гумита и клиногумита взаимно перекрываются, и, за исключением случаев, когда в этих минералах проявляется спайность по {001} и становится возможным точно определить угол погасания Np : z, различить эти минералы при отсутствии двойников по оптическим свойствам, видимо, невозможно. Наиболее надежно идентификация отдельных членов группы гумита осуществляется с помощью порошковых рентгенограмм, причем в случае совместного присутствия двух минералов этой группы по рентгеновским данным иногда возможна приблизительная оценка их относительных количеств.

Парагенезис

Минералы группы гумита встречаются почти исключительно в метаморфизованных и подвергшихся метасоматозу известняках и доломитах, в контакте с кислыми и, реже, щелочными интрузивными породами. Эти минералы чаще всего развиваются в участках проявления метасоматоза

с привнесом железа, бора и фтора, как это имеет место в области Норберг, Швеция (Geijer, 1939), Суанском округе, Корея (Watacabe, 1943), районе Бредфорда, Скай (Tilley, 1951), на Южном Урале (Борнеман-Старынкевич, Мясников, 1950) и в округе Бхандара, Индия (Muthuswami, 1958). Гумитовые минералы обычно ассоциируют с гроссуляром, волластонитом, форстеритом, монтицеллитом, куспидином, флюоборитом, людвицитом и другими типичными скарновыми минералами. Редкий обогащенный титаном клиногумит (титанклиногумит) отмечен в серпентинитах и измененном габбро, а Хуан (Huang, 1957) описал этот минерал из кварцево-полевошпатовых жил и негматитов, развитых в контактной зоне между габбро и гранофиром, а также из ассоциации пород промежуточного состава и гибридного характера. Рассел и его соавторы (Russell et al., 1955) описали хондродит из карбонатитов Лулекоп, где он ассоциирует с апатитом, бадделейтом, карбонатами, оливином, биотитом, флогопитом, магнетитом, ильменитом, шпинелью, ураноторианитом и сульфидами.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И. Д., Мясников В. С. 1950. Об изоморфных замещениях в клиногумите, Докл. АН СССР, 71, 137.
- Bowen N. L., Tuttle O. F., 1949. The system $MgO - SiO_2 - H_2O$, Bull. Geol. Soc. Am., 60, 439.
- Geijer P., 1939. The paragenesis of ludwigite in Swedish iron ores, Geol. Förf. Stockholm, 61, 49.
- Huang W. T., 1957. Titanoclinohumite from the Wichita Mountains, Oklahoma, Am. Mineral., 42, 686.
- Jander W., Fett R., 1939. Hydrothermale Reaktionen, II, Mitteilung Magnesiumhyrosilikate, Zeit. Anorg. Chem., 242, 145.
- Johansson K., 1948. From the notes of the late K. Johansson II—III, Edited by F. E. Wickman, Geol. Förf. Stockholm, 70, 487.
- Карякин Л. И., Гулько Н. В., 1954. К генезису куспидина и минералов группы гумита, Докл. АН СССР, 96, 581.
- Köppen N., 1950. Gesetzmässige Verwachsung von synthetischen Phlogopit mit Mineralien der Humitgruppe, Neues Jahrb. Min. Geol., Abhandl., Abt., A, 80, 343.
- Larsen E. S., 1928a. The optical properties of the humite group., Am. Mineral., 13, 354.
- Larsen E. S., 1928b. Norbergite from Franklin, New Jersey, Am. Mineral., 13, 349.
- Machatschki F., 1930. Ueber «Titanolivine», Ein Beitrag zur Frage der Rolle des Titans in Silikaten, Centralb. Min., Abt., A, 191.
- Muthuswami T. N., 1958. Clinohumite, Sausar series, Bhandara District, India, Proc. Indian Acad. Sci., 48, A, 9.
- Rankama K., 1938. On the mineralogy of some members of the humite group found in Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, 21, 81.
- Rankama K., 1947. Synthesis of norbergite and chondrodite by direct dry fusion, Am. Mineral., 32, 146.
- Russell H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D., 1955. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Looekop, Eastern Transvaal, Trans. Geol. Soc. South Africa, 57 (vor 1954), 197.
- Sadashivaiah M. S., Ghosh S. D., 1953. Chondrodite from the calc-silicate rocks of Latehar, Palaman district, Proc. Indian Acad. Sci., A, 37, 752.
- Sahama T. H. G., 1953. Mineralogy of the humite group, Ann. Acad. Sci. Fennicae, III, Geol. Geogr., 31, 1.

- Struwe H., 1958. Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Quérigut granite, French Pyrenees, Leidse Geol. Mededel., 22, 237.
- Taylor W. H., West J., 1928. The crystal structure of the chondrodite series, Proc. Roy. Soc. London, A, 117, 517.
- Thiele E. L., 1940. Die Beziehung der chemischen Zusammensetzung zu den physikalisch-optischen Eigenschaften in einigen Mineralien des Kontakts, Chemie der Erde, 13, 64.
- Tilley C. E., 1951. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites, Mineral. Mag., 29, 621.
- Van Valkenburg A., 1955. Synthesis of the humites, Am. Mineral, 40, 339.
- Watanabe T., 1943. Geology and mineralization of the Suian district, Tyōsen (Korea), The geology of the Suian goldmining district, Journ. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., ser. 4, 6, 205.

ТЕТРАГОНАЛЬНЫЙ (+)

№ 1,923 *—1,960
 № 1,968 *—2,015
 №—№ 0,042 *—0,065

Дисперсия	Очень сильная
Уд. в.	4,6 *—4,7
Тв.	7,5
Спайность	По {110} несовершенная, по {111} плохая
Двойникование	По {111}, редко. Иногда наблюдается зональность
Цвет	Красновато-бурый, желтый, серый, зеленый или бесцветный; в шлифах бесцветный до светло-бурого
Плеохроизм	Очень слабый. В толстых шлифах видна абсорбция $N_o < N_e$
Элементарная ячейка	a 6,60, c 5,98 Å $Z=4$. Пространственная группа $I4/a\ md$

Слабо растворяется в горячей концентрированной H₂SO₄.

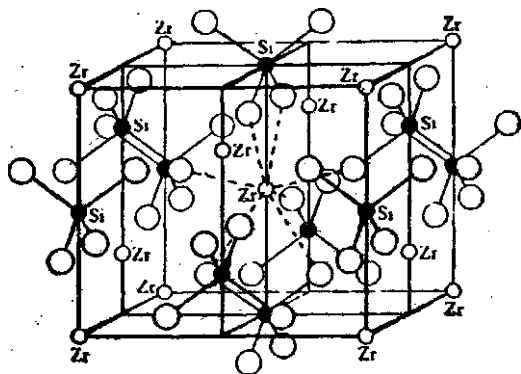
Циркон — широко распространенный акцессорный минерал магматических пород; он весьма обычен как обломочный минерал в некоторых осадочных породах, а также встречается в метаморфических породах. Хорошо окристаллизованные разновидности, бесцветные и окрашенные, издавна используются в качестве драгоценного камня. Название «циркон» очень древнее; полагают, что оно произошло от арабского *zargūn*, в свою очередь образовавшегося от персидского *zar*, золотой, и *gūn*, цвет.

Структура

Рентгеновское исследование структуры циркона было выполнено Вегардом (Vegard, 1926) и Бинксом (Binks, 1926); впоследствии структура минерала уточнялась Хасселем (Hassel, 1926), Уиккоффом и Хендриком (Wyskoff, Hendricks, 1927) и Крстановичем (Krstanović, 1958). Последний автор для нормального циркона с удельным весом 4,67 получил следующие размеры элементарной ячейки: a 6,6164, c 6,0150 ± 0,0005 Å; согласно его данным, расстояния O — O в тетраэдре SiO₄ равны 2,42 Å (два) и 2,73 Å (четыре). Структура циркона показана на фиг. 20. Каждый атом кремния окружен тетраэдрической группой из четырех атомов кисло-

* Эти величины относятся к сравнительно свежему материалу. Метамиктные разности могут характеризоваться свойствами, выходящими за эти пределы.

рода на расстоянии 1,61 Å, а каждый атом циркония лежит между четырьмя кислородными атомами на расстоянии 2,15 Å и следующими четырьмя атомами кислорода на расстоянии 2,29 Å. Эти Zr — O-расстояния лежат в пределах расстояний, характерных для 8- и 6-кратной координации. Махачки (Machatschki, 1941) считает, что этим обусловлена неустойчивость



Фиг. 20. Структура циркона.

Все восемь связей атома циркона с прилегающими ионами кислорода показаны лишь в центре фигуры (Bragg, 1937).

циркона, так как Zr^{+4} обычно находится в шестерной координации. Другие исследователи связывают разрушение циркона с присутствием в минерале ионов урана или тория.

Метамиктное состояние. Хотя циркон исключительно устойчив к действию обычных химических реагентов, нередко встречаются измененные разновидности, причем минерал переходит в изотропную форму с низким удельным весом. Термин «метамиктный» был введен У. К. Брэггером в 1893 г. для обозначения этого явления и образования стекловато-аморфной фазы в цирконе и некоторых других обычно анизотропных минералах; обзор природы и причин метамиктного состояния дан Хаттоном (Hutton, 1950). Весьма вероятно, что кроме структурной нестабильности в цирконе значительную роль играет присутствие радиоактивных атомов, вызывающих самоокисление (Ellsworth, 1932). Штакельберг и Роттенбах (Stackelberg, Rottenbach, 1940) показали, что тонкая пластинка циркона, подвергнутая воздействию радиоактивного излучения в течение четырех месяцев, разрушалась в результате уменьшения плотности стороны пластинки, подвергавшейся облучению. Позже эффект самоизлучения циркона, связанный с распадом урана и тория, был изучен Холландом и Готфридом (Holland, Gottfried, 1955), по мнению которых наблюдаемый эффект вызван главным образом смещением атомов, обусловленным отскакиванием ядер, и высокими температурами, возникающими на пути ядерных частиц. По мере излучения на порошковых рентгенограммах наблюдается смещение пиков, затем их исчезновение и появление новых пиков, которые в конце концов также полностью исчезают; образуется изотропное стекло, плотность уменьшается на 16%. Разрушение структуры рассматривается как процесс, протекающий в четыре стадии: в первую стадию структура нарушается смещениями, затем она распадается на кристаллиты упорядоченного циркона, который в конечном счете превращается в стекло. Для циркона, совершенно не затронутого α -излучением, угол рентгеновской дифракции $2\theta(CuK\alpha)$ для 112 равен $35,635^\circ$, в то время как для метамиктного циркона он равен приблизительно $35,1^\circ$. Харли и Фарбэрн (Hurley, Fairbairn, 1953) считали, что уменьшение угла 2θ

как мера увеличения радиоактивного распада может быть использовано в качестве возможного метода определения возраста; однако этот метод дает непостоянные результаты.

Многие свойства циркона изменяются при переходе от свежего, или нормального, циркона к целло метамиктному минералу, что послужило основой для выделения таких разновидностей, как малакон, циртолит, орвиллит и т. д. Стефанович (Stevanović, 1903) подразделил цирконы на основании удельного веса, оптических свойств и поведения при нагревании на три типа. Андерсон (Anderson, 1941) в своей классификации выделил нормальный циркон с высоким удельным весом, двупреломлением и показателями преломления и метамиктный, или низкий, циркон (малакон) с низким удельным весом (около 4), а разновидности с промежуточными свойствами назвал промежуточным цирконом. Низкий и промежуточный цирконы могут перейти в нормальный циркон при нагревании до 1450°C в течение 6 час (Chudofa, Stackelberg, 1936). Изучение изменения параметров элементарной ячейки циркона вследствие метамиктизации проводилось Холландом и Готфридом (Holland, Gottfried, 1955). Уэда (Ueda, 1956) получил результаты, показывающие, что расширение решетки метамиктного циркона анизотропно с отношением двух осей $a, a_1 : a_2$, в пределах от 1,001 до 0,9735, в то время как период с также возрастает от 5,974 Å у свежего минерала (уд. в. 4,66) до 6,080 Å у метамиктного материала (уд. в. 4,18).

Химизм

Циркон всегда содержит некоторое количество гафния: отношение $\text{HfO}_2/\text{ZrO}_2$ непостоянно, но обычно равно около 0,01. Самая высокая величина этого отношения (0,06) обнаружена в метамиктной разновидности; эта величина возрастает от 0,015 для цирконов из нефелиновых сиенитов до 0,04 для цирконов из гранитов (Rankama, Sahama, 1949). Однако было установлено, что циркон из Ивеленда в Норвегии содержит от 22 до 24% HfO_2 , а отношение Hf/Zr в нем составляет около 0,6 (Levinson, Bogor, 1959). Этот циркон образует две группы скоплений, выступающих из кристалла торгвейтита, $(\text{Sc}, \text{Y})_2\text{Si}_2\text{O}_7$; он не содержит заметных количеств Th или U, но в нем обнаружен Be, количество которого равно 100 ч. на млн., и менее 4% редких земель иттровой подгруппы; он не метамиктен и дает рентгенограмму со слабо диффузными линиями. В некоторых разновидностях может присутствовать фосфор, вероятно замещающий Si; структура сохраняет электронейтральность в результате вхождения редких земель, как, например, в ямагучилите (Kimura, Hirouaka, 1936; Nata, 1938). Некоторые анализы обнаруживают высокие суммы; это наводит на предположение, что цирконий присутствует скорее в виде Zr_2O_3 , а не в виде ZrO_2 (Jakob, 1937), однако такое предположение маловероятно. Некоторые формы метамиктного циркона состоят из смеси в различных соотношениях SiO_2 , кубического ZrO_2 и бадделейта (моноклинной разновидности ZrO_2).

Анализы циркона приведены в табл. 11; некоторые из них пересчитаны на элементарную ячейку, содержащую 16 атомов кислорода. Иногда, однако, изменения и начинающееся разрушение минерала делают невозможным точный структурный баланс. Согласно химическим анализам, в метамиктных разновидностях часто содержится значительное количество

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	32,51	32,70	33,34	24,60	28,99	27,13
ZrO ₂ + + HfO ₂	67,02	67,42	65,44	53,24	65,45	51,68
TiO ₂	—	0,02	Сл.	—	0,52	Сл.
Al ₂ O ₃	0,21	—	0,20	1,02	0,33	0,48
Fe ₂ O ₃	0,08	0,20	0,83	2,64	1,43	0,45
Редкие земли	0,04	—	0,00	9,51	Сл.	10,51
MnO	—	—	0,00	0,41	—	Сл.
MgO	0,01	—	0,12	0,16	1,09	Сл.
CaO	0,22	0,13	0,13	0,55	0,02	Сл.
ThO ₂	—	—	0,00	0,99	2,15	1,03
P ₂ O ₅	—	—	—	3,44	Сл.	3,37
H ₂ O ⁺	0,03	—	0,43	3,05	0,53	3,12
H ₂ O ⁻	—	—	0,25	—	—	0,32
Сумма	100,12	100,64	100,74	99,61	100,51	99,84
No	1,950	1,925	—	—	—	—
Ne	2,008	1,984	—	—	—	—
Уд. в.	4,658	4,682	—	4,24	—	3,957

Количества ионов в пересчете на 16 (O)

Si	4,013	3,954	4,037	—	—	3,586	3,94 ^в
Zr+Hf ^а	3,941	3,875	3,865	—	—	3,257	
Al	0,030	—	0,029	—	—	0,075	
Fe ⁺³	0,007	4,01	0,018	3,936	0,075	4,01	—
Mg	—	—	0,022	—	—	—	—
Ca	0,030	0,017	0,017	—	—	—	—

1. Темный красно-бурый циркон, Порт-Бургесс, Онтарио (Palache, Ellsworth, 1928). Аналитик Х. В. Элсворт.

2. Голубой циркон, Чантабан, Сиам (Erpfer, 1927). Аналитики В. Гельмани и Х. Рос. (Среднее из 2 анализов; кроме того, в анализе SnO 0,15; ZnO 0,02.)

3. Вуру-красный до светлого красновато-бурого гмаиновый циркон из речных песков (возможно, из оливин-анальцимовых базанитов), северный Тайвань (Tomita, Karakida, 1954). Аналитик Дж. Такубо.

4. Ямагучилит (фосфористый циркон), Кутинакура, деревни Каминго, округ Туни, префектура Нара, Япония (Masutomi, Higami, 1944).

5. Циркон на береговых песках, западный Тайвань (Chen, 1953).

6. Серовато-зеленый до асеновато-бурого циркон с алланитом, фергусонитом и торолумитом на пегматита, Хаямадаке, префектура Фукусима, Япония (Hasegawa, 1957). Аналитик С. Хасегава. (Кроме того, в анализе UO₂ 1,75; редких земель: Ce₂O₃ 0,37, Y₂O₃ 10,14.)

^а В этих расчетах молекулярный вес (ZrO₂ + HfO₂) принят равным 126.

^б В том числе Si 0,016.

^в В том числе P 0,349.

^г В том числе U 0,052; Ga 0,018; Y 0,713; Th 0,031

H_2O^+ . Крупные зональные кристаллы циркона, описанные Ларсеном (Larsen, 1953) во внешней зоне, представленной метамиктным материалом (изотропным: $N 1,82$, или со слабым двуупреждением: $No 1,86$, $Ne 1,87$), содержат до 3,9% редких земель. Содержание редких земель резко падает при переходе к центральному ядру, сложенному свежим цирконом ($No 1,918$, $Ne 1,971$), в котором содержание редких земель составляет 0,6%. Часто присутствует железо; другие элементы, например Sn , Nb , Na и т. д., отмечающиеся в анализах, вероятно, связаны с включениями посторонних минералов. Последние часто встречаются в цирконах и могут быть использованы при изучении тяжелой фракции осадков для распознавания цирконов, образовавшихся из различных источников. В цирконах обычно присутствует иттрий, что может быть связано с изоструктурным характером ксенотима, YPO_4 , и циркона. Исследования Денненом и Шилдсом (Dennen, Shields, 1956) 15 образцов циркона содержали ненормально много Y_2O_3 (от 1,6 до 4,3%), причем 2,5% Y_2O_3 соответствуют около 4 вес. % ксенотима. Возможность замещения $(OH)_4 \rightleftharpoons SiO_4$ в цирконе рассматривалась Фронделем (Frondel, 1953), изучавшим измененную разновидность, обычно называемую циртолитом, которая может содержать до 10 или 12% воды. Содержание U и Th в цирконах из гранитов изучалось Харли и Фэрбэрном (Hurley, Fairbairn, 1957). С целью установления возраста в цирконах определялось отношение Th/U , отношения между различными изотопами свинца или между последними и ураном (Tilton et al., 1957). Менее точный метод определения возраста, при котором свинец в цирконе (считается, что он весь радиогенный) определяется спектрографически, а степень радиоактивности измеряется счетчиками (с приблизительной поправкой на Th), был описан Ларсеном с соавторами (Larsen et al., 1952). Возможность использования циртолита для определения возраста рассматривалась Нортеном (Norton, 1957).

Синтез циркона впервые осуществлен Девиллем и Кароном (Deville, Caron, 1858) при взаимодействии при температуре красного каления SiF_4 с ZrO_2 и ZrF_4 с SiO_2 ; позже циркон был синтезирован при высокой температуре на воздухе из ZrO_2 и SiO_2 (Leveque, 1950). Гидротермальный синтез циркона в пределах температур от 150 до 700° C был осуществлен Фронделем и Коллеттом (Frondel, Collette, 1957) при нагревании гелеобразных ZrO_2 и SiO_2 с водой в стальной бомбе: скорость этой реакции увеличивалась при добавлении следов ZrF_4 . Фрондель и Коллетт также получили циркон, содержащий в виде твердого раствора уран и торий. Циркон, синтезированный в интервале температур от 150 до 350° C, дает диффузные рентгенограммы, в то время как циркон, полученный в пределах температур от 400 до 700° C, дает резкие рефлексы с $a 6,61$ и с $5,98 \text{ \AA}$. С понижением температуры параметр a увеличивается, а параметр c уменьшается, это связано с реакцией замещения $SiO_4 \rightleftharpoons (OH)_4$. Однако Милтон и Рой (Milton, Roy, 1957) не обнаружили никаких признаков такого замещения: в серии опытов по синтезу с использованием смесей $ZrSiO_4 - Zr(OH)_4$ были получены ZrO_2 + циркон при всех температурах, начиная от 250 до 900° C и давления до 3000 атм. Милтон и Рой экспериментально изучили систему $ZrO_2 - ThO_2 - SiO_2 - H_2O$ при температурах до 1200° C и давлениях до 4000 атм. Было установлено, что содержание $ThSiO_4$ в виде твердого раствора в $ZrSiO_4$ при 800° C и 1500 атм давления составляет меньше 3 мол. %, хотя при более низких температурах были получены метастабильные твердые растворы с 35 мол. % $ThSiO_4$ в цирконе. Метамиктные разновидности циркона в большинстве случаев могут быть превращены в нормальный циркон путем нагревания до 1000—1450° C. Этот материал

дает рентгенограмму циркона; удельный вес его возрастает, хотя он никогда не достигает величины, характерной для нормального свежего циркона (Bauer, 1939). Дифференциальные термические кривые метамиктного циркона, приводимые Е. Е. Костылевой (1946), обнаруживают резкий экзотермический эффект при нагревании до 920°C с небольшим развитием ZrO_2 и β -кварца, в то время как Калп с соавторами (Kulp et al., 1952) и Фрондель (Frondel, 1953) нашли, что метамиктный материал в интервале от 100 до 225°C постепенно теряет воду, а широкий экзотермический пик при температурах от 460 до 550° и простой или двойной пик в интервале температур от 880 до 910°C вызваны перекристаллизацией.

Оптические и физические свойства

Оптические свойства и удельный вес циркона зависят не только от присутствия небольших количеств железа или сходных с ним элементов, которые могут входить в структуру, но также от степени изменения или метамиктности (см. предыдущие разделы). Морган и Ауэр (Morgan, Auer, 1941) показали, что двуупреомление приблизительно обратно пропорционально степени радиоактивности:

	Уд. в.	No	Ne	Ne—No	Радиоактивность
Нормальный циркон	4,6— 4,71	1,924— 1,934	1,970— 1,977	0,036— 0,053	Низкая
Промежуточный циркон	4,2— 4,6	1,903— 1,927	1,921— 1,970	0,017— 0,043	Средняя
Метамиктный циркон	3,9— 4,2	1,782— 1,864	1,827— 1,872	0— 0,008	Высокая

Вышеотмеченное подразделение цирконов на три группы было осуществлено после опубликования работ Андерсона (Anderson, 1941), а также Худобы и Штакельберга (Chudobs, Stackelberg, 1936), которые предложили трехчленное деление цирконов по их удельному весу. Метамиктные разновидности могут обладать двуосным характером. Уэда (Ueda, 1956) в дополнение к измерениям удельного веса и параметров элементарной ячейки получил величины $2V$ от 0 до 10° , причем образец с $2V = 10^{\circ}$ имел удельный вес $4,18$ и характеризовался значительным анизотропным расширением структуры с a_1 $6,657$, a_2 $6,730$, с $6,080$ Å.

Циркон бесцветен или может быть окрашен в различные оттенки бурого, коричневого, желтого, зеленого или даже голубого (обычно после нагревания) цвета, но в шлифах он обычно бесцветен или светло-бурый, а в очень толстых шлифах иногда обладает слабым плеохроизмом. Цвет может быть обусловлен окислением Fe, но на него также влияет содержание U и Th; голубой цвет сиамского циркона (табл. 11, anal. 2) вызван присутствием Cu и Fe. Драгоценные разновидности циркона имеют различные названия: жаргон — бесцветный, слабо дымчатый или бледно-желтый, а гиацит — оранжевый или красно-коричневый прозрачный циркон. Низкий, или метамиктный, циркон обычно имеет зеленый до оливково- или буровато-зеленого цвет. Цвет цирконов, встречающихся в виде акцессорных

минералов в гранитах, детально изучался Томита (Tomita, 1954), который описывал гранаты неизвестного возраста с гранитами, возраст которых не установлен; однако никаких различий в цвете цирконов, содержащихся в этих гранитах, обнаружено не было. Коричнево-красный до светлого красновато-коричневого цвета гмацинт (табл. 11, анал. 3) был полностью обесцвечен при нагревании до 650°C ; при этом на рентгенограмме не наблюдалось никакого смещения рефлекса 200. Астеризм в цирконе, описанный Браунсом (Braun, 1907), вызван многочисленными мельчайшими неопределенными кристаллическими включениями, расположенными параллельно оси z .

Циркон обладает высокой дисперсией, которая только немного ниже, чем у алмаза; для интервала В — G она равна 0,039. Он часто флюоресцирует; промежуточные ранности могут светиться оранжевым цветом в пламени бунзеновской горелки, возможно, благодаря присутствию тория. Когда желтые кристаллы подвергаются нейтронному облучению, они становятся ярко-зелеными (ср. характерный зеленый цвет метамиктного циркона).

Диагностические признаки

Для циркона исключительно характерны прямое погасание, высокие показатели преломления и двупреломление; дополнительным диагностическим признаком служит часто наблюдаемая тетрагональная форма. Монацит и ксенотим обладают лучшей спайностью и более низкими показателями преломления, а тетрагональные касситерит и рутил имеют более высокие показатели преломления и двупреломление и обычно в шлифах и зернах окрашены в характерный красновато-бурый цвет. От торита циркон отличается большим двупреломлением, большей твердостью и нерастворимостью в HCl. Методы определения метамиктных разновидностей циркона описаны Берманом (Bergman, 1955).

Парагенезис

Циркон — обычный акцессорный минерал магматических пород, чаще глубинных и особенно тех из них, которые относительно богаты натрием. Он встречается главным образом в виде мелких рано образовавшихся кристаллов, нередко включенных в более поздние минералы, но может также образовывать крупные хорошо развитые кристаллы в гранитных пегматитах и особенно в пегматитах нефелиновых сиенитов.

Если циркон включен в биотит, амфибол или другие темпоцветные силикаты, он иногда дает плеохроичные дворники благодаря содержанию в нем радиоактивных элементов. Полдерваарт (Polderwaard, 1956) в сводке последних работ по цирконам, выделенным из магматических пород, показал, что кристаллизация циркона при консолидации базальтовой магмы является поздней, в диоритовой или гранитной магме — ранней, а в щелочных породах может быть и ранней и поздней. По мнению Марти (Marti, 1958), в гранитных породах магматического происхождения кристаллизация циркона идет быстро, полностью завершается сразу же после интрузии магмы и происходит до кристаллизации других минералов. Большое внимание уделялось размеру и морфологическим особенностям кристаллов циркона, в частности отношению их длины к толщине. Эти факто-

ры весьма постоянны для всего тела магматического гранита. По мнению Полдерваарта, отсутствие такой выдержанности указывает на сложный характер интрузии. Ларсен и Полдерваарт (Larsen, Poldervaart, 1957) изучили цирконы из магматического батолита, состав которого постепенно изменялся от гранодиорита до тоналита, и нашли, что цирконы в пределах батолита одинаковы, но отличаются от цирконов небольших тел гранодиоритов и кварцевых монцитов, имеющих резкие контакты с главным батолитом. На этом основании они пришли к выводу, что батолит представляет собой единую интрузию, которая дифференцировалась после внедрения, и что более поздние интрузии кристаллизовались в иных условиях. Полдерваарт и Эшельман (Poldervaart, Eskelmann, 1955) при изучении автохтонного гранита установили, что цирконы, обнаруживающие признаки роста, являются переходными между преимущественно идиоморфными цирконами интрузивных гранитов и в основном округлыми цирконами кремнистых осадков. Различия между цирконами определено магматических пород и пород, образовавшихся путем ассимиляции, рассмотрены Хуаном (Huang, 1958). При изучении формы цирконов В. А. Вахрушев (1956) показал, что некоторая округлость цирконов в изверженных породах может быть связана с магматической резорбцией, а заметная коррозия зерен циркона может быть вызвана метасоматозом. Иногда довольно большие количества циркона присутствуют в щелочных глубинных породах; он встречается, например, в карбонатах, в щелочных комплексах Кольского полуострова и в маршуполите (Руденко, 1957). Циркон отмечен в жилах с бадделейтом в нефелиновых породах (Guināez, 1948); кроме того, он характерен для некоторых трахитов. Кристаллы циркона длиной до 18 см описаны из габбро-пегматита (Wilcox, 1936); в гранитных породах Мадагаскара Лакруа (Lacroix, 1937) обнаружил прожилки микроклин-андезин-циркон-апатитовой породы с округлыми кристаллами циркона размером до 12×8 см, а Парсонс (Parsons, 1931) описал цирконы размером до 30×10 см и весом до 6 кг из микроклин-альбитовой породы («сиенитового аплита») Онтарио.

Циркон относительно устойчив к эрозии и является обычным акцессорным минералом многих осадочных пород, часто претерпевших несколько циклов выветривания и седиментации. Этот минерал во многих случаях используется для корреляции песчаников по содержанию тяжелых минералов; характерные особенности цирконов из одного горизонта (цвет, зональность, габитус или включения) позволяют отличать их от цирконов из другого горизонта. Типичные формы зерен циркона из песков и гравия приведены Хаттоном (Hutton, 1950). Методы концентрации и детального изучения осадочных цирконов рассмотрены Полдерваартом (Poldervaart, 1955). Последний пришел к выводу, что хотя циркон и является устойчивым минералом, он может корродироваться щелочными растворами, позволяющими комплексным ионам циркония абсорбироваться, например, на водных окислах трехвалентного железа. В метаморфических породах циркон встречается реже, но может даже присутствовать в ортогнейсах, испытавших региональный метаморфизм. Цирконы из термального ареола метаморфизованных осадочных пород изучались Таубенек (Taubenек, 1957), по мнению которого, при метаморфизме ниже пироксен-роговообманковой фации цирконы не претерпевают никаких изменений, но цирконы в глинистых породах пироксен-роговообманковой фации обнаруживают явления роста, что объясняет наличие постепенных переходов от округлых зерен к идиоморфным кристаллам. Таубенек показал возможность отличия идиоморфных цирконов из гранитизированных пород от идиоморфных

цирконов магматических гранитов. В гранитизированных породах кристаллы циркона имеют более простой габитус и большее удлинение; в этих породах отмечается более сильное колебание размеров кристаллов, величины удлинения и количества кристаллов.

ЛИТЕРАТУРА

- Anderson B. W., 1941. The three zircons, *Gemmologist*, 10, 56.
- Bauer A., 1939. Untersuchungen zur Kenntnis der spezifisch leichten Zirkone, *Neues Jahrb., Min., Abt., A., Bl.*— Bd. 75, 159.
- Berman J., 1955. Identification of metamict minerals by X-ray diffraction, *Am. Mineral.*, 40, 805.
- Binks W., 1926. The crystalline state of zircon, *Mineral. Mag.*, 21, 176.
- Bragg W. L., 1937. Atomic structure of minerals, *Cornell Univ. Press*.
- Brauns R., 1907. Lichtschein bei Granat, Zircon und Saphir, *Neues Jahrb. Min.*, 1, 13.
- Chen Pei-Yuan, 1953. Heavy mineral deposits of Western Taiwan, *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, No. 4, 13 (M. A. 12—282).
- Chudoba K., Stackelberg M. V., 1936. Dichte und Struktur des Zirkons, *Zeit. Krist.*, 95, 230.
- Dennen W. H., Shields R., 1956. Yttria in zircon, *Am. Mineral.*, 41, 655.
- Déville H. S. C., Caron H., 1858. New method of synthesis of crystals of various substances, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 46, 764.
- Ellsworth H. V., 1932. Rare elements in Canada, *Dept. of Mines, Geol. Surv., Econ. Geol. Ser.*, 11, 1.
- Eppler W. F., 1927. Ueber das optische Verhalten, die Dichte und Zustandsänderungen des Zirkons, *Neues Jahrb., Min., Abt., A., Bl.*— Bd. 55, 401.
- Fron del C., 1953. Hydroxyl substitution in thorite and zircon, *Am. Mineral.*, 38, 1007.
- Fron del C., Collette R. L., 1957. Hydrothermal synthesis of zircon, thorite and huttonite, *Am. Mineral.*, 42, 759.
- Guimarães D., 1948. The zirconium ore deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil, and zirconium geochemistry, *Estado de Minas Gerais, Inst. de Tech. Industr.*, No. 6, 41.
- Hasegawa S., 1957. Chemical studies of allanites and their associated minerals from the pegmatites in the northern part of the Abukuma massif, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, 5, 345.
- Hassel O., 1926. Die Kristallstruktur einiger Verbindungen von der Zusammensetzung MO_4 — I. Zirkon ZrSiO_4 , *Zeit. Krist.*, 63, 247.
- Hata S., 1938. Xenotime and a variety of zircon from Iisaka, *Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Research, Tokyo*, 34, 619 (M. A. 7—264).
- Holland H. D., Gottfried D., 1955. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon, *Acta Cryst.*, 8, 291.
- Huang W. T., 1958. Zircons in the Precambrian igneous rocks, Wichita Mountains, Oklahoma, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 1589 (abstract).
- Hurley P. M., Fairbairn H. W., 1953. Radiation damage in zircon: a possible age method, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, 659.
- Hurley P. M., Fairbairn H. W., 1957. Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote, and monazite in granitic rocks, *Trans. Am. Geophys. Union*, 38, 939.
- Hutton C. O., 1950. Studies of heavy detrital minerals, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 635.
- Jakob J., 1937. Über die Anwesenheit von reduziertem Zirkonium in den Zirkonen, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 17, 154.

- Kimura K., Hironaka Y., 1936. Chemical investigations of Japanese minerals containing rare elements XXIII On yamagutilite, a phosphorus bearing variety of zircon, found at Yamaguti village, Nagano Prefecture, Journ. Chem. Soc. Japan, 57, 1195 (M. A. 7—263).
- Костылева Е. Е., 1946. О метамиктном распаде минералов группы циркона. В книге «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», М.—Л., 27—35.
- Krstanović I. R., 1958. Redetermination of the oxygen parameters in zircon ($ZrSiO_4$), Acta Cryst., 11, 896.
- Kulp J. L., Volchok H. L., Holland H. D., 1952. Age from metamict minerals, Am. Mineral., 37, 709.
- Lacroix A., 1937. La nature du gisement de zircon du Mont Ampanobe à Madagascar, Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 205, 1333.
- Larsen E. S., Jr., Keevil N. B., Harrison H. C., 1952. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals, Bull. Geol. Soc. Am., 63, 1045.
- Larsen E. S., Waring C. L., Berman J., 1953. Zoned zircon from Oklahoma, Am. Mineral., 38, 1118.
- Larsen L. H., Poldervaart A., 1957. Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin, Mineral. Mag., 31, 544.
- Leverenz H. W., 1950. Luminescence of solids, New York.
- Levinson A. A., Borup R. A., 1959. High hafnium zircon from Norway, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1638 (abstract).
- Machatschki F., 1941. Zur Frage der Stabilität des Zirkongitters, Centralblatt Min., Abt. A, 38.
- Masutomi K., Higami T., 1944. Sci. Earth Crust, 1, 435 (Quoted from Harada Z., 1948. Chemical analyses of Japanese minerals (II), Journ. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. 4, 7, 175).
- Morgan J. H., Auer M. L., 1941. Optical, spectrographic and radioactive studies of zircon, Am. Journ. Sci., 239, 305.
- Mumpton F. A., Roy R., 1957. Experimental study of the zircon-thorite group, Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1772 (abstract).
- Murthy M. V. N., 1958. On the crystallization of accessory zircon in granitic rocks of magmatic origin, Canadian Min., 6, 260.
- Norton D. A., 1957. X-ray fluorescence as applied to cyrtolite, Am. Mineral., 42, 492.
- Palache C., Ellsworth H. V., 1928. Zircon from North Burgess, Ontario, Am. Mineral., 13, 384.
- Parsons A. L., 1931. The mode of occurrence of the giant zircons from Brudenell township, Ontario, Univ. Toronto Stud., Geol. Ser., No. 30, 21.
- Poldervaart A., 1955. Zircon in rocks, I, Sedimentary rocks, Am. Journ. Sci., 253, 433.
- Poldervaart A., 1956. Zircon in rocks, 2, Igneous rocks, Am. Journ. Sci., 254, 521.
- Poldervaart A., Eckelmann F. D., 1955. Growth phenomena in zircon of autochthonous granites, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 947.
- Rankama K., Sahama Th. G., 1950. Geochemistry, Chicago.
- Руденко С. А., 1957. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мармуриолите, Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 86, вып. 4, 454—458.
- Stackelberg M. v., Rottenbach E., 1940. Dichte und Struktur des Zirkons, IV, Die Ursache der Isotropisierung des Zirkons, Zeit. Krist., 102, 207.
- Stevanović S., 1903. Ueber einige Kupfererze und Beiträge zur Kenntniss der Zirkongruppe, Zeit. Krist., 37, 235.

- Tanbäck W. H., 1957. Zircon in the metamorphic aureole of the Bald Mountain batholith, Elkhorn Mountains, north-eastern Oregon, Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1803 (abstract).
- Tilton G. R., Davis G. L., Wetherill G. W., Aldrich L. T., 1957. Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites, Trans. Am. Geophys. Union, 38, 360.
- Tomita T., 1954. Geologic significance of the color of zircon and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D, 4, 135.
- Tomita T., Karakida Y., 1954. Effects of heat on the color and structure of hyacinth from Mamutu, Formosa, Japanese Journ. Geol. Geogr., 25, 145.
- Вахрушев В. А., 1956. О растворении циркона в изверженных горных породах, Докл. АН СССР, 100, № 3, 601—603.
- Ueda T., 1956. On the biaxialization of zircon, Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B, 23, 297.
- Vegard L., 1926. Results of crystal analysis, Phil. Mag., ser. 7, 1, 1151.
- Wilcox R., 1936. An occurrence of large zircon needles in a basic pegmatite, Am. Mineral., 21, 459.
- Wyckoff R. W. G., Hendricks S. R., 1927. Die Kristallstruktur von Zirkon und die Kriterien für spezielle Lagen in tetragonalen Raumgruppen, Zeit. Krist., 66, 73.

Сфен



МОНОКЛИНИНЫЙ (+)

Np 1,843—1,950
Nm 1,870—2,034
Ng 1,943—2,110
Ng—Np 0,100—0,192
+ 2V
Ng: $\alpha=51^\circ$; пл.о.о. (010)
Дисперсия
Уд. в.
Тв.
Спайность
Двойникование

1,843—1,950
1,870—2,034
1,943—2,110
0,100—0,192
17—40°
 $r > v$, сильная
3,45—3,55
5
По {110} хорошая
Простые двойники с
плоскостью сра-
стания {100}; из-
редка полисинте-
тические по {221}

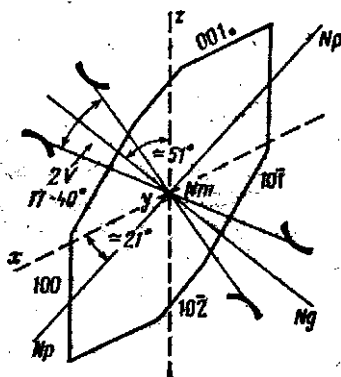
Цвет Бесцветный, желтый, зеленый, бурый или черный;
в шлифах бесцветный, желтый или чаще всего
бурый
Плеохроизм Окрашенные разновидности могут несколько плео-
хромовать, например, по Np—бледно-желтый,
по Nm—буровато-желтый, по Ng—оранжево-бу-
рый

Элементарная ячейка a 6,56, b 8,72, c 7,44 Å, β 119°43'
 $Z=4$. Пространственная группа $C2/c$
Разлагается в H_2SO_4

Сфен широко распространен в магматических и метаморфических породах. Он преимущественно является акцессорным минералом, но изредка играет роль породообразующего минерала, сильно обогащающего породу. Свое название он получил от греческого *sphenos*, что означает клин, в связи с характерными для него поперечными сечениями подобной формы (название «титанит» применяется для обозначения темно-бурых или черных разновидностей сфена).

Структура

Кристаллическая структура сфена впервые была изучена Захариа-
енем (Zachariasen, 1930), который показал, что этот минерал состоит
из независимых кремнекислородных тетраэдров (фиг. 24) и групп $[\text{CaO}_7]$
и $[\text{TiO}_6]$. Двенадцать атомов кислорода элементарной ячейки занимают
в структуре три различные позиции: в первом из этих положений атомы
кислорода (O_1) не связаны с группами SiO_4 и, вероятно, могут замещаться



группой (ОН, F). Многогранники, окружающие катионы трех различных видов, имеют только общие ребра и вершины, но не грани. Таким образом, у тетраэдров SiO_4 одно ребро одновременно принадлежит и многогранникам CaO_7 , а октаэдры TiO_6 имеют четыре общих ребра с многогранниками CaO_7 . Сахама (Sahama, 1946) показал, что замещение $\text{O} \rightleftharpoons (\text{OH}, \text{F})$ в структуре сфена приводит к лучшему удовлетворению правила электростатической нейтральности Паулинга, хотя при этом в некоторой степени сохраняется дефектность структуры. Предположение о присутствии в сфене группы (O, OH, F) было также высказано Моргантом (Morgante, 1943); данные химических анализов подтверждают это положение.

Химизм

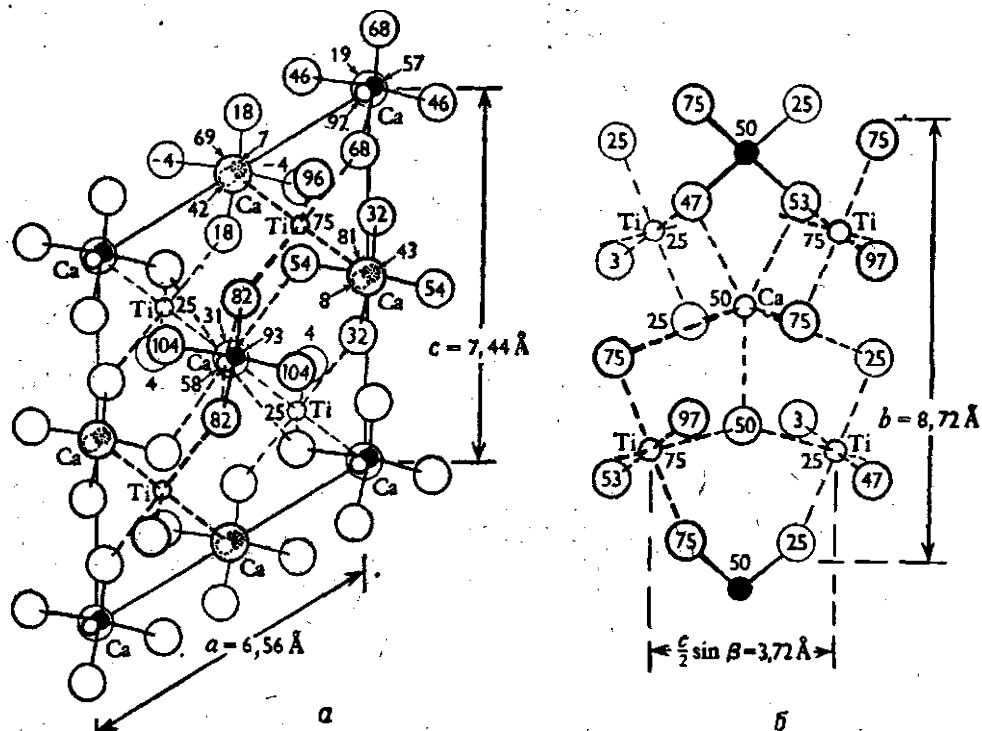
Анализы сфена приводятся в табл. 12, где количества атомов пересчитаны на 20 (O, OH, F) в элементарной ячейке. Кальций может частично замещаться стронцием и барием или редкими землями и торием, причем более высокая валентность последнего уравнивается вхождением трехвалентного железа и алюминия в позиции титана. Кейльгаут (итританит) представляет собой редкоземельную разновидность минерала с содержанием (Y, Ce) $_2\text{O}_3$ до 12%. Редкие земли определялись в сфене Сахамой и Вэхэталом (Sahama, Vähätalo, 1941), а разновидность минерала, несколько обогащенная церием и иттрием, была описана Моргантом (Morgante, 1943) (см. табл. 12, анал. 4). Торий присутствует в образце сфена, анализ которого приведен в табл. 12 (анал. 7). Ларсен и Кивил (Larsen, Keevil, 1942) показали, что для сфена вообще довольно характерна радиоактивность; было изучено также содержание гелия в этом минерале (Keevil, et al., 1944). Гротит представляет собой разновидность сфена с относительно высоким содержанием Al и Fe^{+3} , в которой редкие земли присутствуют в сравнительно небольших количествах или отсутствуют совершенно. Группа титана может частично замещаться атомами Sn, Nb и Ta с возможным компенсационным вхождением в решетку Na, замещающего Ca. Рамдор (Ramdohr, 1935) описал в ассоциации с касситеритом разновидность сфена, содержащую 10% Sn. Значительные количества ниобия, тантала и ванадия в сфене были отмечены Сахамой (Sahama, 1946) (см. табл. 12, анал. 1 и 8), а ассоциация ниобия с титаном в сфене описана Флешером с соавторами (Fleischer et al., 1952). Позиции Fe^{+2} и Mg в структуре сфена недостаточно ясны, хотя, исходя из величин ионных радиусов, можно полагать, что эти элементы замещают Ti, тогда как Mn замещает Ca. В большинстве анализов сфена обнаруживаются ощутимые количества конституционной воды, часто также присутствует фтор. Кроме того, Сахама (Sahama, 1946) отмечал присутствие хлора (0,01%) в светло-желтом сфене с Урала. Яффе (Jaffe, 1947) спектрометрическими определениями доказал присутствие фтора в образцах сфена из 15 районов. Этот исследователь также отмечал хромсодержащий (0,3—0,8% Cr_2O_3) сфен, ассоциирующий с уваровитом в латите из Калифорнии. Белланка (Bellanca, 1942), Моргант (Morgante, 1943) и Сахама (Sahama, 1946) предполагали присутствие в сфене группы (O, OH, F), вероятно, занимающей в структуре частично позиции атомов O, которые замещаются OH, F, а иногда также Cl. Полный обзор химизма и классификация минералов группы сфена даны Сахамой (Sahama, 1946), который предположил существование следующих изоморфных групп элементов:

Кальцевая: Na, редкие земли, Mn, Sr, (Ba)

Титановая: Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Nb, (Ta), V, (Cr)

Кислородная: OH, F, (Cl)

Сфен был получен искусственно при сплавлении составляющих его окислов. Применивший эту методику Смоленский (Smolensky, 1912) определил точку плавления этого минерала при 1221° С. Однако позднее, при частном исследовании системы CaO — SiO₂ — TiO₂, было установлено конгруэнтное плавление сфена при температуре 1382° С (Iwasé, Fukushima,



Ф И Г. 21.

а — структура сфена в проекции на плоскость (010); б — участок структуры сфена вокруг оси второго порядка; проекция на плоскость, нормальную х. Показана координация атомов Ca и Ti (Bragg, 1937).

1932). Принс (Prince, 1943) исследовал систему CaAl₂Si₂O₈ (анортит) — NaAlSi₃O₈ (альбит) — CaTiSiO₅ (сфен), причем в частной системе CaAl₂Si₂O₈ — CaTiSiO₅ при температуре 1301° С была найдена эвтектика с 63% сфена. Принс также экспериментально определил диаграмму состояния четверной системы CaAl₂Si₂O₈ (анортит) — NaAlSi₃O₈ (альбит) — CaMgSi₂O₈ (диопсид) — CaTiSiO₅ (сфен).

При изменении сфен переходит в анатаз (октаэдрит), с которым часто ассоциирует кварц (Rough, 1934), или изредка в рутил (Lacroix, 1915). Образующееся за счет сфена желтое волокнистое и землистое вещество, получившее название «ксантитан», одно время рассматривалось как водный титанат алюминия. Однако анализ ксантитана, ассоциирующего со сфеном в ортитовых жилах, секущих граниты на Западном Алтае (Пилипенко, 1915), показал, что он очень обогащен TiO₂ (62,78%) и содержит относительно небольшое количество Al₂O₃ (7,34%), а более поздними исследо-

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СФЕНА

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	30,44	30,03	31,27	29,32	28,45	30,59	30,35	30,32
TiO ₂	39,66	40,16	40,43	35,26	36,30	35,16	35,44	33,70
ZrO ₂	0,11	0,02	—	Сл.	—	—	—	0,06
Nb ₂ O ₅	0,34	—	—	—	—	—	—	0,69
Ta ₂ O ₅	0,04	—	—	—	—	—	—	0,03
V ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—	—	—	0,03
Редкие	0,37	—	—	4,51	—	—	1,06	0,30
земля								
Al ₂ O ₃	0,00	1,65	—	1,02	3,14	3,53	2,15	4,44
Fe ₂ O ₃	0,00	—	0,35	1,34	2,70	1,23	2,50	0,00
FeO	0,14	—	0,84	1,05	0,70	0,36	—	0,20
MnO	0,05	—	0,05	0,03	0,03	0,04	0,25	0,01
MgO	0,00	—	0,08	0,36	0,75	0,11	0,10	0,16
CaO	27,20	28,46	26,72	25,72	27,20	28,10	26,46	28,40
BaO	0,005	—	—	0,04	—	—	-0,00	0,003
Na ₂ O	0,37	—	—	0,14	0,02	—	0,02	0,16
K ₂ O	0,00	—	—	0,07	0,07	—	0,67	0,00
F	0,61	—	—	—	0,00	0,00	0,93	1,40
H ₂ O ⁺	0,56	—	0,51	0,64	0,83	0,22	0,54	0,54
H ₂ O ⁻	0,08	—	—	0,18	0,63	—	0,17	0,18
O=F	«100,26» 0,28	100,32	100,25	99,74	100,22	99,34	100,38 0,28	«100,71» 0,59
Сум- ма	100,00	100,32	100,25	99,74	100,22	99,34	100,40	100,02
Np	1,94	—	—	1,90	—	1,875	1,942	1,84
Nm	—	—	—	—	—	1,899	1,917	—
Ng	2,095	—	—	2,04	—	1,992	2,08	1,975
+2V	23°	55,5°	—	(2E 69—71°)	39°	—	36°	38°

№: 2	53°	51°	—	35—36°	39°—	—	—	50°
Уд. в.	3,54	3,462	3,504	3,55	3,488	—	3,54	3,52

Количества ионов в пересчете на 20 (O, OH, F)

Si	4,04	3,902	4,00	4,036	3,931	4,00	3,700	4,00	3,998	4,00	3,936	4,00	3,902	4,00
Al	—	0,253	—	—	0,161	—	0,482	—	0,544	—	0,329	—	0,674	—
Fe ⁺³	—	—	—	0,034	0,136	—	0,264	—	0,121	—	0,245	—	—	—
Mg	—	—	—	0,016	0,072	—	0,145	—	0,021	—	0,020	—	0,031	—
Ti	3,960	3,925	4,08	3,925	3,555	2,97	3,550	4,21	3,458	4,18	3,457	—	3,262	—
Nb	0,024	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,040	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—
V	0,009	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,008	—
Fe ⁺²	0,016	—	—	0,091	0,118	—	0,076	—	0,039	—	—	—	0,022	—
Zr	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,004	—
Mn	0,008	—	—	0,005	0,003	—	0,003	—	0,005	—	0,027	—	0,001	—
Na	0,096	—	—	—	0,036	—	0,005	—	—	—	—	—	0,040	—
T	0,016	—	—	—	0,257	4,016	—	—	—	—	0,027	3,748	0,016	—
Ca	3,904 ^a	3,963	—	3,696	3,695	—	3,790	3,81	3,936	—	3,677	—	3,916	—
K	—	—	—	—	0,012	—	0,011	—	—	—	0,003	—	—	—
F	0,256	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,274	—	0,569	—
OH	0,496	—	—	0,439	0,575	—	0,720	—	0,192	—	0,804	1,08	0,464	1,03

1. Светлый красновато-бурый сфен из нефелинового сиенита, Кольский полуостров, СССР (Sahama, 1946). Аналитик О. фон Кнорринг. (Кроме того, в анализе SrO 0,32; содержание редких земель: La_2O_3 0,04; Ce_2O_3 0,12; Pr_2O_3 0,02; Nd_2O_3 0,08; Sm_2O_3 0,02; Gd_2O_3 0,02; Dy_2O_3 < 0,01; Er_2O_3 < 0,01; Y_2O_3 0,05.)
2. Почти бесцветный сфен, Исерния, Кампобассо, Италия (Bellanca, 1942). Концентрационно установлены следы Mg, Y, Ce.)
3. Желтый сфен из амфиболита, Марковит, близ Каслова, СССР (Konta, 1949).
4. Черный сфен (красный в тонких осколках) из перматита, Кваспесце, к северо-западу от Харара, Абиссиния (Morgante, 1943). (Кроме того, в анализе Fe_2O_3 0,06; содержание редких земель: Ce_2O_3 2,98; Y_2O_3 1,58.)
5. Бурый гродит из дайки родиягита, Настоки, Хиндубагх, Пакистан (Biglami, Howie, 1960). Аналитик Р. А. Хауи.
6. Темно-бурый сфен из скарнов в гнейсе, Амердлон-Фьорд, Холштейнсберг, западная Гренландия (Pauly, 1948). Аналитик А. Х. Нилсен.
7. Сфен из пляжного песка, залива Уайнуи, О. З. Нельсон, Новая Зеландия (Hutton, 1950). Аналитик Ф. Т. Сили. (Кроме того, в анализе ThO_2 0,28; содержание редких земель: Ce_2O_3 0,03; La_2O_3 0,85; Y_2O_3 0,18.)
8. Интенсивно бурый гродит из метаморфизованного известняка, Параннем, Фиджи (Sahama, 1946). Аналитик О. фон Кнорринг. (Кроме того, в анализе Cr_2O_3 0,02; SrO 0,05; содержание редких земель: La_2O_3 0,02; Ce_2O_3 0,06; Pr_2O_3 0,01; Nd_2O_3 0,07; Sm_2O_3 0,02; Gd_2O_3 0,02; Dy_2O_3 0,02; Er_2O_3 < 0,01; Yb_2O_3 < 0,01; Y_2O_3 < 0,06.)

- а В том числе Sr 0,024.
- б В том числе Ba 0,002 (содержание редких земель: Ce 0,147; Y 0,110).
- в В том числе Th 0,008 (содержание редких земель: Ce 0,001; La 0,020; Y 0,003).
- г В том числе Cr 0,002.

ваниями Фронделя (см. Palache et al., 1944) по порошковым рентгенограммам была доказана идентичность ксантитана и анатаза. Точно так же Гони (Goni, 1957) показал, что желтоватый слабо радиоактивный ксантитан, образовавшийся при разложении сфена в гранодиорите, дает порошковую рентгенограмму анатаза; химический анализ этого материала обнаруживает 50,81 TiO_2 и 0,66 U_2O_3 .

Оптические и физические свойства

Направление острой биссектрисы Ng в сфене почти нормально к (102) и сечет спайность по призме под углом около 50° . Кроме очень резкой дисперсии угла оптических осей, наблюдается также слабая наклонная дисперсия, в связи с чем в сфене часто отсутствует полное погасание.

Данные для точной характеристики зависимости между оптическими свойствами и химическим составом пока отсутствуют, но известна общая тенденция к уменьшению показателей преломления и двупреломления и увеличению $2V$ с уменьшением содержания Ti. Так, в грититовых разновидностях сфена, содержащих Fe^{+3} и Al, обычно наблюдаются более низкие показатели преломления и более высокое значение $2V$. Дисперсия угла погасания Ng : z и угла оптических осей была определена Принсом (Prince, 1938) в темно-буром сфене. Соотношения между окраской и химическим составом сфена изучались Конта (Konta, 1949). В общем цвет этого минерала определяется содержанием железа, причем зеленые и желтые разновидности бедны Fe, тогда как бурые и черные могут содержать 1% или более Fe_2O_3 ; присутствие редких земель может обуславливать оранжевый оттенок сфена, который, однако, маскируется окраской, сообщаемой железом. Конта также предположил, что по окраске можно судить о температуре образования сфена. В гранитном массиве Бавено в ассоциации с алланитом, гадолинитом и ортоклазом были обнаружены мелкие голубые кристаллы сфена с плеохроизмом (по Np — бесцветный, по Ng — небесно-голубой) (Grill, 1937). Чаще встречающиеся желтые, бурые или темно-бурые разновидности сфена плеохроируют от зеленовато-желтых до оранжево-бурых цветов со схемой абсорбции $\text{Np} < \text{Nm} < \text{Ng}$, хотя часто плеохроизм выражен слабо.

Диагностические признаки

Для сфена очень характерны ромбические и клиновидные поперечные сечения кристаллов. От монацита сфен отличается очень сильным светопреломлением и двупреломлением, а также дисперсией, тогда как от касситерита — моноклинной сингонией. От бабделейта, ZrO_2 , он отличается более слабо выраженной спайностью и положительным оптическим знаком.

Парагенезис

Сфен — широко распространенный акцессорный минерал магматических пород, и во многих средних и кислых глубинных породах он является основным титансодержащим минералом. Реже встречается сфен в эффузивных породах; особенно много его в диоритах, сиенитах, гра-

нитах; он может обогащать нефелиновые сиениты. В габбро-пегматитах были обнаружены крупные гвоздично-коричневые кристаллы сфена (Mawson, 1916); в качестве частого аксессуора присутствует он и в более кислых пегматитах (табл. 12, anal. 4). В некоторых «пятнистых гранитах» (Osapp, 1923) наблюдаются округлые светлоокрашенные участки, в ядрах которых присутствуют хорошо образованные кристаллы сфена. Очевидно, пятна первоначально представляли собой включения основных пород. Такие пятна можно параллелизовать с орбикулярной (шаровой) текстурой многих гранитов. Почвенный слой, развившийся на гранодиорите в Калифорнии, содержит многочисленные кристаллы сфена размером до $1,2 \times 1,2 \times 2,5$ см (Webb, 1939). Очень распространен сфен и в нефелиновых сиенитах и связанных с ними породах Кольского полуострова (табл. 12, anal. 1), где он обнаружен в ассоциации с ильменитом в полевошпатово-эгириновых пегматитах (Герасимовский, 1936). Сфен из различных зон Хибинского массива нефелиновых сиенитов изучен Э. М. Бонштедт (1936), которая установила, что в фойяитах он имеет медово-желтую «золотистую» окраску, в хибинитах — светло-бурую, в урритах — темно-бурую, в апатитах — розовую и в контактовых зонах — желтую и розовую. В этом массиве присутствуют также сфеново-апатитовые породы (Святловский, Дитерихс, 1939). Известен сфен и в низкотемпературных жилах альпийского типа, где он может ассоциировать с адуляром, альбитом и эпидотом. В эффузивных породах он встречен в составе санидинитовых бомб (Stella, Starrabba, 1947) в ассоциации с гиперстеном, нефелином, санидином, биотитом и апатитом.

Среди метаморфических пород сфен встречается преимущественно в гнейсах и кристаллических сланцах, обогащенных железо-магнезиальными минералами. В качестве аксессуарного минерала он обычен во многих метаморфических парагенезисах. Отмечен сфен, например, в эгириновых гранулитах Глен-Луи, графство Абердин (McLachlan, 1951), где облик его кристаллов варьирует от бесцветных выделений типа пузырьков до сероватых таблечковидных кристаллов. В связанных с этой породой кварцево-альбитовых жилах в кристаллах сфена часто обнаруживаются красноватые пятна, которые, видимо, соответствуют первичным ядрам, обраставшим затем идиоморфными кристаллами. Крупные кристаллы сфена, ассоциирующие с фтор-апатитом, диопсидом и кальцитом, обнаружены на флогопитовых месторождениях в пироксенитах* (Ласгоиц, 1940); весьма часто присутствует сфен в мраморах и метаморфизованных известково-силикатных породах. Встречается он в скарнах с титан-авгитом, анальцитом и обогащенным натрием санидином, в участках пересечения известняка дайкой оливинового габбро в Камас — Мор, Мак (Tilley, 1947), а также хорошо известен в контактных зонах в известняках Парайнена на юго-западе Финляндии (табл. 12, anal. 8) и на горе Мансьё в Швеции (Eskertmann, 1922), где встречаются разновидности типа гротита. Сфен описан также в «скарновой» минеральной ассоциации в гнейсах гранулитовой метаморфической фации (табл. 12, anal. 6) и установлен в гранатизированном долерите, или родингите (Bilgrami, Howie, 1960).

В некоторых осадочных породах сфен встречается в виде редких обломочных зерен (табл. 12, anal. 7); в тех случаях, когда в осадочных породах его много, он может иметь аутигенное происхождение.

* Под пироксенитами в данном случае, по-видимому, подразумеваются не магматические, а метаморфические диопсидовые породы. — Прим. перев.

ЛИТЕРАТУРА

- Bellanca A., 1942. Sulla titanite di Isernia (Campobasso) e sulla costituzione chimica dell titaniti in genere, *Periodico Min. Roma*, 13, 209 (M. A. 9—216).
- Bilgrami S. A., Howie R. A., 1960. The mineralogy and petrology of a rodingite dyke Hindubagh, Pakistan, *Am. Mineral.*, 45, 791.
- Бонштедт Э. М., 1936. О сфене Хибинских тундр, *Зап. Ломоносов. инст. геохим., кристалл. и минер.* АН СССР, № 7, 49.
- Bragg W. L., 1937. Atomic structure of minerals, Cornell Univ. Press.
- Eckermann H. von, 1922. The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain, *Geol. För. Förb. Stockholm*, 44, 203.
- Fleischer M., Murata K. J., Fletcher J. D., Narten P. F., 1952. Geochemical association of niobium (columbium) and titanium and its geological and economic significance, *U. S. Geol. Surv., Circ.*, 225.
- Герасимовский В. И., 1936. О минералогии юго-восточной части Луларурта, *Зап. Ломоносов. инст. геохим., кристалл. и минер.* АН СССР, № 7, 5.
- Goni J., 1957. Sur un phénomène d'altération du sphène et les produits qui en résultent, *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 80, 199.
- Griffi E., 1937. Titanite, allanite e gadolinite isotropa del granito di Baveno, *Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Museo Civico, Milano*, 76, 384 (M. A. 7—115).
- Hutton C. O., 1950. Studies of heavy detrital minerals, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 635.
- Iwasé K., Fukushima M., 1932. Some experience with perowskite ($\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$) and titanite ($\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$), *Bull. Chem. Soc. Japan.*, 7, 91.
- Jaffe H. W., 1947. Reexamination of sphene (titanite), *Am. Mineral.*, 32, 637.
- Keevil N. B., Larsen E. S., Wank F. J., 1944. The distribution of helium and radioactivity in rocks, VI, The Ayer granite-migmatite at Chelmsford, Mass., *Am. Journ. Sci.*, 242, 345.
- Konta J., 1949. Les causes de différentes colorations de la titanite, *Rozprawy České Akad.*, 59, No. 18 (M. A. 11—284).
- Lacroix A., 1915. Sur la sphene malgache et sur ses pseudomorphes, *Bull. Soc. Franç. Min.*, 36, 21.
- Lacroix A., 1949. Les gisements de phlogopite de l'extrême sud de Madagascar, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 240, 273.
- Larsen E. S., Keevil N. B., 1942. The distribution of helium and radioactivity in rocks, III, Radioactivity and petrology of some Californian intrusives, *Am. Journ. Sci.*, 240, 204.
- Mawson D., 1916. Mineral notes, *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 40, 262 (M. A. 1—70).
- McLachlan G. R., 1951. The aegirine-granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire, *Mineral. Mag.*, 29, 476.
- Morgante S., 1943. La titanite a terre rare del granito pegmatitico di Quoscescer, *Periodico Min. Roma*, 14, 13 (M. A. 9—216).
- Osann A., 1923. Über Titanitfleckengranite, *Neues Jahrb. Min.*, 48, 223.
- Palache C., Berman H., Frondel C., 1944. Dana's system of mineralogy, seventh Edit. John Wiley, New York.
- Pauly H., 1948. Calcite and skarn minerals in the gneisses of the Holsteinsborg district, west Greenland, *Mødd. Dansk. Geol. För.*, 11, 328.
- Пишпенко П. П., 1915. Минералогия Западного Алтая, *Изв. Томск. ун-та*, № 62.
- Pough F. H., 1934. Octahedrite as an alteration product of titanite, *Am. Mineral.*, 19, 599.
- Prince A. T., 1938. A study of Canadian sphene, *Univ. Toronto Stud., Geol. Ser.*, No. 41, 59.

- Prince A. T., 1943. The system albite — anorthite — sphene, Journ. Geol., 51, 1.
- Ramdohr P., 1935. Ein Zinnvorkommen im Marmor bei Arandis, Deutsch Südwestafrika, Neues Jahrb. Min., Abt., A, 70, 1.
- Sahama T. H. G., 1946. On the chemistry of the mineral titanite, Bull. Comm. Géol. Finlande, 24, No. 138, 88.
- Sahama T. H. G., Vähätalo V., 1941. X-ray spectrographic study of the rare earths in some Finnish eruptive rocks and minerals, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 126, 50.
- Smolensky S., 1912. Schmelzversuche mit Bisilikaten und Titanaten, Zeits. Anorg. Chem., 73, 293.
- Stella, Starrabba F., 1947. Contributo allo studio dei minerali de Ustica, Not. di Min. Siciliana e Calabrese, Messina, No. 1, 5 (M. A. 10—409).
- Святловский А. Е., Дитерихс Ф. М., 1939. Материалы к изучению апатитовых месторождений Хибинских тундр, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Tilley C. E., 1947. The gabbro-limestone contact zone of Camas Mòr, Musk, Inverness-shire, Bull. Comm. Géol. Finlande, 24, No. 140, 97.
- Webb R. W., 1939. Large sphene crystals from San Jacinto Mountains, California, Am. Mineral., 24, 344.
- Zachariasen W. H., 1930. The crystal structure of titanite, Zeit. Krist., 73, 7

ГРУППА ГРАНАТА

КУБИЧЕСКИЕ

	N*	Уд. в.	a (Å)	Состав
Альмандин	1,830	4,318	11,526	$\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Андрадит	1,887	3,859	12,048	$\text{Ca}_3(\text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Гроссуляр	1,734	3,594	11,851	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Пироп	1,714	3,582	11,459	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Спессартин	1,800	4,190	11,621	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Уваровит	1,86**	3,90**	12,00	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Гидрогроссуляр	1,734—1,675	3,594—	11,85—	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{SiO}_4)_{1-m}$
		3,13	12,16	(OH) _{4m}
Дисперсия	Слабая			
Тв.	6—7,5			
Спайность	Отсутствует; иногда проявляется (?) отдельность по {110}; неясный раковистый излом			
Двойникование	В двупреломляющих разновидностях иногда видно сложное и секториальное двойникование			
Цвет	Красный, бурый, черпый, зеленый, желтый, розовый или белый; в шлифах бесцветный, розовый, желтый или коричневый			
Элементарная ячейка	Z=8. Пространственная группа Ia3d			

С трудом растворяются в HF. Гидрогроссуляр растворим в HCl или HNO₃

Минералы этой группы очень характерны для метаморфических пород, но встречаются также в некоторых магматических и осадочных породах; в последних они присутствуют в виде обломочных зерен. Группа подразделяется на перечисленные выше минеральные виды, которые являются конечными членами изоморфных серий. Гранаты, имеющие состав конечных членов, редки, и название их определяется преобладающим в них компонентом. Винчелл подразделяет гранаты на две серии — пиральспиты (пироп, альмандин, спессартин) и уграндиты (уваровит, гроссуляр, андрадит). В пределах этих серий отмечаются полные и непрерывные изменения состава, однако и между пиральспитами и уграндитами, видимо, имеется ограниченная смешимость.

Возможно, свое название гранат получил от латинского *granatus*, т. е. гранат, в связи с тем, что окраска минералов этой группы напоминает цвет мякоти плода граната. «Альмандин», — по-видимому, искаженное название, ведущее начало от местности Алабанда в Малой Азии, откуда поступали алабандовые карбункулы, или гранаты, из которых изготов-

* Гроссуляр, спессартин, андрадит и уваровит иногда обладают заметным двупреломлением.

** Только для уваровита светопреломление и удельный вес определены на природных образцах; для остальных гранатов имелись искусственные конечные члены.

для кабошоны, описанные Плинием. Андрадит получил свое название в честь изучившего и описавшего его португальского минералога Дж. Б. д'Анрада, тогда как уваровит назван в честь графа С. С. Уварова, одно время бывшего президентом Российской Академии наук. Некоторые разновидностиgrossуляра имеют бледно-зеленую окраску, и свое название этот минерал получил в связи с тем, что его цвет напоминает цвет крыжовника, ботаническое название которого *R. grossularia*. Название «пироп» произошло от греческого *purōpos*, пламенеподобный, в связи с характерной окраской и обликом этого минерала. Название «спессартин» ведет свое начало от местности Шпессарт в северо-западной Баварии.

Структура

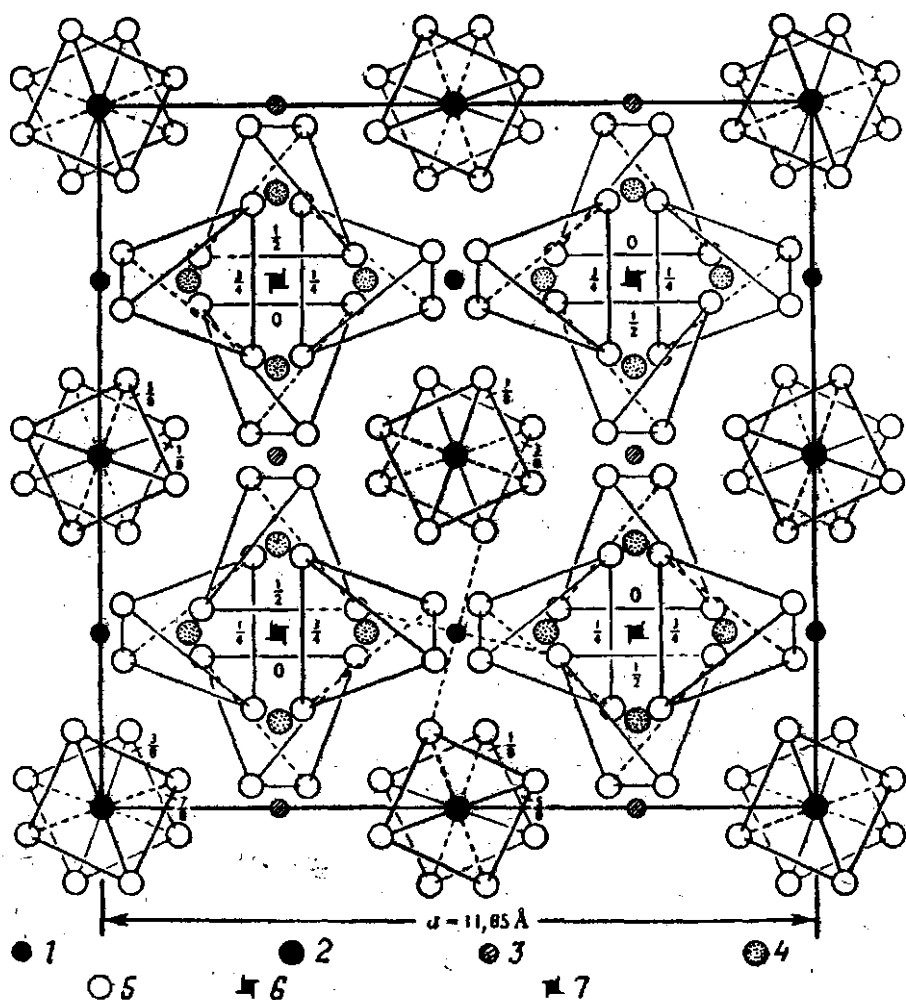
Впервые кристаллическая структура граната была исследована Менцером (Menzer, 1926, 1928), который показал, что элементарная ячейка этого минерала содержит восемь формульных единиц. Кремнекислородные тетраэдры в решетке граната образуют независимые группы, соединенные с октаэдрами трехвалентных ионов, тогда как двухвалентные ионы располагаются в пустотах Si — Al-каркаса, причем каждый двухвалентный ион окружен 8 атомами кислорода. Большие размеры элементарной ячейки затрудняют ее графическое изображение в деталях, тем не менее на примере grossуляра показано расположение атомов в структуре граната (фиг. 22). При дальнейшем уточнении структуры grossуляра Абрахамс и Геллер (Abrahams, Geller, 1958) строго определили координаты атомов кислорода и межатомные расстояния Si — O 1,64 Å, Al — O 1,95; Ca — O 2,33 и 2,49 (все $\pm 0,02$ Å). Эти авторы имели возможность сравнить искажение кислородных многогранников (фиг. 23) с неправильностями, выявленными ранее у синтетического иттриево-железистого граната (Geller, Gilleo, 1957). Они предсказали также, что уваровит, $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$, имеет октаэдры и тетраэдры более правильные, чем grossуляр, и что в андрадите, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, эти элементы структуры должны быть либо еще более правильными, чем в уваровите, либо два расстояния O — O в тетраэдрах здесь должны быть больше, чем остальные четыре. В связи с существованием разрыва составов между этой серией и серией пироп — альмандин — спессартин весьма желательно точное определение структуры пиральспитовых гранатов*.

Миясиро (Mijashiro, 1953) указывал, что ионы Fe^{+2} и Mg^{+2} обычно имеют шестерную координацию, и хотя структура гранатов, в которых эти ионы находятся в восьмерной координации, может обладать низкой стабильностью, с увеличением температуры образования эти относительно небольшие ионы, вероятно, могут легче приспособливаться к подобной структуре. Этот исследователь предположил также, что в серии пиральспитов четыре иона O из восьми, окружающих ион двухвалентного металла, располагаются несколько ближе к металлическому иону, что, возможно, увеличивает устойчивость пиральспитов.

Кристаллическая структура гидроgrossуляра весьма сходна со структурой grossуляра. Ребро элементарной ячейки гибшита, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2(\text{OH})_4\text{O}_8$, равно 12,16 Å (Pabst, 1937), и в ячейку этого минерала входит восемь молекул; пространственная группа гибшита $Ia3d$.

* В настоящее время это исследование уже проведено; см. А. Земанн, J. Zemann, 1961, Acta Cryst., 14, 835.

Длина ребра элементарной ячейки минералов группы граната широко используется как диагностический, легко устанавливаемый признак. Для определения этого параметра необходимо лишь измерить положения пиков α_1 и α_2 для трех сильных рентгеновских отражений 116, 120 и 128 в области

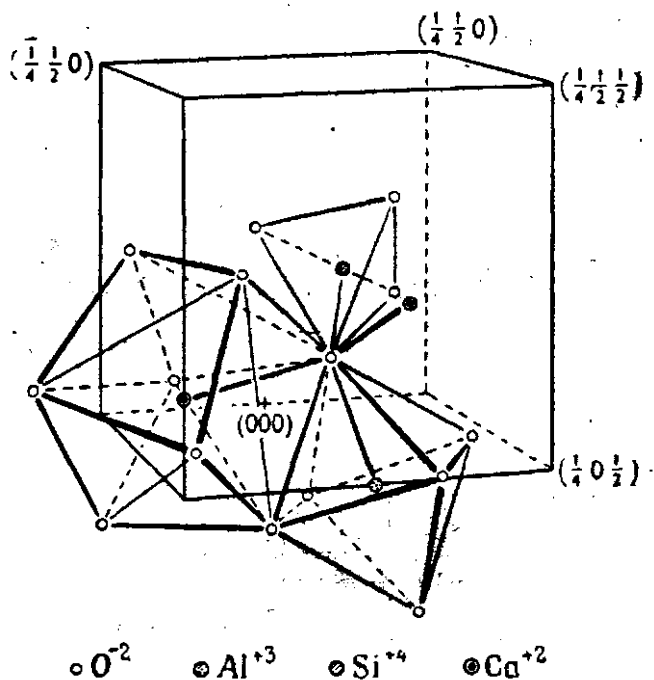


Фиг. Г. 22. Структура гроссуляра в проекции на плоскость (001) (Strunz, 1957).

1 — атомы Са, расположенные на расстоянии $a/2$ выше атомов Si; 2 — атомы Al на уровне $1/4$ и $3/4$; 3 — атомы Са, каждый из которых расположен на расстоянии $a/4$ выше Si; 4 — атомы Al на уровнях 0 и $1/2$; 5 — атомы кислорода; 6 — левая винтовая ось четвертого порядка; 7 — правая винтовая ось четвертого порядка.

больших углов рассеяния. Во вводной таблице величины a даны по результатам их измерений на синтетических образцах. Если принять, что ребро элементарной ячейки представляет собой аддитивную функцию относительных молекулярных количеств конечных членов группы граната, то можно вывести формулу, связывающую величину ребра ячейки с количествами и типами ионов металлов, присутствующих в гранате с произвольной химической формулой. Такая зависимость была выведена М. А. Гневушевым и его соавторами (1956; см. также Михеев, (1957). Для пиральспи-

тов принято, что радиус ионов R^{+2} колеблется от 0,780 до 0,823 кХ, средний радиус ионов R^{+3} равен 0,571 кХ, а ионов R^{+4} — 0,413 кХ; при этом $a = 10,629 + 1,560 R^{+2}$. Дляgrossуляра и андрадита средний радиус ионов R^{+2} принимается равным 1,01 кХ, а R^{+4} — 0,413 кХ; $a = 10,695 + 2,000 R^{+2}$.



Комбинированная форма уравнения, определяющего пять главных компонентов гранатов, имеет вид $a = 9,125 + 1,560 R^{+2} + 2,000 R^{+3}$; эта формула позволяет определять состав с точностью до 3—5%. Берто и Форра (Bertaut, Forrat, 1957) исследовали изменения размеров элементарной ячейки синтетических ферромагнитных гранатов, $A_3Fe_3O_{12}$, где A — атомы редких земель и иттрия, а также силикатных гранатов. Для естественных гранатов они вывели следующее уравнение: $a = 9,223 + 1,407 r(R^{+2}) + 1,694 r(R^{+3})$ Å, где $r(R^{+2})$ и $r(R^{+3})$ — ионные радиусы атомов в двухвалентных и трехвалентных положениях.

Химизм

Выше было перечислено шесть нормальных видов гранатов, однако необходимо дополнительно рассмотреть теоретически возможные шестнадцать их видов, образуемых комбинациями двухвалентных металлов (Ca, Mg, Fe и Mn) с четырьмя ионами трехвалентных металлов (Al, Fe, Mn и Cr). Было описано несколько малораспространенных комбинаций в составе гранатов и выделялись различные редкие разновидности гранатов; скиагит, ханлеит, блитит и т. д., однако химизм этих минералов недостаточно изучен. В марганцевых рудах Юго-Западной Африки описаны гранаты, особенно богатые Mn и Fe (Vermaas, 1952); для двух их

анализов, которые обнаруживают очень незначительное содержание Al_2O_3 , указывалось присутствие компонента $3\text{MnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ (кальдерит).

Химический анализ минералов группы граната в целом, и особенно членов серии пиральспитов, осуществить очень трудно. Прежде всего следует помнить о затруднениях, связанных с полным удалением из анализируемого материала мельчайших включений кварца, силиманита, окислов железа и т. д., очень часто присутствующих в гранатах; необходимо также учитывать возможность ошибки при определении содержания FeO , а в гранатах, обогащенных шпессартиновой составляющей, — относительную трудность точного определения больших количеств MnO . В частности, не исключена возможность занижения содержания FeO в связи с неполным разложением анализируемого материала. Если при этом используется модифицированный метод Пратта, необходимо особенно тщательное измельчение материала (маловероятно, чтобы окисление поддавалось оценке при нормальной процедуре) и слабое кипячение, в четыре раза более продолжительное, чем обычно. Во всех случаях рекомендуются повторные определения.

В структуре граната возможны замещения некоторого количества атомов кремния фосфором или титаном, хотя последний может также замещать алюминий. В гидрогранатах происходит замещение SiO_2 группой $2\text{H}_2\text{O}$, причем положения Si в структуре остаются незанятыми. В виде следов часто отмечается иттрий, однако Яффе (Jaffe, 1951) показал, что содержание этого элемента может превышать 2%. Y_2O_3 присутствует в марганцевистых гранатах пегматитов (табл. 18, анал. 5), причем имеет место замещение $\text{YAl} \rightleftharpoons \text{Mn}^{+3}\text{Si}$. С. Т. Бадаловым (1949) были получены кривые дифференциального нагревания марганец- и железосодержащих гранатов; при этом наблюдалось два экзотермических пика: пик при 500°C , обусловленный окислением железа, и пик при 850°C , связанный с окислением марганца. Ниже, в разделах, посвященных отдельным минералам группы, приводятся дополнительные сведения об их химизме и условиях их синтеза.

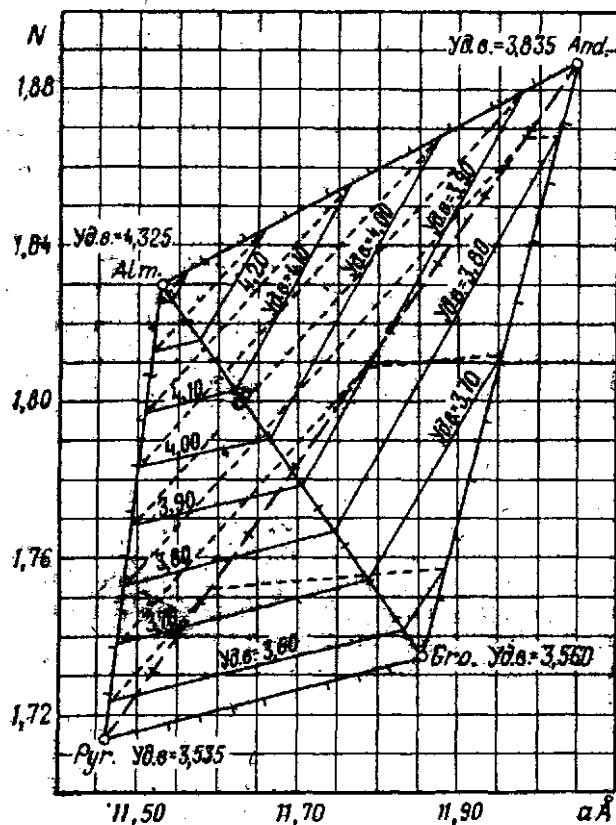
Оптические и физические свойства

Альмандин и пироп обычно изотропны, но шпессартин может быть слабо анизотропным. Более заметно проявляется анизотропия у гранатов уграндитовой серии, и хотя мельчайшие их кристаллы могут быть изотропны, для андрадита,grossуляра и уваровита в целом довольно характерно слабое двупреломление, причем у всех этих минералов обнаруживается серия сложных двойников, возникновение которых, вероятно, обусловлено внутренними напряжениями в кристаллах. Характер двойникования меняется, и часто наблюдаются секториальные двойники, состоящие из 12, 24 и 48 пирамид с общей вершиной в центре кристалла. Эти секторы могут быть слабо двусосными. В уграндитах иногда проявляется характерная зональность. Особенно типичны зональность и двойникование для анизотропных андрадитов некоторых контактно-метаморфических скарных месторождений. Хороший пример такого граната описан Кеннеди (Kennedy, 1953) для месторождения Джамбо, Аляска; здесь 2V андрадита достигал примерно 90° , а двупреломление — 0,005. Были предприняты попытки установить температуру кристаллизации андрадитов путем определения температуры исчезновения анизотропии при нагревании.

Зависимость между светопреломлением и другими физическими свойствами гранатов изучалась Фордом (Ford, 1915) и Флишером (Fisher,

1937), которые использовали ряд анализированных гранатов для установления по ним путем экстраполяции наиболее вероятных значений различных свойств их конечных членов. В большинстве случаев гранаты можно рассматривать как пятикомпонентные серии, состоящие из пяти конечных членов — альмандина, андрадита, гроссуляра, широна и спессартина, на которые обычно приходится более 99% состава образцов. Левин (Levin, 1949) описал метод идентификации гранатов, основанный на определении трех физических констант (удельного веса, показателя преломления и α), частичном химическом анализе (определение FeO или MnO) и на последующем выявлении общего состава при совместном решении пяти уравнений, при условии, что пятый фактор позволяет найти значения пяти неизвестных. Позже Скипнер (Skipner, 1956) определил физические свойства пяти чистых синтетических конечных членов гранатов. Используя эти данные, Срираматас (Sriramadas, 1957) построил восемь треугольных диаграмм, позволяющих находить состав граната в виде трех конечных компонентов по величине ребра ячейки и показателю преломления. В этих последних построениях удельный вес не использовался, так как он считается менее надежным фактором, чем величина ребра ячейки. В гранатах обычно присутствуют мелкие включения кварца или других минералов, в связи с чем такие сложные зерна имеют более низкий удельный вес. Однако при дроблении зерен с целью удаления включений нередко очень трудно точно определить удельный вес получающегося порошка. Хенрикс (Henriques, 1958) вывел регрессионное уравнение, в котором химический состав граната представляет собой функцию ребра ячейки и показателя преломления. Однако он пришел к заключению, что средняя ошибка, соответствующая коэффициентам регрессии, слишком велика и не позволяет определять химический состав граната достаточно точно по диаграммам и регрессионным уравнениям, основывающимся лишь на этих двух свойствах. Тем не менее Винчелл (Winchell, 1958) построил две диаграммы, на которых удельный вес нанесен в виде некоторых линий равного значения, причем показатель преломления и ребро ячейки берутся в качестве независимых переменных и откладываются по ординате и абсциссе, тогда как химические составы конечных молекул и удельный вес наносятся на диаграмму как функция этих двух переменных (фиг. 24 и 25). При помощи этих диаграмм можно определять составы в трех- или четырехкомпонентных системах. Так, если гранат неизвестного состава имеет α 11,550 Å, N 1,770 и уд. в. 3,880, его приблизительный состав можно определить по диаграмме фиг. 24 в пределах треугольника $\text{Pyg} - \text{Alm} - \text{Gro}$ как $\text{Pyg}_{55}\text{Alm}_{45}$ (путем проведения линии через вершину Gro и данную точку до пересечения основания $\text{Pyg} - \text{Alm}$ треугольника в точке $\text{Pyg}_{55}\text{Alm}_{45}$). С учетом того, что эта точка отвечает также 17% Gro , искомый состав будет $\text{Pyg}_{46}\text{Alm}_{37}\text{Gro}_{17}$. Линии равных удельных весов показывают, что удельный вес такого граната должен быть равен 3,894. Аналогичным образом с помощью фиг. 24 получаем, что гранат с такими же параметрами должен иметь состав $\text{Pyg}_{88}\text{Alm}_{34} + 13\% \text{And}$, т. е. $\text{Pyg}_{57}\text{Alm}_{30}\text{And}_{13}$; удельный вес этого граната будет равен 3,808. На фиг. 25 та же точка в координатах N и α отвечает составу граната $\text{Pyg}_{38}\text{Alm}_{9}\text{Sp}_{53}$ с удельным весом 3,950. Удельный вес исследуемого граната (3,880) располагается в точке 0,84, если разницу удельных весов от $\text{Pyg}_{57}\text{Alm}_{30}\text{And}_{13}$ до $\text{Pyg}_{46}\text{Alm}_{37}\text{Gro}_{17}$ принять за единицу. Таким образом, интерполируя на эту величину значение искомого состава граната (т. е. складывая 0,84 $\text{Pyg}_{46}\text{Alm}_{37}\text{Gro}_{17}$ и 0,16 $\text{Pyg}_{57}\text{Alm}_{30}\text{And}_{13}$), получаем $\text{Pyg}_{48}\text{Alm}_{38}\text{Gro}_{14}\text{And}_2$. Возможный альтернативный состав граната, выведенный по диаграмме фиг. 25, — $\text{Pyg}_{47}\text{Alm}_{20}\text{Sp}_{27}\text{And}_8$. Для

более уверенного и более полного определения состава граната необходимы дополнительные данные, например содержание MnO , FeO , особенности минеральной ассоциации (паратенезиса). Использование таких диаграмм основывается на допущении, что физические свойства представляют собой аддитивную функцию от молекулярных соотношений конечных членов и что, помимо пяти обычных конечных составляющих, в состав гранатов не входят в заметных количествах какие-либо новые компоненты. Цен (Zen, 1958) показал, что у веществ кубической сингонии аддитивные



Фиг. 24. Диаграмма для определения гранатов (Winchell, 1958).

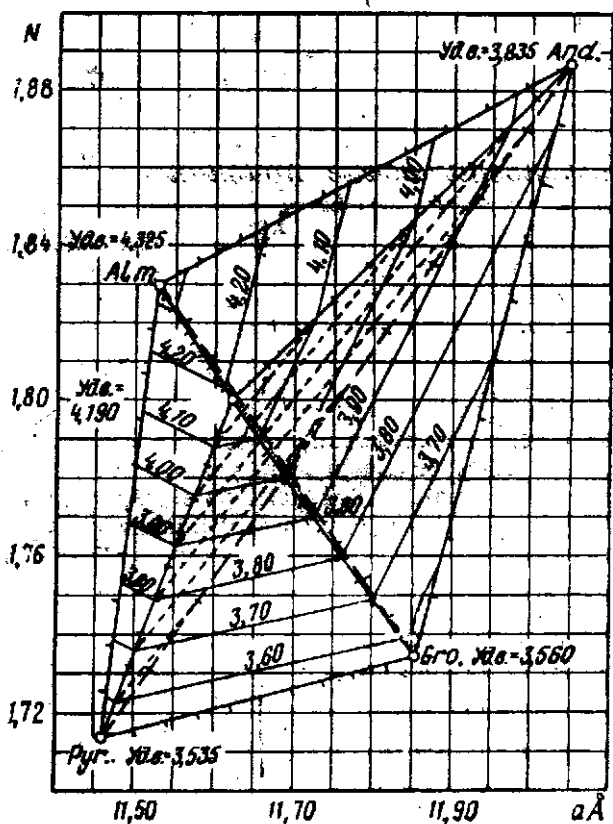
соотношения между a и составом выдерживаются в том случае, если чистые конечные члены слабо различаются по своим молекулярным объемам.

Для чистого уваровита из всех свойств определена лишь величина ребра ячейки. Значения, полученные путем экстраполяции констант, наблюдавшихся у естественного материала, несколько различны у Кнорринга (Knorring, 1951) и Френкеля (Frankel, 1959), причем последний автор для гранатов Бушвелда получил более высокие значения удельного веса и светопреломления. В настоящем справочнике для уваровита приняты следующие значения основных констант: a 12,00 Å; N 1,86; уд.в. 3,90.

Гидрогроссуляры в связи с присутствием в них группы $(OH)_4$, замещающей SiO_4 , обладают меньшим удельным весом и меньшим показателем преломления по сравнению с гроссуляром (искусственный конечный

член $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ имеет N 1,605, a 12,56 Å, уд. в. 2,52; Flint et al., 1941). Диаграммы зависимости состава и физических свойств в серии гидрат алюмината кальция —grossулар приводятся в работах Флинта с соавторами (Flint et al., 1941), Хаттона (Hutton, 1943) и Йодера (Yoder, 1950).

Показатели преломления пиропов из различных районов были определены Ежеком (Ježek, 1921), использовавшим для этого свет разной длины волны; пироп из Подседнице в Чехии имел N_{Li} 1,73885; N_{Na} 1,74436,



Ф и г. 25. Диаграмма для определения гранатов (Winchell, 1958).

N_{Ti} 1,74763 и $N_{\text{голуб}}$ 1,75968. В метаморфизованном известняке на контакте с гранодиоритом был установлен кризирующий андрадит с зональной полосчатостью по {110}, на которую накладывалось ельчатое полисинтетическое двойникование (Ingerson, Barksdales, 1943); эти полисинтетические двойники усиливали интенсивность полос кризирующей окраски при ширине двойниковых пластинок 0,04 мм. Изредка наблюдаемый в гранатах астеризм обусловлен мельчайшими включениями, описанными для альмандинов как асбестовидный пироксен (Brauns, 1907), ориентированный параллельно ребрам додекаэдра, или как роговая обманка (Gübelin, 1953, Erpfer, 1958, фиг. 15). Хотя считается, что красноватая окраска альмандина обычно обусловлена присутствием железа, Брун (Brun, 1930) пришел к выводу, что красный цвет этого минерала и характер спектра его абсорбции связаны с примесью окиси меди. Спектры абсорбции

альмандин, гроссуляра и пироп в видимой и почти инфракрасной части спектра были изучены Кларком (Clark, 1957), по мнению которого главные пики в сложных спектрах альмандина и пироба обусловлены Fe^{+2} и Fe^{+3} ; спектр гроссуляра заметно отличается от спектров этих двух минералов.

Термохимические данные для различных гранатов, в том числе линейное и объемное расширение, были получены Скиннером (Skinner, 1956). Объемное расширение андрадита, гроссуляра, пироба и спессартина при 800°C весьма близко, но оно отличается от расширения альмандина. Сжимаемость андрадита и пироба определена Бриджменом (Bridgman, 1928), а гроссуляра и альмандина — Адамсом и Гибсоном (Adams, Gibson, 1929); Рамачандра Рао (Ramachandra Rao, 1945) установил упругие константы семи железосодержащих гранатов.

Диагностические признаки

Для гранатов характерны высокий рельеф и изотропность или слабое двупреломление; при этом у двупреломляющих разновидностей часто наблюдается зональное строение кристаллов или секториальное двойникование. От шпинелей минералы этой группы отличаются обычно менее интенсивной окраской в шлифах и отсутствием спайности по $\{111\}$, иногда проявляющейся у шпинелей. Особенно трудно отличить от шпинелей розовые или красные гранаты. В общем шпинели имеют более низкие показатели преломления, не перекрывающие поля показателей преломления граната; исключения представляют редкие хромсодержащие шпинели (N до 1,734) и богатый магнием пироп (N 1,730). Кроме того, шпинели имеют меньший удельный вес. В дополнение к различиям в спектре абсорбции пироба и шпинели Андерсон (Anderson, 1959) также отмечал, что в ультрафиолетовом свете пироп инертен, тогда как шпинель флюоресцирует.

Отдельные минеральные виды в пределах группы граната можно различать по показателям преломления, удельному весу и размеру ребра ячейки; желательно одновременно проводить частичный химический анализ, например определение FeO и MnO . Показатель преломления гидрогроссуляра ниже, чем у безводных гранатов, тогда как ребро ячейки у него больше, чем у светлоокрашенных гранатов.

Парагенезис

Гранаты особенно характерны для многих очень различных метаморфических пород, но иногда встречаются в некоторых гранитах и пегматитах, а также в кислых эффузивных породах. В связи с устойчивостью к механическим и химическим воздействиям они часто присутствуют в обломочных осадочных породах, где чаще всего встречается альмандин, что связано с преобладанием этой разновидности гранатов в метаморфических (и магматических) породах. Более подробные данные о распространении гранатов приведены в разделах, посвященных описанию отдельных минеральных видов. В табл. 13 приведены средние количественные соотношения пяти главных компонентов граната, вычисленные Райтом (Wright, 1938).

Таблица 13

СРЕДНИЕ КОЛИЧЕСТВА ПЯТИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ ГРАНАТОВ
В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Тип породы	Альмандин	Андрадит	Гроссуляр	Пироп	Спессартин
Пегматиты	41,8	—	—	—	47,1
Граниты	56,8	—	—	—	36,0
Контактно-измененные силикатные породы	56,4	—	—	—	30,7
Биогитовые кристаллические сланцы	73,0	—	6,0	13,8	—
Амфиболовые кристаллические сланцы	53,6	—	20,7	20,3	—
Эклогиты	18,5	—	39,1	37,4	—
Кимберлиты и перидотиты	13,4	—	9,0	72,3	—
Различные основные породы	34,4	15,6	28,7	20,7	—
Известковистые контактные породы	—	40,8	51,5	—	—

Альмандин



Химизм

Альмандин — самый обычный конечный член группы граната. Альмандиновые гранаты серии пиральспитов обычно также содержат ощутимые количества пироповой и спессартиновой составляющих. В табл. 14 приведены химические анализы альмандинов, пересчитанные на 24 (O), а также на молекулярные проценты содержащихся в них конечных компонентов. Наиболее обогащенный железом гранат (анал. 1) содержит 81,5% альмандинового компонента. Отмечались гранаты, еще более обогащенные закисным железом; один из них с 95,7% альмандина был взят из того же района (Hisinger, 1817); Форд (Ford, 1915) описал альмандин с 36,69% FeO; однако ни в одном из этих случаев не определялось содержание Fe₂O₃. Олдермен (Alderman, 1935) описал альмандин из метаморфизованных зеленокаменных пород из Боталлак, Корнуолл, содержащий 38,54% FeO и лишенный Fe₂O₃. Приведенные в таблице анализы выбраны с таким расчетом, чтобы показать как различия в содержании альмандиновой составляющей, так и характер гранатов из различных парагенезисов. Эти анализы показывают, что отношение Si : R⁺³ : R⁺² в гранатах в общем хорошо соответствует теоретическому отношению 3 : 2 : 3. Несколько неясна пока позиция Ti в структуре; исходя из валентностей, можно полагать, что этот элемент замещает Si, хотя по величине ионного радиуса он скорее сопоставим с Al и Fe⁺³. В табл. 14 Ti помещен в группу R⁺³, так как в связи с небольшими его количествами трудно судить о его роли в структуре (см. раздел, посвященный андрадиту). Содержание элементов

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЬМАНДИНА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,39	36,96	36,56	36,59	37,33	37,23	38,03
TiO ₂	0,16	—	0,51	1,69	0,02	0,00	—
Al ₂ O ₃	20,72	20,65	21,07	22,42	20,96	20,86	22,05
Fe ₂ O ₃	0,83	0,70	0,47	0,04	0,68	1,33	0,88
FeO	36,37	34,90	33,51	32,11	30,58	29,67	29,17
MnO	0,86	2,45	1,81	1,42	2,19	7,90	1,57
MgO	3,85	3,17	3,97	5,41	1,25	2,00	6,49
CaO	0,41	1,81	1,61	0,54	7,05	1,31	1,90
Na ₂ O	—	—	—	—	0,03	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,00	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,57	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,03	0,13	—
Сумма	100,59	100,04	99,51	100,21	100,12	100,20	99,99
N	—	1,813	1,801	1,804	1,803	—	1,793
Уд. в.	4,235	4,22	4,12	4,09	4,13	4,000	4,08
α (Å)	11,250	11,541	—	—	11,003	—	11,529

Количество ионов в пересчете на 24 (O)

Si	5,089	5,907	5,896	5,776	6,004	6,035	5,951
Al	0,014	0,033	0,104	0,224	—	—	0,049
Al	3,896	3,897	3,898	3,944	3,962	3,947	4,019
Fe ³⁺	0,100	0,085	0,058	0,006	0,078	0,161	0,102
Ti	0,019	—	0,062	0,198	0,006	—	—
Mg	0,978	0,763	0,952	1,272	0,298	0,484	1,513
Fe ²⁺	4,870	4,632	4,518	4,236	4,118	4,027	3,818
Mn	0,117	0,335	0,248	0,180	0,300	1,001	0,203
Na	—	—	—	—	5,79	—	—
Ca	0,070	0,313	0,278	0,082	0,008	5,94	—
K	—	—	—	—	—	—	—

Молекулярные проценты конечных членов групп граната

Альмандин	81,5	78,7	75,4	73,1	69,3	70,2	65,4
Андрадит	1,2	2,1	2,9	1,8	2,1	4,0	2,7
Гроссуляр	—	3,1	1,7	—	18,5	—	2,5
Шарлотт	15,4	12,6	15,9	22,0	5,0	8,4	25,9
Спессартин	1,9	5,5	4,1	3,3	5,1	17,4	3,6

1. Альмандинитовый гранат из гранитово-хлоритовой породы, Фалу, Швеция (Möller, 1928). Анализатор М. Бекман.
2. Гранат из андезитового туфа, Крайла-Крегс, Намберленд (Olivier, 1936). Анализатор Р. Д. Оливер.
3. Гранат из слабо кремнеземистых доломитов, Спаркрайгс, Болланд, графство Абердин (Stewart, 1942). Анализатор Ф. Х. Стивенс.
4. Красный гранат из полосчатого гранат-биотитово-силиманитового гнейса, Кейрим, графство Абердин (Stewart, 1942). Анализатор Ф. Х. Стивенс.
5. Розовый алмазидовый гранат из широкосланцевого гнейза (средней чужеродности), Фостингсбергер, Барберг, Швеция (Howie, Subramaniam, 1957). Анализатор Р. А. Хаук.
6. Гранат из гранита, Чанкумал-Топ, Дартмур (Вятский), Нортумптон, 1932). Анализатор Ф. Х. Харрис.
7. Гранат из кварцево-биотитового гнейса, в 8 милях севернее Олвардс, горы Адирондак, Нью-Йорк (Bage, Bage, 1960). Анализатор К. В. Бэге.

Таблица 14 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЬМАНДИНА

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	38,02	37,26	38,04	36,38	39,60	38,26	39,50
TiO ₂	0,03	0,54	0,62	0,27	0,28	0,00	0,40
Al ₂ O ₃	21,02	20,12	19,83	19,42	22,45	19,93	21,53
Fe ₂ O ₃	1,98	2,60	2,42	1,08	0,62	4,87	1,05
FeO	28,12	25,18	23,68	22,23	22,77	20,40	20,91
MnO	0,64	0,92	0,81	18,42	1,58	0,04	0,66
MgO	7,87	2,96	3,23	0,82	11,05	3,94	7,85
CaO	2,25	9,83	11,00	0,56	1,70	12,02	8,34
Na ₂ O	0,11	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,01	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,09	—	—	—	0,12	—
H ₂ O ⁻	0,09	0,04	—	0,1	—	0,48	—
Сумма	100,14	99,54	99,80	99,28	100,09	100,03	100,00

N	1,706	1,795	1,801	—	1,775	1,787	1,773
Уд. в.	3,99	4,08	4,04	—	3,83	3,821	3,93
α (Å)	11,528	11,62	—	11,571	11,526	11,60	11,59

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

Si	5,936	5,936	5,999	5,969	5,996	5,996	5,932
Al	0,064	0,064	0,004	—	0,011	0,002	—
Al	3,706	3,715	3,689	3,796	3,992	3,881	3,875
Fe ²⁺	0,240	0,342	0,312	0,154	0,071	0,574	0,120
Ti	0,008	0,085	0,147	0,034	0,032	—	0,038
Mg	1,826	0,708	0,760	0,203	2,481	0,920	1,787
Fe ²⁺	3,670	3,256	3,125	3,083	2,880	2,674	2,670
Mn	0,084	0,124	0,109	2,588	0,202	0,005	0,084
Ka	0,036	—	—	—	—	—	—
Ca	0,374	0,678	1,380	0,100	0,275	2,049	1,385
K	0,002	—	—	—	—	—	—

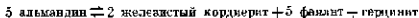
Молекулярные проценты полевых членов группы граната

Альмандин	61,2	57,3	53,4	51,6	49,3	47,6	45,2
Андродит	6,2	9,6	11,8	1,7	2,4	15,3	4,0
Гроссуляр	0,7	19,0	20,0	—	2,3	20,6	19,1
Пироп	30,5	12,0	13,0	3,4	42,6	16,4	80,3
Спессартин	1,4	2,1	1,8	43,3	3,4	0,1	1,4

- Роговой альмандиновый гранит из гранитоидного массива андезита (чароитован серия), Нальваран, Мадрид, Иония (Howie, Zuydamian, 1957). Аналитик Р. А. Хуи.
- Гранит из роговика, Джамини-Скул, штат Хандсберг, Калифорния (Borg, 1956). Аналитик У. Х. Хармон.
- Гранит из эвекрита, Доллаз Форт, Калифорния (Влох, 1958). Аналитик Т. У. Блокман.
- Альмандиново-спессартиновый гранит из массива в роголите, хребт Томас, Юта (Miyahiro, 1956). Аналитик Х. Хармон.
- Гранит из кварцито-гранитового массива, Ороfino, округ Канувер, Аризона (Петтис, 1959). Аналитик Л. Н. Хармон. (Примечание: в тексте P₂O₅ 0,04.)
- Гранит из глаукофанового кристаллического массива, устье Рашер-Ривер, округ Сонома, Калифорния (Petz, 1931).
- Гранит из гранат-шипово-роговооблаково-сидеритового массива, Макпорт, Гавай (Kronig, Kowale, 1958). Аналитик О. фон Кирхберг.

примесей в алмадине изучено Хаун и Субраманьяном (Howie, Subramaniam, 1957), а также Энгелами (Engel, Engel, 1960). Алмадин может переходить в хлорит, а также эпидот, амфибол и гематит или лимонит.

Хотя в течение многих лет все попытки получения искусственного алмадина были безуспешны, Кос (Coss, 1955) и Йодер (Yoder, 1955a) осуществили его синтез. Первый из этих исследователей установил, что при использовании в качестве исходных веществ каолина, Fe_2O_3 , SiO_2 и $\text{FeCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ наилучшие условия образования алмадина — давление 10 000 атм и температура 900° С. Йодер, производивший эксперимент со стеклом алмадинового состава и смесью двухводного щавелевокислого железа, $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ и кремнеземистого стекла, определил верхний предел термической устойчивости минерала при том же давлении. Йодер установил, что кривая монвариантного равновесия реакции



проходит через точки 1030° С—10 000 бар, 980° С—8000 бар, 930° С—6000 бар, 880° С—4000 бар и 830° С—2000 бар. Экстраполяция этой кривой свидетельствует, что при атмосферном давлении алмадин должен быть устойчив при температуре ниже 785° С. Реакция при давлении 10 000 бар приходила полностью за период менее двух часов, но скорость ее быстро падала при давлениях ниже 7000 бар и достигала нуля при 1000 бар.

Обычно алмадин имеет окраску от темно-красной до буровато-черной; известны просветляющие красные разновидности этого минерала. В шлифах он или бесцветен, или имеет розовато-красную окраску. Алмадин, как и все гранаты, обладает высокой кристаллизационной способностью и часто образует додекаэдрические и тетрагон-триоктаэдрические формы. Синтетические алмадины имеют светло-бурю окраску и в ряде случаев дают формы, свойственные природным кристаллам; реже встречаются кубы и октаэдры.

Парагенезис

Алмадин — типичный минерал гранатоводержащих кристаллических сланцев, образующихся при региональном метаморфизме глинистых пород; в связи с этим он используется в качестве минерала-индикатора в схеме региональной зональности прогрессивного метаморфизма пород подобного состава. Алмадин может образовываться за счет хлорита более низкой ступени метаморфизма, хотя, как указывал Тилли (Tilley, 1926a), в таких хлоритах отношение FeO/MgO не всегда благоприятно для образования алмадина подобным способом. На более высоких ступенях метаморфизма алмадин может возникать при разложении слюды с образованием граната и калиевого полевого шпата, а также за счет реакции стиролита с кварцем, сопровождающейся кристаллизацией граната и кшпита или силлиманита (Шаршар, 1952). Гранаты гранатово-слюдяных кристаллических сланцев Мойн западного графства Илверпесс представлены преимущественно алмадинами (Lambert, 1959), хотя содержаниеgrossularового компонента в них часто достигает 25%, а андрадитового — ничтожно. Характер изменения состава граната с нарастающей степенью регионального метаморфизма был изучен Миясиро (Miyashiro, 1953), а также Энгелами (Engel, Engel, 1960). Миясиро показал, что с увеличением степени метаморфизма содержание Fe^{2+} в гранате возрастает, а количество Mn уменьшается. Энгелы установили в гранатах комплекса паратейсов

Адирондака увеличение количества Mg, Cr и Ti с усилением степени метаморфизма, сопровождающееся параллельным уменьшением содержания Fe⁺² и Mn, а возможно и Fe⁺³. Увеличение отношения Mg : Fe в гранатах Адирондака с возрастанием степени метаморфизма предположительно связывается с перераспределением Mg и Fe между гранатами и сосуществующим с ними биотитом при повышенных температурах и давлениях (ср., однако, Miyashiro, 1956). Парагенезис гигантских гранатов (кристаллы от 10 см до 1 м в поперечнике) Адирондака рассматривался Шaubом (Shaub, 1949). В мигматитах Сатерленда Чарлу (Charlu, 1951) установил присутствие кристаллов граната диаметром до 10 см.

Для пород гранулитовой фации характерен алмадин или реже алмадин-пироп. В чарнокитовой серии алмадин встречается в эндробитовых, а также в более основных породах (табл. 14, анал. 5 и 8), причем в этих гранатах отношение Fe : Mg обычно выше, чем в любых других сосуществующих с ними железо-магнезиевых силикатах или в самих содержащих их породах в целом (Howie, Subramaniam, 1957). Алмадинные гранаты других пород гранулитовой фации были исследованы Филиппсом (Phillips, 1930), Буддинтоном (Buddington, 1952), Эскола (Eskola, 1952) и Хайером (Heier, 1956). Гранаты в породах эклогитовой фации в типичных случаях представлены алмадин-пиропами и часто могут быть в основном алмадиновыми, как это имеет место в калифорнийских эклогитах (табл. 14, анал. 9 и 10). Этот компонент преобладает также (табл. 14, анал. 14) в гранатах гранит-роговообманково-пироксеново-скаполитовых гнейсов докембриа Ганы (Knott, Kennedy, 1958). Гранаты фации глаукофановых сланцев часто обогащены алмадинной составляющей (табл. 14, анал. 13), но содержат, кроме того, ощутимые количества Ca и Mn (см., например, Miyashiro, Banno, 1958). В кванцито-гранатитовых жадрититах метаосадочной серии, развитой близ Ороfino в Айдахо, Хьетанен (Hietanen, 1959) описала алмадинново-пироповый гранат (табл. 14, анал. 12).

Хотя алмадин и представляет собой типичный минерал регионально метаморфизованных пород, он может образовываться также при термическом или контактном метаморфизме. Однако он встречается лишь в некоторых контактных ореолах, для которых характерно присутствие светлой слюды и отсутствие калиевого полевого шпата. Это позволяет предполагать (Tilley, 1926), что распространение алмадина ограничено лишь относительно «мокрыми» (с большой активностью воды) ореолами. Сравнительно недавно Йолер (Yoder, 1955) в свете экспериментальных данных по полнотой устойчивости алмадина высказал следующие соображения по поводу таких контактных прожилков: 1) контакт мог быть «мокрым», и температура была выше верхнего предела устойчивости водных минералов, но ниже температуры разложения граната; 2) контакт был «сухим», и, следовательно, гранат должен был сохраняться при любых температурах ниже критической его разложения; 3) содержание воды в породе было настолько мало, что валовой состав породы находился в области с недостатком H₂O; следовательно, гранат был устойчив в контакте с водными минералами при отсутствии свободной воды при температурах ниже температур разложения водных минералов. Гранаты на контактных ореолах такого типа были описаны и проанализированы Тилли (Tilley, 1926b); Стюарт (Stewart, 1942) описал гранат из гранат-пикнел-кордиеритоплагноклазово-биотитовых роговиков (табл. 14, анал. 3). Олдермен (Alderman, 1935) установил присутствие граната с содержанием 91,3 % алмадинного компонента в гранито-биотитовых роговиках Корнуолла,

однако в этом случае появление очень обогащенного железом граната связано с интенсивным метасоматозом, сопровождавшимся привнесом FeO и SiO_2 .

Альмандиновый гранат известен также в магматических породах. В глубинных породах он появляется локально, возможно, в связи с контактицией гранитного материала включенными глинистыми породами (табл. 14, анализ. 6). Нередко встречается гранат и в эффузивных породах, в частности порфировых выделений в даците (Соболев и др., 1955) и в кавернах риолитов (Pabst, 1938; табл. 14, анализ. 11). Миясиро (Miyashiro, 1955) отмечал, что гранаты порфировых выделений в эффузивных породах содержат меньше Mn, чем гранаты в кавернах и литофизах. Оливер (Oliver, 1956) в результате детального изучения гранатов вулканической серии Борроудейл округа Инглиш-Лейк установил, что альмандин встречается в андезитах, дацитах, риодацитах, кварцевых порфирах, андезитовых (табл. 14, анализ. 2) и риодацитовых туфах. Этот исследователь пришел к выводу, что описанные им гранаты имели не метаморфическое происхождение, а присутствовали в магме до ее интрузии, экструзии или извержения.

Альмандин — наиболее часто встречающийся в осадочных породах вид граната. Он характерен для пород любого возраста, в которых он обычно присутствует в виде неправильных зерен, часто трещиноватых, с включениями кварца или окислов железа.

Андрадит



Химизм

Гранат, анализ которого приведен в табл. 15 (анализ. 1), содержащий 94,2% андрадитового компонента, относится к числу наиболее богатых окисным железом разновидностей и содержит лишь небольшие количества пироно иgrossуляра. Медово-желтый топазопет, проанализированный Пинерсом (Piners, 1894), содержал Fe_2O_3 31,42%, CaO 32,49%. Анализы табл. 15 показывают, что гранаты, наиболее богаты андрадитовой составляющей, в качестве другого компонента чаще всего содержат grossуляр; эти два компонента действительно образуют типичную серию, которую можно назвать грандитовой. Так, в хорошо известном гранате из Шапа (табл. 15, анализ. 6) присутствует 56,9% андрадита и 32,0% grossуляра. Более редкой разновидностью является андрадитово-спессартиновый гранат из Пайсберга (табл. 15, анализ. 5), в котором наряду с 70% андрадитовой составляющей содержится 28% спессартина, члена пиральспитовой серии. Для таких гранатов промежуточного между андрадитом и спессартином состава Фермор (Fermor, 1909) предложил название «спандиты». Описание выветривания андрадита с переходом в монтронит (Гинябург, Яновская, 1956).

Темно-бурым до черной разновидности андрадита, обычно содержащая от 1 до 5% TiO_2 , получивла название меланита (табл. 15, анализ. 8,9); к шорломитам относятся андрадиты с еще большим содержанием TiO_2 , количество которого может достигать приблизительно 20% (табл. 15, анализ. 10 и 11). Роль Ti в этих разновидностях пока неясна. Кунитц (Kunitz, 1936) пришел

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АНДРАДАТА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	34,91	35,40	35,37	38,40	34,8
TiO ₂	Сл.	0,64	—	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	0,69	0,82	2,34	4,25	8,0
Fe ₂ O ₃	30,40	29,76	28,32	25,39	22,0
FeO	—	0,59	0,42	2,41	0,5
MnO	—	0,02	4,04	1,55	11,4
MgO	0,58	0,82	—	0,02	0,1
CaO	33,20	32,32	29,34	30,51	22,9
Na ₂ O	—	—	—	0,14	—
K ₂ O	—	—	—	0,08	—
H ₂ O ⁺	} 0,19	—	} 0,28	—	—
H ₂ O ⁻					
Сумма	99,97	100,37	99,95	100,70	99,8
N	—	1,837	—	1,863	1,893
Уд. п.	3,712	3,828	3,890	3,72	3,68
α (Å)	—	—	—	11,996	11,99

Количество ионов в пересчете на 24 (O)

Si	5,908	} 6,00	5,944	} 6,00	5,990	} 6,00	6,017	} 6,00	5,823	} 6,00
Al	0,092		0,058		0,040		—		0,177	
Al	0,046	} 3,92	0,107	} 3,93	0,458	} 4,04	0,818	} 3,97	1,301	} 4,04
Fe ³⁺	3,873		3,740		3,584		3,146		2,770	
Ti	—	} 0,146	0,084	} 0,206	—	} 0,008	0,006	} 0,005	0,007	} 0,025
Mg	—		—		—		—		—	
Fe ²⁺	—	} 0,081	0,081	} 0,060	0,060	} 0,217	0,333	} 0,217	0,070	} 1,616
Mn	—		0,003		0,577		0,217		—	
Na	—	} 6,17	—	} 6,09	—	} 5,95	0,044	} 6,02	—	} 5,82
Ca	—		—		—		—		—	
Ca	6,020	} 5,802	5,802	} 5,309	5,309	} 5,405	5,405	} 4,106	4,106	} —
K	—		—		—		0,017		—	

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Альмандин	—	1,3	1,0	3,5	1,2
Андрадат	94,2	94,1	89,3	78,5	70,6
Грессуляр	3,4	1,2	—	12,3	—
Пируп	2,4	3,4	—	0,1	0,4
Спессартин	—	—	9,7	3,6	27,8

1. Зеленовато-желтый андрадитовый гранат из мрамора на контакте с андезитом, река Ренкионис, Юго-Восток (Мажет, 1954).
2. Медово-желтый топазист, микрокритический серпентинит, Леронилс, Маль д'Аоста, Италия (Балло, 1935).
3. Цитеновато-оранжевый буровато-красный полупрозрачный гранат, микрокритический с незначительным количеством контактной зоны, месторождение Каролус, Восток, Румыния (Zolbary, 1934).
4. Каптеново-бурый массивный гранат, ассоциирующий с андезитом, кварцем и хлоритом в метаморфизованном андезите на контакте с гранитом, Котил-Побит, Джерси (Olliver, 1936). Аналитик Р. Д. Олвер.
5. Темный зелено-серый андрадитово-спессартиновый гранат, железорудное и марганцевое месторождение Пайсберг, Восток, Швеция (Лео, 1938). Аналитик И. К. Осунд.

Таблица 15 (продолжение)
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АПДРАДИТА

	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	37,00	37,39	35,31	34,30	30,09	26,89
TiO ₂	0,04	0,29	2,51	5,08	9,39	17,3
Al ₂ O ₃	8,92	10,08	4,09	4,46	6,97	2,83
Fe ₂ O ₃	18,34	17,37	24,87	24,09	20,63	19,42
FeO	2,25	3,71	4,47	—	1,04	—
MnO	1,09	0,14	0,66	—	0,35	0,01
MgO	0,83	1,55	0,85	0,52	0,76	0,05
CaO	30,26	29,63	27,01	31,06	31,08	12,35
Na ₂ O	—	—	0,45	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,14	—	—	—
H ₂ O*	0,48	—	—	—	—	} 1,25
H ₃ O ⁺	0,16	—	—	—	—	
Сумма	99,40	100,15	100,16	99,51	100,28	100,00
N	1,827	—	>1,872	1,007	1,935	—
Уд. в.	3,77	—	—	—	3,795	—
a (Å)	—	—	—	—	12,104	12,187
Количества ионов в пересчете на 24 (O)						
Si	5,043	5,888	5,868	5,002	4,983	4,561
Al	—	0,014	0,132	0,338	1,037	0,588
Al	1,716	1,868	0,667	0,534	0,319	—
Fe ²⁺	2,253	2,093	3,108	2,993	2,591	2,480
Ti	0,005	0,034	0,314	0,631	1,104	2,207
Mg	0,201	0,370	0,161	0,128	0,187	0,012
Fe ³⁺	0,307	0,497	0,621	—	0,144	—
Mn	0,151	0,019	0,093	—	0,049	0,001
Na	—	—	0,146	—	—	—
Ca	5,292	5,093	4,810	5,495	5,490	5,882
K	—	—	0,090	—	—	—
Молекулярные проценты конечных членов групп кремния						
Альмадин	5,2	8,3	11,0	—	2,4	—
Андрадит	56,9	53,5	84,6	96,6	63,7	—
Гроссуплар	32,0	31,7	—	1,1	—	—
Пароп	3,4	6,2	2,8	2,3	3,1	—
Сиессартия	2,5	0,3	1,6	—	0,8	—

6. Красноцветно-коричневый гранат из метасоматической жилы в германине метаморфизованном андезите, Блю-Рокс-Джорж-Шип, Уэст-Йоркшир (Гитсд., 1957). Анализы Р. Дж. Фирмен.
7. Гранат, Напол, Угода (King, 1949). Анализы Н. К. Кинг.
8. Меланит из нефелинового сyenита, Кантерлаугсуа, Восточная Гренландия (неопубликованные данные). Анализы У. А. Дир.
9. Черный меланит из айсика, Айрон-Хилл, округ Гамильтон, Колорадо (Linds., 1942). Анализы У. Г. Шеллер.
10. Черный хорошо окрасившийся гранат, Оберберг (Kohnz, 1936).
11. Гранат из нефелинового сyenита, Бивара (Zeditz, 1935). Анализы О. Зедитца.

* В группу H₂O с целью дополнения на коэффициент до 6,00 отнесено 0,873 H₂O.

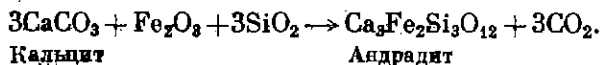
и выводу, что Ti замещает Si, тогда как, по мнению Зедлица (Zedlitz, 1935), в гранате присутствует частично трехвалентный титан, хотя сейчас это последнее представление считается маловероятным (см. также Gossner, Reindl, 1934). Структурный баланс анализов 8, 9 и 10 (табл. 15) достигается в том случае, если Ti⁴⁺ отнесен в группу R³⁺, где титан может замещать Fe³⁺ (ионные радиусы Ti⁴⁺ и Fe³⁺ равны соответственно 0,68 и 0,64 Å). Во всех четырех титаносодержащих гранатах, анализы которых приведены в табл. 15 (анал. 8, 9, 10, 11), присутствует настолько много Ti, что его нельзя рассматривать в качестве замещающего Si. С другой стороны, если предположить, что титан замещает Fe³⁺, то Al можно распределить между позициями Si и R³⁺, как это обычно для структур силикатов. Лишь в одном случае (анал. 11) при отнесении Al в группу Si наблюдается дефицит в этой группе по сравнению с теоретическим со коэффициентом 0,00, что может свидетельствовать о замещении титаном как Si, так и Fe³⁺. Высокое содержание Ti характерно лишь для окисно-железистых андрадитовых разновидностей гранатов, что говорит о большой близости Fe³⁺ и Ti. С другой стороны, можно полагать, что присутствие относительно крупных ионов Fe³⁺, при которых элементарная ячейка андрадита имеет наибольшие размеры по сравнению с ячейками других обычных гранатов, способствует вхождению в такую расширенную структуру значительно более крупных ионов Ti⁴⁺ в позиции Si. Размеры элементарной ячейки шорломита гораздо больше, чем чистого андрадита.

Андрадит был гидротермально синтезирован Флинтом и его сотрудниками (Flint et al., 1941), использовавшими стекло соответствующего состава. Кос (Coss, 1955) указывал, что синтез андрадита из волластонита, Fe₂O₃ и FeCl₂ успешней всего осуществляется при давлении 20 000 атм и 900° С. Фуко и Мишель-Лэви (Fouqué, Michel-Lévy, 1878) отмечали, что в результате плавления смеси нефелина и ангита, находящихся в отношении 9 : 1, они получили кристаллическую массу с коричневыми додекаэдрами меланита совместно с нефелином и шпинелью. Андрадит описан в качестве новообразования в диасовых кирпичах сталеплавильных печей (N 1,88; α 12,065 Å, уд. в. 3,939); частичный анализ дал MnO 0,74, SiO₂ 1,40% (Su, 1950). Кристоф-Мишель-Лэви (Christophe-Michel-Lévy, 1956) получила андрадит при давлении 500 бар и 500° С из смеси 3SiO₂:Fe₂O₃:3CaO и установила, что с введением Al₂O₃ в эту смесь образуются промежуточные гранаты серин андрадит — гроссуляр; синтезированы были и меланит. Ягич (Jagitsch, 1956) синтезировал андрадит из порошкообразной смеси входящих в его состав оксидов в течение 720 час при 1280° С и атмосферном давлении, а при 480° С под давлением 150 атм.

Окраска андрадита варьирует от черной до красной, бурой, желтой и зеленой; в шлифах он часто желтый или желтовато-бурый. Окраска, видимо, связана с присутствием Ti и Mn; в более светлых коричневых или зеленых кристаллах этих элементов меньше, и такие андрадиты можно спутать с гроссуляром. Обогащенные титаном разновидности андрадита — меланит и шорломит — имеют очень темно-бурую до черной окраску. Первый из этих минералов получил название из-за своей темной окраски, тогда как второй назван так за сходство с шерлом — черным турмалином. Прозрачная зеленая разновидность андрадита называется демантоном, медово-желтая — топазолитом (табл. 15, анал. 2), массивный бурый разновидность из Пермьта — аллохронитом; полиадафитом называют марганцевистый андрадит желтовато-коричневого или печеночно-бурого цвета.

Парагенезис

Андрадит — типичный минерал контактно или термально метаморфизованных известковых осадков, содержащих примесь силикатов, и особенно часто встречается в метасоматических скарнах, связанных с метаморфизмом подобного типа. Образование андрадита в скарнах происходит в условиях привноса Fe_2O_3 и SiO_2 :



В тех случаях, когда этот процесс идет без изменения объема, образование андрадита происходит с удалением не только CO_2 , но и некоторого количества CaO . В случае привноса FeO , кроме андрадита, может образоваться геденбергит, тогда как при недостатке кремнезема может возникнуть и магнетит:



образуется типичный скарновый парагенезис: андрадит — геденбергит — магнетит. При соотношении $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3 < 3$ совместно с андрадитом может формироваться гематит, тогда как при соотношении $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3 > 3$ кристаллизуются волластонит и андрадит. Для определения температуры кристаллизации двупреломляющих разновидностей андрадита использовалась температура потери ими двупреломления при нагревании (Merwin, 1915; Allen, Fahey, 1957). Демантоид и топазолит встречаются преимущественно в серпентинитах и хлоритовых кристаллических сланцах.

Меланитовая и шорломитовая разновидности андрадита, как правило, характерны для весьма различных парагенезисов; особенно часто они встречаются в щелочных изверженных породах типа нефелиновых сиенитов и ийолитов (табл. 15, anal. 8, 9, 11), а также в эффузивных аналогах последних — фонолитах, нефелинитах и т. д. Обогащенные титаном гранаты известны в скарновых месторождениях и установлены на Везувии, а также в Судане (Ruxton, 1956). Андрадит с 1,88% TiO_2 сосуществует с альмандином в эгириновых гранулитах Глен-Луи графства Абердин (McLachlan, 1951), связанных с местным натровым метасоматозом альмандиновых кристаллических сланцев.

Гроссуляр



Химизм

Гроссуляр — член уграндитовой серии, и, как можно видеть из анализов табл. 16, в качестве изоморфной составляющей примеси в нем преимущественно присутствует андрадит, тогда как содержание альмандиновой, шорловой и спессартиновой составляющих в нем обычно низкое. Гранаты анализов 1 и 2 (табл. 16) содержат 96,8 и 94,0% гроссулярового компонента и относятся к числу наиболее чистых представителей этого минерального вида, хотя в гранате анализа 1, помимо небольшого количества железа, имеется также незначительная примесь хрома. В несколько

более обогащенных железом гроссулярах часто присутствуют небольшие количества Ti , вероятно, замещающие Fe^{+2} в андрадитовой составляющей. Несмотря на существование серии гроссуляр — гидрогроссуляр (стр. 124), нет оснований считать, что типичные гроссуляры, возникающие при термическом метаморфизме, содержат сколько-нибудь заметные количества воды, хотя во многих анализах отсутствуют указания на определение воды. Мак-Коннелл (McConnell, 1939) графически сопоставил многие химические анализы везувианов и гранатов, обогащенных гроссуляровой составляющей, и показал, что главное различие их составов заключается в относительно больших количествах $(Ca, Mg, Mn, Fe, K_2, Na_2)O$ в везувиане.

Безводный гроссуляр был впервые синтезирован Йодером (Yoder, 1954) из стекла соответствующего состава при $800^\circ C$ и давлении паров воды 2000 бар. При более низких давлениях возникали гидрогроссуляр и смесь $\beta-Ca_2SiO_4$ или, при температурах около $900-1000^\circ$, геленит $(Ca_2Al_2SiO_7)$, волластонит и анортит (Yoder, 1950). Кос (Coes, 1955) установил, что при использовании в качестве исходного материала смеси каолина, SiO_2 , CaO и $CaCl_2$ образование гроссуляра лучше всего протекает при $900^\circ C$ и 20 000 атм. Кристоф-Мишель-Леву (Christophe-Michel-Lévy, 1956) описала образование гроссуляра при $500^\circ C$ и давлении паров воды 500 бар из смеси SiO_2 , Al_2O_3 и $Ca(OH)_2$ или $CaCO_3$. При этом из смеси с отношением $3SiO_2 : Al_2O_3 : 3CaCO_3$ при $500^\circ C$ кристаллизовались волластонит и гроссуляр, тогда как при температуре $400^\circ C$ гранат образовывался редко, но отмечались ксонотлит $(5CaSiO_3 \cdot H_2O)$ и кальцит. Сечение гроссуляр — $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O$ было экспериментально исследовано Роем и Рой (Roy, Roy, 1957), получившими безводный гранат ($N 1,736; a 11,86 \text{ \AA}$) при 500° . Эти исследователи пришли к выводу о вероятной устойчивости граната в присутствии воды до температуры по крайней мере $400^\circ C$ и установили, что гроссуляр разлагается с образованием волластонита + анортит + геленит при давлении 15 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 1050 \text{ кг/см}^2$) при температуре $800^\circ C$.

Цвет гроссуляра обусловлен преимущественно присутствием железа и марганца. Гроссуляры, характеризующиеся анализами 1 и 2 табл. 16, с суммарным содержанием железа менее 2% почти бесцветны. Более типичны для гроссуляра золотисто-желтая или буровато-красная окраски; светло-коричневая разновидность иногда называется коричневым камнем (cinnamon stone). Другое название желтоватых и коричневатых разновидностей — «гессонит» (от греческого *hesson*, низший), связано с более низкой твердостью гроссуляра по сравнению с гиадинтом (цирконом), который он напоминает. Присутствие некоторого количества хрома может вызвать ярко-зеленую окраску минерала, тогда как иногда наблюдающиеся в гроссулярах бледно-зеленые и зеленовато-бурые окраски обычно вызваны присутствием железа.

Парагенезис

Гроссуляр особенно характерен для измененных известковистых пород, содержащих примесь силикатного материала и подвергшихся термическому и региональному метаморфизму. Кроме того, он встречается также в породах, претерпевших кальциевый метасоматоз. При термическом или контактном метаморфизме он образуется, например, в метаморфизованных мергелях или известковых сланцах; его много также

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРОССУЛЯРА

	1	2	3	4
SiO ₂	39,30	39,96	38,96	38,69
TiO ₂	0,00	—	0,71	0,55
Al ₂ O ₃	21,93	23,21	19,93	18,17
Fe ₂ O ₃	0,80	0,68	3,43	5,70
FeO	0,28	0,95	3,25	3,78
MnO	—	сл.	0,03	0,64
MgO	сл.	0,53	1,31	0,76
CaO	37,10	35,04	32,52	31,76
H ₂ O ⁺	} 0,30	—	—	0,13
H ₂ O ⁻		—	—	0,06
Сумма	99,84	100,37	100,14	100,24
N	1,737	—	1,747	1,7692
Уд. в.	3,506	—	3,599	3,688
a (Å)	—	—	—	11,844

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

Si	5,962	} 6,00	5,962	} 6,00	5,940	} 6,00	5,966	} 6,00
Al	0,038		0,038		0,060		0,034	
Al	3,870	} 3,98 ^a	4,044	} 4,12	3,509	} 3,98	3,268	} 3,99
Fe ⁺³	0,091		0,076		0,392		0,662	
Ti	—	} 6,05	—	} 5,84	0,082	} 6,01	0,064	} 5,99
Mg	—		0,118		0,293		0,175	
Fe ⁺²	0,035	} 6,014	0,119	} 5,602	0,411	} 5,306	0,487	} 5,248
Mn	—		—		0,004		0,083	
Ca	6,014		5,602		5,306		5,248	

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Альмандин	0,6	2,0	6,8	8,1
Андрадит	2,2	2,0	11,8	18,2
Гроссуляр	96,8	94,0	76,4	69,4
Пиrop	—	2,0	4,9	2,9
Спессартин	—	—	0,1	1,4
Уваровит	0,4	—	—	—

- Бесцветный гроссуляр из жилы в серпентините, Джорджтаун, Калифорния (Pabst, 1936). (Кроме того, в анализе Cr₂O₃ 0,13.)
- Мелкие бесцветные додекаэдрические кристаллы гроссуляра, развитые по трещинам магматической породы, Боулинг-Олли-Ройнт, Новый Южный Уэльс (Smith, 1923). Аналитик Т. Х. Смит.
- Красновато-желтый гроссуляр из кристаллического известняка, Ликони, Валь д'Аоста, Италия (Sanogo, 1935).
- Буровато-красный гранат из анортит-клиноцоизит-корундово-гранатового гнейса, комплекс Ситтампунди, округ Салем, Мадрас, Индия (Subramaniam, 1956). Аналитик И. К. Ослунд.

^a В том числе Cr 0,015.

Таблица 16 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРОССУЛАРА

	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,66	38,51	36,92	38,68	37,47
TiO ₂	0,77	0,22	0,12	—	0,39
Al ₂ O ₃	15,50	16,78	12,47	12,00	17,41
Fe ₂ O ₃	9,47	7,43	14,14	2,47	7,15
FeO	2,00	6,08	1,84	—	14,62
MnO	0,53	2,20	0,95	—	0,88
MgO	—	0,00	—	0,20	2,75
CaO	34,51	28,47	33,63	34,04	19,76
H ₂ O ⁺	—	—	—	} 0,20	—
H ₂ O ⁻	—	0,04	0,57		—
Сумма	100,44	99,73	100,64	99,84	100,43
N	1,7284	1,772	1,801	1,796	1,792
Уд. в.	3,635	3,77	3,71	3,676	3,886
α (Å)	—	11,825	11,94	11,881	11,753

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

Si	5,877 } 6,00	6,046	5,891 } 6,00	6,080	5,896 } 6,00
Al	0,123	—	0,109	—	0,104
Al	2,717 } 3,92	3,105 } 4,01	2,236 } 3,95	2,224 } 4,04 ^a	3,124 } 4,01
Fe ⁺³	1,110 } 3,92	0,878 } 4,01	1,698 } 3,95	0,292 } 4,04 ^a	0,842 } 4,01
Ti	0,090	0,026	0,014	—	0,046
Mg	—	—	—	0,047	0,652
Fe ⁺²	0,262 } 6,10	0,798 } 5,88	0,245 } 6,12	— } 5,78	1,908 } 6,01
Mn	0,065 } 6,10	0,292 } 5,88	0,128 } 6,12	— } 5,78	0,112 } 6,01
Ca	5,771	4,790	5,750	5,734	3,334

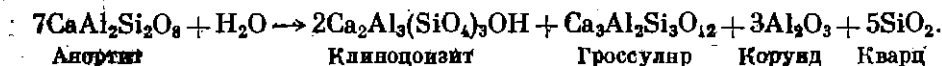
Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Альмандин	4,3	13,6	4,0	—	31,7
Андрадит	27,3	22,8	41,9	7,6	22,2
Гроссулар	67,3	58,6	52,0	52,0	33,3
Пироп	—	—	—	0,8	10,9
Спессартин	1,1	5,0	2,1	—	1,9
Уваровит	—	—	—	39,6	—

5. Гиапитово-красный гранат, Монте Росса ди Верра, Италия (Саграпес, 1932).
6. Красно-бурый гроссулар из гроссулар-андрадито-скаполитово-эпидотового скарна, Майленделла, Южная Австралия (White, 1959).
7. Гроссулар, Южная Африка (Clark, 1957). Аналитик Дж. Ито. Этот материал был использован для определения коэффициента абсорбции.
8. Хромовый гроссулар («уваровит») из кварцита с пиррогином, Луиконлахти, Финляндия (Knopring, 1951). Аналитик О. фон Кнорринг. (Кроме того, в анализе Si₂O₃ 12,25.)
9. Гранат из грубозернистой гранатовой породы в гнейсе, Эрик-Харбор, остров Ваффи (неопубликованные данные). Аналитик У. А. Дир.

^a В том числе Si 1,522.

в некоторых скарнах (см., например, Watters, 1958), хотя для этих пород более характерен андрадит. Уоттерс предполагает, что гроссуляр в скарнах иногда может возникать за счет замещения ранее образованного волластонита или в результате сложной реакции между кальцитом, кремнеземом и глиноземом. Типичные проявления гроссуляра в известково-силикатных роговиках были описаны Осборном (Osborne, 1932) и Уиттеном (Whitten, 1951). Бесцветные, бледно-желтые, винно-желтые или темно-бурые гроссуляры в заполненных цеолитами пустотах метаморфизованных базальтовых лав на острове Малл описаны Мак Линтоком (M'Lintock, 1915). Здесь в амигдалоидных базальтах в направлении к интрузии гранофира наблюдалась следующая последовательная смена минералов: сколецит → пренит → эпидот → гранат. Как на острове Малл, так и в базальтах Уотчанг, Нью-Джерси (Fenner, 1910), установлены признаки первичного образования граната в пустотах лав с последующим замещением серий эпидот → пренит → сколецит. Хатчисон (Hutchison, 1933) описал парагенезисы диопсид — гроссуляр и скаполит — гроссуляр, возникшие в результате пневматолитиза, связанного с гранитными пегматитами. Внедрение последних происходило в момент, когда в окружающих содержащих силикатный материал известняках еще продолжалось формирование роговиковых минералов. Образование гроссуляра в результате регионального метаморфизма известняков, содержащих примесь силикатного материала, наблюдается реже, чем при контактном метаморфизме, однако гроссуляр отмечался Тилли (Tilley, 1927) в альмандиновой зоне в известняках Лох-Тей, а Хатчисоном (Hutchison, 1933) — в силлиманитовой зоне в горизонте известняков Дисайд Шотландского нагорья. Гроссуляр был также описан в глубоко метаморфизованном слоистом комплексе анортозитов (табл. 16, anal. 4), причем Субраманиам (Subramaniam, 1956) предположил следующую возможную реакцию его образования:



Анортит

Клиноцоизит

Гроссуляр

Корунд Кварц

Встречается гроссуляр и в ассоциации с серпентинитами (табл. 16, anal. 1; см. также Heritsch, 1926).

Пироп



Химизм

В чистом виде естественный магниезальный гранат не обнаружен и обычно встречается в природе лишь в качестве преобладающей составляющей с примесью некоторого количества альмандиновой и реже гроссуляровой составляющих. Гранат, состав которого приведен в табл. 17 (anal. 1), относится к числу наиболее богатых пироповым компонентом и содержит 20,45% MgO (70,4 мол. % пиропы), хотя старые анализы граната из Меронитца в Чехии (Menzer, 1928) давали содержание MgO от 20,52 до 21,42%; кроме того, Дёлтер (Doelter, 1917) и Херич (Heritsch, 1926) упоминали гранаты с содержанием около 20% MgO. Содержание хрома в пиропе низкое даже в тех случаях, когда он встречается в среде,

обогащенной этим элементом, например в перидотитах, хотя и был описан пироп, в котором количество Cr_2O_3 достигало 7,90% (Bagrowski, 1941). Содержание грюссуляровой составляющей, относящейся к уграндитовой серии, часто достигает 10—20 мол.%. Содержание марганца обычно невелико, и количество спессартинового компонента в пиропе, как правило, не превышает 2 мол.%. Андрадитовая составляющая также присутствует в подчиненном количестве, а примесь титана низка. В составе большинства пиропов, помимо магния и алюминия, много железа, обычно закисного, и содержание алмаنديнового компонента в них достигает приблизительно 40 мол.%.

Пироп был синтезирован Косом (Coes, 1955), который установил, что лучше всего он кристаллизуется из смеси каолина, SiO_2 , MgO , MgCl_2 при давлении 30 000 атм и температуре 900° С. Таким образом, для образования пироба требуется наивысшее давление по сравнению с давлениями, необходимыми для образования четырех других часто встречающихся гранатов. Как отмечал Йодер (Yoder, 1954), такое очень высокое давление не обязательно связано с равновесием пироба; для установления границ поля устойчивости этого граната необходимы дальнейшие исследования. Однако Робертсон с соавторами (Robertson et al., 1955) при изучении полей устойчивости жадеита и киванита в условиях давлений 10 000—30 000 атм и температур 600—1300° С определили несколько точек в поле пироба. Файф с соавторами (Fyfe et al., 1958) предположили, что в присутствии избытка кремнезема, который изредка наблюдается в эклогитах, давление, необходимое для образования пироба, должно быть выше, чем в обедненной кремнеземом среде. Ретроградные изменения пиропового граната могут привести к его разложению на агрегат роговой обманки, плагиоклаза и окислов железа, часто в виде светло-зеленых келифитовых сростков, или к образованию волокнистого амфибола и зеленого бицитита. Подобный ретроградный метаморфизм и изменения граната изучались Олдерменом (Alderman, 1936). Келифитизация пироба преимущественно проявляется в эклогитах и может осуществляться за счет реакции между гранатом и контактирующим с ним омфацитом, который при этом одновременно замещается симплектитовым сростком плагиоклаза и диопсида. При дальнейшем развитии регрессивных изменений роговая обманка может замещаться эпидотом и хлоритом. Сростки роговой обманки, плагиоклаза и окислов железа могут образовывать вокруг зерен граната зональные венцовые структуры. Келифитизация пироба с образованием ассоциации клинохлор — тальк — кордиерит рассматривалась Йодером (Yoder, 1952) как процесс, протекающий не столько под влиянием изменения температуры и давления, сколько в результате изменения валового состава.

Естественный пироповый гранат обычно имеет розовато-красный цвет, изменяющийся от почти малинового до пурпурных оттенков с увеличением содержания алмаنديновой составляющей. Прозрачные кроваво-красные разновидности пироба используются в качестве драгоценного камня. Сходство их окраски с окраской рубина привело к тому, что название «рубин» было присвоено многим местным разновидностям граната, например капский рубин (из южноафриканских перидотитов и кимберлитов), аризонский рубин (из вулканического некка в Файфшире). Было высказано предположение (Bragg, 1958), что красная окраска пироба обусловлена присутствием следов хрома, замещающего более мелкие ионы алюминия, в связи с чем ион хрома находится в решетке под большим давлением. Однако даже в драгоценных разновидностях пироба содержание железа

Таблица 17

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРОПА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,97	41,52	41,50	39,25	39,64	40,71	39,29
TiO ₂	0,24	Сл.	0,08	—	0,26	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	21,73	23,01	22,35	24,72	24,19	22,31	22,12
Cr ₂ O ₃	0,72	0,22	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,36	1,22	0,95	0,31	1,15	1,31	0,73
FeO	6,17	12,86	14,56	14,30	13,63	16,49	19,63
MnO	0,97	0,33	0,29	0,37	0,33	0,33	0,38
MgO	20,45	16,64	14,82	13,29	12,90	12,03	11,48
CaO	5,52	4,71	5,36	8,00	7,98	6,77	6,16
H ₂ O ⁺	} 0,02	} 0,16	0,36	—	0,00	0,23	—
H ₂ O ⁻			0,09	—	0,08	0,09	0,03
Сумма	100,15	100,67	100,36	100,24	100,16	100,35	99,87
N	1,7385	1,750	1,7542	1,752	1,756	1,7615	1,7658
Уд. в.	3,668	3,782	3,786	3,793	3,760	3,835	3,877
a (Å)	—	—	11,543	—	—	11,556	11,580

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

Si	5,977	5,999	6,074	5,772	5,848	6,041	5,933
Al	0,023	0,001	—	0,228	0,152	—	0,067
Al	3,617	3,912	3,856	4,057	4,054	3,903	3,863
Cr	0,086	0,026	—	—	—	—	—
Fe ⁺²	0,251	0,132	0,104	0,034	0,127	0,146	0,083
Ti	0,025	—	0,009	—	0,029	0,009	0,006
Mg	4,334	3,580	3,233	2,913	2,838	2,661	2,581
Fe ⁺²	0,734	1,522	1,783	1,759	1,683	2,047	2,474
Mn	0,119	0,040	0,036	0,046	0,041	0,041	0,048
Ca	0,838	0,730	0,841	1,261	1,183	1,076	0,997

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Аль- мандин	11,9	26,1	30,2	29,4	29,3	35,1	40,6
Андр- аит	6,7	3,3	2,9	0,9	4,1	4,0	2,2
Грос- суляр	6,9	8,6	11,4	20,2	16,5	14,5	14,1
Пироп	70,4	60,3	54,9	48,7	49,4	45,7	42,3
Спес- сартин	2,0	0,7	0,6	0,8	0,7	0,7	0,8
Ува- ровит	2,1	0,7	—	—	—	—	—

1. Гранат из пироксенового эклогита, Церрин, Южная Моравия (Kokta, Němec, 1936). Для этого образца измерено светопреломление в свете шести длин волн.
2. Гранат из эклогита, Родхауген, Альмлюдален, Сондмор, Норвегия (Eskola, 1921). Аналитик П. Эскола.
3. Гранат из пироксеново-гранатовый породы (бронзито-пиропита), связанной с комплексом Ситтампунди, округ Салем, Мадрас, Индия (Subramaniam, 1956). Аналитик И. К. Осунд.
4. Гранат (внешняя кайма) из доизитового эклогита, Зильбербах, горы Фихтель (Wolff, 1942).
5. Гранат из квантитового эклогита, «Вейсенштейн» (Зильбербах?), горы Фихтель (Tilley, 1936). Аналитик Х. Вейнберг.
6. Гранат из роговообманково-гранатово-плагноклазовой породы (эклогитового габбро) комплекса Ситтампунди, округ Салем, Мадрас, Индия (Subramaniam, 1956). Аналитик И. К. Осунд.
7. Порфириобласты граната (до 1 м в поперечнике) в габбро вблизи интрузива сисита, горы Гор-Маунтин, округ Эссекс, Нью-Йорк (Levin, 1950). Аналитик С. Б. Левин.

обычно составляет около 10%, и может быть именно с его присутствием в значительной мере связана красноватая окраска таких гранатов. Как самостоятельная разновидность, найденная в Северной Каролине и некоторых других местах, выделен родолит — розовый гранат с соотношением $Mg : Fe$ около 2 : 1 (Tunipser, 1952).

Парагенезис

Пироповый гранат встречается в некоторых ультраосновных породах, например в слюдяных перидотитах или кимберлитах, а также в ассоциации с серпентинитами (Williams, 1932; М. А. Крутойрский, 1958). Он может присутствовать в песках и галечниках, образовавшихся за счет разрушения этих пород, как это наблюдается в Южной Африке и Сьерра-Леоне. В пиропе, первоначально определенном как шпинель и ассоциирующем с ильменитом и флогопитом в серпентинизированном перидотите из Канааса, установлено 7,90% Cr_2O_3 (Bagtowski, 1941). Пиропы встречаются в вулканических агломератах или в блоках основного материала, включенных в такие агломераты (Reagan, 1927). Хорошо известные чешские гранаты представляют собой пиропы, присутствующие в обломках базальтовой брекчии, включенной в перидотиты (Hibsch, 1926; Sykora, 1952). Гранаты зклогитов варьируют по составу в пределах ряда пироп — альмандин (Eskola, 1920, 1924); несколько анализов пиропов из зклогитов приведены в табл. 17. Распространение гранатов в породах зклогитовой фации детально обсуждалось Тилли (Tilley, 1936), Олдерменом (Alderman, 1936), Субраманиамом (Subramaniam, 1956) и О'Хара (O'Hara, 1960); все эти гранаты неизменно обладают более высоким отношением $FeO : MgO$, чем включающие их породы и ассоциирующие с ними пироксены. Пиропы с высоким содержанием альмандиновой составляющей установлены в зклогитовых амфиболитах (Hernes, 1954), роговообманково-гранатово-плагиоклазовых породах (табл. 17, анал. 6) и в близких к ним ассоциациях в докембрийских анортозитах.

Спессартин



Химизм

Содержание спессартиновой составляющей в одноименных гранатах колеблется от приблизительно 90 до 50% и менее. Спессартин, представленный анализом 1 (табл. 18), содержит 39,83% MnO , что эквивалентно 89,8% спессартиновой составляющей, а в некоторых относительно старых анализах образцов из Тсйлайсины, Мадагаскар (Menzer, 1928), и Амелия-Корт-Хаус, Вирджиния (Breadbury, Dunnington, 1884), отмечено присутствие до 44% MnO . В анализе фосфатсодержащего спессартина из Западной Австралии (Mason, Berggren, 1941) содержание MnO достигает 43,10%. Предполагается, что в этой фосфатсодержащей разновидности граната некоторая часть группы SiO_4 замещена PO_4 ; анализ плохо пересчитывается на структурную формулу, однако выявляется некоторый избыток двухвалентных ионов. Из числа других гранатовых компонен-

тов в спессартинах обычно присутствует альмандин и в меньшей степени пироп. Гроссуляр, как правило, отмечается в небольших количествах. В табл. 18 (анал. 7) приведен анализ спессартина, обогащенного гроссуляровым компонентом (21,7 мол. %); известны и другие подобные анализы. Обычно содержится немного окисного железа и титана; в старых работах отмечались гранаты промежуточного между спессартином и андрадитом состава, для которых Фермор (Fermor, 1909) предложил название «спандит». Анализы двух таких гранатов приведены в работе Фермора (Fermor, 1934). В результате изучения содержаний элементов-примесей — иттрия, скандия и цинка — в гранатах Яффе (Jaffe, 1951) установил, что в некоторых спессартинах много иттрия и содержание Y_2O_3 в них иногда превышает 2% (табл. 18, анал. 5). Ассоциация иттрия с марганцевистыми гранатами побудила этого исследователя предположить, что здесь имеет место замещение марганца иттрием по схеме $Y^{+3}Al^{+3} \rightleftharpoons Mn^{+2}Si^{+4}$.

Успешный синтез спессартина, вероятно, впервые был осуществлен Горго (Gorgeu, 1883), который получил почти чистый спессартин (SiO_2 36,10; Al_2O_3 21,25; MnO 42,7%) в виде прозрачных желтых икосаэдрах в результате плавления белой глины с избытком чистого хлорида марганца в парах воды, насыщенных водородом. Одновременно со спессартином кристаллизовались тефроит и родонит. При изучении системы $MnO - Al_2O_3 - SiO_2$ с точки зрения правила фаз Слоу (Slow, 1943) впервые получил искусственный спессартин в равновесном состоянии. Кос (Coes, 1955) отмечал, что из смеси SiO_2 , $Al(OH)_3$, $Al(NO_3)_3 \cdot 6H_2O$ и MnO_2 спессартин лучше всего кристаллизуется при давлении 10 000 атм и температуре 900° С. Спессартин был получен искусственно Кристоф-Мишель-Леви (Christophe-Michel-Lévy, 1953) из смеси $MnCO_3$, Al_2O_3 и SiO_2 в условиях давления в 1000 бар и температуры 500° С. Эта исследовательница синтезировала также гранат, промежуточный по составу между спессартином и альмандином (но не чистый альмандин). Геллер и Миллер (Geller, Miller, 1959b) экспериментально определили пределы замещения иона Al^{+3} ионом Fe^{+3} в синтетическом спессартине. Лучше всего реакция протекала при нагревании смеси, в которой присутствовало 30 атомн. % Fe, в течение 20 час при температуре 1250° С. В конечный продукт при этом опыте входило не все железо, но в синтезированном гранате параметр a (11,658 Å) был гораздо больше, чем у чистого синтетического спессартина. Возможность замещения (Mn, Si) группой (Y, Al) в иттрийсодержащем спессартине (Jaffe, 1951) изучалась Йодером и Кейтом (Yoder, Keith, 1951), которые использовали для этой цели стекла, приготовленные из смесей с переменными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , Y_2O_3 и $MnCO_3$; стекла выдерживались при температурах 1080—2180° С, а затем закалялись. Наблюдался весь ряд кристаллов смешанного состава от спессартина, $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$, до иттрограната, $Y_3Al_2(SiO_4)_3$; они давали мельчайшие светло-зеленые изотропные зерна. При температуре около 1970° С иттрогранат переходил в высокотемпературную тетрагональную форму — иттроалумит.

Окраска спессартина варьирует от черной или темно-красной, иногда с фиолетовым оттенком, до буровато-красной, бурой или желтовато-оранжевой. В шлифах он имеет цвет от светло-розового до светло-бурого и иногда может обнаруживать зональность. Как и другие минералы, богатые марганцем, спессартин на поверхности может изменяться и окисляться, превращаясь в смесь черных окислов и гидроокислов марганца.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СПЕССАТИНА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,04	35,87	36,01	36,24	34,99	36,52	37,39
TiO ₂	—	сл.	0,13	0,28	—	0,00	0,42
Al ₂ O ₃	21,63	20,84	20,41	20,36	20,76	21,00	20,18
Fe ₂ O ₃	—	0,06	0,28	1,80	—	—	0,47
FeO	1,86	1,78	7,54	2,90	10,76	14,28	5,47
MnO	39,83	38,24	33,90	30,45	29,60	26,41	25,96
MgO	0,26	0,22	0,56	3,29	0,17	—	1,32
CaO	1,78	2,72	1,38	4,45	1,17	1,88	8,58
H ₂ O ⁺	—	—	0,04	0,02	0,75	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,15	—	0,02	—	—	—
Сумма	100,40	99,88	100,25	99,84	100,21	100,08	99,79
N	1,797	1,798	—	1,79	—	1,805	1,798
Уд. в.	—	4,15	4,159	4,07	—	4,117	4,14
a (Å)	—	11,62	11,526	11,637	—	—	—

Таблица 18 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7
Количества ионов в пересчете на 24(O)							
Si	5,763	5,905	5,928	5,842	5,847	5,990	6,008
Al	0,237 } 6,00	0,095 } 6,00	0,072 } 6,00	0,158 } 6,00	0,153 } 6,00	0,010 } 6,00	—
Al	3,958	3,943	3,882	3,712	3,922	4,043	3,822
Fe ⁺³	—	0,008 } 3,95	0,033 } 3,93	0,219 } 3,97	—	—	0,057 } 3,93
Ti	—	—	0,016 } 3,93	0,034 } 3,97	—	—	0,051 } 3,93
Mg	0,064	0,055	0,137	0,790	0,040	—	0,316
Fe ⁺²	0,256 } 6,18	0,245 } 5,83	1,034 } 6,13	0,391 } 6,11a	1,501 } 6,116	1,960 } 5,96	0,736 } 6,06
Mn	5,550	5,333	4,717	4,159	4,180	3,665	3,534
Ca	0,313	0,198	0,242	0,768	0,209	0,332	1,478
Молекулярные проценты конечных членов группы граната							
Альмандин	4,01	4,0	16,9	6,4	24,6	32,9	12,1
Андрадит	—	0,2	1,2	6,3	—	—	2,7
Гроссуляр	5,1	7,6	2,7	6,3	3,4	5,6	21,7
Пироп	1,0	0,9	2,2	12,9	0,6	—	5,2
Спессартин	89,8	87,3	77,0	68,1	71,4	61,5	58,3

1. Спессартин из жилы марганцевых минералов в гнейсах, Болд-Ноб, Северная Каролина (Розз, Кегг, 1932).
 2. Спессартин из родонит-спессартиново-родохровитового кристаллического сланца, Ароу-Велли, округ Коуару-Сёвей, запад Отаго, Новая Зеландия (Hutton, 1957). Аналитик К. О. Хаттон.
 3. Спессартин из биотитового пегматита, Будислав, Чехия (Nováček, 1931).
 4. Спессартин из скарновой породы с пирротинном, Мелдон, Оксфордтон, Девоншир (неопубликованные данные). Аналитик Р. А. Хауи. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,03; K₂O сл.)
 5. Иттриевый спессартин из пегматита, гора Илли, Нью-Мексико (Jaffe, 1951). Аналитик К. Милтон. (Кроме того, в анализе Y₂O₃ 2,01; присутствуют также Yb, Er, Hf и Ho.)
 6. Спессартин из пегматита, Эйвондейл, округ Делавэр, Пенсильвания (Strock, 1930).
 7. Спессартин из метаморфизованной кремнистой породы, ассоциирующей с глаукофановыми кристаллическими сланцами, Велли-Форд, Калифорния (Влохш, 1959). Аналитик Т. У. Влоксем.
- a В том числе Na 0,005.
b В том числе Y 0,178.

Парагенезис

Спессартин встречается реже, чем другие гранаты. Хотя в альмандиновых гранитах, рнолитах и метаморфических породах (особенно в контактных ареолах) часто в больших количествах появляется спессартиновая составляющая, однако она редко здесь преобладает. Гранаты, в составе которых спессартиновая составляющая играет ведущую роль, известны из некоторых скарновых месторождений (например, табл. 18, анал. 4) и часто встречаются в обогащенных марганцем парагенезисах (с родонитом, пироксманитом, тефроитом и т. д.), возникающих в результате метасоматоза. Последний может быть связан с интрузивными телами изверженных пород или же может проявляться более широко, в региональном масштабе [Yosimura, 1939; Jonas, 1942; Lee, 1955; а также материалы обширного симпозиума по марганцевым месторождениям под редакцией Рина (Reyna, 1956)]. Спессартинсодержащие жилы встречены в регионально-метаморфизованных граувакках (табл. 18, анал. 2) и в гнейсах (табл. 18, анал. 1), а Блоксем (Влохаш, 1959) отмечал присутствие спессартина в метаморфизованных кремнистых породах (табл. 18, анал. 7). При перекристаллизации осадочных пород нижнекембрийской группы марганцевистых глинистых сланцев в Уэльсе в процессе динамометаморфизма низкой ступени локально развивался спессартин с содержанием 21,1% MnO (Mohr, 1956). Кроме того, спессартины характерны для гранитных пегматитов (табл. 18, анал. 3, 5, 6), в которых, как правило, присутствует спессартиново-альмандиновый гранат. Только здесь отмечаются иттрийсодержащие спессартины. В массивном агрегате сфалерита из финского пегматита были установлены включения мелких светло-красных и светло-бурых кристаллов спессартина (Knorring, 1946).

Уваровит



Химизм

Химические анализы уваровитовых гранатов приведены в табл. 19. Гранат, охарактеризованный в анал. 1, с содержанием уваровитовой составляющей 90,8% наиболее богат хромом из описанных уваровитов. Уваровит — член серии уграндитов, и анализы табл. 19 показывают, что в твердом растворе в нем находится преимущественноgrossуляровая и в меньшем количестве — андрадитовая составляющие. Уваровиты довольно редки, и, видимо, разрыв составов, наблюдающийся между анал. 3 и 4, объясняется просто неполнотой данных. Были изучены также гранаты с большим содержанием Cr_2O_3 , в которых, однако, уваровит не являлся преобладающим компонентом (например, табл. 16, анал. 8). В связи с этим представляется вероятным, что уваровит и grossуляр, а также уваровит и андрадит образуют непрерывные серии.

Уваровит был синтезирован Хюммелем (Hummel, 1950) при нагревании смеси $3\text{CaO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + 3\text{SiO}_2$ при 855°C в течение 150 час. Этот исследователь отмечал, что при 1490°C уваровит разлагается на псевдоволластонит и Cr_2O_3 . Ягич (Jagitsch, 1956) получил искусственный

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ УВАРОВИТА

	1	2	3	4
SiO ₂	36,79	35,88	37,31	38,40
Al ₂ O ₃	1,93	1,13	5,34	10,77
Cr ₂ O ₃	27,54	27,04	22,80	14,97
Fe ₂ O ₃	0,41	2,46	0,30	1,89
MnO	—	0,03	0,15	—
MgO	0,50	0,04	0,25	0,48
CaO	32,74	33,31	34,25	33,08
П. п. п.	—	0,18	0,10	0,40
Сумма	99,91	100,07	100,30	99,99
N	1,8554 ^a	1,85(±) ^a	1,821—1,829	1,798—1,804
Уд. в	3,772	3,75	3,809	3,712
а (Å)	—	—	11,922	11,892

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

	6,054	5,964	6,034	6,072
Al	—	0,036	—	—
Al	0,373	0,186	1,018	2,002
Cr	3,576	3,554	2,889	1,869
Fe ⁺³	0,050	0,308	0,037	0,224
Mg	0,124	0,010	0,061	0,114
Mn	—	0,004	0,020	—
Ca	5,780	5,934	5,935	5,604

Молекулярные проценты конечных членов группы граната

Альмандин	—	—	—	—
Андрадит	1,3	7,7	0,9	5,9
Гроссуляр	5,8	2,4	25,7	43,1
Пироп	2,1	0,2	1,0	2,0
Спессартин	—	0,1	0,3	—
Уваровит	90,8	89,6	72,1	49,0

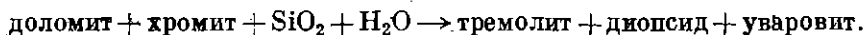
1. Уваровит (друзы в жеде в кварците), Оутонумпу, Финляндия (Borgström, 1901). Аналитик Л. Х. Боргстрём.
 2. Уваровит из уваровит-тремолито-тавмавитово-пирротиновой жилы, Оутонумпу, Финляндия (Eskola, 1933). Аналитик Л. Локка.
 3. Уваровит из диоксидово-тремолитового скарна, Оутонумпу, Финляндия (Kjotting, 1951). Аналитик О. фон Кнорринг.
 4. Уваровит из пирротиново-диоксидовой руды, Луинонлахти, Финляндия (Kjotting, 1951). Аналитик О. фон Кнорринг.
- ^a Измерен для зеленого света.

уваровит из порошкообразной смеси составляющих его окислов в процессе нагревания до 525°C при давлении 110 атм . Кос (Coes, 1955) указывал, что наилучшими условиями синтеза уваровита из смеси волластонита, $\text{Cr}(\text{OH})_3$ и CrCl_3 были температура 900°C и давление $20\ 000\text{ атм}$. Глассер и Осборн (Glasser, Osborn, 1958) установили, что в системе $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при температуре 1370°C сосуществуют уваровит ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$), Cr_2O_3 и CaSiO_3 . Аналогичные наблюдения произвели Геллер и Миллер (Geller, Miller, 1959a), установившие, что в наибольших количествах уваровит образуется из спрессованной смеси реагирующих веществ ($3\text{CaO}+\text{Cr}_2\text{O}_3+3\text{SiO}_2$) при нагревании в условиях температуры 1400°C в течение двух часов; при этом в качестве дополнительных фаз образуются CaSiO_3 и Cr_2O_3 . В образцах, нагревавшихся при 1200°C в течение периода до 192 час, возникло лишь немного уваровита.

Уваровит окрашен в темно-зеленый до изумрудно-зеленого цвет и в шлифах имеет отчетливо зеленый цвет. Зеленой окраской обладает и синтетический уваровит. Фрейкель (Frankel, 1959) произвел количественные калориметрические измерения порошковатых препаратов естественных уваровитов и установил, что с увеличением содержания железа зеленый цвет их становится интенсивнее, тогда как при содержании некоторых количеств TiO_2 окраска уваровитов становится «ржаво»-зеленой в связи с усилением красных и пурпурных оттенков. Уваровит часто обладает слабой анизотропией и может быть зональным (см., например, Knorring, 1951, табл. XV, фиг. 4).

Парагенезис

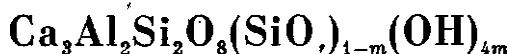
Уваровит — наиболее редкий из шести обычных (безводных) минеральных видов группы граната. Хотя, как уже отмечалось выше, известны хромсодержащие гранаты с уваровитом в качестве второстепенной составляющей, тем не менее существенно уваровитовые гранаты встречаются лишь в узких парагенетических условиях и описаны главным образом из серпентинитов, часто в ассоциации с хромитом, а также из метаморфизованных известняков и скарново-рудных тел. Наиболее известное местонахождение уваровитов в северной Карелии изучено Эскола (Eskola, 1933) и Кноррингом (Knorring, 1951). Уваровит в этом районе обычно ассоциирует с пирретином в комплексе серпентинитов, кварцитов, филлитов, доломитов и диоксидово-тремолитовых пород, в котором присутствуют также граниты, аплиты и пегматиты. В районе Оутокумпу с уваровитом ассоциирует тагмавит (хромсодержащий энидот, см. стр. 224); Эскола отмечал связь между уваровитовыми скарнами и доломитами; в последних иногда присутствует хромит. Рассматривая парагенезис северокарельских уваровитов, Кнорринг предположил, что первичным источником хрома были ассоциирующие серпентинитовые интрузивы. Этот исследователь, кроме того, полагал, что уваровит возникал также при метаморфизме в результате реакции между содержащим хромит доломитом и кремнеземом в присутствии воды; при этом источником алюминия мог служить Al -содержащий хромит, а частично и глиноземистая примесь доломитов:



Уваровит встречается в хромовых рудах месторождений, расположенных близ Бисерска и Кыштыма на Урале, а также в серпентинитах близ

Гороса в Норвегии (Aars-Andersen, 1907). Хромсодержащие гранаты, в которых уваровитовая составляющая присутствует в небольших количествах, установлены в метаморфизованных известняках у Орфорда, Квебек, и в ассоциации с хромитом на Посетс-Пик вблизи Венеско в Пиренеях. Малле (Mallet, 1866) описал из района монастыря Ханле в Рупса, Кашмир, мельчайшие зеленые кристаллы в хромите, напоминающие уваровит, но совершенно не содержащие кальция. Фермор (Fermor, 1952) пересчитал анализ этого минерала и предположил, что он характеризует гранат, отвечающий по составу компоненту $Mg_3Cr_2(SiO_4)_3$, для которого Фермор предложил название «ханлеит». Ярко-зеленый уваровит, ассоциирующий с хромитом, был установлен также в Бушвельдском комплексе, Южная Африка, видимо в восточной его части (Hall, Humphrey, 1908); недавно этот минерал был вновь детально изучен (Frankel, 1959). Он ассоциирует с хромитом, а иногда с диопсидом, доизитом и серпентизированным оливином и встречается в прожилках внутри норитовых горизонтов Бушвельдского комплекса. Предполагается, что он возник в результате протопневматолитического изменения и известкового метасоматоза, предшествовавших термальному метаморфизму; при этом его появление полностью определяется присутствием необходимых количеств хрома.

Гидрогроссуляр



Химизм

Название «гидрогроссуляр» используется для обозначения минералов, относящихся к серии $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 - 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O$ и промежуточных по составу между гроссуляром и гибшитом (плазолитом), $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ (Hutton, 1943). Минералы состава, колеблющегося в указанных пределах, называют также гидрогранатами, гроссуляроидами и гранатоидами, причем последнему термину придается наиболее широкое значение как определяющему минералы с общей формулой $X_3Y_2(ZO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$ (McCoppell, 1942). Первоначально полагали, что в состав плазолита входит CO_2 , но затем было доказано, что присутствие углекислоты в нем связано с примесями; таким образом, плазолит необходимо рассматривать как минерал, сходный с гибшитом. До сих пор не установлены природные минералы, промежуточные по составу между гибшитом и гранатом, лишенным кремнезема, $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O$. Химически гидрогроссуляр менее устойчив, чем гроссуляр, и медленно растворяется в HCl и HNO_3 . В табл. 20 приведены один анализ гибшита и три анализа гидрогроссуляра. Там же даны их пересчеты с отнесением количества ионов к 24 атомам кислорода; при этом $1/4$ часть содержания (OH) помещена в группу Z в соответствии с допущением, что в гидрогранатах имеет место замещение $Si \rightleftharpoons 4H$.

Флинт с соавторами (Flint et al., 1941) синтезировали всю серию смешанных кристаллов от почти чистого гроссуляра до $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O$, которые были получены из стекол соответствующего состава в бомбах при различных температурах и давлениях в присутствии воды. При

Т а б л и ц а 20

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГИДРОГРОССУЛЯРА

	1	2	3	4
SiO ₂	27,57	34,48	34,46	38,55
TiO ₂	0,67	0,03	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	18,52	19,87	21,25	23,44
Fe ₂ O ₃	3,70	0,61	0,97	1,27
FeO	0,15	0,85	0,32	0,52
MnO	0,08	0,02	0,18	0,04
MgO	2,13	2,07	1,13	0,79
CaO	38,39	37,40	36,46	36,06
Na ₂ O	—	0,02	0,05	—
K ₂ O	—	0,01	—	—
H ₂ O ⁺	8,55	4,65	4,47	1,16
H ₂ O ⁻	0,29	0,23	0,65	—
Сумма	100,05	100,24	100,08	100,20
N	1,681	1,702	1,675—1,705	1,728
Уд. в.	3,06	3,35	3,27	3,488
a (Å)	—	—	11,90	11,859

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

Si	3,984	} 6,04	5,043	} 6,18	5,045	} 6,14	5,462	} 5,75
OH/4	2,059		1,133		1,091		0,289	
Al	3,155	} 3,63	3,416	} 3,49	3,667	} 3,79	4,129	} 4,316
Fe ⁺³	0,402		0,070		0,107		0,143	
Ti	0,073	} 6,43	0,003	} 6,42	0,015	} 6,04 ^a	0,013	} 6,02
Mg	0,458		0,452		0,246		0,176	
Fe ⁺²	0,017	} 6,43	0,104	} 6,42	0,040	} 6,04 ^a	0,065	} 6,02
Mn	0,009		0,002		0,022		0,005	
Ca	5,943	} 6,43	5,858	} 6,42	5,720	} 6,04 ^a	5,775	} 6,02

1. Гибшит из метасоматической известково-силикатной породы, Никорцинда, Кавказ, Грузия, СССР (Белянкин, Петров, 1941a). Аналитик И. М. Шумило.
2. Гидрогроссуляр из родингита, Чемпион-Крик, округ Уэйми, Новая Зеландия (Hutton, 1943). Аналитик Ф. Т. Сили.
3. Гидрогроссуляр (розовый жад) Вуффельсфонтейн, Рустенбург, Трансвааль (Tilley, 1957). Аналитик Дж. Х. Скуп. (Кроме того, в анализе Cr₂O₃ 0,005.)
4. Гидрогроссуляр (южноафриканский жад), Вуффельсфонтейн, Трансвааль (Frankel, 1959). Аналитик Дж. Дж. Френкель. (Кроме того, в анализе Cr₂O₃ 0,25.)

^a В том числе Na 0,014.

^b В том числе Cr 0,029.

введении AlCl₃ в кипящий раствор Ca(OH)₂ эти исследователи получали в осадке кубы, октаэдры или додекаэдры или икосаэдра. Используя для эксперимента стекло гроссулярового состава, Йодер (Yoder, 1950) получал при давлении 2000 атм и температуре ниже 850° С гидрогроссуляр, а при температуре выше 850° С — смесь геленита, волластонита и анортита.

Однако позднее Рой и Рой (Roy, Roy, 1957) показали, что равновесная диссоциация твердых растворов серии гидрограната происходит чрезвычайно сложно и максимальные температуры устойчивости этих минералов на 300—400° С ниже, чем это предполагал Йодер. На дифференциальных кривых нагревания гидрогроссуляра, полученных Френкелем (Frankel, 1959), отсутствовали какие-либо эффекты вплоть до температур около 1100° С, когда минерал начинал разлагаться. Однако Г. В. Шмакова, исследуя концентрат гибшита из Никорпминды (табл. 20, анал. 1), установила эйдотермический пик при 650—690° С и два экзотермических эффекта — при 870° (слабый) и при 940° С (Белянкин, Петров, 1941). Гидрогроссуляр обычно имеет белый цвет или окрашен в коричневые оттенки, однако в массивных агрегатах он может быть полупрозрачным и иметь бледно-зеленый, серый или розовый цвет; такие разновидности иногда называют жадом. В шлифах гидрогроссуляр бесцветен, но обычно имеет мутный облик.

Парагенезис

Гидрогроссуляр, вероятно, встречается в природе чаще, чем это считалось до сих пор. Было высказано предположение (Yoder, 1950), что большинство гранатов, описанных как гроссуляры, в действительности относятся к серии гидрогранатов. Гибшит (табл. 20, анал. 1) описан в ассоциации с волластонитом, ксонотлитом, геленитом, апофиллитом и таумаситом, развившейся на контакте тепенинов с мергелистым мелом в Грузии, СССР (Белянкин, Петров, 1939). Он установлен в метаморфизованных мергелях Чехии (Pabst, 1942), а также в срастаниях с диопсидом и альбитом в Тасмании (Scott, 1951). Гидрогроссуляр (N 1,686) описан в каемках, окружающих безводный гранат (N 1,822), в известняках на контакте с диабазом в Лопанском ущелье в Закавказье (Белянкин, Петров, 1941 б). Плазолит впервые был установлен на контакте метаморфизованных маргелей с гранодиоритовым интрузивом в Риверсайде, Калифорния (Foshag, 1920). Гидрогроссуляр в родингитах впервые был описан Хаттоном (Hutton, 1943) в Новой Зеландии, а впоследствии был установлен в измененных габброидных породах и родингитах в других районах, где его появление связано с перераспределением вещества или метасоматозом, сопровождавшимся привносом кальция (Miles, 1950; Bilgrami, Howie, 1960). Сходные проявления гидрогроссуляра, возникшие в результате гидротермального метасоматического привноса кальция, представлены жадоподобными массивными прослоями, замещающими плагиоклаз в горизонте анортозитов и обогащенных полевым шпатом пироксенитов в Бупвельдском комплексе (Tilley, 1957; Frankel, 1959). Мейсон (Mason, 1957) описал полосу гидрогроссулярово-кристобалитовой породы мощностью до 15 см в контакте андезитовой дайки с известняком. Предполагается, что здесь первоначально вплоть до непосредственного залыбанда дайки возникла экзоконтактная зона ларнита, который при последующем привносе кремнезема, воды и некоторого количества глинозема был превращен в гидрогроссуляр (a 11,95—12,24 Å) и кристобалит. Гидрогроссуляр установлен также в известково-силикатной зоне в ассоциации с пренитом и небольшими количествами сфена, витерита и хлорита; эта зона окружает ядро жадеита, присутствующего в виде тектонического включения в калифорнийском серпентините (Coleman, 1959).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Aars-Andersen L., 1907. Über die analytische Bestimmung von Beryllium und den sogenannten seltenen Erden nebst Analysen von Phenakit, Monazit, Euxenit, Hellandit und Uwarowit, *Centr. Min.*, 251.
- Abrahams S. C., Geller S., 1958. Refinement of the structure of a grossularite garnet, *Acta Cryst.*, 11, 437.
- Adams L. H., Gibson R. E., 1929. The elastic properties of certain basic rocks and minerals, *Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A.*, 15, 713.
- Alderman A. R., 1935. Almandine from Botallack, Cornwall, *Mineral. Mag.*, 24, 42.
- Alderman A. R., 1936. Eclogites from the neighbourhood of Glencg, Inverness-shire, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 92, 488.
- Allen V. T., Fahey J. L., 1957. Some pyroxenes associated with pyrometamorphic zinc deposits in Mexico and New Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, 881.
- Anderson B. W., 1959. Properties and classification of individual garnets, *Journ. Gemmology*, 7, 1.
- Бадалов С. Т., 1949. Исследование марганцево-железистого граната, *Зан. АН УССР*, № 12, 22.
- Bagrowski B. P., 1941. Pyrope garnet vs. ruby spinel in Kansas, *Am. Mineral.*, 26, 675.
- Белянкин Д. С., Петров В. П., 1939. Гибшит в Грузии, *Докл. АН СССР*, 24, № 4, 349.
- Белянкин Д. С., Петров В. П., 1941а. О гибшите и плазоците, *Докл. АН СССР*, нов. сер., 32, № 1, 66.
- Belyankin D. S., Petrov V. P., 1941b. The grossularoid group (hibschite, plazolite), *Am. Mineral.*, 26, 450.
- Bertaut F., Forrat F., 1957. Étude des paramètres des grenats, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 244, 96.
- Bilgrami S. A., Howie R. A., 1960. The mineralogy and petrology of a rodingite dyke, Hinduhagh, Pakistan, *Am. Mineral.*, 45, 791.
- Bloxam T. W., 1959. Glaucophane-schists and associated rocks near Valley Ford, California, *Am. Journ. Sci.*, 257, 95.
- Borg I. Y., 1956. Glaucophane-schists and eclogites near Healdsburg, California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 1563.
- Borgström D. H., 1901. Mineralogische Notizen, *Geol. För. Förh.*, Stockholm, 23, 557.
- Bragg Sir Lawrence, 1958. Gemstones, *Proc. Roy. Institution*, 37, 1.
- Brammall A., Harwood H. F., 1932. The Dartmoor granites: their genetic relationships, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 88, 189.
- Brauns R., 1907. Lichtschein bei Granat, Zirkon und Saphir, *Neues Jahrb. Min.*, 1, 13.
- Breadbury C. M., Dunnington F. B., 1884. *Chem. News*, 50, 301.
- Bridgman P. W., 1928. The linear compressibility of thirteen natural crystals, *Am. Journ. Sci.*, 25, 287.
- Brun A., 1930. Note sur les constantes optiques de l'almandin, de la hende et du zircon, *Bull. Soc. Franç. Min.*, 53, 35.
- Buddington A. F., 1952. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 37.
- Carpanese T., 1932. Granato, vesuvianite, ilmenite e titanite del Monte Rosso di Varra (gruppo del Monte Rosa), *Atti. R. Accad. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat.*, ser. 6, 15, 591—595, 694—699 (M. A. 5—487).
- Chapman C. A., 1952. Structure and petrology of the Sunapee quadrangle, New Hampshire, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 381.

- Charlu T. G. K., 1951. A note on the development of large garnets in Sutherland migmatites, *Geol. Mag.*, 88, 185.
- Christophe-Michel-Lévy M., 1953. Reproduction artificielle de minéraux qui apparaissent dans le métamorphisme de contact du granite, *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 76, 275.
- Christophe-Michel-Lévy M., 1956. Reproduction artificielle des grenats calciques: grossulaire et andradite, *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 79, 124.
- Clark S. P., Jr., 1957. Absorption spectra of some silicates in the visible and near infrared, *Am. Mineral.*, 42, 732.
- Coes L., 1955. High-pressure minerals, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 38, 298.
- Coleman R. G., 1959. Genesis of jadeite from San Benito County, California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 1583 (abstract).
- Doelter C., 1917. *Handbuch der Mineralchemie*, 2, Tl. 2, Dresden and Leipzig.
- Engel A. E. J., Engel C. G., 1960. Progressive metamorphism of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part II: Mineralogy, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 1.
- Eppler W. F., 1958. Notes on asterism in corundum, rose quartz and almandine garnet and chatoyancy in beryl, *Journ. Gemmology*, 6, 195.
- Eskola P., 1920. The mineral facies of rocks, *Norsk Geol. Tidsskr.*, 6, 143.
- Eskola P., 1921. On the eclogites of Normay, *Vidensk. Skrift*, I, Mat.-nat. Kl., 1, No. 8.
- Eskola P., 1933. On the chrome minerals of Outokumpu, *Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande*, No. 7, 26.
- Eskola P., 1952. On the granulites of Lapland, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 133.
- Fenner C. N., 1910. The Watchung basalt and the paragenesis of its zeolites and other secondary minerals, *Ann. New York Acad. Sci.*, 20, 93.
- Fermor L. L., 1909. The manganese ores deposits of India, *Geol. Surv. India*, Mem. 37.
- Fermor L. L., 1934. Note on the manganese-lime series of garnets, *Rec. Geol. Surv. India*, 68, 337.
- Fermor L. L., 1952. On a new chrome-garnet, *Geol. Mag.*, 89, 145.
- Firman R. J., 1957. Fissure metasomatism in volcanic rocks adjacent to the Shap granite, Westmorland, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 113, 205.
- Fleischer M., 1937. The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group, *Am. Mineral.*, 22, 751.
- Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S., 1941. Hydrothermal and X-ray studies of the garnet-hydrogarnet series and the relationship of the series to hydration products of Portland cement, *Journ. Res. U. S. Bur. Standards*, 26, 13.
- Ford W. E., 1915. A study of the garnet group, *Am. Journ. Sci.*, ser. 5, 40, 33.
- Foshag W. F., 1920. Plazolite, a new mineral, *Am. Mineral.*, 5, 183.
- Fouqué F., Michel-Lévy A., 1878. Production artificielle de la népheline et de l'amphigène par voie de fusion ignée et recuit à une température voisine de la fusion, *Compt. Rend. Acad. Sci.*, Paris, 87, 961.
- Frankel J. J., 1959. Uvarovite garnet and South African jade (hydrogrossular) from the Bushveld complex, Transvaal, *Am. Mineral.*, 44, 565.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J., 1958. Metamorphic reactions and metamorphic facies, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 73, 158. [Имеется русский перевод: У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, Метаморфические реакции и метаморфические фации, ИЛ, М., 1962.]
- Geller S., Gilleo M. A., 1957. The crystal structure and ferrimagnetism of yttrium-iron garnet, $Y_3Fe_2(FeO_4)_3$, *Acta Cryst.*, 10, 787.

- Geller S., Miller C. E., 1959a. The synthesis of uvarovite, *Am. Mineral.*, 44, 445.
- Geller S., Miller C. E., 1959b. Substitution of Fe^{3+} for Al^{3+} in synthetic spessartite, *Am. Mineral.*, 44, 665.
- Гинзбург И. И., Витовская И. В., 1956. Выветривание гранатовых, аксинитовых и тремолитовых пород в засушливых районах Центрального Казахстана, В книге «Кора выветривания», вып. 2, М., 299.
- Glasser F. P., Osborn E. F., 1958. Phase equilibrium studies in the system $\text{CaO} - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 41, 358.
- Гневущев М. А., Калинин А. И., Михеев В. И., Смирнов Г. И., 1956. Изменение параметров элементарной ячейки гранатов как функция их химического состава. *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, 85, 473.
- Gorgeu A., 1883. Sur la production artificielle de la spessartine ou grenat manganésifère, *Compt. Rend. Acad. Sci.*, Paris, 97, 1303.
- Gossner B., Reindl E., 1934. Über die chemische Zusammensetzung titanhaltiger Silikate, insbesondere von Astrophyllit, *Centr. Min., Abt. A.*, 161.
- Gübelin E. J., 1953. Inclusions as a Means of Gemstone Identification, Los Angeles.
- Hall A. L., Humphrey W. A., 1908. On the occurrence of chromite deposits along the southern and eastern margin of the Bushveld plutonic complex, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 11, 74.
- Heier K., 1956. The geology of the Ørdsalen district, Rogaland, S. Norway, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 36, 167.
- Henriques A., 1958. On the determination of garnet without chemical analyses, *Arkiv Min. Geol.*, 2, 349.
- Heritsch F., 1928. Studien über den Chemismus der Granaten, *Neues Jahrb. Min., Abt. A.*, Bl. Bd. 55, 80.
- Hernes I., 1954. Eclogite-amphibolite on the Molde peninsula, southern Norway, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 33, 163.
- Hibsch J. E., 1926. Das Granatenbergel bei Meronitz und die «höhmischen Granaten», *Bilin (Museumgesellschaft) (M. A. 3—441)*.
- Hietanen A., 1959. Kyanite-garnet gedritite near Orofino, Idaho, *Am. Mineral.*, 44, 539.
- Hisinger W., 1817. *Journ. Chem. Phys. (Schweigger)*.
- Howie R. A., Subramaniam A. P., 1957. The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite, and related granulites, *Mineral. Mag.*, 31, 565.
- Hummel F. A., 1950. Synthesis of uvarovite, *Am. Mineral.*, 35, 324.
- Hutchison A. G., 1933. The metamorphism of the Deeside limestone, Aberdeenshire, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 57, 557.
- Hutton C. O., 1943. Hydrogrossular, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series, *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 73, 174.
- Hutton C. O., 1957. Contributions to the mineralogy of New Zealand, Part IV, *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 84, 791.
- Ingerson E., Barksdale J. D., 1943. Iridescent garnet from the Adelaide mining district, Nevada, *Am. Mineral.*, 28, 303.
- Jaffe H. W., 1951. The role of yttrium and other minor elements in the garnet group, *Am. Mineral.*, 36, 133.
- Jagitsch R., 1958. The synthesis of some skarn minerals from the powdered components, *Arkiv. Kemi*, 9, 319.
- Ježek B., 1921. Optical constants of some Bohemian minerals, *Rozpravy České Akad.*, Cl. 2, 30, No. 35 (M. A. 2—139).
- Jonas A. I., 1942. Manganese-bearing veins in southwestern Virginia, *Econ. Geol.*, 37, 408.

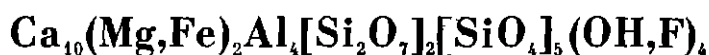
- Kennedy G. C., 1953. Geology and mineral deposits of Jumbo dasin, south eastern Alaska, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 251.
- King B. C., 1949. The Napak area of southern Karamoja, Geol. Surv. Uganda, Mem, 5, 43.
- Knorring O. von, 1946. On a manganese garnet enclosed in sphalerite from Kimito in S. W. Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 138, 77.
- Knorring O. von, 1951. A new occurrence of uvarovite from northern Karelia in Finland, Mineral. Mag., 29, 594.
- Knorring O. von., Kennedy W. Q., 1958. The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet — hornblende — pyroxene — scapolite gneiss from Ghana (Gold Coast), Mineral. Mag., 31, 846.
- Kokta J., Němec F., 1936. Granát ultrabasických hornin od Černína, Věda Přírodní, Praha, 17, 176 (M. A. 6—428).
- Крутоярский М. А., 1958. О некоторых кимберлитовых телах бассейна Омо-нос Оленекского района, Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 87, вып. 2, 166.
- Kunitz W., 1936. Die Rolle des Titans und Zirkoniums in den gesteinsbildenden Silikaten, Neues Jahrb. Min. Geol., Bl. Bd. 70A, 385.
- Lambert R. St. J., 1959. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness — shire, Trans. Roy. Soc. Edin., 63, 553.
- Larsen E. S., 1942. Alkalic rocks of Iron Hill. Gunnison County, Colorado, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 197—A.
- Lee D. E., 1955. Mineralogy of some Japanese manganese ores, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 5, 15.
- Lee D. E., 1958. An andradite-spessartite garnet from Pajsberg Sweden, Am. Mineral., 43, 208.
- Levin S. B., 1949. The physical analysis of polycomponent garnet, Am. Mineral., 34, 279 (abstract).
- Levin S. B., 1950. Genesis of some Adirondack garnet deposits, Bull. Geol. Soc. Am., 61, 519.
- McConnell D., 1939. Note on the chemical similarity of idocrase and certain garnets, Am. Mineral., 24, 62.
- McConnell D., 1942. Graphtite, a hydrophosphate garnetoid, Am. Mineral., 27, 452.
- McLachlan G. R., 1951. The algerine-granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire, Mineral. Mag., 29, 476.
- M'Lintock W. F. P., 1915. On the zeolites and associated minerals from the Tertiary lavas around Ben More, Mull, Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 51, 1.
- Majer V., 1954. Granat aus dem Bache Reškovica in Ostserbien, Bull. Géol. Zagreb, 5—7, 370 (M. A. 12—475).
- Mallet F. R., 1866. Geological observations on western Tibet, Geol. Surv. India, Mem. 5, 153.
- Mason B., 1957. Larnite, scawtite, and hydrogrossular from Tokatoka, New Zealand, Am. Mineral., 42, 379.
- Mason B., Berggren T., 1941. A phosphate-bearing spessartite garnet from Wodgina, Western Australia, Geol. För. Förh. Stockholm, 63, 413.
- Menzer G., 1926. Die Gitterkonstanten der Granate, Centr. Min., Abt. A., 343.
- Menzer G., 1928. Die Kristallstruktur der Granate, Zeit. Krist., 69, 300.
- Merwin H. E., 1915, in Wright C. W. Geology and ore deposits of Copper Mountain and Kasaan Peninsula Alaska, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 87, 108.
- Михеев В. И., 1957. Рентгенометрический определитель минералов, М., Госгеолидат.
- Miles K. R., 1950. Garnetised gabbros from the Eulamina district, Mt. Margaret Goldfield, Geol. Surv. W. Australia, Bull. 103, pt. II.

- Miyashiro A., 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 179.
- Miyashiro A., 1955. Pyrospite garnets in volcanic rocks, *Journ. Geol. Soc. Japan*, 61, 463.
- Miyashiro A., 1956. Data on garnet-biotite equilibria in some metamorphic rocks of the Ryoke zone, *Journ. Geol. Soc. Japan*, 62, 700.
- Miyashiro A., Banno S., 1958. Nature of glaucophanitic metamorphism, *Am. Journ. Sci.*, 256, 97.
- Mohr P. A., 1956. Trace element distribution in a garnet-chlorite rock from Foel Ddu, near Harlech, Merionethshire, *Mineral. Mag.*, 31, 319.
- Nováček R., 1931. Les grenats des pegmatites tchécoslovaques, *Vestník Kral. Ces. Spol. Nauk*, Cl. 2, 38, 1 (M. A. 5—220).
- O'Hara M. J., 1960. A garnet — hornblende — pyroxene rock from Glenelg, Invernesshire, *Geol. Mag.*, 97, 145.
- Oliver R. L., 1956. The origin of garnets in the Borrowdale Volcanic Series and associated rocks, English Lake District, *Geol. Mag.*, 93, 121.
- Oliver R. L., 1958. Andradite from the Island of Jersey, *Bull. Soc. Jersiaise*, 17, 181.
- Osborne G. D., 1932. The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of Carlingford district, Co. Louth, *Geol. Mag.*, 69, 209.
- Pabst A., 1931. The garnets in the glaucophane-schists of California, *Am. Mineral.*, 16, 327.
- Pabst A., 1936. Vesuvianite from Georgetown, California, *Am. Mineral.*, 21, 1.
- Pabst A., 1937. The crystal structure of plazolite, *Am. Mineral.*, 22, 861.
- Pabst A., 1938. Garnets from vesicles in rhyolite near Ely, Nevada, *Am. Mineral.*, 23, 101.
- Pabst A., 1942. Reexamination of hibschite, *Am. Mineral.*, 27, 783.
- Philipsborn H. v., 1930. Zur chemische-analytischen Erfassung der isomorphen Variation gesteinsbildender Minerale. Die Mineralkomponenten des Pyroxengranulits von Hartmannsdorf (Sa), *Chemie der Erde*, 5, 233.
- Piners M., 1894. Ueber Topazolith und Melanit, *Zeit. Krist.*, 22, 485.
- Ramachandra Rao B., 1945. Elastic constants of garnets, *Proc. Indian Acad. Sci.*, 22, 194.
- Reagan A. B., 1927. Garnets in the Navajo Country, *Am. Mineral.*, 12, 414.
- Reyna J. G., 1956. Symposium sobre yacimientos de manganeso, 20th Congreso Geol. Intern., Mexico.
- Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F., 1955. Fields of stability of jadeite, kyanite, and pyrope, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 1608 (abstract).
- Ross C. S., Kerr P. E., 1932. Manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina, *Am. Mineral.*, 17, 1.
- Roy D. M., Roy R., 1957. System $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, VI, The grossularite — $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ join, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, 1788 (abstract).
- Ruxton B. P., 1956. The major rock groups of the northern Red Sea Hills, Sudan, *Geol. Mag.*, 93, 321.
- Sanero E., 1935. Sopra due granati delle miniere di Cogne in Val d'Aosta, *Periodico Min. Roma*, 6, 213 (M. A. 6—287).
- Scott B., 1951. Note on the occurrence of intergrowth between diopside augite and albite and hydrogrossular from King Island, Tasmania, *Geol. Mag.*, 88, 429.
- Shaub B. M., 1949. Paragenesis of the garnet and associated minerals of the Barton mine, near North Creek, New York, *Am. Mineral.*, 34, 573.
- Smith T. H., 1923. The occurrence of garnet at Bowling Alley Point, near Nundle, New South Wales, *Rec. Australian Mus.*, 24, 101.

- Skinner B. J., 1956. Physical properties of end-members of the garnet group, *Am. Mineral.*, 41, 428.
- Snow R. B., 1943. Equilibrium relationships on the liquidus surface in part of the $MnO - Al_2O_3 - SiO_2$ system, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 26, 11.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я., 1955. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области, *Минер. сб. Львовск. геол. о-ва*, № 9, 316.
- Sriramadas A., 1957. Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets, *Am. Mineral.*, 42, 294.
- Stewart F. H., 1942. Chemical data on a silica-poor argillaceous hornfels and its constituent minerals, *Mineral. Mag.*, 26, 260.
- Stewart F. H., 1950. Note on garnet crystals from Cairnie, Aberdeenshire, *Mineral. Mag.*, 29, 252.
- Strock L. W., 1930. Spessartite from Avondale, Delaware County, Pennsylvania, *Am. Mineral.*, 15, 40.
- Strunz H., 1957. Mineralogische Tabellen, Eine Klassifizierung der Mineralien auf einer kristallchemischer Grundlage, mit einer Einführung in die Kristallchemie, 3rd ed., Leipzig.
- Su Liang-Ho., 1950. A mineralogical study of the corrosion of checker bricks from open-hearth steel furnaces, *Trans. Brit. Ceram. Soc.*, 49, 420.
- Subramaniam A. P., 1958. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 317.
- Sýkora L., 1952. Pyrope deposits on the Bohemian Middle Mts., *Geotechnica, Praha*, 14 (M. A. 12—169).
- Tilley C. E., 1926a. Some mineralogical transformations in crystalline schists, *Mineral. Mag.*, 21, 34.
- Tilley C. E., 1926b. On garnet in pelitic contact-zones, *Mineral. Mag.*, 21, 47.
- Tilley C. E., 1927. Vesuvianite and grossular as products of regional metamorphism, *Geol. Mag.*, 64, 372.
- Tilley C. E., 1936. The paragenesis of kyanite-eclogites, *Mineral. Mag.*, 24, 422.
- Tilley C. E., 1957. On the replacement of anorthosite by hydrogrossular in the Transvaal, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 60, 15.
- Trumper L. C., 1952. Rhodolite and the pyrope-almandine series, *Gemmologist*, 21, 26.
- Vermaas F. H. S., 1952. Manganese-iron garnet from Otjosondu, South-West Africa, *Mineral. Mag.*, 29, 946.
- Watters W. A., 1958. Some zoned skarns from granite-marble contacts near Puyvalador, in the Quérigut area, eastern Pyrenees, and their petrogenesis, *Mineral. Mag.*, 31, 703.
- White A. J. R., 1959. Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillio and Milendella, South Australia, *Geol. Mag.*, 96, 285.
- Whitten E. H. T., 1951. Cataclastic pegmatites and calc-silicate skarns near Bunbeg, Co. Donegal, *Mineral. Mag.*, 29, 737.
- Williams A. F., 1932. The Genesis of the Diamond, London.
- Winchell H., 1958. The composition and physical properties of garnet, *Am. Mineral.*, 43, 595.
- Wolff T. E. von, 1942. Methodisches zur quantitativen Gesteins- und Mineral Untersuchung mit Hilfe der Phaseanalyse, *Min. Petr. Mitt (Tschermak)*, 54, 1.
- Wright W. I., 1938. The composition and occurrence of garnets, *Am. Mineral.*, 23, 436.
- Yoder H. S., 1950. Stability relations of grossularite, *Journ. Geol.*, 58, 221.
- Yoder H. S., 1952. The $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ system, and the related metamorphic facies, *Am. Journ. Sci., Bowen vol.*, 569.

- Yoder H. S., 1954. Garnets and staurolite, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., No. 53, 121.
- Yoder H. S., 1955a. Almandite garnet stability range, Am. Mineral. 40, 342 (abstract).
- Yoder H. S., 1955b. Role of water in metamorphism, Geol. Soc. Am., Special Paper 62, 521.
- Yoder H. S., Keith M. L., 1951. Complete substitution of aluminium for silicon: the system $3\text{MnO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 - 3\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$, Am. Mineral., 36, 519.
- Yosimura T., 1939. Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kase mine, Japan, Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 4, 313.
- Zedlitz O., 1935. Über titanhaltige Kalkeisengranate, II, Zentrabl. Min., A, 68.
- Zen E-an, 1958. Validity of «Vegard's law», Am. Mineral., 41, 523.
- Zombory L., 1934. Daten zur chemischen Zusammensetzung der Granate von Vaskő-Dognácska, Mat. Természettud. Értesítő, Budapest, 52, 179 (M. A. 6—83).

Везувиан (идокраз)



ТЕТРАГОНАЛЬНЫЙ (—)

№	1,700—1,746
No	1,703—1,752
No — №	0,001—0,008
Дисперсия	Сильная
Уд. в.	3,33—3,43
Тв.	6—7
Спайность	По {110} плохая, по {100} и {001} очень плохая
Цвет	Желтый, зеленый, бурый, редко красный или голубой; в шлифах бесцветный или окрашен в бледно-желтый, зеленый или бурый цвет
Плеохроизм	В бесцветных разновидностях может проявляться слабый плеохроизм, например от буровато-желтого до желтовато-бурого
Элементарная ячейка	a 15,5—15,6, c 11,80 Å $Z=4$. Пространственная группа $P4/nlc$

Разновидности с явным двупреломлением могут обладать аномальными интерференционными окрасками в ярко-синих или коричневых тонах. Известны оптически положительные и двуосные разновидности

Везувиан — обычный минерал метаморфизованных известняков; свое название он получил от горы Везувий, где он был обнаружен в ксенолитах среди вулканических выбросов. Оптически положительная разновидность — видюит названа по реке Видюй в Сибири. Сходство кристаллических форм везувиана и других минеральных видов послужило для Гаюи основанием назвать рассматриваемый минерал идокразом, от греческого *eidos*, внешний вид и *krasis*, смесь.

Структура

Рентгеноструктурное исследование везувиана было выполнено Уорреном и Моделлом (Warren, Modell, 1931), которые показали, что он близок по структуреgrossularовому гранату, причем параметр с везувиана равен 11,85 Å и совпадает по величине с ребром кубической ячейки grossulara; некоторые элементы структуры фактически одинаковы у обоих минералов. В структуре везувиана каждый ион Si тетраэдрически окружен четырьмя ионами кислорода, и из девяти ионов Si формулы $\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$, принимаемой Уорреном и Моделлом в качестве идеальной химической формулы этого минерала, четыре образуют группы Si_2O_7 , а другие пять — независимые группы SiO_4 . В элементарной ячейке 16 ионов Al в общих положениях и 8 (Mg, Fe) в особых положениях нахо-

дятся в октаэдрической координации: каждый атом Са находится в координации с 8 атомами кислорода. По мнению Махачки (Machatschki, 1930, 1932), состав везувиана определяется формулой $X_{19}Y_{13}Z_{18}(O, OH, F)_{76}$, где $X = Ca(Na, K, Mn)$, $Y = (Al, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Mg, Ti, Zr, Mn)$, $Z = Si$. Эта формула лучше соответствует химическим анализам минерала, чем более простая формула Уоррена и Моделла. Однако последние авторы продолжают отстаивать предложенную ими формулу. Они считают, что характер изоморфных замещений в везувиане может быть определен лишь рентгеноструктурным анализом. Структура везувиана, по-видимому, нуждается в дальнейшем изучении.

Некоторые везувианы содержат заметное количество бериллия, в связи с чем Уоррен и Моделл (Warren, Modell, 1931) предположили, что в таких случаях может происходить замещение $8(Mg, Fe)$, находящихся в особых октаэдрических положениях, на 16 Be, занимающих общие тетраэдрические положения.

Такане (Takané, 1933) при рентгеновском исследовании монокристаллов определил параметры элементарной ячейки везувиана и предложил для него формулу $Ca_8Al_4(Si, Al)_9(Fe, Mg, Ca, Al \text{ и т. д.})_4(O, OH, F)_{34}$. Для везувиана из контактово-метаморфизованного известняка он определил a 15,68, c 11,95 Å, тогда как у везувиана с Виллюя a 15,62, c 11,89 Å. По данным Уоррена и Моделла (Warren, Modell, 1931), a 15,66, c 11,85 Å. Элементарная ячейка бериллийсодержащего везувиана (Hurlbut, 1955), анализ которого приведен в табл. 21 (анал. 10), имеет a 15,59, c 11,81 Å, а у ячейки синтетического везувиана, не содержащего железа и магния, a 15,2, c 11,8 Å (Rapp, Smith, 1958).

Химизм

Хотя Уоррен и Моделл (Warren, Modell, 1931), исходя из рентгеноструктурных данных, вывели следующую идеальную формулу везувиана: $Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4Si_9O_{34}(OH, F)_4$, анализы этого минерала часто не соответствуют предложенной формуле. Особенно резко это проявляется в отношении распределения Mg и Al. На основании имеющихся анализов везувиана Махачки (Machatschki, 1930, 1932) предложил для него формулу $X_{19}Y_{13}Z_{18}(O, OH, F)_{76}$, где $X = Ca(Na, K, Mn)$, $Y = (Al, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Mg, Ti, Zr, Mn)$, $Z = Si$. В табл. 21 приведены анализы везувиана, пересчитанные на основе 76 (O, OH, F). Таким образом, состав одного и того же минерала может быть выражен двумя формулами:

По Махачки: $Ca_{19}(Mg, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Al)_{13}Si_{18}(O, OH, F)_{76}$.
По Уоррену и Моделлу: $Ca_{20}(Mg, Fe)_4Al_8Si_{18}O_{68}(OH, F)_8$.

Табл. 21 показывает, что в целом количество пересчитанных элементов группы Y (Al, Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mg и т. д.) ближе к 13, чем к 12, что наблюдается и во многих других современных химических анализах везувиана. Точно так же количество элементов группы X (Са с меньшими количествами Na, K, Mn) обычно при пересчете ближе к 19, чем к 20. Для определения формулы, лучше всего отражающей состав этого минерала, необходимы дальнейшие исследования, при которых желательно одновременно произвести рентгеновское определение структуры изучаемого материала.

Некоторые везувианы содержат заметное количество Be (табл. 21, анал. 7, 8, 10). Так, для везувиана из Франклина, Нью-Джерси, перво-

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕЗУВИАНА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,70	36,51	36,53	35,73	36,25
TiO ₂	Сл.	—	3,75	4,73	0,37
Al ₂ O ₃	19,30	17,74	15,79	12,66	16,29
Fe ₂ O ₃	0,85	3,06	2,05	4,36	4,41
FeO	0,37	0,13	2,11	1,55	0,89
MnO	—	—	0,11	0,07	0,07
MgO	2,45	4,10	2,61	2,91	2,77
ZnO	—	—	—	—	—
CaO	38,30	35,85	35,70	35,87	35,43
BeO	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	0,31	0,38	—	0,14
K ₂ O	—	—	0,21	—	—
F	—	—	1,08	Сл.	—
H ₂ O ⁺	0,70	} 2,54	0,60	2,76	3,25
H ₂ O ⁻	0,10		0,10	—	—
O≡F	99,77	100,24	101,02	100,64	99,87
	—	—	«0,58»	—	—
Сум- ма	99,77	100,24	100,44	100,64	99,87
Ne	1,707	1,7159	1,715	1,736	1,7212
No	1,710	1,7182	1,724	1,742	1,7193
Уд. в.	3,322	3,342	3,42	3,408	3,369

Количества ионов в пересчете на 76 (O, OH, F)

Si	18,154	17,207	17,687	17,100	17,142
Al	—	0,793	0,333	0,800	0,858
Al	10,956	9,063	8,668	6,219	8,222
Fe ⁺³	0,307	1,084	0,746	1,567	1,568
Ti	—	—	1,364	1,690	0,130
Be	—	—	—	—	—
Mg	1,758	2,880	1,881	2,064	1,952
Fe ⁺²	0,148	0,051	0,853	0,616	0,352
Zn	—	—	—	—	—
Mn	—	—	0,045	0,028	0,028
Na	—	0,284	0,354	—	0,128
Ca	19,764	18,107	18,502	18,312	17,955
K	—	—	0,128	—	—
F	—	—	1,651	—	—
OH	2,252	7,988	1,936	8,772	10,252

1. Белый везувиан из жилы в серпентините, где он встречается вместе сgrossуляром, диопсидом, тремолитом и пренитом, Джорджтаун, Калифорния (Pabst, 1936). Аналитик У. Х. Хердсмен.
2. Светло-зеленый везувиан, Шварценштейн (Gädeke, 1938). Аналитик Р. Гёдеке.
3. Чистый, темно-бурый везувиан в симплектиковых нодулах, соответствующих обогащенным примесным участкам известняка в мраморе, Ардгур, Аргиллшир (Drever, 1936). Аналитик Н. Салбом.
4. Темно-бурый титанистый везувиан, Ахматовский рудник в Шихимских горах, Южный Урал (Мясников, 1940).
5. Желтоватый и оливково-зеленый везувиан, долина Фасса (Gädeke, 1938). Аналитик Р. Гёдеке.

Таблица 21 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕЗУВИНА

	6	7	8	9	10
SiO ₂	36,16	36,68	36,19	37,02	36,61
TiO ₂	2,49	0,81	Сл.	0,80	—
Al ₂ O ₃	17,59	15,62	13,36	10,14	16,67
Fe ₂ O ₃	3,91	2,81	4,15	7,80	3,31
FeO	1,80	2,96	2,15	3,96	—
MnO	0,34	0,46	4,48	0,10	3,28
MgO	0,81	1,39	2,42	3,05	2,87
ZnO	—	—	0,43	—	0,14
CaO	33,67	35,88	32,02	36,50	33,64
BeO	—	1,07	1,09	—	1,56
Na ₂ O	0,86	0,10	0,22	—	0,17
K ₂ O	0,13	0,03	0,05	—	—
F	—	2,03	3,22	—	0,91
H ₂ O ⁺	2,10	0,84	0,60	1,00	0,68
H ₂ O ⁻	—	0,04	0,43	0,24	—
O≡F	99,86 —	100,72 0,85	100,92 1,36	100,61 —	100,10 0,38
Сум- ма	99,86	99,87	99,56	100,61	99,72
Ne	1,7269	1,708	1,711	1,709	1,709
No	1,7311	1,712	1,718	1,717	1,714
Уд. в.	—	—	3,3	3,3	3,375

Количества ионов в пересчете на 76(O, OH, F)

Si	17,359	17,706	17,780	18,465	17,699
Al	0,641	0,294	0,220	—	0,301
Al	9,291	8,594	7,501	5,962	9,143
Fe ⁺³	1,404	1,020	1,528	2,928	1,200
Ti	0,892	0,294	—	0,300	—
Be	—	1,241	1,290	—	1,814
Mg	0,576	1,001	1,770	2,267	2,080
Fe ⁺²	0,720	1,195	0,885	1,652	—
Zn	—	—	0,148	—	0,144
Mn	0,144	0,189	0,858	0,042	1,332
Na	0,807	0,092	0,206	—	0,168
Ca	17,302	18,560	16,860	19,510	17,420
K	0,080	—	0,030	—	—
	18,00	18,00	18,00	13,15	14,46a
	12,88	13,34	13,12	18,95	18,92
	18,33	18,84	18,95	—	—

Т а б л и ц а 21 (продолжение)

	6	7	8	9	10
F	—	3,096	4,997	—	1,390
ОН	6,708	2,704 } 5,80	1,958 } 6,95	3,328	2,200 } 3,59

6. Везувиан из нефелинового сиенита, Алмюнте, Швеция (Quensel, 1915). Аналитик Р. Маузелюс.
7. Зеленовато-коричневый везувиан из контактной зоны гранита, оз Тёрнбек, район Большого Невольничьего озера, Канада (Meen, 1939). Аналитик В. Б. Мин.
8. Везувиан из метаморфической контактной зоны в известняке близ кислой изверженной породы третичного возраста, Айрон-Маунтинс, Нью-Мексико (Glass et al., 1944). Аналитик Р. Э. Стивенс. (Кроме того, в анализе Be_2O_3 0,11.)
9. Коричневый везувиан из скарна, Кара-Тюбе, Катакуртан, Самарканд (Агафонова, Свистуненко, 1949).
10. Коричневый призматический кристалл везувиана из цинково-рудного скарна, Франклин Нью-Джерси (Hurlbut, 1955). Аналитик Ф. Х. Гонье. (Кроме того, в анализе SiO_2 0,28.) а в том числе Cu 0,095.

начально указывалось присутствие 9,20% BeO (Palache, Bauer, 1930), однако при последующем изучении было установлено, что содержание этого компонента здесь значительно меньше. Например, в анал. 10 табл. 21 спектрографически определено присутствие лишь 0,17% BeO . В. А. Зильберманц и Е. В. Рожкова (1933) исследовали 14 образцов везувианов из различных районов и присутствие Be установили лишь в трех из них (от 0,008 до 0,18% BeO); Херлбут (Hurlbut, 1955) при специальном изучении нескольких сот образцов бериллиевых везувианов установил в них максимальное содержание BeO 1,5%. Исходя из величины ионного радиуса Be , можно было бы ожидать, что он замещает Si , как это предполагает А. А. Беус (1957), предложивший для везувиана формулу $\text{Ca}_8(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_8(\text{Si}, \text{Be})_8(\text{O}, \text{F}, \text{OH})_{34}$, однако представляется более вероятным, что этот элемент замещает двухвалентные атомы (Mg, Fe) в отношении $2\text{Be} : 1 (\text{Mg}, \text{Fe})$.

Содержание TiO_2 в везувианах довольно сильно колеблется; так, например, в анал. 4 табл. 21 оно равно 4,73%. В везувианах из нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними пород (Inoue, Miyashiro, 1951) содержания Al и Ti часто выше средних их содержаний (например, анал. 6, табл. 21). В некоторых образцах везувианов из скарнов установлено присутствие ZnO ; кроме того, в скарнах обнаружена медьсодержащая разновидность минерала — циприн. С. М. Курбатовым (1922) описаны хромвезувианы*. Найденные в Марокко минералы — жевевит (Dupaix, Gysin, 1927) и дюпаркит (Nicolet, 1932) рассматриваются как разновидности везувиана.

Как в отношении химического состава, так и в отношении физических свойств везувиан во многом сходен с гранатами, обогащеннымиgrossularовой составляющей. Мак-Коннелл (McConnell, 1939) сопоставил 49 анализов этих минералов и показал, что наиболее отчетливое различие в их

* Везувиан, содержащий 4,31% редких земель, в основном цериевой группы, а также довольно много TiO_2 и заметные количества радиоактивных элементов, описан Ю. А. Орловым и Н. Н. Мартыновым из экзоконтактов гранитного массива в Енисейском крижю. Везувиан этот черный, частично метамиктный, очень слабо дупреломляет, $N = 1,710$. — *Прим. ред.*

составе заключается в относительно большем содержании группы (Ca, Mg, Mn, Fe, K₂, Na₂)O в везувиане. К этому следует добавить присутствие в везувиане не только молекулы (OH), но во многих случаях также и фтора. Гёдеке (Gädeke, 1938) были достаточно полно изучены вариации химизма везувианов.

Был осуществлен синтез везувиана, и, по данным Коса (Coes, 1955), наиболее успешно образование минерала осуществляется за счет каолина, Ca(OH)₂ и MgCl₂·6H₂O при давлении 10 000 атм и температуре 700° С. Рапп и Смит (Rapp, Smith, 1958) описали синтез везувиана, не содержащего Mg и Fe (совместно с анортитом и гроссуляром), в условиях давления 25 000—45 000 фунт/кв. дюйм (1750—3000 кг/см²) и 550—600° С. Эти исследователи предположили, что в везувиане может происходить замещение $MgSi \rightleftharpoons AlAl$, которое приводит, в соответствии с формулой Уоррена и Моделла, к возникновению минерала состава $Ca_{10}Al_2Al_4(Al_2Si_2)O_{24}(OH)_4$. Как и можно было ожидать, дифференциальная кривая нагревания везувиана несколько меняется в зависимости от состава. На образцах из Везувия Мак-Лафлин (McLaughlin, 1957) показал, что потеря воды в везувиане происходит в большом интервале температур — от 572 до 845° С. Вслед за этим эффектом на дифференциальных кривых проявляется небольшой экзотермический пик, который связывается с перекристаллизацией аморфных составных частей, возникших в процессе предшествующего разложения.

Оптические и физические свойства

В общем повышенные показатели преломления везувиана можно связать с увеличением содержания титана и железа. Данные табл. 21 показывают, что светопреломление меняется от Ne 1,707 и No 1,710 для материала (анал. 1) с содержанием 1,2% (TiO₂+Fe₂O₃+FeO) до Ne 1,736 и No 1,742 для материала (анал. 4), в котором содержание (TiO₂+Fe₂O₃+FeO) составляет 10,6%. Везувиан из Монте-Соммы имеет No 1,705 (Pieruccini, 1950), тогда как синтетический материал, лишенный (Mg, Fe), по данным Раппа и Смита (Rapp, Smith, 1958), имел Ne 1,702 и No 1,710. Двупреломление минерала, видимо, связано с количеством (OH) в его структуре, причем с увеличением содержания гидроксила двупреломление понижается. В некоторых везувианах двупреломление (и показатель преломления Ne) настолько уменьшаются, что минерал становится почти изотропным или даже оптически положительным. Это наблюдается у виллюита, в котором присутствует некоторое количество бора и который также часто обладает двуосностью с небольшим или умеренным 2V. Сандреа (Sandrea, 1950) описал зональный везувиан из Марокко, в котором центральная розовая часть каждого зерна была одноосной и отрицательной, а внешняя желтая зона — двуосной положительной с 2V 63—65°. В двуосных разновидностях плоскость оптических осей перпендикулярна (110); в базальных сечениях таких разновидностей иногда различаются четыре диагональных сектора, в каждом из которых плоскость оптических осей перпендикулярна их ребрам. Везувианы с низким двупреломлением могут быть положительными в свете с одной длиной волны и отрицательными — в свете другой длиной волны; в таких образцах наблюдаются аномальные интерференционные окраски, особенно часто интенсивно синяя, цвета берлинской лазури, резко отличающаяся от синего цвета шкалы Ньютона.

Изменение физических свойств везувияна в зависимости от возможных в его структуре ионных замещений было изучено Гёдеке (Gädeke, 1938), использовавшим для этой цели девять специально проанализированных образцов, а также литературные данные. Трёгер (Tröger, 1952) дал диагностическую таблицу, связывающую содержание H_2O и $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ (в вес. %) с двупреломлением и светопреломлением. В большинстве случаев определения соответствуют выведенной Трёгером зависимости, однако имеются и серьезные отклонения в оптических константах, что побуждает относиться с осторожностью к этой диаграмме. Окраска везувияна, видимо, определяется главным образом количеством и степенью окисления присутствующего в нем железа. Почти бесцветный везувиян (анал. 1, табл. 21) имеет низкое содержание железа, тогда как образец, содержащий 3,06% Fe_2O_3 (анал. 2), обладает светло-зеленой окраской; а образец с 2,05% Fe_2O_3 , 2,11% FeO , 3,75% TiO_2 (анал. 3) имеет темно-бурый цвет. TiO_2 и MnO также могут сообщать минералу бурые или розовые оттенки, а медьсодержащая разновидность — циприн имеет голубую и зеленовато-голубую окраску. Плотная разновидность с оливково- и травяно-зеленой окраской носит название калифорнит. Дисперсия полудрагоценного везувияна из Канады (No 1,7080, уд. в. 3,385), по Пейну (Payne, 1939), от красного до фиолетового цвета (от В до G) равна 0,019. Удельный вес минерала, по-видимому, до некоторой степени зависит от содержания железа и титана (см. табл. 21).

Диагностические признаки

Для везувияна характерны квадратные зонально окрашенные кристаллы, а также высокий рельеф и низкое двупреломление; последнее отличает его от эпидота. От поизита везувиян отличается отсутствием спайности, тогда как андалузит по сравнению с ним обладает меньшими показателями преломления и более высоким двупреломлением. Везувиян иногда трудно отличить от гроссуляра, однако последний обычно имеет несколько большее светопреломление и удельный вес, а в скарнах различию этих минералов может помочь форма иногда встречающихся хорошо образованных кристаллов. При отсутствии хороших кристаллов и характерной зеленой и бурой окраски у везувияна его очень трудно отличить от гидрогроссуляра. Везувиян по сравнению с последним может иметь более высокое светопреломление; однако оба эти минерала иногда обнаруживают слабое или аномальное двупреломление. Для уверенного определения их в таких случаях необходимо использовать порошковые рентгенограммы*.

Парагенезис

Везувиян распространен преимущественно в контактово-метаморфических зонах, приуроченных к известнякам, где обычно совместно с ним

* Везувиян хорошо определяется по очень характерным аномальным интерференционным цветам и сильной дисперсии. Аномальные окраски часто подчеркивают типичную для этого минерала зональность.

От гидрогроссуляров везувиян хорошо отличается по условиям нахождения; гидрогроссуляры обычно сростаются с безводными гранатами гроссулярового и андрадитового рядов, а также непосредственно ассоциируют с другими водными минералами — цеолитами, ксонотлитом и пр. — *Прим. ред.*

присутствуют графит, диопсид, волластонит и т. д., однако этот минерал встречается также в регионально метаморфизованных известняках и, видимо, устойчив в широких пределах температур метаморфизма. Везувиан — обычный минерал скарновых пород, например метасоматитов Франклина (табл. 21, анал. 10), рудных месторождений Луникко (Eskola, 1951) и острова Скай (Tilley, 1951)*. Древер (Drever, 1936) описал его проявления (табл. 21, анал. 3) в симплектитовых нодулях, развившихся в мраморе на контакте с диоритом. Такие модули соответствуют загрязненным участкам в первичных известковистых осадках. В этом случае привнос летучих из магмы привел к молекулярной подвижности вещества, и в результате миграции CaO и SiO_2 за счет авгиты и скаполита происходило образование везувиана. Часто отмечалась ассоциация везувиана с гельвином (Mn , Fe , Zn), $\text{Be}_2\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{S}_2$ (Fischer, 1926, Glass et al., 1944). Гнезда желтого и зеленого везувиана были обнаружены в ксенолитах анортозита в граните (Чумаков и др., 1948).

Везувиан встречается также в жилах, секущих основные и ультраосновные породы. Здесь он, по-видимому, образовался в результате кальциевого метасоматоза, как в некоторых гранатизированных габброидах или родинитах (Miles, 1950)**. Несколько проявлений этого минерала было установлено в нефелиновых сиенитах и связанных с ними породах (Quensel, 1915; Inoue, Miyashiro, 1951)***. Два последних автора рассмотрели характер изменения везувиана в зависимости от его приуроченности к трем типам обстановок — метаморфизованным карбонатным породам, нефелиновым сиенитам и жилам и гнездам в ультраосновных породах. Как уже отмечалось выше, по составу везувиан очень близок кgrossуляровому гранату; вероятно, фактором, контролирующим образование того или другого из этих двух минералов, служат присутствие или отсутствие фтора или других летучих.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонова Т. Н., Свистуненко В. Ф., 1949. Везувианы Джамского месторождения, Докл. АН СССР, нов. сер., 68, № 2, 373.
 Беус А. А., 1957. О бериллиевом везувиане, Тр. Минерал. муз. АН СССР, вып. 8, 25.
 Чумаков А. А., Морозов А. И., Гинзбург И. В., 1948. Везувиан из Западных Кейв (на Кольском полуострове), Докл. АН СССР, нов. сер., 61, № 6, 1099.
 Coes L., Jr., 1955. High pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.

* Везувиан из скарнов Кедабека в Закавказье был изучен Г. П. Барсановым (1949). Для кристаллов из этих скарнов характерно развитие бипирамид (111) и (134) и почти полное отсутствие призм. Циприн из скарнов Чаткальских гор описан А. С. Поваренных (1951).

Виллотт встречается в своеобразных скарноподобных породах, содержащих, кроме него, прекрасно образованные тетраэдрические псевдоморфозы по неопределенному минералу (актаратит), grossулю и шерломиту. Эти минералы описаны В. В. Ляховичем (1954, 1955). — Прим. ред.

** В СССР подобные образования хорошо изучены в асбестоносных районах, где они известны как везувиан-гранатовые и хлорит-гранатовые породы или под очень неудачным названием «хлоргранит» (Н. Д. Соболев, 1959). Генезис этих пород разобран Л. А. Соколовой (1955), там же приведена отечественная библиография по этим породам. — Прим. ред.

*** Везувиан из щелочных пород Африканды на Кольском полуострове описан Э. А. Багдасаровым и А. А. Кухаренко (1959), а своеобразный метамиктный везувиан из щелочных пегматитов Тувы — В. А. Кононовой (1955). — Прим. ред.

- Drever H. I., 1936. Symplectite-bearing nodules in the Ardour marble, Argyllshire, Geol. Mag., 73, 448.
- Duparc L., Gysin M., 1927. Sur la genévite, un nouveau minéral, Bull. Soc. Franç. Miner., 50, 41.
- Eskola P., 1951. Around Pitkäranta, Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. AIII, No. 27 (M. A. 11—471).
- Fischer W., 1926. Die Helvinlagerstätte von Casa La Plata (Sierra de Córdoba, Argentinien), Centralblatt Min., Abt. A, 33.
- Gädeke R., 1938. Die gesetzmässigen Zusammenhänge und Anomalien in der Vesuviangruppe und einiger anderen Kalksilikaten, Chemie der Erde, 11, 592.
- Glass J. J., Jahns R. H., Stevens R. E., 1944. Helvite and danalite from New Mexico and the helvite group, Am. Mineral., 29, 163.
- Hurlbut C. S., Jr., 1955. Beryllian idocrase from Franklin, New Jersey, Am. Mineral., 40, 118.
- Inoue T., Miyashiro A., 1951. Occurrence of vesuvianite in nepheline — syenitic rocks of the Fukushinzan district, Korea, Journ. Geol. Soc. Japan, 57, 51.
- Курбатов С. М., 1927. Везувианы из русских месторождений, II, Изв. Российск. АН, сер. 6, 16, 411.
- McConnell D., 1939. Note on the chemical similarity of idocrase and certain garnets, Am. Mineral., 24, 62.
- McLaughlin R. J., 1957. Other minerals, The differential thermal investigation of clays, Min. Soc., London.
- Machatschki F., 1930. Die kristallochemischen Beziehungen zwischen Epidot-Zoisit und Orthit-Allanit, Centr. Min., Abt. A, 89, 154.
- Machatschki F., 1932. Zur formel des Vesuvian, Zeit. Krist., 81, 148.
- Meen V. B., 1939. Vesuvianite from Great Slave Lake region, Canada, Univ. Toronto Studs., Geol. Ser., No. 42, 69.
- Miles K. R., 1950. Garnetised gabbros from the Eulamina district, Mt Margaret Goldfield, Geol. Surv. W. Australia, Bull. 103, pt. 2, 108.
- Мясников В. С., 1940. О титановом везувиане из Перовскитовой и Ахматовской копей на Южном Урале, Докл. АН СССР, 28, № 5, 445.
- Nicolet S.—E., 1932. Un minéral nouveau, la duparcite, Schweiz Min. Petr. Mitt., 12, 543.
- Pabst A., 1936. Vesuvianite from Georgetown, California, Am. Mineral., 21, 1.
- Palache C., Bauer L. H., 1930. On the occurrence of beryllium in the zinc deposits of Franklin, New Jersey, Am. Mineral., 15, 29.
- Payne C. J., 1939. Dispersions of some rarer gemstones, Gemmologist, 9, 33 (M. A. 7—518).
- Pieruccini R., 1950. La mica di un blocco pneumatolitico del Monte Somma ed i minerali che l'accompagnano, Mem. Soc. Toscana Sci. Nat., ser. A, 57 (M. A. 11—391).
- Quensel P., 1915. Vesuvian and Hastingsit aus dem Nephelinsyenit von Almunge, Centralblatt Min., 201.
- Rapp G., Smith J. V., 1958. Synthesis of idocrase, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1741 (abstract).
- Sandréa A. P., 1950. Sur une nouvelle variété d'idocrase de l'oued et Achek (Moroc), Bull. Soc. Franç. Min. Crist., 73, 173.
- Silbermintz B. A., Roschkowa E. W., 1933. Zur Frage des Vorkommens von Beryllium in Vesuvianen, Centr. Min., Abt., A, 249.
- Takané K., 1933. X-ray analysis of vesuvianite from Miho and an ideal formula of the mineral, Proc. Imp. Acad. Tokyo, 9, 9 (M. A. 5—323).
- Tilley C. E., 1951. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites, Mineral. Mag., 29, 621.

- Tröger W. E., 1952. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Stuttgart.
- Warren B. E., Modell D. I., 1931. The structure of vesuvianite $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$, Zeit. Krist., 78, 422.

* * *

- Курбатов С. М.*, 1946. Везувианы из месторождений СССР, Изд. ЛГУ, Л. (Здесь приведена обширная библиография отечественных работ по везувиану до 1946 г.)
- Соболев Н. Д.*, 1959. О скарнах и хлорито-гранатовых породах, Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 88, вып. 4.
- Соколова Л. А.*, 1955. К вопросу о генезисе гранатово-везувиановых жил среди серпентинитов, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 165, Петрографическая серия, № 47.

* Дополнение редактора.

Силлиманит



РОМБИЧЕСКИЙ (+):

Np	1,654—1,661
Nm	1,658—1,662
Ng	1,673—1,683
Ng—Np	0,020—0,022
+2V	21—30°

Np=z, Nm=y, Ng=x

Пл. о.о.(010), острая биссектриса $\perp$ (001)

Дисперсия $r > v$, сильная

Уд. в. 3,23—3,27

Тв. 6,5—7,5

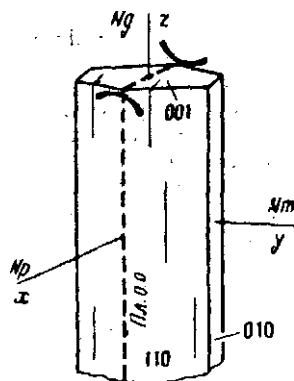
Спайность По {010} хорошая, неровный поперечный скол

Цвет Обычно бесцветный или белый, также желтый, бурый, серо-зеленый, голубовато-зеленый; в шлифах бесцветный

Плеохроизм В толстых шлифах окрашенные разновидности могут плеохроировать: по Np—светло-бурый или светло-желтый, по Nm—бурый или зеленоватый, по Ng—темно-бурый или голубой

Элементарная ячейка a 7,44, b 7,59, c 5,75 Å

$Z=4$. Пространственная группа $R\bar{3}m$



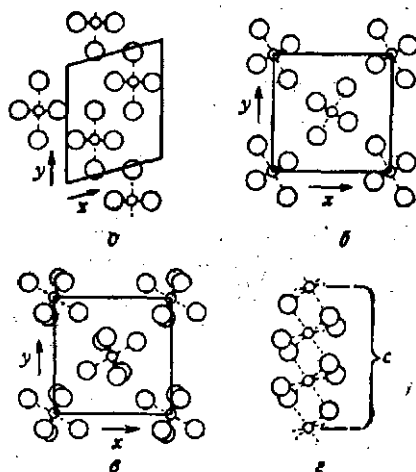
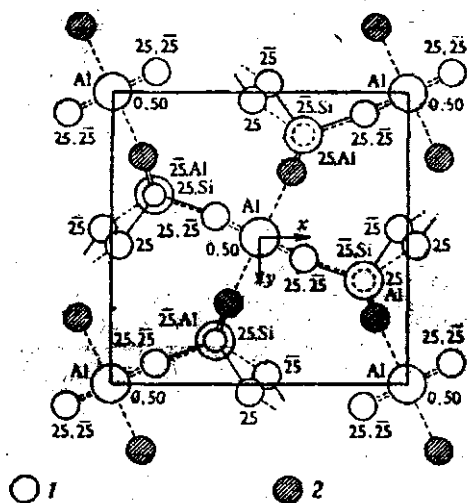
В кислотах нерастворим; разлагается при сплавлении с содой

Силлиманит — высокотемпературная полиморфная модификация Al_2SiO_5 — встречается в регионально и термально метаморфизованных глинистых породах высоких ступеней метаморфизма; обычно образует тонкие призматические кристаллы или волокна. Минерал был назван в 1824 г. в честь проф. Бенджамина Силлимана из Нью-Хавена, Коннектикут. Название «фибrolит», обычно применяемое в более ранних работах как синоним термина «силлиманит», обязано волокнистому габитусу этой разновидности. Бухольцит, названный в честь немецкого химика К. Ф. Бухольца, также является волокнистой разновидностью, вероятно идентичной фибролиту.

Структура

Параметры элементарной ячейки и пространственная группа силлиманита определены Марком и Розбаудом (Mark, Rosbaud, 1926); рентгенограммы порошка и монокристаллов приводятся Уайкоффом и его соавторами (Wycokoff et al., 1926), а также Агреллом и Смитом (Agrell, Smith, 1960). Структура силлиманита определена Тейлором (Taylor, 1928); впоследствии она была уточнена Хеем и Тейлором (Hey, Taylor, 1931),

которые показали, что структура состоит из цепей алюминийкислородных октаэдров, параллельных оси z (фиг. 26). В пределах цепей октаэдры, состоящие из 6 ионов кислорода, расположенных вокруг иона Al, имеют общие ребра с соседними октаэдрами с каждой из сторон. Боковая связь



Ф и г. 26. Структура силлиманита в проекции вдоль оси z (Hey, Taylor, 1931). 1 — атомы кислорода на уровне 0,25; 0,25; 2 — атомы кислорода на уровне 0; 0,50.

Ф и г. 27. Расположение цепей октаэдрических групп в трех полиморфных модификациях Al_2SiO_5 (Hey, Taylor, 1931).

a — кyanит; б — силлиманит; в — андалузит; г — колонки октаэдров.

осуществляется ионом кремния, расположенным между четырьмя ионами кислорода, чередующимися с ионом алюминия, также расположенным между 4 ионами кислорода. Таким образом, половина атомов алюминия в силлиманите находится в октаэдрической координации с расстоянием $\text{Al} - \text{O}$, равным 1,9 Å, а половина — в тетраэдрической координации с расстоянием $\text{Al} - \text{O}$, равным 1,7 Å. Расположение цепей октаэдров в трех полиморфных модификациях Al_2SiO_5 показано на фиг. 27. Новая алюмосиликатная фаза, обнаруженная в ксенолите из вулкана Асамо, Япония (Агатаки, Roy, 1959), рассматривается как модификация силлиманита с большим параметром c , чем у метаморфического силлиманита (5,797 по сравнению с 5,769 Å).

Химизм

Состав силлиманита исключительно постоянен и почти точно соответствует формуле Al_2SiO_5 . Обычно ион алюминия в структуре силлиманита замещается ионом трехвалентного железа (табл. 22). Иногда отмечается присутствие небольших количеств других элементов, например кальция и щелочей, которые, вероятнее всего, присутствуют в виде примесей.

Вода, часто обнаруживаемая в силлиманите, абсорбирована и захвачена в тонковолокнистой кристаллической массе фибролита.

Силлиманит был синтезирован Косом (Coes, 1955) из каолина в присутствии фторидов; наиболее благоприятные условия для образования

Таблица 22

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СИЛЛИМАНИТА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,22	37,08	36,72	36,70	36,66
Al ₂ O ₃	60,05	63,11	61,87	62,73	59,42
TiO ₂	0,05	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,26	0,09	1,22	0,63	0,78
MgO	Сл.	—	0,16	—	} 0,23
CaO	0,80	—	0,12	—	
H ₂ O	1,00	—	0,24	—	
Сумма	100,38	100,28	100,33	100,06	100,25
Np	—	1,657	—	—	—
Ng	—	1,677	—	—	—
+2V	—	25—30°	—	—	—
Уд. в.	—	—	—	3,209	—

Количества ионов в пересчете на 20 (O)

Si	4,066	3,990	3,954	3,966	4,082
Al	7,739	8,005	7,854	7,992	7,803
Ti	0,004	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,105	0,007	0,180	0,052	0,066
Mg	—	—	0,026	—	0,033
Ca	0,094	—	0,013	—	—

1. Силлиманит, Свартранд, Зутпансберг, Южная Африка (Hall, 1938). Аналитик Дж. Маке.
2. Силлиманит, округ Делавэр, Пенсильвания (Bowen et al., 1924).
3. Силлиманит из силлиманитового сланца, Релли, район Визагапатам, Индия (Rao, 1955), (FeO + TiO₂ рассчитывались как Fe₂O₃.)
4. Бесцветные призмы силлиманита из силлиманит-биотитового гнейса, Ромайн, Квебек (Walker, Parsons, 1923). Аналитик И. В. Толд.
5. Силлиманит, окружающий андалузит, из слюдяного сланца, Кошинмен, близ Кингу, Северная Корея (Ito, 1954).

силлиманита — давление 10 000 атм и температура 900° С. По-видимому, для образования силлиманита необходим фтор; имеются указания на существование серии твердых растворов с топазом. До Коса о синтезе силлиманита сообщали Балкони (Balconi, 1941) и Мишель-Леву (Michel-Lévy, 1950), которые использовали смесь Al₂O₃ и SiO₂ в эквимолекулярных пропорциях с добавкой буры; Балкони, кроме того, добавлял 4% MgO. Мишель-Леву получила пучки тонких игл при 400—450° С и давлении водяных паров 50 бар, а Балкони нагревал смесь до 950° С и выдерживал

ее при 850°C в течение 24 час. В обоих экспериментах были получены рентгенограммы силлиманита. Балкони также показал, что синтезированный продукт имел состав SiO_2 36,94, Al_2O_3 63,55%. Ранние сообщения о синтетическом получении силлиманита или о его появлении при нагревании других алюмосиликатов должны быть во всех случаях отнесены к продукту, вероятнее всего являющемуся муллитом, $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Муллит — минерал, впервые обнаруженный в виде определенного соединения Боуэном и его сотрудниками (Bowen et al., 1924); по своим свойствам он весьма сходен с силлиманитом. Равновесные соотношения пиррофиллит — силлиманит — муллит вплоть до 800°C и давления водяных паров 20 000 бар изучены Кеннеди (Kennedy, 1955). Частично установлена граница фазы кианит — силлиманит (Griggs, Kennedy, 1956; Clark et al., 1957); она расположена в точках 18 200 бар при 1000°C и 21 000 бар при 1300°C (фиг. 29). Экспериментальные фазовые диаграммы для минералов состава Al_2SiO_5 приведены Миясиро (Miyashiro, 1949) и Томпсоном (Thompson, 1955), а Макдональд (MacDonald, 1957), основываясь на термодинамических свойствах минералов Al_2SiO_5 , предположил, что стресс может влиять на кривую равновесия между андалузитом и силлиманитом. Термохимические данные по силлиманиту были получены Келли (Kelley, 1949) и Тоддом (Todd, 1950), а дифференциальные термические кривые — Хоулдсвортом и Коббом (Houldsworth, Cobb, 1923). Применение флотации для концентрации силлиманита описано Рао (Rao, 1955), причем лучшим пенообразователем является сосновое масло; при этом используется олеиновая кислота в качестве коллектора и сода в качестве ингибитора.

Продукты изменения силлиманита представлены серицитом, пиррофиллитом, каолинитом, монтмориллонитом и кианофицитом (Alderman, 1950; Rao, 1946). В условиях стресса или повышенного давления силлиманит может быть превращен в кианит, а при метасоматозе в статических условиях — в андалузит. При нагревании выше 1545°C природный силлиманит становится неустойчивым и переходит в муллит и жидкую фазу. При дальнейшем повышении температуры выше 1810°C муллит разрушается и переходит в корунд и жидкую фазу.

Оптические и физические свойства

Силлиманит обычно образует длинные призматические кристаллы или волокнистые тонкокристаллические агрегаты, иногда встречаются более или менее одинаково развитые кристаллы. Рельеф относительно высокий, показатели преломления меняются мало, хотя имеются указания, что у темно-бурых кристаллов они на 0,006 ниже, чем у светло-бурых. Шаннон (Shannon, 1920) описал белую до светло-зеленой тонковолокнистую бухольдитовую разновидность из Рассела, Массачусетс, с максимальным показателем преломления, равным 1,635, что значительно ниже нормы; этот материал позднее не изучался. Двупреломление исключительно сильное, хотя в тонковолокнистом материале не всегда удается наблюдать нормальную равенство хода; поперечные разрезы, параллельные (001), имеют низкое двупреломление. Прямое погасание характерно для призматических кристаллов, волокон и для поперечных сечений, имеющих совершенную спайность по {010}. Последняя не всегда заметна,

однако в шлифах можно видеть даже некоторые поперечные трещины. В поперечных сечениях, имеющих преобладающую призматическую форму {110}, погасание симметрично по отношению к границам кристалла. Волокна имеют положительное удлинение.

Диагностические признаки

Положительное удлинение и более высокое двупреломление отличают силлиманит от андалузита. Хотя оба минерала могут иметь призму {110}, на поперечных сечениях (001) силлиманита обнаруживается спайность по {010}. В этих разрезах можно получить положительную двусную оптическую фигуру с низким $2V$, хотя на типичных довольно мелких кристаллах хорошую фигуру получить трудно. Апатит имеет отрицательное удлинение и низкое двупреломление; для кванита характерны более высокие показатели преломления и больший $2V$, а для цоизита — более низкое двупреломление. Карфолит имеет отрицательный $2V$ и может иметь бледно-желтый цвет. Отличить силлиманит от муллита трудно: в общем показатели преломления силлиманита выше, но если муллит содержит некоторое количество TiO_2 или Fe_2O_3 , его показатели преломления увеличиваются и перекрывают показатели преломления силлиманита. Муллит имеет более низкое двупреломление, но, как отмечалось выше, силлиманит часто обнаруживает меньшую разность хода, чем можно ожидать. Как было показано Уайкоффом и его соавторами (Wyscok et al., 1926), порошковые рентгенограммы муллита и силлиманита очень близки. Однако эти авторы установили, что три рефлекса при 1,25, 1,425 и 1,57 Å присутствуют только на рентгенограммах силлиманита и отсутствуют на рентгенограммах муллита (см. также Posnjak, Greig, 1933; de Keyser, 1951; Agrell, Smith, 1960). Агрелл и Смит считали, что измерение параметров элементарных ячеек является самым точным методом, позволяющим различать силлиманит и муллит. Если материал плохо окристаллизован, то различить эти минералы можно по термическим свойствам: силлиманит дает жидкую фазу при $1585^\circ C$, а муллит при $1810^\circ C$. Метод, основанный на различиях в инфракрасных спектрах этих двух минералов, был описан Роєм и Франсисом (Roy, Francis, 1953), а также Муаном (Muam, 1957).

Парагенезис

Силлиманит — минерал высокотемпературных метаморфических пород; он встречается в глинистых породах высоких ступеней термального метаморфизма, например в силлиманит-кордиеритовых гнейсах и биотит-силлиманитовых роговиках, в которых он часто образуется за счет разложения биотита или в результате инверсии андалузита, образовавшегося ранее. Силлиманит используется в качестве минерала, определяющего зональность регионально метаморфизованных глинистых пород (Bagtow, 1912). Силлиманитовая зона, представляющая породы самой высокой ступени метаморфизма, обычно складывается типичными слюдястыми силлиманитовыми сланцами или более грубозернистыми кварц-силлиманитовыми гнейсами (см., например, Sanders, 1954). Большое количество силлиманита образуется за счет разложения мусковита и биотита, что часто приводит к расширению ассоциации силлиманит — калиевый полевой

шпат в силлиманит-альмандиновой субфации верхней части амфиболитовой фации; это распространяется и на гранулитовую фацию (Ch'ih, 1950; Tozer, 1955, Francis, 1956). Силлиманит может образоваться в результате следующей реакции:



или при повышении температуры за счет инверсии кианита (см. фиг. 29, стр. 156). Фазовая диаграмма Al_2SiO_5 , основанная на экспериментальных данных и природных наблюдениях, построена Шулингом (Schuiling, 1957). Полиморфный переход от кианита к силлиманиту происходит довольно медленно. Постоянное присутствие кианита в силлиманитовой зоне, когда оба минерала встречаются в одной и той же породе, отмечалось Маккинстри (McKinstry, 1949) и Уайкоффом (Wyskoff, 1952), а также Хьетанен (Hietanen, 1956). Там, где региональный метаморфизм глинистых пород сменялся термальным метаморфизмом, как в силлиманитовых гнейсах, включенных в граниты Росс на острове Мала, силлиманит и андалузит встречаются в виде ориентированных сростков (Bosworth, 1910; Bailey, 1925); здесь оси обоих минералов совпадают (см. Harker, 1932, фиг. 172). Силлиманит встречается в таких гранулитовых фациях, как кондалиты и силлиманитовые гранулиты, и описывался из метаморфизованных бокситов (Coetzee, 1940) и силлиманит-жидритовых гнейсов с корнерутином и сапфирином (Vogt, 1947). Хуан (Huang, 1957) допускал возможность образования обогащенных силлиманитом пород при метасоматических процессах, в которых богатые Al_2O_3 флюиды, отщепившиеся от гранофирового расплава, изменили кварциты и изверженные породы различного состава. Силлиманит встречается в ассоциации с кварцевыми жилами, секущими месторождения изумруда (Friedman, 1956). Он был обнаружен в перматите (П. М. Татариков, 1937), а также во включениях в базальте (Wurm, 1921). Силлиманит встречается в осадках в виде обломочного минерала, но, как правило, распространен в породах только местами.

ЛИТЕРАТУРА

- Agrell S. O., Smith J. V., 1960. Cell dimensions, solid solutions, polymorphism and identification of mullite and sillimanite, Journ. Am. Ceram. Soc., 43, 69.
- Alderman A. R., 1950. Clay derived from sillimanite by hydrothermal alteration, Mineral. Mag., 29, 271.
- Aramaki S., Roy R., 1959. Detailed X-ray data on mullites and two new anhydrous aluminosilicates AS (H)—II and high-temperature sillimanite, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1562 (abstract).
- Bailey E. B., 1925. The Geology of Staffa, Iona and western Mull, Mem. Geol. Surv. Scotland, 33.
- Balconi N., 1941. Sintesi della sillimanite, Rend. Soc. Min. Ital., 1, 30, 82 (M. A. 9—284).
- Barrow G., 1912. On the geology of Lower Dee-side and the southern Highland border, Proc. Geol. Ass., 23, 274.
- Bosworth T. O., 1910. Metamorphism around the Ross of Mull granite, Quart. Journ. Geol. Soc., 66, 376.
- Bowen N. L., Greig J. W., Zies E. G., 1924. Mullite, a silicate of alumina, Journ. Wash. Acad. Sci., 14, 183.
- Ch'ih C. S., 1950. Structural petrology of the Wissahickon schist near Philadelphia, Pennsylvania, with special reference to granitization, Bull. Geol. Soc. Am., 63, 381.

- Clark S. P., Robertson E. C., Birch F., 1957. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures, *Am. Journ. Sci.*, 255, 628.
- Côes L., Jr. 1955. High pressure minerals, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 38, 298.
- Coetzee C. B., 1940. Sillimanite-corundum rock: a metamorphosed bauxite in Namaqualand, *Trans. Roy. Soc. S. Africa*, 28, 199 (M. A. 8—320).
- Francis G. H., 1956. Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism, *Geol. Mag.*, 93, 353.
- Friedman G. M., 1956. The origin of spinel-embery deposits with particular reference to those of the Cortlandt Complex, New York, New York State Museum, *Bull.* 851.
- Griggs D. T., Kennedy G. C., 1956. A simple apparatus for high pressures and temperatures, *Am. Journ. Sci.*, 254, 722.
- Hall A. L., 1938. Analyses of rocks, minerals, ores, coal, soils and waters from southern Africa, *Geol. Surv. S. Africa, Mem.* 32, 331.
- Harker A., 1932. *Metamorphism*, London, Methuen and Co., Ltd.
- Hey J. S., Taylor W. H., 1931. The co-ordination number of aluminium in the aluminosilicates, *Zeit. Krist.*, 80, 428.
- Hietanen A., 1956. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho, *Am. Mineral.*, 41, 1.
- Houldsworth H. S., Cobb J. W., 1923. The behaviour of clays, bauxites, etc. on heating, *Trans. Ceram. Soc.*, 22, 132.
- Huang W. T., 1957. Origin of sillimanite rocks by alumina metasomatism, Wichita Mountains, Oklahoma, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, 1748 (abstract).
- Ito J., 1954. *Recueil minéralogique (II)*. (3). Andalousit de Koshinmen, *Min. Journ. Japan*, 1, 126.
- Kelley K. K., 1949. Contributions to the data on theoretical metallurgy. X. High temperature heat content, heat capacity and entropy data for inorganic compounds, *U. S. Bur. Mines, Bull.* 476.
- Kennedy G. C., 1955. Pyrophyllite-sillimanite-mullite equilibrium relations to 20 000 bars and 800° C, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 10.
- de Keyser W. L., 1951. Contribution to the study of sillimanite and mullite by X-rays, *Trans. Brit. Ceram. Soc.*, 50, 349.
- MacDonald G. J. F., 1957. Thermodynamics of solids under non-hydrostatic stress with geologic applications, *Am. Journ. Sci.*, 255, 266.
- McKinstry H., 1949. Mineral isograds in south-eastern Pennsylvania, *Am. Mineral.*, 34, 874.
- Mark H., Rosbaud P., 1926. Ueber die Struktur der Aluminium-silikate vom Typus Al_2SiO_5 und des Pseudobrookits, *Neues Jahrb. Min., Abt. A*, B—Bd. 54, 127.
- Michel-Lévy M. C., 1950. Reproduction artificielle de la sillimanite, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 230, 2213.
- Miyashiro A., 1949. The stability relation of kyanite, sillimanite and andalusite, and the physical condition of metamorphic processes, *Journ. Geol. Soc. Japan*, 55, 218.
- Muan A., 1957. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system iron oxide— Al_2O_3 — SiO_2 in air atmosphere, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 40, 121.
- Posnjak E., Greig J. W., 1933. Notes on the X-ray diffraction patterns of mullite, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 16, 569.
- Rao B. Rama, 1946. «Kyanophyllite» — a new mineral of the hydrous aluminium silicate group, and «mavinite» — a new type of brittle mica, from Mavinhalli, Mysore, *Rec. Mysore Geol. Dept.*, 43, 17.
- Rao S. V. L. N., 1955. Sillimanite from Relli area, Vizagapatam district, with a note on beneficiation, *Quart. Journ. Geol. Mining and Met. Soc. India*, 27, 151.

- Roy R., Francis E. E., 1953. On the distinction of sillimanite from mullite by infra-red techniques, *Am. Mineral.*, 38, 725.
- Sanders L. D., 1954. The status of sillimanite as an index of metamorphism in the Kenya basement system, *Geol. Mag.*, 91, 144.
- Schuilting R. D., 1957. A geo-experimental phase diagram of Al_2SiO_5 (sillimanite, kyanite, andalusite), *Proc. Kon. Nederlandse Akad. van Wetensch.*, 60, B, 220.
- Shannon E. V., 1920. Notes on anglesite, anthophyllite, calcite, datolite, sillimanite, stilpnomelane, tetrahedrite and triplite, *Proc. U. S. Nat. Mus.*, 58, 437.
- Татаринов П. М., 1937. Слюды СССР, Л.—М., ОНТИ, ЦНИГРИ.
- Taylor W. H., 1928. The structure of sillimanite and mullite, *Zeit. Krist.*, 68, 503.
- Thompson J. B., 1955. The thermodynamic basis for the mineral facies concept, *Am. Journ. Sci.*, 253, 65.
- Todd S. S., 1950. Heat capacities at low temperatures and entropies at 298.16° K. of andalusite, kyanite, and sillimanite, *Journ. Am. Chem. Soc.*, 72, 4742.
- Tozer C. F., 1955. The mode of occurrence of sillimanite in the Glen district, Co. Donegal, *Geol. Mag.*, 92, 310.
- Vogt T., 1947. Mineral assemblages with sapphirine and kornerupine, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, No. 140, 15.
- Walker T. L., Parson A. L., 1923. Notes on Canadian minerals — allanite, axinite, columbite, and sillimanite, *Univ. Toronto Studs.*, *Geol. Ser.*, No. 16, 29.
- Wyckoff D., 1952. Metamorphic facies in the Wissahickon schist near Philadelphia, Pennsylvania, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 25.
- Wyckoff R. W. G., Grieg J. W., Bowen N. L., 1926. The X-ray diffraction patterns of mullite and of sillimanite, *Am. Journ. Sci.*, 11, 459.
- Wurm C., 1921. Die Mineralien in den Einschlüssen des Basaltes vom Finkenberg bei Beuel, *Centr. Min.*, 581.

Андалузит



РОМБИЧЕСКИЙ (—)

Np	1,629—1,640
Nm	1,633—1,644
Ng	1,638—1,650
Ng—Np	0,009—0,011
—2V	73—86°

Np=z, Nm=y, Ng=x; пл.о.о. (010)

Дисперсия $r < v$

Уд. в. 3,13—3,16

Тв. 6,5—7,5

Спайность По {110} хорошая, по {100} слабая;
(110) : (110) = 89°

Двойникование Редко по {101}

Цвет Обычно розовый, но может быть белым или розовато-красным; серый, фиолетовый, желтый, зеленый или пятнистый из-за присутствия включений; в шлифах обычно бесцветный, но может быть розовым или зеленым

Плеохроизм В окрашенных разновидностях слабый, по Np—розовый, ярко-розовый, по Nm и Ng—зеленовато-желтый

Элементарная ячейка

$a\ 7,78, b\ 7,92, c\ 5,57\ \text{\AA}$

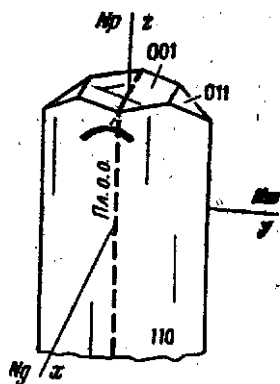
$Z=4$. Пространственная группа $R\bar{3}m$

Нерастворим в HF; разлагается при сплавлении со щелочами или содой

Андалузит обычно образуется на низкой или средней ступени контактного метаморфизма глинистых пород. Свое название минерал получил от Андалузии (Испания), где он впервые был обнаружен. Хиастолит — разновидность андалузита, содержащая в поперечном сечении крестообразно расположенные углистые включения; его название несомненно произошло от греческой буквы χ «хи».

Структура

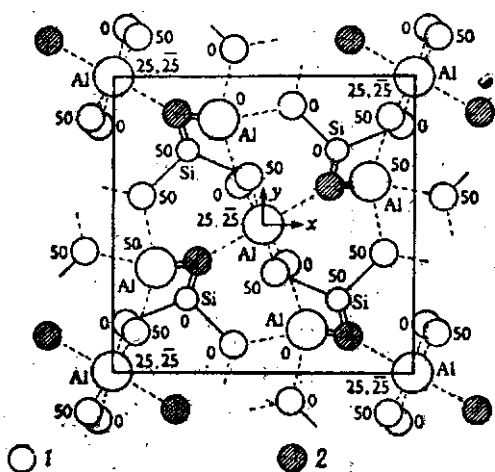
Параметры элементарной ячейки, число формульных единиц на элементарную ячейку и пространственная группа впервые определены Марком и Розбаудом (Mark, Rosbaud, 1926); детальные структурные исследования выполнены Тейлором (Taylor, 1929) и Хеєм и Тейлором (Heu, Taylor, 1931). В структуре минерала цепи алюминийкислородных групп, параллельные оси z , образованы октаэдрическими группами, имеющими общие ребра с соседними группами с каждой из сторон. Боковое соединение цепей осуществляется ионами Si, находящимися между четырьмя тетраэдрически расположенными атомами кислорода, чередующимися с ио-



нами Al, находящимися между пятью атомами кислорода (см. фиг. 28); эта пяттерная координация Al является весьма неожиданной, но она была

Фиг. 28. Структура андалузита в проекции вдоль оси z (Heu, Taylor, 1934).

1 — атомы кислорода на уровне 0; 0,50;
2 — атомы кислорода на уровне 0,25; 0,25.



подтверждена Торнели и Тейлором (Thorneley, Taylor, 1939) с помощью синтезов Фурье.

Химизм

Анализы андалузитов приведены в табл. 23 вместе с их структурными формулами, рассчитанными на 20 (O). Минерал по составу довольно точно отвечает формуле Al_2SiO_5 . Единственный ион, не входящий в формулу и присутствующий в заметных количествах, — это ион трехвалентного железа. Однако железо замещает только немного алюминия, гораздо меньше, чем это можно было бы ожидать теоретически. Вероятно, это зависит от способа соединения соседних групп (AlO_6), имеющих два общих кислородных иона (Rankama, Sahama, 1950). Джекоб (Jakob, 1940) отмечал присутствие в андалузитах значительного количества щелочей, причем в оливково-зеленом поделочном андалузите из Минас-Жераис установлены одновременно Na_2O и K_2O . Это позволяет предполагать, что для образования андалузита необходимо присутствие щелочей; при остывании они выделяются в виде ассоциирующей с андалузитом слюды. Однако, судя по данным последней работы по кваниту (Henriques, 1957), чистый материал не содержит заметных количеств щелочей. Манганандалузит представляет собой разновидность, богатую марганцем; манганандалузит из Вестана, Швеция, содержит 6,91% Mn_2O_3 (Bäckström, 1896). Виридин, описанный как зеленая разновидность андалузита из роговиков Дармштадта (Klein, 1911), содержит 4,16% Fe_2O_3 и 4,77% Mn_2O_3 . Он был исследован Вульфингом (Wulfing, 1917), который рассматривал его как самостоятельный минеральный вид. Позднее виридин был описан Л. И. Шабниным (1948) и Эдманом (Edman, 1950), причем материал, описанный Шабниным, содержал 9,60% Fe_2O_3 и 7,66% двухвалентного марганца.

Хотя Баур (Baur, 1911) и Лейси (Lacy, 1952) сообщали о синтезе андалузита, они не привели уверенных доказательств. Минерал был

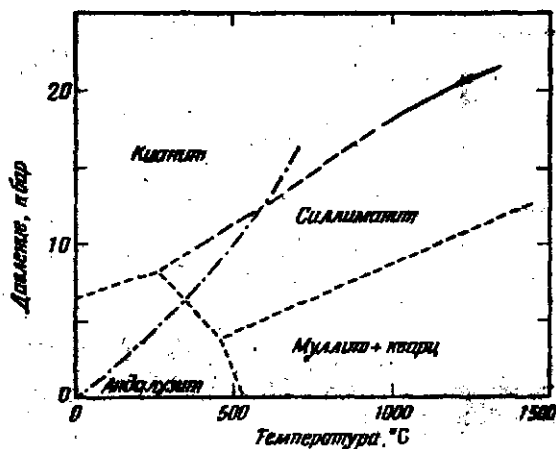
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АНДАЛУЗИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,74	36,86	36,68	36,36	36,28	36,06	36,86
Al ₂ O ₃	62,70	61,46	60,16	61,23	61,14	60,80	61,47
TiO ₂	0,01	0,04	0,05	—	—	0,11	—
Fe ₂ O ₃	0,36	0,60	1,82	1,46	1,04	1,61	1,56
FeO	0,05	—	—	—	—	—	—
MnO	—	<0,01	<0,01	—	0,05	—	—
MgO	0,03	0,22	0,46	} 0,16	} 0,27	—	—
CaO	0,02	0,20	0,22			—	0,06
Na ₂ O	—	—	0,03	0,04	0,11	—	0,48
K ₂ O	0,07	—	0,22	—	—	—	0,25
H ₂ O ⁺	0,15	0,64	0,86	} 0,47	} 0,68	0,94	—
H ₂ O ⁻	0,01	0,08	0,08			—	—
Сумма	100,14	100,11	100,49	99,72	99,57	99,52	100,68
Np	1,631	1,629	1,629	1,637	1,632	1,632	1,634
Nm	1,637	1,633	1,633	1,644	1,638	1,638	1,639
Ng	1,642	1,639	1,639	1,650	1,646	1,643	1,643
—2V	—	—	—	73°	80°	—	—
Уд. в.	—	3,137	3,139	—	—	3,13	3,154

	1	2	3	4	5	6	7
Количества ионов в пересчете на 20 (O)							
Si	3,972	4,014	4,014	3,976	3,979	3,972	3,988
Al	7,994	7,888	7,780	7,893	7,906	7,894	7,840
Fe ⁺³	0,030	0,050	0,151	0,121	0,084	0,133	0,126
Mg	0,005	0,036	0,026	0,011	0,018	—	—
Ti	0,001	0,003	0,004	—	—	0,009	—
Fe ⁺²	0,005	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	0,004	—	—
Na	—	—	0,006	0,008	0,024	—	0,098
Ca	0,003	0,024	0,026	0,011	0,018	—	0,007
K	0,009	—	0,030	—	—	—	0,033

1. Андалузит из кианито-андалузитово-силлиманитового сланца, Гот-Маунтин, Боулс-Батт, Айдахо (Nielsen, 1956). Аналитик Л. Н. Таррапнт.
2. Розоватый прозрачный андалузит, Йеллоунайф-Бей, район Большого Невольничьего озера, Северо-Западные территории, Канада (Ellsworth, Jolliffe, 1937). Аналитик Х. В. Элсуорт.
3. Буровато-красный андалузит, острова Оутпост, район Большого Невольничьего озера, Северо-Западные территории, Канада (Ellsworth, Jolliffe, 1937). Аналитик Х. В. Элсуорт.
4. Белый андалузит из слюдяного сланца, Кошинмен, Северная Корея (Ито, 1954).
5. Красный андалузит из слюдяного сланца, Кошинмен, Северная Корея (Ито, 1954).
6. Темный красно-фиолетовый андалузит из кварцевого пегматита, Нинганбон-Хиллс, Западная Австралия (Simpson, 1931). Аналитик Х. П. Роуледж.
7. Красный плеохроирующий андалузит из пегматита, Дальни-Боры, Моравия (Sekanina, 1928).

синтезирован гидротермальным путем Роем (Roy, 1954), который указал, что андалузит был получен из каолинита или из смеси $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ при $450-650^\circ\text{C}$ и давлении паров воды $10\,000-3000$ фунт/кв. дюйм ($700-210$ кг/см²). Андалузит был получен в виде мельчайших кристаллов со средним показателем преломления $1,635 \pm 0,004$ вместе с гидральситом, муллито, корундом и т. д. Синтетический материал лучше рос на затравках природных кристаллов; из чистых смесей $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ получить



Ф и г. 29. Экспериментальная фазовая диаграмма соединений состава Al_2SiO_5 .

Фазовые границы, показанные коротким пунктиром, экспериментально не определены, и их положение не дает количественного соотношения фаз. Кривая, показывающая средний геотермический градиент, изображена пунктиром с точкой; ее положение известно только при малых давлениях и температурах.

андалузит не удалось. Однако в системе $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ смеси дают андалузит, при этом весьма полезно присутствие MgO . Возможно, это связано с пятерной координацией одного иона Al в андалузите, так как вхождение магния в структуру позволяет ей иметь более высокую, чем четверная, координацию (Roy, 1954). Кос (Coes, 1955) установил, что лучше всего андалузит синтезируется из каолина + различные соли натрия при давлении $10\,000$ атм и температуре 700°C ; минерал не образуется в отсутствие натрия. Весьма вероятно, что Mg или Na не играют существенной роли в образовании андалузита, но, входя в твердый раствор, увеличивают поле стабильности в пределах температур и давлений, использованных в этих экспериментах. Согласно данным Арамаки и Роя (Aramaki, Roy, 1958), в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ андалузит может быть воспроизведено синтезирован при высоких давлениях и температурах, а при 720°C и 500 атм или при немного более низкой температуре и давлении 3000 атм он диссоциирует на муллит и кварц. Позже Арамаки и Рой (Aramaki, Roy, 1959) сообщили, что синтетическая фаза, принятая ранее за андалузит, представляла собой новый алюмосиликат AS(H)-II , вероятно, находящийся с андалузитом в таких же соотношениях, как муллит с силиманитом. Он имеет следующие параметры элементарной ячейки: a 7,55, b 8,27, c 5,66 Å, и показатели преломления n_p 1,625, n_g 1,640. Экспериментальные фазовые диаграммы системы Al_2SiO_5 были предложены Мияширо (Miyashiro, 1940), Томпсоном (Thompson, 1955) и Кларком с соавторами (Clark et al., 1957) (см. фиг. 29). На основании термодинамических свойств минералов состава Al_2SiO_5 Макдональд (MacDonald, 1957) пришел к выводу, что переход андалузита в кианит не должен зависеть от стресса, но стресс может влиять на кривую равновесия между андалузитом и кианитом. Термохимические данные для андалузита

приводятся Келли (Kelley, 1949) и Тоддом (Todd, 1950), а кривые дифференциального термического анализа — Хоуддсвортом и Коббом (Houldsworth, Cobb, 1923), а также О. П. Мчедловым-Петросяном (1954).

Андалузит довольно легко переходит в серицит, причем хиастолит особенно легко изменяется вдоль углистых включений. Продуктами изменения андалузита могут быть силлиманит и кианит (в результате инверсии при повышении температуры или давления). Примером могут служить «хиастолитовые» роговики из Нарн-Чуиннег, где андалузит замещен щеткоподобными агрегатами кианита или псевдоморфозами кианита и пинитом (Tilley, 1935; Harker, 1954, фиг. 1), корундом, шпинелью и полевым шпатом, каолинитом и «вестанитом», который состоит главным образом из ядра андалузита, окруженного пиррофиллитом.

Оптические и физические свойства

Рельеф андалузита довольно высокий, а двупреломление только несколько выше, чем у кварца. Показатели преломления и удельный вес несколько повышаются с увеличением содержания железа. Вюльфинг (Wulfing, 1917) отметил, что у манганандалузита, или виридина, оптический знак положительный, показатели преломления равны $N_p 1,662$, $N_m 1,671$, $N_g 1,691$, $+2V 71^\circ$, ориентировка $N_p = x$, $N_g = z$. Вследствие этого Вюльфинг рассматривал манганандалузит в качестве самостоятельного вида. Виридин, описанный Эдманом (Edman, 1950), содержал 3,3% Fe_2O_3 и 3,63% Mn_2O_3 ; он имел $N_p 1,658$, $N_m 1,662$, $N_g 1,670$, $+2V 68-77^\circ$; плеохроизм: по N_p — желтовато-зеленый, по N_m — изумрудно-зеленый, по N_g — золотисто-желтый; у более светлого материала $+2V 52^\circ$. Темный зеленовато-черный виридин с 9,60% Fe_2O_3 и 7,66% двухвалентного Mn , по данным Л. И. Шабынина (1948), имел $N_p 1,679$, $N_g 1,727$, сильный плеохроизм от желтого до травяно-зеленого и яблочно-зеленого ($N_m > N_g > N_p$), уд. в. 3,24, тв. 6,5 (см. также Heinrich, Corey, 1959). Погасание обычно прямое, но так как преобладающей формой является призма {110} и наиболее хорошая спайность также развита по {110}, в поперечных сечениях погасание симметричное. Призматические разрезы со спайностью имеют отрицательное удлинение, хотя синтетический материал, в тех случаях, когда он имел удлиненную форму, характеризовался положительным удлинением (Roy, 1954). Цвет и плеохроизм, вероятно, связаны с присутствием железа или марганца, причем розовые и красные разновидности содержат железо, а зеленые кристаллы — марганец. Количественные измерения плеохроизма андалузита были выполнены Береком и Штридером (Berek, Strieder, 1933). Темные участки в хиастолите обычно располагаются в центре кристалла. Видимо, в начальную стадию роста кристалл не мог освободиться от включений и собрать их вдоль диагоналей, представляющих следы углов призмы, возникающие по мере роста кристалла. Позже посторонний материал оттеснялся в сторону и углы кристалла, поскольку рост последнего был наиболее интенсивным в направлении, перпендикулярном призматическим граням. Дисперсия слабая, обычно $r < v$, реже $r > v$. Андалузит чаще всего встречается в виде идиоморфных кристаллов или столбчатых агрегатов; отмечены также тонкие волокнистые агрегаты, однако и для таких агрегатов из Чехословакии было установлено (Rosický, 1941), что осью волокон является ось z . В сланцах андалузит также растет параллельно оси z (Schrocke, 1954). При

нагревании в интервале 1450—1500° С андалузит переходит в муллит ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$), использующийся для производства огнеупоров; с этой целью добывается и обжигается андалузит в Южной Африке, Калифорнии и Швеции. Некоторые зеленые и красновато-бурые андалузиты с сильным плеохроизмом из Минас-Новас, Бразилия, используются в качестве поделочного камня; полированные пластинки хиастолита носят в качестве амулетов.

Диагностические признаки

Для андалузита характерны почти квадратные поперечные сечения, высокий рельеф, низкое двупреломление и отрицательное удлинение, призматические кристаллы.

Коноскопическая фигура острой биссектрисы с большим $-2V$ может быть получена на плоскости $\{001\}$, т. е. в разрезах, имеющих две хорошие спайности, пересекающиеся под углом около 90°. Плеохроичные разновидности отличаются от ромбических пироксенов, для которых характерно положительное удлинение и более высокое двупреломление. Призматин ($\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al}\right)_{40}(\text{Si}, \text{B})_{18}\text{O}_{36}$ имеет меньший $2V$, так же как и силлиманит, который отличается положительным удлинением, большим двупреломлением и положительным знаком. Тулит обладает более высокими показателями преломления. Очень характерно также расположение включений в хиастолите.

Парагенезис

Андалузит обычно встречается в глинистых породах в контактных ареолах вокруг интрузий магматических пород, где он часто ассоциирует с кордиеритом. На начальных стадиях такого метаморфизма он образует ксеноморфные зерна, которые, однако, быстро приобретают призматические очертания; намечается характерное расположение включений и минерал приобретает хиастолитовый облик. На более высоких ступенях метаморфизма андалузит освобождается от включений. В условиях более высоких температур и давлений он неустойчив и может перейти в полиморфные разновидности, имеющие такой же состав: силлиманит или кианит. Диаграммы, показывающие вероятные поля устойчивости и границы инверсии минералов группы Al_2SiO_5 , построены Миясиро (Miyashiro, 1949), Томпсоном (Thompson, 1955), Шулингом (Schuiling, 1957), Кларком и его соавторами (Clark et al., 1957) (см. фиг. 29). Андалузит был встречен вместе с кианитом и силлиманитом в кордиеритсодержащем слюдяном сланце в Айдахо. По мнению Хьетанен (Hietanen, 1956), эта ассоциация возникла в результате колебаний температур и давлений в процессе сложного регионального и термального метаморфизма (см. также Wilson, 1929). Однако возможно, что в таких случаях равновесие не достигалось и эти минералы Al_2SiO_5 присутствуют как метастабильные реликты. Прорастания андалузита и силлиманита были отмечены в гнейсах, образованных за счет глинистых пород, в ареоле гранитной интрузии Росс острова Малл (Bosworth, 1910). Образование андалузита из кианита описано Маккензи (MacKenzie, 1949). Этот процесс наблюдался в тех участках, где кианитовые гнейсы регионально метаморфизованного пояса располагаются в пре-

делах этого ареала. Здесь голубой цвет кианитовых кристаллов сменяется розовым в тех местах, где кианит перешел в андалузит. Андалузитовые сланцы иногда встречаются в районах развития регионального метаморфизма; здесь, по-видимому, ощущался недостаток или ослабление скалывающих усилий, как это имело место в районе Банф на северо-востоке Шотландии, описанном Ридом (Read, 1923), где встречаются андалузит-биотитовые, андалузит-гранатовые и андалузит-ставролитовые сланцы. Богатый марганцем андалузит (виридин) был встречен в кианит-гематитовом кварците на Кнава-Маунтин, округ Рио-Ариба, штат Нью-Мексико, Хенрихом и Кори (Heinrich, Corey; 1959). Эти авторы отмечают также несколько других месторождений этой разновидности андалузита.

Андалузит, иногда встречающийся в гранитах, вероятно, образовался в результате контаминации, хотя присутствие псевдоморфоз андалузита в кварцевых жилах и в пегматитах говорит о возможности пегматитового или гидротермального образования этого минерала (Grosemans, 1948). Роз (Rose, 1957) описал полосатые бурые кристаллы андалузита длиной до четырех дюймов, ассоциирующего с корундом в пегматитах Йосемитского Национального парка. По его мнению, эти кристаллы образовались в результате реакции магматического материала с вмещающими роговиками (см. также Webb, 1943). Андалузит довольно обычен как акцессорный минерал в песчаниках и близких к ним породах, образовавшихся за счет разрушения контактно-метаморфических пород или андалузитовых сланцев. Пески, исключительно богатые андалузитом, отмечены в Трансваале (Partridge, 1934), где содержание этого минерала достигает промышленных количеств.

ЛИТЕРАТУРА

- Aramaki S., Roy R., 1958. Further equilibrium studies in the system $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ under hydrostatic and uniaxial pressure, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 1530 (abstract).
- Aramaki S., Roy R., 1959. Detailed X-ray data on mullites and two new anhydrous aluminosilicates AS (II)—II and high-temperature sillimanite, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 1562 (abstract).
- Bäckström H., 1896. *Geol. För. Förh.*, Stockholm, 18, 389.
- Baur E., 1911. Hydrothermal silicates, *Zeit. Anorg. Chem.*, 72, 119.
- Berek M., Strieder F., 1933. Beiträge zur Kenntnis der komplexen Indikatrix rhombischer schwach absorbierender Kristalle, *Zeit. Krist.*, 86, 212.
- Bosworth T. O., 1910. Metamorphism around the Ross of Mull granite, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 66, 376.
- Clark S. P., Robertson E. C., Birch F., 1957. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures, *Am. Journ. Sci.*, 255, 628.
- Coes L., Jr., 1955. High-pressure minerals, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 38, 298.
- Ellsworth H. V., Jolliffe F., 1937. Some recently-discovered minerals of the Great Slave Lake area, N. W. T., *Univ. Toronto Studs, Geol. Ser.*, No. 40, 71.
- Grosemans P., 1948. Un filon de quartz à andalousite de la région de Mandwe (Kibara), *Bull. Soc. Belge Géol.*, 57, 148 (M. A. 10—421).
- Harker R. I., 1954. Further data on the petrology of the pelitic hornfelses of the Carn-Chuinnag-Inchbae region, Ross-shire, with special reference to the status of almandine, *Geol. Mag.*, 91, 445.
- Heinrich E. W., Corey A. F., 1959. Manganian andalusite from New Mexico, *Am. Mineral.*, 44, 1261.

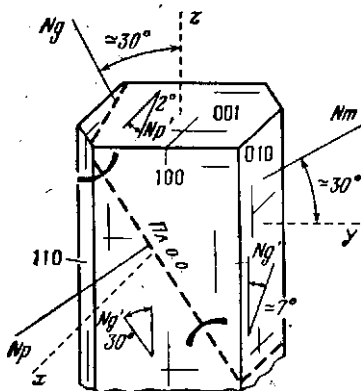
- Henriques A., 1957. The alkali content of kyanite, *Arkiv. Min. Geol.*, 2, 271.
- Hey J. S., Taylor W. H., 1931. The co-ordination number of aluminium in the aluminosilicates, *Zeit. Krist.*, 80, 428.
- Hietanen A., 1956. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho, *Am. Mineral.*, 41, 1.
- Houldsworth H. S., Cobb J. W., 1923. The behaviour of clays, bauxites, etc., on heating, *Trans. Ceram. Soc.*, 22, 132.
- Ito J., 1954. *Recueil minéralogique* (II), (3). Andalousit de Koshinmen, *Min. Journ.* (Min. Soc. Japan), 1, 126.
- Jakob J., 1940. Über den Chemismus des Andalusits, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 20, 8 (M. A. 8—91).
- Kelley K. K., 1949. Contributions to the data on theoretical metallurgy, X, High-temperature heat content, heat capacity and entropy data for inorganic compounds, U. S. Bureau Mines, *Bull.* 476.
- Klemm G., 1911. *Notizbl. ver. f. Erdk. v. d. gr. Geol. L. A. Darmstadt.*
- Lacy E. D., 1951. Minerals and magmas: studies at high temperatures and pressures, *Nature*, 168, 537.
- MacDonald G. J. F., 1957. Thermodynamics of solids, under non-hydrostatic stress with geologic applications, *Am. Journ. Sci.*, 255, 266.
- MacKenzie W. S., 1949. Kyanite-gneiss within a thermal aureole, *Geol. Mag.*, 86, 251.
- Mark H., Rosbaud P., 1926. Ueber die Struktur der Aluminiumsilikate von Typus Al_2SiO_5 und des Pseudobrookits, *Neues Jahrb. Min. Abt. A*, 54, 127.
- Мчедлов-Петросян О. П., 1954. О неправильном истолковании термограмм кянита и андалузита, *Зап. Всесоюзн. минер. о-ва*, ч. 83, вып. 2, 159.
- Miyashiro A., 1949. The stability relation of kyanite, sillimanite and andalusite and the physical conditions of the metamorphic processes, *Journ. Geol. Soc. Japan*, 55, 218.
- Ödman O. H., 1950. Manganese mineralisation in the Ultevis district, Jokkmokk, north Sweden: Part 2: Mineralogical notes, *Årsbok Sveriges Geol. Undersök.*, 44, No. 2 (M. A. 11—472).
- Partridge F. C., 1931. The andalusite sands of the western Transvaal, *Bull. Geol. Surv. South Africa*, No. 2 (M. A. 6—34).
- Rankama K., Sahama Th. G., 1950. *Geochemistry*, Chicago.
- Read H. H., 1923. Geology of the country round Banff, etc. *Mem. Geol. Surv. Great Britain.*
- Rose R. L., 1957. Andalusite and corundum-bearing pegmatites in Yosemite National Park, California, *Am. Mineral.*, 42, 635.
- Rosický V., 1941. Ein Beitrag zur Kenntnis des Kristallwachstums, *Zeit. Krist.*, 103, 328.
- Roy D. M., 1954. Hydrothermal synthesis of andalusite, *Am. Mineral.*, 39, 140.
- Schrocke H., 1954. Zur Regelung von Andalusit in Kristallen Schiefen, *Neues Jahrb. Min., Monatshefte*, 177.
- Schuilin R. D., 1957. A geo-experimental phase-diagram of Al_2SiO_5 (sillimanite, kyanite, andalusite), *Proc. Kon. Nederlandse Akad. van Wetensch.*, 60, B, 220.
- Sekanina J., 1928. Nerosty Moravských pegmatitů, *Casopis Moravského Zemského Musea, Brno*, 26, 113 (M. A. 4—42).
- Шабниев Л. И., 1948. Виридия из Южной Якутии, *Зап. Всесоюзн. минер. о-ва*, сер. 2, ч. 77, вып. 3, 203—214.
- Simpson E. S., 1931. Contributions to the mineralogy of Western Australia — Series VI, *Journ. Roy. Soc. W. Australia*, 17, 137 (M. A. 5—92).
- Taylor W. H., 1929. The crystal structure of andalusite Al_2SiO_5 , *Zeit. Krist.*, 71, 205.

- Thompson J. B., Jr., 1955. The thermodynamic basis for the mineral facies concept., *Am. Journ. Sci.*, 253, 65.
- Thorneley P. C., Taylor W. H., 1939. The co-ordination of aluminium in andalusite, *Mem. Manchester Lit. Phil. Soc.*, 83, 17.
- Tilley C. E., 1935. The role of kyanite in the «hornfels zone» of the Carn Chuinneag granite (Ross-shire), *Mineral. Mag.*, 24, 92.
- Todd S. S., 1950. Heat capacities at low temperatures and entropies at 298.16° K. of andalusite, kyanite, and sillimanite, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 72, 4742.
- Webb R. W., 1943. Two andalusite pegmatites from Riverside County, California, *Am. Mineral.*, 28, 581.
- Wilson E. D., 1929. An occurrence of dumortierite near Quartzsite, Arizona, *Am. Mineral.*, 14, 373.
- Wülfing E. A., 1917. Der Viridin und seine Beziehung zum Andalusit, *Sitzungsber. Heidelberg Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. A, Abh. 12* (M. A. 1—395).

Кианит



ТРИКЛИННЫЙ (—)



Np	1,712—1,718
Nm	1,721—1,723
Ng	1,727—1,734
Ng—Np	0,012—0,016
—2V	82—83°

Ng' : z на (100) = 27—32°, на (010) = 5—8°

Np' : x на (001) = 0—3°. Острым биссектриса почти перпендикулярна (100)

Дисперсия $r > v$, слабый

Уд. в. 3,53—3,65

Тв. 5,5—7, колеблющаяся

Спайность По {100} совершенная, по {010} хорошая; отдельность по {001}; (001) : z = 85°

Двойникование Пластинчатое по (100), двойниковая ось $\perp$ (100) или $\parallel$ y или x; полисинтетическое по (001) при давлении
Цвет Голубой до белого, серый, зеленый, желтый, розовый или черный; в шлифах бесцветный до бледно-голубого

Плеохроизм Слабый, в шлифах по Np—бесцветный, по Nm—фиолетово-голубой, по Ng—кобальтово-синий

Элементарная ячейка a 7,10, b 7,74, c 5,57 Å,
 α 90°5,5' β 101°2', γ 105°44,5'
Z=4. Пространственная группа $P\bar{1}$

С трудом растворяется на HF; разлагается при сплавлении с углекислыми щелочами

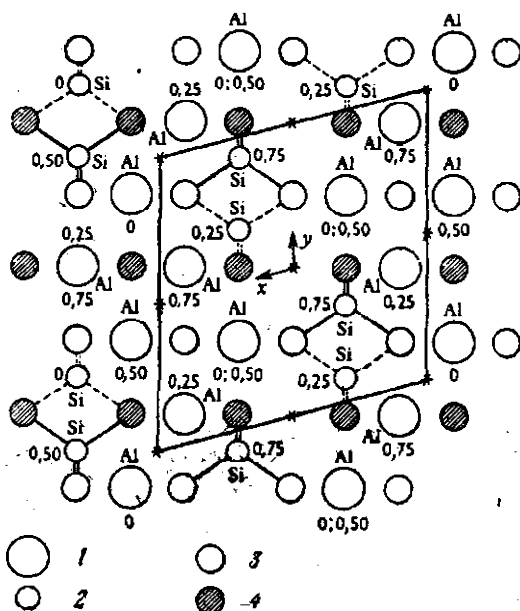
Кианит — минерал метаморфических пород и обычно встречается в гнейсах и сланцах в районах регионального метаморфизма. Название «кианит» (или «цианит» в первоначальном написании) происходит от греческого *kyanos*, темно-голубое вещество, и связано с обычным голубым цветом этого материала. Синоним «дистен» (от греческого *dis* и *sthenos*, т. е. две прочности) был предложен Гаюи в связи с тем, что одни кристаллы при трении приобретают положительный, а другие — отрицательный электрический заряд, хотя этот термин связан также с различной твердостью минерала в двух различных направлениях.

Структура

Параметры элементарной ячейки, ее состав и пространственная группа впервые были определены Марком и Розбаудом (Mark, Rosbaud, 1926) (см. также Cardoso, 1927). Определение структуры было выполнено Тейлором и Джексонсом (Taylor, Jackson, 1928); позже, в свете новых данных, структура была уточнена Нарай-Шабо, Тейлором и Джексонсом (Náray-Szabó; Taylor, Jackson, 1929). Атомы кислорода образуют слабо искаженную

Фиг. 30. Структура кианита в проекции вдоль оси z (Náray-Szabó et al., 1929).

1 — атомы алюминия; 2 — атомы кремния; 3 — атомы кислорода на уровнях 0,25; 0,75; 4 — атомы кислорода на уровнях 0; 0,50.



кубическую плотнейшую упаковку, как это, ранее предполагалось Брэггом и Уэстом (Bragg, West, 1927) на основании того, что триклинная ячейка может относиться к кубической гранецентрированной решетке, несмотря на ее казалось бы неправильную форму. Так же как в андалузите и sillimanite, имеются цепи алюминийкислородных октаэдров, соединяющиеся друг с другом остающимися ионами Si, Al и O, причем Si окружен четырьмя кислородными ионами, а Al — шестью ионами кислорода (фиг. 30). Таким образом, кремний, лежащий между четырьмя ионами кислорода, образует структуру с независимыми тетраэдрами SiO_4 . Расположение атомов на грани (100) кианита такое же, как на грани (010) ставролита; отсюда иногда наблюдающаяся параллельная кристаллизация этих двух минералов (фиг. 35). Кианит, имеющий объем $15,3 \text{ \AA}^3$ на ион кислорода, обладает самой плотной упаковкой атомов в структуре из всех алюмосиликатов.

Химизм

Подобно другим алюмосиликатам, кианит встречается в виде относительно чистого Al_2SiO_5 , и в его структуру, очевидно, может входить только очень небольшое количество ионов трехвалентного железа (см. анализы

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КИАНИТА

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36,76	37,03	36,55	37,02	37,46	37,49
Al ₂ O ₃	62,74	62,21	62,72	61,19	61,52	60,43
TiO ₂	0,01	0,43	0,20	—	0,03	—
Fe ₂ O ₃	0,32	0,30	0,29	0,55	0,71	1,12
FeO	0,01	—	0,36	—	—	—
MnO	0,00	—	—	—	0,006	Сл.
MgO	0,04	—	Сл.	—	0,03	0,09
CaO	0,00	0,08	0,31	—	0,02	0,15
K ₂ O	0,12	—	—	0,20	0,01	—
Na ₂ O	0,00	—	—	0,87	0,03	—
H ₂ O ⁺	0,14	0,03	—	0,28	} 0,05	0,79
H ₂ O ⁻	0,01	0,24	—	—		—
Сумма	100,15	100,29	100,43	100,11	99,87	100,07
Np	1,712	1,713	—	—	1,713	—
Nm	1,722	1,722	—	—	1,720	—
Ng	1,727	1,728	—	—	1,728	—
—2V	—	82°15'	—	—	83°	—
Уд. в.	—	3,653	—	3,576	3,63	3,593

Количества ионов в шерешчете на 20 (O)

Si	3,972	4,000	3,945	4,028	4,057	4,087
Al	7,996	7,922	7,986	7,848	7,855	7,772
Fe ⁺³	0,026	0,025	0,023	0,044	0,058	0,091
Mg	0,006	—	—	—	0,005	0,015
Ti	0,001	0,032	0,016	—	0,003	—
Fe ⁺²	0,001	—	0,032	—	—	—
Na	—	—	—	0,183	0,006	—
Ca	—	0,009	0,036	—	0,002	0,018
K	0,017	—	—	0,027	0,001	—

1. Кианит из кианово-андалузитово-силлиманитового сланца, Гот-Маунтин, Боулс-Ватт, Айдахо (Nietanen, 1956). Аналитик Л. Н. Тарант.
2. Бесцветный и бледно-голубой кианит из мусковит-гранатового сланца, гора Селецна, южная Сербия (Barić, 1936).
3. Зеленый и голубой кианит из кианово-гранатово-слюдяного сланца, Самдапурам, Неллор, Индия (Jayaaraman, 1940).
4. Кианит из кианово-ставролитового сланца, Альпе-Спонда, Пиццо-Ферно, Тессин, Швейцария (Jakob, 1937). Аналитик Дж. Джероб.
5. Светло-голубой кианит из кианово-кварцитового сланца, Холлсбергерет, Вармланд, Швеция (Nephtiques, 1957). Аналитики А. Аарсма и Б. Мул.
6. Светло-голубой кианит из кварцево-слюдяного сланца, Ференцфалва, южные Карпаты, Румыния (Vendí, 1923).

табл. 24). Отмечаемые небольшие содержания титана могут быть связаны во многих случаях с мелкими включениями рутила, которые часто встречаются в кианите. Зеленый хромкианит с 1,81% Cr_2O_3 описан К. Н. Озеровым и Н. А. Быховером (1936). Кианит, содержащий щелочи, известен из района Тессин в Швейцарии (табл. 24, анал. 4); восемь анализов показали содержание Na_2O от 0,72 до 1,22% и K_2O от 0,20 до 0,97% (Jaskob, 1937, 1941); количество H_2O^+ (0,27—1,86%) относительно велико, однако в этих анализах по существу безводного минерала могло присутствовать некоторое количество слюдястых продуктов изменения. Недавно Хенрикс (Henriques, 1957) спектроскопическим методом определил содержание натрия и калия в ряде кианитов из Швеции (табл. 24, анал. 5), из Тессина и Сент-Готтарда, Швейцария, и показал, что в чистом материале содержание щелочей никогда не превышает 0,06%.

Синтетический кианит был получен Косом (Соев, 1955), который установил, что лучшими условиями для его образования является температура 900° С и давление 20 000 атм. Хотя Арамаки и Рой (Aramaki, Roy, 1958) считали, что кианит не может быть синтезирован при температуре ниже 600° С и давлении меньше 5000 атм, он легко получается в качестве побочного продукта во многих системах, содержащих глинозем и кремнезем, при температурах от 600 до 900° С и давлениях от 20 000 до 40 000 атм. Кианит, по-видимому, может быть получен одновременно с силлиманитом и андалузитом, но не с топазом. Экспериментально устойчивость кианита было изучено Робертсоном с сотрудниками (Robertson et al., 1955) и Кларком с сотрудниками (Clark et al., 1957), которые фиксировали границу между полями устойчивости кианита и силлиманита для 900—1400° С и давления около 20 кбар (фиг. 29) (см. также Miyashiro, 1949; Thompson, 1955). Исходя из термодинамических взаимоотношений, Макдональд (MacDonald, 1957) допускал, что переход андалузита в кианит не зависит от стресса (хотя стресс может влиять на равновесную кривую между андалузитом и силлиманитом). Удельная теплоемкость и теплота растворения (в 40-процентной HF) определены для кианита Нейманном (Neumann, 1925); ряд других термохимических данных приводятся Келли (Kelly, 1949) и Тоддом (Todd, 1950). При нагревании до температуры выше 1300° С при атмосферном давлении кианит переходит в муллит ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$) и стекло. Дифференциальные термические кривые кианита приводятся Хоулдсвортом и Коббом (Houldsworth, Cobb, 1923) и О. П. Мчедловым-Петросяном (1954).

Обычные продукты изменения кианита представлены мусковитом и серицитом, причем особенно часто продуктом разложения кианита является дамурит (равновидность мусковита) (Alderman, 1942). Кроме того, при изменении кианита обычно образуется пирофиллит, часто в виде плотного массивного агальматовита. Кианит может переходить в силлиманит или андалузит при изменении температуры и давления. Например, кианит регионально метаморфизованных пород переходит в андалузит в области термального ареола более поздней гранитной интрузии (MacKenzie, 1949). Хьетанен (Hietanen, 1956) сообщила об инверсии кианита в силлиманит в процессе сложного термального и регионального метаморфизма при повышении температуры.

Оптические и физические свойства

Для минерала, обычно бесцветного в шлифах, кианит имеет очень высокий рельеф, в то время как в шлифах нормальной толщины он характеризуется умеренным вплоть до высоких цветов первого порядка двуупределением. Плоскость оптических осей почти перпендикулярна $\{100\}$ и наклонена приблизительно на 30° к $\{010\}$, или к оси z . Угол погасания по отношению к оси z , таким образом, колеблется от 30° до нуля; в базальных разрезах он почти равен нулю. Положение погасания, ближайшее к оси z , соответствует медленному лучу (Ng). Двойники могут быть простыми или пластинчатыми, причем полисинтетическое двойникование по $\{100\}$ с двойниковой осью $\perp \{100\}$ является обычным. Барич (Barić, 1936) дает дополнительные двойниковые оси, такие как $\{010\}$, $\perp \{010\}$ в плоскости $\{100\}$ и $\perp \{1\bar{2}1\}$. Цвет минерала различный, но чаще всего белый до голубого; голубые разновидности могут плеохроировать: по Nr — почти бесцветный, по Nm — светло-голубой, по Ng — темно-голубой. Цвет часто обусловлен присутствием в минерале небольшого количества трехвалентного железа. Твердость различна на разных гранях; кроме того, она зависит от кристаллографических направлений. Бутгенбах (Buttgenbach, 1923), измеряя твердость крупного зеленого кристалла с голубыми слоями, нашел, что на плоскости $\{100\}$ параллельно оси z твердость равна 5,5, перпендикулярно оси z — 6,5; на плоскости $\{010\}$ параллельно оси z твердость равна 6, перпендикулярно оси z — 7; на плоскости $\{001\}$ параллельно оси y твердость равна 5,5, параллельно оси z — 6,5. Более поздние определения Винчелла (Winchell, 1945), использовавшего микротвердомер Коопа, дали величины, колеблющиеся от 205 до 1700 (по сравнению с 560 для ортоклаза и 1250 для топаза). Кианит обычно встречается в параллельных сростках со ставролитом, как уже отмечалось выше, причем плоскость $\{100\}$ кианита параллельна плоскости $\{010\}$ ставролита. Минералы группы Al_2SiO_5 в обожженном виде применяются при производстве огнеупоров. Кианит является наиболее важным из этих минералов, так как он иногда образует крупные легко разрабатываемые месторождения.

Диагностические признаки

Кианит имеет гораздо более высокий рельеф, чем другие минералы группы Al_2SiO_5 ; его двуупределение меньше, чем у силлиманита, но больше, чем у андалузита; от последнего он также отличается положительным удлинением. Для кианита характерен максимальный угол погасания, равный примерно 30° , получаемый на разрезах, дающих отрицательную двусную фигуру с большим 2V. Родонит оптически положительно, а пироксмангит и бустамит, хотя оба триклинные и отрицательные, имеют меньший 2V. В обломках кианит может быть определен по ступенчатой форме обломков, обусловленной хорошей спайностью, и по углу погасания.

Парагенезис

Кианит обычно встречается как типичный минерал регионально метаморфизованных глинистых и реже песчанистых пород. Барроу (Barrow, 1912) и другими исследователями он считается характерным минералом

метаморфической зональности; с увеличением степени метаморфизма кианит развивается раньше ставролита, но позже силлиманита. Однако кианит отмечался также в алмандиновой зоне метаморфизованных глинистых пород в группе Сакса-Ворд Анста (Read, 1934), где он, вероятно, образовался из пиррофиллита, и в ставролитовой зоне, где его образование может быть представлено следующим уравнением:



Франсис (Francis, 1956) показал, что ставролитовые ($\pm$ кианит) метаморфизованные глинистые породы встречаются в эпидот-амфиболитовых фациях, в то время как кианитовые метаморфизованные глинистые породы, лишенные ставролита, характерны для амфиболитовых фаций. Кианит может образоваться в результате дегидратации парагонита в присутствии кварца, а также при инверсии андалузита в районах, где на региональный метаморфизм накладывается нормальный термальный метаморфизм (Tilley, 1935; Harker, 1954). Стресс или увеличение давления при понижении температуры могут привести к инверсии силлиманита в кианит (Hietanen, 1956). Нахождение кианита вместе со ставролитом и силлиманитом в термальном ареоле было отмечено Мак-Коллом (McCall, 1954), который описал порфиروبласты кианита в узкой зоне вдоль контакта гранита, где глинистые сланцы были насыщены многочисленными послойными внедрениями гранита. Распространение кианита в некоторых «гранитах», по-видимому, представляет собой результат мигматизации. Вероятные соотношения устойчивости минералов группы Al_2SiO_5 показаны на фиг. 29. Кроме того, кианит встречается в некоторых эклогитах (Tilléu, 1936) и в кианитовых амфиболитах (Tilley, 1937); он был встречен в месторождениях наждака, образовавшихся в результате метаморфизма бокситов (Onau, 1949). Хотя раньше кианит рассматривался как стресс-минерал, недавно были описаны друзы кристаллов кианита (Miyashiro, 1951), нарастающие на стенки полостей в кианит-кварцевых жилах, рассекающих слюдяные сланцы. Таким образом, хотя для образования минерала и необходимо гидростатическое давление, стресс не играет особой роли в его образовании. Вместе со слюдой и турмалином кианит отмечался в виде прожилков в гранитах (Grosehans, 1948) и в гранитных пегматитах (Татаринов, 1937; Лабунцов, 1939). Карпов (Kagroff, 1946) описал кианит из пегматита, внедрившегося в кианит-слюдяные сланцы. Здесь пегматитовые растворы реагировали с небольшими кристаллами кианита вмещающих пород. Однако в этом случае «пегматит» может быть более точно назван кварц-кианитовой сегрегационной жилой, причем такие жилы встречаются в большинстве кианитсодержащих пород. Кианит обычно встречается в виде обломочного минерала в осадочных породах, иногда он представлен «мерцающими агрегатами» с ядрами кианита, окруженными тонкозернистым слюдястым материалом.

ЛИТЕРАТУРА

- Alderman A. R., 1942. Sillimanite, kyanite, and clay deposits near Williamstown, South Australia, Trans. Roy. Soc. South Australia, 66, 3.
- Aramaki S., Roy R., 1958. Further equilibrium studies in the system $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ under hydrostatic and uniaxial pressure, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1530 (abstract).
- Barić L., 1936. Disthen (Cyanit) von Prilepec im Selečka-Gebirge, Zeit. Krist., 93, 57.

- Barić L., 1940. Disthen vom Greiner in Tirol und vom Monte Campione (Schweiz). Ein Beitrag zum Kenntnis der kristallographischen Eigenschaften des Disthens, Neues Jahrb. Min., Abt. A, 76, 36.
- Barić L., 1944. Über die Doppelbrechung beziehungsweise über das Brechungsvermögen des Disthens, Croatian Nat. Museum, Zagreb (M. A. 10—160).
- Barrow G., 1912. On the geology of Lower Dee-side and the southern Highland border, Proc. Geol. Ass., 23, 274.
- Bragg W. L., West J., 1927. The structure of certain silicates, Proc. Roy. Soc. London, A, 114, 450.
- Buttgenbach H., 1923. Description des minéraux du Congo belge (Sixième mémoire), Mem. Acad. R. Belgique, Cl. de Sci., ser. 2, 7, fasc. 6 (M. A. 2—265).
- Cardoso G. M., 1927. Röntgenographische Feinbaustudien am Cyanit und Staurolith, Centr. Min., Abt. A, 384.
- Clark S. P., Robertson E. C., Birch F., 1957. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures, Am. Journ. Sci., 255, 628.
- Coes L., Jr., 1955. High pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.
- Francis G. H., 1956. Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism, Geol. Mag., 93, 353.
- Grosemans P., 1948. Les gisements de disthène de la Haute-Kabompo (borne 36/VIII, frontière Katanga-Rhodesia), Bull. Soc. Belge. Géol., 57, 150 (M. A. 10—421).
- Harker R. I., 1954. Further data on the petrology of the pelitic hornfelses of the Carn Chuaignon-Inchbae region, Ross-shire, with special reference to the status of almandine, Geol. Mag., 91, 445.
- Henriques A., 1957. The alkali content of kyanite, Arkiv. Min., Geol., 2, 271.
- Hietanen A., 1956. Kyanite, andalusite, and sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho, Am. Mineral., 41, 1.
- Houldsworth H. S., Cobb J. W., 1923. The behaviour of clay, bauxites, etc., on heating, Trans. Ceram. Soc., 22, 132.
- Jakob J., 1937. Ueber den Alkaligehalt der Disthene, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 17, 244.
- Jakob J., 1941. Chemische und strukturelle Untersuchungen am Disthen, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 21, 131 (M. A. 8—274).
- Jayaraman N., 1940. A kyanite-garnet-mica schist from Saidapuram, Nellore, Journ. Indian Inst. Sci., 23, A, 47.
- Karpoff R., 1946. Sur la présence de disthène dans une pegmatite à la frontière Algero-Soudanaise, Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 233, 1154.
- Kelley K. K., 1949. Contributions to the data on theoretical metallurgy, X, High-temperature heat content, heat capacity, and entropy data for inorganic compounds, U. S. Bur. Mines, Bull. 476.
- Лабунцов А. Н., 1939. Пегматиты СССР, II, Пегматиты северной Карелии и их минералы, М.—Л., Изд. АН СССР.
- McCall G. J. H., 1954. The Dalradian geology of the Croeslough area, Co. Donegal, Quart. Journ. Geol. Soc., 110, 153.
- MacDonald G. J. F., 1957. Thermodynamics of solids under non-hydrostatic stress with geologic applications, Am. Journ. Sci., 255, 266.
- MacKenzie W. S., 1949. Kyanite-gneiss within a thermal aureole, Geol. Mag., 86, 251.
- Mark H., Rosbaud P., 1928. Ueber die Struktur der Aluminium-silikate vom Typus Al_2SiO_5 und des Pseudobrookits, Neues Jahrb. Min., Abt. A, B—Bd. 54, 127.
- Мчедлов-Петросян О. П., 1954. О неправильном истолковании термограмм кьянита и андалузита, Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 83, вып. 2, 159.

- Miyashiro A., 1949. The stability relation of kyanite, sillimanite, and andalusite, and the physical conditions of metamorphic processes, Journ. Geol. Soc. Japan, 55, 218.
- Miyashiro A., 1951. Kyanites in druses in kyanite-quartz-veins from Saibo-ri in the Fukushinzan district, Korea, Journ. Geol. Soc. Japan, 57, 59.
- Náray-Szabó St., Taylor W. H., Jackson W. W., 1929. The structure of cyanite, Zeit. Krist., 71, 117.
- Neumann F., 1925. Berechnung der Stabilitätsverhältnisse der Modifikationen in polymorphen System Al_2SiO_5 , Neues Jahrb. Min., B-Bd. 53, Abt. A, 1.
- Onay T. S., 1949. Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, 357.
- Озеров К. Н., Быховер Н. А., 1936. Месторождения сфалиманита и корунда Верхне-Тимонинского района Якутской АССР, Тр. ЦНИГРИ, вып. 82.
- Read H. H., 1934. The metamorphic geology of Unst in the Shetland Isles, Quart. Journ. Geol. Soc., 90, 637.
- Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F., 1955. Fields of stability of jadeite, kyanite, and pyrope, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1608 (abstract).
- Stuckey J. L., 1932. Cyanite deposits of North Carolina, Econ. Geol., 27, 661.
- Татаринков И. М. (ред.), 1937. Слюда СССР.
- Taylor W. H., Jackson W. W., 1928. The structure of cyanite Al_2SiO_5 , Proc. Roy. Soc. London, A, 119, 132.
- Temperley B. N., 1953. Kyanite in Kenya, Geol. Surv. Kenya, Mem. No. 1.
- Thompson J. B., Jr., 1955. The thermodynamic basis for the mineral facies concept, Am. Journ. Sci., 253, 65.
- Tilley C. E., 1935. The rôle of kyanite in the *chorafels zones* of the Carn Chuineag granite (Ross-shire), Mineral. Mag., 24, 92.
- Tilley C. E., 1936. The paragenesis of kyanite-eclogites, Mineral. Mag., 24, 422.
- Tilley C. E., 1937. The paragenesis of kyanite-amphibolites, Mineral. Mag., 24, 555.
- Todd S. S., 1950. Heat capacities at low temperatures and entropies at 298.16° K. of andalusite, kyanite, and sillimanite, Journ. Am. Ceram. Soc., 72, 4742.
- Vendl A., 1923. Rock-forming minerals from the crystalline schists of the southern Carpathians, Math. Természett. Értesítő, Budapest, 40, 204 (M. A. 2-223).
- Winchell H., 1945. The Knoop microhardness tester as a mineralogical tool, Am. Mineral., 30, 583.

Топаз



РОМБИЧЕСКИЙ (+)

Np	1,606—1,629
Nm	1,609—1,631
Ng	1,616—1,638
Ng—Np	0,008—0,011
+2V	48—68°

Np=x, Nm=y, Ng=z; пл.о.о. (010)

Дисперсия $r > v$

Уд. в. 3,49—3,57

Тв. 8

Спайность По {001} совершенная

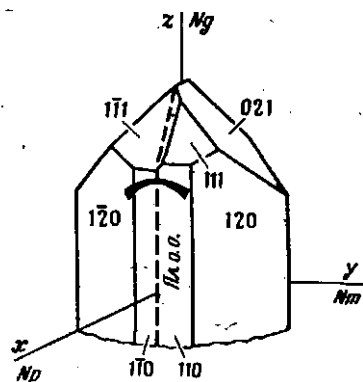
Цвет Различный: бесцветный, белый, желтый, светло-серый, зеленый, красный или голубой; в шлифах бесцветный

Плеохроизм Окрашенные разновидности в толстых шлифах плеохроируют, например по Np—желтый, по Ng—розовый

Элементарная ячейка a 8,394, b 8,800, c 4,650 Å

Z=4. Пространственная группа $Pm\bar{1}b$

Только отчасти растворяется в H_2SO_4



Топаз встречается главным образом в виде жил и друз в гранитах, в гранитных пегматитах и в контактных зонах; он часто связан с турмалином, касситеритом, флюоритом и мусковитом. Название минерала происходит от греческого названия одного из островов Красного моря — Тоназиос, что означает искать (остров часто покрывался туманом). Однако древний топаз, вероятно, соответствует современному перидоту или хризолиту, а хризолит Плиния — современному топазу. (По мнению Скита, название минерала произошло от санскритского *tapas*, огонь.) Название «ложный топаз», или «топаз-кварц», иногда дается желтой разновидности кварца — цитрину, «восточный топаз» — желтому корунду, а «топазолит» — желто-зеленой разновидности андрадита*.

* Согласно терминологии, принятой на Урале, настоящий топаз называется тяжеловесом, а топазом (раухтопазом) — темноокрашенный кварц — моряном. — Прим. ред.

Структура

Структура топаза определена Алстоном и Уэстом (Alston, West, 1928) и Паулингом (Pauling, 1928), а пространственная группа и параметры решетки — Леонардом (Leonhardt, 1923). Структура состоит из тетраэдрических групп SiO_4 , соединенных с октаэдрическими группами, расположенными вокруг алюминия. Четыре из шести анионов, располагающихся вокруг каждого Al, представлены кислородами, принадлежащими группам SiO_4 , остальные октаэдрические позиции заняты ионами фтора или гидроксила. Относительно плотный характер минерала обусловлен структурой, представляющей собой комбинацию кубической и гексагональной плотнейшей упаковок кислородных атомов*.

Рентгеноструктурные исследования не дают никаких указаний на полярную симметрию, иногда приписываемую топазу на основании кристаллографических данных. Кристаллы, имеющие две головки, встречаются редко, и топаз может обладать пьезоэлектрическими свойствами в направлении оси z ; однако природные и искусственные фигуры травления указывают на полную симметрию. Морфологическое изучение топаза было выполнено Росицким (Rosický, 1916b) и Расселом (Russell, 1924).

Химизм

Состав топаза исключительно постоянен. Наибольшие колебания состава относятся только к содержанию гидроксил-иона. Некоторые анализы дают почти теоретически допустимое максимальное содержание фтора, равное 20,7% (например, анал. 1, табл. 25); замещение фтора гидроксилом происходит только в ограниченной степени. Анализ 5; в котором приблизительно 30% группы (ОН, F) замещено ОН, дает наиболее высокое значение ОН, обнаруженное в топазе. В структуру может входить небольшое количество железа, а также минимальное количество других элементов.

Топаз синтезирован при термальном гидролизе AlF_3 и SiO_2 (Schober, Thilo, 1940). Он образуется в интервале температур от 750 до 950° С с выделением SiF_4 ; указывалось, что некоторый избыток Al_2O_3 может входить в решетку, расширяя ее. Мишель-Леви и Виа́рт (Michel-Lévy, Wyart, 1946) для синтеза топаза использовали смесь Na_2SiF_6 , аморфной Al_2O_3 и воды; смесь они нагревали до 500° С в течение девяти дней при давлении 4000 бар. Кос (Coes, 1955) показал, что при использовании смеси AlF_3 , $\text{Al}(\text{OH})_3$ и SiO_2 наилучшими условиями для синтеза топаза являются температура 900° С и давление 20 000 атм. При нагревании топаза фтор выделяется при 850—900° С, что сопровождается разрушением структуры, понижением удельного веса до 3,085 и образованием муллита (Stuckey, Amego, 1941). Природными продуктами изменения топаза являются маргарит, флюорит, каолинит, серицит, мусковит (даму́рит, жильбертит) с гидромусковит.

Оптические и физические свойства

Плоскость оптических осей параллельна (010), а острая биссектриса (Ng) перпендикулярна плоскости (001), которая является плоскостью

* Н. В. Белов выделяет эту упаковку под названием топазовой в самостоятельный тип (см. Белов, 1947).— *Прим. ред.*

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТОПАЗА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	31,93	61,94	32,38	32,53	33,00
TiO ₂	—	0,01	—	—	—
Al ₂ O ₃	56,26	55,80	56,67	55,67	56,76
Fe ₂ O ₃	—	0,32	—	—	Сл.
FeO	—	0,07	—	—	—
MgO	—	0,07	—	—	—
CaO	—	0,13	—	—	—
F	20,37	17,24	16,87	15,48	13,23
H ₂ O ⁺	0,19	1,57	1,28	2,45	2,67
H ₂ O ⁻	—	0,03	—	—	0,04
O≡F	108,75 8,58	107,18 7,27	107,20 7,10	106,13 6,52	105,70 5,57
Сумма	100,17	99,91	100,10	99,61	100,13
Np	1,6072	1,616	1,6147	1,6294	1,629
Nm	1,6104	1,618	—	1,6308	1,631
Ng	1,6176	1,625	1,6243	1,6375	1,638
λ _{DV}	67°	61°	63°	49°	48°
Уд. в.	3,585	3,55	3,547	3,532	3,509

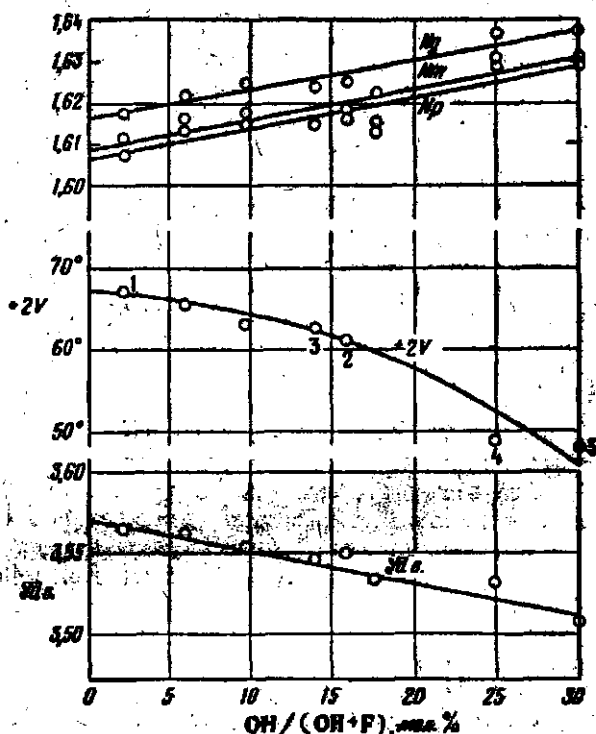
Количества ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)

Si	3,905 } 4,00	3,922 } 4,00	3,967 } 4,00	3,981 } 4,00	4,037
Al	0,095 } 4,00	0,078 } 4,00	0,033 } 4,00	0,019 } 4,00	—
Al	8,017	7,980	8,151	8,011	8,186
Fe ³⁺	—	0,029	—	—	—
Fe ²⁺	—	0,007	—	—	—
Mg	—	0,014	—	—	—
Ca	—	0,014	—	—	—
F	7,884 } 8,04	6,688 } 7,97	6,539 } 7,58	5,990 } 7,99	5,122 } 7,30
OH	0,156 } 8,04	1,281 } 7,97	1,045 } 7,58	2,000 } 7,99	2,178 } 7,30

1. Бесцветный прозрачный топаз из риолита, Томас-Рендж, Юта (Penfield, Minor, 1894).
2. Бесцветный топаз из топаз-кварцевой породы, Белоуд-Векон, Корнуэлл. Аналитик Р. А. Хауи (неопубликованный анализ).
3. Хорошо окристаллизованный топаз. Славков, Чехия (Rosický, 1916a). Аналитик Дж. Ханус.
4. Желтый топаз, Минас-Жерайс, Бразилия (Penfield, Minor, 1894).
5. Толстокристальный топаз из кварцевой жилы близ гранита, округ Честерфилд, Южная Каролина (Pardee et al., 1937). Аналитик Р. И. Стивенс.

совершенной спайности. Следовательно, интерференционная фигура может быть получена на спайных осколках, хотя благодаря относительно большому углу $2V$ оптические оси не всегда видны. Угол $2V$, так же как удельный вес, уменьшается при замещении F на OH, в то время как показатели преломления возрастают с увеличением содержания OH (фиг. 31).

Цвет топаза сильно колеблется от воднопрозрачного бесцветного через желтый и различные оттенки винно-красного до светло-голубого



Ф И Г. 31. Изменение показателей преломления, угла оптических осей и удельного веса топаза (точки 1—5 соответствуют табл. 1—5 табл. 25).

и светло-зеленого. Приятный цвет, а также высокая твердость обусловили применение топаза в качестве драгоценного камня. Прекрасные желтые топазы добываются в штате Минас-Жерайс в Бразилии; редкая разновидность (бразильский рубин) встречается редко, но может быть получена при осторожном нагревании желтого топаза. Цвет некоторых топазов может быть изменен под воздействием рентгеновских лучей, причем эта новая окраска может исчезнуть при нагревании или воздействии солнечного света. Дуговой спектр желтого бразильского топаза содержит линии Sr, Fe и V (Wild, Klemm, 1925). В толстых шлифах или в ограниченном состоянии окрашенные разновидности топаза могут обладать заметным плеохроизмом.

Считается, что редко наблюдаемый параллельный рост отдельных кристаллов топаза по (010) и (001) структурно связан с двойникованием (Gliwczynski, 1949). Оптические аномалии отмечались Ринне (Rinne, 1926); он описал кристалл топаза, который в разрезах по (010) и (001) обнаруживал деление на секторы с различными $2V$ и углами погасания; после нагревания до 950°C в течение 3—5 час эти разрезы приобретали нормальные оптические свойства. Следовательно, оптические аномалии связаны

с напряжениями, вызванными нарушением структуры, которые исчезают при нагревании до температуры более высокой, чем температура образования кристалла. Оптические свойства и коэффициенты линейного расширения по осям x , y и z для богатого фтором топаза были получены Коцу и Уеда (Kôzu, Ueda, 1929).

Правильная ориентировка кристаллов топаза на гранате отмечалась Гольдшмидтом и Шредером (Goldschmidt, Schroder, 1919). На икосаэдрах граната на каждую грань $\{211\}$ нарастают топазовые иголки в трех положениях, причем грани $\{010\}$ топаза располагаются параллельно грани $\{211\}$ граната; другие два направления топаза находятся примерно под углом 60° , словно они сдвойникованы по $\{101\}$.

Пикнит представляет собой плотную столбчатую разновидность топаза, которую раньше рассматривали как самостоятельный минеральный вид, хотя по химизму и оптике он очень близок к топазу. Физалит, или пиропизалит, — полупрозрачная разновидность топаза из Финбу, Швеция, которая расширяется при нагревании.

В топазе иногда встречаются микроскопические полости, обычно заполненные жидкостью. Одна из таких жидкостей — брукстерлинит имела показатель преломления, равный 1,13, и, вероятно, представляла собой жидкий CO_2 ; отмечалась также и вода.

Диагностические признаки

Очень характерны для топаза твердость и совершенная базальная спайность, а также высокий рельеф, слабое двупреломление, отрицательный оптический знак, призматическая форма кристаллов и умеренный угол $2V$. От андалузита топаз отличается меньшим углом $2V$ и ориентировкой [y топаза $Ng = z$, а следы спайности по (001) параллельны Np , в то время как у андалузита удлинение отрицательное, $Np = z$]. Топаз имеет более высокое двупреломление, чем мелилит или везувиян, и хотя спайные пластинки топаза могут характеризоваться очень слабым двупреломлением, они дают двусную фигуру. По цвету и двупреломлению топаз может напоминать кварц и полевой шпат, но он отличается от них по рельефу, а массивные образцы обладают гораздо большим удельным весом.

Парагенезис

Топаз встречается главным образом в кислых изверженных породах, в гранитах, гранитных пегматитах и риолитах; он часто выполняет в них жилки и полости. Его появление обычно связано с последними стадиями пневматолитического процесса, и он является обычным компонентом грейзенов. Ассоциирует топаз с кварцем (особенно в кварц-топазовых породах или топазовых роговиках), флюоритом, турмалином, бериллом, касситеритом и мусковитом или циннвальдитом. Серовато-белые призмы топаза, встречающиеся вместе с бериллом в пегматите, изучены Эдманом (Edman, 1950); Пикок (Peacock, 1935) описал пегматитовую ассоциацию топаза, дымчатого кварца, микроклина, альбита, флюорита и касситерита. Детальное описание грейзеновых зон, касситеритовых и вольфрамитовых жил Забайкалья приведено в работе И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой (1954). Эти авторы выделяют различные парагенетические типы топазов; по их мнению, топаз замещает мусковит и циннвальдит и сам в свою

очередь может подвергаться гидротермальному метасоматозу с привнесом K, Fe, Mg, Ca и Li, приводящему к увеличению количества жидких включений в топазе. Ассоциация топаза и касситерита известна из оловянных жил во всех частях мира. Детальное описание характера распространения топаза в Корнуолле, где он также связан с вольфрамитом, дано Расселлом (Russell, 1924). Здесь топаз встречается в качестве первичного и вторичного минерала в гранитных породах, а также в пневматолитовых жилах во вмещающих осадочных породах. Довольно тонкозернистая сахаровидная топаз-кварцевая порода Белоуда-Бекон (табл. 25, анал. 2) слагает неправильные массы в выветрелых порфиритовых гранитах. Массивный топаз также описан Стакки и Аморо (Stuckey, Amoro, 1941) из золото-кварцевой жилы, а чрезвычайно тонкозернистый плотный массивный топаз известен из криолитового месторождения Ивигтут в Гренландии.

Иногда топаз встречается в качестве тяжелого минерала в обломочных осадочных породах в районах развития кислых интрузивных пород. В метаморфических породах топаз известен из месторождений наждака, образовавшихся в результате метаморфизма бокситов (Opau, 1950). Иногда в таких случаях он может иметь пневматолитическое происхождение и его образование связывают с близрасположенной интрузией. Однако в районах развития регионального метаморфизма фтор, по-видимому, уходит при региональном метасоматозе. Топаз был описан в виде включений в бруките (Brammell, 1928).

ЛИТЕРАТУРА

- Alston N. A., West J., 1928. The structure of topaz $[\text{Al}(\text{F}, \text{OH})_2\text{SiO}_4]$, Proc. Roy. Soc., A, 121, 358.
- Brammell A., 1928. Dartmoor detritals: a study in provenance, Proc. Geol. Assoc. London, 39, 27.
- Coes L., Jr., 1955. High-pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.
- Gliszczcynski S. von, 1949. Über gesetzmässige Verwachsungen von Topazen, I Teil Zwillinge, II Teil Koaxiale Verwachsungen, Neues Jahrb. Min. Geol., Abt. A., Monat., 1, 13.
- Coldschmidt V., Schröder R., 1919. Topas and Granat, Beitr. Kryst. Min., 2, 11 (M. A. 1—343).
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., 1954. Топаз из месторождений касситеритово-кварцевой формации из Забайкалья и его метасоматические изменения, Тр. Минерал. муз. АН СССР, вып. 6, 86—116.
- Kôzu S., Ueda J., 1929. Optical and thermal studies of topaz from Naegi, Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 3, 161 (M. A. 4—454).
- Leonhardt J., 1923. Röntgenographische Untersuchungen am Topas, Centralblatt Min., 641 (Zeit. Krist., 1924, 59, 216).
- Michel-Lévy A., Wyart J., 1946. Reproduction synthétique de la topaze, de la cryolite, et du corindon, Bull. Soc. Franç. Min., 69, 156.
- Ödman O. H., 1950. Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, north Sweden, Part 2: Mineralogical notes, Årshok Sveriges Geol. Undersök., 44, No. 2 (M. A. 11—472).
- Pardee J. T., Glass J. J., Stevens R. E., 1937. Massive low-fluorine topaz from Brewer mine, South Carolina, Am. Mineral., 22, 1058.
- Pauling L., 1928. The crystal structure of topaz, Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., 14, 306.
- Peacock M. A., 1935. Topaz from Devil's Head, Colorado, Am. Mineral., 20, 354.

- Penfield S. L., Minor J. C., Jr., 1894. Ueber die chemische Zusammensetzung des Topas und deren Beziehung zu seinen physikalischen Eigenschaften, Zeit. Krist., 23, 321.
- Rinne R., 1926. Bemerkungen über optische Anomalien, insbesondere des brasilianer Topas, Zeit. Krist., 63, 236.
- Rosický V., 1916a. Topas ze Slavkova v Čechách, Rozpravy České Akad., class 2, 25, No. 7 (M. A. 1—338).
- Rosický V., 1916b. O krystalové řadě topazu, Rozpravy České Akad., class 2, 25, No. 22 (M. A. 1—292).
- Russell A., 1924. Topaz from Cornwall, with an account of its localities, Mineral. Mag., 20, 221.
- Schober R., Thilo E., 1940. Chemische Untersuchungen von Silicates, X. Mitteil. Über den Topas Al_2SiO_5 (F, OH, O)₂ und seine Synthese über ein neues fluorhaltiges Aluminiumoxyd, Ber. deutsch. Chem. Gesell., 73B, 1219 (M. A. 9—93).
- Stuckey J. L., Amero J. J., 1941. Physical properties of massive topaz, Journ. Am. Ceram. Soc., 24, 89.
- Wild G. O., Klemm R., 1925. Mitteilungen über spektroskopische Untersuchungen an Mineralien, III. Topas, Centralblatt Min., Abt. A, 321.

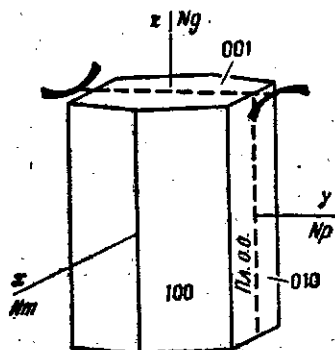
Белов Н. В.*. 1947. Структуры ионных кристаллов и металлических фаз, Изд. АН СССР.

* Дополнение редактора.

Ставролит $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_3\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4(\text{O}, \text{OH})_2$

МОНОКЛИННЫЙ (ПСЕДОРОМБИЧЕСКИЙ) (+)

Np	1,739—1,747
Nm	1,745—1,753
Ng	1,752—1,761
Ng—Np	0,012—0,014
+2V	82—90°
Np=y, Nm=x, Ng=z; пл.о.о. (100)	
Дисперсия	$r > v$, слабая
Уд. в.	3,74—3,83
Тв.	7,5
Спайность	По {010} умеренная
Двойникование	По {023} и {232} взаимнопересекающиеся, редко встречается в шлифах
Цвет	Темно-бурый, красновато-бурый, желто-бурый; в шлифах светлый, золотисто-желтый
Плеохроизм	По Np—бесцветный, по Nm—светло-желтый, по Ng—золотисто-желтый
Элементарная ячейка	a 7,83—7,95, b 16,50—16,82, c 5,55—5,71 Å, $\beta=90,0^\circ$ Z=2. Пространственная группа C2/m



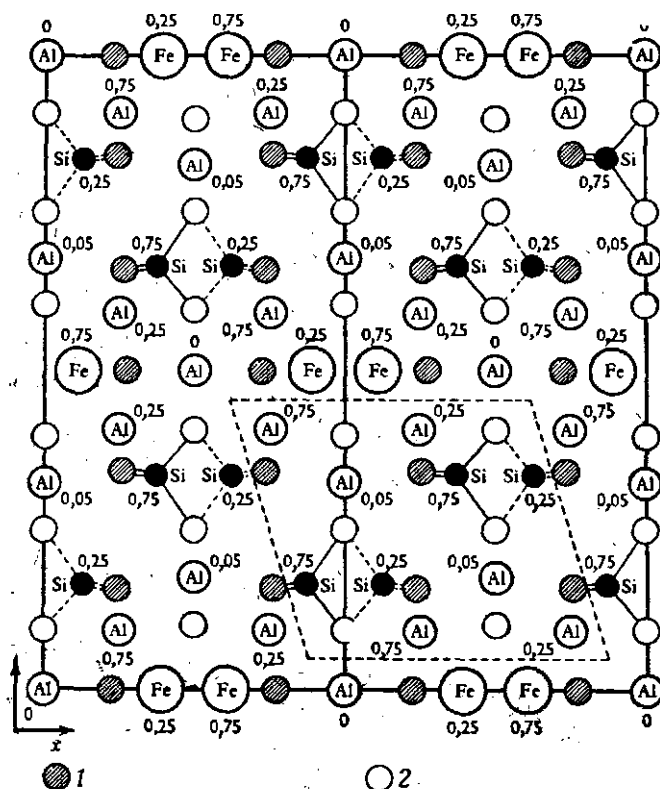
Медленно растворяется в H_2SO_4 , нерастворим в холодной HF

Ставролит — типичный минерал средних ступеней регионального метаморфизма глинистых осадков. В некоторых районах он настолько широко развит, что считается минералом, характеризующим метаморфическую зональность. Обычны крестообразные двойники; название минерала происходит от греческих *stauros* и *lithos*, что означает каменный крест.

Структура

Структура ставролита впервые была определена Нарай-Шабо (Náray-Szabó, 1929). Элементарная ячейка этого минерала содержит 48 атомов кислорода в плотнейшей кубической упаковке (на один атом кислорода приходится объем $15,15 \text{ Å}^3$). Октаэдрические группы кислорода, расположенные вокруг Al, и тетраэдрические группы, расположенные вокруг Si, образуют цепи, параллельные кристаллографической оси z, аналогич-

но расположению в кианите, и период повторяемости d_{001} примерно одинаков для обоих минералов. Считалось, что в этой модели структуры ионы Fe^{+2} и (OH) образуют слои состава $\text{Fe}(\text{OH})_2$ вдоль плоскостей, параллельных (010) , чередующиеся со слоями кианитового состава. В соответствии с этой моделью формула ставролита писалась как $\text{H}_2\text{FeAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$.



Ф и Г. 32. Структура ставролита.

Показаны две элементарные ячейки в проекции на плоскость (001) ; элементарная ячейка кианита очерчена пунктирной линией (Náray-Szabó, Sasvári, 1958). 1—атомы кислорода на уровнях $z=0$ и $z=0,5$; 2—атомы кислорода на уровнях $z=0,25$ и $z=0,75$.

а структура ставролита рассматривалась как аналог структуры минералов группы гумита, где чередуются зоны $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ и Mg_2SiO_4 . Большинство ранних анализов не подтверждает состава, соответствующего этой модели. Последнее исследование состава ставролита, проведенное Юуринем (Juurinen, 1956), показало, что элементарная ячейка минерала содержит больше $(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})$ и меньше атомов водорода, чем это выражалось первоначальной формулой.

Нарай-Шабо и Сасвари (Náray-Szabó, Sasvári, 1958) повторно исследовали структуру минерала и пришли к выводу, что элементарная ячейка имеет состав $\text{H}_2\text{Fe}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_8\text{O}_{48}$. Новая структура коренным образом не отличается от первой модели; считается, что она состоит из слоев состава $4\text{Al}_2\cdot\text{SiO}_6$, параллельных (010) (с расположением атомов как в структуре кианита), чередующихся со слоями состава $\text{Al}_2\text{Fe}_4\text{O}_8\text{H}_2$. Модель с элементарной ячейкой, содержащей приблизительно 18 атомов $(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})$, подтверждается недавними анализами ставролита, но ограничение содержания водорода двумя атомами, необходимое из-за присутствия в идеальной модели структуры 18 трехвалентных атомов, не соответствует химическим

данным. Анализы ставролита, рассчитанные на 48 (O, OH), постоянно содержат более двух атомов водорода. Следовательно, в элементарной ячейке содержится менее 46 атомов кислорода и более 2 ионов гидроксид-ла; электростатическая нейтральность компенсируется дефицитом атомов кремния и железа, число которых обычно меньше идеальных количеств: 8 и 4 соответственно.

Херст с соавторами (Hurst et al., 1956), исследовавшие морфологию, двойникование и оптические свойства ставролита, пришли к выводу, что ставролит является моноклинным ($\beta = 90^\circ \pm 3'$) и имеет пространственную группу $C2/m$, хотя рентгеновские данные полностью согласуются с ромбической симметрией минерала. Проиндифицированные порошковые рентгенограммы с величинами 2θ и d приводятся Юууриненом (Juurinen, 1956). Элементарная ячейка кобальтовой разновидности минерала — люсакита имеет следующие параметры: a 7,87, b 16,65, c 5,57 Å (Skerl, Bannister, 1934).

Химизм

Анализы восьми ставролитов, рассчитанные на 48 (O, OH)-атомов в ячейке, приведены в табл. 26. Состав обычных железистых ставролитов варьирует в относительно узких пределах; все ставролиты содержат некоторое количество магния, но большие различия в степени замещения $Fe^{+2} \rightleftharpoons Mg$ отсутствуют. Хотя изменения химического состава ставролита невелики, состав его элементарной ячейки несколько неясен. До исследований Тиле (Thiele, 1940), Джекоба (Jakob, 1941) и Юууринена (Juurinen, 1956) имелись некоторые сомнения относительно чистоты анализированных образцов. Это обстоятельство, а также трудности, возникающие в ходе анализа ставролита (рекомендуемые методы см. у Юууринена), привели к тому, что для минерала были предложены различные формулы. На основании первой модели структуры Нарай-Шабо состав минерала мог быть выражен формулой $Fe(OH)_2 \cdot 2Al_2SiO_5$, а состав элементарной ячейки — $H_8Fe_4Al_{16}Si_8O_{48}$, но в имеющихся анализах было либо слишком много H, либо слишком мало Al. Джекоб предложил общую формулу $(H_2O)_{0-3}(Fe^{+2}, Na)_{4,8-5,8}Al_{18}Si_8O_{48}$; по его мнению, в структуре минерала совершенно отсутствуют гидроксильные группы. Хотя предположение Юууринена, что элементарная ячейка имеет состав $H_4Fe_4Al_{18}Si_8O_{48}$, хорошо соответствует имеющимся химическим данным, эта формула противоречит принципу электростатической нейтральности. Нарай-Шабо и Сасвари (Náray-Szabó, Sasvári, 1958) на основании своей последней работы по структуре ставролита дали следующий состав элементарной ячейки: $H_2Fe_4Al_{18}Si_8O_{48}$, но состав ставролитов (табл. 26) не соответствует точно этой формуле. Ставролит с трудом отдает свою структурную воду, и, следовательно, нет оснований предполагать, что количество H_2O^+ завышено. По-видимому, в элементарной ячейке с водородом в гидроксильной связано более двух кислорода. Анализы, приведенные в табл. 26, указывают на возможную зависимость между (Fe^{+2}, OH) и (Al, Fe^{+3}) , причем высокие значения (Al, Fe^{+3}) соответствуют низким значениям (Fe^{+2}, OH) ; по мнению Йодера (Yoder, 1957), (Fe^{+2}, H^+) может замещаться (Al, Fe^{+3}) . Некоторая неопределенность, существующая в отношении формулы ставролита, не мешает, однако, считать, что колебания его состава могут быть выражены формулой $(OH)_2Fe^{+2}(O, OH)_2(Al, Fe^{+3})_8Si_8O_{44}$. Известны

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТАВРОЛИТА

	1	2	3	4
SiO ₂	28,89	28,33	27,45	27,22
TiO ₂	0,81	0,86	1,10	0,56
Al ₂ O ₃	52,61	52,85	53,57	54,16
Fe ₂ O ₃	2,95	3,41	1,11	1,47
FeO	10,78	10,92	11,38	12,31
NiO	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—
MnO	0,09	0,04	0,20	0,23
MgO	2,09	2,13	3,17	2,34
CaO	—	0,22	—	—
H ₂ O ⁺	1,78	1,91	2,44	1,98
Сумма	100,00	100,67	100,42	100,27
Np	1,741	1,741	1,740	1,741
Nm	1,747	1,746	1,746	1,747
Ng	1,755	1,755	1,753	1,754
+2V	—	—	87°	86°
Уд. в.	—	—	3,743	3,758

Количества ионов в пересчете на 48 (O, OH)

Si	7,991	7,805	7,525	7,539
Al	17,160	17,169	17,313	17,867
Ti	0,167	0,179	0,227	0,116
Fe ⁺³	0,615	0,705	0,230	0,308
Mg	0,862	0,874	1,295	0,965
Ni	—	—	—	—
Co	—	—	—	—
Fe ⁺²	2,494	2,517	2,609	2,851
Zn	—	—	—	—
Mn	0,021	0,010	0,046	0,063
Ca	—	0,065	—	—
OH	3,288	3,510	4,480	3,659

1. Ставролит из ставролит-мусковит-биотит-кварцево-полевошпатового сланца, Глен-Клова, Ангус, Шотландия (Chinn, 1958). Аналитик Г. А. Чиннер. (Анализ, пересчитанный за вычетом примеси кварца, дает 8 атомов Si на элементарную ячейку.)
2. Ставролит из ставролит-гранатово-биотитового гнейса, Глен-Айла, Форфаршир, Шотландия (Snelling, 1957). Аналитик Н. Дж. Снеллинг.
3. Ставролит из Холристового сланца, Глен-Арнарт, Шотландия (Juurinen, 1956). Аналитик А. Юуринен.
4. Ставролит из ставролит-слюдяного сланца, Вилдхам, Мейн, США (Juurinen, 1956). Аналитик А. Юуринен.

Таблица 26 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТАВРОЛИТА

	5	6	7	8
SiO ₂	27,36	26,93	27,23	28,64
TiO ₂	0,73	0,55	0,50	0,56
Al ₂ O ₃	52,12	53,35	50,72	50,14
Fe ₂ O ₃	1,11	0,90	4,96	0,84
FeO	13,09	13,90	3,42	7,18
NiO	—	—	0,89	—
CoO	—	—	8,48	—
ZnO	—	—	—	7,44
MnO	0,40	0,42	0,08	0,16
MgO	2,44	2,11	2,56	3,44
CaO	0,29	—	—	—
H ₂ O*	2,47	2,11	1,19	1,92
Сумма	«100,16»	100,27	100,03	100,32
Np	—	1,747	1,739	1,739
Nm	—	1,753	1,746	1,745
Ng	—	1,761	1,753	1,751
+2V	84°	80°	88°	90°
Уд. в.	—	3,178	3,767	3,824

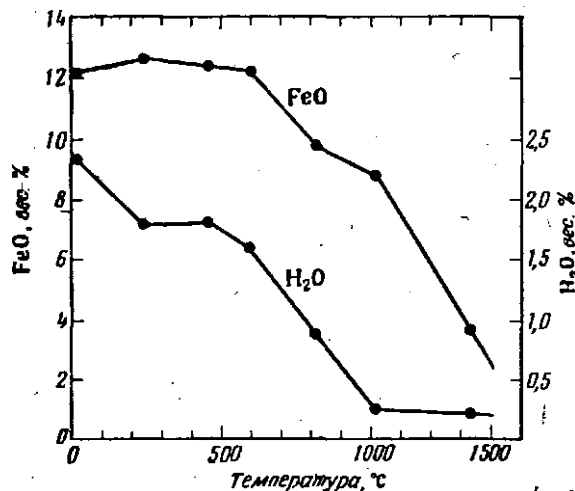
Количества ионов в пересчете на 48 (O, OH)

Si	7,600	7,505	7,765	8,043
Al	17,070	17,533	17,055	16,802
Ti	0,153	0,116	0,108	0,118
Fe ⁺³	0,234	0,188	1,062	0,179
Mg	0,991	0,878	1,088	1,439
Ni	—	—	0,204	—
Co	—	—	1,818	—
Fe ⁺²	3,041	3,241	0,817	1,686
Zn	—	—	—	1,542
Mn	0,023	0,099	0,019	0,039
Ca	0,087	—	—	—
OH	4,577	3,922	2,262	3,598

5. Ставролит из ставролит-кварц-биотит-мусковитово-гранатового сланца, округ Риввил-Чарч, Галлсдей, Фэр (Leake, 1958). Аналитик В. К. Лик. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,10, K₂O 0,34, P₂O₅ 0,10; S 0,01.)
6. Ставролит из гранат-слюдяного сланца, Саарикоски, Соденкила, Финляндия (Juurinen, 1956). Аналитик А. Юуринен.
7. Лусакит (нобильтовый ставролит) из кварц-магнетитово-лусакитовой породы, Лусама, Северная Каролина (Skerl, Vahlstätter, 1984). Аналитик А. У. Гровс.
8. Цинковый ставролит с галькоцитом и кварцем, округ Чероки, Дженнингс, США (Juurinen, 1956). Аналитик А. Юуринен.

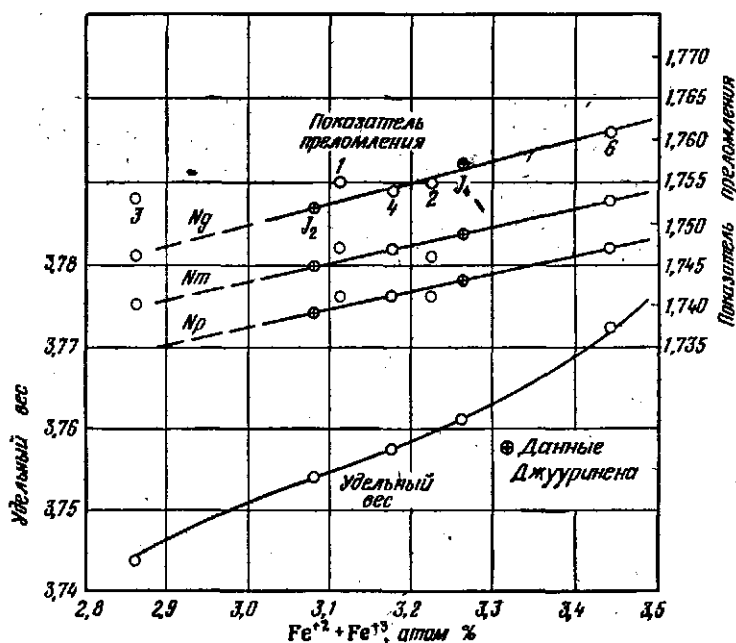
* В том числе Na 0,353, K 0,129.

цинковые и кобальтовые ставролиты (табл. 26, анал. 7 и 8), в которых Fe^{+2} частично замещено Zn , Co и Ni . Для кобальтового ставролита — люсакита Скерл и Баннистер (Skerl, Bannister, 1934) приводят эмпирическую



Ф и Г. 33. Влияние нагревания на содержание FeO и H_2O в ставролите (Juurinen, 1956).

формулу $\text{H}_2\text{O} \cdot 4(\text{Fe}^{+2}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Mg})\text{O} \cdot 9(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2$. В большинстве анализов ставролита определение щелочей не производилось; примечательно, что в анализах, выполненных Ликом (Leake, 1958), ука-



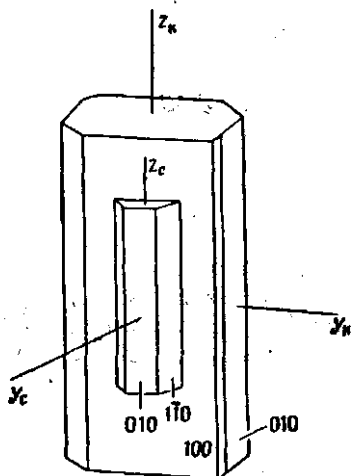
Ф и Г. 34. Изменение показателей преломления и удельного веса ставролита в зависимости от количества $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$ в элементарной ячейке (Juurinen, 1956).

Точки 1—6 соответствуют анал. 1—6 табл. 26; точки, показанные значком $\oplus$, даны по Юуринену.

зывается большое содержание калия (табл. 26, анал. 5). При нагревании ставролит отдает воду в два этапа: ниже 240°C и затем в интервале между 600 и 1025°C . Окисление $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$ не начинается до тех пор, пока минерал не нагрет выше 600°C (фиг. 33). Синтез ставролита был осуществлен Косом (Coes, 1955) и Халфердалем (Halferdahl, 1956).

Оптические и физические свойства

Поскольку различия в химическом составе железистых ставролитов невелики, их оптические свойства колеблются в незначительной степени. Определение показателей преломления № 115 ставролитов (Juuřínen,



Ф и Г. 35. Параллельный рост ставролита и кyanита.

1956) показало, что значения всех показателей преломления (за двумя исключениями) колеблются в пределах от 1,739 до 1,747 (два образца имели показатели преломления 1,748 и 1,749). По данным Юуринена, показатели преломления и удельный вес линейно возрастают с увеличением содержания в элементарной ячейке $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$ (фиг. 34). Однако аналитические и оптические данные, помещенные в табл. 26, не очень хорошо подтверждают такую зависимость. Видимо, несоответствие между показателями преломления и составом ставролита обусловлено неустойчивостью отношения $\text{Fe}^{+2} : \text{Fe}^{+3}$. Предположение Юуринена, что высокие показатели преломления ставролита из Глен-Аркорт (табл. 26, анал. 3) объясняются высоким содержанием титана, вызывает сомнение, так как такое же количество титана присутствует в ставролитах из Глен-Айсла (табл. 26, анал. 1,2). Ставролит часто встречается в виде хорошо образованных порфиروبластов; Бекке относил его к первой группе своих эмпирических кристобластических серий. Кристаллы ставролита имеют призматический габитус и характерные шестигранные базальные сечения с формами $\{110\}$ и $\{010\}$. В ставролите иногда различается слабо развитая структура песочных часов, образовавшаяся в результате различного содержания примесей. Весьма обычны включения кварца, вследствие чего минерал часто имеет губчатый облик. Иногда ставролит встречается в параллельных сростках с кyanитом, причем плоскость $\{010\}$ ставролита параллельна плоскости

(100) кванита (фиг. 35). Кобальтовый ставролит — люсакит обладает ясным плеохроизмом: по N_r — кобальтово-голубой, по N_{pr} — фиолетово-голубой, по N_g — фиолетовый.

Диагностические признаки

Для ставролита типичны плеохроизм от бесцветного до золотисто-желтого цвета, прямое погасание, высокое преломление и среднее дву-преломление; все эти признаки позволяют отличать ставролит от других минералов, имеющих в шлифе желтый цвет. Везувин имеет более низкое двупреломление (часто аномальное). Меланит изотропен, а фаялит обладает большими преломлением и двупреломлением, а также отрицательным оптическим знаком, причем оба эти минерала встречаются в ином парагенезисе, чем ставролит.

Парагенезис

Ставролит — обычный продукт регионального метаморфизма и особенно характерен для сланцев средних ступеней метаморфизма, образовавшихся за счет глинистых осадков. В таких слюдистых сланцах ставролит особенно часто ассоциирует с альмандином, мусковитом, кванитом и кварцем; в гнейсах он встречается реже. Ставролит образуется также при более низких ступенях регионального метаморфизма, и в этом случае он ассоциирует с хлоритоидами. Хотя ставролитсодержащие породы обычно богаты глиноземом, для образования ставролита не обязательно высокое содержание глинозема в исходных породах; ставролит описывался из метаморфизованных песчаников и загрязненных карбонатных пород (Kriger, 1918). Содержание кремнезема и глинозема в ставролитсодержащих породах, изученных Юурином (Juurinen, 1956), колебалось в пределах от 28,12 до 90,44% и от 4,11 до 42,51% соответственно, а химические составы пород, в которых в благоприятных физических условиях может образоваться ставролит, шире, чем указывается некоторыми исследователями (Williamson, 1953; Ellitsgaard-Rasmussen, 1954). Образуется ставролит реже, чем гранат, биотит и кванит; это, вероятно, связано с ограниченностью пределов P — T -условий, благоприятных для его образования. При более низких температурах пределы полей устойчивости ставролита и хлоритоида совпадают, и во многих регионально метаморфизованных породах эти минералы в известной мере антагонистичны. При увеличении степени метаморфизма количество хлоритоида уменьшается, а количество ставролита возрастает. В породах низкой ступени метаморфизма ставролит (например, анал. 3, табл. 26) обычно сопровождается хлоритом, хлоритоидом, мусковитом и гранатом. Были предложены различные реакции образования ставролита, но пока только немногие структурные взаимоотношения говорят о том, что ставролит образуется в результате простого перехода хлоритоида по следующей реакции:



Хлоритоид

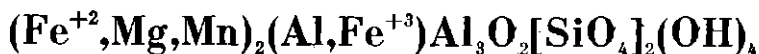
Ставролит

Однако Халфердаль (Halferdahl, 1956) показал, что ставролит вместе с кварцем и герцинит-магнетитовыми твердыми растворами образуется при разложении хлоритоида при давлении 10 000 бар и температуре

Л И Т Е Р А Т У Р А

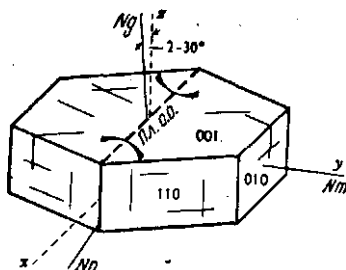
- Anderson J. G. C., Tyrrell G. W., 1936. Xenolithic minor intrusions in the Loch Lomond district, Trans. Geol. Soc. Glasgow, 19, 373.
- Billings M. P., 1937. Regional metamorphism of the Littleton-Moosilauke area New Hampshire, Bull. Geol. Soc. Am., 48, 463.
- Chinner G. A., 1958. The metamorphic history of the Glen Clova District, Angus, Ph. D. Dissertation., Univ. of Cambridge.
- Coes L., 1955. High pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.
- Ellitsgaard-Rasmussen K., 1954. On the geology of a metamorphic complex in west Greenland, Medd. om Grønland, 136, No. 6.
- Francis G. H., 1956. Facies boundaries in pelites at the middle grade of regional metamorphism, Geol. Mag., 93, 353.
- Halferdahl L. B., 1956. Chloritoid, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1955—1956, 201.
- Hurst V. J., Donnay J. D. H., Donnay G., 1956. Staurolite twinning, Mineral. Mag., 31, 145.
- Kriege L. J., 1918. Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung, Eclogae Geol. Helv., 14, 519.
- Jakob J., 1941. Chemische und strukturelle Untersuchungen am Staurolite, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 21, 124.
- Juurinen A., 1956. Composition and properties of staurolite, Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, III (Geol. Geogr.), No. 47.
- Leake B. E., 1958. Composition of pelites from Connemara, Co. Galway, Ireland, Geol. Mag., 95, 281.
- Moore C. H., Jr., 1937. The staurolite area of Patrick and Henry Counties, Virginia, Am. Mineral., 22, 990.
- Náray-Szabó St., 1929. The structure of staurolite, Zeit. Krist., 71, 103.
- Náray-Szabó I., Sasvári K., 1958. On the structure of staurolite, $\text{HFe}_2\text{Al}_6\text{Si}_4\text{O}_{24}$, Acta Cryst., 11, 862.
- Pitcher W. S., Read H. H., 1960. The aureole of the main Donegal granite, Quart. Journ. Geol. Soc., 116, 1.
- Ramberg H., 1952. The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks, Univ. Chicago Press.
- Skerl A. C., Bannister F. A., 1934. Lusakite, a cobalt-bearing silicate from Northern Rhodesia, Mineral. Mag., 23, 508.
- Snelling N. J., 1957. A note on the composition of staurolite from the Caenlochan schists, Mineral. Mag., 31, 603.
- Thiele E., 1940. Die Beziehung der chemischen Zusammensetzung zu der physikalisch-optischen Eigenschaften in einigen Mineralien des Kontakts, Chemie der Erde, 13, 64.
- Williamson D. H., 1953. Petrology of chloritoid and staurolite rocks north of Stonehaven, Kincardineshire, Geol. Mag., 90, 353.
- Yoder H. S., 1957. Isograd problems in metamorphosed iron-rich sediments, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1956—1957, 232.

Хлоритоид



МОНОКЛИННЫЙ, ТРИКЛИННЫЙ (+) или (-)

Np	1,713—1,730
Nm	1,719—1,734
Ng	1,723—1,740
Ng — Np	0,006—0,022
+ 2V	45—68° *
Ng : z	2—30°



Np = y или Nm = y (моноклиновая модификация)

Дисперсия $r > v$, сильная (аномальные цвета интерференции)

Уд. в. 3,51—3,80

Тв. 6,5

Спайность По {001} совершенная, по {110} умеренная; отдельность по {010}.

Двойникование По {001} простое, тройники, полисинтетическое, обычно.

Цвет Темно-зеленый; в шлифах бесцветный до зеленого

Плеохроизм По Np — светлый серовато-зеленый до зеленого, по Nm — темно-голубой до синего, по Ng — бесцветный до светло-желтого

Элементарная ячейка ** a 9,52, b 5,47, c 18,19 Å, β 101° 39'

$Z = 4$. Пространственная группа $C2/c$ (моноклиновая модификация)

Растворяется в H_2SO_4

Хлоритоид — характерный минерал некоторых регионально метаморфизованных глинистых осадков низкой и средней ступеней метаморфизма. Его часто рассматривают как типичный пример так называемых стресс-минералов, но он встречается также в кварцево-карбонатных жилах и других гидротермальных образованиях. Первоначально считали, что по структуре хлоритоид близок к группе хрунких слюд, или клинтинитовой группе, однако он отличается от минералов группы слюд отсутствием гибкости спайных пластинок и своей большей твердостью, хотя и сходен

* Известны хлоритоиды, у которых углы оптических осей выходят за эти пределы.

** Определения производились на образце из Иль-де-Круа (Harrison, Brindley, 1957). Состав элементарной ячейки получен при анализе хлоритоида из того же месторождения: Si 7,92, Al 15,08, Fe^{+2} 6,96, Mg 1,20, OH 13,60 (Milne, 1949).

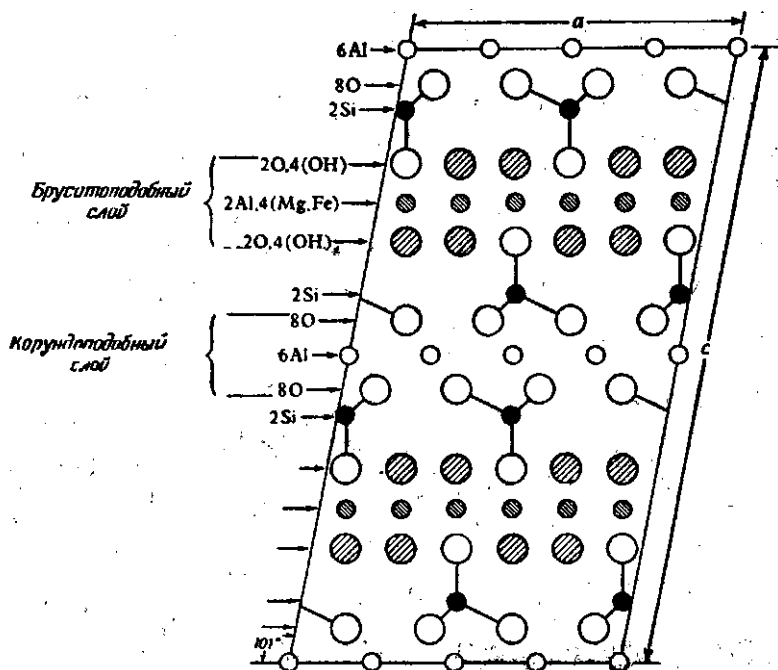
с ними по своему кристаллическому габитусу. Эти характерные особенности хлоритоида не согласуются со структурой, аналогичной структуре минералов группы слюд, в которой слой одновалентных катионов К или Na замещен слоем двухвалентных катионов. И хотя хлоритоид состоит из слоев атомов, расположенных параллельно базальной плоскости, кремнекислородные тетраэдры образуют изолированные элементы его структуры. Предложено много названий для обозначения отдельных разновидностей этого минерала, характеризующихся лишь небольшими различиями в химическом составе; однако используется обычно лишь одно из них — «оттрелит» — для обозначения богатого марганцем хлоритоида.

Структура

Первыми исследователями структуры хлоритоида были Махачки и Муссгнуг (Machatschki, Mussgnug, 1942), согласно которым элементарная ячейка этого минерала имеет следующие размеры: a 5,4, b 9,4, d_{001} 17,85 Å. По мнению этих исследователей, хлоритоид является слюдopodobным минералом, в котором атомы К мусковита заменены слоем $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}) + 2(\text{OH})$; остальные атомы $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})$ занимают октаэдрические положения между двумя слоями кремнекислородных тетраэдров. Такое расположение атомов в структуре может быть выражено формулой $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})(\text{OH})_2 \cdot (\text{OH})_2(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5]$. Милл (Milne, 1949) дал следующие размеры элементарной ячейки: a 9,45, b 5,48, c 19,16 Å, β $101^\circ 31'$. Исследование структуры хлоритоида из Иль-де-Круа, проведенное Бриндли и Харрисоном (Brindley, Harrison, 1952) и Харрисоном и Бриндли (Harrison, Brindley, 1957), показало, что хотя минерал и состоит из слоев атомов, параллельных базальной плоскости, он относится к структурному типу, отличному от структурного типа слюд. Структура хлоритоида состоит из двух плотно упакованных октаэдрических слоев. Один слой бруситового типа имеет состав $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2\text{Al}_2\text{O}_6(\text{OH})_2$, состав другого корундopodobного слоя — Al_2O_3 . Эти слои чередуются в направлении, перпендикулярном плоскости (001), и соединены слоями кремнекислородных тетраэдров, которые параллельны базальной плоскости, а также водородными связями. Атомы кремния и кислорода не образуют непрерывных слоев состава $[\text{Si}_2\text{O}_5]_\infty$ как в слюдах, а присутствуют в виде отдельных кремнекислородных тетраэдров. Идеальная структурная формула может быть написана в виде $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2\text{Al}(\text{OH})_2\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]_2$, или $(\text{Al}_2\text{O}_3)_2\text{Si}_2(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2\text{AlO}_2(\text{OH})_4$; последняя формула иллюстрирует связь кислородных и гидроксильных слоев атомами кремния. По сравнению со слюдами, имеющими сходные количества $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})$, такое расположение выражается в увеличении параметров a и b элементарной ячейки. В структуре слюд эти размеры определяют непрерывными гексагональными силикатными слоями, но в хлоритоиде, где непрерывные $[\text{Si}_2\text{O}_5]$ -слои заменены кремнекислородными тетраэдрами, величины a и b определяются слоями корундового типа*. Харрисон и Бриндли (Harrison, Brindley, 1957) допускают возможность существования и другого структурного типа хлоритоида. На это указывают следующие факты: 1) некоторые законы двойникования хлоритоида не соответствуют структуре, описанной выше; 2) в различных хлоритоидах наблюдается иная ориентировка оптических направлений, указывающая

* Подробно и глубоко структура хлоритоида была рассмотрена Н. В. Беловым (1954). — *Прим. ред.*

на триклинную симметрию. Рентгеноструктурные исследования, проведенные Халфердалем (Halferdahl, 1957), подтвердили наличие двух



Фиг. 36. Структура хлоритоида в проекции на плоскость (010) (Brindley, Harrison, 1952).

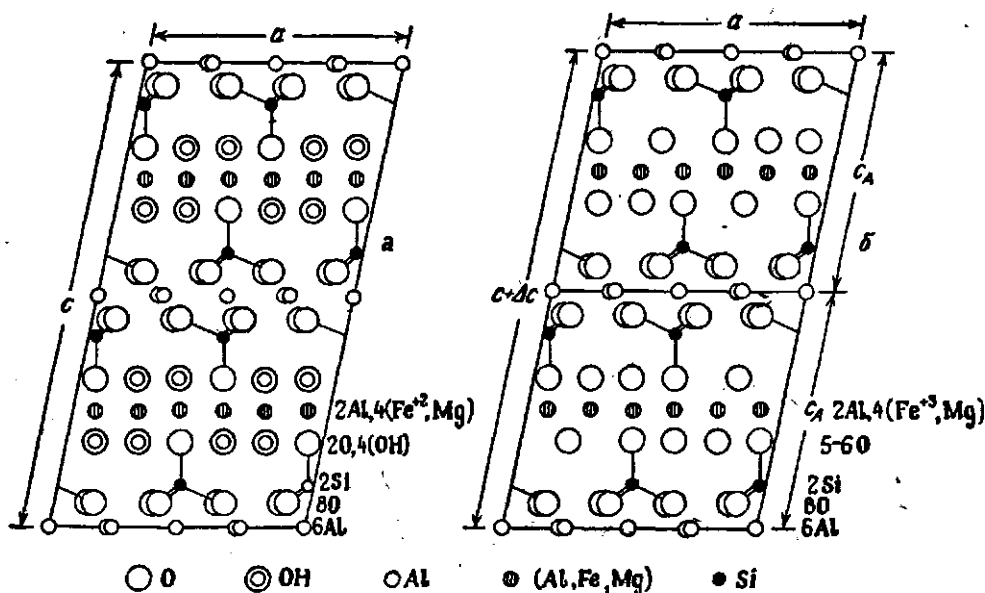
полиморфных модификаций хлоритоида: моноклинной и триклинной, размеры элементарных ячеек которых приведены в табл. 27. По мнению

Таблица 27
РАЗМЕРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ
ХЛОРИТОИДА

Местонахождение	Турция	Чибугамо, Квебек
Полиморфная разновидность	Моноклинная разновидность	Триклинная разновидность
a, Å	9,48	9,50
b, Å	5,48	5,48
c, Å	18,19	9,46
α	90°0'	96°53'
β	101°46'	101°49'
γ	90°0'	90°2'
Уд. в. (измер.)	3,79	3,79
Уд. в. (вычисл.)	3,80	3,79

Халфердаля, моноклинную ячейку, описанную Харрисоном и Бриндли, можно представить себе состоящей из двух триклинных ячеек, а моно-

клинная и триклинная полиморфные модификации связаны между собой так же, как ромбические и моноклинные пироксены. Структура обезвоженного хлоритоида изучалась Бахманом (Bachmann, 1956), который показал, что гидроксил-ионы слоев бруситового типа замещаются атомами,



Ф И Г. 37.

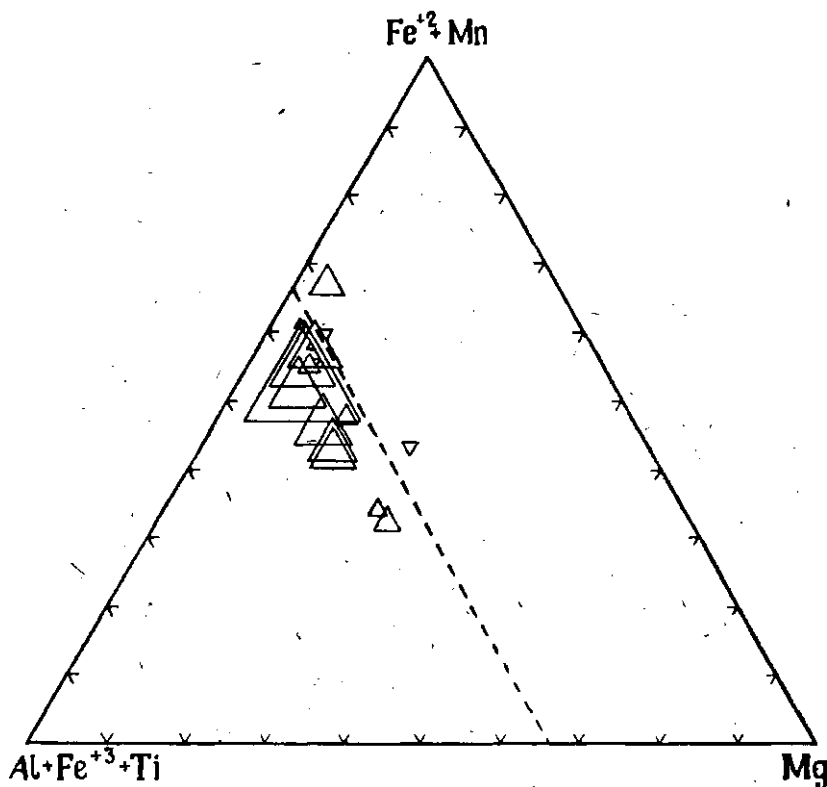
а — структура хлоритоида в проекции на плоскость (010); б — структура безводного хлоритоида (Bachmann, 1956).

кислорода, некоторые положения гидроксидов в природном минерале становятся вакантными, а атомы Fe^{+2} переходят в атомы Fe^{+3} (фиг. 37).

Химизм

Анализы четырех хлоритоидов и количества атомов в пересчете на 14 (O, OH) приведены в табл. 28. Предположив, что хлоритоид имеет структуру типа слюды, Милн (Milne, 1949) пришел к выводу, что состав хлоритоида может быть выражен следующей формулой: $4\{(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2\text{Al}_2 \cdot [\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH}_4)\}$. Этот состав соответствует первоначальной эмпирической формуле Дэна — $\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{SiO}_7$. Снеллинг (Snelling, 1957) дает следующую общую формулу хлоритоида: $\text{X}_2\text{Y}(\text{OH})_4\text{Al}_3\text{O}_2[\text{SiO}_4]_2$, где X обозначает Fe^{+2} , Mg, Mn, Ti, Ca, Fe^{+3} , а Y — Al, Fe^{+3} . В настоящей работе используется формула Снеллинга, но в схеме распределения атомов, приведенной в табл. 28, Ti объединяется с атомами Y. Все хлоритоиды содержат некоторый процент количества Mg, однако замещение $\text{Fe}^{+2} \rightleftharpoons \text{Mg}$ в хлоритоиде чрезвычайно ограничено по сравнению с широкими пределами этого замещения в железомagneзиальных слюдах. Халфердаль (Halferdahl, 1957) на основании 5 неопубликованных анализов и ряда других, по его мнению надежных, данных дает следующую общую формулу хлоритоида: $\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и пределы колебаний замещений $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$ от 0 до 40, $\text{Mn} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$ от 0 до 17, $\text{Fe}^{+3} \rightarrow \text{Al}$ от 0 до 10 атомн. % соответственно. Колебания химического

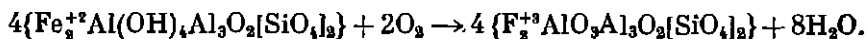
состава, наблюдаемые у хлоритоидов, показаны на фиг. 38. Здесь размер треугольников, соответствующих отдельным анализам, пропорционален различию между идеальным количеством атомов металла в слое $(\text{Fe}^{+2} \text{Mg})_2\text{Al}$ и количеством этих атомов, получаемым при пересчете анализов



Ф И Г. 38. Химический состав природного хлоритоида и колебания количеств атомов в смешанном октаэдрическом слое $[(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{AlFe}^{+3}]$ решетки (Halferdahl, 1956). Идеальный состав попадет на пунктирную линию.

на безводный состав, в котором имеется 12 атомов кислорода на формульную единицу (Halferdahl, 1956). Анализ* богатого Mn хлоритоида — отгребля из типичного местонахождения (Koch, 1935) не соответствует формуле хлоритоида и не включен в табл. 28.

Кривая обезвоживания хлоритоида определена Бахманом (Bachmann, 1956) и показывает, что потеря в весе начинается примерно при 400°C и заканчивается при 800°C (фиг. 39). Обезвоживание сопровождается окислением $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$. Реакция может быть выражена с помощью следующего уравнения:



* SiO_2 39,40; Al_2O_3 29,61; Fe_2O_3 4,43; FeO 15,36; MnO 3,67; MgO 1,71; CaO 0,12; H_2O 5,86, сумма 100,16. Количество ионов в пересчете на 14 (O, OH): $(\text{Fe}_{1,08}^{+2}, \text{Mg}_{0,21}, \text{Mn}_{0,25}, \text{Ca}_{0,01}) (\text{Fe}_{0,27}^{+3}, \text{Al}_{2,80}) \text{Si}_{3,16} \text{O}_{10} (\text{OH})_{3,14}$.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ХЛОРИТОИДА

Таблица 28

	1	2	3	4
SiO ₂	25,12	24,4	23,48	23,85
TiO ₂	0,00	1,3	2,55	0,56
Al ₂ O ₃	40,25	39,6	39,71	35,83
Fe ₂ O ₃	3,22	2,4	3,79	9,00
FeO _f	19,62	23,0	20,73	20,33
MnO	1,05	0,2	0,66	0,99
MgO	3,89	1,8	2,00	1,94
CaO	0,00	Сл.	0,31	0,34
K ₂ O	0,09	—	—	—
H ₂ O*	6,76	7,3	6,77	7,16
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00
Np	1,719	1,722	1,716	1,721
Nm	1,721	1,725	1,719	1,725
Ng	1,725	1,728	1,724	1,728
+2V	56°	60°	56°	55°
Ng: z	13°	5—22°	—	—
Уд. в.	3,517—3,522	—	—	—

Количества ионов в пересчете на 14 (O, OH)

Si	2,059	2,06	2,010	2,01	1,945	1,95	1,999	2,00
Al	3,891	3,000	3,847	3,000	3,877	3,000	3,540	3,000
Ti	—	0,891	0,847	0,847	0,877	0,877	0,540	0,540
Fe ³⁺	0,199	0,109	0,081	0,072	0,159	0,104	0,035	0,0423
		0,090	0,148	0,076	0,236		0,567	0,144
Mg	0,475		0,221		0,247		0,242	
Fe ²⁺	1,345		1,585		1,436		1,425	
Mn	0,073	1,99	0,014	1,90	0,046	1,99	0,070	1,91
Ca	—		—		0,027		0,031	
K	0,010		—		—		—	
OH	3,697	3,70	4,012	4,01	3,739	3,74	4,003	4,00

1. Хлоритоид из мусковит-хлоритово-хлоритоидного сланца, Роуленсвилл, Пенсильвания (Hietanen, 1951). Аналитик Н. Стельберг. (Пересчитано после вычитания TiO₂ 0,63, H₂O—0,14.)

2. Хлоритоид из гранат-ставролит-биотит-серпентиново-кварцевых линз в биотит-серпентиновом сланце (Barth, Balk, 1934). Анализ откорректирован на примеси.

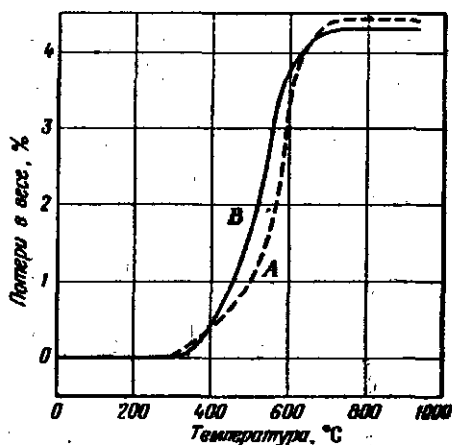
3. Хлоритоид из хлоритоид-хлоритово-мусковитового сланца, Сакса-Ворд, Авст. Шетландские острова (Snelling, 1957). Аналитик Н. Дж. Снеллинг. (Пересчитано после вычитания Al₂O₃ 1,78, Fe₂O₃ 1,09, TiO₂ 0,06.)

4. Хлоритоид из хлоритоид-хлоритово-мусковитового сланца, Стоунхавен, Кинмардиншир, Шотландия (Snelling, 1957). Аналитик Н. Дж. Снеллинг. (Пересчитано таким образом, что Si = 2: это требует, чтобы примесь кварца была равна 6,61%.)

Хлоритоид был синтезирован при общем давлении 10 кбар и температуре 675° из смесей требуемого состава (Halferdahl, 1956). Выше температуры 675° и давлении 10 кбар как синтетический, так и природный хлоритоиды переходят в ставролит, кварц и герцинит-магнетитовые твердые растворы,

Ф и Г. 39. Кривая дегидратации хлоритоида.

А — хлоритоид из Прегаттен, Тироль;
В — хлоритоид из Айрон-Риджен, Мичиган,
США (Vachana, 1956).

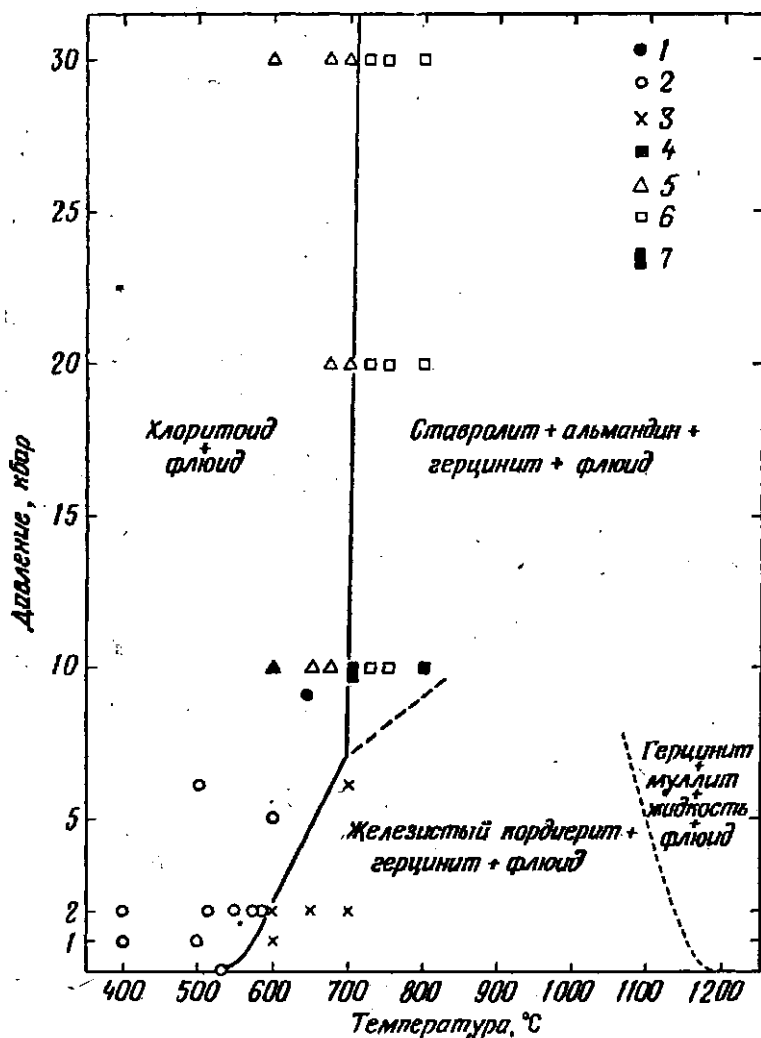


а при температуре ниже 650° и давлении ниже 10 кбар — в железистый кордиерит и герцинит (Halferdahl, 1957). Предварительные моновариантные кривые этих реакций приведены на фиг. 40.

Оптические и физические свойства

Оптическая ориентировка хлоритоида может очень сильно меняться от зерна к зерну даже в пределах одного образца. Описан хлоритоид, в котором смежные чешуйки имеют моноклинную и триклинную симметрию (Hietanen, 1951; Snelling, 1957). В моноклинном хлоритоиде, в котором с кристаллической осью y совпадает либо N_p , либо N_m , другие два направления колебаний занимают переменные положения в плоскости (010). Отмечается колебание величины углов погасания и углов оптических осей, и хотя большинство хлоритоидов оптически положительно, описаны и оптически отрицательные кристаллы. Согласно Халфердалю (Halferdahl, 1957), большинство хлоритоидов, взятых из 11 местонахождений, были оптически положительными с $+2V$, колеблющимися от 45 до 60°, однако вообще $+2V$ изменялся от 36 до 125°. В минерале триклинной симметрии одно или два направления колебаний могут лежать в плоскости (001), но ни одно из них не совпадает с кристаллографической осью y , и тот факт, что главное оптическое направление лежит в плоскости (001), еще не позволяет относить данное зерно хлоритоида к моноклинной симметрии. Симметрия хлоритоида может быть установлена только путем определения ориентировки оптической индикатриссы на универсальном столике. Халфердаль показал, что как в триклинном, так и в моноклинном хлоритоиде угол между N_g и нормалью к плоскости (001) колеблется от 2 до 30° и что в триклинном хлоритоиде углы между N_p и N_g и плоскостью (001) изменяются от 0 до 30°. В триклинной модификации ориентировка N_p и N_d по отношению к кристаллографическим осям x и y , как правило, не может

быть определена, так как кристаллографические направления, кроме спайности по (001), не поддаются точному определению.



Фиг. 40. Предварительные моновариантные кривые для реакций хлоритоид $\rightleftharpoons$ железистый кордиерит + герцинит + флюид, хлоритоид $\rightleftharpoons$ алмандин + ставролит + герцинит + флюид (Halverdahl, 1957).

1 — хлоритоид, синтезированный из смеси окислов; 2 — изменения в природном хлоритоиде отсутствуют; 3 — природный хлоритоид переходит в железистый кордиерит, герцинит и флюид; железистый кордиерит + герцинит синтезированы из смеси окислов; 4 — природный хлоритоид переходит в алмандин, ставролит, герцинит и флюид; алмандин + ставролит + герцинит синтезированы из смеси окислов; 5 — природный хлоритоид устойчив; 6 — природный хлоритоид переходит в алмандин, ставролит, герцинит и флюид под давлением; 7 — точка, определенная при закалке.

Замена Fe^{+2} на Mn сказывается в небольшом уменьшении величины показателей преломления, однако, по имеющимся данным, количество замещающего компонента не может быть точно установлено.

Для хлоритоида обычно полисинтетическое двойникование с плоскостью срастания, параллельной базальной спайности {001}, т. е. лежащей в плоскости катионов в слое бруситового или корундового типа. Харрисон и Бриндли показали (Harrison, Brindley, 1957), что если в плоскости срастания находится слой бруситового типа, то могут существовать только три направления двойниковых осей: [100], [130] и $[\bar{1}\bar{3}0]$; если же в плоскости срастания находится слой корундового типа, то направлениями двойниковых осей являются [010], [110] и $[\bar{1}\bar{1}0]$. Так как направления [130] и $[\bar{1}\bar{3}0]$, а также [110] и $[\bar{1}\bar{1}0]$ связаны друг с другом симметрией пространственной группы, а [010] — ось второго порядка пространственной группы, то единственными двойниковыми осями в моноклинной модификации являются оси [100], [110] и [130]. Описаны также двойники в зонах осей [210], [120], [310] и [230], но весьма вероятно, что эти двойники возникают в триклинной модификации хлоритоида.

Диагностические признаки

Для идентификации хлоритоида обычно достаточно установить такие его характерные особенности, как плеохроизм, высокий рельеф, частое полисинтетическое двойникование и сильная дисперсия. Разновидности, обладающие низким двупреломлением и аномальной интерференционной окраской, легко отличаются от хлорита высокими показателями преломления. Клинтонит имеет небольшой угол оптических осей и отрицательный знак. Для зеленого биотита и стильномелана характерны более высокое двупреломление и одно направление спайности.

Парагенезис

Хлоритоид — довольно обычная составная часть регионально метаморфизованных глинистых осадков низкой и средней ступеней метаморфизма. Такие осадочные породы, как правило, богаты алюминием и окисным железом и бедны кальцием, магнием, калием и натрием. Хлоритоид в этих породах развит в виде небольших порфиробластов, очень слабо ориентированных по отношению к сланцеватости или совсем неориентированных. Обычно хлоритоид ассоциирует с мусковитом, хлоритом, ставролитом, гранатом и кианитом; редкие зерна хлоритоида не содержат включений кварца, граната, серицита или рутила. В классической области развития регионального метаморфизма, описанной Барроу, хлоритоид вначале развивается в виде небольших пойкилобластов в биотитовой зоне и достигает своего максимального развития в гранатовой зоне. Хлоритоид присутствует в породах более низкой ступени метаморфизма ставролитовой зоны, но здесь кристаллы его лишены идиоморфных очертаний и количество их быстро уменьшается, а в породах более высокой ступени метаморфизма этой зоны хлоритоид отсутствует (Williamson, 1953). По мнению Рида (Read, 1937), образование хлоритоида в гнейсах Анста, возникших за счет глинистых пород, обусловлено дислокационным метаморфизмом, который проявился в раздроблении зерен кварца и искривлении пластинок слюды. В серии Гекла-Хук (Atkinson, 1956) хлоритоид развит только в метаморфизованных глинистых породах, которые расположены в непосредственной близости к зонам интенсивного движения. Хотя хлоритоид рассматривает-

ся в основном как стресс-минерал, необходимо отметить, что в последнем районе его кристаллизация не сопровождалась искривлением чешуек параллельно сводовым частям крутых складок; чешуйки хлоритоида беспорядочно ориентированы к плоскости сланцеватости. Это указывает, что образование хлоритоида связано либо с пара-, либо с посттектонической перекристаллизацией пород.

Порфиروبласты и сноповидные агрегаты призматических кристаллов хлоритоида описаны в ненарушенных, но интенсивно метаморфизованных кварцевых долеритах из Калгурли (Simpson, 1937; Prider, 1947). Считается, что образование хлоритоида связано с метасоматозом основных изверженных пород. Полевой шпат этих пород был вначале серицитизирован, что обусловило возникновение среды, обогащенной алюминием, в которой развивался хлоритоид. По мнению Прайдера, гидротермальная деятельность не может рассматриваться как причина образования хлоритоида; она лишь способствовала развитию химической обстановки, благоприятной для кристаллизации хлоритоида во время поздней фазы региональной метаморфизма низкой ступени.

Описано много примеров кристаллизации хлоритоида в условиях отсутствия стресса. Стакки (Stuckey, 1926) описал хлоритоид из линз пиррофиллита, ассоциирующих с туфами, риолитами и дацитами; по его мнению, оба минерала замещают другие минералы. Секи (Seki, 1954) сообщает о присутствии хлоритоида в сегрегационных жилах. Фридлендер (Friedlaender, 1930), Милн (Milne, 1946) и Хьетанен (Hietanen, 1949) описали хлоритоид из кварцевых и кварцево-карбонатных жил, которые испытали лишь незначительные напряжения. Густафсон (Gustafson, 1946) обнаружил хлоритоид в серицитизированных и анкеритизированных лавах, а также в кварцево-анкеритовых жилах, а Мишо (Michot, 1954) сообщил о его образовании в результате гидротермальной деятельности. Согласно Халфердалю (Halferdahl, 1957), триклинный хлоритоид кристаллизуется в гидротермальных жилах и гидротермально измененных породах; в регионально метаморфизованных породах развиты как триклинная, так и моноклинная формы, а в ассоциации с алмазидом, кианитом или ставролитом встречается моноклинная форма. Таким образом, хотя поля устойчивости обеих полиморфных модификаций хлоритоида неизвестны, вероятно, что моноклинная форма образуется в условиях высокого давления и температуры, тогда как при образовании триклинного хлоритоида стресс не играет существенной роли.

ЛИТЕРАТУРА

- Atkinson D. J., 1956. The occurrence of chloritoid in the Hecla Hoek formation of Prince Charles Foreland, Spitzbergen, Geol. Mag., 93, 63.
- Bachmann H. G. von, 1956. Dehydration von Chloritoiden, Zeit. Krist., 108, 145.
- Barth T. F. W., Balk R., 1934. Chloritoid from Dutchess County, New York, Am. Mineral., 19, 344.
- Brindley G. W., Harrison F. W., 1952. The structure of chloritoid, Acta Cryst., 5, 698.
- Friedlaender C., 1930. Der Chloritoid von Crestlianderstobel, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 9, 247.
- Gustafson J. K., 1946. Two occurrences of chloritoid as a hydrothermal mineral in igneous rocks, Am. Mineral., 31, 313.
- Halferdahl L. B., 1956, 1957. Chloritoid, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1955—1956, 200, 1956—1957, 225.

- Harrison F. W., Brindley G. W., 1957. The crystal structure of chloritoid, *Acta Cryst.*, 10, 77.
- Hietanen A., 1951. Chloritoid from Rawlinsville, Lancaster County, Pennsylvania, *Am. Mineral.*, 36, 859.
- Koch G., 1935. Chemische und physikalisch-optische Zusammenhänge innerhalb der Sprödglimmergruppe, *Chem. der Erde*, 9, 453 (M. A. 6—239).
- Machatschki F., Mussgnug F., 1942. Über die Kristallstruktur des Chloritoids, *Naturwiss.*, 30, 106.
- Michot J., 1955. Génèse de chloritoïde en milieu statique, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 78, 3.
- Milne I. H., 1949. Chloritoid from Megantic County, Quebec, *Am. Mineral.*, 34, 422.
- Pridier R. T., 1947. Chloritoid at Kalgoorlie, *Am. Mineral.*, 32, 471.
- Read H. H., 1937. Metamorphic correlation on the polymetamorphic rocks of the Valla Field block, Unst, Shetland Islands, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 109, 195.
- Seki Y., 1954. On chloritoid rocks in the Kitakami median metamorphic zone, north eastern Japan, *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, 1, 223.
- Simpson E. S., 1937. Contributions to the mineralogy of Western Australia, Series X *Journ. Roy. Soc. W. Australia*, 23, 17.
- Snelling N. J., 1957. A contribution to the mineralogy of chloritoid, *Mineral. Mag.*, 31, 469.
- Stuckey J. L., 1926. Chloritoid from the Deep River region, North Carolina, *Am. Mineral.*, 11, 186.
- Williamson D. H., 1953. Petrology of chloritoid and staurolite rocks north of Stonehaven, Kincardineshire, *Geol. Mag.*, 90, 353.
- * * *

Белов Н. В., 1954. Очерки по структурной минералогии, Минер. сб. (Львовск. геол. о-во), № 8.

Датолит



МОНОКЛИННЫЙ (—)

Np	1,622—1,626
Nm	1,649—1,654
Ng	1,666—1,670
Ng—Np	0,044—0,046
—2V	72—75°

Ng: $z = 1-4^\circ$; пл. о.о. (010)

Дисперсия

Уд. в.

Тв.

Спайность

Двойникование

Цвет

$r > v$, слабая

2,96—3,00

5—5,5

Отсутствует

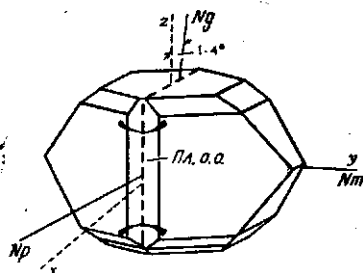
Отсутствует

В основном бесцветный или белый, может быть слабо окрашен в серый или желтый, зеленый или розовый цвета; в шлифах бесцветный

Элементарная ячейка

a 4,84, b 7,60, c 9,62 Å, β $90^\circ 09'$

$Z = 4$. Пространственная группа $P2_1/c$



Нерастворим в HCl, но может желатинировать. Пламя горелки интенсивно окрашивает в желтовато-зеленый цвет, особенно если увлажнен H_2SO_4 .

Датолит встречается главным образом как вторичный минерал в основных изверженных породах и часто ассоциирует с цеолитами, пренитом и кальцитом в жилах и пустотах. Название произошло от греческого *deteisthai*, делю, что обусловлено зернистым обликом некоторых массивных разновидностей минерала.

Структура

Пространственная группа и размеры элементарной ячейки датолита впервые были определены Госснером и Массгнугом (Gossner, Mussgnug, 1929). К более поздним работам относится работа Бертолани (Bertolani, 1947), который разрешил путаницу в вопросе об ориентировке, вызванную аппроксимацией угла β значением 90° . Полное определение структуры было выполнено Ито и Мори (Ito, Mori, 1953), а Павлов и Белов (1957) завершили ее уточнение. Датолит представляет собой ортосиликат, содержащий изолированные друг от друга кремнекислородные тетраэдры. Его структура состоит из наложенных друг на друга сложных слоев из взаимосвязанных тетраэдров кислорода или (O, OH)-тетраэдров, расположенных вокруг атомов кремния или бора соответственно. В слое тетраэдры SiO_4 и $\text{B}(\text{O}, \text{OH})_4$ чередуются, образуя кольца из четырех или восьми тетраэдров. Слои бесконечно распространены параллельно плоскости (100) и связаны друг с другом атомами кальция, которые координируются

шестью атомами кислорода и двумя группами ОН. Вопреки слонстопоподобной структуре датолит лишен видимой спайности. Датолит изоморфен с гердеритом, $\text{CaBePO}_4(\text{F}, \text{OH})$, но, по-видимому, не обладает структурным родством с эвклазом, $\text{BaAlSiO}_4(\text{OH})$. Однако структура гадолинита, $\text{Be}_2\text{FeY}_2\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2$, сходна со структурой датолита и может быть выведена из нее путем различных ионных замещений.

Химизм

Состав датолита обычно отвечает идеальной формуле: в нем обнаруживаются лишь относительно небольшие количества алюминия и железа. Могут присутствовать также другие элементы, и кальций может замещаться небольшими количествами марганца, магния и щелочей (табл. 29). Бертолани (Bertolani, 1948) отмечает, кроме того, элементы-примеси, определяемые спектрографическими методами, и приводит химические анализы и прочие данные, взятые из литературы.

Оптические и физические свойства

Оптические свойства, по-видимому, относительно постоянны; известны только небольшие систематические колебания. Согласно Пейну (Payne, 1939), ювелирные образцы имели $N_m 1,6524$ и дисперсию $B - G 0,0165$. Харада (Harada, 1939), кроме морфологических данных, привел данные об изменении показателей преломления, двупреломления и $2V$ в японских образцах в зависимости от изменения длины волны. Бертолани (Bertolani, 1940) измерил показатели преломления для красного, желтого и голубого света (линии C, D, F) датолита из Гуардиола-ди-Роззена (анал. 6 табл. 29) и определил угол оптических осей для красного света $2V_c = 74^\circ 52'$, для желтого света $2V_D = 74^\circ 11'$ и для голубого света $2V_F = 73^\circ 12'$. Многие датолиты обнаруживают флюоресценцию в голубых тонах; это явление объясняется присутствием Eu в двухвалентном состоянии (Haberlandt, Köhler, 1939; Haberlandt, 1949).

Диагностические признаки

Кристаллы датолита стекловаты; относительно высокое двупреломление позволяет отличить его от данбурита и топаза. Пренит, с которым датолит иногда ассоциирует, обладает отчетливой спайностью по (001), в то время как датолит не обнаруживает спайности. Диагностическим признаком датолита является зеленоватая окраска газового пламени, обусловленная присутствием бора.

Парагенезис

Датолит чаще всего встречается в пустотах и жилах в гипабиссальных основных изверженных породах и в основных эффузивах. Он почти всегда имеет вторичное происхождение и ассоциирует с кальцитом, пренитом, цеолитами, а иногда с данбуритом. Кроме того, с датолитом иногда

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДАТОЛИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,00	36,16	38,94	35,92	37,45	37,08	37,52
B ₂ O ₃	19,38	22,60	21,15	20,61	21,87	21,90	21,53
Al ₂ O ₃	0,65	0,54	0,31	0,31	} 0,57	0,52	0,38
Fe ₂ O ₃	0,28	Сл.	0,09	0,18		0,17	—
FeO	—	—	—	—	—	—	0,31
MnO	0,39	—	0,02	—	—	—	—
MgO	0,09	—	0,00	—	—	Сл.	0,65
CaO	35,39	35,30	35,17	35,92	34,67	34,61	33,44
Na ₂ O	—	—	Сл.	—	—	—	0,13
K ₂ O	—	—	Сл.	—	—	—	0,12
H ₂ O ⁺	5,71	5,40	6,06	5,38	} 5,67	5,78	5,70
H ₂ O ⁻	0,26	—	0,10	—		—	0,20
Сумма	100,15	100,00	99,84	100,21	100,23	100,06	99,98
Np	1,623	1,625	(Np')1,626	1,6260	1,626	1,6241	1,626
Nm	1,652	1,648	—	1,6539	1,653	1,6525	1,654
Ng	1,669	1,665	(Ng')1,686	1,6699	1,670	1,6690	1,670
-2V	—	—	72°	74°11', 74°16'	74°16'	74°11'	—
Уд. в.	—	2,989	—	2,993	3,001	—	2,996

Количества ионов в пересчете на 20 (O, OH)

B	3,614	4,157	3,900	3,956	4,006	4,013	3,958
Si	4,106	3,854	3,947	3,996	3,976	3,938	3,998
Al	0,083	0,068	0,038	0,040	0,058	0,065	0,047
Fe ⁺³	0,024	—	0,007	0,015	—	0,013	—
Mg	0,079	—	—	—	—	—	0,103
Fe ⁺²	—	—	—	—	—	—	0,027
Mn	0,035	—	0,002	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	0,026
Ca	4,097	4,032	4,026	3,995	3,943	3,939	3,818
K	—	—	—	—	—	—	0,016
OH	3,804	3,840	4,318	3,992	4,014	4,094	4,052

1. Бернистый датолит из кальцитово-жильной в диабазовом массиве, Сильвер-Харбур, озеро Верхнее, Онтарио (Tanton, Poitevin, 1940). Аналитик Дж. К. Фабри.
2. Датолит из гранита, Бавено, Северная Италия (Messina, 1940).
3. Крупные кристаллы датолита из андезито-базальта, Тбилиси, СССР (Гвакхария, 1939).
4. Датолит из трещины в диабазе, с цеолитами, альбитом и кальцитом, Радотин, Чехия (Ulrich, 1923). (Кроме того, в анализе CO₂ 1,89, которая была исключена как примесь кальцита до пересчета анализа.)
5. Датолит из эпидиоритовой дайки в роговообманковом сланце, Пари-Бик-Ков, Преданнак, Малийон, Корнуэлл (McLintock, 1910). Аналитик В. Ф. Мак-Линток.
6. Бесцветный и белый датолит с белым пренитом из пустот в диабазе, Гуардиола-ди-Роззена, Эмилиа, Италия (Bertolani, 1940).
7. Датолит из медно-пирротинового контактного скарна, медный рудник Ивата, Ивата, префектура Минэки, Япония (Harada, 1950). Аналитик К. Исоно.

ассоциирует аксинит (Tomlinson, 1945; Pecoira, Fisher, 1946). Гвахария (1939) описывает различные формы минерала, обнаруженного в жеодах в туфах*. Датолит встречается также в скалах на контакте известняков и гранитов (Harada, 1950) и изредка в гранитах (Messina, 1940). Особенно богатые датолитом породы описаны на Северном Кавказе в контакте метаморфизованных осадочных пород, окружающих трахилипаритовый лакколит (Курман, Усачева, 1937). Здесь минерал ассоциирует с гранатом, кальцитом, пренитом, флюоритом и эгирин-авгитом. Датолит образовался в результате воздействия богатых бором магматических эманаций или растворов на карбонатные породы. Сходным образом датолит встречается в загрязненных известняках, метаморфизованных гранитами Дартмур (Busz, 1899); и в известняках, перекрывающих мощный силл кварцевых долеритов в Фил, Шотландия (Phemister MacGregor, 1942). Датолит может также встречаться в серпентинитах и в более высокометаморфизованных породах, например в роговообманковых сланцах (McLintock, 1910). Известны находки датолита в гидротермальных рудных жилах и в магнетитовых рудах.

ЛИТЕРАТУРА

- Bertolani M., 1940. La datolite della Guardiola di Rossena, Periodico Min. Roma 11, 339 (M. A. 9—215).
- Bertolani M., 1947. L'orientazione dei cristalli di datolite, Rend. Soc. Min. Ital., 4, 45 (M. A. 10—568).
- Bertolani M., 1948. La datolite della formazione ofiolitica Appenninica, Commentationes Pontificia Acad. Sci. Roma, 12, 305 (M. A. 11—87).
- Busz K., 1899. Mittheilungen über den Granit des Dartmoor Forest in Devonshire, England, und einige seiner Contactgesteine, Neues Jahrb., Bl.-Bd. 13, 90.
- Gossner B., Mussgnug F., 1929. Vergleichende röntgenographische Untersuchung von Silikaten, Zeit. Krist., 70, 171.
- Гвахария Г. В., 1939. Датолит из Соганлугской осыпи в окрестностях Тбилиси, ДАН СССР, 24, № 2, 161—164.
- Haberlandt H., Köhler A., 1939. Über die blaue Fluoreszenz von natürlich Silikaten in ultravioletten Lichte und über synthetische Versuche an Silikat-schmelzen mit eingehalten zweiwertigen Europium, Naturwiss., 27, 275.
- Haberlandt H., 1949. Neue Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien IV, Sitz.-ber. Österreich. Akad. Wiss., Math-naturwiss. Kl., Abt. 1, 158, 609 (M. A. 11—285).
- Harada Z., 1939. Zur Kenntnis der japanischen Bormineralien (Studien über japanischen Bormineralien. IX), Journ. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, 5, 1.
- Harada Z., 1950. Datolite and associated minerals from the Iwato copper mine, Miyazaki prefecture, Journ. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, 7, 218.
- Ito T., Mori H., 1953. The crystal structure of datolite, Acta Cryst., 6, 24.
- Курман И. М., Усачева З. М., 1937. Geology and origin of the datolite deposits of the laccoliths of the Mineral Springs region (north Caucasus), Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides, No. 142, 124 (M. A. 7—442).
- McLintock W. F. P., 1910. On datolite from the Lizard district, Cornwall, Mineral. Mag., 15, 407.
- Messina C., 1940. I minerali di boro del granito di Baveno, Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Mus. Civ. Milan, 79, 31 (M. A. 8—48).

* В гипабиссальном интрузиве андезито-базальта среди третичных туфов и в жиле, секущей этот интрузив и вмещающие туфы.— Прим. ред.

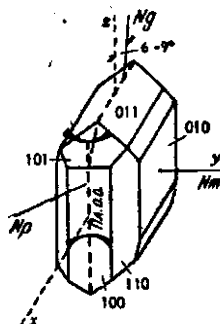
- Павлов П. В., Белов Н. В., 1957. Кристаллическая структура гердерита, датолита и гадолинита, ДАН СССР, 114, № 4, 884—887.
- Payne C. J., 1939. Dispersions of some rares gemstones, *Gemmologist*, 9, 33.
- Pesora W. T., Fisher B., 1946. Drusy vugs in a monzonite dike, Bearpaw Mountains, Montana, *Am. Mineral.*, 31, 370.
- Phemister J., MacGregor A. G., 1942. Note on datolite and other minerals in a contact-altered limestone at Chapel quarry, near Kirkcaldy, Fife, *Mineral. Mag.*, 26, 275.
- Rodolico F., 1933. Studi sulla datolite della formazione ofiolitica, *Periodico Min. Roma*, 4, 1 (M. A. 5—287).
- Tanton T. L., Poitevin E., 1948. An occurrence of boron minerals at Silver Harbour, Lake Superior, *Trans. Roy. Soc. Canada, Ser. 3*, 42, sect. 4, 77.
- Tomlinson W. H., 1945. Occurrence of borosilicates in diabase at Lambertville, New Jersey, *Am. Mineral.*, 1945, 30, 203.
- Ulrich F., 1923. Datolite from Radotin, *Mag. Nat. Sci. Club. Prague*, 93 (M. A. 2—353).

Сапфирин



МОНОКЛИННЫЙ (—) ИЛИ (+)

Np	1,701—1,717
Nm	1,703—1,720
Ng	1,705—1,724
Ng — Np	0,005—0,006
— 2V	50—100°
Ng : z	6—9°
Nm = y; пл. о.о. (010)	
Дисперсия	$v < r$, сильная
Уд. в.	3,40—3,58
Тв.	7,5
Спайность	По {010}, {001} и {100}, слабая
Двойникование	Полисинтетическое по {010}; наблюдается редко
Цвет	Светло-голубой или зеленый; в шлифах бесцветный до голубого
Плеохроизм	По Np — бесцветный, светлый красноватый, желто-го-зеленый, светло-желтый; по Nm — небесно-голу-бой, лавандово-голубой, голубовато-зеленый; по Ng — голубой, сапфирово-голубой, темно-голубой
Элементарная ячейка	a 11,26, b 14,46, c 9,95 Å, β 125°20'
	Z = 8. Пространственная группа P2 ₁ /c



Нерастворим в кислотах, разлагается при сплавлении в Na_2CO_3 или KHSO_4

Сапфирин — относительно редкий минерал и встречается главным образом в богатых алюминием и бедных кремнием породах, претерпевших региональный или контактный метаморфизм высоких ступеней, в которых он может ассоциировать со шпинелью, кордиеритом, корундом, биотитом, ромбическим пироксеном, силлиманитом, основным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, антофиллитом или корнерупином, $(\text{Mg, Fe, Al})_4(\text{Al, B})_6(\text{O, OH})_{5-9}(\text{SiO}_4)_4$. Название минерал получил из-за своего сапфирово-голубого цвета.

Структура

Размеры элементарной ячейки были определены Госснером и Масснугом (Gossner, Mussnug, 1928), а также Казелем (Kuzel, 1961), однако детальные структурные исследования этого минерала не проводились. Фостер (Foster, 1950) приводит рентгенодифракционные данные для природного и синтетического сапфирина.

Химизм

До сих пор существует некоторая неопределенность относительно состава сапфирина. Предложено несколько формул этого минерала, причем крайними в ряду являются формулы $Mg_5Al_{12}Si_2O_{27}$ и $Mg_2Al_4SiO_{10}$. В сапфирине наблюдаются три этапа замещений: $Mg \rightleftharpoons Fe^{+2}$, $Al \rightleftharpoons Fe^{+3}$ и $Al, Al \rightleftharpoons Si, Mg$, и различия в формулах обусловлены частично последним замещением. Средний состав шести сапфиринов Фогт (Vogt, 1947) выразил формулой $Mg_{14,86}Al_{34,79}Si_{6,48}O_{80}$ и показал, что если $Al_{2,8}$ замещается $Mg_{1,4}Si_{1,4}$, состав может быть выражен приближительной формулой $Mg_{16}Al_{32}Si_8O_{80}$. На основании этих данных Фогт пришел к выводу, что формула сапфирина может быть написана в следующем виде:



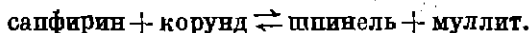
где n для шести сапфиринов колеблется от 0,68 до 2,23, а предельные значения n колеблются от 0 до 2,5. Сходная формула



где x колеблется от 0 до 1, была предложена Палаком с соавторами (Palache, 1944), однако она отражает меньшие колебания состава. По мнению Фостера (Foster, 1950.), состав синтетического сапфирина лучше всего выражается формулой $Mg_4Al_{10}Si_2O_{23}$ ($\approx Mg_{14}Al_{36}Si_7O_{80}$).

В табл. 30 приведены анализы семи сапфиринов. Если принять, что на элементарную ячейку приходится 80 атомов кислорода, то среднее содержание Si будет равно 7,00, а Al — 33,98. Количество атомов кремния колеблется от 5,96 до 8,07, а количество атомов алюминия — от 31,20 до 35,99; таким образом, в данном случае пределы колебания состава превышают пределы, указанные формулами Фогта и Палака. Кроме замещения $Al, Al \rightleftharpoons Mg, Si$, в некоторых сапфиринах наблюдается небольшое содержание железа; максимальное замещение Mg на Fe^{+2} достигает примерно 20% (табл. 30, анализ 7).

Сапфирин синтезирован при неоднократном спекании смеси соответствующих окислов при атмосферном давлении и температуре около $1450^\circ C$. Он плавится инконгруентно при температуре около $1475^\circ C$ с образованием шпинели и жидкости кордиеритового состава. Изучение соответствующих составов в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$, проведенное Фостером, показало, что ниже $1475^\circ C$ сапфирин совместим с кордиеритом, шпинелью и муллитом, а при более низких температурах — также с корундом, но сапфирин не может встречаться вместе с форстеритом, периклазом, клиноэнстатитом или кремнекислотой. Имеются данные, свидетельствующие о том, что при температуре выше $1460^\circ C$ происходит следующая реакция:



Наличие небольшого поля устойчивости сапфирина на кривой ликвидуса системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$, предсказанное Фостером (Foster, 1950), было подтверждено Кейтом и Шерером (Keith, Schairer, 1952), согласно которым температуры трех тройных точек реакции: шпинель, муллит, сапфирин и жидкость; муллит, сапфирин, кордиерит и жидкость; сапфирин, шпинель, кордиерит и жидкость — равны 1482, 1460 и $1453^\circ C$ соответственно. В системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ сапфирин не кристаллизуется при температурах от 430 до $990^\circ C$ и давлении водяного

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ САПФИРИНА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	12,83	16,71	13,84	15,19	12,95	15,26	16,00
TiO ₂	—	0,67	—	0,25	—	0,04	0,22
Al ₂ O ₃	65,29	54,77	62,09	61,69	62,38	61,93	55,56
Fe ₂ O ₃	0,93	} 3,16	2,06	—	1,69	—	2,72
FeO	0,65		1,40	4,31	3,09	6,61	8,35
MnO	—	—	—	0,12	Сл.	0,21	0,02
MgO	19,78	19,89	19,54	16,23	15,22	15,61	17,16
CaO	—	1,13	—	0,49	—	0,00	—
Na ₂ O	—	0,20	—	—	Сл.	0,22	—
K ₂ O	—	0,95	—	—	0,10	0,02	—
H ₂ O ⁺	—	—	1,20	1,60	4,80	—	0,14
H ₂ O ⁻	—	0,21	0,34	0,19	0,05	—	—
С у м м а	99,79	99,59	100,63	100,07	100,28	100,00	100,17
Np	1,7055	1,703	—	—	1,714	—	1,717
Nm	1,7088	—	—	—	1,719	1,720	—
Ng	1,7112	1,710	—	—	1,720	—	1,724
—2V	—	≈100°	—	—	50,5°	≈50°	64°
Ng: z	—	—	—	—	6°	7°	—
Уд. в.	3,486	—	—	—	3,398	3,554	3,58

Таблица 30 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7
Количества ионов в пересчете на 10 (0)							
Si	0,745	1,009	0,810	0,903	0,792	0,901	0,962
Al	4,470	3,899	4,287	4,322	4,499	4,313	3,941
Ti	—	0,031	—	0,011	—	0,002	—
Fe ⁺³	0,040	0,070	0,091	—	0,078	—	0,123
Mg	1,712	1,790	1,678	1,437	1,388	1,374	1,539
Fe ⁺²	0,032	0,089	0,068	0,214	0,158	0,327	0,420
Mn	—	—	—	0,006	—	0,011	0,001
Na	—	0,023	—	—	—	0,025	—
Ca	—	0,073	—	0,031	0,008	—	—
K	—	0,073	—	—	—	0,001	—

- Сапфирин, Фискенес, Гренландия (цитировано Боггилдом, Bøggild, 1954). Аналитик Уссинг. (Включая потери при прокаливании 0,31.)
 - Сапфирин из анстатито-сапфириново-шпинельной породы, Маусон, Земля Мак-Робертсона, Антарктида (Segnit, 1957). Аналитики П. К. Хемингуэй и Р. Н. Луис. (Включая потери при прокаливании 1,90.)
 - Сапфирин из сакенита, Сакена, Мадагаскар (Lacroix, 1940). Аналитик М. Рауль. (Кроме того, в анализе B_2O_3 0,16.)
 - Сапфирин, Валь-Кодера, Италия (Cornelius, Dittler, 1929). (Среднее из двух анализов.)
 - Сапфирин в слюде, ассоциирующей с корундом в гранитной породе, Влинкуотер, северный Трансвааль (Mountain, 1939).
 - Сапфирин из сапфирино-биотитово-полевошпатового сланца, Дангин, Западная Австралия (Prider, 1945). Анализ произведен в Государственной химической лаборатории Западной Австралии. (Кроме того, в анализе P_2O_5 0,10; анализ пересчитан на 100% после исключения 0,57 потери при прокаливании и Fe_2O_3 1,70.)
 - Сапфирин, образующий прорастания с гиперстеном, кордиеритом и шпинелью; на полосы в гиперстеновом гранулите, Гангуварпатти, Мадур, Индия (Muthuswami, 1949). Аналитик Дж. Х. Скун.
- а Железо распределяется между Fe^{+2} и Fe^{+3} таким образом, что $(Al, Fe^{+3}) = 4,0$.
- б В том числе B^{+3} 0,026.

пара 30 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 2100 \text{ кг/см}^2$) (Yoder, 1952). Палак с сотрудниками (Palache et al., 1944) описали переход сапфирина в смесь биотита и корунда и в талькоподобное вещество. Высокое содержание воды в сапфирине из Блинкуотера (табл. 29, анал. 5) обусловлено, по-видимому, разложением. Маунтин (Mountain, 1939) описал из этой местности сапфирин (уд. в. 3,146), содержащий 10,41% связанной воды, который частично изменен в неопределимый бесструктурный продукт желтого цвета.

Оптические и физические свойства

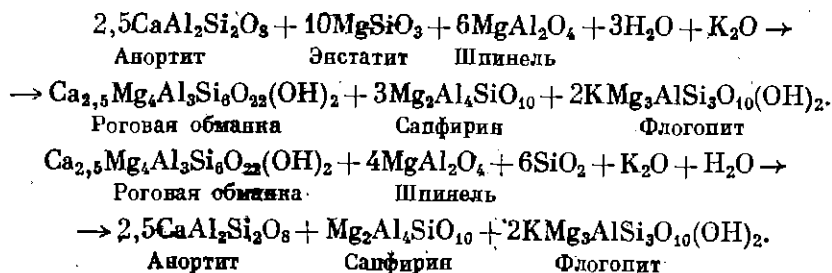
Оптические свойства сапфирина относительно постоянны, хотя отмечается небольшое систематическое увеличение показателей преломления с увеличением содержания железа. Фридман (Friedman, 1952) описал кристаллы сапфирина, имеющие две серии двойников, причем полисинтетические двойники с двойниковой плоскостью $\{010\}$ комбинируются с двойниками, у которых двойниковой плоскостью является $\{100\}$. Корнелиус и Диттлер (Cornelius, Dittler, 1929) описали полисинтетическое двойникование по двум законам, а Кейт и Шерер (Keith, Schairer, 1952) наблюдали двойники в синтетическом сапфирине.

Диагностические признаки

Сапфирин отличается от корунда своей двусосностью и более низким показателем преломления, от кшанита — худшей спайностью и низким двупреломлением, от кордиерита — более высоким показателем преломления, а от богатого натрием голубого амфибола и цомизита — хуже выраженной спайностью и более высоким удельным весом.

Парагенезис

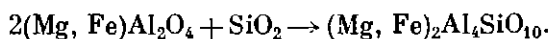
Сапфирин, ассоциирующий с богатой алюминием роговой обманкой, битовинитом, шпинелью и флогопитом, встречается в линзовидных включениях, по-видимому, образовавшихся из ультраосновной изверженной породы, в гранодиоритовых гнейсах в Саккерторрене, западная Гренландия. Эти породы относятся к гранулит-амфиболитовой фации, и Рамберг (Ramberg, 1948) предположил, что образование сапфирина могло быть обусловлено привнесом Si и K в обогащенные шпинелью участки массива ультраосновных пород по одной из двух или по обеим из следующих реакций:



Сёренсен (Sørensen, 1955) из некоторых районов западной Гренландии описал сапфирин-корундо-анортитово-биотитовые породы, а также сапфирин- и корундсодержащие горнблендиты, включенные в роговообманковые гнейсы. В обоих парагенезисах сапфирин окружает корунд и образовался за счет последнего. В таких местонахождениях центрами кристаллизации сапфирина могли служить зерна шпинели; считается, что здесь могло иметь место замещение последней. В некоторых породах известного сапфиринового месторождения Фискеняссет в западной Гренландии сапфирин замещается кордиеритом и основным плагиоклазом; кроме того, отмечено замещение сапфирина биотитом с одновременным выделением корунда. Сходное замещение описано Корнелиусом и Диттлером (Cornelius, Dittler, 1929).

Сапфирин не встречается во многих ультраосновных породах, которые тем не менее подверглись такому же метаморфизму, как и сапфиринсодержащие комплексы. По мнению Сёренсена (Sørensen, 1955), образование сапфирина происходит в промежуточную стадию процесса замещения шпинели богатым алюминием амфиболом (жедритом) и основным плагиоклазом. Так, отсутствие сапфирина в некоторых высокометаморфизованных ультраосновных породах может быть обусловлено наличием активной дисперсной фазы, которая способствует быстрому завершению замещения шпинели амфиболом и плагиоклазом, а его присутствие в других породах объясняется относительно небольшим количеством рассеянных ионов, что тормозит конечное замещение шпинели.

Сапфирин (табл. 30, анал. 6) встречается в биотит-полевошпатовых сланцах близ Дэнджина, Западная Австралия (Prider, 1945); считается, что здесь он образовался из шпинели в процессе фельдшпатизации гиперстенита при воздействии на него богатых калием эманаций гранитной магмы. Близ Мадуры, Индия, Мутусвами (Muthuswami, 1949) описал из полос в гиперстеновом гранулите сапфирин (табл. 30, анал. 7), ассоциирующий с кордиеритом, шпинелью, гранатом, биотитом и антофиллитом. В этом месторождении шпинель, образующая симплектитовые прорастания с гиперстеном вокруг порфировластов граната, частично замещена сапфирином; описаны также прорастания сапфирина и кордиерита. Считается, что эта ассоциация минералов образовалась в результате метасоматоза. Вальдман (Waldman, 1931) из оливинового габбро описал сапфирин, присутствующий вместе с роговой обманкой и шпинелью в кельфитовых зонах между гиперстеном и плагиоклазом. Лакруа (Lacroix, 1929, 1940) из Сакены, Мадагаскар, описал анортито-авгитово-сапфириновые породы (табл. 30, анал. 3) (сапфириновые сакениты), сапфирин-шпинелевые сакениты, сапфириниты, шпинель-сапфириновые пироксениты и сапфириновые амфиболиты (эденит и сапфирин), ассоциирующие с силлиманито-кордиеритово-альмандиновыми парагнейсами. У Кортленда, Нью-Йорк (Friedman, 1952, 1956), сапфирин встречается в наждаках в тех местах, где они пересекаются кварцевыми жилами. Его образование может быть выражено реакцией



Шпинель

Сапфирин

Сапфирин ассоциирует с силлиманитом, кордиеритом и гранатом, которые образуются в результате реакции между шпинелью и кремнеземом. Близ Блинкуотера, Трансвааль, сапфирин (табл. 30, анал. 5) образует включения в слюде и ассоциирует с корундом в грубозернистых гранитах

(Mountain, 1939). Сапфирин известен также в чарнокитах (Segnit, 1957) и в ассоциирующих с ними породах. Месторождения сапфирина и характерные для него парагенезисы описаны Сёренсеном (Sørensen, 1955).

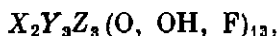
Л И Т Е Р А Т У Р А

- Baggild O. B., 1953. The mineralogy of Greenland, Medd. om Grønland, 149, No. 3, 192.
- Cornelius H. P., Dittler E., 1929. Zur Kenntniss des Sapphirinvorkommens von Alpe Brasciadega in Val Codera (Italien, Prov. Sondrio), Neues Jahrb. Min., Abt. A, Bl.-Bd. 59, 27.
- Foster W. R., 1950. Synthetic sapphirine and its stability relations in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$, Journ. Geol., 58, 135.
- Friedman G. M., 1952. Sapphirine occurrence of Cortland, New York, Am. Mineral., 37, 244.
- Friedman G. M., 1956. The origin of spinel-embery deposits with particular reference to those of the Cortland complex, New York, New York State Museum, Bull. 351, 68 pp.
- Gossner B., Musgnug F., 1928. Vergleichende röntgenographische Untersuchung von Magnesiumsilikaten, Neues Jahrb. Min., Abt. A, Bl.-Bd. 58, 213.
- Keith M. L., Schairer J. F., 1952. The stability field of sapphirine in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$, Journ. Geol., 60, 181.
- Kuzel H.-J., 1961. Über Formel und Elementarzelle des Sapphirin, Neues Jahrb. Min., Monatshefte, 68.
- Lacroix A., 1929. Sur un schiste cristallin à sapphirine de Madagascar et sur les roches à sapphirine en général, Bull. Soc. Franç. Min., 52, 76.
- Lacroix A., 1940. Les roches dépourvues de feldspath du cortège des sakénites (Madagascar); composition chimique de cet ensemble, Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 210, 193.
- Mountain E. D., 1939. Sapphirine crystals from Blinkwater, Transvaal, Mineral. Mag., 25, 277.
- Muthuswami T. N., 1949. Sapphirine — (Madura), Proc. Indian Acad. Sci., Sect. A, 30, 295.
- Palache C., Berman H., Frondel C., 1944. Dana's System of Mineralogy, 1, 724, John Wiley and Sons, New York.
- Prider R. T., 1945. Sapphirine from Dangin, Western Australia, Geol. Mag., 82, 49.
- Ramberg H., 1948. On sapphirine-bearing rocks in the vicinity of Sukkertoppen (west Greenland), Medd. om Grønland, 142, No. 5.
- Schairer J. F., 1954. The system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$, 1, Results of quenching experiments on four joins in the tetrahedron cordierite — forsterite — leucite — silica and on the join cordierite — mullite — potash feldspar, Journ. Am. Ceram. Soc., 37, 501.
- Segnit E. R., 1957. Sapphirine-bearing rocks from McRobertson Land, Antarctica, Mineral. Mag., 31, 690.
- Sørensen H., 1955. On sapphirine from west Greenland, Medd. om Grønland, 137, No. 1.
- Vogt T., 1947. Mineral assemblages with sapphirine and kornéropine, Bull. Comm. Géol. Finlande, 24, No. 140, 15.
- Waldmann L., 1931. Der sapphirinführende Gabbro von Stallek, Vorh. Geol. Bundesanstalt, Wien, 79.
- Yoder H. S., 1952. The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the related metamorphic facies, Am. Journ. Sci., Bowen vol., 569.

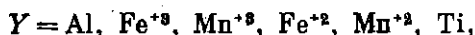
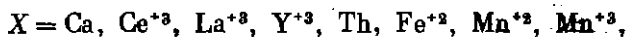
ГРУППА ЭПИДОТА

Минералы группы эпидота кристаллизуются как в ромбической, так и в моноклинной сингонии. Их структура состоит из цепей AlO_6 и $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$, параллельных оси y и соединенных независимыми группами SiO_4 и Si_2O_7 . Ее нельзя считать пироксеноподобной, как это предполагали ранее, так как в ней нет цепей кремнекислородных тетраэдров SiO_4 с общей формулой $[\text{SiO}_3]$. Ромбические α - и β -цоизиты в противоположность моноклиным минералам группы — клиноцоизиту, эпидоту и пьомониту характеризуются ограниченным химическим составом; у них наблюдается только небольшая замена $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}$. В клиноцоизитовой и эпидотовой серии замещение алюминия трехвалентным железом колеблется от 0 до 1 атома на формульную единицу, а в пьомоните два атома Al могут быть замещены $2(\text{Mn}^{+3} + \text{Fe}^{+3})$. В цериовом эпидоте — алланите атомы редких земель Ce^{+3} , La^{+3} и Y^{+3} замещают Ca , и это замещение компенсируется замещением $(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Mn}^{+3})$ на Fe^{+2} . Из всех членов эпидотовой группы только алланиты содержат закисное железо. Синтезировать минералы эпидотовой группы очень трудно, однако удалось синтезировать цоизит и обыкновенный окисно-железистый эпидот.

Взаимоотношения минералов эпидотовой группы могут быть выражены следующей общей формулой:



где



Ниже приводится состав главных членов серии:

Цоизит	}	$\text{Ca}_2\text{Al} \cdot \text{Al}_2\text{O} \cdot \text{OH} \cdot \text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{SiO}_4$
Клиноцоизит		
Эпидот		$\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2\text{O} \cdot \text{OH} \cdot \text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{SiO}_4$
Пьомонит		$\text{Ca}_2(\text{Mn}^{+3}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})_3\text{O} \cdot \text{OH} \cdot \text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{SiO}_4$
Алланит (ортит)		$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Y})_2(\text{Mn}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})_3\text{O} \cdot \text{OH} \cdot \text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{SiO}_4$

Для минералов группы эпидота характерна низкая температура кристаллизации. Цоизит, клиноцоизит и эпидот встречаются в регионально метаморфизованных породах низкой и средней ступеней метаморфизма. Кроме того, последние два минерала присутствуют в некоторых изверженных породах и могут рассматриваться как продукты кристаллизации позднемагматических растворов. Алланит кристаллизуется главным образом как акцессорный минерал в средних, кислых и некоторых щелочных породах, а также в ассоциирующих с ними пегматитах.

Тектонические и химические поля устойчивости цоизита и клиноцоизита и эпидота рассмотрены Харпумом (Harpum, 1954), по мнению которого поля устойчивости этих пироксенов не перекрываются. Если в породе

присутствуют два эпидотовых минерала, их кристаллизация может быть связана с различными условиями температуры и давления, а также с различными химическими условиями, и они не могут рассматриваться как равновесная ассоциация. Когда мало окисного железа, более высокое гидростатическое давление благоприятно для развития цоизита, и образование этого ромбического эпидота приурочено к более высокой степени метаморфизма, чем образование клиноцоизита. При возрастании влияния стресса и наличии большего количества окисного железа образование цоизита ограничено и кристаллизуется главным образом моноклинный эпидот.

Общепринятая номенклатура для минералов группы эпидота отсутствует. В моноклинной эпидотовой серии название «фукеит» предложено для обозначения составов, в которых содержание Fe_2O_3 колеблется от 0 до 5 мол.%, «клиноцоизит» — для составов с колебанием содержания Fe_2O_3 от 5 до 10 мол.% и, «пистацит» — для составов, характеризующихся колебанием Fe_2O_3 между 10 и 40 мол.% (Ehlers, 1953). В настоящей работе термин «клиноцоизит» используется для обозначения всех оптически положительных моноклинных (Fe^{+3} , Al)-эпидотов, и поэтому лучше употреблять более обычный термин «эпидот», несмотря на то, что он используется в качестве группового названия. Для обозначения оптически отрицательных (Fe^{+3} , Al)-членов Трёгер (Tröger, 1952) предложил термин «пистацит»*.

Известны породы, почти целиком состоящие из минералов группы эпидота; они получили название эпидотитов. Эпидотиты представляют собой (Flawn, 1951) плотные массивные породы, состоящие главным образом из эпидота (или цоизита) с незначительным количеством амфибола, пироксена, полевого шпата, хлорита, кварца, сфена, кальцита, везувиана и граната. Однако термин «эпидотит» не получил всеобщего признания и некоторые авторы (см., например, Francis, 1958) предпочитают использовать термин «эпидозит»**.

ЛИТЕРАТУРА

- Ehlers E. G., 1953. An investigation of the stability relations of the Al—Fe members of the epidote group. *Journ. Geol.*, 61, 231.
 Flawn P. T., 1951. Nomenclature of epidote rocks, *Am. Journ. Sci.*, 249, 769.
 Francis G. H., 1958. Petrological studies in Glen Urquhart, Inverness-shire, *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, Min., 1, 123.
 Harpum J. P., 1954. Formation of epidote in Tanganyika, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65, 1075.
 Tröger W. E., 1952. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Stuttgart.

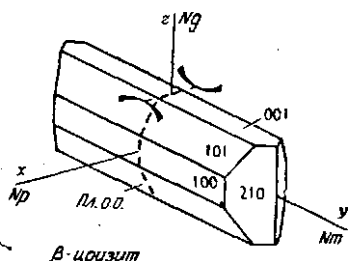
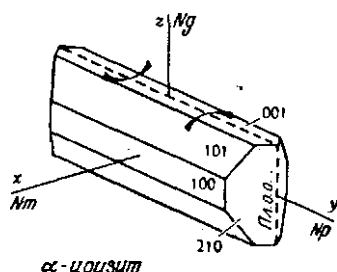
* В советской литературе термины «фукеит» и «пистацит» (правильнее «фистацит», от фисташки, которую минерал напоминает по цвету) не употребляются. Все маложелезистые эпидотовые минералы называются клиноцоизитами, а более железистые — эпидотами. — *Прим. ред.*

** В отечественной литературе используется только термин «эпидозит». — *Прим. ред.*

Цоизит



РОМБИЧЕСКИЙ (+)



Np	1,685—1,705
Nm	1,688—1,710
Ng	1,697—1,725
Ng — Np	0,004—0,008
+2V	0—60°
Np=y, Nm=x, Ng=z; пл. о. о. (100)	Np=x, Nm=y, Ng=z; пл. о. о. (010)

Дисперсия	$r > v$	$r < v$
Уд. в.	3,15—3,365	
Тв.	6	

Спайность По {100} совершенная, по {001} несовершенная
Отсутствует

Двойникование Серый, зеленовато-бурый (у тулита розовый);
в шлифах бесцветный (тулит—розовато-желтый)

Плеохроизм (тулита)	По Np	По Nm	По Ng
	светло-розовый	почти бесцветный	светло-желтый

Элементарная ячейка	темно-розовый	светло-розовый	желтый
	a 16,2—16,3,	b 5,45—5,63	c 10,04—10,21 Å
	Z=4. Пространственная группа $R\bar{3}m$		

Иногда наблюдаются аномальные синие интерференционные окраски

Структура

Размеры элементарной ячейки цоизита определялись большим количеством исследователей (Gossner, Mussgnug, 1930; Waldbauer, McCann, 1935; Ito, 1950; Фесенко и др. 1955). Соотношения между параметрами элементарных ячеек цоизита и моноклинного эпидота приведены в табл. 31. Параметры b и c цоизита примерно равны размерам b и c эпидота,

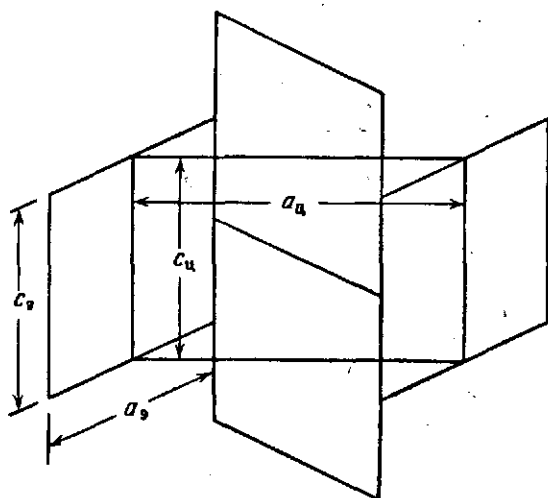
а $2a \cos \beta$ моноклинного минерала приблизительно равно параметру a цоизита. Эти соотношения подобны соотношениям между моноклинными и ромбическими пироксенами, а также между моноклинными амфиболами

Таблица 31
ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЯЧЕЕК ЦОЗИТА И ЭПИДОТА
(Ito, 1950)

	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β	$2a \cos \beta$
Цоизит	16,19	5,45	10,13	90°	—
Эпидот	8,96	5,63	10,30	$115^\circ 24'$	16,20 Å

и антофиллитом, в связи с чем цоизит можно считать «сдвоенным» эпидотом. Для перехода от моноклинной ячейки эпидота к ромбической ячейке цоизита необходимо проявление косых двойников скольжения на плоскостях (100) (фиг. 41). Фесенко с соавторами (1955) показали, что цоизит

Фиг. 41. Соотношения между элементарными ячейками эпидота и цоизита в проекции на плоскость (010) (Ito, 1940).



(фиг. 42) имеет в основном такую же структуру, как и эпидот. Она состоит из цепей $\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_6$, параллельных оси y , которые связаны группами SiO_4 и Si_2O_7 и Са-многогранниками. Порошковые рентгенограммы приведены в работах Лафама (Larham, 1957) и Секи (Seki, 1959).

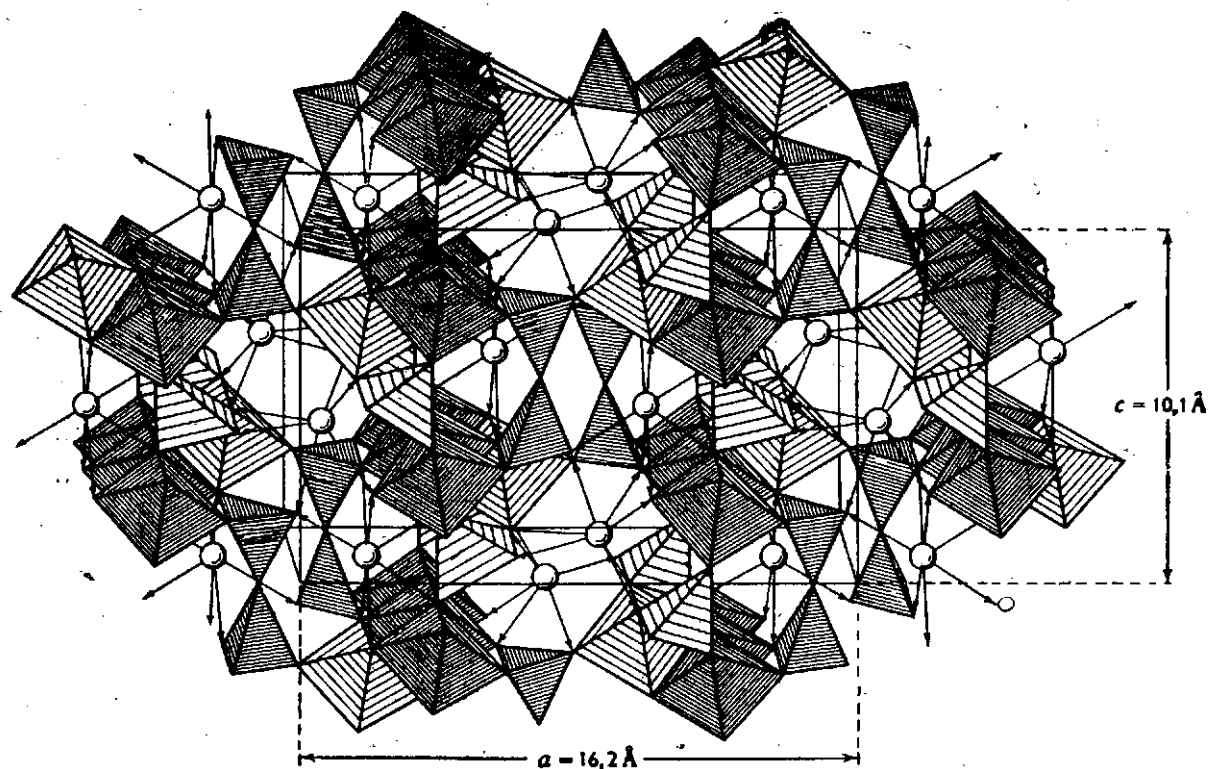
Отношения осей цоизита $a : b : c = 0,622 : 1 : 0,347$, определенные морфологически, могут быть сопоставлены с параметрами, полученными в результате рентгенографического изучения, следующим образом:

$$a \text{ (морфологическое)} = c \text{ (рентгеновское)}$$

$$b \text{ (морфологическое)} = a \text{ (рентгеновское)}$$

$$c \text{ (морфологическое)} = b \text{ (рентгеновское)}$$

Для цоизита, приведенного в табл. 31, отношение осей $a : b : c$ равно $0,625 : 1 : 0,337$.

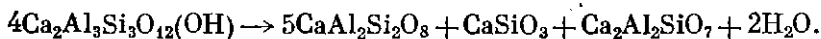


Ф и г. 42. Схема структуры цонзита *Показаны ионы Са и координационные многогранники. По Фесенко и др. (1955).

Химизм

Состав цоизита не обнаруживает каких-либо заметных отклонений от идеального состава $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Как и в других эпидотовых минералах, в цоизите наблюдается лишь небольшое замещение Si на Al. Замещение Al на Fe^{+3} также очень ограничено, и Fe^{+3} редко занимает более 10% (Al, Fe^{+3})-октаэдрических положений в структуре эпидота. Таким образом, у цоизита отсутствует серия замещений алюминий — железо, эквивалентная подобной серии в моноклинных эпидотах. Марганца относительно немного даже в богатых марганцем цоизитах (тулитах), а ромбические эквиваленты пьомонита отсутствуют. В табл. 32 приведен анализ (анал. 3) редкого хромсодержащего цоизита.

Цоизит синтезирован из водного нитрата кальция, гидроокиси алюминия и кремния при давлении 20 000 бар и 800° С (Coes, 1955), однако полные сведения о поле его устойчивости отсутствуют. Многие более ранние попытки синтеза цоизита рассмотрены Элерсом (Ehlers, 1952). В температурном интервале 215 — 600° С и при давлениях водяного пара от 20 до 100 бар цоизит не кристаллизуется ни из стекла, ни из смеси окислов цоизитового состава. Выше 400° образуются анортит и гидрогроссуляр, между 400 и 325° кристаллизуются анортит, гидрогроссуляр и гексагональный $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, а при более низкой температуре — не содержащий натрия томсонит. Плотность цоизита значительно больше плотности анортита, гексагонального $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и томсонита, и поэтому его кристаллизации должно благоприятствовать высокое давление. Однако цоизитовое стекло, выдержанное в течение двух дней при температуре 250° С, гидростатическом давлении 40 бар и одностороннем давлении 7000 и 13 000 фунт/кв. дюйм (~ 490 и ~ 910 кг/см²), дало гексагональный $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и томсонит, не содержащий натрия. При нагревании цоизит разлагается с образованием смеси, состоящей примерно из 75% анортита, 15% геленита и 10% псевдоволластонита:



Цоизит

Анортит

Волластонит Геленит

Самая низкая температура, при которой наблюдается разложение в отсутствии воды, равна 810° С, однако при высоком давлении водяного пара распад может иметь место даже при такой низкой температуре, как 695° С.

Оптические и физические свойства

Для цоизита характерны сильные колебания оптических свойств. В некоторых цоизитах плоскость оптических осей параллельна совершенной спайности по (100), а N_p параллельно кристаллографической оси z. В других цоизитах плоскость оптических осей параллельна (010), а N_p перпендикулярно плоскости спайности (100). Эти две оптические разновидности соответствуют цоизиту, не содержащему железа, или α -цоизиту (Terrier, 1900), и железистому цоизиту, или β -цоизиту, соответственно. По мнению Винчелла (Winchell, 1951), изменение ориентировки плоскости оптических осей происходит примерно при содержании 10 мол.% $\text{Ca}_2 \times \text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, однако не ясно, встречаются ли вообще ромбические эпидоты с таким содержанием Fe^{+3} . Низкие значения $2V$ ($\leq 30^\circ$) характерны для бедных железом разновидностей, а умеренные значения $2V$

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЦОИЗИТА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,20	39,20	39,16	37,86	37,47
TiO ₂	0,07	0,08	0,001	—	—
Al ₂ O ₃	34,94	32,01	33,50	31,78	33,44
Fe ₂ O ₃	0,34	0,76	1,75	0,90	1,33
Fe	—	0,54	0,00	—	0,00
MnO	—	0,05	0,014	0,47	0,04
MgO	—	0,20	0,00	0,11	0,00
CaO	25,50	25,68	25,02	25,36	24,52
H ₂ O ⁺	1,99	2,03	0,57	3,80	2,73
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,06	—	0,05
Сумма	100,04	100,55	100,40	100,28	99,58
Np	1,6941	1,694	1,700	1,693	1,694
Nm	1,6955	1,696	1,700	—	1,698
Ng	1,7026	1,702	1,705	1,697	1,707
+2V	48°	—	25°	48°	39—49°
Уд. в.	3,357°	—	3,364	3,22	—

Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)

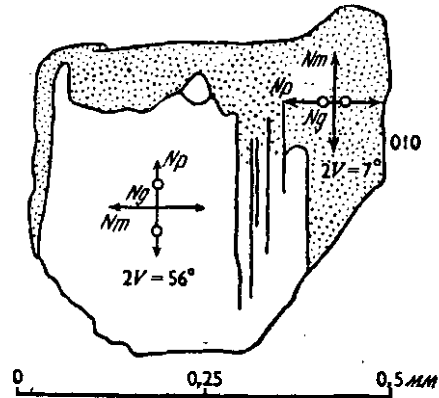
Si	2,833	2,979	3,018	2,839	2,849
Al	0,167	0,021	—	0,161	0,151
Al	2,973	2,847	3,044	2,649	2,846
Ti	0,004	0,005	—	—	—
Fe ⁺³	0,019	0,044	0,102	0,050	0,076
Mg	—	0,023	—	0,012	—
Fe ⁺²	—	0,034	—	—	—
Mn	—	0,003	0,001	0,030	0,003
Ca	2,082	2,091	2,066	2,037	1,998
OH	1,012	1,029	0,293	1,901	1,384

1. Цоизит из эклогита, Зильбербах (von Wolff, 1942). Аналитик Е. Эбернус.
 2. Цоизит из кальцитового известняка, Титири, Лохья, Финляндия (Simonen, 1953). Аналитик Х. В. Улик.
 3. Цоизит из цоизитового амфиболита, горы Матабату, Танганьика (Game, 1954). Аналитик Д. И. Ботуэлл. (Кроме того, в анализе Cr_2O_3 0,33.)
 4. Марганцевый цоизит, Борзовка, Урал (Шабынин, 1934). Аналитик В. К. Пуртова. (Кроме того, в анализе BaO 0,00.)
 5. β-цоизит, Нагаторо, префектура Саитава, Япония (Seki, 1959). Аналитики И. Секи и К. Като. (Элементарная ячейка: а 16,20, b 5,58, c 10,04 Å.)
- а В том числе Cr 0,020.

($\leq 60^\circ$) — для железистых членов, однако не доказано, что это характерно для всех цоизитов. Большинство цоизитов обладает сильной дисперсией. Угол оптических осей марганцевистого цоизита (табл. 32, анал. 4) для желтого света равен 48° , а для красного — 56° . Угол оптических осей для цоизита из Танганьики для $\lambda = 4358\text{\AA}$ равен $27,2^\circ$, а для $\lambda = 6550\text{\AA}$ — $36,7^\circ$. Сильная дисперсия осей обуславливает голубые аномальные интерференционные окраски многих цоизитов. Цоизит, описанный Франсисом (Francis, 1958), обладает как α -, так и β -ориентировкой. Его ядро сложено α -цоизитом с $+2V\ 56^\circ$ и сильной $r > v$ дисперсией; вокруг ядра располагается прерывистое кольцо β -цоизита с $+2V\ 7^\circ$ и отчетливой $r < v$ дисперсией (фиг. 43). На основании показателей преломления

Ф и г. 43. Сечение через кристалл цоизита параллельно плоскости (100) в морфологической установке.

Показаны обе формы α -цоизит (ядро) и β -цоизит (прерывистое кольцо) (Francis, 1958). Индекс 010 также относится к морфологической установке.



нельзя установить величину содержания окиси железа. Это хорошо видно на примере цоизита (табл. 32, анал. 3), у которого Ng ниже, а Np выше, чем у цоизита (анал. 5), более бедного железом. Анализ 3 показывает, что минерал относительно беден Fe^{+3} и содержит примерно только 3 мол. % $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, но содержит небольшое количество Cr^{+3} , что очень важно. Имеющиеся данные недостаточны для количественной оценки влияния замещения Al на Fe^{+3} .

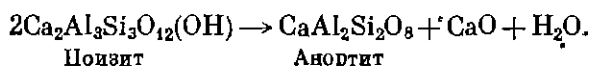
Показатели преломления 14 тулитов (Schaller, Glass, 1942) колеблются в следующих пределах: Ng 1,700 — 1,725; Nm 1,693 — 1,705 и Np 1,690 — 1,703. Розовая окраска и характерный плеохроизм тулита обусловлены присутствием небольшого количества марганца; обычно содержание окиси марганца не превышает 1%. Утверждение, что низкое содержание окиси железа (Schaller Glass, 1942), по существу, обуславливает цвет тулита, сомнительно, если учесть цвет и плеохроизм витамита (табл. 34, анал. 1), содержащего 0,96 % Mn_2O_3 и 11,31 % Fe_2O_3 .

Диагностические признаки

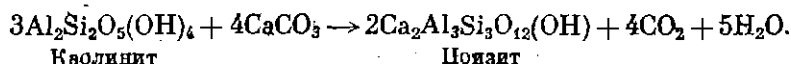
Цоизит отличается от клиноцоизита прямым погасанием, от эпидота — отсутствием окраски и более слабым двупреломлением, то везувиана — двуосностью, положительным знаком и совершенной спайностью, от силлиманита — более слабым двупреломлением, от апатита — двуосным характером и положительным знаком. Цоизит и клиноцоизит легко различаются по порошковым рентгенограммам.

Парагенезис

Цоизит кристаллизуется в условиях средней ступени регионального метаморфизма и особенно часто встречается в породах глинисто-известково-песчаного состава. В этих известково-кремнистых гранулитах цоизит занимает место членов клиноцоизит-эпидотовой серии. На ранних стадиях прогрессивного регионального метаморфизма цоизит ассоциирует с гранатом, кислым плагиоклазом и биотитом, а на несколько более поздних стадиях — с гранатом, кислым плагиоклазом и роговой обманкой. Эти две ассоциации гранулитов определяют цоизит-(кальцит)-биотитовую и цоизитовую зоны метаморфизма соответственно (Kennedy, 1949). Обе они эквивалентны эпидот-амфиболитовой фации нормальной глинистой метаморфической серии. Цоизит неустойчив в условиях высокой ступени метаморфизма и замещается основным плагиоклазом. Переход может быть выражен с помощью следующей реакции:

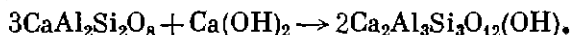


Цоизит встречается также в регионально метаморфизованных известковистых сланцах, в кальцито-цоизитово-сланцевистых сланцах или цоизит-сланцевистых сланцах и в регионально метаморфизованных основных изверженных породах (эпидиоритах), образующих цоизитовые амфиболиты. Реже цоизит известен как продукт термального метаморфизма; в этом случае он встречается в термально метаморфизованных загрязненных известняках низкой ступени метаморфизма:



Изредка цоизит встречается также в качестве первичного минерала в некоторых роговообманковых эклгитах (табл. 32, анал. 1).

Цоизит, обычно ассоциирующий с богатым натрием плагиоклазом, серицитом и кальцитом, представляет собой продукт гидротермального изменения (сосюритизации) основного плагиоклаза, и его образование в этом парагенезисе часто представляет собой результат следующей простой реакции:



Однако в цоизите, как правило, содержание Fe^{+3} явно выше, чем в полевошпате, и его образование, по мнению Розенквиста (Rosenqvist, 1952), является результатом кристаллизации из дисперсной фазы, а не обусловлено изменением расположения атомов в твердом состоянии в полевошпате. Отношение $\text{Fe}^{+3} : \text{Al}$ в эпидоте примерно соответствует отношению $\text{Fe}^{+3} : \text{Al}$ в растворе, из которого он кристаллизовался. Данные экспериментального изучения сосюритизации приводятся Розенквистом (Rosenqvist, 1952). Интенсивное гидротермальное изменение габбро может привести к широкому развитию цоизита и пренита (Watson, 1942). Тулит обнаружен (Schaller, Glass, 1942) в кварцевых жилах и пегматитах, метаморфизованных загрязненных известняках и доломитах, а также в измененных гранитных породах и в гнейсах.

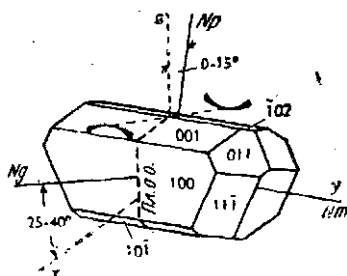
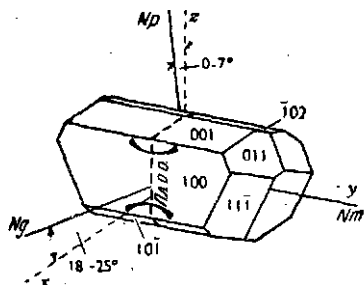
ЛИТЕРАТУРА

- Coes L., 1955. High pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.
- Ehlers E. G., 1953. The investigation of the stability relations of the Al—Fe members of the epidote group, Journ. Geol., 61, 231.
- Фесенко Е. Г. Руманова И. М., Белов Н. В., 1955. Кристаллическая структура цоизита, ДАН СССР, 102, № 2, 275—278.
- Francis G. H., 1958. Petrological studies in Glen Urquhart, Inverness-shire, Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Min., 1, 123.
- Game P. M., 1954. Zoisite-amphibolite with corundum from Tanganyika, Mineral, Mag., 30, 458.
- Gossner B., Musgnug F., 1930. Über Kristallographischen Beziehungen zwischen Epidot und Zoisit, Centr. Min., Abt. A, 369.
- Harpum J. R., 1954. Formation of epidote in Tanganyika, Bull. Geol. Soc., Am., 65, 1075.
- Ito T., 1950. X-ray studies on polymorphism, Tokyo.
- Kennedy W. O., 1949. Zones of progressive regional metamorphism in the Moine Schists of the Western Highlands of Scotland, Geol. Mag., 86, 43.
- Northrop S. A., 1935. Thulite in New Mexico, Am. Mineral., 20, 805.
- Rosengvist I. Th., 1952. The metamorphic facies and the felspar minerals, Universitets i Bergen Årbok, No. 4.
- Schaller W. T., Glass J. J., 1942. Occurrences of pink zoisite (thulite) in the United States, Am. Mineral., 27, 519.
- Seki Y., 1959. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote, Am. Mineral., 44, 720.
- Шабунин Л. И. 1934. О марганцевом цоизите Борзовского месторождения корунда на Урале, Зап. Всерос. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 63, вып. 2, 456.
- Simonen A., 1953. Mineralogy of the wollastonites found in Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 159, 9.
- Watson D. de P., 1942. Zoisite-prehnite alteration of gabbro, Am. Mineral., 27, 638.
- Waldbauer L., McCann D. C., 1935. Crystal structure of common zoisite, Am. Mineral., 20, 106.
- Wolff T., 1942. Methodisches zur quantitativen Gestein und Mineraluntersuchung mit Hilfe der Phasenanalyse, Min. Petr. Mitt. (Tschermak), 54, 1.

Клиноцоизит



Эпидот



МОНОКЛИННЫЙ (+)

МОНОКЛИННЫЙ (-)

Np	1,670—1,715	1,715—1,751
Nm	1,674—1,725	1,725—1,784
Ng	1,690—1,734	1,734—1,797
Ng—Nr	0,005—0,015	0,015—0,049
+2V	14—90°	90—116°
Nr: z	0—7°, Nm=y; пл. о. о. (010)	0—15°, Nm-y; пл. о. о. (010)
Дисперсия	$r < v$	$r > v$
Уд. в.	3,21—3,38	3,38—3,49
Тв.	6,5	6
Спайность	Совершенная по {001}	Совершенная по {001}
Двойникование	По {100} полисинтетическое, редко	По {100} полисинтетическое, редко
Цвет	Бесцветный, светло-желтый, серый, зеленый; в шлифах бесцветный	Зеленый, желтый, серый; в шлифах желтовато-зеленый
Плеохроизм	По Np —	Бесцветный, светло-желтый, светло-зеленый
	По Nm —	Зеленовато-желтый
	По Ng —	Желтовато-зеленый
Элементарная ячейка	a, Å 8,87—8,88	8,88—8,98
	b, Å 5,59—5,61	5,61—5,64
	c, Å 10,15—10,17	10,17—10,30
	β 115°27'	115°24'

Z=2. Пространственная группа $P2_1/m$

Нерастворим в HCl
Иногда обнаруживает
аномальные интерференционные окраски

Частично разлагается в
HCl

ПЬЕМОНТИТ



МОНОКЛИННЫЙ (+)

Np
Nm
Ng
Ng—Nr
+2V
Nr:z
Nm = y; пл. о.о. (010)
Дисперсия
Уд. в.
Тв.
Спайность
Двойникование
Цвет

Плеохроизм

Элементарная ячейка

1,732—1,794
1,750—1,807
1,782—1,829
0,025—0,073
64—85°
2—9°

$n \leq v$

3,45—3,52

6

По {001} совершенная

По {100} полусинтетическое, редко

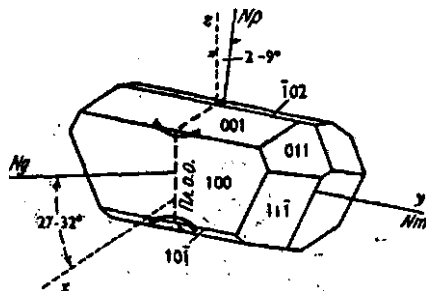
Красновато-бурый, темный; в шлифах фиолетовый или розовый

По Nr—желтый, по Nm—аметистовый, по Ng—красный

a 8,05, b 5,70, c 9,41 Å, β 115°42'

$Z = 2$. Пространственная группа $P2_1/m$

Нерастворим в HCl

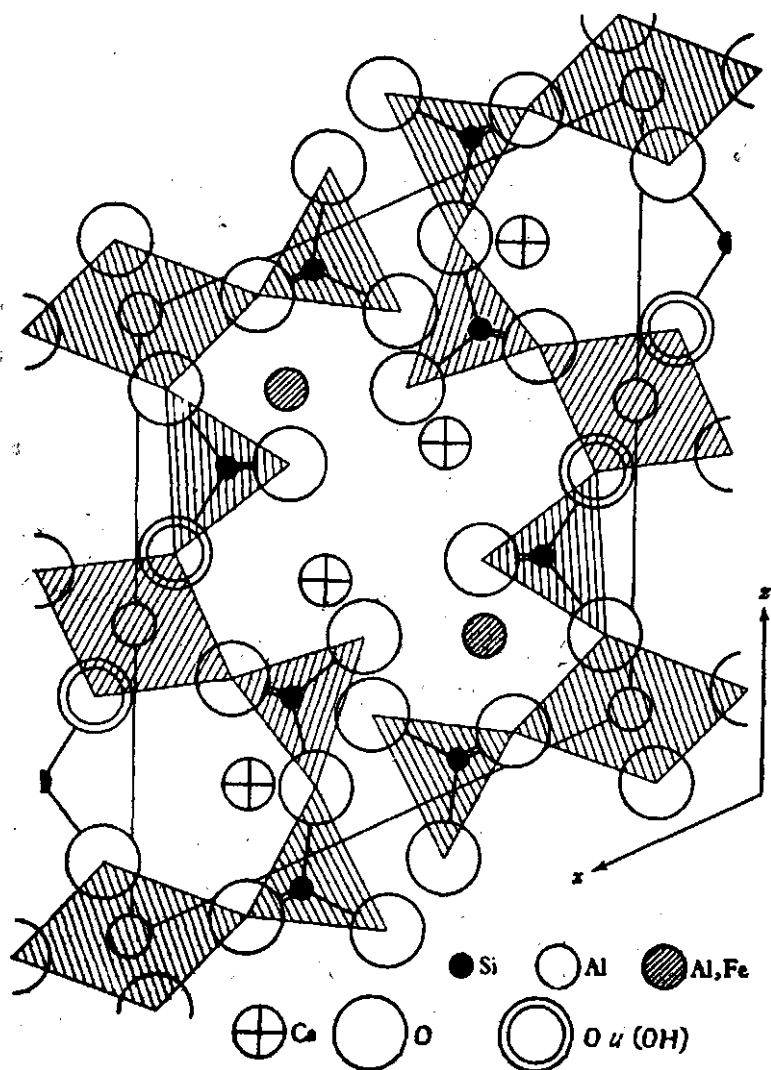


Минералы клиноцоизит-эпидотовой серии встречаются в самых разнообразных породах, но главным образом в регионально метаморфизованных магматических и осадочных породах низкой до средней ступени метаморфизма. Кроме того, они характерны для метасоматически и метаморфически измененных контактов обогащенных кальцием осадочных пород, а также для кислых магматических пород, контаминированных известково-силикатным материалом. Клиноцоизит и эпидот могут встречаться как продукты изменения (соссюритизации) плагиоклазов. Пьемонтит встречается в регионально метаморфизованных кристаллических сланцах низкой ступени метаморфизма; он ассоциирует с марганцевыми рудами и может образовываться в конечную стадию кристаллизации некоторых кислых и средних эффузивов. Эпидот назван Гаюи по греческому слову *epidosis*, прибавка, приращение, так как в основании приамы одна сторона длиннее другой. Пьемонтит получил свое название по месторождению Пьемонт в Италии. Дэна в 1854 г. изменил это название на «пьемонтит», однако последний термин был признан ошибочным

и было восстановлено первоначальное название. Хромсодержащий эпидот — тавмавит назван по месторождению Тавмав, Качинские холмы, Бирма, а содержащий свинец эпидот — ганкокит по фамилии Ганкок.

Структура

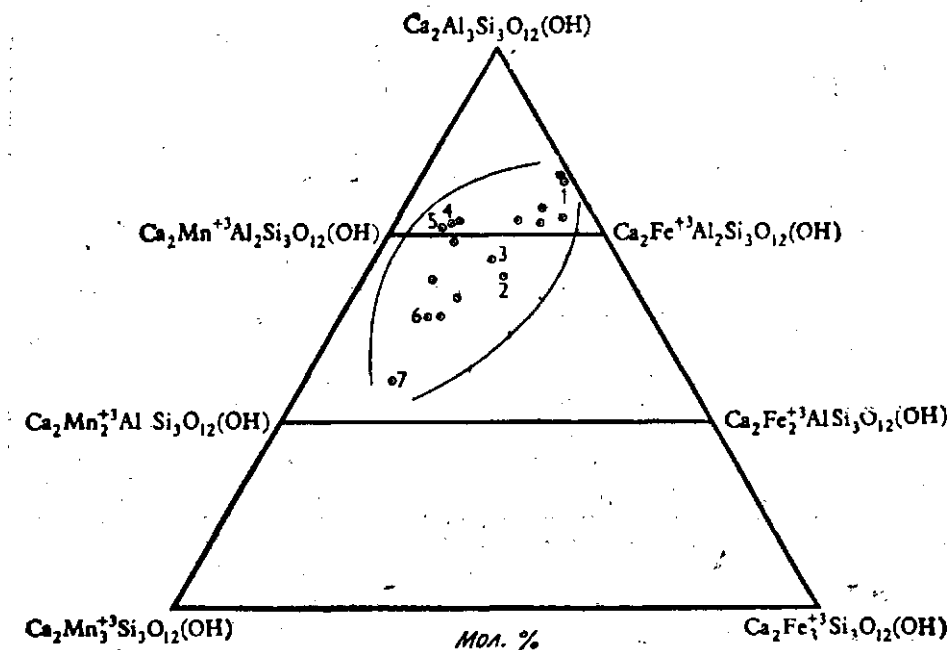
Размеры элементарной ячейки моноклинных эпидотов определены Буйовым (Bujov, 1931), Вальдбауэром и Мак Канном (Waldbauer, McCann,



Ф и Г. 44. Схема структуры эпидота в проекции на плоскость (010) (Ito et al., 1954).

1935), структура изучалась Ито (Ito, 1947, 1950), Беловым и Румановой (1953), а также Ито с сотрудниками (Ito et al., 1954). Структуру эпидота

лучше всего представить, исходя из непрерывных цепей AlO_6 и $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$, вытянутых параллельно оси y . Цепи сложены октаэдрами, образованными атомами кислорода (и гидроксилами), окружающими ионы алюминия. Октаэдры имеют общие ребра, так же как в кианите и других алюмосиликатах. Отдельные тетраэдры SiO_4 и двойные тетраэдрические группы Si_2O_7 соединяют цепи октаэдров AlO_6 и $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$ в направлении оси z , разделяя с ними некоторые атомы кислорода. Завершая трехмерный.



Ф и г. 45. Колебания содержания Al , Fe^{+3} и Mn^{+3} в пьезомитте.

каркас, вне цепей располагаются атомы железа или дополнительные атомы алюминия, которые находятся в октаэдрической координации, а также ионы кальция, каждый из которых окружен неравномерно расположенными 8 кислородами. В одной из каждой двух цепей октаэдров эпидота одна четвертая часть кислорода замещена (OH). Внутри цепей расстояния $\text{Al} - \text{O}(\text{OH})$ меньше, чем расстояния $(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}) - \text{O}(\text{OH})$ вне цепей, и Миясиро и Секи (Miyashiro, Seki, 1958) предположили, что атомы Fe^{+3} с большей легкостью могут занимать октаэдрические положения вне цепей, чем в их пределах. Симметрия решетки такова, что атом в общем положении должен быть повторен четыре раза в пределах каждой ячейки, но все атомы в элементарной ячейке, за исключением 12 атомов кислорода, находятся в особых положениях, и на элементарную ячейку приходится только две формульные единицы $[\text{HCa}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{13}]$. Размеры элементарной ячейки двух клиноцоизитов и трех эпидотов показывают, что параметры решетки a , b и c увеличиваются при замещении Al на Fe^{+3} в структуре эпидота (Seki, 1959); Секи также приводит данные порошковых рентгенограмм для этих минералов.

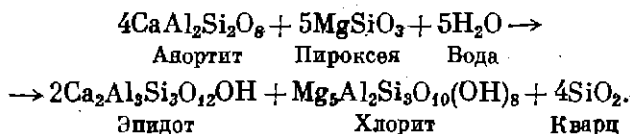
Параметры элементарной ячейки цоизита просто связаны с параметрами эпидота (табл. 31): параметры b и c эпидота примерно равны параметрам b и c цоизита, а $2a \cos \beta$ эпидота примерно равен параметру a

цюзита. Эти взаимоотношения напоминают взаимоотношения между моноклинными и ромбическими пироксенами, а также между моноклинными амфиболами и антофиллитом и говорят о том, что цюзит фактически является «двоенным» эпидотом. Для превращения моноклинной ячейки эпидота в ромбическую ячейку цюзита необходимо косое двойниковое скольжение по плоскостям (100), проходящим через цепи атомов Al (фиг. 41). В цюзите все цепи октаэдров имеют одинаковый состав, причем один из восьми атомов кислорода замещен ионом гидроксила.

Химизм

Химический состав эпидот-цюзитовых минералов колеблется между $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ и $\text{CaFe}^{+3}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Так, в анализах 1 — 15 (табл. 33) содержание кремния, изменяющееся от 2,91 до 3,01, почти не отклоняется от идеальных трех атомов на формульную единицу и Si не замещается в сколько-нибудь заметных количествах ни (Al, Fe^{+3}), ни Ca. Замещение Al на Fe^{+3} ограничивается примерно одним атомом на формульную единицу. Содержание гидроксила в большинстве анализов табл. 33 относительно хорошо соответствует идеальной формуле. Однако эпидоты очень хорошо удерживают гидроксилы (Smethurst, 1935), и некоторые эпидоты при нагревании в течение часа при температуре 1000°C теряют только часть воды; для определения содержания структурной воды рекомендуется проводить плавление с вольфраматом натрия.

Кос (Coes, 1955) сообщил о синтезе эпидота при 20 000 бар и 800°C из гидрата кальция и нитратов железа, гидроокиси алюминия и кремния. Ранние неудачные попытки синтезировать эпидот описаны Элерсом (Ehlers, 1953). Синтезировать не содержащий железа эпидот в этих экспериментах невозможно, что, по-видимому, связано с устойчивостью гексагонального $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ как метастабильной фазы в водной обстановке вследствие небольших скоростей реакций при низких температурах. Согласно Файфу с сотрудниками (Fyfe et al., 1958), в породах на кристаллизация эпидота могут оказывать влияние царные реакции, а синтез эпидота из составляющих окислов, видимо, труднее, чем его образование при следующей реакции:



Богатые марганцем эпидоты по своему химическому составу несколько отличаются от минералов клиноцоизит-эпидотовой серии. Основное отличие заключается в высоком содержании $\text{Fe}^{+3} + \text{Mn}^{+3}$, отношение которых к алюминию в минерале из Лонгбан равно 2 : 1 (табл. 34, анализ 7). Составы пьомонитов изменяются примерно от $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ и $\text{Ca}_2\text{Mn}^{+3}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ до $\text{Ca}_2\text{Mn}^{+3}\text{AlSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Колебания в содержании Al, Fe^{+3} и Mn^{+3} в пьомонитах из табл. 34 показаны на фиг. 45. В составе некоторых пьомонитов отмечается избыток трехвалентных и недостаток двухвалентных ионов; это может быть обусловлено тем, что в большинстве анализов пьомонитов весь марганец рассматривался в качестве трехвалентного иона. Находки хромсодержащего эпидота — тавмавита (табл. 33, анализ 17) известны в Бирме и Финляндии. Состав эпидота из Отокумпу (Eskola, 1933) не отвечает идеальной формуле, но высокое содер-

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОЦОИЗИТА — ЭПИДОТА

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,36	39,08	38,01	38,92	38,64	37,96
TiO ₂	0,09	—	Сл.	0,27	0,14	—
Al ₂ O ₃	30,67	30,96	31,71	28,50	27,69	27,34
Fe ₂ O ₃	0,61	4,13	4,68	6,21	7,57	8,88
FeO	1,77	0,42	0,23	0,37	0,14	0,97
MnO	—	0,01	Сл.	0,30	0,04	0,16
MgO	0,74	0,01	0,01	Сл.	0,11	0,34
CaO	22,62	23,32	23,86	23,51	23,79	22,07
H ₂ O ⁺	3,50	1,86	1,83	2,16	1,84	2,14
H ₂ O ⁻	0,00	0,01	0,01	—	—	0,08
Сумма	100,36	99,80	100,34	100,26	100,01	99,94
Np	1,670 (мин.)	1,710	1,712	1,712	1,7158—1,7202	1,726
Nm	1,674—1,681	1,712—1,713	1,715—1,716	—	1,7158—1,7299	1,735
Ng	1,691 (макс.)	1,716	1,719	1,723	1,7196—1,7329	1,741
Ng—Np	0,013	0,006	0,007	0,011	—	0,015
+2V	31—55°	14—20°	68—78°	91,5°	85—95°	<130°
Np:z	—	50—60°	3—10°	—	0—38°	—
Уд. в.	3,215—3,230	3,370	3,375	—	3,390	3,321

Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)

Si	3,011	3,01	3,003	3,00	2,919	3,00	2,999	3,00	3,007	3,01	2,963	3,00
Al	—	—	—	—	0,081	—	0,001	—	—	—	0,037	—
Al	2,698	—	2,804	—	2,791	—	2,589	—	2,540	—	2,479	—
Ti	0,005	2,74	—	3,04	—	3,06	0,016	2,97	0,008	2,99	—	3,00
Fe ⁺³	0,034	—	0,238	—	0,270	—	0,360	—	0,443	—	0,552	—
Mg	0,082	—	0,001	—	0,001	—	—	—	0,013	—	0,039	—
Fe ⁺²	0,110	2,00	0,028	—	0,015	—	0,024	—	0,009	—	0,063	—
Mn	—	—	—	1,95	—	1,98	0,019	1,99 ^a	0,003	2,01	0,011	1,96
Ca	1,807	—	1,920	—	1,963	—	1,942	—	1,984	—	1,846	—
OH	1,742	—	0,952	—	0,938	—	1,111	—	0,955 ^b	—	1,114	—

1. Клиноцоизит из кварцита, Юлвия, Финляндия (Hietanen, 1938). Аналитик И. Стольберг.
2. Клиноцоизит из жила в амфиболите, гора Камадерри, Уиклоу, Эйра (Johnston, 1949). Аналитик Р. У. Джонстон (внутренняя часть зонального кристалла; внешняя часть см. анал. 3).
3. Клиноцоизит из жила в амфиболите, гора Камадерри, Уиклоу, Эйра (Johnston, 1949). Аналитик Р. У. Джонстон.
4. Эпидот, ассоциирующий с плагиоклазом (Алс) из филлита, Лабрамон, Бельгия (Autin, 1955). (Кроме того, в анализе Na₂O 0,02.)
5. Клиноцоизит из анортита, Ситтампунди, Мадрас, Индия (Subramaniam, 1956). Аналитик И. К. Осунди. (Содержание Cl от 0,07, поправка на Cl 0,02.)
6. Эпидот из прохлорито-апатитово-ортоклазового пегматита, залегающего в диорите Хоули-вилл, Коннектикут (Larham, 1957). Аналитик У. Х. Эрлмен.

^a В том числе Na 0,003.

^b В том числе Cl 0,009.

Таблица 33 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОЦОНЗИТА — ЭПИДОТА

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,70	37,14	36,12	37,00	36,74	36,92
TiO ₂	0,08	0,08	0,09	0,10	—	Сл.
Al ₂ O ₃	24,36	24,13	22,76	22,77	21,62	22,25
Fe ₂ O ₃	11,07	12,55	13,75	14,12	15,07	15,21
FeO	0,29	0,29	0,63	0,30	0,34	0,57
MnO	—	0,04	0,34	0,02	0,01	0,75
MgO	0,52	—	0,72	0,68	0,32	Сл.
CaO	24,10	24,15	23,60	23,10	24,14	23,11
H ₂ O ⁺	1,76	1,74	1,82	1,94	1,90	1,16
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,16
Сумма	99,88	100,12	100,06	100,03	100,14	100,13
Np	1,720	1,722	1,724	1,724	1,726	1,727
Nm	1,738	1,743	1,746	1,749	1,755	1,755
Ng	1,753	1,760	1,765	1,768	1,772	1,768
Ng—Np	0,033	0,038	0,041	0,044	0,046	0,041
+2V	—	—	—	—	—	—
Np : z	—	—	—	—	—	—
Уд. в.	3,382	3,405	3,415	3,423	3,446	3,43

Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)

Si	2,992	2,958	2,906	2,953	2,954	2,998
Al	0,008	0,042	0,094	0,047	0,046	0,002
Al	2,272	2,224	2,066	2,097	2,003	2,128
Ti	0,005	0,005	0,005	0,006	—	—
Fe ⁺³	0,661	0,752	0,833	0,848	0,911	0,929
Mg	0,062	—	0,087	0,081	0,038	—
Fe ⁺²	0,019	0,019	0,042	0,020	0,023	0,039
Mn	—	0,003	0,023	0,001	—	0,052
Ca	2,049	2,061	2,035	1,975	2,080	2,011
OH	0,932	0,924	0,976	1,032	1,020	0,628

7. Эпидот, Пьемонт, Италия (Темпел, 1938).

8. Эпидот, Церматт, Швейцария (Темпел, 1938). Аналитик Х. Темпел.

9. Эпидот, Финляндия (Темпел, 1938). (Кроме того, в анализе K₂O 0,23.)

10. Эпидот, Нордмарк, Швеция (Темпел, 1938).

11. Эпидот, Бурж-д'Уаан, Дофинь (Темпел, 1938).

12. Эпидот из жилы в пегматите, рудник Ицумо (Yokoizuma, 1957). Аналитик Х. Коино.

^a В том числе K 0,023.

Таблица 33 (продолжение)
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОЦИЗИТА — ЭПИДОТА

	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	36,89	36,75	36,52	38,04	39,26	30,99
TiO ₂	—	—	0,00	Сл.	—	—
Al ₂ O ₃	20,94	21,74	20,97	13,10	24,38	17,89
Fe ₂ O ₃	15,92	16,18	17,22	23,42	4,18	12,33
FeO	0,20	0,27	0,45	0,84	—	—
MnO	0,13	0,11	0,00	0,22	—	2,12
MgO	0,14	0,00	0,00	0,31	0,53	0,52
CaO	23,00	22,18	23,05	23,33	20,09	11,50
H ₂ O ⁺	1,93	1,94	1,98	0,38	4,41	1,62
H ₂ O ⁻	0,13	0,53	—	0,09	—	—
Сумма	99,28	99,80 ^а	100,19	99,99	99,64	100,77
Np	1,734	1,739	1,751	—	1,695	1,788
Nm	1,764	1,770	1,784	—	—	1,81
Ng	1,780	1,787	1,797	—	1,715	1,830
Ng—Np	0,046	0,048	0,046	—	0,020	0,042
+2V	108°	108°	116°	—	130°	130°
Np: z	—	4° а	—	—	24°	—
Уд. в.	—	—	3,49	—	—	4,03

Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)

Si	2,990	2,971	2,944	3,221	2,976	2,948
Al	0,010	0,029	0,056	—	0,024	0,052
Al	1,990	2,043	1,936	1,308	2,154	1,954
Ti	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,970	0,984	1,044	1,492	0,238	0,882
Mg	0,017	—	—	0,039	0,059	0,074
Fe ²⁺	0,013	0,017	0,030	0,060	—	—
Mn	0,008	0,007	—	0,016	—	0,170
Ca	1,998	1,921	1,991	2,116	1,632	1,172
OH	1,042	1,046	1,064	0,214	2,230	1,028

13. Эпидот, Такеши, Япония (Ито, 1953).
14. Эпидот из метаморфизованного известняка, Муан, Корея (Ито, 1953). Аналитик Дж. Ито.
15. Эпидот из жилы в диабазе, Уэстфилд, Массачусетс (Palache, 1936). Аналитик Ф. А. Гонье.
16. Эпидот из жилы в пироксен-гранатовых роговиках, Грасси, о. Кинг, Бассов пролив, Австралия (Edwards et al., 1956). Аналитик Г. К. Карлос. (Кроме того, в анализе Na₂O 0,20, K₂O 0,05, P₂O₅ 0,01.)
17. Тавмавит из кварцита, Утокумпу, Финляндия (Eskola, 1933). Аналитик П. Эскола. (При прокаливании H₂O улетучивается; кроме того, в анализе Cr₂O₃ 6,79.)
18. Ганнокит из пегматита, Франклин, Нью-Джерси (Palache, 1937). Аналитик К. Х. Уоррен. (Кроме того, в анализе Mn₂O₃ 1,38; PbO 18,53; SrO 3,89.)

^а Ng: z.

^б В том числе Na 0,032, K 0,005.

^в В том числе Cr³⁺ 0,408.

^г В том числе Mn³⁺ 0,099.

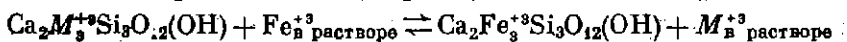
^д В том числе Sr 0,214, Pb 0,474.

жание воды в этом минерале говорит о том, что он может быть изменен. Ганкокит, богатый свинцом и стронцием эпидот (табл. 23 анал. 18), встречен близ Франклина, Нью-Джерси (Palache, 1937).

Температурный интервал, в пределах которого кристаллизуются минералы клиноцоизит-эпидотовой серии, точно не известен. По мнению Стрингема (Stringham, 1949), нижний предел равен примерно 300° С, а Рамберг (Ramberg, 1949) и Розенквист (Rosenqvist, 1952) помещают верхний предел между 400 и 500° С. Образование эпидота вместо основного плагиоклаза при низких температурах метаморфизма, по-видимому, обусловлено увеличением активности Fe^{+3} по сравнению с Al, а также связано с тем, что нормально в структуру полевого шпата может входить лишь небольшое количество Fe^{+3} . При высоком гидростатическом давлении кристаллизуется цоизит, а не моноклинный эпидот; его образование в таких условиях, по-видимому, объясняется тем, что цоизит можно рассматривать как сдвойникованный эпидот.

Миясиро и Секи (Miyashiro, 1958) высказали предположение, что эпидоты, у которых октаэдрические положения вне цепей заняты Fe^{+3} и состав которых близок к $Ca_2Fe^{+3}Al_2Si_3O_{12}(OH)$, более устойчивы, чем эпидоты, у которых октаэдрические положения вне цепей заняты Al. Таким образом, следует ожидать, что в состав эпидотов, образовавшихся при низкой температуре, может войти не более 33 мол. % железистой составляющей, а эпидоты, кристаллизовавшиеся при высоких температурах, будут характеризоваться широким пределом $Al \rightleftharpoons Fe^{+3}$ -замещения.

Розенквист (Rosenqvist, 1952) показал, что при нагревании клиноцоизита и эпидота с радиоактивным хлоридом железа в интервале температур от 180 до 300° С от 5 до 16 дней скорость обмена трехвалентных ионов в этих минералах не зависит от содержания железа в эпидоте и что постоянная равновесия для реакции



должна приближаться к единице. Это может указывать, что отношение Fe^{+3}/Al в эпидотовых минералах примерно соответствует отношению активностей (активных концентраций) Fe^{+3}/Al в растворе, из которого кристаллизовался эпидот.

Оптические и физические свойства

Большие возможности замещений $Al \rightleftharpoons Fe^{+3} \rightleftharpoons Mn^{+3}$ в клиноцоизит-эпидот-пьемонтитовых минералах ведут соответственно и к значительным колебаниям их оптических и физических свойств. Как показатели преломления, так и двупреломление увеличиваются с увеличением количества Al, замещенного на Fe^{+3} (табл. 35), однако имеющиеся данные пока не позволяют установить точное соотношение между показателями преломления и содержанием Fe^{+3} . На фиг. 46 показана зависимость показателей преломления клиноцоизит-эпидотовых минералов, приведенных в табл. 33, от количества атомов Fe^{+3} на формульную единицу. Между 7 и 30 мол. % $Ca_2Fe^{+3}Si_3O_{12}(OH)$ зависимость выявляется четко, однако при экстраполяции в сторону показателей преломления чистого клиноцоизита возникает неопределенность: показатели преломления богатого алюминием клиноцоизита (табл. 33, анал. 1) аномальны, даже если считать все железо трехвалентным. Показатели преломления, особенно N_p , трех богатых железом минералов (табл. 33, анал. 13, 14 и 15) выше, чем

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЬЕМОНИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,57	36,19	36,82	35,26	37,43	36,63	36,55
TiO ₂	0,24	0,13	0,61	0,12	0,10	0,21	0,31
Al ₂ O ₃	24,70	18,62	20,65	23,50	21,27	17,21	12,43
Fe ₂ O ₃	11,31	11,30	9,68	4,65	3,80	6,85	6,43
Mn ₂ O ₃	0,96	8,98	9,99	12,13	11,80	17,78	22,00
FeO	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	0,28	—	—	—	—	—
MgO	0,09	0,17	0,04	0,21	—	0,85	—
CaO	23,32	22,34	18,96	22,73	24,75	18,98	16,10
Na ₂ O	0,00	—	Сл.	—	—	0,00	2,59
K ₂ O	0,00	—	Сл.	—	—	0,00	0,59
H ₂ O ⁺	1,83	2,20	2,06	1,37	0,92	1,75	3,02
H ₂ O ⁻	0,21	0,01	0,06	—	0,04	—	0,00
Сумма	100,32	100,33	100,10	99,97	100,11	100,26	100,02
Np	1,733	—	1,754	1,7385	1,732	1,794	1,7558
Nm	1,750	—	1,772	1,7649	1,750	1,807	1,7876
Ng	1,762	—	1,795	1,7985	1,778	1,819	1,8286
Ng—Np	0,029	—	0,041	0,050	0,046	0,025	0,0728
+2V	102°	76°	85°	64—75°	—	79°	85°56'
Np : z	—	—	—	—	—	9°	4°34'
Уд. в.	3,39—3,40	3,52	—	3,46	—	—	3,470

Таблица 34 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7
Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)							
Si	2,974	2,933	2,966	2,854	3,041	2,986	3,004
Al	0,026	0,067	0,034	0,146	—	0,014	—
Al	2,279	1,711	1,926	2,099	2,038	1,640	1,204
Ti	0,014	0,007	0,036	0,007	0,013	0,013	0,019
Fe ⁺³	0,673	0,699	0,586	0,283	0,232	0,420	0,398
Mn ⁺³	0,058	0,552	0,610	0,747	0,729	1,102	1,376
Mg	0,010	0,020	0,004	0,025	—	0,103	—
Fe ⁺²	—	—	—	—	—	—	—
Ca	1,978	1,940	1,636	1,971	2,155	1,658	1,418
OH	0,967	1,188	1,106	0,740	0,499	0,950	1,656

1. Пьомонит (витамит) из полостей и жил в андезитах, Глен-Кое, Шотландия (Hutton, 1938). Аналитик К. О. Хаттон. (Кроме того, в анализе SrO 0,09.)
2. Пьомонит из кварцевой жилы, Ултевис, Швеция (Obstap, 1950). (Кроме того, в анализе BaO 0,01, F 0,10.)
3. Пьомонит из кварцево-мусковитового сланца, озеро Вакаитиу, Западное Отаго, Новая Зеландия (Hutton, 1940). Аналитик К. О. Хаттон. (Кроме того, в анализе SrO 1,23.)
4. Пьомонит из зоны нарушений, округ Мадера, Калифорния (Short, 1933). (Исправлено из расчета 2,79% примесей)
5. Пьомонит из фельзита, горы Таскон-Маунтинс, Аризона (Guild, 1935). Аналитик П. Х. М. И. Бринтон.
6. Пьомонит из перматита, Чикла, округ Бхандара, Индия (Bilgram, 1956). Аналитик Р. К. Филиппс.
7. Пьомонит, Лонгбан, Швеция (Mallquist, 1929). Аналитик Дж. Джекоб.

^a В том числе Sr 0,004.

^b В том числе Mn⁺² 0,015.

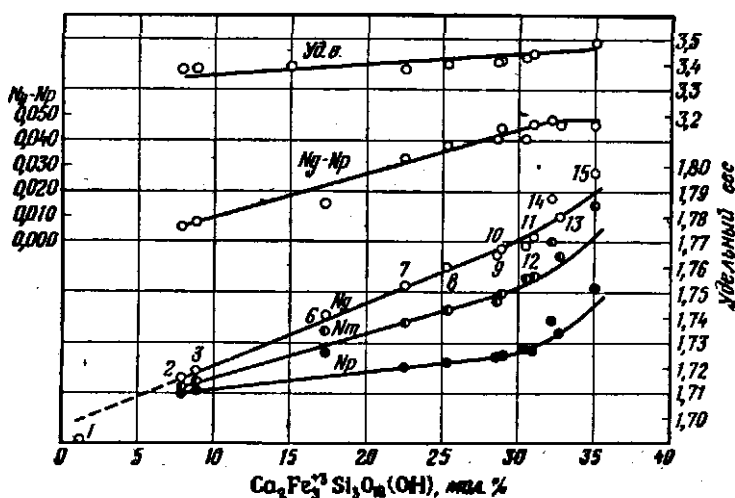
^v В том числе F 0,025.

^г В том числе Sr 0,057.

^д В том числе Na 0,412, K 0,062.

это можно было бы ожидать при экстраполяции показателей преломления минералов с более низким содержанием железа.

Большинство пьомонитов имеет более высокие показатели преломления, чем минералы клиноцоизит-эпидотовой серии. Хотя влияние на величину показателей преломления замещения Al на Mn^{+3} точно не установлено, оно, по-видимому, сходно с влиянием замещения Al на Fe^{+3} . На фиг. 47 показана зависимость Ng пьомонитов (табл. 34) и клиноцоизит-эпидотов от количества атомов Fe^{+3} и Mn^{+3} на формульную единицу.



Ф И Г. 46. Изменение показателей преломления, двупреломления и удельного веса с изменением содержания Fe^{+3} в клиноцоизит-эпидотовых минералах. Цифры относятся к анализам табл. 33.

Ng двух пьомонитов (анал. 1 и 5), содержащих менее 32 мол. % $Ca_2(Mn^{+3}, Fe^{+3})_3Si_3O_{12}(OH)$, мало отклоняются от линейной зависимости между показателями преломления и составом, проявляющейся у всех минералов этой серии, но особенно характерной для железистых разновидностей. Однако пьомониты с более высоким содержанием $Ca_2(Mn^{+3}, Fe^{+3})_3Si_3O_{12}(OH)$ и с высокими показателями преломления заметно отклоняются от значений, экстраполированных на основании данных по минералам клиноцоизит-эпидотовой серии, и в этом отношении сходны с наиболее богатыми железом эпидотами. Это резкое изменение в величине показателей преломления пьомонитов и богатых железом эпидотов, в которых количество $Mn^{+3} + Fe^{+3}$ превышает один атом на формульную единицу, может быть связано с замещением Al, входящего в цепи октаэдров AlO_6 и $AlO_4(OH)_2$ в структуре эпидота.

Углы оптических осей бедных железом клиноцоизитов колеблются в очень широких пределах. Так, колебаниям состава от 5 до 10 мол. % $Ca_2Fe^{+3}Si_3O_{12}(OH)$ соответствуют колебания значений $+2V$ от 14 до 89° . Более высокому содержанию Fe^{+3} , как правило, соответствуют более высокие значения углов оптических осей, и примерно 15 мол. % $Ca_2Fe^{+3}Si_3O_{12}(OH)$ соответствует угол $2V$ 90° . В эпидотах* еще большее замещение Al на Fe^{+3} сопровождается увеличением значения $+2V$,

* Эпидот определяется здесь как член серии с $+2V$ 90° .

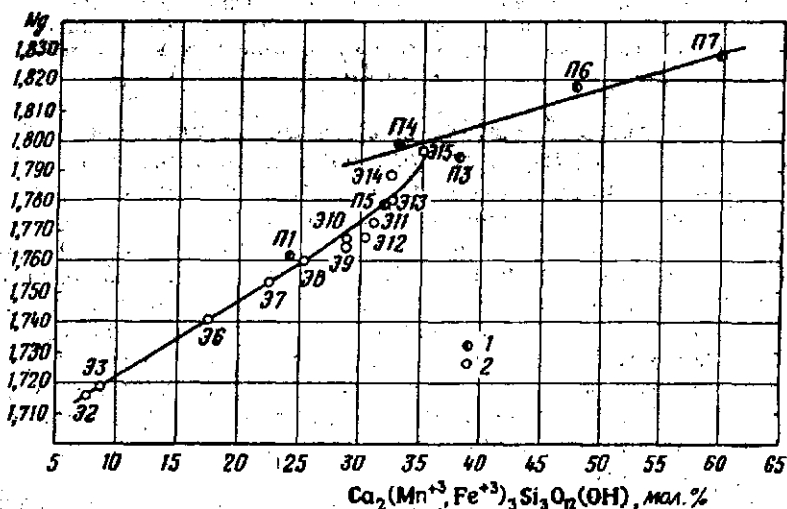
Таблица 35

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, ПАРАМЕТРЫ РЕШЕТКИ И ОБЪЕМЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ
ПЯТИ КЛИНОЦОИЗИТ-ЭПИДОТОВЫХ МИНЕРАЛОВ (Seki, 1959)

	1	2	3	4	5
Np	1,710	1,710	1,726	1,729	1,740
Nm	1,713	1,714	1,735	1,754	1,768
Ng	1,719	1,719	1,741	1,776	1,787
+2V	65°	74—78°	>130°	106—107°	106°
Np:z	<2°	2°	7°	8°	13°
a (Å)	8,87	8,87	8,88	8,89	8,90
b (Å)	5,59	5,59	5,61	5,63	5,63
c (Å)	10,15	10,15	10,17	10,19	10,20
β	115°27'	115°27'	115°25'	115°24'	115°24'
Объем элементарной ячейки (Å ³)	454,4	454,5	457,6	460,7	461,7
Fe ⁺² : (Al+Fe ⁺³)	0,08	0,08	0,20	0,30	0,38

1. Клиноцоизит, Сасагүри, Я. Клиноцоизит, Канто. 3. Эпидот, Хоулианш. 4. Эпидот, Канто. 5. Эпидот, Дофине.

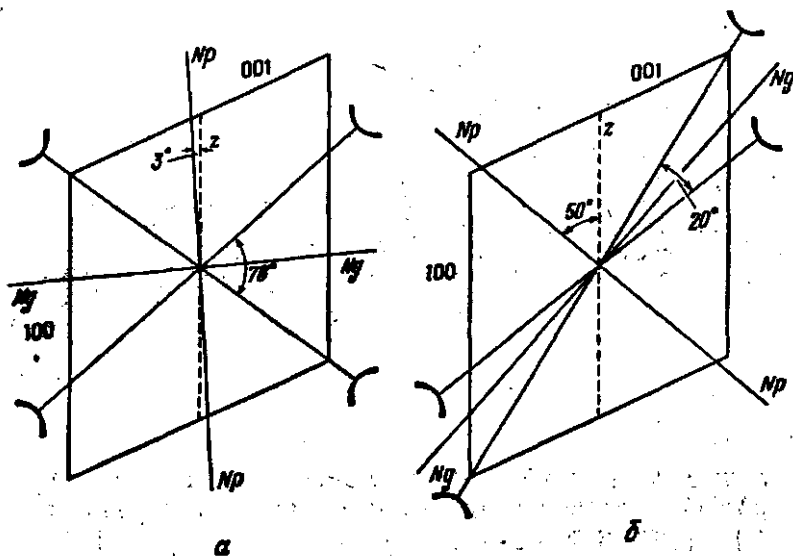
и в наиболее богатых железом минералах +2V может достигать 116°. В клиноцоизитах, в которых содержание $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+2}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ менее 5 мол. %, угол погасания Np:z колеблется в очень широких пределах (фиг. 48),

Фиг. 47. Изменение Ng в зависимости от изменения содержания $(\text{Mn}^{+2}, \text{Fe}^{+3})$ в клиноцоизите, эпидоте и пьомоните.

Цифры относятся к анализам табл. 33 и 34. 1—пьомонит; 2—клиноцоизит-эпидот.

но связан с колебаниями угла оптических осей (Johnston, 1949). Во всех случаях Np располагается в тупом углу между кристаллографическими осями y и z.

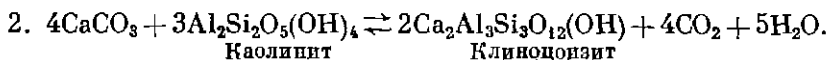
Зональность — характерная особенность эпидотовых минералов, и небольшие изменения в химическом составе могут сопровождаться сильными различиями в оптических свойствах, особенно в величине углов оптических осей и углов погасания. В табл. 33, anal. 2 и 3, приведены составы внутренней и внешней зон кристалла клиноцоизита; показатели преломления N_p этих зон колеблются от 1,710 до 1,712, а значения наибольшего показателя преломления N_g изменяются от 1,716 до 1,719. Во



Ф и Г. 48. Оптическая ориентировка клиноцоизита из Камадерри, графство Уиклоу, Эйре (Johnston, 1949).

внутренней зоне угол оптических осей колеблется от 14° до 20° , а угол погасания в тупом углу между кристаллографическими осями x и z — от 50° до 60° , в то время как соответствующие значения для внешней зоны равны $+2V\ 68 - 78^\circ$, $N_p : z = 3 - 10^\circ$ (фиг. 49). Как правило, и клиноцоизиты, и эпидоты характеризуются сильной дисперсией, однако довольно часто встречаются исключения, и в пределах одного зонального кристалла могут наблюдаться разные дисперсии. Во внешней зоне кристалла клиноцоизита, описанного Джонстоном (Johnston, 1949), в свете с длиной волны между 579 и 436 μ ($N_p : z$ для обеих длин волн равно 3°) дисперсия оптической биссектрисы отсутствует, но в центральной части кристалла дисперсия увеличивается до 22° для того же интервала длин волн (579 μ — $N_p : z = 51^\circ$; 436 μ — $N_p : z = 29^\circ$). Сильная дисперсия, особенно в клиноцоизите, ведет к появлению аномальных коричневых, синих или желто-синих цветов интерференции. Эпидоты, как правило, вытянуты параллельно оси y , и некоторые сильно зональные минералы в центральной и периферической зонах могут иметь различный знак удлинения, так как в результате вращения эллипсоида близ оси y будет расположена в одних случаях N_p , а в других N_g .

Бедные железом клиноцоизиты бесцветны, а плеохроизм моноклинных эпидотов тесно связан с замещениями $Al \rightleftharpoons Fe^{+3}$ и $Al \rightleftharpoons Mn^{+3}$. В эпидоте плеохроизм различен по своей интенсивности, но обычно он сильный в желтых и зеленых тонах. Пьемонтиты интенсивно окрашены и плеохроируют: по N_g — светло-розовый до карминного и кроваво-красного, по



Наолипит

Клиноцоизит

По мнению Рамберга (Ramberg, 1952), правая сторона первого уравнения отмечает верхний предел фации зеленых сланцев и начало эпидот-амфиболитовой фации, типичными породами которой являются эпидот-олигоклазовые гнейсы гранодиоритового состава (гельсинкиты). Харпум (Harpum, 1954) показал, что в докарруских кристаллических породах Танганьики верхний предел альбит-эпидот-амфиболитовой фации соответствует примерно равновесной ассоциации эпидота и плагиоклаза Ab_{80-85} . Однако с эпидотом может встречаться и более основной плагиоклаз, и Франсис (Francis, 1958) описал известковые скарны с эпидотом, находящимся в равновесии с андезином (Ab_{64}).

В процессе ретроградного метаморфизма, сопровождающегося дислокациями, ионы кальция могут быть освобождены из плагиоклаза, пироксена и амфибола и фиксированы в минералах группы эпидота, тремолите, актинолите, скаполите, кальците и сфене; таким путем образуются небольшие количества клиноцоизита в некоторых анортозитах, бедных железо-магnezияльными минералами. Кроме того, эпидот является нормальным продуктом дислокационного метаморфизма основных изверженных пород; линзовидные скопления эпидота, как правило, развиваются в процессе ретроградного метаморфизма пород от амфиболитовой до альбит-эпидот-амфиболитовой фаций и фации зеленых сланцев. Концентрация здесь относительно небольших масс, обогащенных эпидотом, может быть связана с его устойчивостью в зонах скольжения и его отделением в процессе метаморфизма от более легко деформирующихся минералов, например кварца и альбита.

Миясиро и Секи (Miyashiro, Seki, 1958) показали, что состав эпидота из пород самой низкой ступени метаморфизма, относящихся к серии метаморфических пород гор Канто, Япония, характеризующихся последовательным увеличением степени метаморфизма, колеблется примерно от 20 до 35 мол. % $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$; этот эпидот не зонален. С увеличением степени метаморфизма увеличиваются различия в составе эпидота, и в породах актинолитово-зеленосланцевой фации состав его колеблется примерно от 0 до 50 мол. % железистой составляющей. Минералы сильно зональны, и периферические зоны беднее Fe^{+3} , чем центральные части кристаллов. В зоне более высокого метаморфизма эпидот кристаллических сланцев, образованных за счет глинистых и песчаных пород, как правило, характеризуется более низким содержанием Fe^{+3} , чем эпидот, встречающийся в ассоциирующих с ним породах, образованных за счет основных пород, что явно связано с различным составом первичных пород; в этих породах пределы колебаний состава эпидота также расширяются по направлению к разностям, бедным окисью железа. Миясиро и Секи (Miyashiro, Seki, 1958) описали подобные изменения состава в эпидотах основных изверженных пород района Бесси, Сикоту. И здесь расширение поля составов с увеличением степени метаморфизма более характерно для разностей, обладающих более низким содержанием Fe^{+3} . Однако периферические зоны эпидотов из этих пород, как правило, богаче Fe^{+3} , чем центральные части; возможно, что здесь зональность связана с ретроградным метаморфизмом, обусловленным уменьшением температуры.

Эпидотизация — основной процесс низкотемпературного кальциевого метасоматоза. Этот вид метасоматоза может ограничиваться жилами, однако эпидот встречается также в выполнениях трещин и в метасоматичес-

ки измененных боковых породах (Firman, 1957). В некоторых гранитах наблюдается широкое развитие эпидота, который замещает роговую обманку и биотит, а также калиевый полевой шпат; при этом конечным продуктом метасоматоза является кварц-эпидотовая ассоциация.

В некоторых основных породах клиноцоизит и эпидот в небольших количествах встречаются как продукты магматической кристаллизации остаточных межкристалльных жидкостей. Минерал этот здесь обычно беден железом, т. е. является клиноцоизитом, а высокое содержание в нем алюминия, по-видимому, обусловлено относительно низким окислительно-восстановительным потенциалом жидкости, в которой он кристаллизовался. Кристаллизация в этом парагенезисе является следствием увеличения активности гидроксидов и иона Fe^{+3} во время конечных стадий процесса кристаллизации.

Соссюритизация плагиоклаза с образованием альбита, цоизита, эпидота, клиноцоизита и кальцита обусловлена деятельностью гидротермальных растворов, а не выветриванием. Это низкотемпературное изменение основного плагиоклаза может быть выражено следующим уравнением:



Эпидот относится к стресс-минералам, но, хотя его образованию, как и образованию других так называемых стресс-минералов, благоприятствуют направленное давление и низкие температуры, он также является типичным минералом метасоматических пород. Кроме того, эпидот кристаллизуется из поздних гидротермальных растворов, а также в миндалинах, пустотах и трещинах, которые не характерны для условий стресса.

Хотя пьомонтит образуется в различных условиях, его распространение по сравнению с клиноцоизит-эпидотовыми минералами ограничено. Марганцевые эпидоты встречаются в пределах некоторых регионально метаморфизованных участков, где они приурочены в основном к породам низкой степени метаморфизма, и в типичном месторождении — в Пьемонте, Италия, пьомонтит встречается в серицитовых сланцах. Подобные условия распространения пьомонтита — в кварц-мусковито-пьомонтиновых сланцах — описаны Хаттоном (Hutton, 1940) (табл. 34, анал. 3). Образование пьомонтита в таких сланцах завершается до образования биотита; эти породы относятся к фациям глаукофановых сланцев и зеленых сланцев. Пьомонтит присутствует в некоторых средних и кислых эффузивных породах и описан из андезитов и риолитов (Larsen, 1927) и фельзитов (Guild, 1935). В последних пьомонтит (табл. 34, анал. 5) приурочен к породам, содержащим только 0,07 — 0,14% MnO . Однако минерал не распространяется равномерно по всему фельзитовому телу, а встречается в виде сегрегационных скоплений, окаймляющих включения, а также в кварцевых прожилках как в самом фельзите, так и во вмещающих песчаниках; в этом парагенезисе кристаллизация, по-видимому, происходила из гидротермальных растворов. Бедный марганцем пьомонтит — витамит (табл. 34, анал. 1) найден в пустотах и жилах в андезите (Hutton, 1938) и характеризуется сходным парагенезисом. Марганцевый эпидот является характерной составной частью красного «античного порфира» (porfido rosso antico) из Гебель-Докана, Египет. Это жильная порода среднего состава, в которой одним из главных компонентов тонкозернистой основной массы является витамит. Самые богатые марганцем пьомонтиды ассоциируют с марганцевыми рудами и имеют метасоматическое происхождение (табл. 34, анал. 7). Необычный парагенезис пьомонтита

(табл. 34, anal. 7) описан из пегматита, контаминированного марганцевой рудой (Bilgrami, 1956).

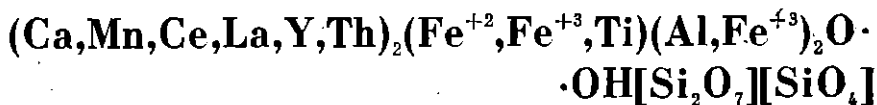
Мияси́ро и Се́ки (Miyashiro, Seki, 1958) отмечали, что состав пьомонтитов связан с их парагенезисами и что пьомонтиты, встречающиеся в сланцах низкой ступени метаморфизма, содержат меньше марганца, чем пьомонтиты, ассоциирующие с эффузивными породами. Так, состав пьомонтита и эпидота, кристаллизовавшихся при низких температурах, приближается к $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, а с увеличением температуры поле составов увеличивается не только в направлении более высокого и более низкого содержания Fe^{+3} , но также в направлении более высокого содержания Mn^{+3} .

ЛИТЕРАТУРА

- Autun P., 1955. Epidote de Libramont, Ann. Soc. Géol. Belgique, 79, 29 (M. A. 13—67).
- Белов Н. В., Руманова И. М., 1953. Кристаллическая структура эпидота $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, ДАН СССР, 89, № 5, 853—856.
- Bilgrami S. A., 1956. Manganese silicate minerals from Chikla, Bhandara District, India, Mineral. Mag., 31, 236.
- Bujov D. J., 1931. Über die Kristallstruktur des Epidots I, Zeit. Krist., 78, 386.
- Coes L., 1955. High pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.
- Edwards A. B., Baker G., Callow K. J., 1956. Metamorphism and metasomatism at King Island scheelite mine, Journ. Geol. Soc. Australia, 3, 55.
- Ehlers E. G., 1953. An investigation of the stability relations of the Al—Fe members of the epidote group, Journ. Geol., 61, 231.
- Eskola P., 1933. On the chrome minerals of Outokumpu, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 7, 26.
- Fenoglio M., 1938. Sulla presenza dell' epidoto nella tonalite di Val Nambrone (Gruppo dell' Adamello), Periodico Min. Roma. 9, 19 (M. A. 7—362).
- Firman R. J., 1957. Fissure metasomatism in volcanic rocks adjacent to the Shap Granite, Westmorland, Quart. Journ. Geol. Soc., 113, 205.
- Flawn P. T., 1951. Nomenclature of epidote rocks, Am. Journ. Sci., 249, 769.
- Francis G. H., 1958. Petrological studies in Glen Urquhart, Inverness-shire, Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Min., 1, 123.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J., 1958. Metamorphic reactions and metamorphic facies, Geol. Soc. Am., Mem. 73.
- Guild F. N., 1935. Piedmontite in Arizona, Am. Mineral., 20, 679.
- Harpum J. R., 1954. Formation of epidote in Tanganyika, Bull. Geol. Soc. Am., 65, 1075.
- Hietanen A., 1938. On the petrology of Finnish quartzites, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 122.
- Hornstra J., Terpstra P., 1950. A note on the crystallography of epidote, Mineral. Mag., 29, 68.
- Hutton C. O., 1938. On the nature of withamite from Glen Coe, Scotland, Mineral Mag., 25, 119.
- Hutton C. O., 1940. Metamorphism in the Lake Wakatipu Region, Western Otago, New Zealand, Dept. Sci. & Ind. Research, New Zealand, Geol. Mem., No. 5.
- Hutton C. O., 1942. Piedmontite-bearing quartz schists from Black Peak, north-western Otago, New Zealand Journ. Sci. Tech., 23, 231.
- Ito J., 1947. The structure of epidote $\text{HCa}_2(\text{AlFe})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{13}$, Am. Mineral., 32, 309.
- Ito J., 1953. Recueil minéralogique (1) Épidote de Munam (2) Épidote de Takeshi, Min. Soc. Japan, 1, 63 (M. A. 12—479).

- Ito J., Morimoto N., Sadanaga R., 1954. On the structure of epidote, *Acta Cryst.*, 7, 53.
- Johnston R. W., 1949. Clinzoisite from Camaderry Mountain, Co. Wicklow, *Mineral. Mag.*, 28, 505.
- Lapham D. M., 1957. Epidote from Hawleyville, Connecticut, *Am. Mineral.*, 42, 62.
- Lokka L., 1943. Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale: Glimmer, Pyroxene, Granate, Epidote, u. a. Silikatminerale sowie melnikowit-ähnliches Produkt und Shungit, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, No. 129, 1.
- Machatschki F., 1930. Die kristallochemischen Beziehungen zwischen Epidot-Zoisit und Orthit-Allanite, *Centr. Min., Abt. A*, 89.
- Malmquist D., 1929. Studien innerhalb der Epidotgruppe mit besonderer Rücksicht auf die manganhaltigen Glieder, *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 22, 223.
- Mayo E. B., 1932. Two new occurrences of piedmontite, in California, *Am. Mineral.*, 17, 238.
- Miyashiro A., Seki Y., 1958. Enlargement of the composition field of epidote and piemonte with rising temperature, *Am. Journ. Sci.*, 256, 422.
- Ödman O. H., 1950. Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, north Sweden. Part. 2. Mineralogical notes, *Årsbok Sveriges Geol. Undersök*, 44, No. 2.
- Palache C., 1936. Babingtonite and epidote from Westfield, Massachusetts, *Am. Mineral.*, 21, 652.
- Ramberg H., 1949. The facies classification of rocks, a clue to the origin of quartzofelspathic massifs and veins, *Journ. Geol.*, 57, 18.
- Rondolino R., 1938. Sopra l'epidoto delle «Gonffies» di Brusserailles in Valtouranche (Val d'Aosta), *Periodico Min. Roma*, 9, 25 (M. A. 7—363).
- Rosenqvist I. Th., 1952. The metamorphic facies and the feldspar minerals, *Universitets i Bergen Arbok, Naturv.*, No. 4.
- Seki Y., 1959. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote, *Am. Mineral.*, 44, 720.
- Short A. M., 1933. A chemical and optical study of piedmontite from Shadow Lake, Madera County, California, *Am. Mineral.*, 18, 493.
- Smethurst A. F., 1935. Anomalies in the analytical determination of water in epidote, *Mineral. Mag.*, 24, 173.
- Subramaniam A. P., 1956. Mineralogy and petrology of the Sittampundi Complex, Salem District, Madras State, India, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 317.
- Tempel H.-G., 1938. Der Einfluss der seltenen Erden und einiger anderer Komponenten auf die physikalischoptischen Eigenschaften innerhalb der Epidotgruppe, *Chemie der Erde*, 11, 525.
- Tomasi L., 1940. Fassaite di val di Solda e suer paragenesi, *Studi Trentini Sci. Nat.*, 21, 85.
- Yokoyama K., 1957. Two skarn epidotes from the vicinity of Mt. Uzumine, Fukushima Prefecture, *Sci. Reports Tohoku Univ.*, 3rd Series, 5, No. 3, 373.

Алланит



МОНОКЛИННЫЙ (—) (+)

Np 1690—1,791*,
Nm 1,700—1,815
Ng 1,706—1,828
Ng—Np 0,043—0,036
—2V 40—123°
Np : z 1—42°
Nm=y; пл. о. о. (010)**
Дисперсия $r > v$
Уд. в. 3,4—4,2***
Тв. 5—6,5
Спайность По {001} несовершенная,
Двойникование по {100} и {110} слабая
Цвет По {100}, по {001} редко

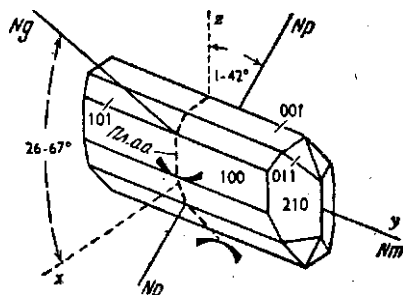
Плеохроизм

Элементарная ячейка

Светло-бурый до черного; в шлифах иногда бесцветный, но обычно буровато-желтый или бурый

По Np	По Nm	По Ng
красновато-бурый	буровато-желтый	зеленовато-бурый
буровато-красный	красновато-бурый	темный красновато-бурый
светло-бурый	бурый	очень темный красно-бурый
бесцветный	светло-зеленый	зеленый

a 8,98; b 5,75; c 10,23 Å; β 115°00'
Z=2. Пространственная группа $P2_1/m$
Желатинирует с HCl



Алланит — характерный аксессуарный минерал многих гранитов, гранодиоритов, монзонитов и сиенитов; кроме того, в гораздо больших количествах он встречается в некоторых известковых скарнах и пегматитах. Обычно мы имеем дело с хорошо окристаллизованным материалом, однако минерал нередко находится в метамиктном состоянии. Термин

* Некоторые метамиктные алланиты изотропны с N 1,54—1,72.

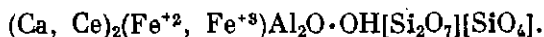
** Плоскость оптических осей иногда перпендикулярна (010).

*** Удельный вес метамиктных алланитов может равняться 2,8 г/см³.

«ортит» часто используется как синоним термина «алланит». Первоначально название «алланит» употреблялось для обозначения неизменных перийсодержащих эпидотовых минералов таблитчатой формы, вытянутых параллельно ортопинакоиду, а термин «ортит» — для обозначения измененных и гидратированных периевых эпидотов призматического габитуса. Многие авторы не придерживаются этой номенклатуры, и ее трудно использовать, так как встречаются изотропные и двупреломляющие разновидности как среди неизменных, так и среди гидратированных периевых эпидотов. Хаттон (Hutton, 1951) предложил использовать только одно название «алланит», которое имеет приоритет, для обозначения как измененных и гидратированных, так и кристаллических форм периевого эпидота. Винчелл (Winchell, 1951) употреблял термин «алланит» для обозначения подгруппы эпидотовых минералов, содержащих редкие земли, термин «ортит» — для обозначения обычных периевых эпидотов, «магнезиоортит» — для обозначения редкого эпидота из Норберга, содержащего магний, перий и лантан, а термин «нагательит» — для обозначения редкого фосфорсодержащего периевого эпидота. Поскольку точный состав магниевого ортита неизвестен и встречается этот минерал, как и нагательит, чрезвычайно редко, эти термины можно считать излишними. Следует принять предложение Хаттона и использовать название «алланит» для обозначения всех периевых эпидотов, а термины «магниевый алланит» и «фосфорный алланит» — вместо названий «магниевый ортит» и «нагательит» соответственно. Алланит назван по фамилии минералога Т. Аллана*.

Структура

Структура алланита (табл. 36, анал. 11) определена Уеда (Ueda, 1955). Каркас структуры состоит из цепей связанных друг с другом $Al - O(OH)$ -октаэдров, параллельных оси y . Каждая октаэдрическая группа по обе стороны имеет по общему ребру с соседней группой. В структуре содержатся независимые тетраэдры SiO_4 и Si_2O_7 , которые связаны с цепями посредством атомов (Fe^{+2}, Fe^{+3}) в октаэдрической координации и атомов (Ca, Ce) в восьмерной координации. Структура алланита сходна со структурой эпидота и может быть выражена следующей формулой:



Алланит может рассматриваться как эпидот, в котором некоторые атомы Ca замещены атомами редких земель; электростатический баланс при этом уравнивается замещением Fe^{+3} на Fe^{+2} .

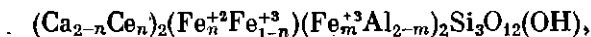
Для нескольких алланитов измерены межплоскостные расстояния d (Bergman, 1952; Imegaki et al., 1957); они существенно различаются. Некоторые алланиты, обладающие двупреломлением и дающие интерференционную картину, оказываются рентгеноаморфными. Переход таких минералов в кристаллическое состояние может быть осуществлен при прокаливании на воздухе или в атмосфере инертного газа при температуре от 800 до 850° С. Порошковые рентгенограммы нагретых и перекристаллизованных метамиктных минералов сходны с порошковыми рентгенограммами нематамиктных кристаллов. Порошки 5 различных алланитов,

* В Советском Союзе обычно используется термин «ортит». — Прим. ред.

от полностью метамиктных до слабо метамиктных разностей, прокаленные на воздухе при 700° С в течение 4 час, частично вновь перешли в кристаллическое вещество.

Химизм

Различия химического состава алланита связаны главным образом с замещениями двух типов: $\text{Ca} \rightleftharpoons$ редкие земли и $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}$. Эти замещения взаимосвязаны: замещение Са ионами более высокой валентности, в основном ионами группы редких земель, требует уравнивающего замещения трехвалентных ионов двухвалентными в октаэдрических положениях. Таким образом, алланит — единственный член группы эпидота, в котором двухвалентное железо является существенной составной частью. Об этом свидетельствует значительное отклонение от общей формулы эпидота числа катионов, пересчитанных на $13(\text{O}, \text{OH})$, что обнаруживается при анализах алланита, в котором все железо рассматривается как трехвалентное*. В результате изучения 126 анализов Хасегава (Hasegawa, 1960) пришел к выводу, что в алланитах основные компоненты присутствуют во вполне определенных количествах. Он дал следующую общую формулу алланита:



где $n = 0,60 \rightarrow 1,00$, $m = 0,05 \rightarrow 0,45$. Алланиты содержат наиболее богатую ассоциацию цериевых земель из всех редкоземельных минералов. Девять алланитов из кислых и средних пород (Smith et al., 1957) содержат следующие редкие земли (в порядке убывания): для цериевых земель — Ce (La, Nd, Pr), Sm, Eu, для итриевых земель — (Gd, Dy), (Er, Yb, Lu), (Ho, Tm); Nb (Cooke, Perry, 1945); могут присутствовать также V, Sn и Zn. В большинстве цериевых эпидотов присутствуют радиоактивные элементы; в алланитах из изверженных пород было обнаружено от 0,35 до 2,23% Th и 36 — 656 ч. на млн. U (Smith, et al., 1957). Оба элемента имеют сходные ионные радиусы с редкими землями, и в вычисленной формуле Th включен в группу X, где он замещает Са и является неотъемлемой частью структуры алланита. Характер распределения редкоземельных металлов в алланите описан Ранкамой и Сахамой (Rankama, Sahama, 1950).

Как и в других эпидотах, отмечается небольшое замещение Si на Al. Описаны редкие бериллийсодержащие илланиты (Iimori, 1939; Quenpel, Alfveldt, 1945). Имея небольшой ионный радиус, атом бериллия может замещать кремний в структуре. Как японские, так и шведские бериллиевые алланиты характеризуются высоким содержанием H_2O , а шведский минерал сильно изменен**. Структурная формула японского минерала содержит 0,55 атома Be и 2,83 атома Si на формульную единицу. Число атомов в группе Y (2,64) невелико и возможно, что Be занимает по крайней мере некоторые положения Al в структуре. Весьма интересен цериевый эпидот — нагателит (табл. 36, анал. 12), описанный Айимори (Iimori et

* Например, химические анализы алланита из гранодиорита Каскадных гор, Айдахо (Smith et al., 1957): SiO_2 30,35, Al_2O_3 7,56, Fe_2O_3 18,14, CaO 12,90, MgO 1,43, MnO 0,38, Ce_2O_3 11,06, другие окислы редких земель 14,49, ThO_2 1,2, U 0,0036, H_2O^+ 2,00, дают структурную формулу $\text{X}_{2,57}\text{Y}_{2,21}\text{Z}_3\text{O}_{12}(\text{OH})_{1,3}$.

** Анализы содержат H_2O^+ 7,98, CO_2 8,84, F 1,92; минерал изотропен, N 1,663.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЛАНИТА

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	30,32	30,21	30,58	29,89	30,22	28,80
TiO ₂	0,04	0,16	—	0,89	0,38	2,02
ZrO ₂	—	—	0,57	—	—	—
ThO ₂	1,70	1,84	0,26	0,82	1,53	0,95
SnO ₂	—	0,18	—	0,33	—	—
Al ₂ O ₃	15,89	15,93	12,71	19,09	16,94	10,00
Fe ₂ O ₃	3,77	4,45	5,74	6,41	2,97	10,25
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	1,85	2,93	—	0,81	3,43	0,00
Ce ₂ O ₃	7,44	8,12	—	10,58	7,50	9,06
La ₂ O ₃	14,74	—	—	11,97	11,55	13,36
BeO	—	—	2,49	—	0,13	—
FeO	10,81	12,38	10,81	8,49	10,50	7,33
ZnO	—	—	—	—	—	—
MnO	6,06	1,62	2,05	—	1,58	6,74
MgO	0,32	0,13	—	0,15	0,05	0,58
CaO	4,28	7,41	8,20	8,48	10,39	10,08
H ₂ O ⁺	2,13	1,32	3,33	1,84	2,19	1,32
H ₂ O ⁻	0,24	0,65	—	0,22	0,33	0,00
Сумма	99,59	100,32	100,68	100,37	99,69	100,505
Np	—	—	—	—	—	1,791
Nm	—	—	—	1,716	—	1,815
Ng	—	—	—	—	—	1,822
Ng—Np	—	—	—	—	—	0,031
—2V	—	—	—	—	—	40°
Np: z	—	—	—	—	—	20°
Уд. в.	3,943	3,82	—	3,54	3,862	3,95

Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)

Be	—	—	0,553	—	0,030	—
Si	2,943 } 3,00	2,962 } 3,00	2,825 } 3,38	2,803 } 3,00	2,862 } 3,00	2,866 } 3,00
Al	0,057 } 2,04	0,038 } 2,13	— } 1,78	0,197 } 2,37	0,108 } 2,00	0,134 } 1,81
Al	1,762 } 2,04	1,804 } 2,13	1,385 } 1,78	1,914 } 2,37	1,786 } 2,00	1,039 } 1,81
Fe ⁺³	0,275 } 2,04	0,329 } 2,13	0,399 } 1,78	0,452 } 2,37	0,212 } 2,00	0,768 } 1,81
Mg	0,046 } 0,93	0,019 } 1,05	— } 0,86	0,020 } 0,76	0,007 } 0,86	0,086 } 0,85
Ti	0,003 } 0,93	0,012 } 1,05	— } 0,86	0,063 } 0,76	0,027 } 0,86	0,151 } 0,85
Fe ⁺²	0,878 } 0,93	1,015 } 1,05	0,836 } 0,86	0,663 } 0,76	0,832 } 0,86	0,610 } 0,85
Sn	— } 0,93	0,008 } 1,05	— } 0,86	0,012 } 0,76	— } 0,86	— } 0,85
Zn	— } 0,93	— } 1,05	— } 0,86	— } 0,76	— } 0,86	— } 0,85
Zr	— } 0,93	— } 1,05	0,026 } 0,86	— } 0,76	— } 0,86	— } 0,85

Таблица 36 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6
Mn ⁺²	0,498	0,134	0,160	—	0,127	0,568
Y ⁺³	0,096	0,153	—	0,040	0,173	—
Ca	0,445	0,778	0,812	0,852	1,055	1,074
Th ⁺⁴	0,037	0,041	0,006	0,017	0,033	0,021
Ce ⁺³	0,265	0,292	0,8165	0,364	0,261	0,330
La ⁺³	0,528	—	—	0,414	0,404	0,490
ОН	1,380	0,862	2,052	1,150	1,384	0,877
(Fe ⁺² , Mg)	0,92	1,03	0,84	0,68	0,84	0,70
(Р. з. + +2Th)	0,96	0,97	0,83	0,83	0,87	0,86

1. Алланит из пегматита, Охари, префектура Мияги, Япония (Hasegawa, 1957). Аналитик С. Хасегава.
2. Алланит из пегматита, Татейва, префектура Эхиме, Япония (Umegaki, 1957). (Кроме того, в анализе окислов цериевых земель 11,99.)
3. Бериллиевый алланит из полевошпатового пегматита, Иисака, префектура Фукусима, Япония (Iinogi, 1939). (Кроме того, в анализе редких земель 23,94.)
4. Алланит из пегматита, Беррингер-Хилл, Техас (Marble, 1940). Аналитик Дж. Р. Мэбл. (Кроме того, в анализе Pb 0,12, U₂O₈ 0,04, Na₂O 0,16, K₂O 0,08.)
5. Алланит из пегматита, Осава, префектура Фукусима, Япония (Hasegawa, 1957).
6. Марганцевый алланит из пегматита, г. Реггид-Пик, Калифорния (Hutton, 1951a). Аналитики Джонсон и Маттхи. (Кроме того, в анализе UO₂ 0,015.)

^a В том числе (Ce)⁺³ 0,434.

^b Все редкие земли пересчитаны на Ce⁺³.

^v В том числе Na 0,029, K 0,009.

Таблица 36

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЛАНИТА

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	29,60	32,20	33,73	30,78	30,54	25,2
TiO ₂	1,96	0,74	0,80	0,26	1,10	0,57
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—
ThO ₂	—	1,05	—	2,04	1,27	0,88
SnO ₂	—	—	—	Сл.	0,41	—
Al ₂ O ₃	14,34	17,18	16,09	15,44	17,48	14,3
Fe ₂ O ₃	8,38	3,79	10,68	3,48	4,19	2,40
V ₂ O ₅	0,27	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	—	0,72	1,10	2,98	0,63	4,51
Ce ₂ O ₃	17,20	9,06	8,59	8,72	9,94	14,58
La ₂ O ₃	—	9,24	—	11,63	10,55	7,84
BeO	—	—	—	—	—	—
FeO	9,38	10,38	3,87	10,95	9,22	7,89
ZnO	0,72	—	—	—	—	—
MnO	5,37	0,26	0,06	6,52	0,58	1,12
MgO	0,82	0,69	0,18	0,07	0,85	1,04

Таблица 36 (продолжение)

	7	8	9	10	11	12
CaO	10,56	11,95	16,18	4,90	11,00	10,4
H ₂ O ⁺	1,08	1,89	1,69	1,80	1,59	2,35
H ₂ O ⁻	—	0,29	—	0,26	0,88	0,22
Сумма	99,68	99,46	99,93	99,83	100,23	«99,97»
Np	1,770	1,763	—	—	—	1,750
Nm	—	1,768	1,740	—	—	1,760
Ng	1,795	1,788	—	—	—	1,765
Ng—Np	0,025	0,025	0,012	—	—	0,015
—2V	70°	123°	112°24'	66°	—	—
Np : z	—	—	40°27'	20°	—	32°
Уд. в.	4,0	3,99	3,614	3,910	3,85	3,91
Количества ионов в пересчете на 13 (O, OH)						
Be	—	—	—	—	—	—
Si	2,833 } 3,00	2,982 } 3,00	3,030 } 3,03	2,991 } 3,00	2,885 } 3,00	2,400 } 3,00 ^a
Al	0,167 } 2,06	0,018 } 2,12	— } 2,43	0,009 } 2,01	0,115 } 2,13	0,048 } 1,73
Al	1,452 } 2,06	1,857 } 2,12	1,704 } 2,43	1,760 } 2,01	1,883 } 2,13	1,558 } 1,73
Fe ⁺³	0,604 } 2,06	0,265 } 2,12	0,722 } 2,43	0,254 } 2,01	0,298 } 2,13	0,172 } 1,73
Mg	0,117 } 1,06 ^a	0,095 } 0,95	0,024 } 0,37	0,010 } 0,92	0,120 } 0,94	0,148 } 1,82
Ti	0,141 } 1,06 ^a	0,052 } 0,95	0,054 } 0,37	0,019 } 0,92	0,078 } 0,94	0,041 } 1,82
Fe ⁺²	0,751 } 1,06 ^a	0,804 } 0,95	0,291 } 0,37	0,890 } 0,92	0,728 } 0,94	0,628 } 1,82
Sn	— } 1,06 ^a	— } 0,95	— } 0,37	— } 0,92	0,015 } 0,94	— } 1,82
Zn	0,051 } 1,06 ^a	— } 0,95	— } 0,37	— } 0,92	— } 0,94	— } 1,82
Zr	— } 1,06 ^a	— } 0,95	— } 0,37	— } 0,92	— } 0,94	— } 1,82
Mn ⁺²	0,436 } 2,12	0,020 } 1,89 ^b	0,004 } 2,10 ^b	0,537 } 2,02	0,047 } 1,93	0,090 } 2,18
Y ⁺³	— } 2,12	0,036 } 1,89 ^b	0,053 } 2,10 ^b	0,154 } 2,02	0,032 } 1,93	0,229 } 2,18
Ca	1,083 } 2,12	1,186 } 1,89 ^b	1,557 } 2,10 ^b	0,510 } 2,02	1,113 } 1,93	1,061 } 2,18
Th ⁺⁴	— } 2,12	0,022 } 1,89 ^b	— } 2,10 ^b	0,090 } 2,02	0,027 } 1,93	0,019 } 2,18
Ce ⁺³	0,603 } 2,12	0,307 } 1,89 ^b	0,283 } 2,10 ^b	0,310 } 2,02	0,344 } 1,93	0,508 } 2,18
La ⁺³	— } 2,12	0,315 } 1,89 ^b	— } 2,10 ^b	0,416 } 2,02	0,366 } 1,93	0,276 } 2,18
OH	0,689	1,177	1,016	1,166	1,002	1,492
(Fe ⁺² , Mg)	0,87	0,90	0,32	0,90	0,85	0,78
(P. з. + 2Th)	0,60	0,70	0,54	1,06	0,80	1,05

- Манганорит из мнасситового пегматита, Витневые горы, СССР (Обчинников и Цимбаленко, 1948). Аналитик И. В. Петропавловский.
- Алланит из микроклинового пегматита, перевал Уиллмонт, Фьордленд, Новая Зеландия (Hutton, 1951a). Аналитики Ф. Т. Сили и К. О. Хаттон (H₂O и F). (Кроме того, в анализе K₂O 0,02, Na₂O следы, F следы.)
- Алланит из разгнейсованного пегматита, Михалково (Центральные Родопы), Болгария (Kostov, 1940). (Кроме того, в анализе Dy₂O₃ 6,96.)
- Марганцевый алланит из гранитного пегматита, Сиогава, город Исигава, префектура Фукусима, Япония (Насегава, 1958). Аналитик С. Хасегава.
- Алланит из биотитового гранита, Даймонджи-яма, префектура Кюто, Япония (Ueda, 1955). (В таблице величины для La₂O₃ и Y₂O₃ даны как [Ce]₂O₃ и [Y₂]₂O₃ соответственно; α 8,98. b 5,75, c 10,23 Å, β 115° 00'.)
- Фосфорсодержащий алланит (нагетелит), Наталежджима, Исигава, Япония (Imori et al., 1931). (Кроме того, в анализе P₂O₅ 6,48.)

^a В том числе V⁺³ 0,002.
^b В том числе K 0,002.
^в В том числе Dy⁺³ 0,200.
^г В том числе P⁺⁵ 0,552.

al., 1931); его приближенная формула может быть написана в следующем виде: $\text{Ca}_2(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_2(\text{Si}_5\text{P})\text{O}_{25}(\text{OH})$ (Machatschki, 1931). Некоторые алланиты содержат заметные количества марганца и названы марганцевыми алланитами (Hutton, 1951a; Hasegawa, 1958) манганортитами (Овчинников и Цимбаленко, 1948) и просто алланитами (Hasegawa, 1957). В этих трех минералах (табл. 36, анал. 1, 7, 10) Mn^{+2} замещает Ca, но в марганцевом алланите (анал. 6), чтобы получилось совпадение с идеальной структурной формулой, марганец необходимо распределить между группами атомов X и Y. Высокому содержанию марганца, как правило, соответствует низкое содержание Ca, и сумма ионов $\text{Mn} + \text{Ca}$ — почти постоянная величина (табл. 37). Хасегава (Hasegawa, 1958) показал, что содержание Mn уменьшается с увеличением числа атомов $(\text{Ca} + \text{Th} + \text{Ce} + \text{La} + \text{Y})$, но между содержанием Mn и $(\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3})$ явная зависимость отсутствует; он пришел к выводу, что Mn замещает Ca в группе X. Методика проведения химических анализов алланита описана Хасегавой (Hasegawa, 1958).

Алланит встречается обычно в метамиктном состоянии (дискуссию см. Rabst, 1952). Отсутствие кристаллической структуры в таких минералах обусловлено, как правило, бомбардировкой альфа-частицами в результате распада радиоактивных компонентов первичного минерала. Такая бомбардировка ослабляет ионные связи, частично разрушает структуру и позволяет воде проникнуть в решетку. Существенно, что алланиты с высоким содержанием H_2O^+ не соответствуют идеальной структурной формуле (ср. метамиктный циркон, стр. 73).

При выветривании на поверхности кристаллов алланита развивается красновато-бурая землистая корка, которая состоит в основном из гидроокиси железа, алюминия, кремнезема и двуокиси углерода (Hata, 1939b). Выветрелая корка обычно богаче торием, чем невыветрелый минерал, но беднее редкоземельными элементами. Порошкообразный алланит, обработанный раствором K_2CO_3 , отдает главную массу редких земель, а получающийся остаток сходен с природным выветрелым минералом.

Таблица 37

КОЛИЧЕСТВА ИОНОВ В ПЕРЕСЧЕТЕ НА 3Si НА ФОРМУЛЬНУЮ ЕДИНИЦУ
ДЛЯ НЕКОТОРЫХ АЛЛАНИТОВ (Hasegawa, 1958)

$(\text{Ca}_{0,85}\text{Mn}_{0,16}\text{Ce}_{0,90})_{1,91}(\text{Fe}_{0,90}^{+2}\text{Fe}_{0,21}^{+3})_{1,11}(\text{Al}_{1,90}\text{Fe}_{0,10}^{+3})_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{11,95}(\text{OH})_{1,43}$
поселок Томита **
$(\text{Ca}_{0,90}\text{Mn}_{0,12}\text{Ce}_{0,89})_{1,91}(\text{Fe}_{0,94}^{+2}\text{Fe}_{0,08}^{+3})_{1,02}\text{Al}_{1,84}\text{Fe}_{0,16}^{+3}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{11,89}(\text{OH})_{1,21}$
поселок Такано **
$(\text{Ca}_{0,87}\text{Mn}_{0,20}\text{Ce}_{0,82})_{1,89}(\text{Fe}_{0,94}^{+2}\text{Fe}_{0,31}^{+3})_{1,15}(\text{Al})_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12,02}(\text{OH})_{1,18}$
Магакэ **
$(\text{Ca}_{0,51}\text{Mn}_{0,54}\text{Ce}_{0,88})_{1,93}(\text{Fe}_{0,90}^{+2}\text{Fe}_{0,06}^{+3})_{0,95}(\text{Al}_{1,77}\text{Fe}_{0,23}^{+3})_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{11,80}(\text{OH})_{1,60}$
Сносавэ **
$(\text{Ca}_{0,85}\text{Mn}_{0,11}\text{Ce}_{0,87})_{1,83}(\text{Fe}_{0,84}^{+2}\text{Fe}_{0,29}^{+3})_{1,17}(\text{Al})_{2,01}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{11,74}(\text{OH})_{1,78}$
Хорикэри ***
$(\text{Ca}_{0,77}\text{Mn}_{0,23}\text{Ce}_{0,88})_{1,88}(\text{Fe}_{1,05}^{+2}\text{Fe}_{0,13}^{+3})_{1,18}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,07}^{+3})_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12,04}(\text{OH})_{1,11}$
Канаяма ***

* Се включает все редкоземельные ионы.

** Префектура Фукусима.

*** Префектура Кагава.

Метамиктные и неметамиктные разности алланита ведут себя различно при воздействии на них кислот. Метамиктный алланит, обработанный горячей концентрированной HCl, переходит в раствор с выделением геля кремнезема. Поведение неметамиктных алланитов зависит от их состава. Богатые алюминием разности очень устойчивы по отношению к кислотам и либо нерастворимы вообще, либо только слабо разлагаются после длительного нагревания в дымящих серной или хлорной кислотах. Неметамиктные алланиты, богатые железом и марганцем, легко растворимы в горячей концентрированной HCl; они при этом не желатинируют, а выделяют порошок кремнезема.

Алланиты используются для определения абсолютного возраста по свинцовому методу (Marble, 1940), однако количество Pb в алланитах может не соответствовать действительному возрасту материнских пегматитов. Возможно, что некоторые алланиты пегматитов образовались в результате позднейшего перераспределения и перекристаллизации первичного материала растворами, циркулировавшими вдоль каналов, подводящих пегматитовую магму (Hutton, 1951b).

Обезвоживание кристаллического алланита (табл. 36, anal. 8) показало, что при температурах до 250° C содержание воды только несколько уменьшается и в противоположность метамиктным разностям алланитов полное обезвоживание не может быть достигнуто ниже температуры 1040° C (Lokka, 1935).

Оптические и физические свойства

Оптические свойства алланитовых минералов колеблются в широких пределах. Это обусловлено частично различиями в их химическом составе, а также степенью кристалличности отдельных образцов. Показатели преломления увеличиваются с увеличением степени замещения Ca ионами редких земель, а Al на (Fe^{+2} , Fe^{+3}). Очень высокие показатели преломления алланита анализа 6 из табл. 36 обусловлены очень высоким содержанием $\text{Fe}^{+3} + \text{Mn}^{+2} + \text{Ti}^{+4}$ в этом минерале. Колебания показателей преломления алланитов из одной и той же породы могут быть столь же велики, как и колебания этих величин для алланитов из средних, кислых и щелочных пород. Так, Np алланита из гранита (Smith et al., 1957) колеблется от 1,695 до 1,739, а алланита из гранодиорита — от 1,740 до 1,760, в то время как показатели преломлений алланитов из 16 гранитов, гранодиоритов, монзонитов и сиенитов колеблются в следующих пределах: Np 1,690 — 1,775; Nm 1,70 — 1,789; Ng 1,706 — 1,791. Неметамиктные алланиты характеризуются умеренным двупреломлением; большинство метамиктных разностей изотропно и имеет сравнительно низкий показатель преломления. Обычно показатель преломления колеблется от 1,60 до 1,72, но имеются сообщения и о более низких значениях. Большинство алланитов оптически отрицательно, однако описаны и оптически положительные разности (табл. 36, anal. 8); магниевый алланит (магниевый ортит, Geijer, 1927) также оптически положительный. Отмечаются две оптические ориентировки; плоскость оптических осей может быть либо параллельна, либо нормальна (010). Удельный вес также колеблется, и эти колебания могут быть связаны со степенью метамиктности и характером изменения. Темпель показал, что более низкий удельный вес определяется более высоким содержанием воды и что увеличение содержания H_2O от 1,7 до 5,5% вызывает уменьшение удельного веса от 3,84 до 3,75. Изменение

и обезвоживание алланита сопровождается увеличением его объема, и минерал часто окружен сеткой трещин, радиально отходящих от него и проникающих в соседние минералы. Некоторые алланиты зональны и имеют неоднородную пятнистую абсорбционную окраску; краевые зоны сложены железистым эпидотом и реже — клиноцоизитом. Алланиты, образующие включения в биотите, как правило, окружены хорошо развитыми плеохроичными двориками.

Диагностические признаки

Неметамиктные алланиты отличаются от других эпидотовых минералов своим цветом, а метамиктные — изотропностью и наличием окружающих зерно радиальных трещин. Неметамиктный алланит отличается от бурых амфиболов наличием только одного направления спайности и прямым погасанием в разрезах, параллельных удлинению (т. е. параллельных оси y). Изотропные разновидности отличаются от меланитового граната более низким показателем преломления.

Метамиктный алланит можно отличить от метамиктного эвксенита, полимигнита, иттриотанталита, самарскита и пирохлора при помощи порошковых рентгенограмм после нагревания минерала в течение 1 час до температур от 700 до 1000° C (Lima-de-Faria, 1958).

Парагенезис

Алланит — широко распространенный акцессорный минерал многих гранитов (табл. 36, анал. 11) и гранодиоритов. Он часто образует параллельные сростки с эпидотом, причем последний слагает краевые зоны кристалла. Изучение распространения и количества акцессорного алланита в изверженных породах района Сан-Хуан, Колорадо (Smith et al., 1957), показало, что содержание алланита колеблется от 0,005% в гранодиорите из формации Стоунволл до 0,25% в гранодиорите Каскадных гор. Алланит встречается в гранитах, гранодиоритах, кварцевых монцонитах и кварцевых сиенитах, но не был обнаружен в кислых лавах района Сан-Хуан. Алланит также отсутствовал в пяти исследованных щелочных породах округа Сассекс, Нью-Джерси, в базальтах, норитах, габбро, диоритах или нефелинсодержащих породах, изученных Смитом и его сотрудниками.

Алланит — характерный минерал плеомазитовых пегматитов, т. е. пегматитов, у которых $Al > Na + K$. Алланит (табл. 36, анал. 1, 2, 5, 10) часто встречается в гранитных пегматитах Японии (Hasegawa, 1958, 1959), где он присутствует либо в виде кристаллических агрегатов, либо в виде отдельных кристаллов, имеющих удлиненный призматический (по оси y) или таблитчатый (по {100}) габитус. В Японии алланит встречается в полевошпатово-лепидомелановых или в полевошпатово(олигоклазово- или альбитово-)кварцевых зонах в краевых частях пегматитовых тел и ассоциирует со спессартином и такими радиоактивными минералами, как эвксенит, фергусонит, монацит, циркон, ксенотим, самарскит, торогуммит или иттриалит (Hasegawa, 1958, 1959).

В кварцево-ортоклазовых пегматитах Монтаны (Cooke, 1945) алланит встречается вместе с фергусонитом, турмалином и мусковитом, а в пегматитах из холмов Баррингер-Хилл, округ Льюис, Техас (табл. 36, анал. 4), —

с ураинитом, фергусонитом, иттрокразитом и другими радиоактивными минералами (Marble, 1940). Алланит присутствует в 8 из 22 участков развития флюоритовых пегматитов в округах Чаффи и Фримонт, Колорадо, описанных Хейнрихом (Heinrich, 1948). В этих микроклин-кварцевых пегматитах алланит ассоциирует с мусковитом, флюоритом, эвксенитом, монацитом и гадолинитом. Алланит встречается также в простых пегматитах; Хаттон (Hutton, 1951a) из двух участков в Йосемитском национальном парке описал алланит (табл. 3, анализ. 6), ассоциирующий со сфеном, турмалином и железистым эпидотом. Кроме того, Хаттон (Hutton, 1951b) описал алланит (табл. 36, анализ. 8) из микроклинитового пегматита, содержащего мусковит, касситерит и циркон. Ассоциация алланита с касситеритом описана Зонге (Söhne, 1945) из оловянного рудника «Заайплатс», Южная Африка.

Алланит нередко встречается в кристаллических сланцах, а также иногда в осадочных породах, где он присутствует в качестве обломочного минерала.

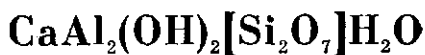
Богатый фосфором алланит — нагелит (табл. 36, анализ. 12), описанный Аймори с соавторами (Imori et al., 1934), встречается в виде кристаллов и таблитчатых масс в пегматитовых жилах в гранито-гнейсах и диоритах.

ЛИТЕРАТУРА

- Berman J., 1955. Identification of metamict minerals by X-ray diffraction, *Am. Mineral.*, 40, 805.
- Chauris L., 1958. Pegmatites à allanite, et molybdénite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord), *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 81, 150.
- Cooke S. R. B., Perry E. S., 1945. Columbium and cerium minerals in Montana, *Am. Mineral.*, 30, 623.
- Geijer Per., 1927. Some mineral associations from the Norberg district, *Sver. Geol. Undersökning Årsbok*, 20, No. 4 (M. A. 3—273).
- Hasegawa S., 1957. Chemical studies of allanites and their associated minerals from the pegmatites in the northern part of the Abukuma massif, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.)*, 5, 345.
- Hasegawa S., 1958. Chemical studies of allanites from the new Localities in Fukushima and Kagawa Prefectures, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.)*, 6, 39.
- Hasegawa S., 1959. Allanites from the pegmatites of several localities in southwestern Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.)*, 6, 209.
- Hasegawa S., 1960. Chemical composition of allanite, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.)*, 6, 331.
- Hata S., 1939a. Studies on allanite from the Abukuma granite region, *Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo*, 36, 112 (M. A. 7—464).
- Hata S., 1939b. The alteration of allanite, *Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo*, 36, 301 (M. A. 8—85).
- Heinrich E. W., 1948. Fluorite-rare earth mineral pegmatites of Chaffee, and Fremont Counties, Colorado, *Am. Mineral.*, 33, 64.
- Hutton C. O., 1950. Studies of heavy detrital minerals, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 635.
- Hutton C. O., 1951a. Allanite from Yosemite National Park, Tuolumne Co., California, *Am. Mineral.*, 36, 233.
- Hutton C. O., 1951b. Allanite from Wilmon Pass, Fiordland, New Zealand, *Am. Journ. Sci.*, 249, 208.

- Iimori T., 1939. A beryllium-bearing variety of allanite, Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo, 36, 53 (M. A. 7—464).
- Iimori T., Yoshimora J., Hata S., 1931. A new radioactive mineral found in Japan, Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Research, Tokyo, 15, 83 (Цитировано в Am. Mineral., 16, 343).
- Iimori T., Yoshimora J., Hata S., 1934. Radioactive minerals from Shinden, Gifu Prefecture, Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo, 20, No. 485, 209 (M. A. 6—520).
- Kostov I., 1940. Über den Orthit aus den Migmatit-Pegmatiten von Michalkowo (Zentralrhodopen), Ann. Univ. Sofia, II, Fac. Phys.-Math., Livre 3, Sci. Nat., 36, pt. 3, 187 (M. A. 10—299).
- Lima-de-Faria J., 1958. Heat treatment of metamict euxenites, polymignites, ytrotantalites, samarskite, pyrochlores, and allanites, Mineral. Mag., 31, 937.
- Lokka L., 1935. Über den Chemismus der Minerale (Orthit, Biotit U. A.), eines Feldspatbruches in Kangasala, S. E. Finland, Bull. Comm. Geol. Finlande, No. 111, 1.
- Machatschki F., 1931. Über dem Nagatellit., Centr. Min., Abt. A, 343.
- Machatschki F., 1948. Welche Schlüsse sind aus der Existenz von Beryllium-orthiten auf die Struktur der Epidot zu ziehen? Min.-Petr. Mitt. (Tschermak), ser. 3, 1, 19.
- Marble J. P., 1940. Allanite from Barringer Hill., Llano County, Texas, Am. Mineral., 25, 168.
- Marble J. P., 1943. Possible age of allanite from Whiteface Mountain, Essex Co., New York, Am. Journ. Sci., 241, 32.
- Omori K., Hasegawa S., 1956. Chemical compositions of perthite, ilmenite, allanite and pyroxmangite occurred in pegmatites of a vicinity of Iwaizumi town, Iwate Prefecture, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, 5, 129.
- Овчинников Л. Н., Цимбаленко М. Н., 1948. Манганортит из Вишневых гор, ДАН СССР, нов. сер., 63, № 2, 191—194.
- Pabst A., 1952. The metamict state, Am. Mineral., 37, 137.
- Quensel P., Alvfeldt O., 1945. Berylliumorthit (muromontit) från Skuleboda fältspatbrott, Arkiv Kemi, Min. Geol., 18A, No. 22 (M. A. 9—257).
- Rankama K., Sahama Th. G., 1950. Geochemistry, Univ. of Chicago Press.
- Smith W. L., Franck M. L., Sherwood A. N., 1957. Uranium and thorium in the accessory allanite of igneous rocks, Am. Mineral., 42, 367.
- Söhnge P. G., 1945. The structure, ore genesis and mineral sequence of the cassiterite deposits of the Zaaipplaats tin mine, Potgietersrust district, Transvaal Trans. Geol. Soc. South Africa, 47, 157.
- Tempe H.-G., 1938. Der Einfluss der seltenen Erden einiger anderer Komponenten auf die physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Epidotgruppe, Chemie der Erde, 11, 525.
- Ueda T., 1955. The crystal structure of allanite, $(\text{OH})(\text{Ca}_2\text{Ce})_2\text{Fe}^{III}\text{Fe}^{II}\text{Al}_2\text{O}_7\text{Si}_2\text{O}_7\text{SiO}_4$, Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B, 22, No. 2, 145.
- Umegaki Y., Habara T., Soeda A., 1957. Über die pegmatitischen Mineralien, die in südwestlichen Gegenden von Japan gefunden worden sind, No. 2, Einige Pegmatitlagerstätten in Ousen- und Ochi-Bezirken, Ehime Präfektur, Journ. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C (Geology), 2, 29.
- Вартанова Н. С., Золотухин В. В., 1955. Об оптической ориентировке ортита, Минер. сб. (Львовск. геол. о-во), № 9, 31—37.
- Winchell A. N. Elements of Optical Mineralogy, Pt. II, 451, John Wiley, New York.

Лавсонит



РОМБИЧЕСКИЙ (+)

Np
Nm
Ng
Ng—Np
+2V
Ng=y; пл. о. о. (100)

Дисперсия

Уд. в.

Тв.

Спайность

Двойникование

Цвет

Плеохроизм

Элементарная ячейка

1,665

1,674—1,675

1,684—1,686

0,019—0,021

76—87°

$r > v$, очень сильная

3,05—3,10

6

По {100} и {010} совершенная, по {101} несовершенная
По {101} простое, полисинтетическое, обычно

Бесцветный, белый, голубоватый; в шлифах бесцветный до голубовато-зеленого

По Np

синий

светлый буровато-желтый

По Nm

желтовато-зеленый

темный синевато-зеленый

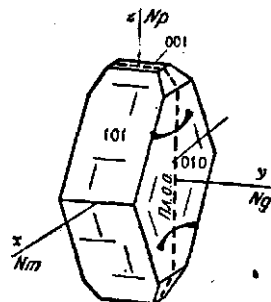
По Ng

бесцветный

желтоватый

a 8,75—8,90, b 5,75—5,84, c 13,09—13,33 Å

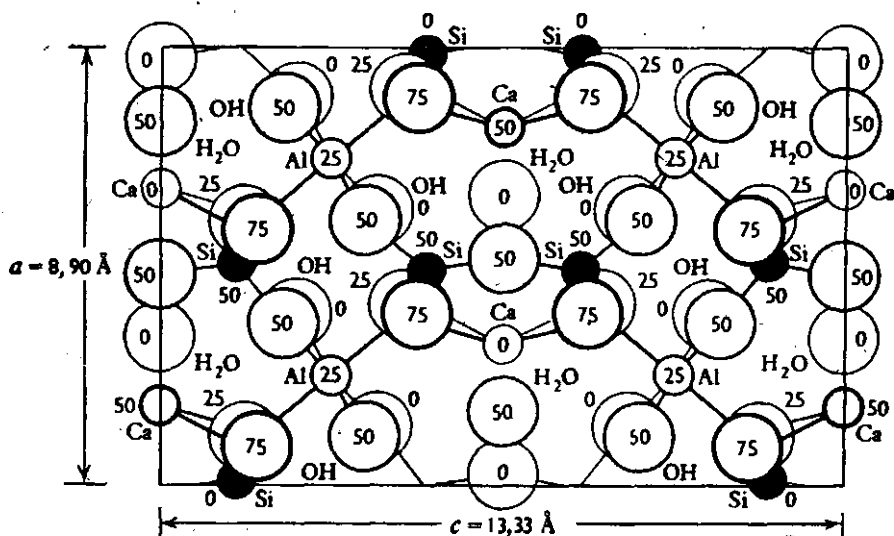
$Z=4$. Пространственная группа $C 22_1$



Структура

Параметры элементарной ячейки лавсонита, определенные первоначально Госснером и Массгнугом (Gossner, Mussgnug, 1931), равны a 8,85, b 13,22, c 5,87 Å. Штрунц (Strunz, 1937) доказал тесную связь лавсонита с ильванитом, $\text{CaFe}^{+2}\text{Fe}^{+3}(\text{OH})\text{OSi}_2\text{O}_7$, у которого a 8,84, b 13,06, c 5,88 Å. Викман (Wickman, 1947), используя установку, в которой оси y и z поменялись местами по сравнению с установкой Госснера и Массгнуга, определил следующие параметры элементарной ячейки: a 8,90, b 5,76, c 13,33 Å.

Элементарная ячейка лавсонита из Канто имеет a 8,75, b 5,84, c 13,09 Å. Структура лавсонита (фиг. 50) определена Викманом (Wickman, 1947) и Румановой и Скипетровой (1959). Она состоит из параллельных оси $у$ цепей октаэдрических групп окислов и гидроксидов, располагающихся вокруг алюминия. Боковая связь между четырьмя отдельными цепями



Фиг. 50. Структура лавсонита в проекции на плоскость (010).

Налагающиеся атомы кислорода симметрично смещены. На диаграмме изображена только одна октаэдрическая группа каждой цепи (Wickman, 1947).

в элементарной ячейке осуществляется группами Si_2O_7 , вытянутыми параллельно оси z и имеющими общие вершины с группами $Al(OH)_6$. Октаэдрические группы каждой цепи имеют общее ребро с двумя соседними группами смежных цепей, как в силлиманите, андалузите и киапите (у силлиманита a 5,75 Å, у лавсонита b 5,76 Å). Атомы Ca и молекулы H_2O занимают полости, а не каналы в этом каркасе. Это обуславливает иное, чем у цеолитов, поведение лавсонита при обезвоживании. Кристаллографическое сходство лавсонита и пумпеллиита было отмечено Кумбсом (Coombs, 1953). Данные изучения порошковых рентгенограмм приведены Секи (Seki, 1957).

Химизм

Количество анализов лавсонита невелико; имеющиеся анализы показывают, что состав лавсонита мало отличается от идеальной формулы $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. В трех проанализированных лавсонитах из табл. 38 содержание воды близко к теоретическому значению, равному 11,45%; кроме того, нет оснований говорить о существенном замещении калия натрием. Лавсонит не кристаллизуется при давлении водяного пара в пределах примерно от 100 до 1000 бар в системе $CaAl_2Si_2O_8 - H_2O$ (Goldsmith, Ehlers, 1952); при температурах от 300 до 370° кристаллизуется гексагональный $CaAl_2Si_2O_8$, а при более высоких температурах происходит кристаллизация анортита. Лавсонит не кристаллизуется при 300° С и давлении водяного пара 3000 бар (Fyfe et al., 1958), однако он был синтезирован при дав-

лении 10 000 атм и температуре 700° С; при этом самой лучшей исходной смесью оказалась смесь каолинита, $\text{Ca}(\text{OH})_2$, $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Соез, 1955). Измельченный лавсонит, нагретый на воздухе в течение 24 час при температуре 650°, перешел в гексагональный $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, в то время как при температурах выше 800° С образовывался анортит. На кривой дифференциального термического анализа, полученной Нориным (Norin, 1941), виден эндотермический пик при 675° С и намного меньший пик при 805° С. Кумбс (Coombs, 1958) отметил эндотермические пики при 630 и 760° С. Согласно Файфу, Тернеру и Ферхугену (Fyfe et al., 1958), максимальное количество воды, которое может быть выделено при кратковременном нагревании до температуры 650° С, равно приблизительно 9,5%; это количество возрастает до 10,76% при нагревании в течение 30 мин при 700° С; полное обезвоживание достигается при нагревании в течение 16 час при 750° С. Данные обезвоживания, а также работа Гольдшмидта и Элерса показывают, что распад лавсонита на анортит и воду полностью осуществляется примерно при 650° С. Остающиеся при этой температуре 20% воды временно задерживаются в анортите, который обезвоживается при несколько более высокой температуре без нарушения структуры.

Оптические и физические свойства

Оптическая ориентировка лавсонита, принятая в настоящей работе, признается не всеми исследователями; так, Винчелл (Winchell, 1951) дает: $N_g = z$, $N_m = y$, $N_p = x$, плоскость оптических осей {010}. При такой ориентировке спайность по {010} и {001} становится совершенной, а по {110} умеренной. Лавсонит встречается в сростаниях с пумпеллиитовыми двойниками, имеющими вид «дубовых листьев» (фиг. 53). В этих прорастаниях $N_p(=y)$ лавсонита параллельно $N_m(=y)$ пумпеллиита, а $N_m(=x)$ лавсонита параллельно кристаллографической оси x пумпеллиита. Интересно отметить высокий удельный вес лавсонита по сравнению с анортитом.

Диагностические признаки

Лавсонит отличается от цоизита более высоким двупреломлением, наличием двойников, двумя направлениями совершенной спайности и отсутствием аномальных интерференционных окрасок; от пренита — более низким двупреломлением, более высоким светопреломлением и более совершенной спайностью. От скаполита он отличается двуосностью, от андалузита — более высоким двупреломлением, более высоким светопреломлением и положительным оптическим знаком.

Парагенезис

Лавсонит — типичный минерал фации глаукофановых сланцев, и в этом парагенезисе он описан из многих местонахождений. Лавсонит в глаукофановых сланцах Хелдсбург (Borg, 1956) образует крупные sdвойникованные порфиробласты в основной массе глаукофана. Лавсонит, ассоциирующий с пумпеллиитом, был первым минералом, который испытал перекристаллизацию после разложения первичных компонентов базальта; в дальнейшем он был частично замещен пумпеллиитом. Кроме

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВСОНИТА

	1	2	3
SiO ₂	37,80	38,45	38,81
TiO ₂	0,69	0,38	0,12
Al ₂ O ₃	32,56	31,35	32,02
Fe ₂ O ₃	0,05	0,86	0,21
FeO	0,34	0,10	0,28
MnO	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	0,32	0,17	0,16
CaO	16,10	17,52	17,81
Na ₂ O	0,51	0,06	0,18
K ₂ O	0,24	0,23	0,21
H ₂ O ⁺	11,26	11,21	10,67
H ₂ O ⁻	0,04	—	0,36
F	0,02	—	—
Сумма	99,93	100,33	100,83
Np	—	—	1,665
Nm	—	—	1,675
Ng	—	—	1,686
+2V	—	—	76—87°
Уд. в.	3,056	3,121	3,10

Количества ионов в пересчете на 10 (O, OH)

Si	1,985	2,00	2,017	2,02	2,042	2,04
Al	2,016		1,938		1,984	
Ti	0,027	2,03	0,015	1,99	0,005	2,00
Fe ³⁺	0,002		0,034		0,009	
Mg	0,025	1,01	0,013		0,013	
Fe ²⁺	0,015		0,004		0,012	
Na	0,052	3,95	0,006	1,02	0,018	1,06
Ca	0,906		0,985		1,004	
K	0,016		0,015		0,018	
OH	3,944	3,92	3,924		3,746	3,75
F	0,003		—		—	

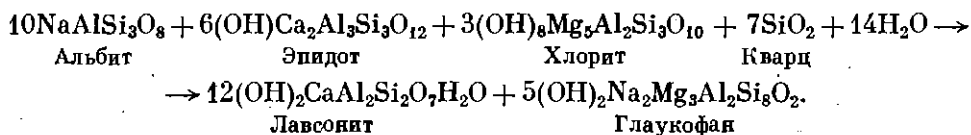
1. Лавсонит из хлоритового сланца, жила в ксенолите из серпентинита, Санта-Клара, Куба (Schüggmann, 1936). Аналитик Ван Тонгерен.
2. Лавсонит, округ Марья, Калифорния (Schaller, Hillebrand, 1905).
3. Лавсонит из лавсонитсодержащего роговика, Умэноно, префектура Саятама, Япония (Seki, 1957). Аналитик И. Секи.

того, в этом местонахождении лавсонит встречается в гранатсодержащих глаукофановых сланцах, в которых он также частично замещен пумпеллитом. Известны лавсонит-глаукофаново-кварцевые сланцы, которые по составу отвечают аркозовым ваккам. Во время прогрессивного метаморфизма кристаллических сланцев юго-восточного Сулавеси (de Roever, 1956) лавсонит образовался после развития пумпеллита и примерно одновременно с кросситом и жадеит- и акмитсодержащим пироксеном. В метаморфизованных осадочных и изверженных породах Францисканской группы (юго-восточнее Сан-Франциско; McKee, 1958) лавсонит обычно образуется первым при прогрессивном изменении плагиоклазсодержащих пород. Лавсонит встречается в виде гипидиоморфных табличек в плагиоклазе и в основной массе и является продуктом декальцификации плагиоклаза, альбитовый компонент которого в дальнейшем замещается жадеитом. Рутье (Routhier, 1946) описал метагаббро, в котором первичный пироксен и плагиоклаз разрушены в результате регионального метаморфизма низкой ступени; порода в настоящее время состоит из глаукофапа и лавсонита.

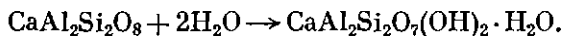
Лавсонит описан из эклогитов, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами (Switzer, 1945). Однако его образование происходило не одновременно с образованием омфациита и граната; он образовался в более позднюю стадию развития эклогита. Джоуплин (Joplin, 1937) описал псевдоморфозы лавсонита по плагиоклазу в долерите (с видимой реликтовой офитовой структурой) и в грубозернистом габбро. В этих породах лавсонит ассоциирует с глаукофаном и первичным авгитом; вся ассоциация минералов в целом сформировалась в результате регионального метаморфизма низкой ступени. Лавсонит развивается непосредственно за счет плагиоклаза, однако необходимо некоторое дополнительное количество кальция, так как объем первичного полевого шпата после потери натрия альбитовым компонентом не уменьшается. В описываемом районе известны глаукофановые сланцы, содержащие эпидот или клиноцоизит без лавсонита. Джоуплин предположил, что ассоциация с лавсонитом может представлять несколько более высокую ступень метаморфизма.

Лавсонит-глаукофановые сланцы и гранат-лавсонито-глаукофановые сланцы описаны на Корсике (Egeler, 1958). Во многих из этих богатых лавсонитом глаукофановых породах эпидот редок или отсутствует, в то время как в богатых эпидотом сланцах лавсонит присутствует, как правило, только в небольших количествах. Хотя в некоторых породах этого района отмечаются и лавсонит и эпидот, по-видимому, образование лавсонитсодержащей ассоциации и эпидотовой ассоциации происходит в различных условиях температуры и давления. Тем не менее обе эти ассоциации включены в главное поле устойчивости метаморфической фации глаукофановых сланцев. Лавсонит известен из некоторых расслаиванных пирокластических и связанных с ними кремнистых пород горного района Канто, Япония (Seki, 1957). Лавсонит находится в устойчивой ассоциации с хлоритом и альбитом. Эти породы, главными составными частями которых являются эпидот, глаукофан, стильшмелан, пумпеллит и пьомонтит, приурочены к «фации расслаиванных зеленокаменных пород», которая занимает промежуточное положение между неметаморфизованными сериями и группой кристаллических сланцев. Здесь лавсонит не образует устойчивой ассоциации с эпидотом, а редкие псевдоморфозы эпидота, кварца, серицита и альбита по лавсониту встречаются как в пирокластических, так и в кремнистых породах. В регионально метаморфизованной толще гор Канто Секи (Seki, 1958) описал лавсонит,

ассоциирующий с пумпеллиитом и эпидотом в сланцах, относящихся к лавсонит-пумпеллиито-эпидотово-глаукофановой субфации. По мнению Миясиро и Секи (Miyashiro, Seki, 1958), лавсонит этой субфации мог образоваться из минералов эпидот-глаукофановой субфации путем следующей реакции:



Лавсонит обнаружен в жилах в глаукофановых сланцах. Здесь он присутствует либо один, либо вместе с пумпеллиитом. Там, где он ассоциирует с последним минералом, лавсонит часто замещается пумпеллиитом (Irving et al., 1932). Образование лавсонита как продукта гидратации и разложения анортитового компонента плагиоклаза в процессе сосюрритизации может быть выражено следующей реакцией:

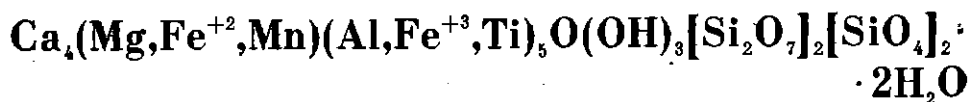


ЛИТЕРАТУРА

- Borg I. Y., 1956. Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1563.
- Coes L., 1955. High pressure minerals, Journ. Am. Ceram. Soc., 38, 298.
- Coombs D. S., 1953. The pumpellyite mineral series, Mineral. Mag., 30, 113.
- Egeler C. G., 1948. On glaucophane-bearing rocks from Corsica, Proc. K. Nederland. Akad. Wetensch., 51, 556.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J., 1958. Metamorphic reactions and metamorphic facies, Geol. Soc. Am., Mem. No. 73.
- Goldsmith J. R., Ehlers E. G., 1952. Anorthite and its hexagonal polymorph., Journ. Geol., 60, 386.
- Gossner B., Muschnug F., 1931. Röntgenographische Untersuchung Prehnit and Lawsonite, Centr. Min., Abt. A, 419.
- Irving J., Vonsen M., Gonyer F. A., 1932. Pumpellyite from California, Am. Mineral., 17, 338.
- Joplin G. A., 1937. An interesting occurrence of lawsonite in glaucophane-bearing rocks from New Caledonia, Mineral. Mag., 24, 534.
- McKee B., 1958. Jadeite alteration of sedimentary and igneous rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1612 (abstract).
- Miyashiro A., Seki Y., 1958. Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies, Jap. Journ. Geol. Geogr., 29, 199.
- Norin R., 1941. Tillämpning av termisk analys på leror och vattenhaltiga mineral., Geol. För. Förh., Stockholm, 63, 203.
- Roever W. P. de, 1956. Some additional data on the crystalline schists of the Rumbia and Mendoke Mountains (S. E. Celebes), Kon. Ned. Geol.-Mijnbouw. Genootschap, Geol. Ser., Deel 16 (Gedenkboek H. A. Brouwer), 385.
- Routhier P., 1946. Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes: le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). Étude géologique pétrographique et métallogénique, Bull. Soc. Franç. Min., 69, 99.
- Руманова И. М., Скипетрова Т. И., 1959. Кристаллическая структура лавсонита, ДАН СССР, 124, № 2, 324—327.
- Schaller W. T., Hillebrand W. F., 1905. Notes on lawsonite, U. S. Geol. Surv., Bull., No. 262, 58.

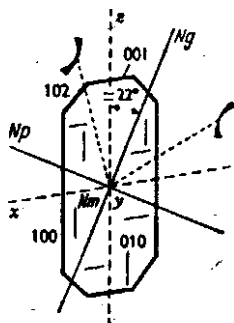
- Schürmann N. M. E., 1936. Lawsonite aus Cuba, Zentr. Min., Abt. A, 245 (M. A. 6—429).
- Seki Y., 1957. Lawsonite from the Eastern part of the Kantô Mountainland, Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B, 2, No. 3, 363.
- Seki Y., 1958. Glaucophanite regional metamorphism in the Kantô Mountains, Central Japan, Jap. Journ. Geol. Geogr., 29, 233.
- Strunz H., 1937. Über Kristallographie und Chemische Zusammensetzung von Lawsonite und Lievrit, Zeit. Krist., 96, 504.
- Switzer G., 1945. Eclogite from the Californian glaucophane schists, Am. Journ. Sci., 243, 1.
- Wickman F. E., 1947. The crystal structure of lawsonite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Arkiv. Kemi. Min. Geol., 25A, No. 2.

Пумпеллиит



МОНОКЛИННЫЙ (+)

Np	1,674—1,702*
Nm	1,675—1,715
Ng	1,688—1,722
Ng—Np	0,012—0,022
+2V	26—85°
Np: x	4—32°
Nm=y; пл. о. о. (010)	
Дисперсия	$r < v$
Уд. в.	3,18—3,23
Тв.	6
Спайность	По {001} и {100}, умеренная
Двойникование	По {001} и {100}, обычно
Цвет	Зеленый, голубовато-зеленый, бурый; в шлифах бесцветный, зеленый, светло-бурый или желтый
Плеохроизм	По Np—бесцветный, светлый желтовато-бурый, светлый зеленовато-желтый; по Nm—голубовато-зеленый, светло-зеленый, буровато-желтый; по Ng—бесцветный, светлый желтовато-бурый, буровато-желтый
Элементарная ячейка	a 8,81, b 5,94, c 19,14 Å, β 97,6° $Z=2$. Пространственная группа $A2/m$



Нерастворим в HCl. Аномальные интерференционные окраски

Пумпеллиит впервые был описан Палаком и Вассаром в 1925 г. (Palache, Vassar, 1925). С тех пор он рассматривался как минерал, сравнительно распространенный в породах самых разнообразных составов и условий залегания. Для него особенно характерна ассоциация с лавсонитом в глаукофановых и других регионально метаморфизованных сланцах низкой ступени метаморфизма. Пумпеллиит назван в честь Р. Пумпелли, который первым детально изучил минеральные парагенезисы медных отложений полуострова Кивино, где впервые и был описан пумпеллиит.

* Оптически отрицательную разновидность с высоким светопреломлением описал Кумбс (см. стр. 260).

Структура

Структура пумпеллиита не была определена. Однако его кристаллографическое сходство с лавсонитом и эпидотом и близость параметров a и b элементарных ячеек этих трех минералов (табл. 39) говорят в пользу того, что пумпеллиит имеет аналогичную структуру, состоящую из октаэдров $\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_6$ и тетраэдрических групп Si_2O_7 и SiO_4 . Порошковые рентгеновские данные пумпеллиита из рудников «Калумет» и «Гекла» (табл. 40, анализ 7) приведены в работе Кумбса (Coombs, 1953), а пумпеллиита из Тоба (табл. 40, анализ 3) — у Секи (Seki, 1958).

Таблица 39

ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ ПУМПЕЛЛИИТА И РОДСТВЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

	Пумпеллиит	Лавсонит	Эпидот	Цонзит
a (Å)	8,81	8,90	8,96	16,19
b (Å)	5,94	5,76	5,63	5,64
c (Å)	19,14	13,33	10,20	10,13
β	97,6°	90°	115°24'	90°

Химизм

Анализы, а также количества ионов в пересчете на 28 (O, OH, H_2O) семи пумпеллиитов приведены в табл. 40. Палак и Вассар (Palache, Vassar, 1925) дали следующую формулу пумпеллиита: $6\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, однако Ирвинг с сотрудниками (Irving et al., 1932) показали, что состав минерала точнее выражается формулой $\text{Ca}_4\text{R}_6\text{Si}_6\text{O}_{23}(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, где R — Al, Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mg, Mn, Ti, а отношение $(\text{Al} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti}) : (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn}) = 5 : 1$; эта формула хорошо отвечает данным табл. 40. По существу, такая же формула, $\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_5[(\text{OH})_2(\text{SiO}_3\text{OH})(\text{SiO}_4)_5] 2\text{H}_2\text{O}$, предложена Штрунцем (Strunz, 1957), однако, учитывая сходство параметров элементарных ячеек и кристаллографических особенностей пумпеллиита, эпидота и лавсонита, состав пумпеллиита, по-видимому, лучше выражать формулой $\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_5\text{O}(\text{OH})_3[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Как и в других ортосиликатах и диортосиликатах, замещение Si на Al в пумпеллиите очень незначительно и содержание Si характеризуется только небольшими отклонениями от идеальных 6Si на формульную единицу. В анализированных минералах замещение $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+3}$ и $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+2}$ невелико, однако показатели преломления некоторых пумпеллиитов свидетельствуют о том, что, по-видимому, может иметь место более интенсивное замещение (Al, Mg) на $(\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2})$, чем в минералах, анализы которых приведены в табл. 40. Содержание Ca относительно постоянно, и его замещение на (Na, K), вероятно, имеет очень небольшое значение.

Дифференциальный термический анализ асахинского пумпеллиита (табл. 40, анализ 4) показал два перекрывающихся эндотермических пика при 740 и 810°, за которыми следует экзотермический пик при 910° (Coombs, 1953). Кваша (1950) сообщила об эндотермических пиках примерно при

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,63	38,01	38,09	37,53	37,20	37,99	37,18
TiO ₂	0,41	0,21	—	0,14	0,18	—	—
Al ₂ O ₃	27,14	25,88	23,53	25,39	24,84	24,89	23,50
Fe ₂ O ₃	—	1,11	2,20	1,74	2,02	3,76	5,29
FeO	3,25	2,90	2,18	2,95	3,11	2,29	2,09
MnO	1,03	0,17	0,50	0,13	0,12	0,42	0,13
MgO	1,47	1,81	3,58	2,65	2,70	1,54	3,18
CaO	21,49	22,70	22,96	22,56	22,91	21,72	23,08
Na ₂ O	0,46	0,46	0,48	0,58	0,22	0,67	0,19
K ₂ O	0,08		0,11	0,00	0,00	0,20	—
H ₂ O ⁺	7,27	6,64	6,56	6,37	6,60	6,64	6,28
H ₂ O ⁻	0,12		0,21	0,09	—	0,37	0,06

Сумма	100,35	99,89	100,40	100,13	99,90	100,49	«100,97»

Np	1,677	1,679	1,680	1,686 ^a	1,691	1,684	1,698
Nm	1,678	1,680	1,684	1,688	1,693	1,690	1,700
Ng	1,690	1,692	1,694	1,699	1,701	1,700	1,708
+2V	38°	40°	38°	49,5°	12—25°	50°	—
Ng: z	12°	12°	7—8°	15,5°	26°	11°	—
Уд. в.	3,22	3,18	—	3,2	3,23	—	3,2

Количества понов в пересчете на 28 (O, OH, H₂O)

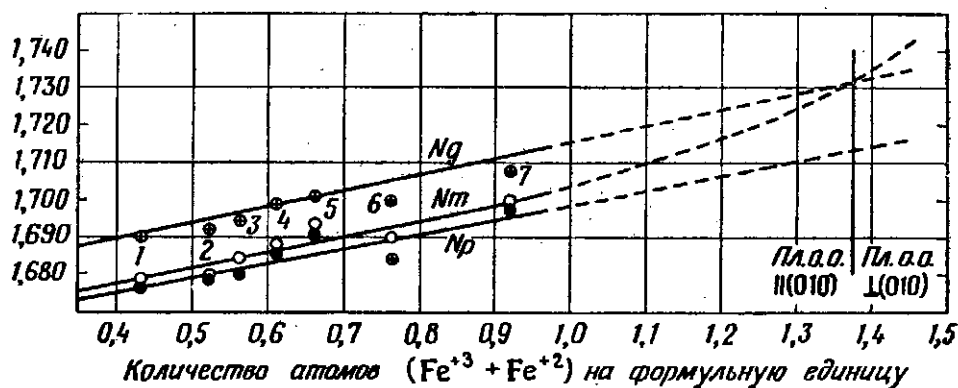
Si	5,939	6,063	6,099	6,017	5,973	6,078	5,971							
Al	5,049	4,867	4,442	4,800	4,703	4,696	4,449							
Ti	0,048	5,10	0,025	5,02	—	4,71	0,016	5,03	0,022	4,97	—	5,15	—	5,09
Fe ⁺³	—	0,132	0,266	0,210	0,243	0,452	0,638							
Mg	0,345	0,430	0,854	0,633	0,646	0,367	0,761							
Fe ⁺²	0,429	0,91	0,387	0,84	0,292	1,21	0,396	1,05	0,418	1,08	0,307	0,73	0,281	1,06
Mn	0,138	0,023	0,067	0,017	0,016	0,057	0,017							
Na	0,142	0,142	0,148	0,179	0,068	0,208	0,060							
Ca	3,634	3,79	3,879	4,02	3,939	4,11	3,875	4,05	3,942	4,01	3,723	3,97	3,971	4,03
K	0,015	—	0,021	—	—	0,040	—							
OH	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000							
H ₂ O	2,327	2,033	2,005	1,906	2,035	2,055	1,864							

1. Пумпеллит из глаукофанового сланца, Скэггс, Калифорния (Irving et al., 1932). Аналитик Ф. А. Гонье.
2. Пумпеллит из жилы в глаукофановом сланце, бассейн реки Милл-Крик, Калифорния (Irving et al., 1932). Аналитик Ф. А. Гонье.
3. Пумпеллит из хлорит-пумпеллит-актинолит-кварцево-альбитового сланца, Тоба, Синсен-мура, центральная Япония (Seki, 1958). Аналитик С. Иоконма.
4. Пумпеллит из метадиабазы, Асахин, Тукикава-мура, Япония (Tsuboi, 1936). Аналитик С. Танака.
5. Пумпеллит из спилитовой лавы, Накормал, Лендалфут, Эйршир, Шотландия (Bloham, 1958). Аналитик Т. У. Блоксем.
6. Пумпеллит из авгитсодержащего хлорит-пумпеллит-стильпномелано-кварцево-альбитово-гематитового сланца, Ватиба, Хигасититубу-мура, центральная Япония (Seki, 1958). Аналитик С. Иоконма.
7. Пумпеллит, ассоциирующий с полевым шпатом, эпидотом и кальцитом, из пустот в медной руде, рудники «Калумет» и «Гекла», Мичиган (Palache, Vawter, 1925). Аналитик Х. И. Вассар (H₂O⁺ определена как потери при прокаливании).
8. Оптические данные по Кумбсу (Coombs, 1953).

700 и 800° С и об экзотермическом пике при 850°. Форма кривых дифференциального термического анализа указывает на присутствие в структуре как гидроксил-ионов, так и молекул воды. При вычислении числа ионов из расчета 28 (O, OH, H₂O) было принято, что на формульную единицу каждого минерала приходится три гидроксил-иона; остающиеся ионы водорода отнесены к H₂O.

Оптические и физические свойства

Для пумпеллиита отмечен широкий предел колебаний оптических свойств. Де Реве (De Roeve, 1947) показал, что светлоокрашенные разновидности характеризуются более низкими показателями преломления, меньшим углом оптических осей, более низким двупреломлением и более

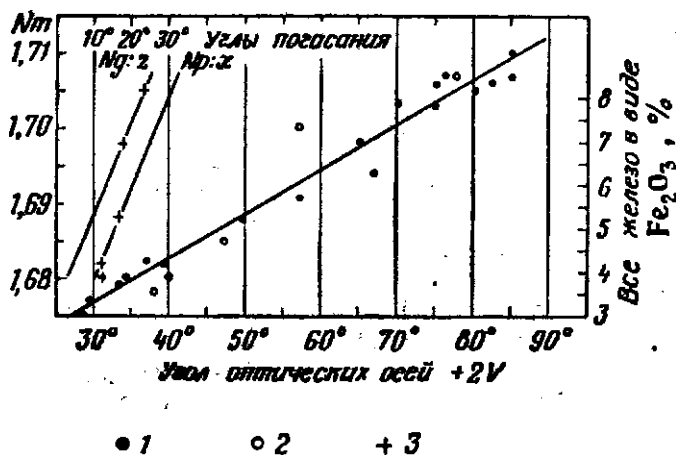


Ф и г. 51. Показатели преломления пумпеллиита. Число атомов взято из табл. 40.

слабой дисперсией по сравнению с темно-зелеными разновидностями, для которых характерны более высокие показатели преломления, больший угол оптических осей, среднее до высокого двупреломление и сильная дисперсия. Кумбс (Coombs, 1953) подтвердил эти наблюдения и показал, что изменение оптических свойств от светлоокрашенных до темноокрашенных минералов может быть связано с содержанием железа. Данные табл. 40, особенно в части зависимости между увеличением показателей преломления и содержанием железа, подтверждают этот вывод, но, видимо, колебания угла оптических осей менее правильны, чем колебания показателей преломления. Согласно Кумбсу (Coombs, 1953), у пумпеллиита с большим содержанием железа и большими показателями преломления (Nm 1,72 — 1,73) угол + 2V может превышать 90°, и минерал может быть оптически отрицательным. По-видимому, при еще большем содержании железа показатель преломления, параллельный оси y (обычно Nm), увеличивается с большей скоростью, чем показатель преломления в плоскости (010), и при значениях показателя преломления от 1,74 — до 1,75 (фиг. 51) изменяется положение плоскости оптических осей: из параллельной (010) она становится перпендикулярной (010). Колебания углов оптических осей и углов погасаний пумпеллиита в зависимости от изменения показателей преломления и содержания железа показаны на фиг. 52.

Кумбс (Coombs, 1953) описал золотисто-коричневый плеохроирующий оптически отрицательный пумпеллиит с необычайно высокими пока-

зателями преломления и двупреломлением. Этот пумпеллит из Тарингатура, Новая Зеландия, обладает двумя различными оптическими ориентировками. Одна из разностей характеризуется следующими оптическими свойствами: плоскость оптических осей параллельна (010), N_m 1,71 — 1,73, N_g — N_p 0,02, —2V колеблется от 80 до 20°, дисперсия $r > v$ сильная, плеохроизм: по $N_p = N_g$ — очень светлый голубовато-зеленый до буровато-зеленого, по N_m — светлый до темного золотисто-желтого. В другой разности плоскость оптических осей перпендикулярна (010), N_g расположена параллельно длине волокон, максимальное значение N_g достигает 1,75, N_g — N_p 0,028, —2V колеблется от почти одноосного до 60°, дисперсия сильная, плеохроизм: по $N_p = N_m$ — светлый голубовато-зеленый, по N_g — золотисто-желтый до желтовато-коричневого. По мнению Кумбса, существуют все переходы между обеими ориентировками и имеются одноосные промежуточные разности. Квитцовым



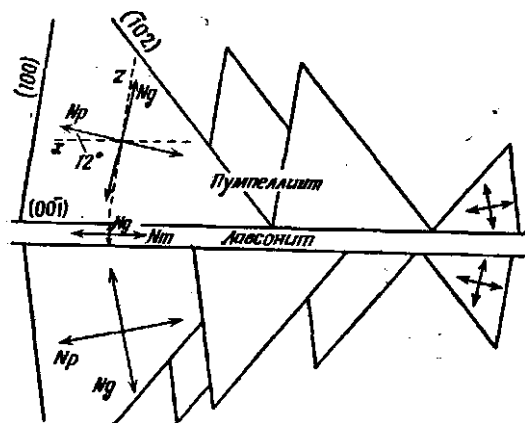
Ф и Г. 52. Колебание угла оптических осей и углов погасания пумпеллита в зависимости от величины показателя преломления и содержания железа.

1 — углы оптических осей и N_m , определенные на одном кристалле;
2 — углы оптических осей и N_m по литературным данным;
3 — углы погасания (Coombs, 1953).

(Quitow, 1936) описан пумпеллит, переходный между нормальной зеленой разностью с положительным знаком и оптически отрицательной буровой разностью с более высоким двупреломлением. Де Виллирс (De Villiers, 1941) также отметил пумпеллит, в котором плоскость оптических осей в некоторых зонах кристаллов параллельна (010), в то время как в других зонах она перпендикулярна (010).

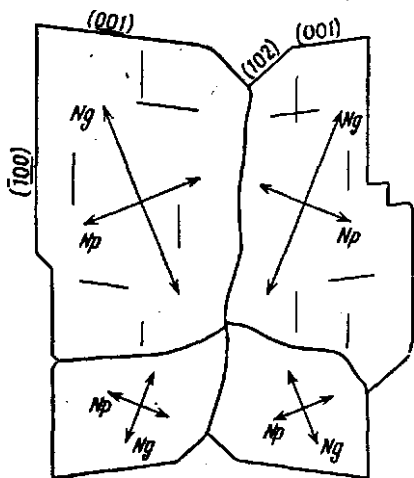
В пумпеллите дисперсия обычно $r < v$, однако в буроватых разностях, имеющих высокий показатель преломления, $r > v$. Де Виллирс описал пумпеллит, для которого характерна различная дисперсия: в кристаллах с большим углом оптических осей дисперсия оптических осей равна примерно 2°; она увеличивается до 35° в зонах, в которых угол оптических осей очень мал. В этих зональных пумпеллитах из Витватерс-Ранда отмечается также дисперсия N_m : N_{mD} 1,6935, N_{mF} — N_{mC} 0,0140 и N_{mD} 1,7265, N_{mF} — N_{mC} 0,160 соответственно. Вследствие сильной дисперсии оптических осей пумпеллит обнаруживает аномальные интерференционные окраски, и Струве (Struwe, 1958) описал кристаллы,

для которых в продольных разрезах характерны аномальные голубые до фиолетовых интерференционные окраски и положительное удлинение (разрезы с N_p и N_m) или аномальные желтовато-бурые интерференционные окраски и отрицательное удлинение (разрезы с N_m и N_g).



Ф и г. 53. Пумпеллинт, двойникованный по {001} и сросшийся с лавсонитом. Схематический разрез параллельно (010) (Coombs, 1953).

Кумбс (Coombs, 1953) описал зональный пумпеллинт из Калумета, Мичиган, для которого показатели преломления и углы оптических осей для двух кристаллов колеблются в следующих пределах: N_p 1,676 — 1,678, N_m 1,677 — 1,679, N_g 1,690 — 1,693, $+2V$ 29 — 33° и N_p 1,687 — 1,698, N_m 1,691 — 1,707, N_g 1,706 — 1,720, $+2V$ 57 — 76°. В этих



Ф и г. 54. Крестообразный двойник пумпеллинта. Плоскость двойникового срастания (100) (Coombs, 1953).

образцах зональность отмечается изменением окраски от очень светлой до очень темной голубовато-зеленой или буроватой темно-зеленой. Более темные зоны имеют более высокие показатели преломления, более сильную дисперсию и больший угол оптических осей и обычно окружают более светлые ядра. В пумпеллините из Витватерс-Ранда (de Villiers, 1941) зональность параллельна кристаллографической оси y и периферические зоны, как правило, двупреломляют выше, чем ядро.

Ирвинг (Irving et al., 1932) и Кумбс (Coombs, 1953) описали пумпеллинт, двойникованный по {001}. В таких двойниках, напоминающих по

форме листа дуба (фиг. 53), плоскость срастания совпадает с двойниковой плоскостью и угол погасания между N_p и двойниковой плоскостью (001) в смежных участках двойников равен 12° . Вряде случаев в двойниках подобного типа встречаются тонкие пластинки лавсонита, вырастающие вдоль плоскости двойникового срастания; N_p лавсонита параллельно N_m пумпеллиита, а N_m лавсонита параллельно оси x пумпеллиита. Кумбс (Coombs, 1953) описал крестообразные двойники по {100}; они показаны на фиг. 54. Параллельные сростки пумпеллиита и эпидота отмечались Квитцовым (Quitow, 1936). Кристаллы пумпеллиита обычно имеют волокнистый габитус и встречаются в виде иглоподобных пучков со звездчатым расположением, а также в виде плотных масс различно ориентированных волокон. Кристаллы, как правило, вытянуты параллельно оси y .

Диагностические признаки

Слабоокрашенный пумпеллиит трудно отличить от клиноцоизита, однако у него ниже показатель преломления и более высокое двупреломление. Интенсивнее окрашенные и богатые железом разновидности пумпеллиита отличаются от эпидота своей характерной голубовато-зеленой абсорбционной окраской по N_m и положительным углом оптических осей. Показатели преломления и двупреломление, как правило, у них ниже, чем у эпидота, однако очень интенсивно окрашенные и богатые железом пумпеллииты имеют более высокие показатели преломления и двупреломление, чем бедные железом эпидоты. Тем не менее последние отличаются своим большим углом оптических осей. Редкие оптически отрицательные пумпеллииты могут быть определены по буроватой окраске, а также величине угла между направлениями спайности, равной $82,4^\circ$, тогда как у эпидота угол между направлением спайности равен $64,6^\circ$. Пумпеллиит отличается от цоизита косым погасанием в разрезах (010), от лавсонита — более высокими показателями преломления, менее совершенной спайностью и плеохроизмом, а от пеннина — более высоким двупреломлением.

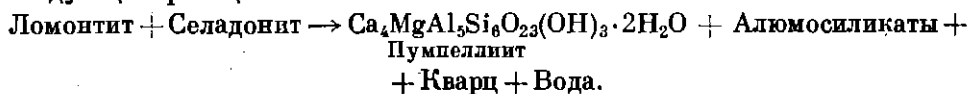
Парагенезис

Пумпеллиит описан первоначально Палаком и Вассаром (Palache, Vassar, 1925) из медьсодержащих лав района озера Верхнего (табл. 40, анал. 7). Здесь пумпеллиит встречается в миндалевидных пустотах. Кристаллизация одной части пумпеллиита имела место после образования хлорита и эпидота, но до кристаллизации кварца и пренита и проникновения рудовосных растворов, а другая часть пумпеллиита кристаллизовалась позже, во время выполнения миндалиин рудными растворами. Впоследствии сходные парагенезисы были описаны из других районов, где пумпеллиит развивался как вторичный минерал в миндалекаменных спилитах и базальтах. Так, Бербанк (Burbank, 1927) описал пумпеллиит с альбитом и эпидотом из миндалекаменных базальтов Гаити, а Валдман (Waldman, 1934) обнаружил пумпеллиит в измененных диабазах из Штирии, а также в измененных известково-кремнистых породах Финляндии. Квитцов (Quitow, 1936) описал пумпеллиит, ассоциирующий с хлоритом, эпидотом и пренитом, из миндалиин в базальтах, а Кумбс (Coombs, 1953) и Бетти (Battey, 1956) — из пустот в новозеландских спилитах.

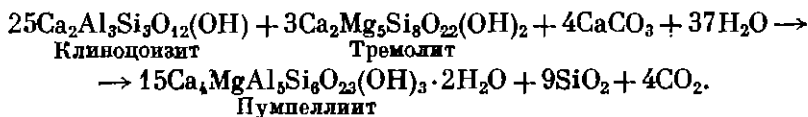
Николлс (Nicholls, 1958) описал замещение плагиоклаза пумпеллином, ассоциирующим с кальцитом, хлоритом, сфеном и углистым материалом, в краевых зонах спилитов Бюлит. Примеры сходных парагенезисов пумпеллинта, замещающего плагиоклаз в спилитовых лавах, приводятся Ревером (Reever, 1947) и Заварицким (1944). В Лендалфуте, Шотландия (Блохат, 1958) пумпеллинт (табл. 40, анал. 5) встречается в плотных агрегатах с кальцитом, кварцем и альбитом как продукт изменения плагиоклаза в спилитовых лавах, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами и серпентинитами, а также в псевдоморфозах кальцита и пумпеллинта по плагиоклазу. Кроме того, в этом районе пумпеллинт вместе с альбитом и кальцитом встречаются в кварцевых жилах, которые в основном приурочены к зонам нарушений, секущим спилитовые лавы. Кумбс (Coombs, 1953) описал метасоматические тела, сложенные пумпеллином, кварцем, альбитом и адуляром, замещающие ломонтизированные витрофировые туфы.

Образование пумпеллинта как продукта изменения биотита, впервые отмеченное Эрдмансдёрфером (Erdmannsdörffer, 1943), было описано Струве (Struwe, 1958) из гранитов Эскоулубр, Пиреней. Образование пумпеллинта в этом парагенезисе, где он встречается в виде линзовидных включений в частично или полностью хлоритизированном биотите, может быть сопоставлено с образованием других вторичных кальцийсодержащих продуктов изменения биотита, например клиноцоизит-эпидота и пренита. Струве также сообщает о нахождении пумпеллинта как продукта изменения биотита в других гранитных до диоритовых породах и особенно отмечает его развитие в этом парагенезисе в роговообманково-кварцевых диоритах.

Пумпеллинт является составной частью некоторых регионально метаморфизованных сланцев низкой степени метаморфизма и особенно характерен для пород фации глаукофановых сланцев. В прибрежном районе Отаго пумпеллинт является важной составной частью слабо метаморфизованных сланцев первой и второй хлоритовых подзон. Кумбс (Coombs, 1959) показал, что в породах Новозеландской геосинклинали отмечается широкая метаморфическая зона с пренитом и пумпеллином вместе или порознь. Здесь образование пумпеллинта могло быть вызвано следующей реакцией:



Согласно Миясиро и Банно (Miyashiro, Banno, 1958), такой же пумпеллинт встречается в слабо метаморфизованных сланцах зоны Санбагава-Мибабу в Японии. Пумпеллинт из хлоритовой зоны сланцев района Вакаитиу, Новая Зеландия, кристаллизовался раньше эпидота и был образован в результате превращения плагиоклаза в альбит и пумпеллинт, клиноцоизит или эпидот под воздействием интенсивного стресса (Hutton, 1937; Amies, 1950). В глаукофановых сланцах района Оми, префектура Ниигата, Япония, пумпеллинт в хлоритовой зоне отсутствует, но характерен для основных пород, относящихся к лавсонит-пумпеллинто-эпидотово-глаукофановой субфации. Миясиро и Секи (Miyashiro, Seki, 1958) предположили, что его образование может быть результатом следующей реакции:



Пумпеллиит (табл. 40, анал. 3, 6) широко развит и встречается вместе с эпидотом, лавсонитом, хлоритом, актинолитом и альбитом в зеленых сланцах, образовавшихся из регионально метаморфизованных ультраосновных и основных интрузий в горах Канто в Японии (Seki, 1958). В этих породах пумпеллиит частично замещается эпидотом и актинолитом, и возможно, что вышеприведенная реакция обратима. Зеленый пумпеллиит (табл. 40, анал. 1) присутствует с лавсонитом в жилах в глаукофановых сланцах, а бурая разновидность (анал. 2) — в туфах и радиально-лучистых агрегатах в глаукофановых сланцах (Irving et al., 1932). Близ Хелдсбурга, Калифорния, пумпеллиит встречается в ассоциации с лавсонитом в пумпеллиит-лавсонито-глаукофановых сланцах, в карманах со сфеном и хлоритом и в жилах, секущих сланцы (Borg, 1956). Эти сланцы образовались в результате изменения афанитовых вулканических зеленокаменных пород; лавсонит — первый минерал, образовавшийся при перекристаллизации этих пород. Вслед за ним сформировался и заместил его пумпеллиит. В этом районе пумпеллиит образовался также во время ретроградного метаморфизма эклогитов; сходные парагенезисы пумпеллиита описаны Блоксом (Bloham, 1959) из Велли-Форд, Калифорния. Здесь пумпеллиит замещает гранат и встречается вместе с глаукофаном — кросситом и лавсонитом в слюдяных сланцах, образовавшихся в результате деформации эклогитов. Кроме того, в этом районе пумпеллиит найден в глаукофановых сланцах, образовавшихся за счет граувакк; Кумбс (Coombs, 1953) отметил пумпеллиит в граувакках района Тирингатура, Новая Зеландия.

Лангенберг и Ревер (Langenberg, Roeveer, 1955) показали, что «хло-ропсит», который составляет 4% тяжелых полупрозрачных минералов в четвертичных песках Голландии, является не чем иным, как пумпеллиитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Amies A. C., 1950. An intrusion of porphyrite near Waitrao Forks, South Canterbury, Trans. Roy. Soc. New Zealand, 78, 271.
- Battley M. H., 1956. The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand, Geol. Mag., 93, 89.
- Bloham T. W., 1958. Pumpellyite from south Ayrshire, Mineral. Mag., 31, 811.
- Bloham T. W., 1959. Glaucophane-schists and associated rocks near Valley Ford, California, Am. Journ. Sci., 257, 95.
- Borg I. Y., 1956. Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1563.
- Burbank W. S., 1927. Additional data on the properties of pumpellyite and its occurrence in the republic of Haiti, West Indies, Am. Mineral., 12, 421.
- Coombs D. S., 1953. The pumpellyite mineral series, Mineral. Mag., 30, 113.
- Coombs S. D., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M., 1959. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses, Geochim. et Cosmoch. Acta, 17, 63.
- Erdmannsdörffer O. H., 1943. Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen, Chemie der Erde, 15, 283.
- Hutton C. O., 1937. An occurrence of the mineral pumpellyite in the Lake Wakatipu region, western Otago, New Zealand, Mineral. Mag., 24, 529.
- Irving J., Vonsen M., Gonyer F. A., 1932. Pumpellyite from California, Am. Mineral., 17, 338.

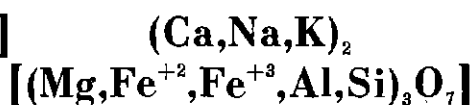
- Кваша Л. Г., 1950. Пумпеллит из агломерата безрудной пирокластической толщи у пос. Левихи на Среднем Урале, Зап. Всесоюзн. минер. о-ва, сер. 2, ч. 79, вып. 2, 142—146.
- Langenberg J. H., Roevers W. P. de, 1955. Pumpellyite, a widespread detrital mineral in Quaternary deposits of the Netherlands, *Geol. en Mijnbouw*, 17, 163.
- Miyashiro A., Banno S., 1958. Nature of glaucophanitic metamorphism, *Am. Journ. Sci.*, 256, 265.
- Miyashiro A., Seki Y., 1958. Mineral assemblages and subfacies of the glaucophaneschist facies, *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, 29, 199.
- Nicholls G. D., 1958. Autometamorphism in the Lower Spilites of the Builth Volcanic Series, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 114, 137.
- Palache C., Vassar H. E., 1925. Some minerals of the Keweenaw copper deposits: a new mineral; sericite, saponite, *Am. Mineral.*, 10, 412.
- Quitze H. W., 1936. Pumpellyit, ein häufiges Hydrothermal und Sekundärmineral in basischen Gesteinen, *Zentr. Min., Abt. A*, 39 (M. A. 6—429).
- Roevers W. P. de, 1947. Occurrences of the mineral pumpellyite in eastern Borneo, *Bull. Bureau Mines Geol. Surv. Indonesia*, 1, 16 (M. A. 10—273).
- Seki Y., 1958. Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan, *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, 29, 233.
- Strunz H., 1957. *Mineralogische Tabellen*, Leipzig.
- Struwe H., 1958. Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Quérigut granite, French Pyrenees, *Leidse. Geol. Mededel.*, 22, 237.
- Tsuboi S., 1936. Petrological notes (11). Pumpellyite from Asahine, Tukikawanurra, Tibibu-gori, Saitama prefecture, *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, 13, 333.
- Villiers J. E. de, 1941. Optical properties and crystallography of zoned pumpellyite from the Witwatersrand, *Am. Mineral.*, 26, 237.
- Waldmann L., 1934. Pumpellyit aus Steiermark und Finnisch Lappland, *Min. Petr. Mitt. (Tschermak)*, 45, 92 (M. A. 5—479).
- Заваряцкий В. А., 1944. Пумпеллит в зеленосланцевых породах Учалинского района на Южном Урале, *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 5, 92—97.

ГРУППА МЕЛИЛИТА

Геленит



Мелилит



Окерманит



ТЕТРАГОНАЛЬНЫЙ(—) ТЕТРАГОНАЛЬНЫЙ(+)(—) ТЕТРАГОНАЛЬНЫЙ(+)

Но	1,669	1,624—1,666	1,632
Ne	1,658	1,616—1,661	1,640
Но — Ne	0,011	0,004—0,013	0,008
Уд. в.	3,038	2,95—3,05	2,944
Тв.	5—6	5—6	5—9
Спайность	По {001} умеренная, по {110} слабая		
Двойникование	По {100} и {001}		
Цвет	Бесцветный, серо- вато-зеленый, бурый; в шлифах бес- цветный	Медово-желтый, бурый, зелено- бурый; в шли- фах бесцветный	Бесцветный, серо- вато-зеленый, бурый; в шли- фах бесцветный
Плеохроизм	—	В толстых шлифах по Но—золотис- то-бурый, по Ne—бесцветный до ярко-жел- того	—
Элементарная ячейка	a 7,69 Å c 5,08 Å	$\approx$ 7,8 Å $\approx$ 5,0 Å	7,84 Å 5,01 Å
$Z=2$. Пространственная группа $P4_2/m$			
Желатинирует в HCl		Желатинирует в холодной раз- бавленной HCl	Желатинирует в HCl

Мелилит может давать аномальные интерференционные окраски

Минералы группы мелилита — это серия твердых растворов между окерманитом, $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$, и геленитом, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$. Однако большинство мелилитов содержит заметные количества натрия и железа; синтезированы железистый окерманит, $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+2}\text{Si}_2\text{O}_7$, железистый геленит, $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{AlSiO}_7$, и натровый мелилит, $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$. Мелилитовые минералы кристаллизуются из основных щелочных магм, богатых кальцием; они обнаружены в термально метаморфизованных карбонатных породах, загрязненных силикатным материалом, и встречаются в доменных шлаках. Хотя в минералах окерманит-геленитовой серии размеры элементарной ячейки и оптические свойства зависят от химического состава отдельных членов,

в частности от присутствия натрия и железа, точно определить состав мелилитов по их физическим свойствам трудно.

Существует ряд названий для важнейших членов группы, однако наиболее широкое распространение получили три термина: «окерманит», «геленит» и «мелилит»; такие названия, как «сарколит», «гумбольдит», «веларденит» и «фуггерит», были отброшены. Мелилит назван по греческому *meli*, мед, из-за своей желтой окраски, окерманит — по фамилии шведского металлурга Рихарда Окермана, а геленит бы назван в 1815 г. в честь Гелена — коллеги Окермана.

Структура

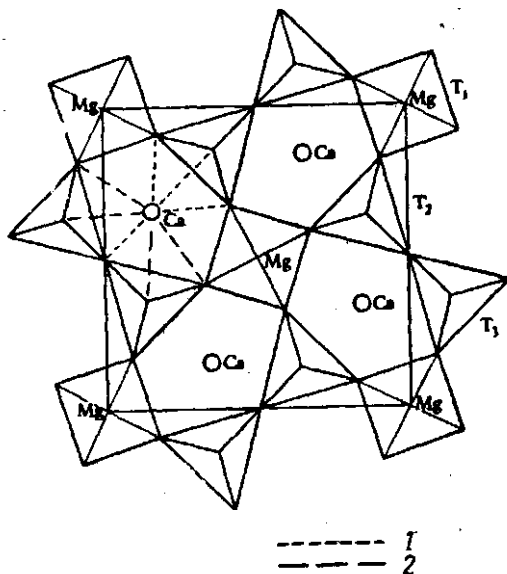
Структуры мелилита и синтетического геленита были изучены Уорреном (Warren, 1930) и Рацем (Raaz, 1931) соответственно. Основной структур является тетрагональная решетка. В случае окерманита атомы Mg расположены по вершинам и центрам граней элементарной ячейки, а атомы Si — в центрах тетраэдров $[\text{SiO}_4]$, соединенных попарно с образованием $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ -групп. Более детальное изучение мелилита, предпринятое Смитом (Smith, 1953), подтвердило результаты ранних исследований. Структура состоит из тетраэдров $[\text{SiO}_4]$, $[\text{AlO}_4]$ и $[\text{MgO}_4]$, которые образуют слои, параллельные (001); слои соединяются вместе связями Ca — O. Хотя для структуры силикатов обычны два типа замещений: $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}$ и $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Mg}$, расположение этих трех атомов, имеющих столь различные радиусы, в тетрагональной координации представляет большой интерес ввиду маловероятности заселения атомами Si и Mg эквивалентных тетраэдров.

В окерманите атомы Mg, по-видимому, занимают тетраэдры (T_1), расположенные по углам элементарной ячейки (фиг. 55), а два атома Si — два эквивалентных тетраэдра T_2 и T_3 . Среднее расстояние катион — кислород в мелилите из Капо-ди-Бове, изученном Смитом (Smith, 1953), равно 1,87 Å для T_1 и 1,63 Å для T_2 и T_3 . Ион кальция находится в восьмерной координации, однако координационный многогранник искажен: половина расстояния Ca — O колеблется между 2,43 и 2,44 Å, а другие четыре расстояния — между 2,68 — 2,71 Å.

В гелените тетраэдры как T_1 , так и T_2 , T_3 заняты атомами Si и Al при следующих крайних случаях упорядоченного распределения этих атомов по тетрадрам: а) один атом Al в T_1 , а другой атом Al и один атом Si в T_2 и T_3 ; б) один атом Si в T_1 и два атома Al в тетрадрах T_2 и T_3 . Возможны промежуточные случаи. На фиг. 56 (Smith, 1953) показаны возможные варианты расположения атомов в серии окерманит — геленит, являющиеся промежуточными между двумя крайними случаями. Если замещение между Mg и Si отсутствует, то распределение атомов, с Al, замещающим Mg, и соответствующее замещение Si на Al в другом тетраэдре могут быть показаны сплошными линиями на фиг. 56. Другая возможная структура геленита, в которой каждый тетраэдр содержит только один тип атомов (штриховые линии на фиг. 56), может быть более устойчивой. Такая структура требует изменения характера замещений при некотором составе в серии.

Параметры решетки синтетических образцов ряда окерманит — геленит измерены Эндрюсом (Andrews, 1948), Эрвином и Осборном (Ervin, Osborn, 1949) и Нейволеном (Neuvonen, 1952). Эти исследования показали, что начиная от геленита до окерманита параметр a увеличивается,

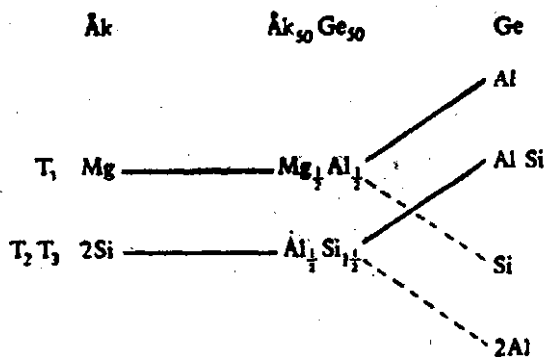
а параметр c уменьшается (табл. 41). Хотя данные Эндрюса указывают на отклонение от линейной зависимости между параметрами решетки и составом, последующими авторами такого отклонения от линейной зависимости



Ф и Г. 55. Структура мелилита в проекции на плоскость (001).

1 — более длинное расстояние $\text{Ca} - \text{O}$;
2 — более короткое расстояние $\text{Ca} - \text{O}$
(Warren, 1930, Smith, 1953).

не наблюдалось. При первом типе упорядоченного расположения, описанном выше, имеет место плавное замещение атомов, что объясняет линейную зависимость между параметрами решетки и составом. При втором типе упорядоченного расположения, если только Al замещает Mg в богатых окерманитом членах серии, при составе, более богатом геленитом



Ф и Г. 56. Возможные замещения в окерманит-гелениновой серии (Smith, 1953).

происходит резкое изменение, обусловленное вхождением Si в тетраэдр T_1 , и должен наблюдаться разрыв в изменении параметров решетки. Если, однако, происходит постепенное замещение (Mg, Al) на Si, то разрыв должен отсутствовать, но возможно изменение наклона кривой зависимости параметров решетки или показателей преломления от состава. Так как в действительности заметного разрыва не отмечается ни в параметрах решетки, ни в показателях преломления, ни в их первых производных, то без дальнейших детальных структурных исследований монокристаллов нельзя использовать эти критерии для различия обоих типов

упорядоченного расположения. Возможно, что порядок расположения атомов в мелилите изменяется со временем и что синтетические мелилиты отличаются от природных мелилитов.

Т а б л и ц а 41

ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЯЧЕЕК, ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕЛОМЛЕНИЯ
И ТОЧКИ ПЛАВЛЕНИЯ КОНЕЧНЫХ ЧЛЕНОВ ГРУППЫ МЕЛИЛИТА
(Nurse, Midgley, 1953)

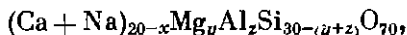
Название	Состав	Элементарная ячейка a (Å) c (Å)	Показатели преломления N_o N_e	Точка плавления, °C
Геленит	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$	7,690 5,067	1,669 1,659	1590
Окерманит	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	7,843 5,010	1,632 1,639	1454
Железистый геленит	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{AlSiO}_7$	7,54 4,855	1,726 1,723	1285
Железистый окерманит	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{+2}\text{Si}_2\text{O}_7$	— —	1,690 1,673	775*
Натровый мелилит	$\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$	8,511 4,809	1,580 1,575	1080*

* Температура разложения.

Уоррен и Транц (Warren, Trantz, 1930) показали, что цинковый мелилит — гардистонит, $\text{Ca}_2\text{ZnSi}_2\text{O}_7$, имеет такую же структуру (a 7,85, c 5,00 Å), в которой Zn занимает положения Mg в окерманите.

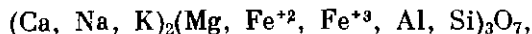
Химизм.

Изучение состава минералов группы мелилита, проводившееся Шаллером (Schaller, 1916) и позже Берманом (Bergman, 1929), а также предыдущие анализы этих минералов были уточнены последующими авторами. Винчелл (Winchell, 1924), изучая изоморфизм в мелилитах, показал, что во всех членах группы отношение катионов к кислороду равно 5 : 7. Берман (Bergman, 1924) на основании изучения доступных в то время анализов показал, что $\Sigma (\text{Mg} + \text{Al} + \text{Si}) = 3$, если принять, что на формульную единицу приходится 7 кислорода. Он дал следующую общую формулу для группы мелилита:



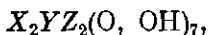
где x колеблется от 0 до 3, y — от 0 до 10, z — от 0 до 20 и $(y + z)$ — от 0 до 20.

Мелилитовые минералы считаются пиросиликатами с отношением Si : O, равным 2 : 7. Так как первичная классификация силикатов основана на характере кислородных тетраэдров, отношение X (все катионы в центрах кислородных тетраэдров): O имеет большее значение, чем отношение Si : O. Для всех членов группы мелилита отношение X : O равно 3 : 7, тогда как отношение Si : O непостоянно, о чем свидетельствует приведенная выше формула. Таким образом, состав мелилитов может быть представлен наиболее точно следующей формулой:



где $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}) \leq 1,0$ а $\text{Si} \leq 2,0$.

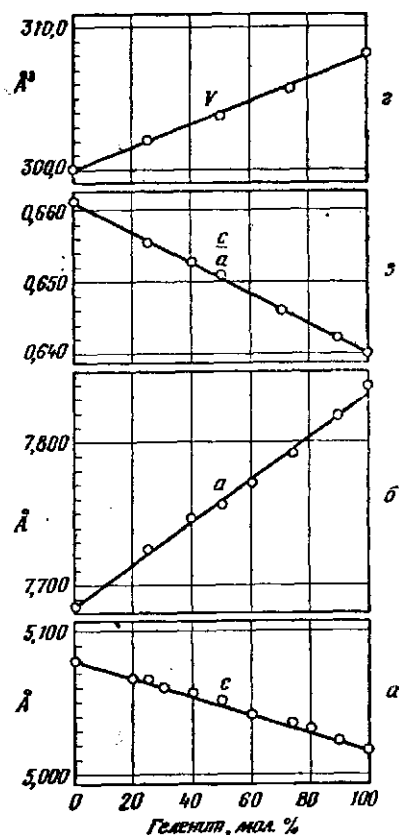
Некоторые анализы мелилита дают относительно высокое содержание H_2O^+ , и по Махачки (Machatschki, 1930) формула мелилита имеет следующий вид:



где $\text{X} = \text{Ca}, \text{Na} (\text{K})$; $\text{Y} = \text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al}$; $\text{Z} = \text{Si}, \text{Al}$. Однако позже Махачки (Machatschki, 1953) использовал более распространенную формулу

Ф и Г. 57. Параметры элементарных ячеек, отношения c/a и объем ячеек некоторых синтетических членов окерманит-геленитовой серии.

a — параметр c , определенный по межплоскостным расстояниям (004), (002) и (213); b — параметр a , определенный по межплоскостным расстояниям (400), (440) и (620); c — отношение c/a ; v — объем элементарной ячейки в кубических ангстремах (Neuvonen, 1952).



$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_7]$. Замещение O на (OH) , как уравнивающее замещение Ca на Na , обсуждалось Гольдсмитом (Goldsmith, 1948), который пришел к выводу, что H_2O^+ , по-видимому, представляет собой адсорбционную воду, а не гидроксил. Состояние воды, присутствующей в некоторых мелилитах, изучалось Смитом (Smith, 1953), который показал, что число атомов (Na, K) в этих минералах не связано с числом водородов. Однако Смит не отвергал полностью возможности того, что в структуре мелилита могут встречаться группы (OH) . По его мнению, гидроксил-ионы, если они присутствуют, располагаются, вероятнее всего, в свободных вершинах тетраэдров.

В табл. 42 приведены 15 анализов мелилитов, а также количества ионов в пересчете на 14 (O) . В серии чистых окерманит-геленитовых твердых растворов основными замещениями являются замещения $\text{Mg}^{+2} + \text{Si}^{+4} \rightleftharpoons \text{Al}^{+3} + \text{Al}^{+3}$. Мелилиты, приближающиеся по составу к чистому окерманиту, встречаются редко. В большинстве мелилитов, богатых окер-

манитовой составляющей, присутствует Al, а в таких минералах, в которых на формульную единицу приходится примерно два атома Si, электростатическая нейтральность поддерживается замещением Ca на Na; так, состав мелилита из Уганды (табл. 42, анал. 2) может быть выражен формулой $\text{Ca}_{1,7}\text{Na}_{0,3}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,75}\text{Al}_{0,25}\text{Si}_2\text{O}_7$. Минералы, приближающиеся по составу к гелениту, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$, также редки, и во многих мелилитах, богатых геленитовой составляющей, примерно половина Al замещается Si, а половина (Mg, Fe). Таким образом, формула минерала из Тироля (табл. 42, анал. 13) может быть написана как $\text{Ca}_{1,9}\text{Na}_{0,1}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,35}\text{Al}_{1,2}\text{Si}_{1,4}\text{O}_7$.

Геленит является основной фазой в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (Rankin, 1915), а окерманит — в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (Ferguson, Merwin, 1919). Диаграмма равновесия системы геленит — окерманит была определена Фергусоном и Баддингтоном (Ferguson, Buddington, 1920), а положение кривой солидуса уточнено позже Осборном и Шерером (Osborn, Schairer, 1941). Геленит и окерманит образуют серию твердых растворов с минимальной температурой плавления 1385°C при составе $\text{Ge}_{28}\text{Ak}_{72}$. Таким образом, кристаллизация в системе геленит — окерманит зависит от состава близ минимальной точки плавления, т. е. от того, каким компонентом обогащен состав: геленитом или окерманитом. Однако природные мелилиты могут содержать некоторые количества железа и натрия: замещение Ca, Mg, Al на Na, Fe^{+2} , Fe^{+3} вызывает заметное понижение температуры плавления; остаточный расплав обогащается железом и натрием.

Геленит. Геленит плавится конгруентно при 1590°C и рассматривается как устойчивая фаза в системах $\text{NaAlSiO}_4 - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ (Smalley, 1947), $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 - \text{NaAlSiO}_4$ (Goldsmith, 1947) и $\text{CaSiO}_3 - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Yoder, 1952), каждая из которых представляет собой часть четверной системы $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Фазовые взаимоотношения даже в пределах частных систем сложны, но включение CaSiO_3 и NaAlSiO_4 (Smalley, 1947) в твердый раствор с геленитом сомнительно. Так, Шерер и Осборн (Schairer, Osborn, 1950) показали, что в системе геленит — CaSiO_3 твердый раствор отсутствует, а согласно Нурсе и Мидгли (Nurse, Midgley, 1953), нефелин и волластонит являются продуктами распада натрового мелилита ниже линии солидуса.

Нурсе и Мидгли синтезировали натровый мелилит, $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$, и изучили псевдобинарную систему геленит — натровый мелилит, показанную на фиг. 59. Натровый мелилит может быть получен в чистом виде при девитрификации стекла соответствующего состава ниже 1080°C . При этой температуре натровый мелилит распадается на волластонит и нефелин:

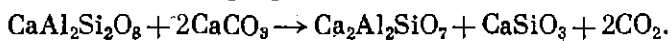


Натровый мелилит может образоваться как устойчивая фаза в результате реакции между нефелином и волластонитом ниже температуры распада. По данным Нурсе и Мидгли, эквимолекулярная смесь волластонита и нефелина, выдержанная при 900°C в течение двух месяцев, дает смесь волластонита, нефелина и натрового мелилита. Геленит образует непрерывную серию твердых растворов с железистым геленитом, $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{AlSiO}_7$, который плавится конгруентно при 1285°C (Nurse, Midgley, 1953).

В системе $\text{CaSiO}_3 - \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ тройная эвтектика отсутствует, и Осборн и Шерер (Osborn, Schairer, 1941) показали, что

зональные окерманит-геленитовые кристаллы, колеблющиеся по составу, могут быть получены в результате кристаллизации при непрерывно уменьшающейся температуре.

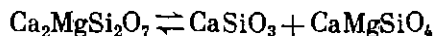
При изучении равновесных отношенийgrossуляра, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, Йодер (Yoder, 1950) показал, что геленит вместе с волластонитом и анортитом образуются при температурах ниже точки плавления (1348°C) из стекла, имеющего состав grossуляра, и что продукты распада геленита, волластонита и анортита могут быть устойчивы даже при очень низкой температуре (850°C). Кроме того, геленит образуется при кристаллизации стекла grossулярового состава в интервале температур от 1028 до 1355°C и давлении от 1260 до 4220 бар. Смеси кальцита, волластонита и анортита, синтезированные в интервале температур от 700 до 800°C , также дают геленит, и Йодер предположил наличие следующей реакции:



Методы синтеза геленита в твердом состоянии путем нагревания тонкоземлистой смеси CaO , Al_2O_3 и SiO_2 описаны Джэндером и Петри (Jander, Petri, 1938) и Акиямой (Akiyama, 1940).

Галлиевые и алюминиевые соединения, имеющие формулу CaTM_2O_7 , где $M = \text{Al}$ или Ga , а $T = \text{La, Pr, Nd, Y}$ или Sm , синтезированы Дюрифом и Форратом (Durif, Forrat, 1958). Состав этих соединений может быть выведен из состава геленита замещением Si и Ca на Al и редкие земли.

Окерманит. Окерманит плавится конгруэнтно при 1454°C . Согласно Боуэну, Шереру и Поздняку (Bowen et al., 1933), из стекла окерманитового состава, кристаллизующегося при 1327°C , развиваются только кристаллы окерманита, но из того же самого стекла, кристаллизующегося при 1050°C , образуются окерманит и Ca_2SiO_4 . Позже Осборн и Шерер (Osborn, Schairer, 1941) сообщили, что окерманит, выкристаллизовавшийся при 1400°C , оставался гомогенным выше 1325°C , но ниже этой температуры в окерманите развились небольшие кристаллы, по-видимому, диопсида; эти наблюдения противоречат данным Тейлора и Вильямса (Taylor, Williams, 1935), которые сообщили о синтезе окерманита в твердом состоянии в интервале температур от 800 до 1200°C . Нурсе и Мидгли (Nurse, Midgley, 1953) также отмечали кристаллизацию одного только окерманита из стекла окерманитового состава; исключение представляли случаи, когда добавлялись небольшие количества ($0,2\%$) Ca_2SiO_4 или $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Из таких смесей, отожженных при температурах ниже 1200°C , при выпадении примесей развивается вторая фаза, образующая «пегматитовую структуру». Эта структура наблюдается во многих метелитах, которые кристаллизовались из природных магм и лав, но не отмечалась в окерманите, образовавшемся в результате реакций в твердом состоянии в термально метаморфизованных известняках. Согласно Нейвонену (Neuvonen, 1952), разложение окерманита при уменьшении температуры может быть результатом следующей реакции: окерманит $\rightarrow$ диопсид + мервинит $\rightarrow$ диопсид + монтичеллит + $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \rightarrow$ монтичеллит + волластонит. Кривая давление — температура (фиг. 60) для моновариантной реакции



Окermanит Волла- Монтичеллит
 стонит

определена Харкером и Таттлом (Harker, Tuttle, 1956). Взяв CaO , MgO и SiO_2 в молекулярных отношениях 2 : 1 : 2 и используя тонкозернистые смеси окерманита, волластонита и монтичеллита, эти авторы

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛИЛИТА

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,55	42,86	40,03	43,27	42,81	40,44	41,93
TiO ₂	—	0,06	0,00	Сл.	0,12	0,50	—
Al ₂ O ₃	0,96	5,02	5,66	6,44	6,59	6,70	8,34
Fe ₂ O ₃	—	0,26	7,76	0,97	1,90	0,16	1,54
FeO	0,12	2,99	0,40	2,32	3,06	0,69	3,40
MnO	—	0,08	0,00	0,16	0,08	0,06	—
MgO	13,30	9,20	9,43	7,90	7,48	9,40	6,26
CaO	39,30	34,90	32,17	34,76	33,27	38,58	31,93
Na ₂ O	—	3,68	2,83	3,59	3,75	1,21	4,08
K ₂ O	—	0,42	1,72	0,20	0,33	0,21	0,48
H ₂ O ⁺	—	0,22	—	0,28	0,43	0,16	} 1,08
H ₂ O ⁻	—	0,00	—	0,00	0,00	0,15	
Сумма	100,23	99,69	100,00	99,89	99,82	100,18	99,04
No	1,6332	—	1,666	—	1,630	1,632—1,634	1,631
Ne	1,639	—	1,661	—	1,637	1,636—1,638	1,621
Уд. в.	3,12	—	—	—	—	3,015	—

Количества ионов в пересчете на 14 (O)

Si	4,155	3,936	3,698	3,941	3,921	3,703	3,888
Al	0,101	0,543	0,610	0,692	0,711	0,723	0,912
Ti	—	0,003	—	—	0,008	0,034	—
Fe ³⁺	—	0,018	0,535	0,066	0,131	0,040	0,107
Mg	1,769	1,259	1,286	1,072	1,021	1,283	0,865
Fe ²⁺	0,009	0,230	0,030	1,177	0,234	0,053	0,264
Mn	—	0,006	—	0,012	0,006	0,004	—
Na	—	0,654	0,506	0,634	0,666	0,214	0,733
Ca	3,759	3,434	3,156	3,392	3,265	3,786	3,173
K	0,050	—	0,202	0,022	0,038	0,024	0,057

1. Окерманит, Везувий (Schaller, 1916, по Zambonini, 1910).

2. Мелилит, гора Элгон, Уганда (Smith, 1953). Аналитик Х. В. Уйик.

3. Мелилит из оливинового мелилита, Капо-ди-Бове, Италия (Buddington, 1922). Аналитик Х. С. Вашингтон.

4. Мелилит, Айрон-Хилл, Колорадо (Smith, 1953). Аналитик Х. В. Уйик.

5. Мелилит из мелилитового базальта, Гюнолулу, Гавайские острова (Neuvonen, 1952). Аналитик Х. В. Уйик. (Параметры элементарной ячейки: a 7,78; c 5,02 Å.)

6. Зональный окерманит из шлака (Ляпин, 1946). Аналитик И. М. Шумило. (Кроме того, в анализе NiO 1,70, CoO 0,21, CuO 0,007.)

7. Мелилит из мелилит-нефелиново-биотитовой породы (турьяит), Кольский полуостров (Ramsay, 1921).

a В том числе Ni 0,160, Co 0,020.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛИЛИТА

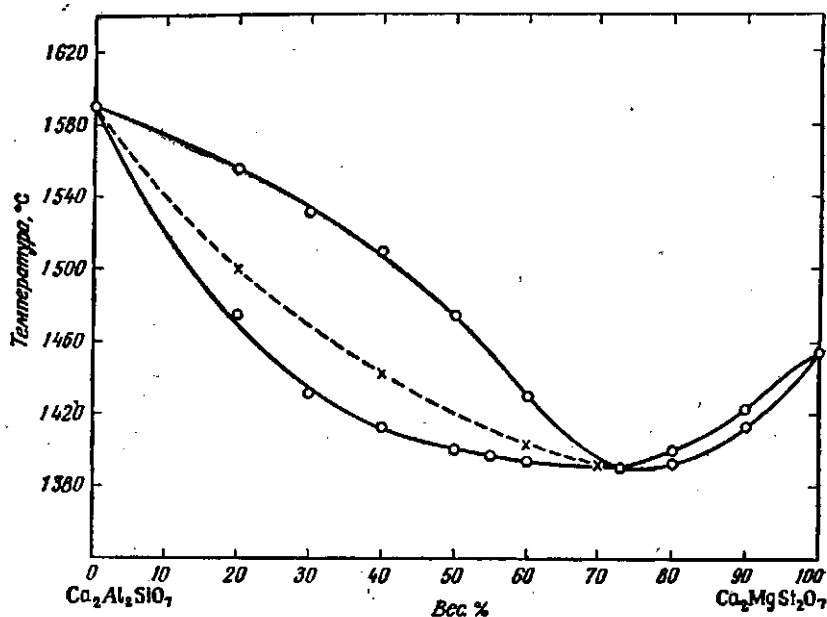
Т а б л и ц а 42 (продолжение)

	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	41,68	44,13	40,36	37,84	32,60	30,09	26,33	38,10
TiO ₂	—	—	—	0,66	0,00	Сл.	0,03	—
Al ₂ O ₃	9,86	10,80	12,04	12,89	18,10	21,67	27,82	—
Fe ₂ O ₃	2,61	—	0,75	1,13	0,95	1,36	1,43	0,57
FeO	4,32	2,04	1,53	5,66	0,92	2,14	0,50	—
MnO	—	0,16	—	—	0,02	0,04	0,01	1,50
MgO	4,72	4,35	6,56	3,42	6,91	3,87	2,44	1,62
CaO	49,85	33,81	34,71	33,19	40,08	38,36	39,55	33,85
Na ₂ O	5,27	3,40	3,34	3,93	0,18	0,75	0,21	—
K ₂ O	0,78	Сл.	0,30	0,25	0,21	0,16	0,10	—
H ₂ O ⁺	0,98	0,49	0,79	1,59	0,48	1,64	} 1,85	} 0,52
H ₂ O ⁻	—	—	0,13	0,07	0,00	0,00		
Сумма	100,07	100,03	100,51	100,33	100,45	100,08	100,27	100,46
No	1,645	1,6323	—	—	1,656	—	—	1,6691
Ne	1,635	1,6257	—	—	1,654	—	—	1,6568
Уд. в.	—	2,98	—	—	—	—	—	3,39

Количества ионов в пересчете на 14 (O)

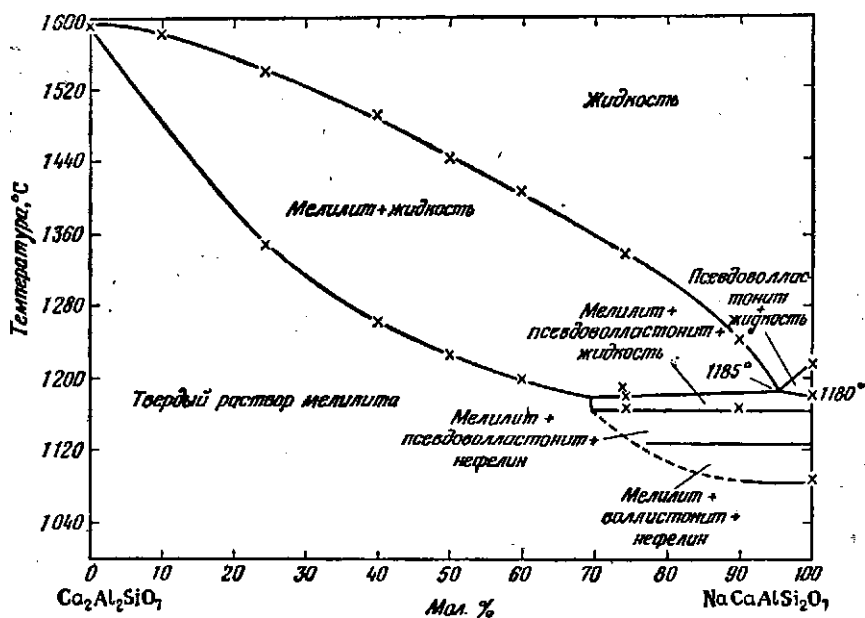
Si	3,840	3,968	3,656	3,539	2,991	2,816	2,453	3,959
Al	1,071	1,145	1,285	1,421	1,957	2,392	3,056	—
Ti	—	—	—	0,046	—	—	0,002	—
Fe ³⁺	0,180	—	0,051	0,080	0,064	0,096	0,101	0,045
Mg	0,648	0,583	0,886	0,435	0,944	0,540	0,339	0,250
Fe ²⁺	0,333	0,153	0,116	0,443	0,070	0,167	0,040	—
Mn	—	0,012	—	—	0,001	0,003	0,001	0,132
Na	0,941	0,952	0,586	0,713	0,032	0,136	0,038	—
Ca	2,947	3,257	3,369	3,327	3,940	3,847	3,949	3,768
K	0,092	—	0,035	0,029	0,024	0,019	0,012	—

- Мелилит из нефелин-мелилитовой породы, Вилла-Сенни, Рим (Washington, 1927). Аналитик Х. С. Вашингтон.
 - Мелилит из ункампагрита, Айрон-Хилл, Колорадо (Larsen, 1942). Аналитик У. Т. Шеллер. (Кроме того, в анализе SrO 0,82, BaO 0,03.)
 - Мелилит (гумбольдит) Монте-Сомма, Везувий (Buddington, 1922).
 - Мелилит (гумбольдит), реакционная зона между долеритом и мелом, Скаут-Хилл, Антрим, Ирландия (Tilley, 1929). Аналитик Х. Ф. Харвуд.
 - Геленит из массива, район Луна, Нью-Мехико (Neuvonen, 1952). Аналитик Х. Б. Уник. (Параметры элементарной ячейки: a 7,77; c 5,05 Å.)
 - Геленит, долина Фассы, Тироль (Smith, 1953). Аналитик Х. В. Уник.
 - Геленит, Велардсняя, Дуранго, Мексика (Schaller, 1916 по Allen, 1908).
 - Гардистонит из зернистой массы в известняке, Франклин, Нью-Джерси (Palache, 1937). Аналитик Дж. И. Вольф (Кроме того, в анализе ZnO 24,30.)
- ^a В том числе Sr 0,042, Ba 0,001.
- ^b В том числе Zn 1,864.



Ф и Г. 58. Диаграмма равновесия бинарной системы окерманит — геленит.

Пунктирная линия — кривая солидуса по Фергусону и Баддингтону. По Осборну и Шереру (Osborn, Schairer, 1941).

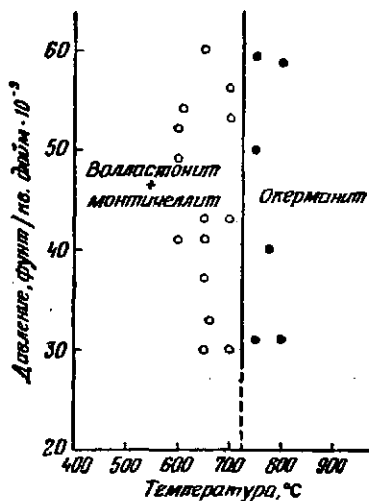


Ф и Г. 59. Диаграмма равновесия системы геленит — натровый мелилит (Nurse, Midgley, 1953).

показали, что на низкотемпературной стороне кривой развиваются волластонит и монтичеллит, а синтетический окерманит распадается на эти два минерала. При температуре 610°C и давлении 41 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 2870 \text{ кг/см}^2$) окерманит в течение 10 дней полностью распался на волластонит и монтичеллит. Если смеси в течение 15 час подвергать нагреванию до температуры 798°C и давлению 58 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 4060 \text{ кг/см}^2$), гидротермальным путем можно получить чистый окерманит. Распад окерманита на волластонит и монтичеллит обусловлен его структурной неустойчивостью, а не реакциями с другими фазами (H_2O или CO_2), которые могут присутствовать. Так как образуется только твердая

Ф и Г. 60. Р — Т-кривая для моно-вариантной реакции волластонит + монтичеллит $\rightleftharpoons$ окерманит.

Светлые кружки располагаются на низкотемпературной стороне Р — Т-кривой, где устойчивы волластонит + монтичеллит, а черные кружки — на высокотемпературной стороне Р — Т-кривой, где устойчив окерманит (Harker, Tuttle, 1956).



фаза, объем остается почти постоянным и кривая давление — температура представляет собой почти прямую линию, пересекающую под большим углом ось температур на Р — Т-диаграмме.

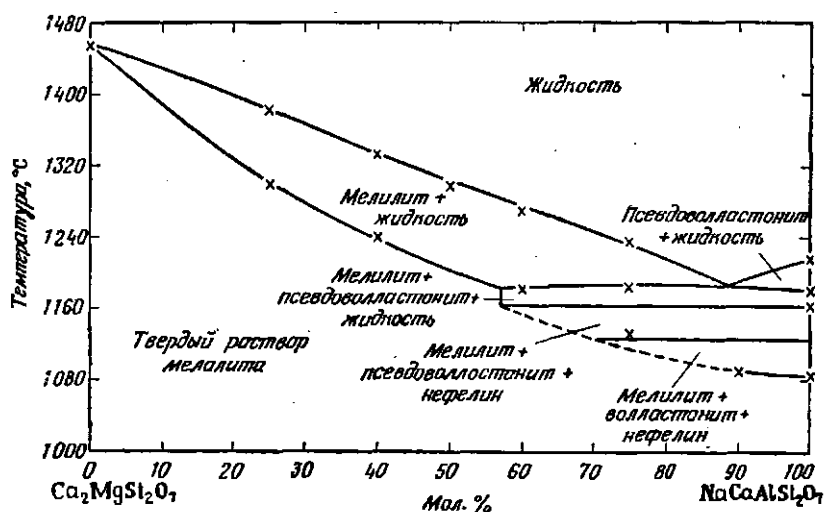
Природные мелилиты могут содержать значительное количество железистого окерманита, $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+2}\text{Si}_2\text{O}_7$, но кристаллы, очень богатые этим компонентом, известны только из шлаков. Синтетический железистый окерманит устойчив ниже 775°C и является фазой субсолидуса в системе $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Bowen et al., 1933); выше 775°C он разлагается на волластонит и железисто-кальциевый оливин — кирштейнит:



Предварительная диаграмма равновесия системы железистый окерманит — окерманит дана Шерером (Schairer, 1944). Железистый окерманит получен Нурсе и Мидгли (Nurse, Midgley, 1953) при девитрификации стекла состава железистого окерманита при температурах ниже 775°C . Система окерманит — натровый мелилит (фиг. 61), подобно системе телленит — натровый мелилит, является псевдобинарной, так как натровый мелилит распадается на волластонит и нефелин.

Система окерманит ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) — анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) имеет двойную эвтектику при 1234°C и содержании 46 вес.% $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (De Wyz, Foster, 1956). Окерманит занимает большое первичное фазовое поле в системе диоксид ($\text{Ca,MgSi}_2\text{O}_6$) — анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) — окерманит ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$), которое, по существу, относится к простому эвтектическому

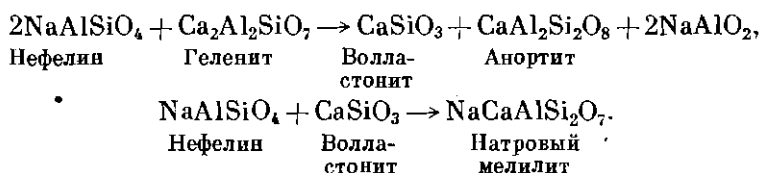
типу — тройной эвтектике при 1226°C , характеризующейся следующим составом: 9% диопсида, 44% анортита и 47% окерманита (по весу). Таким образом, окерманит для образования богатого геленитовой составляющей мелилита не отнимает алюминий у обогащенных анортитом смесей. Это



Ф и Г. 61. Диаграмма равновесия системы окерманит — натровый мелилит (Nurse, Midgley, 1953).

означает также, что в системе отсутствуют дополнительные первичные поля, как это можно предположить на основании неустойчивости окерманита ниже 1325°C .

Натровые мелилиты. Синтез натрового мелилита и его распад при температурах субсолидуса на нефелин и волластонит описаны выше. Еще до исследований Нурсе и Мидгли (Nurse, Midgley, 1953) Смолли (Smalley, 1947) определил, что нефелин может давать твердый раствор с геленитом, и предположил наличие следующей реакционной серии:



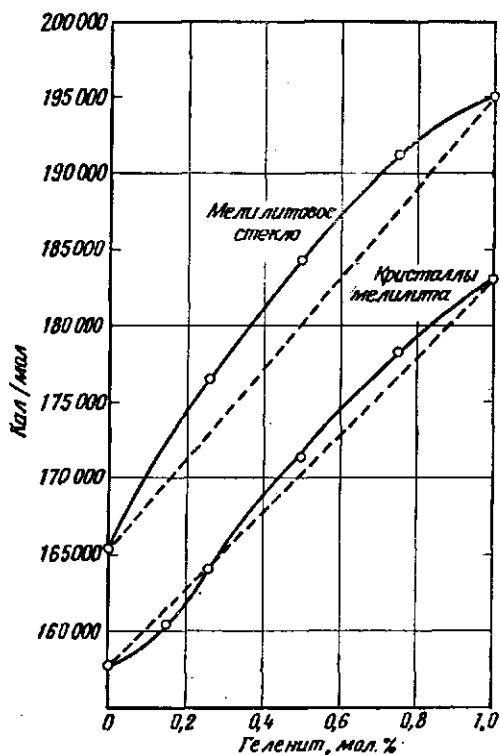
Чтобы определить содержание натровой составляющей в гелените, Гольдсмит (Goldsmith, 1948) исследовал систему $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ — $\text{Na}_2\text{Si}_3\text{O}_7$ и установил, что 15% $\text{Na}_2\text{Si}_3\text{O}_7$ входят в твердый раствор с геленитом (содержание Na_2O равно 3,85%). Согласно Гольдсмитту, в системе $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ — $\text{Na}_2\text{Si}_3\text{O}_7$ не отмечается твердых растворов. Эти результаты противоречат данным Нурсе и Мидгли, которые, как уже сообщалось, установили существование натрового мелилита, $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$, и его способность образовывать твердые растворы с геленитом и окерманитом.

Попытки синтезировать калиевый мелилит, $\text{CaKAlSi}_2\text{O}_7$, окончились неудачей, по-видимому, из-за того, что структура мелилита неблагоприятна для размещения большого атома калия. Смесей состава калиевого мелилита содержат волластонит и калиофилит при всех температурах

ниже солидуса. Примерно 20% компонента состава калиевого мелилита может входить в твердый раствор с геленитом, однако природные кристаллы такого состава неизвестны.

Теплота растворения синтетических мелилитовых стекол и кристаллических мелилитов измерена Нейвоненом (Neuvonen, 1952) методом калориметрии растворения. Кривые как для стекла, так и для кристаллических твердых растворов отклоняются от прямых линий, соединяющих значения для чистого окерманита и геленита, указывая на отклонение

Ф и г. 62. Теплота растворения синтетических кристаллов и стекла мелилитового состава серии окерманит — геленит (Neuvonen, 1953).



от идеального случая в этой серии твердых растворов и свидетельствуя о влиянии теплового эффекта на образование членов серии из чистых конечных компонентов. Теплота растворения (в кислой смеси с 20% HCl и 5% HF) синтетического кристаллического окерманита — $157\,590 \pm 190$ кал/мол, а геленита — $182\,980 \pm 320$ кал/мол; близ обогащенного окерманитом конца серии наблюдается отрицательный тепловой эффект, а близ конца, богатого геленитом, — положительный тепловой эффект (фиг. 62).

Анализ цинкового мелилита — гардистонита (Palache, 1937) дает приблизительную формулу этого минерала: $(\text{Ca}_{1,9}\text{Mn}_{0,07})(\text{Mg}_{0,12}\text{Zn}_{0,93})\text{Si}_{1,98}\text{O}_7$ (табл. 42, anal. 15).

Мелилит может разрушаться с образованием волокнистого буроватого материала, который в ряде случаев определяется как себоллит, $\text{OH}_2\text{Ca}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{14}$; наблюдается также переход в пренит. Кальцит часто образует псевдоморфозы по мелилиту, особенно в основных щелочных жильных породах. Эскерманн (Eskermann, 1948) описал карбонатизацию мелилита и его замещение зернистой смесью меланитового граната и кальция в уацититах. Изменение остаточными магматическими жидкостями

и гидротермальными растворами мелилита из ункомпагрита Айрон-Хилл, Колорадо (Larsen, 1942), начинается с развития краевых каемок перовскита, за которым следует переход мелилита в богатый титаном гранат, везувин и диопсид. Кроме того, продуктами изменения мелилита бывают тонковолокнистые пучки себоллита и юанита, анализы которых выполнены Ларсеном.

Оптические и физические свойства

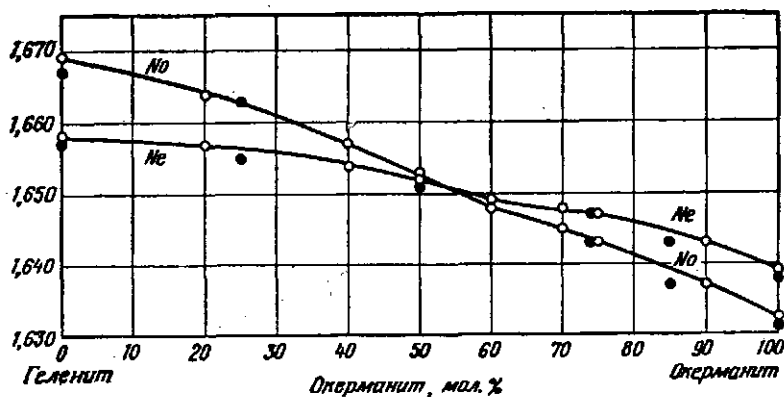
Показатели преломления чистых синтетических твердых растворов окерманит — геленит (фиг. 63, табл. 43) определены Фергусоном и Буддингтоном (Ferguson, Buddington, 1920), а также Нейвоненом (Neuvonen, 1952). Разности, богатые гелениновой составляющей, одноосные отрицательные; двупреломление уменьшается от 0,011 для чистого геленита до нуля ($N_o = N_e \simeq 1,65$) примерно при содержании 52 мол. % окерманита, и твердые растворы этого состава изотропны. Твердые растворы, богатые окерманитовой составляющей, одноосны и оптически положительны; двупреломление увеличивается от нуля до 0,008 в чистом окерманите. Замещение Al на Fe^{+3} в гелените сопровождается увеличением показателя преломления, и для железистого геленита, $Ca_2Fe^{+3}AlSiO_7$, N_o 1,726, а N_e 1,723. Железистый окерманит одноосный отрицательный; он имеет следующие показатели преломления: N_o 1,690, N_e 1,673 (Bowen et al., 1933). Показатели преломления синтетических мелилитов, колеблющихся по составу между окерманитом и железистым окерманитом, приводятся Шерером (Schairer, 1944); составы, содержащие около 30% $Ca_2Fe^{+3}Si_2O_7$, изотропны. Колебания показателей преломления в системе геленит — железистый геленит — окерманит приведены на фиг. 64. Замещение Ca на Na как в мелилитах, богатых гелениновой составляющей, так и в мелилитах, богатых окерманитовой составляющей, вызывает сильное уменьшение показателей преломления; у чистого натрового мелилита N_e 1,575, N_o 1,580 (фиг. 65 и 66).

Таблица 43

ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕЛОМЛЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ МЕЛИЛИТОВ
(Neuvonen, 1952)

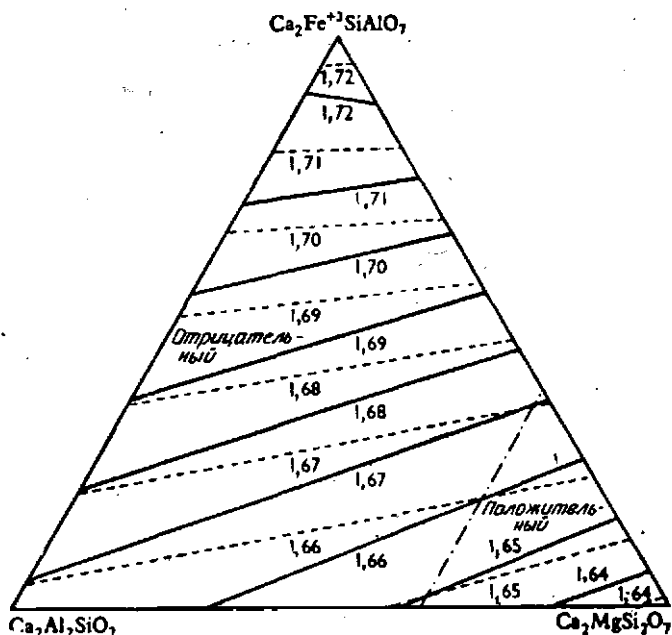
Молекулярные проценты	N_o	N_e	Показатели пре- ломления стекла
$Al_{100}Ge_0$	1,631	1,638	1,640
$Al_{85}Ge_{15}$	1,637	1,643	1,639
$Al_{74}Ge_{26}$	1,643	1,647	1,639
$Al_{50}Ge_{50}$	1,653	1,651	1,638
$Al_{25}Ge_{75}$	1,663	1,655	1,637
Al_0Ge_{100}	1,667	1,657	1,636

Оптические свойства могут изменяться в пределах одного кристалла. Так, мелилит из ункомпагрита (табл. 42, anal. 9), как правило, оптически отрицательный, но двупреломление этого минерала меняется и иногда проходит через нуль; в этом случае минерал становится оптически положительным. Мелилиты иногда зональны и дают аномальные синие интерференционные окраски. Например, краевые части кристаллов мелилита



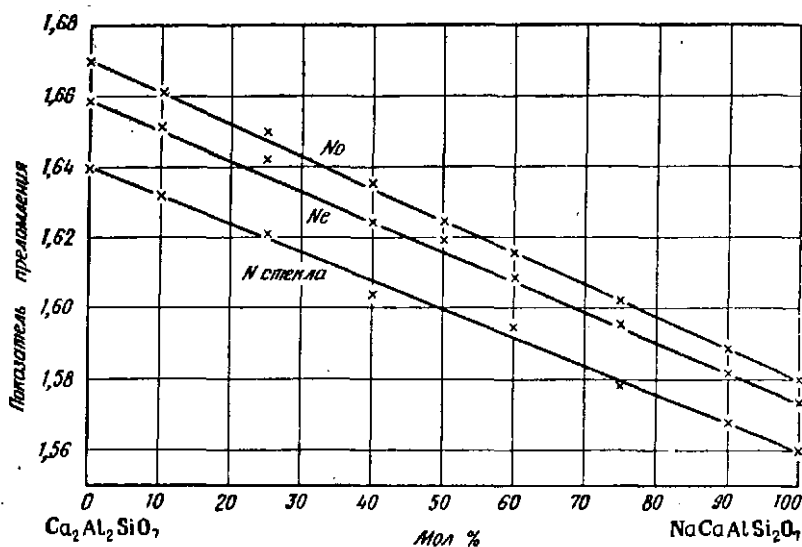
Ф и Г. 63. Показатели преломления синтетических окерманит-гелени-
товых минералов.

Светлые кружки — данные Фергюсона и Буддингтона (Ferguson, Buddington, 1920), черные кружки — данные Нейвонена (Neuvonen, 1952).

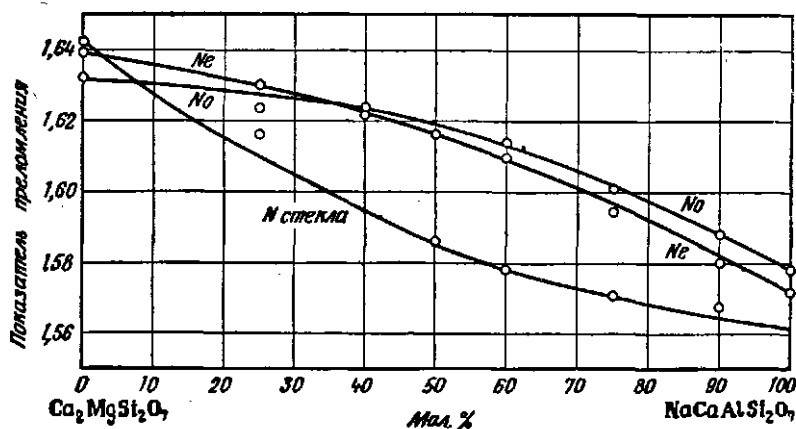


Ф и Г. 64. Показатели преломления в серии окерманит —
геленит — железистый геленит (Nurse, Midgley, 1953). Сплош-
ные линии — No, прерывистые линии — Ne.

из Скаут-Хилл (табл. 42, анал. 11) окрашены интенсивнее, чем ядра. Мелилиты кристаллизуются в форме табличек, часто с хорошо развитыми



Ф и г. 65. Показатели преломления в серии геленит — натровый мелилит (Nurse, Midgley, 1953).



Ф и г. 66. Показатели преломления в серии окерманит — натровый мелилит (Nurse, Midgley, 1953).

гранями {001}. Удельный вес синтетических окерманит-геленитовых минералов и синтетических стекол обнаруживает линейную зависимость от состава (Ferguson, Buddington, 1920).

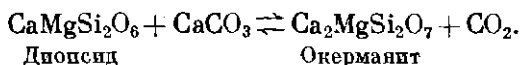
Диагностические признаки

Благодаря широкому пределу возможных замещений не удастся определить точный состав мелилита. Мелилиты, богатые геленитовой составляющей, отличаются от разностей, обогащенных окерманитовой

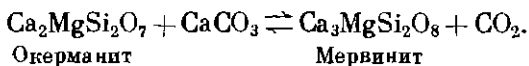
составляющей, оптическим знаком; небольшое двупреломление указывает на промежуточный состав. Мелилиты отличаются от цоизита одноосностью, от везувиана — более низкими показателями преломления, от апатита — простым таблитчатым габитусом.

Парагенезис

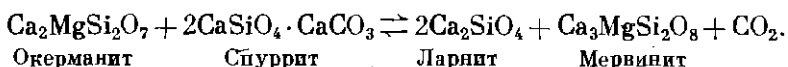
Мелилиты характерны для высокотемпературных минеральных ассоциаций в термально метаморфизованных приконтактовых зонах известняков, загрязненных примесью силикатного материала, а окерманит рассматривается Тернером и Ферхугеном (Tugnee, Verhoogen, 1951) как определяющий минерал сандинитовой фации. Образование окерманита в процессе прогрессивного метаморфизма кремнистых известняков, по-видимому, происходит в результате следующей реакции:



P — T-кривые равновесия для этой реакции приведены в работах Боуэна (Bowen, 1940) и Уикса (Weeks, 1956). В породах, в которых на этой стадии метаморфизма с кремнистым материалом реагирует лишь часть кальцита, при более высоких температурах происходит реакция между окерманитом и карбонатом с образованием мервинита:



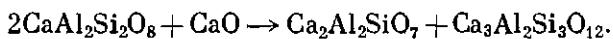
На более высокой стадии термального метаморфизма карбонатных пород, содержащих примесь силикатного материала, окерманит и спуррит могут реагировать с образованием ларнита и мервинита:



Во многих термально метаморфизованных загрязненных известняках наряду с кремнием присутствует алюминий, и мелилитовый минерал часто ближе по составу к гелениту, чем к окерманиту. Близ Скаут-Хилл (Tilley, 1929) мелилит ассоциирует с ларнитом, мервинитом и спурритом в контактовой зоне между долеритом и мелом, а на Монте-Сомма (Buddington, 1922) и на вулкане Мерапи, Ява (Brouwer, 1946), мелилит присутствует в ксенолитах загрязненного известняка в лейцититах и базальтах соответственно.

Мелилит — обычная составная часть фельдшпатоидных пород, образовавшихся в результате реакции основных магм с карбонатными породами. Так, в холмах Скаут-Хилл (Tilley, 1929, 1931, 1948b) мелилит (табл. 42, anal. 11) присутствует в большом количестве в реакционной зоне между долеритом и мелом; он здесь встречается в ассоциации с титанистым авгитом, эгирин-авгитом, эгирином, нефелином, лабрадором, волластонитом и перовскитом в гибридных породах, образовавшихся в результате ассимиляции карбонатной породы долеритовой магмой. На Комас-Мор Тилли (Tilley, 1948a) описал узкие реакционные зоны пироксенита, тералита и нефелинового габбро на контакте оливинового габбро и известняка. В двух последних породах мелилит ассоциирует с титанавгитом, анальцимом и минералами серии твердых растворов

железистого волластонита. Ларсен (Larsen, 1942) описал образование мелилит-пироксеновой породы в результате воздействия базальтовой магмы на мрамор. Здесь, как и на Скаут-Хилл, мелилит, богатый геленитовой составляющей, развивается из основного плагиоклаза:



Анортит

Геленит

Гроссулярь

В мелилитовых базальтах мелилит изредка присутствует как в виде вкрапленников, так и в основной массе, но чаще встречается только в основной массе. Мелилит этих пород характеризуется относительно высоким содержанием натрия и железа, обычно имеет «пегматитовую структуру» и, как правило, кристаллизуется после других главных минералов породы — оливина и пироксена. Однако в некоторых мелилитовых базальтах (например, мелилитовых базальтах Южной Африки) пироксен образуется раньше мелилита, но затем растворяется и замещается магнетитом, перовскитом и мелилитом (Taljaard, 1937). Кроме того, мелилит встречается в нефелин-мелилитовых базальтах, мелилитовых лейцититах, мелилитовых базальтовых туфах (Holmes, Harwood, 1932) и наряду с оливином и монтичеллитом является важной составной частью некоторых разновидностей альноита. Минеральный состав этих пород, и в частности альноита, в связи с кристаллизацией в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ рассмотрен Боуэном (Bowen, 1928, 1945). В этой системе из жидкости, содержащей 50% форстерита и 50% окерманита, первым кристаллизуется форстерит, затем монтичеллит и, наконец, окерманит; кристаллизация последнего сопровождается растворением монтичеллита. Боуэн изучил также эффекты добавки натрия и алюминия к богатым кальцием и магнием жидкостям и показал, что при температурах субсолидуса мелилит кристаллизуется из смесей диопсида и нефелина, состав которых колеблется в широких пределах. Боуэн пришел к выводу, что присутствие мелилита в базальтах не всегда говорит об ассимиляции известняка. Холмс (Holmes, 1937) рассмотрел классификацию и номенклатуру пород, в которых существенными составными частями являются оливин и мелилит, например мелилит-оливиновых нефелинитов, оливиновых мелилититов (табл. 42, анал. 3), венанцитов и катунгитов.

Породы, очень богатые мелилитом, описаны во многих районах; мелилит (табл. 42, анал. 9) составляет 68% ункомпагрита Айрон-Хилл, Колорадо (Larsen, 1942). Стэнсфилд (Stansfield, 1923) из Монтерегской петрографической провинции Квебека описал окаит — породу, содержащую примерно 50% мелилита, небольшое количество гаюина, биотита и перовскита. Некоторые разновидности окаита содержат также нефелин, и минералогически эти породы являются переходными к турьяиту (Ramsay, 1921, Гранск, 1928) Кольского полуострова. Последняя порода рассматривается как глубинный эквивалент мелилитового нефелинита, и мелилит (табл. 42, анал. 7) в ней ассоциирует с нефелином, биотитом, перовскитом, меланитом, магнетитом, апатитом и кальцитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Акиама К., 1940. Synthesis and X-ray analysis of gehlenite and anorthite, Journ. Sec. Chem. Indust. Japan, suppl., 43, 341 (M. A. 8—116).
 Andrews K. W., 1948. The lattice parameters and interplanar spacings of some artificially prepared melilites, Mineral. Mag., 28, 374.
 Верман Н., 1929. Composition of the melilite group, Am. Mineral., 14, 389.

- Bowen N. L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite, *Journ. Geol.*, 48, 225.
- Bowen N. L., 1945. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks, *Am. Journ. Sci.*, 243A, 75.
- Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E., 1933. The system $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$, *Am. Journ. Sci.*, ser. 5, 26, 193.
- Browner H. A., 1946. The association of alkali rocks and metamorphic limestone in a block ejected by the volcano Merapi (Java), *K. Akad. Wetensch. Amsterdam*, 48, 166.
- Buddington A. F., 1922. On some natural and synthetic melilites, *Am. Journ. Sci.*, ser. 5, 3, 35.
- De Wys E. C., Foster W. R., 1956. The binary system anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)—åkermanite ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$), *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 39, 372.
- De Wys E. C., Foster W. R., 1958. The system diopside — anorthite-åkermanite, *Mineral. Mag.*, 31, 736.
- Durif A., Forrat F., 1958. Gallates et aluminates isomorphes de la géhlénite, *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 81, 107.
- Eckermann H. von, 1948. The alkaline district of Alnö Island, *Sveriges Geol. Undersökning*, ser. Ca, No. 26, 1—176.
- Ervin G., Osborn E. F., 1949. X-ray data on synthetic melilites, *Am. Mineral.*, 34, 717.
- Ferguson J. B., Merwin H. E., 1919. The ternary system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$, *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., 48, 109.
- Ferguson J. B., Buddington A. F., 1920. The binary system åkermanite — gehlenite, *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., 50, 131.
- Goldsmith J. R., 1947. The system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, *Journ. Geol.*, 55, 381.
- Goldsmith J. R., 1948. Some melilite solid solutions, *Journ. Geol.*, 56, 437.
- Harker R. L., Tuttle O. F., 1956. The lower limit of stability of åkermanite ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$), *Am. Journ. Sci.*, 254, 468.
- Holmes A., 1937. The petrology of katungite, *Geol. Mag.*, 74, 201.
- Holmes A., Harwood H. F., 1932. Petrology of the volcanic fields east and southeast of Ruwenzori, Uganda, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 88, 370.
- Jander W., Petri J., 1938. Die Bildung von Anorthite und Gehlenit durch Reaktion im festen Zustande, *Zeits. Elektrochem.*, 44, 747 (M. A. 7—476).
- Kranck E. H., 1928. On turjaite and the ipolite stem of Turja, Kola, Fennia, 51, 12.
- Лавин В. В., 1948. О составе минералов мелилитовой группы и об одном Ni-содержащем окерманите из шлака. В кн. «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину», М., 585—597.
- Larsen E. S., 1942. Alkali rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 197A.
- Machatschki F., 1930. Die Summenformel der Melilithe, *Centr. Min.*, 278.
- Machatschki F., 1953. Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage, Wien, 84.
- Neuvonen K. J., 1952. Thermochemical investigation of the åkermanite-gehlenite series, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 26, 158, 1.
- Nurse R. W., Midgley H. G., 1953. Studies in the melilite solid solutions, *Journ. Iron. and Steel Inst.*, 174, 121.
- Osborn E. F., Schairer J. F., 1944. The ternary system pseudowollastonite-åkermanite-gehlenite, *Am. Journ. Sci.*, 239, 715.
- Palache C., 1937. The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey, U. S. G. S., Prof. Paper 180.

- R a a z F., 1931. Bemerkungen zur Gehlenit-Struktur, *Centr. Min., Abt. A*, 250, (M. A. 5-28).
- R a m s a y W., 1921. En melilitförande djupbergart från Turja på sydsidan av Kola-halvön, *Geol. For. Föhr.*, Stockholm, 48, 488.
- R a n k i n G. A., W r i g h t F. E., 1915. The ternary system of $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., 39, 1.
- S c h a i r e r J. F., 1944. Some aspects of the melting and crystallization of rock-forming minerals, *Am. Mineral.*, 42, 75.
- S c h a i r e r J. F., O s b o r n E. F., 1950. The system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$:1 Preliminary data on the join $\text{CaSiO}_3-\text{MgO}-\text{FeO}$, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 33, 160.
- S c h a l l e r W. T., 1916. Mineralogic notes, *U. S. Geol. Surv., Bull.*, Ser. 3, No. 610, 109.
- S m a l l e y R. G., 1947. The system $\text{NaAlSiO}_4-\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$, *Journ. Geol.*, 55, 27.
- S m i t h J. V., 1953. Reexamination of the crystal structure of melilite, *Am. Mineral.*, 38, 643.
- S t a n s f i e l d J., 1923. Extensions of the Monteregeian petrographical province to the west and northwest, *Geol. Mag.*, 60, 440.
- T a l j a a r d M. S., 1937. South African melilite basalts and their relations, *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 39, 281.
- T a y l o r N. W., W i l l i a m s F. J., 1935. Reactions between solids in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ in the temperature range $600^\circ\text{C}-1200^\circ\text{C}$, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 46, 1121.
- T i l l e y C. E., 1929. On melilite as a product of interaction of limestone and basaltic liquid, *Geol. Mag.*, 66, 347.
- T i l l e y C. E., 1948a. The occurrence of an orthorhombic high-temperature form of Ca_2SiO_4 (bredigite) in the Scawt Hill contact zone and as a constituent of slag, *Mineral. Mag.*, 28, 255.
- T i l l e y C. E., 1948b. The gabbro-limestone contact zone of Camas Mòr, Muck, Inverness-shire, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 140, 97.
- T i l l e y C. E., 1952. Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 529.
- T i l l e y C. E., H a r w o o d H. F., 1931. The dolerite-chalk contact at Scawt Hill, County Antrim, *Mineral. Mag.*, 22, 439.
- T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J., 1951. *Igneous and Metamorphic Petrology*, McGraw Hill, New York.
- W a r r e n B. E., 1930. The structure of melilite $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$, *Zeit. Krist.*, 74, 131.
- W a r r e n B. E., T r a n t z O. R., 1930. The structure of hardystonite $\text{Ca}_2\text{ZnSi}_2\text{O}_7$, *Zeit. Krist.*, 75, 525.
- W e e k s W. F., 1956. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks, *Journ. Geol.*, 64, 245.
- W i n c h e l l A. N., 1924. The composition of melilite, *Am. Journ. Sci.*, 5th Ser., 8, 375.
- Y o d e r H. S., 1950. Stability relations of grossularite, *Journ. Geol.*, 58, 221.
- Y o d e r H. S., 1952. The 10 per cent. $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ plane in the system $\text{CaSiO}_3-\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7-\text{NaAlSiO}_4-\text{CaAl}_2\text{SiO}_8$, *Journ. Geol.*, 60, 586.

Берилл



ГЕКСАГОНАЛЬНЫЙ (—)

Ne	1,565—1,590
No	1,567—1,598
No—Ne	0,004—0,008
Дисперсия	Слабая
Уд. в.	2,66—2,83
Тв.	7,5—8
Спайность	По {001} несовершенная
Двойникование	Редко: по {3141}, {1120} и {4041} (?)
Цвет	Бесцветный, белый, голубовато-зеленый, зеленовато-желтый, желтый, голубой, розовый; в шлифах обычно бесцветный
Плеохроизм	В толстых шлифах слабо плеохроирует; например, изумруд по No может быть желтовато-зеленым, а по Ne принимать цвет морской воды
Элементарная ячейка	a 9,188, c 9,189 Å, $c/a=1,0001$ $Z=2$. Пространственная группа $C6/mcc$

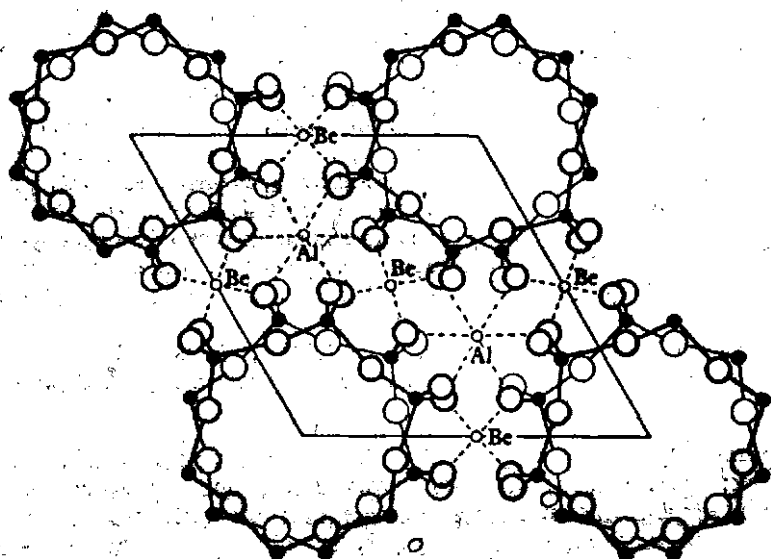
Берилл встречается в пустотах и занорышах в гранитах и гранитных пегматитах; кроме того, он присутствует в основной массе пегматитов и изредка встречается в метаморфических породах. Ярко-зеленая разновидность берилла называется изумрудом, а голубовато-зеленая — аквама-рином. Название имеет греческое происхождение, но его значение неизвестно.

Структура

Структура берилла изучена Брэггом и Уэстом (Bragg, West, 1926), которые установили, что истинное отношение осей (c/a) соответствует удвоенному отношению, первоначально принятому кристаллографами. Основная особенность структуры — наличие гексагональных колец, образованных шестью кремнекислородными тетраэдрами (фиг. 67). Центры колец лежат на осях симметрии шестого порядка; кольца располагаются друг над другом, и в пределах колец два атома кислорода каждой группы SiO_4 разделяются с обеих ее сторон смежными группами SiO_4 , обуславливая, таким образом, отношение $\text{Si} : \text{O} = 1 : 3$, характерное для метасиликатов. Элементарная ячейка содержит зеркальные плоскости симметрии, параллельные основанию, располагающиеся на уровнях 0 , $c/2$ и c ; атомы кремния и общие атомы кислорода гексагональных колец лежат в этих плоскостях. Между ними располагаются атомы Al и Be;

каждый Al окружен октаэдрической группой из шести атомов кислорода, а каждый атом Be — четырьмя атомами кислорода, образующими искаженный тетраэдр. В этих положениях они соединяются атомами кислорода Si_6O_{18} -колец и вся структура в целом связывается как по горизонтали, так и по вертикали. Структура подобна сотовой структуре с полыми каналами, параллельными оси z . Расстояния между центрами атомов и центрами этих каналов не меньше 2,55 Å.

Многие бериллы содержат довольно много щелочей, например калия, рубидия и цезия. Брэгг и Уэст описали берилл без щелочей, однако Фолинсби (Folinsbee, 1941) показал, что большие ионы щелочей могут располагаться только в гексагональных каналах; хотя эти исследователи не располагали рентгеновскими данными, была показана возможность



Ф и Г. 67. Структура берилла в проекции на базальную плоскость (0001). Показаны кольца верхней плоскости; тонкими линиями показаны те же кольца, но расположенные на половину периода ячейки ниже. По Брэггу (Bragg, 1937).

следующего замещения: $3 \text{ щелочных иона}^{+1} + 1 \text{Al}^{+3} \rightleftharpoons 3 \text{Be}^{+2}$. Этот основной вывод подтвержден Гинзбургом (1955), который на основании рентгеновских и термических данных пришел к заключению, что в каналах располагаются ионы щелочных металлов, а также вода.

Норриш (Norris, 1947), используя рентгенограммы монокристаллов, получил точные значения параметров элементарной ячейки: a 9,188, c 9,189 Å, и смог проиндифферировать порошковые рентгенограммы. Однако Виллалба (Villalba, 1953), изучавший колумбийский изумруд, приводит совершенно иные данные: a 9,5077, c 4,681 Å, пространственная группа $C6/mmm$, $Z = 3$. Присутствие ионов щелочных металлов, особенно большого иона Cs, обуславливает увеличение параметра c , хотя параметр a не изменяется. Например, Соседко (1957) дает следующие значения для трех образцов берилла из пегматита:

Na_2O	Li_2O	Cs_2O	Уд. в.	a	c	c/a
1,27	0,30	0,27	2,72	9,202	9,183	0,9979
1,39	1,23	0,67	2,75	9,202	9,209	1,0008
2,50	0,80	4,13	2,78	9,200	9,227	1,0030

Сходство между структурами берилла и кордиерита отмечалось Госснером и Массгнугом (Gossner, Mussgnug, 1928), которые предположили, что Al_2Mg_2 замещает SiBeBe_2 (см. также Folinsbee, 1941). Диоптаз, $\text{Ca}_3\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, также имеет метасиликатную кольцевую структуру, напоминающую структуру берилла, с полыми каналами, содержащими H_2O (Белов, 1942; Heide, 1954).

Химизм

Хотя формула берилла чаще всего пишется как $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, этот минерал обычно содержит некоторое количество щелочей, а в отдельных разностях общее содержание щелочей может достигать 5—7%. Кроме Na и Li, могут присутствовать большие щелочные ионы K и Cs; реже встречается Rb. Цезийсодержащая разность берилла известна под названием воробьевита; иногда ее называют ростеритом. Хотя Na может замещать Be, Фолинсби (Folinsbee, 1941) указывает, что крупные ионы K и Cs не могут замещать Be в этой структуре; кроме того, учитывая наличие широких гексагональных каналов в структуре берилла, можно предположить, что именно в этих каналах размещается большая часть ионов щелочей. Фолинсби предложил общую формулу щелочного берилла: $(\text{Щелочи})_x\text{Be}_{12-3x}(\text{Li}, \text{Na})_{2x}\text{Al}_x\text{Al}_x\text{Si}_{24}\text{O}_{72}$; при этом осуществляется следующее замещение: $3 \text{ щелочных иона}^{+1} + \text{Al}^{+3} \rightleftharpoons 3\text{Be}^{+2}$. Несколько анализов берилла пересчитано на основе 36(O). Табл. 44 показывает, что, хотя Be и замещается щелочами, значение для группы Al остается близким к теоретической величине, равной 4, и замещение может быть более простым: $2 \text{ щелочных иона}^{+1} \rightleftharpoons \text{Be}^{+2}$, хотя в анализах берилла с высоким содержанием щелочей значение для группы Be часто значительно превышает теоретическое, равное 6. Примером могут служить анализы 12 и 13 табл. 44; здесь значения для группы берилла равны 6,75 и 6,86 соответственно. О присутствии в берилле рубидия сообщают Боровин-Романова и Соседко (1958), которые обнаружили от 0,0033 до 0,110% Rb.

Даже драгоценные бериллы могут содержать H_2O^+ . Было высказано предположение (Kleemann, 1944), что кремний может быть замещен водородом, как в гидротросуляровой серии, давая состав, приближающийся к $\text{R}_3\text{Al}_2\text{Si}_{5,75}(\text{O}_{17}\text{OH})$. Джекоб (Jakob, 1938) показал, что некоторые анализы отвечают формуле $6\text{SiO}_2 \cdot 1\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{BeO} \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$, однако Яагармен (Jaegerman, 1940) привел анализы, соответствующие как вышеприведенной, так и сходной формуле с $\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$. Хотя количество воды колеблется, во многих случаях это не может быть объяснено наличием включений или начальной стадией изменения, и значение H_2O^+ не может быть использовано для установления чистоты и свежести образца, как это предлагал Фолинсби (Folinsbee, 1941). Гинзбург (1955) показал, что

вода в берилле медленно удаляется при 800—900° С без какого-либо заметного влияния на кривую нагревания, и пришел к выводу, что эта вода имеет цеолитную природу и что ее удаление не влияет на атомную структуру минерала.

Анализы табл. 44 соответственно пересчитаны с исключением воды и хорошо соответствуют формуле $R_n^{+1} \text{Be}_{3-1/2n} \text{Al}_2 \text{Si}_6 \text{O}_{18}$. Однако, согласно Гинзбургу, формула берилла может быть написана как $R_n^{+1} \text{Be}_{3-1/2n} \text{Al}_2 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] \cdot p\text{H}_2\text{O}$, где $n = 0-1$, а $p = 0,2-0,8$. Для цезий- и литий-содержащего берилла — воробьевита Гинзбург дает формулу $(\text{Li}, \text{Na}, \text{Cs})_4 \text{Be}_4 \text{Al}_4 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Существенное значение имеет замещение Al на Fe^{+3} , а также ограниченное замещение Be на Ca и Mg. Хотя зеленый цвет изумруда обычно связывают с присутствием Cr, последний был обнаружен лишь в нескольких анализах, причем количество его колебалось от 0,12 до 0,25% Cr_2O_3 . Хром не обнаружен в изумруде из биотитовых сланцев Хабахталя (Jakob, 1938). В голубом аквамарине из Сибири были обнаружены ZrO_2 (0,80%) и Nb_2O_5 (1,75%) (Сущинский, 1920), а в берилле из Турции — от 0,1 до 1,0% Sn (Schröder, 1941). По мнению Дамона и Калпа (Damon, Kulp, 1958), количества присутствующих в берилле He и A превышают количества, которые могут быть определены на основании радиоактивного распада. Дамон и Калп считают, что эти инертные газы являются просто магматическими газами, присутствовавшими при росте кристаллов берилла. Большие различия в содержании He и A в кристаллах, образовавшихся в раннем докембрии, и в кристаллах палеозойского возраста свидетельствуют о широком развитии газовой фазы на ранних этапах истории Земли.

Берилл синтезирован в присутствии воды из смеси SiO_2 , Al_2O_3 и BeCO_3 при давлении, колеблющемся от 400 до 1500 бар (Wyart, Šćavinčar, 1957). При 400° С берилл образуется в виде тонкого белого порошка. При 600° С были получены прозрачные бесцветные кристаллы берилла вместе с небольшим количеством фенакита, Be_2SiO_4 , и хризоберилла, BeAl_2O_4 . При замещении части алюминия в образующемся материале небольшим количеством хрома кристаллизуются фенакит, кварц, окись хрома и бледно-зеленый берилл. Зеленый цвет берилла обусловлен либо замещением Al на Cr, либо включениями окиси хрома. Ван Валькенбург и Уир (Van Valkenburg, Weir, 1957) осуществили гидротермальный синтез берилла в интервале температур от 500 до 850° С и при давлениях от 15 000 до 30 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 1050-2100 \text{ кг/см}^2$). Эти авторы сообщают также, что при 900° С и выше берилл в присутствии H_2O медленно разлагается с образованием фенакита и стекла; два природных берилла теряют воду и другие летучие примерно при 790° С и плавятся инконгруэнтно при 1475° С с образованием жидкости + фенакит. Предварительные эксперименты свидетельствуют, что берилл может быть устойчив при давлении 30 000 атм и 800° С. Р. Накен (Франкфурт) много лет назад получил кристаллы изумруда длиной 1 см; он помещал кристаллический зародыш в автоклав, содержащий слабощелочной раствор с BeO , Al_2O_3 , SiO_2 и небольшим количеством Cr_2O_3 (Praagh, 1947). Позже синтетические изумруды были получены фирмой «И. Г. Фарбениндустри», однако способ их производства и точный состав неизвестны (Anderson, 1935; Jaeger, Espig, 1935). Разрезанные на части камни, полученные фирмой, были распроданы как «игмеральд» (igmerald). Искусственный изумруд получен в 1930 г. химиком из Сан-Франциско К. Ф. Чатамом (Gübelin, Shipley, 1941; Rogers, Sperisen, 1942) (см. табл. 44, anal. 5). Методы синтеза изум-

руда рассмотрены Эпплером (Eppler, 1958b), согласно которому кристаллы изумруда, синтезированные Чатамом, несут признаки роста книзу от обломков кварца, взвешенных в расплавленной массе. Как иммеральд, так и материал, полученный Чатамом, содержат включения фенакита, образовавшегося вследствие дефицита Al_2O_3 в расплаве. В настоящее время синтетический изумруд очень трудно отличить от природных образцов.

Наиболее часто продуктом изменения берилла является каолинит, иногда вместе с небольшим количеством мусковита. Kerr (Kerr, 1946), проанализировав свежий бериллиевый материал (табл. 44, anal. 11), находящийся в промежуточной стадии изменения, и остаточный каолинит, показал постепенное уменьшение содержания Si, Be и щелочей. Известно также превращение берилла в бавенит, $Ca_4(Be, Al)_4Si_6(O, OH)_{28}$ (Кутукова, 1946); бавенит в дальнейшем может перейти в берtrandит, $Be_4(OH)_2Si_2O_7$ (Cerný, 1956). Иногда берилл, по-видимому, непосредственно замещается берtrandитом и кварцем (Ramdohr, 1940; Seaman, 1949). Рамдор (Ramdohr, 1940) сообщает также о берилле из пегматита, корродированном и замещенном фенакитом.

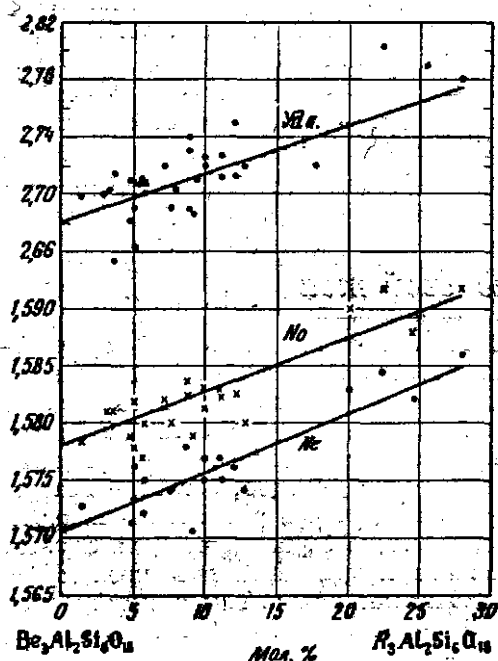
Оптические и физические свойства

Основной фактор, влияющий на оптические свойства берилла, — содержание щелочей. Как показано на фиг. 68, увеличение содержания щелочей сопровождается увеличением показателей преломления и небольшим увеличением двупреломления. Кривая зависимости оптических свойств от содержания щелочей, построенная на основании современных анализов, не подтверждает сделанных ранее выводов, согласно которым для одинакового увеличения содержания щелочей увеличение показателей преломления больше для низкощелочного берилла, чем для берилла, богатого щелочами. У искусственного изумруда показатели преломления и двупреломление ниже, чем у природного материала. Так, для искусственного изумруда n_e 1,560, n_o 1,563, $n_o - n_e$ 0,003 (Gübelin, Shipley, 1941) или n_e 1,5606, n_o 1,5644, $n_o - n_e$ 0,0038 и n_e 1,5647, n_o 1,5660, $n_o - n_e$ 0,0013 (Anderson, 1935); однако позже Ван Валькенбург и Уир (Van Valkenburg, Weir, 1957) на своем собственном материале получили значения n_e 1,566, n_o 1,569. Берилл, как правило, одноосный отрицательный, но известны двуосные (ромбические) бериллы, $2V$ которых может достигать 17° (Икорникова, 1939). Двуосный материал встречается в виде псевдотексагональных циклических двойников и может быть одноосным в центральных частях поперечных сечений. Шмидт и Байер (Schmidt, Baier, 1928) изучали изменение двупреломления берилла при нагревании от 0 до $1100^\circ C$ и установили слабое постоянное увеличение двупреломления, которое сопровождается изменением цвета минерала от желтого до зеленовато-голубого.

Цвет берилла изменчив. Наиболее часто он имеет белый до бледно-зеленого или желтого цвет и, как правило, непрозрачен. Чистые прозрачные камни, которые используются в ювелирном деле, называются аква-марином, если они имеют бледно-зеленый, желтовато-зеленый или голубовато-зеленый цвет; изумруд имеет яркий травяно-зеленый цвет. Янтарный или золотисто-желтый драгоценный берилл иногда называют гелиодором, а розовая разность называется морганитом. Зеленоватые разности берилла при нагревании до $400^\circ C$ изменяют цвет на голубой (Kurba tov, Kargin

1927). Нередко этим объясняют образование аквамаринов; в таких бериллах хром часто определить не удастся и цвет относят за счет присутствия закисного и окисного железа (Kiang, 1934; Jakob, 1938). Джаярамен (Jayaramen, 1940) получил аналитические данные относительно влияния содержания FeO и Fe_2O_3 на цвет образца до и после нагревания; он установил четкую зависимость между голубым цветом как в природных, так и в нагретых образцах и содержанием в них Fe_2O_3 ; сходным образом зеленый цвет связан с содержанием FeO .

По данным Сринивасана (Srinivasan, 1957), при нагревании зеленого берилла до 200°C он постепенно теряет зеленый цвет и приобретает



Ф и Г. 68. Изменение показателей преломления и удельного веса берилла.

коричневую окраску, которая становится более интенсивной при 500°C . При этом Сринивасан отмечал значительное увеличение содержания окисного железа в зеленых и желтых бериллах, нагретых до 500°C . При нагревании берилла до более высоких температур, порядка $800-1025^\circ\text{C}$, большинство образцов становятся белыми и непрозрачными, а их показатели преломления уменьшаются (Гаврусевич, Сарапулов, 1941; Frondel, 1952). Гаврусевич и Сарапулов отмечали, что при нагревании аквамарин теряет свой цвет, а цвет изумруда сохраняется. Желтая окраска гелиодора обусловлена следами урана. В некоторых бериллах присутствует гелий (Gay et al., 1938; Хлюкин, Абидов, 1941); считается, что он образовался при распаде Be, вызванном γ -излучением радиоактивных материалов или космических лучей (Walke, 1935; Read, 1939). Голубой цвет некоторых природных аквамаринов определяется присутствием скандия (Боровик, 1946), хотя это отрицалось Мукхерджи (Mukherjee, 1951), по мнению которого цвет обусловлен искажением решетки. Цвет голубого щелочного берилла из рудника «Махике» (табл. 44, анализ 12) постепенно исчезает, если минерал держать при дневном свете в течение нескольких дней. Розовый цвет берилла, по-видимому, связан

Количество ионов в пересчете на 36 (0)

Si	12,004	11,934	11,997	11,943	11,710	11,923	12,083
Ti	—	—	0,008	—	0,007	—	—
Al	3,980 { 4,01	4,130	3,950 { 4,05	3,884 { 4,02	4,003 { 4,34 ^a	3,931	3,780 { 3,85
Fe ³⁺	0,028	—	0,090	0,132	0,042	—	0,068
Be	5,680	5,539	5,671	5,889	5,775	6,086	5,613
Mg	0,061	0,035	0,137	0,016	0,027	—	0,086
Li	—	—	—	—	—	0,030	0,096
Fe ²⁺	0,066	0,232	0,043	0,087	—	—	—
Na	—	5,99 { 0,122	6,00	0,185	0,198	0,230	0,302
Ca	0,200	0,071	0,144	0,005	0,142	—	0,105
K	—	—	—	0,002	0,048	0,036	—
Cs	—	—	0,042	—	—	—	0,118

1. Непрозрачные бериллы из бериллодержавного пематита, Писар, Чехословакия (Machalski, 1926).
2. Светлые голубовато-зеленые бериллы из пематита, Болконата, Южная Австралия (Киселли, 1944).
3. Крупнозернистые столбчатые светло-зеленые бериллы, Чарльот, Новая Зеландия (Hutton, Seelye, 1945). Анализатор Ф. Т. Сиди.
4. Бериллы из гранитного пематита, карьер Шикан, Гранитный, Миссури (Толман, Goldich, 1935). Анализатор С. С. Голдинг.
5. Мелкозернистые изумруды (Богар, Sprague, 1942). Анализатор Куртус и Токмис. (Кроме того, в анализе Cr_2O_3 2,00).
6. Розовые бериллы из пематита, Тонглонга, Малайзия (Duparc et al., 1910). (Кроме того, в анализе MnO 6,068.)
7. Поисте бериллы из пематита, Монгол, Монголия, Мортенено, Вальд Осольд, Исландия, Италия (Pavetti, 1939).

a В том числе 0,288 Cr.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БЕРИЛЛА

Таблица 44

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65,72	64,70	65,14	65,23	64,30	64,76	64,95
TiO ₂	—	—	0,08	—	0,05	—	—
Al ₂ O ₃	18,48	19,00	18,20	17,99	18,65	18,14	17,24
Fe ₂ O ₃	0,20	—	0,65	0,96	0,30	—	0,48
FeO	0,40	1,50	0,28	0,57	—	—	Cr.
BeO	12,80	12,50	12,82	13,39	13,20	13,76	12,56
MgO	0,21	0,13	0,50	0,06	0,10	—	0,31
CaO	1,02	0,36	Cr.	0,03	0,73	—	0,59
Na ₂ O	—	0,34	0,40	0,52	0,56	0,73	0,84
K ₂ O	—	0,00	0,05	0,01	0,21	0,15	0,50
Li ₂ O	—	0,00	—	—	—	0,04	0,13
Ca ₂ O	—	0,00	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,89	1,74	1,98	1,20	0,14	} 2,24	2,28
H ₂ O ⁻	0,11	0,10	0,23	0,03	—		—
Сумма	99,93	100,37	100,31	99,99	100,24	99,82	99,82
Ne	—	—	1,572	1,571	1,573	1,576	1,5772
No	—	1,581	1,577	1,578	1,578	1,582	1,5836
Уд. в.	2,661	2,654	2,70	2,682	2,667	2,716 ₆	2,718

Таблица 44 (продолжение)
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БЕРИЛЛА

	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	64,16	65,32	66,42	62,90	65,52	61,88
TiO ₂	—	0,01	—	0,02	—	0,01
Al ₂ O ₃	18,73	17,77	17,97	18,88	18,08	17,10
Fe ₂ O ₃	0,28	0,13	—	0,18	0,03	0,08
FeO	—	—	—	—	—	—
BeO	12,98	12,60	11,20	11,00	11,30	10,54
MgO	—	0,25	—	—	0,25	0,22
CaO	—	0,26	0,30	—	0,22	0,44
Na ₂ O	1,27	1,27	1,01	1,01	1,28	2,50
K ₂ O	0,39	—	—	0,40	—	—
Li ₂ O	0,08	0,30	0,82	1,00	0,98	0,60
Cs ₂ O	0,42	0,27	0,72	2,18	2,80	4,13
H ₂ O ⁺	1,44	1,76	2,20	2,15	2,20	2,26
H ₂ O ⁻	0,02	0,08	—	0,03	—	0,16
Сумма	99,77	100,02	100,64	99,77	100,05	99,92
Ne	1,577	1,574	1,575	1,581	1,5844	1,586
No	1,583	1,580	1,581	1,581 (?)	1,5920	1,592
Уд. в.	2,725	2,72	2,72	—	2,805	2,78

Количества ионов в пересчете на 37 (O)

Si	11,865	12,056	12,285	11,943	11,933	12,059
Ti	—	0,001	—	0,003	—	0,001
Al	4,083	3,867	3,920	4,226	4,072	3,928
Fe ⁺³	0,040	0,018	—	0,025	0,004	0,012
Be	5,766	5,588	4,978	5,018	5,182	4,935
Mg	—	0,069	—	—	0,071	0,064
Li	0,060	0,223	0,609	0,764	0,752	0,471
Fe ⁺²	—	—	—	—	—	—
Na	0,456	0,454	0,362	0,372	0,474	0,944
Ca	—	0,051	0,059	—	0,045	0,092
K	0,098	—	—	0,097	—	—
Cs	0,033	0,021	0,056	0,176	0,227	0,343

8. Прозрачный стекловатый берилл из лепидолитовой породы, пегматит Варутреска, Швеция (Quensel, 1937). Аналитик Г. Берггрен.
9. Зеленый берилл из внешней контактовой зоны пегматита (Соседко, 1957).
10. Белый «ростерит» из альбитового пегматита, Водгина, Западная Австралия (Simpson, 1948). Аналитик И. С. Симпсон.
11. Неизмененный призматический берилл, Альту-ду-Гиз, Риу-Гранде-ду-Норте, Бразилия (Кетт, 1946). Аналитик Л. К. Рик. (Кроме того, в анализе B_2O_3 0,02.)
12. Голубой драгоценный щелочной берилл, рудник «Махихес», Мьянса-Жеранс, Бразилия (Schlossmacher, Klang, 1935). Аналитики У. Роблинг и Х. У. Тромау (1935). (Кроме того в анализе B_2O_3 0,39.)
13. Розовый берилл из внутренней зоны гранитного пегматита (Соседко, 1957).

с высоким содержанием щелочей, и особенно лития (Hayton, 1947). В толстых пластинках иногда отмечается отчетливый плеохроизм с обычной абсорбцией $No > Ne$; изумруд по No имеет желтовато-зеленый цвет, а по Ne — цвет морской воды; голубой берилл по No — светло-голубой или бесцветный, а по Ne — голубой. В некоторых искусственных изумрудах наблюдается сильный плеохроизм от желтовато-зеленого до темного голубовато-зеленого цвета (Anderson, 1935). Голубой щелочной берилл из рудника «Максайкс» по No — кобальтово-голубой, по Ne — бесцветный, т. е. характеризуется обратной схемой абсорбции (Schlossmacher, Klang, 1935). Астеризм и переливчатый блеск, изредка наблюдаемые в берилле, обусловлены, по крайней мере в одном случае, включениями ильменита (Erppler, 1958a). Спектры абсорбции изумрудов приводятся Аядерсоном (Anderson, 1950), максимальная абсорбция связана с присутствием хрома (Kolbe, 1935; Грум-Гржимайло, 1940). Инфракрасные спектры ряда бериллов изучены Викерсхеймом и Бухананом (Wickersheim, Buchanan, 1959), которые наблюдали интенсивные полосы для длины волны 3700 см^{-1} , вызванные, вероятно, наличием молекул воды. Описание свойств и месторождений изумрудов из основных районов их развития приведено у Вебстера (Webster, 1955), который обсуждает также методы, позволяющие отличить искусственные и природные изумруды.

Отмечается прямая зависимость между удельным весом и содержанием щелочей в берилле (фиг. 68). Теоретическое значение, полученное по рентгеновским данным, равно 2,661 (Bragg, West, 1926). Низкий удельный вес некоторых бериллов, несомненно, обусловлен изменением и наличием микроскопических пустот. Например, удельный вес ядер зонального берилла, имеющих молочно-белый цвет, равен 2,650 (Hurlbut, Wenden, 1951), тогда как прозрачные внешние части кристаллов характеризуются нормальным удельным весом. Предприняты попытки использовать температуру исчезновения пузырьков в жидких включениях, часто присутствующих в берилле, для определения температуры их образования (Weis, 1953). Хотя данные о зависимости между давлением, объемом и температурой, а также о составе жидкостей недостаточны, изучение берилла из зональных пегматитов Блэк-Хиллс, Южная Дакота, позволяет предположить, что берилл кристаллизовался при температурах выше 500°C . В берилле встречаются также включения биотита, актинолита, кальцита и галита. Упругость берилла изучалась Берчем (Birch, 1950) и Бриджменом (Bridgman, 1949); они получили данные о величине линейного сжатия при давлении $30\,000\text{ бар}$ по различным направлениям в кристалле берилла. Нипп (Кнарр, 1943) исследовал теплопроводность берилла. Простые двойники хотя и редки, но все же отмечались Перманом (Rehman, 1953) по $\{3\bar{1}\bar{4}1\}$ и $\{1\bar{1}20\}$. Согласно Икорниковой (1939), две призмы, срощившиеся под углом $23^\circ 31'$, представляют собой двойник по $\{40\bar{4}1\}$.

Диагностические признаки

От кварца, с которым он может быть спутан в тех случаях, когда встречается в виде белых или бесцветных призм в грубозернистой гранитной породе, берилл отличается более высокими показателями преломления, более низким двуупреломлением, отрицательным знаком и отрица-

тельным удлинением. В полевых условиях для отличия берилла от кварца используется химическая реакция с хинализарином (Pickup, 1951; см. также Fletcher, White, 1946). У апатита гораздо более высокие показатели преломления, он растворим в кислотах и обладает меньшей твердостью (царапается ножом). Берилл тверже турмалина. Нефелин характеризуется более низкими показателями преломления. Для берилла характерны зеленоватый цвет и стеклянный блеск.

Парагенезис

Обычный берилл и аквамарин, как правило, встречаются в пустотах и в виде друз в гранитах и гранитных пегматитах. С бериллом могут ассоциировать такие минералы, как кварц, полевой шпат, мусковит, лепидолит, топаз, сподумен, касситерит, колумбит, танталит, самарскит, фергусонит, амблигонит, турмалин и микролит. В пегматитах кристаллы берилла иногда достигают значительных размеров. Так, например, в Бразилии был найден кристалл весом 200 т; кристаллы берилла в пегматитах Блэк-Хиллс, Южная Дакота (Fisher, 1945), достигают размеров $6,5 \times 1,5$ м, а из радиально-лучистых крупных кристаллов пегматита из Олбани самый крупный достигал размера $6 \times 1,2$ м и весил 18 т. Нахождение берилла в гранитных пегматитах связано с небольшим размером иона бериллия, который слишком мал, чтобы входить в большинство структур силикатов, и скапливается в остаточных магматических жидкостях. Власов (1938) объясняет образование берилла десиликацией гранитных пегматитов. Натрийсодержащий берилл нередко присутствует в частично альбитизированных гранитных пегматитах, часто в виде сложных конусообразных кристаллических агрегатов с альбитом, мусковитом и кварцем. Согласно Беусу и Залажиновой (1956), такие агрегаты образуются в результате сложного метасоматического замещения, которое происходит в процессе кристаллизации пегматитового расплава. Берилл обнаружен также в кварцево-мусковитовых жилах. Этот факт говорит о том, что берилл встречается в богатых алюминием породах, тогда как геливин, $(\text{Mn, Fe, Zn})_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, приурочен к породам, бедным алюминием (Holser, 1953). Гольдшмидт и Петерс (Goldschmidt, Peters, 1932) предположили, что в магмах, в которых молекулярное отношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ меньше 1, Be будет кристаллизоваться как берилл, хризоберилл и эвклаз. Холсер (Holser, 1953) подтвердил это предположение, но не по отношению к магме; другими словами, там, где присутствует больше алюминия, чем это требуется для образования полевых шпатов или сходных минералов, может кристаллизоваться берилл. Берилл встречается в нефелиновых сиенитах, слюдястых сланцах и мраморах. Изумруд в противоположность аквамарину почти всегда связан с метаморфическими парагенезисами. Например, он встречается в биотитовых сланцах Хабахтала, в Зальцбургских Альпах, Австрия (Gübelin, 1956), хотя в наиболее богатом месторождении Музо, Колумбия, изумруд приурочен к кальцитовым жилам в битуминозных известняках. Здесь образование берилла связывают с метасоматическим воздействием расположенных поблизости пегматитов. Ювелирные изумруды связаны с гранитными пегматитами, пересекающими докембрийские тремолитовые сланцы и измененные перидотиты близ Сандваны, Родэзия (Gübelin, 1958). Берилл редко встречается в качестве обломочного минерала в осадках.

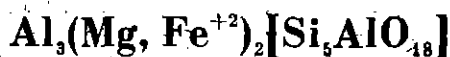
ЛИТЕРАТУРА

- Anderson B. W., 1935. Igmerald — the German synthetic emerald, *Gemmologist*, 4, 295.
- Anderson B. W., 1950. Gemstones and the spectroscope. The absorption spectra of emerald and alexandrite, *Gems & Gemology*, 8, 263.
- Бекон Н. В., 1942. Новые силикатные структуры, ДАН СССР, нов. сер., 37, № 4, 156—157.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е., 1956. О генезисе натриевой разновидности берилла в гранитных пегматитах, Минер. сб. (Львовск. геол. о-во), № 10, 273—287.
- Birch F., 1950. A simple technique for the study of the elasticity of crystals, *Am. Mineral.*, 35, 644.
- Боровик С. А., 1946. Лабораторные опыты введения скандия в кристаллическую решетку берилла, ДАН СССР, 53, № 1, 67—68.
- Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф., 1958. О содержании рубидия в бериллах пегматитовых жил Кольского полуострова, ДАН СССР, 118, № 3, 534—536.
- Bragg W. L., West J., 1926. The structure of beryl, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, *Proc. Roy. Soc.*, A, 111, 691.
- Bridgman P. W., 1949. Linear compressions to 30 000 kg/cm², including relatively incompressible substances, *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, 77, 187 (M. A. 10—153).
- Černý P., 1956. Bavenite and associated minerals from Drahonín, *Časopis Min. Geol.*, 1, 197.
- Damon P. E., Kulp L. L., 1958. Excess helium and argon in beryl and other minerals, *Am. Mineral.*, 43, 433.
- Duparc L., Wunder M., Sabot R., 1910. Les minéraux des pegmatites des environs d'Antsirabé à Madagascar, *Mém. Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Genève*, 36, 283.
- Eppler W. F., 1958a. Notes on asterism in corundum, rose quartz and almandine garnet and chatoyancy in beril, *Journ. Gemmology*, 6, 195.
- Eppler W. F., 1958b. Synthetic emerald, *Journ. Gemmology*, 3, 360.
- Fay J. W. J., Glückauf E., Paneth F. A., 1938. On the occurrence of helium in beryls, *Proc. Roy. Soc.*, A, 165, 238.
- Fisher D. J., 1945. Preliminary report on the mineralogy of some pegmatites near Custer, *Rep. Invest. Geol. Surv. S. Dakota*, No. 44 (M. A. 9—277).
- Fletcher M. H., White C. E., 1946. A simple test for the detection of beryllium minerals, *Am. Mineral.*, 31, 82.
- Folinsbee R. E., 1941. Optic properties of cordierite in relation to alkalies in the cordierite-beryl structure, *Am. Mineral.*, 26, 485.
- Frondel C., 1952. Effect of heat on the colour of beryl, *Gemmologist*, 21, 197.
- Гаврусевич Б. А., 1944. К вопросу об изменении окраски и оптических свойств бериллов при нагревании, ДАН СССР, нов. сер., 31, № 8, 771—774.
- Гинзбург А. И., 1955. К вопросу о химическом составе берилла, Тр. минер. муз. АН СССР, вып. 7, 56—69.
- Goldschmidt V. M., Peters C., 1932. Zur Geochemie des Berylliums, *Abchr. Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-Physik. Kl.*, 360.
- Gossner B., Mussnüg F., 1928. Vergleichende röntgenographische Untersuchung von Magnesiumsilikaten, *Neues Jahrb. Min., Abt. A*, 58, 213.
- Грум-Гржимайло С. В., 1940. Об окраске минералов, вызываемой хромом, Тр. лабор. кристаллогр. АН СССР, вып. 2, 73—86.
- Gübelin E. J., 1956. Emerald from Habachtal, *Journ. Gemmology*, 5, 342.
- Gübelin E. J., 1958. Emeralds from Sandwana, *Journ. Gemmology*, 6, 340.

- Gübelin E. J., Shipley R. M., Jr., 1941. The synthetic emerald, *Gems & Gemology*, 3, 146.
- Hayton J. D., 1947. Pink beryl from Western Australia, *Rept. Govt. Chem. Lab. Western Australia*, 25 (M. A. 11—251).
- Heide H. G., 1954. Die Struktur des Dioplas, $\text{Cu}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, *Naturw.*, 41, 402.
- Holser W. T., 1953. Beryllium minerals in the Victorio Mountains, Luna County, New Mexico, *Am. Mineral.*, 38, 599.
- Hurlbut C. S., Jr., Wenden H. E., 1951. Beryl at Mount Mica, Maine, *Am. Mineral.*, 36, 751.
- Hutton C. O., Seelye F. T., 1945. Contributions to the mineralogy of New Zealand — Part I, *Trans. Roy. Soc., N. Z.*, 75, 160.
- Икорникова Н. Ю., 1939. Кристаллографическое исследование кристаллов берилла Шерловой горы, *Зап. Всеросс. минер. о-ва*, 68, вып. 4, 536—5557.
- Jaeger M., Espig H., 1935. Der synthetische Smaragd, *Deutsche Goldschmiede — Zeit.*, 38, 347 (M. A. 6—497).
- Jakob J., 1938. Drei Analysen von Beryll, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 18, 607.
- Jayaraman N., 1940. A chemical study of the Nellore beryl and the cause of its colouration, *Journ. Indian Inst. Sci., A*, 23, 30.
- Kerr P. F., 1946. Kaolinite after beryl from Alto do Giz, Brazil, *Am. Mineral.*, 31, 435.
- Хлопан В. Г., 1941. Радиоактивность и содержание гелия в бериллиевых, борных и литиевых минералах СССР, *ДАН СССР, нов. сер.*, 32, № 9, 637—640.
- Klang H., 1934. Beiträge zur Kenntnis der Absorption und Lichtbrechung von Aquamarin und einigen gelben und grünen Beryllen, *Neues Jahrb. Min., Abt. A*, Bl—Bd. 69, 93.
- Kleeman A. W., 1944. On the analysis of beryl from Boolcoomata, South Australia, *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 68, 122 (M. A. 10—135).
- Кнапп W. J., 1943. Thermal conductivity of nonmetallic single crystals, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, 28, 48 (M. A. 9—115).
- Kolbe E., 1935. Über die Färbung von Mineralien durch Mangan, Chrom und Eisen, *Neues Jahrb. Min., Abt. A*, Bl—Bd. 69, 183.
- Kurbatov J., Kargin W., 1927. Über die Verwandlung der grünen Färbung des Berylls in eine bläuliche., *Centralblatt, Min., Abt. A*, 361.
- Кутукова Е. И., 1946. Базенит Изумрудных копей, *ДАН СССР, нов. сер.*, 54, № 8, 725—728.
- Machatschki F., 1926. Mineralogische Notizen, *Zeit. Krist.*, 63, 457.
- Mukherjee B., 1951. Colour of beril; *Nature*, 167, 602.
- Norrish K., 1947. An X-ray study of West Australian beryl, *Journ. Roy. Soc. Western Australia*, 34, 1 (M. A. 11—243).
- Pehrman G., 1953. Zwei neue Zwillingsgesetze bei Beryll, *Neues Jahrb. Min., Monatshefte*, 154.
- Peretti L., 1939. Il berillo di C. Mondei presso Montescheno (Val d'Ossola), *Atti R. Accad. Italia, Cl. Sci. fis. mat. nat., Roma, ser. 7*, 1, 63 (M. A. 8—48).
- Pickup R., 1951. A chemical test for distinguishing beryl from quartz or felspar, *Colonial Geol. Min. Res.*, 2, 129.
- Praagh G. van 1947. Synthetic quartz crystals, *Geol. Mag.*, 84, 98.
- Quensell P., 1937. Minerals of the Varuträsk pegmatite, VII. Baryl, *Geol. För Förh. Stockholm*, 59, 269.
- Ramdohr P., 1940. Eine Fundstelle von Beryllium-Mineralien im Gebiet der kleinen Spitzkopje, Südwestafrika, und ihre Paragenesis, *Neues Jahrb. Min., Abt. A*, 76, 1.
- Read J., 1939. Baade and Zwicky's theory of cosmic rays and the helium content of beryls, *Nature*, 144, 1046.

- Roeb ling W., Tromma u H. W., 1935. Maxixeberyll. II, Analyse und Beiträge zur Trennung Beryllium—Aluminium und den Alkalien, Centr. Min., Abt. A, 134.
- Rogers A. F., Sperisen F. J., 1942. American synthetic emerald, Am. Mineral., 27, 762.
- Rolf f P. A., 1944. Ambigonita na Parafba, Mineração e Metalurgia, Rio de Janeiro, 8, 149 (M. A. 10—92).
- Schlossmacher K., Klang H., 1935. Der Maxixeberyll. I, Zentr. Min., Abt. A, 37.
- Schmidt W., Baier E., 1928. Versuche über die Kinetik der Änderung optischer Eigenschaften mit der Temperatur, Zeit. Krist., 68, 477.
- Schröder A., 1941. Türkiyede sayam dikkat bazi mineraller Datensammlung der Mineralien aus der türkischen Republik, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Mecmuası, 6, 208 (M. A. 10—123).
- Seaman D. M., 1949. Some recent finds in Maine and New Hampshire, Rocks and Minerals, 24, 608 (M. A. 11—122).
- Simpson E. S., 1948. Minerals of Western Australia, 1.
- Соседко Т. А., 1957. Изменение структуры и свойства в бериллах с повышенным содержанием щелочей, Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 86, вып. 4, 495.
- Srinivasan N. R., 1957. A study on the changes in the colour of beryl on heating, Curr. Sci., 26, 388.
- Сущинский П. П., 1920. Об аквамарине с Шерловой горы в Забайкалье, Изв. Донского политехнич. ин-та в Новочеркасске, 8, 66.
- Tolman C., Goldich S. S., 1935. The granite, pegmatite, and replacement veins in the Sheahan quarry, Graniteville, Missouri, Am. Mineral., 20, 229.
- Van Valkenburg A., Weir C. E., 1957. Beryl studies $2\text{BeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$, Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1808 (abstract).
- Villalba A. M. B., 1953. Estructura de las esmeraldas de Muzo, Rev. Acad. Colombiana, 9, 37 (M. A. 12—241).
- Власов К. А., 1938. О теории десицикации гранитных пегматитов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 297—334.
- Walke H. J., 1935. The helium content of beryls, Physical Rev. (Am. Physical Soc.), 47, 969.
- Webster R., 1955. The emerald, Journ. Gemmology, 5, 185.
- Weis P. L., 1953. Fluid inclusions in minerals from zoned pegmatites of the Black Hills, South Dakota, Am. Mineral., 38, 671.
- Wickersheim K. A., Buchanan R. A., 1959. The near infrared spectrum of beryl, Am. Mineral., 44, 440.
- Wyart J., Ščavínčar S., 1957. Synthèse hydrothermale du beryl, Bull. Soc. Franç. Min. Crist., 80, 395.

Кордиерит



РОМБИЧЕСКИЙ (ПСЕВДОГЕКСАГОНАЛЬНЫЙ) (—) (+)

Np	1,522—1,558
Nm	1,524—1,574
Ng	1,527—1,578
Ng—Np	0,005—0,018
—2V	65—104°*
Np=z, Nm=x, Ng=y; пл. о. о. (100)	
Дисперсия	$v > r$, слабая
Уд. в.	2,53—2,78
Тв.	7
Спайность	По {010} умеренная, по {001} и {100} слабая

Двойникование

Цвет

Плеохроизм

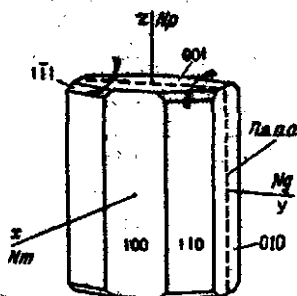
Элементарная ячейка

По {110} и {130} простое, полисинтетическое, циклическое, обычно; по {021} или {101} редко
Серовато-голубой, фиолетово-синий, темно-синий; в шлифах очень светлый голубой или бесцветный
У железистого кордиерита; по Np—бесцветный, по Ng—фиолетовый; у магнезильного кордиерита в шлифах; по Np—светло-желтый или зеленый, по Nm—светло-голубой, по Ng—светло-голубой, фиолетовый или фиолетово-голубой; вокруг вclusions циркона обычные плеохроичные дворики

$a=17,1$, $b=9,7$, $c=9,4$ Å

$Z=4$. Пространственная группа *Ccst*.

Частично разлагается кислотами



Кордиерит встречается в нескольких структурных состояниях в зависимости от изменений порядка — беспорядка среди групп атомов (Si_5Al) и $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2$. Почти все природные образцы состава $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2\text{Si}_5\text{AlO}_{18}$ ромбические (псевдогексагональные), но высокотемпературная форма — индиалит, описанная из некоторых горелых пород, является гексагональной и изоструктурна с бериллом. Большинство кордиеритов обогащено магнием, и разновидности, содержащие больше одного атома Fe^{+2} на формульную единицу, встречаются довольно редко. Самым обычным парагенезисом для кордиерита являются термально метаморфизованные породы, особенно породы, образовавшиеся за счет глинистых осадков. Кроме того, кордиерит представляет собой обычный продукт высоких ступеней регионального метаморфизма и может встречаться в сланцах, гнейсах и гранулитах. Кордиерит известен из некоторых основных изверженных пород и гранитов. Обычно считают, что в этих породах образование кордиерита является следствием ассимиляции основной или кислой магмами богатых глиноземом осадков.

* Указывались, кроме того, более низкие значения; одноосные (+) и (—) кристаллы (см. стр. 317 и далее).

Реже минерал встречается в пегматитах и кварцевых жилах. Кордиерит назван в честь французского геолога Кордье; в качестве синонимов кордиерита применяются термины «иолит» и «дихроит», указывающие соответственно на цвет (по-гречески *ion* — фиолетовый) и сильный дихроизм минерала в толстых пластинках. Индиалит получил свое название потому, что впервые был установлен в горелых породах из угленосного бассейна Бокаро в Индии. Осумилит, который по структуре и химизму очень близок к кордиериту, назван по месту, где он впервые был установлен; Осуми — название древней провинции в Саккабира, Япония.

Структура

Кордиерит и очень близкий к нему индиалит дают сложные полиморфные модификации (Miyashiro, 1957), но, по существу, в основе этих минералов лежит гексагональная структура берилла. Их идеальная формула имеет вид $\text{Al}_2\text{Mg}_2(\text{Si}_5\text{Al})\text{O}_{18}$, тогда как формула берилла $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$; структура индиалита — модификация с наивысшей симметрией — содержит шестичленные гексагональные кольца из $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров (см. стр. 288). Каждое кольцо соединено с соседними кольцами, располагающимися сверху и снизу, при помощи двух общих атомов кислорода (из четырех атомов кислорода в каждом тетраэдре), в результате чего образуется колонна колец с крупным полым каналом. В боковых направлениях такие колонны соединены по гексагональному мотиву ионами Al, находящимися в тетраэдрической координации, и ионами Mg, находящимися в октаэдрической координации. Таким образом, индиалит изоструктурен с бериллом; он имеет гексагональную структуру с a 9,782, c 9,365 Å; пространственная группа $C6/mcc$, $Z = 2$. Так как индиалит имеет гексагональную симметрию, то распределение атомов Si и Al по доступным кольцевым позициям должно быть полностью беспорядочным. Мияширо (Miyashiro, 1957) считал, что индиалит может существовать в высоко- и низкотемпературной формах, но до сих пор определенно установлена только одна форма, стабильная при очень высоких температурах. Этот «высокотемпературный индиалит» соответствует $\alpha\text{-Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$, синтезированному Ранкином и Мервином (Rankin, Merwin, 1918; см. Yoder, 1952; Miyashiro et al., 1955). Структурой высокотемпературного индиалита обладают некоторые природные кристаллы, встречающиеся среди горелых пород угленосного бассейна Бокаро (Miyashiro et al., 1955), а также индиалит, в котором магний полностью замещен железом, синтезированный Шерером и Яги (Schairer, Yagi, 1952). Параметры элементарной ячейки и отношения Mg:Fe для этих индиалитов приведены в табл. 45.

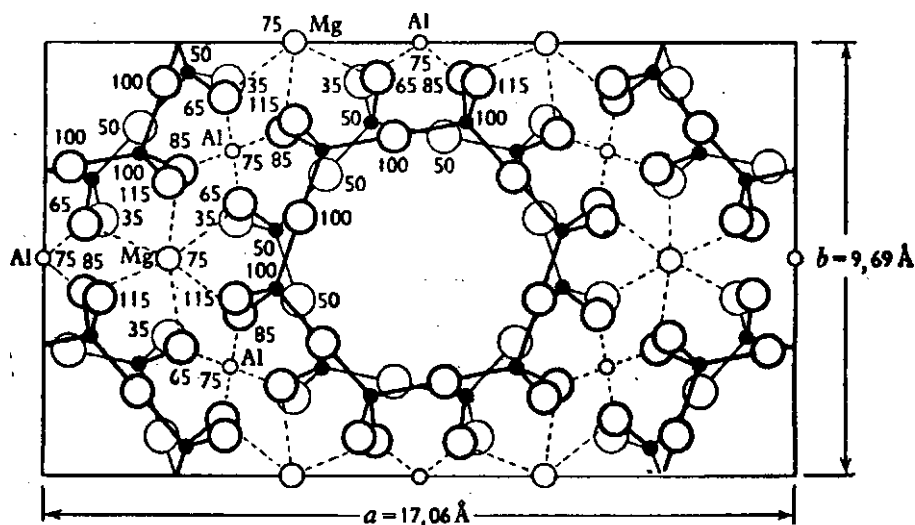
Существуют другие полиморфные разновидности $\text{Al}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_5\text{Al})\text{O}_{18}$, которые структурно отличаются от индиалита и берилла и имеют ромбическую симметрию. Изучение структуры кордиерита из Рисора в Норвегии, предпринятое Бистрёмом (Byström, 1942), показало, что шестичленные кольца здесь несколько искажены, что понижает симметрию от гексагональной до ромбической (псевдогексагональной). Этот кордиерит имеет a 17,06, b 9,69, c 9,37 Å, пространственную группу $C2cm$, $Z = 4$, а псевдогексагональный характер элементарной ячейки (фиг. 69) выражается соотношением $a \simeq b\sqrt{3}$. Эта особенность, а также сходство структур кордиерита и берилла были еще раньше отмечены

Таблица 45

ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ ИНДИАЛИТОВ

	Mg: Fe	a (Å)	c (Å)	Ссылка
Mg-индиалит (искусственный)	∞	9,782	9,365	Rankin, Merwin, 1918
(Mg, Fe)-индиалит (природный)	$\approx 2,3$	9,812	9,351	Miyashiro et al., 1955
Fe-индиалит (искусственный)	0	9,860	9,285	Miyashiro et al., 1955

Госснером (Gossner, 1928) и Госснером и Массгнугом (Gossner, Mussgnug, 1928). Структуры этих двух минералов очень близки и в других отношениях: в октаэдрических позициях. Mg частично замещается на Fe^{+2} , Mn и на другие ионы; ионы Al вне колец частично могут замещаться Fe^{+3} .



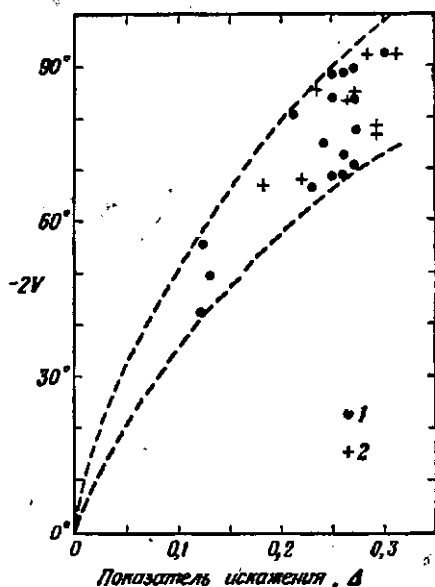
Ф и Г. 69. Структура кордиерита в проекции на плоскость (001). Цифры дают высоты в процентах трансляции по оси c (Byström, 1942).

Так же как и в берилле, вода и, вероятно, дополнительные катионы могут размещаться внутри крупных каналов, параллельных оси z (см. стр. 307).

Нарушения структуры, понижающие ее симметрию, в различной степени характерны для разных кристаллов кордиерита. Величину этих нарушений можно оценить по разделению трех пиков на порошковых рентгенограммах кордиерита (Miyashiro, 1957). Эти три пика — A, B, D , вероятно, имеют индексы 511, 421 и 131, и в гексагональном индиалите, не имеющем нарушений, они сливаются в единый пик 2131. Миясиро определяет «показатель искажения» как

$$\Delta = 2\theta_D - \frac{20A + 20B}{2},$$

где θ — брэгговский угол в градусах для $\text{SiK}\alpha_1$ -излучения. Максимальное значение Δ для кордиерита (независимо от величины отношения $\text{Mg} : \text{Fe}^{+2}$) находится в пределах от 0,29 до 0,31. Образцы, имеющие максимальные значения показателя искажения, названы Миясиро «сверхнарушенными» кордиеритами; образцы с $0,29 > \Delta > 0$ — «субнарушенными» кордиеритами; для индиалита $\Delta = 0$. Нарушения структуры, по-видимому, связаны с упорядочением в расположении атомов Si и Al в кольцах $\text{Si}_5\text{AlO}_{18}$.



Ф и Г. 70. Зависимость между показателем искажений (Δ) и углом оптических осей кордиерита и индиалита (Miyashiro, 1957).

1 — непрокаленный образец; 2 — прокаленный образец.

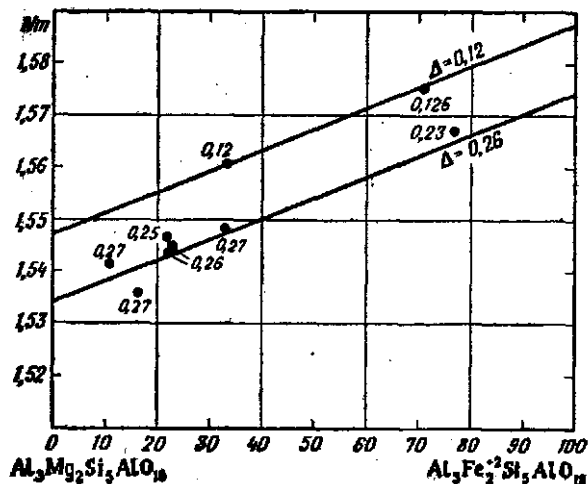
Если это так, то Δ служит мерой степени неупорядоченности. Порошковые рентгенограммы многих кордиеритов, различающихся по составу и величине Δ , были проиндцированы Ийяма (Iiyama, 1956).

Наблюдаемые величины Δ , по-видимому, не связаны непосредственно с составом; однако изменения величин $2V$ и показателей преломления могут быть связаны с изменениями величин Δ , причем более низкие значения Δ соответствуют более низким величинам $2V$ (фиг. 70) и более высоким показателям преломления (фиг. 71). Таким образом, данные, приведенные на фиг. 71, показывают, что для определенного отношения $\text{Fe}^{+2} : \text{Mg}$ величина N_m выше для образцов с более низким Δ .

Рассмотренные выше простые соотношения между показателем искажения и оптическими свойствами не всегда ясны, так как эти свойства в значительной степени зависят от термической истории образца. Колебания значений показателя искажения в процессе нагревания кордиерита были изучены Миясиро (Miyashiro, 1957), результаты исследований которого приведены на фиг. 72. На основании этих и других данных была проведена оценка относительной стабильности нарушенных и ненарушенных структур, результаты которой приведены на фиг. 73. Эта диаграмма показывает, что сверхнарушенные кордиериты устойчивы при низких температурах, субнарушенные кордиериты — при более высоких температурах, а индиалит устойчив при самых высоких температурах. Для более железистых образцов каждое структурное состояние достигается при

более низких температурах. Данные, приведенные на фиг. 72, говорят о том, что при нагревании сверхнарушенного кордиерита выше 1000°C величина показателя искажения уменьшается (это уменьшение сопровождается увеличением значений N_m и уменьшением величин $-2V$). Однако субнарушенный кордиерит метастабилен при низких температурах и нагревание его вначале приводит к увеличению показателя искажения; после достижения максимума, который может быть больше или меньше значения этого показателя для сверхнарушенного кордиерита, при дальнейшем нагревании Δ уменьшается. Действительное поведение данного образца будет зависеть от первоначального структурного состояния, скорости нагревания, химического состава и других факторов.

Структурные взаимоотношения полиморфных разновидностей кордиерита усложняются аномально низкими величинами показателей преломления, наблюдающимися у некоторых образцов. Изменения N_m ,



Ф и Г. 71. Зависимость между составом и показателем преломления N_m кордиеритов из метаморфических пород, перматитов и кварцевых жил (т. е. низкотемпературных кордиеритов). Цифры около точек — величины показателя искажения (Miyashiro, 1957).

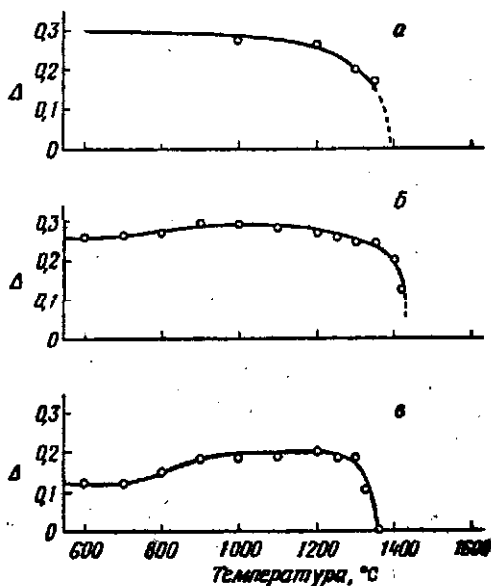
вызванные нагреванием, не всегда могут быть объяснены изменениями показателя искажения, но они указывают на существование высокотемпературной и низкотемпературной форм кордиерита, причем показатель преломления высокотемпературной формы гораздо ниже (Miyashiro, 1957). Высокотемпературные — низкотемпературные взаимоотношения, вероятно, не зависят от степени нарушения, рассмотренной выше, а дополняют ее, однако изменения, касающиеся величин Δ и высокотемпературных — низкотемпературных переходов, могут происходить одновременно, и, по-видимому, существуют состояния, промежуточные между высоко- и низкотемпературными. Детали структуры кордиерита еще недостаточно изучены и нельзя дать определенной интерпретации этих сложных соотношений. Однако возможно, что в то время как величины Δ связаны с порядком — беспорядком среди атомов (Si_2Al), высоко- и низкотемпературные изменения зависят от упорядочения среди атомов $\text{Al}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2$. Проблема взаимоотношений кордиерит — индиалит во многом близка к проблеме взаимоотношений между микроклином и санидином.

Приведенная выше терминология (Miyashiro, 1957) и терминология, которая использовалась ранее при описании кордиеритов и индиалитов, приводится ниже. Для обозначения искусственных соединений раньше

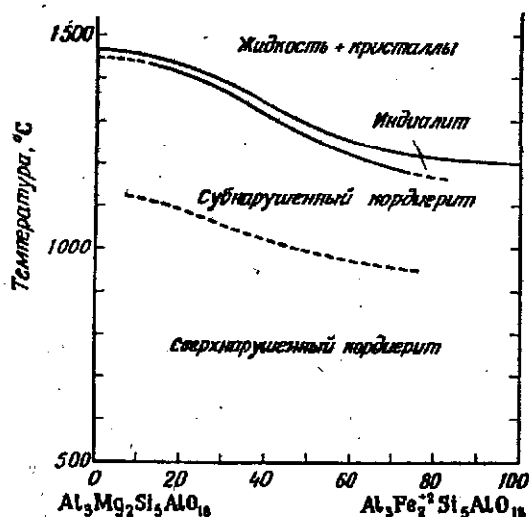
использовались приставки α и β , а природные образцы описывались как α - и β -кордиерит (Rankin, Merwin, 1918; Yoder, 1952; Karkhanavala, Hummel, 1953). Миясиро с соавторами (Miyashiro et al., 1955) показали, что

Ф и Г. 72. Изменение при нагревании показателя искажения кордиеритов.

a — кордиерит из Асама, нагретый в течение 20 мин при 1000, 1200 и 1350° С; b — кордиерит Монт-Вити, нагретый в течение 20 мин при различных температурах в интервале между 600 и 1415° С; c — кордиерит Хаддам, нагретый в течение 10 мин при различных температурах в интервале между 600 и 1360° С; кордиерит разлагается при температуре 1380° С (Miyashiro, 1957).



все эти образцы имели гексагональную структуру и были близки к природному гексагональному минералу индиалиту. Однако эти авторы обнаружили, что могут существовать высоко- и низкотемпературные формы

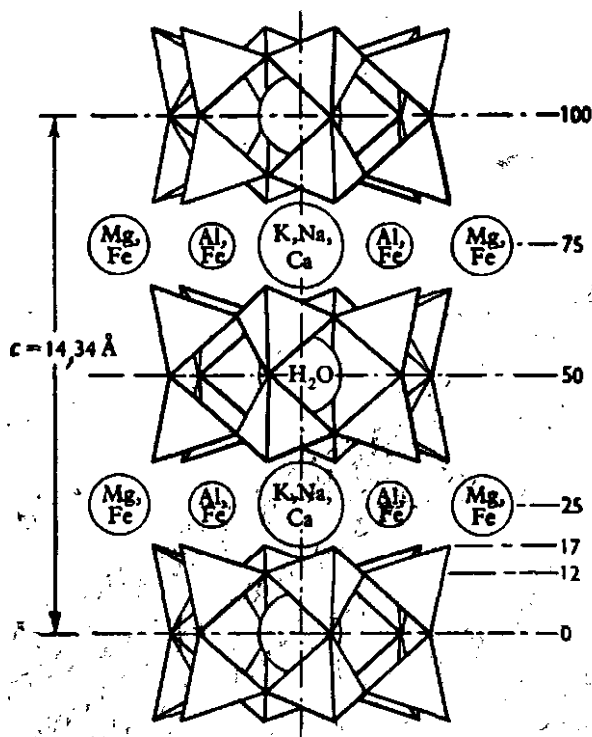


Ф и Г. 73. Диаграмма равновесия системы $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ — $\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$.

Индиалит и субнарушенный кордиерит высокотемпературной модификации и сверхнарушенные кордиериты высоко- и низкотемпературной модификации (Miyashiro, 1957).

индиалита и рекомендовали применять приставки α и β для обозначения высоко- и низкотемпературных искусственных минералов, а термины «высокотемпературный» и «низкотемпературный» — для обозначения природных образцов индиалита. По данным Миясиро с соавто-

рами (Miyashiro et al., 1955), «железистый кордиерит», синтезированный Шерером и Яги (Schairer, Yagi, 1952), является железистым аналогом α $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$. Существование двух видов кордиерита (т. е. природных ромбических форм) было обнаружено при сопоставлении показателей



Ф и г. 74. Структура осумилита в проекции на плоскость (0110).

Видны гексагональные двойные кольца. Цифры дают высоты в процентах трансляции по оси с (Miyashiro, 1956).

преломления и химического состава. Они были названы Миясиро с соавторами (Miyashiro et al., 1955) высоко- и низкотемпературными кордиеритами и только позднее (Miyashiro, 1957) было показано, что они имеют различные степени отклонения от гексагональной симметрии, что обусловило применение таких терминов, как «субнарушенный» и «сверхнарушен-

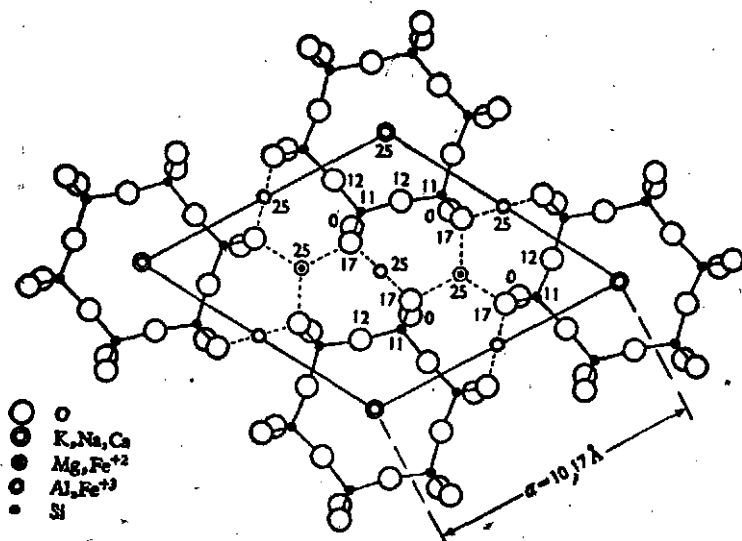
Таблица 46

ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ И ОПТИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА ОСУМИЛИТА И КОРДИЕРИТА
(Miyashiro, 1956)

	Осумилит	Кордиерит
a (Å)	10,17	17,1
b (Å)	—	9,7
c (Å)	14,34	9,3
Показатели преломления	No 1,545—1,547	Np 1,52—1,56
Двупреломление	Ne 1,549—1,551	Ng 1,53—1,57
+2V	0,004	0,008—0,016
	Обычно 0°	Обычно 75—140°

ный кордиерит». Существование μ -формы, описанной ранее (Rankin, Megwin, 1918), не подтвердилось последующими исследованиями.

Осумилит, $(K, Na, Ca)(Mg, Fe^{+2})_2(Al, Fe^{+3}, Fe^{+2})_3(Si, Al)_{12}O_{30} \cdot H_2O$, имеет структуру (Miyashiro, 1956), сходную со структурой кордиерита. Осумилит — гексагональный минерал, и параметр a его элементарной



Ф и Г. 75. Структура осумилита в проекции на плоскость (0001).

Видна самая нижняя четверть элементарной ячейки. Высота каждого атома дана в процентах трансляции по оси C . Связи (Si, Al) — O даны сплошными линиями, другие связи — пунктирными линиями (Miyashiro, 1956).

ячейки близок к параметру b кордиерита (табл. 46). В основе структуры лежат гексагональные двойные кольца, каждое из которых состоит из двенадцати тетраэдров (Si, Al) — O, имеющих состав $(Si, Al)_2O_3$, тогда как кордиерит характеризуется псевдогексагональными единичными кольцами $(Si_2Al)O_3$. Параметр c элементарной ячейки осумилита равен $14,34 \text{ \AA}$, а кордиерита $\approx 9,3 \text{ \AA}$. Через центральную часть каждого двойного кольца параллельно (0001) на уровнях $z = 0$ и $z = 1/2$ проходят две зеркальные плоскости. Двойные гексагональные кольца связаны атомами Al, Fe⁺³ и Fe⁺², находящимися в тетраэдрической координации, атомами Mg и Fe⁺², находящимися в октаэдрической координации, и атомами K, Na и Ca, находящимися в 12-кратной координации. Молекулы воды располагаются в пределах двойных колец (фиг. 74) и, вероятно, не играют большой роли в структуре. Четверть элементарной ячейки осумилита показана на фиг. 75, а в табл. 46 приведены оптические свойства и параметры элементарных ячеек осумилита и кордиерита.

Химизм

Несмотря на то что основные различия состава кордиеритовых минералов связаны с замещением магния двухвалентным железом, большинство кордиеритов относится к богатым магнием разновидностям. Железистые

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОРДИЕРИТА

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,77	49,46	47,09	50,15	47,96	49,54
TiO ₂	—	0,01	0,03	0,38	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	35,26	33,58	34,86	33,07	31,52	33,42
Fe ₂ O ₃	—	0,14	0,11	1,52	1,03	0,14
FeO	—	2,12	2,59	2,22	3,24	3,75
MnO	—	0,08	0,05	0,12	1,09	0,09
MgO	12,72	12,06	11,92	11,01	12,16	11,34
CaO	1,24	0,03	0,04	0,29	—	0,10
Na ₂ O	—	0,14	0,78	0,14	0,33	0,32
K ₂ O	—	0,30	Сл.	0,08	Сл.	0,01
H ₂ O ⁺	0,25	1,71	2,21	1,37	2,80	1,32
H ₂ O ⁻	—	0,10	0,65	0,09	—	0,03
Сумма	100,24	99,73	100,33	100,44	100,13	100,10
Np	1,5223	1,530	1,536	1,527	1,534	1,5392
Nm	—	1,535	1,541	1,532	—	1,5438
Ng	1,5270	1,538	1,546	1,538	1,543	1,5462
-2V	82—83°	84,5°	77°	92°	104°	66°
Уд. в.	2,520	2,583—2,603	—	2,588	—	2,591

Количества ионов в пересчете на 18 (O)

Si	4,961	4,984	4,795	5,017	4,936	4,984
Al	1,039	1,016	1,205	0,983	1,064	1,016
Al	3,023	2,974	2,981	2,917	2,761	2,948
Ti	—	0,000	0,002	0,028	—	0,002
Fe ⁺³	—	0,010	0,008	0,114	0,080	0,010
Mg	1,852	1,811	1,809	1,641	1,865	1,700
Fe ⁺²	—	0,179	0,220	0,186	0,279	0,316
Mn	—	0,007	0,004	0,010	0,095	0,008
Na	—	0,026	0,154	0,026	0,066	0,063
Ca	0,130	0,003	0,004	0,031	—	0,011
K	—	0,038	—	0,010	—	0,001

1. Кордиерит из стекловаренной печи (Shand, 1943).
2. Кордиерит из кианит-андалузит-силиманитово-кордиеритового сланца, хребет Смита, Вюэлс-Батт, Айдахо (Hietanen, 1956). Аналитик Л. Н. Таррент.
3. Кордиерит из метасоматических пород в метанорите, горы Ларам-Рейндж, округ Албани, Вайоминг (Miyashiro, 1957). Аналитики Т. Катсура и Х. Харамура.
4. Кордиерит из кордиерит-автофиллитового гнейса, Атту, юго-западная Финляндия (Rehman, 1932). Аналитик Г. Перман.
5. Кордиерит из кордиерит-биотит-гранатово-магнетитового гнейса, мыс Денисон, Антарктида (Tilley, 1940). Аналитик Х. П. Уайт.
6. Кордиерит из кордиерит-силиманит-автофиллитово-битовнитовой породы, комплекс Саттампузди, район Салем, штат Мадрас, Индия (Subramaniam, 1956). Аналитик И. К. Ослунд. (Кроме того, в анализе F 0,01.)

Таблица 47 (продолжение)
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОРДИЕРИТА

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,75	48,04	47,43	48,32	46,99	47,69
TiO ₂	0,00	0,06	0,03	—	0,10	Сл.
Al ₂ O ₃	33,64	33,41	33,34	35,02	32,72	32,52
Fe ₂ O ₃	0,72	0,01	0,07	—	0,16	0,63
FeO	4,89	5,04	4,91	5,76	7,12	8,04
MnO	0,31	0,20	0,12	0,12	0,42	0,04
MgO	10,43	10,32	9,70	8,83	8,38	7,56
CaO	0,04	<0,04	0,04	0,08	0,06	0,52
Na ₂ O	0,24	1,12	0,61	—	0,85	0,53
K ₂ O	0,56	0,30	Сл.	—	0,30	0,42
H ₃ O ⁺	2,63	1,81	2,74	1,73	3,07	1,85
H ₂ O ⁻	0,10	0,23	1,01	0,30	0,05	0,55
Сумма	100,33	100,58	100,00	100,16	100,22	100,35
Np	—	1,539	1,538	—	1,551	1,538
Nm	—	1,544	1,542	—	1,560	1,542
Ng	—	1,547	1,554	—	1,562	1,547
-2V	—	68°	72°	—	42°	96°
Уд. в.	—	—	—	2,603	—	2,64

Количества ионов в пересчете на 18 (O)

Si	4,827	4,904	4,929	4,921	4,916	4,964
Al	1,173	1,096	1,071	1,079	1,084	1,036
Al	2,921	2,925	3,014	3,125	2,952	2,954
Ti	0,000	0,004	0,002	—	0,008	—
Fe ⁺³	0,056	—	0,005	—	0,012	0,048
Mg	1,605	1,570	1,502	1,340	1,306	1,172
Fe ⁺²	0,422	0,430	0,427	0,490	0,623	0,700
Mn	0,027	0,017	0,011	0,010	0,037	0,003
Na	0,048	0,221	0,122	—	0,172	0,106
Ca	0,004	0,004	0,004	0,009	0,006	0,058
K	0,073	0,039	—	—	0,040	0,055

7. Кордиерит из кордиерит-кварцевой жилы, рудник «Хитати», Хитати, префектура Ибараги, Япония (Iiyama, 1956). Аналитик Х. Харамура. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,02.)
8. Кордиерит из кварцевой жилы, секущей слюдяные сланцы, массив Вити, Мадагаскар, (Miyashiro, 1957). Аналитик Х. Харамура.
9. Кордиерит, Нью-Хэвен, Коннектикут, США (Iiyama, 1956).
10. Кордиерит (драгоценный камень) из пегматита, Анкадитани, южный Мадагаскар (Lacroix, 1938b).
11. Кордиерит из пегматита, секущего биотитовый гнейс, Хаддаи, Коннектикут, США (Miyashiro, 1957). Аналитик Х. Харамура.
12. Кордиерит из глинистых роговиков, Спаркрейгс, Белхелви, Абердиншир, Шотландия (Stewart, 1942). Аналитик Ф. Х. Стюарт.

Т а б л и ц а 47 (продолжение)
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОРДИЕРИТА

	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	47,33	47,88	48,40	44,64	46,69	43,27
TiO ₂	0,02	0,00	0,05	—	0,34	Сл.
Al ₂ O ₃	32,59	32,40	32,15	29,96	32,00	30,25
Fe ₂ O ₃	0,15	0,64	0,00	2,72	0,39	1,08
FeO	8,49	9,65	9,80	11,02	12,04	15,31
MnO	0,06	0,10	0,23	1,86	0,09	1,20
MgO	8,07	6,94	7,25	3,08	5,91	1,48
CaO	0,09	0,08	Сл.	0,02	0,18	0,10
Na ₂ O	0,53	0,23	0,39	2,05	0,28	3,53
K ₂ O	0,48	0,07	0,07	0,75	0,16	0,90
H ₂ O ⁺	1,88	1,92	1,58	} 3,85	1,95	2,88
H ₂ O ⁻	0,20	0,24	0,16		—	—
С у м м а	99,94	100,15	100,11	99,95	100,03	100,00

Np	1,543	1,547	1,543	1,560	1,548	1,558
Nm	1,549	1,552	1,553	1,574	1,554	1,568
Ng	1,555	1,557	1,555	1,578	1,558	1,573
—2V	100°	77—86°	71°40'	55°	72—78°	68,5°
Уд. в.	2,63	—	2,66	—	—	2,75

Количества ионов в пересчете на 18 (O)

Si	4,937	} 6,00	4,992	} 6,00	5,026	} 6,00	4,924	} 6,00	4,931	} 6,00	4,827	} 6,00
Al	1,063		1,008		0,974		1,076		1,089		1,173	
Al	2,945	} 2,96	2,975	} 3,03	2,962	} 2,97	2,820	} 3,05	2,945	} 2,97	2,805	} 2,90
Ti	0,001		—		0,004		—		0,027		—	
Fe ⁺³	0,012	} 0,050	0,050	} —	—	} 0,225	0,225	} 0,030	0,030	} 0,090	0,090	} 0,246
Mg	1,254		1,078		1,122		0,506		0,930		0,246	
Fe ⁺²	0,740	} 0,841	0,841	} 0,851	0,851	} 1,017	1,017	} 1,063	1,063	} 1,429	1,429	} 0,113
Mn	0,005		0,009		0,020		0,174		0,008		0,113	
Na	0,106	} 2,18	0,046	} 1,99	0,080	} 2,08	0,437	} 2,24	0,058	} 2,10	0,762	} 2,69
Ca	0,010		0,009		—		0,002		0,020		0,012	
K	0,064	} 0,008	0,008	} 0,008	0,008	} 0,106	0,106	} 0,020	0,020	} 0,127	0,127	

13. Кордиерит из кварцевого монзонита, Ловеуэлл-Маунтин, Нью-Гемпшир, США (Heald, 1950). Аналитик Л. К. Пек. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,05; анализ пересчитан за вычетом 4% серицита.)
14. Кордиерит из кингита, Рауманлинна, Раума, юго-западная Финляндия (Nietanen, 1943). Аналитик И. Штольберг.
15. Кордиерит из ксенолита осадочной породы в граните, Апингтон, Капская провинция, Южная Африка (Mathias, 1952). Аналитик П. Л. Леру. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,03; FeO определено Х. К. Г. Винсентом.)
16. Богатый железом кордиерит из гранитного пегматита, секущего разгнейсованный рогово-обманково-биотитовый гранодиорит, Сугама, префектура Хукусима, Япония (Miyashiro, 1957). Аналитик М. Самбонсуги.
17. Кордиерит из кордиерит-гранат-биотит-плагиоклаз-ортоклазово-кварцевого роговика, Глен-Клова, Ангус, Шотландия (Chinner, 1958). Аналитик Г. А. Чиннер.
18. Богатый железом кордиерит из кварц-кордиеритовых сростков в пегматите, Сасаго, провинция Каи, Япония (Shibata, 1936). Аналитик С. Танака. (Состав рассчитан на основании анализа кордиерит-кварцевого сростка.)

кордиериты встречаются редко. Магний по сравнению с ассоциирующими с кордиеритом железо-магнезиальными минералами преимущественно входит в структуру кордиерита. Для минералов, приведенных в табл. 47 (за исключением анал. 1 и анал. 16 и 18), сумма ($Mg + Fe^{+2}$) лежит в пределах между 90,9 и 46,6%. В табл. 48 приведены два примера селективного распределения Mg и Fe^{+2} в кордиерите и связанных с ним железо-магнезиальных минералах. Содержание алюминия в кордиеритах колеблется слабо, и отношения $Al : Si$ в кольцах из шести тетраэдров $(Si, Al)_6O_4$ обычно близки к 1 : 5; замещение ионов алюминия, связывающих шестичленные гексагональные кольца, на Fe^{+3} также весьма невелико, и отклонение от идеальных четырех ионов алюминия, по данным анализов табл. 47, колеблется только в пределах от 3,82 до 4,20 атомов алюминия на формульную единицу. Титан в кордиеритах не содержится в сколько-нибудь существенных количествах; содержание марганца также незначительно; атомы этих элементов преимущественно входят в структуры железо-магнезиальных минералов, образовавшихся одновременно с кордиеритом. Например, кордиерит (табл. 47, анал. 13) из кварцевого монцитита (Heald, 1950) ассоциирует с биотитом, содержащим 3,28% TiO_2 , и гранатом, содержащим 0,98% MnO , а сам содержит только 0,02% TiO_2 и 0,06% MnO .

Во многих анализах кордиерита приводится значительное, но колеблющееся содержание H_2O^+ . По мнению Фолинсби (Folinsbee, 1941a), относительно высокое содержание воды в некоторых кордиеритах связано с их изменением; он основывался на том факте, что кордиериты качества драгоценного камня содержат относительно мало воды (по ср. анал. 10, табл. 47). Однако вряд ли содержание воды в большинстве образцов связано со степенью изменения. Так, Ийяма (Iiyama, 1958) показал, что оптические свойства кордиерита связаны с содержанием воды, входящей в структуру, а по данным Шрейера и Йодера (Schreyer, Yoder, 1958), средний показатель преломления синтезированных гидротермальным методом кордиеритов выше, чем у кордиеритов, синтезированных в сухих условиях. По-видимому, вода, как и в структуре берилла, в виде молекул H_2O располагается в крупных каналах, параллельных оси z . Неизменно присутствуют ионы щелочей Na и K , и в минералах, содержащих большое количество этих ионов, суммарное число ионов X и Y в структуре явно больше 5 на формульную единицу (например, табл. 47, анал. 8,

Таблица 48

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mg И Fe^{+2} В КОРДИЕРИТЕ И ВСТРЕЧАЮЩИХСЯ
СОВМЕСТНО С НИМ ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МИНЕРАЛАХ

Минерал	FeO , вес. %	MgO , вес. %	$FeO : MgO$ (по весу)	Параге- незис	Ссылка
Шпинель	36,83	2,37	15,54	Глинистые роговики	Stewart, 1942
Гранат	33,51	3,97	8,44		
Биотит	17,79	7,42	2,40		
Кордиерит	8,04	7,56	1,06		
Гранат	27,75	7,43	3,73	Пегматит	Lacroix, 1939b
Кордиерит	5,76	8,83	0,65		

16, 18; ср. стр. 289). Щелочные ионы также, вероятно, располагаются в каналах, параллельных оси z .

Синтез. Кордиерит был одним из двух тройных соединений, синтезированных Ранкином и Мервином (Rankin, Merwin 1918) в процессе исследования системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$. Ранкин и Мервин различали две формы кордиерита: α -форму, теперь известную как гексагональная полиморфная разновидность $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ — индиалит, которая кристаллизуется между 950 и 1470°С из стекла требуемого состава, и μ -форму, которая кристаллизуется ниже 950°С. Диттлер и Кёлер (Dittler, Köhler, 1938) при плавлении окислов MgO , Al_2O_3 и SiO_2 , взятых в отношении 2 : 2 : 5, при 1400°С синтезировали соединение состава $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$, которое имело свойства, аналогичные свойствам α -формы кордиерита, описанной Ранкином и Мервином. Из других смесей с отношением окислов 1 : 1 : 3 и 3 : 3 : 8 Диттлер и Кёлер, кроме соединения состава $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$, получили также силлиманит и шпинель. Эти результаты расходились с данными Ранкина и Мервина, согласно которым α - и μ -модификации образуют серию твердых растворов между $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ и $MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$. Исследование Шрейера и Шерера (Schreyer, Schairer, 1958) серии расплавов вдоль сечения $MgO \cdot Al_2O_3 - SiO_2$ в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$, составы которых могут быть выражены отношением окислов 2 : 2 : 5 (кордиерит) и 1 : 1 : 50 (шпинель), также показало, что состав кордиеритовой фазы не отклоняется от $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$; фазы, образующиеся из расплава, содержащего 50% SiO_2 , являются кордиеритом и шпинелью. Йодер (Yoder, 1952) при изучении показателей преломления синтетических кордиеритов, полученных из смесей как с более высоким, так и с более низким содержанием SiO_2 по сравнению с $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$, еще раньше пришел к выводу, что твердый раствор между SiO_2 и кордиеритом невозможен. В дополнение к данным по синтетическим кордиеритам следует отметить, что среди природных минералов не обнаружено кордиеритов, содержащих много больше, чем идеальное количество из пяти атомов кремния на формульную единицу (только два из восемнадцати анализов, приведенных в табл. 47, дают содержание Si больше 5, причем максимальный излишек составляет 0,5%).

Кристаллизация при атмосферном давлении полиморфных модификаций $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ из стекол, состав которых отвечал отношению окислов 2 : 2 : 5, была изучена Шрейером и Шерером (Schreyer, Schairer, 1958). В интервале между 800 и 900°С была получена фаза, имеющая кварцоподобную структуру; по мнению Шрейера и Шерера, эта фаза соответствует μ -кордиериту, описанному Ранкином и Мервином. Еще раньше Каркханавала и Хюммель (Karkhanavala, Hummel, 1953) высказали предположение, что μ -форма $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ является аналогом высокотемпературной модификации сподумена, $LiAlSi_2O_6$, но Шрейер и Шерер считали более вероятным, что структура μ -формы близка к структуре эвкриптита, $LiAlSiO_4$. Однако Шрейер и Шерер не знали, имеет ли фаза кварцоподобной структуры состав $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ или стекло полностью раскристаллизовывается в эту фазу. При температурах между 900 и 1250°С кордиеритовое стекло кристаллизуется в высокотемпературную полиморфную разновидность — индиалит, но стекла, выдержанные в течение пяти дней или больше при температуре между 1420 и 1450°С, дают рентгенограммы, близкие к рентгенограммам большинства природных кордиеритов. Продукты, выдержанные менее пяти суток, дают рентгенограммы, на которых видна либо гексагональ-

ная, либо ромбическая фаза, либо обе эти фазы. Кордиерит при температуре 1465° С инконгруентно плавится с образованием муллита и жидкой фазы (Schreyer, Yoder, 1959).

Йодер (Yoder, 1952) синтезировал гидротермальным способом кордиерит из стекла состава $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ и показал, что кордиерит в присутствии избытка воды может образоваться при температуре ниже 400° С. Пределы стабильности кордиерита при давлении водяных паров 1000, 2000, 5000 и 10 000 бар определены Шрейером и Йодером (Schreyer, Yoder, 1958). При низких температурах в пределах от 450 до 525° С и давлениях до 5000 бар кордиерит разрушается с образованием амезитового хлорита и пирофиллита:



Кордиерит

Хлорит

Пирофиллит

При температуре около 400° С место пирофиллита занимает магнийвый монтмориллонит; последний дает твердые растворы весьма различного состава, и монтмориллонитовый твердый раствор, имеющий состав кордиерита, стабилен при еще более низких температурах. При давлении 10 000 бар и температуре 685° С кордиерит распадается на хлорит и метастабильные кварц и корунд (= силлиманит).

Исследование системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, произведенное Д. Роем и Р. Роем (Roy, Roy, 1955), показало, что кордиерит кристаллизуется в пределах температур $> 500 < 530^\circ \text{C}$ при давлении водных паров 10 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 700 \text{ кг/см}^2$). Давление паров воды в пределах между 2000 и 20 000 фунт/кв. дюйм ($\sim 1400 \text{ кг/см}^2$) слабо влияет на температуру ($< \pm 10^\circ \text{C}$), при которой идет образование кордиерита из фаз (гидральсит, пирофиллит и алюминиевый серпентин), стабильных при более низких температурах.

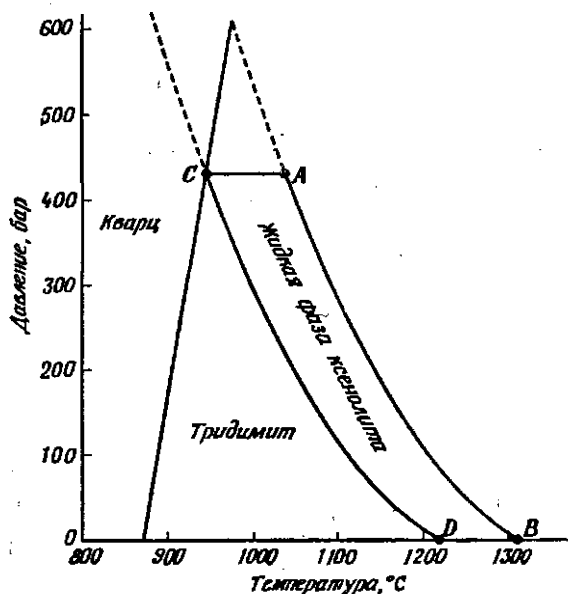
Температура инконгруэнтного плавления кордиерита понижается с повышением давления; так, при давлении 2000 бар кордиерит инконгруэнтно плавится при 1225° С с образованием муллита, шпинели и жидкой фазы, при давлении 5000 бар инконгруэнтно плавится при температуре 1090° С с образованием шпинели, сапфирина и жидкой фазы, а при давлении 10 000 бар при 960° С — с образованием сапфирина и жидкой фазы. Наклоны верхней и нижней кривых стабильности кордиерита показывают, что кордиерит неустойчив при давлении водяных паров выше 13 000 бар. Шрейер и Йодер (Schreyer, Yoder, 1959) пришли к выводу, что к началу плавления стабильной полиморфной модификацией $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ является ромбическая (псевдогексагональная) низкотемпературная форма.

Температура кристаллизации богатого магнием кордиерита в расплавленных аркозах определялась Уилли (Wyllie, 1959). На основании кристаллизации присутствующего вместе с кордиеритом тридимита и ликвидусных температур бухита, полученных экспериментально при изучении системы альбит — ортоклаз — кварц — вода (Tuttle, Bowen 1958), были построены Р — Т-кривые для рассчитанных составов жидкой фазы. Рассчитанные температуры кристаллизации жидкой фазы при давлении водяных паров 430 бар составляли 1025—925° С, а при атмосферном давлении — 1310—1225° С.

Диттлер и Кёлер (Dittler, Köhler, 1938) не смогли синтезировать железистый аналог кордиерита, $Fe_2Al_4Si_5O_{18}$; они получили материал, содержащий магнетит, шпинель и силлиманит; однако им удалось синте-

зировать кристаллы состава $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$, содержащие 25,50 и 75% компонента $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$.

Железистый «кордиерит» (железистый индиалит), $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$, является единственным тройным соединением в системе $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (Schairer, Yagi, 1952); он образует вместе с фаялитом и тридимитом тройную эвтектику при 1083°C (точка *N* на фиг. 77). При 1210°C



Ф и г. 76. Оценка Р—Т-условий кристаллизации кордиерита в расплавленном аркозе.

Стадия максимального плавления ксенолита представлена кривой *AB*, а условия, при которых расплав был охлажден (закален) до стекла, представлены кривой *CD*. Верхний предел давления определяется пересечением линии квард-тридимитовой инверсии (в присутствии избытка паров воды) с кривой *CD*. Кордиерит выкристаллизовался из жидкой фазы в расплавленном аркозе в Р—Т-условиях, ограниченных площадью *ABCD* и, вероятно, близких к линии *CA* (Wyllie, 1959).

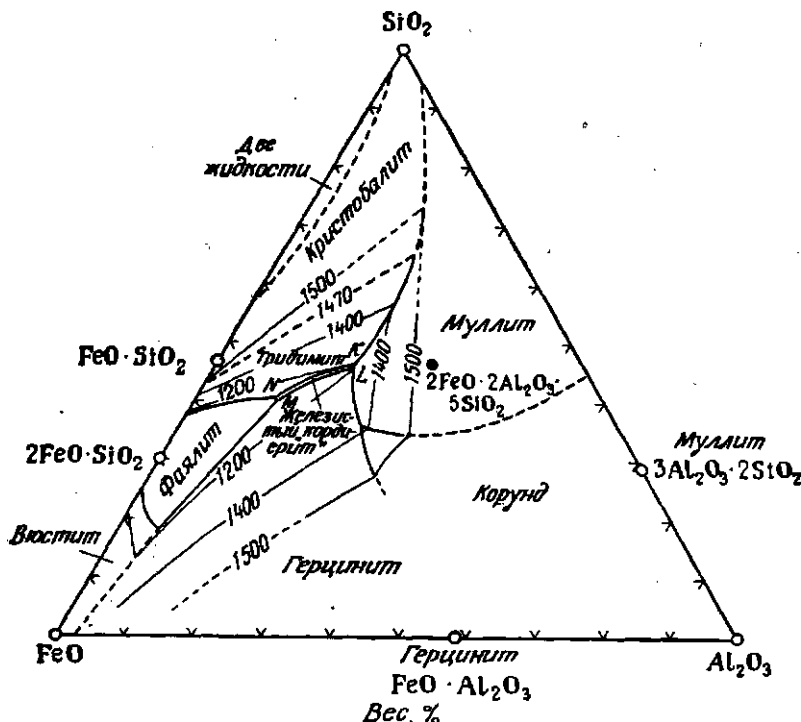
железистый кордиерит инконгруентно плавится с образованием тридимита, муллита и жидкой фазы состава *K*; при 1205°C железистый кордиерит и герцинит реагируют друг с другом с образованием муллита и жидкой фазы состава *L*, а при 1088°C железистый кордиерит и фаялит реагируют, давая герцинит и жидкую фазу состава *M* (фиг. 77). Железистый кордиерит описывался из футеровки доменных печей, а также был синтезирован из стекла, содержащего в соответствующих пропорциях FeO , Al_2O_3 и гидратированный кремнезем с добавкой 5% K_2CO_3 ; кристаллизация в этом случае имела место в интервале температур от 800 до 1100°C (Richardson, Rigby, 1949).

Железистый кордиерит, герцинит и пар образуются при разрушении природного хлоритоида при всестороннем давлении 200 бар и температурах не ниже 600°C (фиг. 40). Однако железистый кордиерит кристаллизуется только после продолжительного нагрева при этой температуре; при более коротком нагреве образуется метастабильная ассоциация герцинита и кварца (Halferdahl, 1956). При более высоких давлениях, например 10 000 бар, продукты разложения хлоритоида не содержат кордиерита, и возможно, что кордиерит неустойчив при высоких давлениях.

Шерер (Schairer, 1957) построил диаграммы равновесий соединений $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} - \text{SiO}_2$, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} - \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} - \text{MgSiO}_3$ в четверной системе $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Кристаллизация расплава представлена двумя крупными полями составов альбит — корунд — шпинель — кремнезем и альбит — кордиерит — кремнезем, переходящими к остаточному расплаву, имею-

щему состав богатого натрием гранита. Шерер полагал, что такой же конечный продукт получится, если расплавы будут контаминированы основными изверженными породами или высокоглиноземистыми осадками.

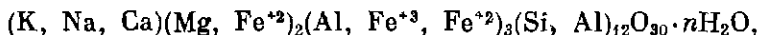
Ийяма (Iiyama, 1958) показал, что низкотемпературный кордиерит переходит в высокотемпературный кордиерит при нагревании на воздухе в течение 10 мин при температуре 1000° С или при нагревании в течение



Ф и Г. 77. Диаграмма равновесия системы $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, показывающая поля главных кристаллических фаз, инвариантные точки и изотермы (Schairer, Yagi, 1952).

часа при 850° С, причем превращение сопровождается дегидратацией. На температуру перехода сильно влияет давление водяных паров: при атмосферном давлении температура колеблется от 520 до 530° С, а при давлении 600 бар она равна 750° С.

Осумилит. В табл. 49 приведены данные химических анализов и количества ионов в пересчете на 30 (O) кордиеритоподобного минерала осумилита. В эту таблицу включены два анализа богатых кальцием кордиеритов, которые, вероятно, также являются осумилитами (Miyashiro, 1956). Элементарная ячейка осумилита содержит 60 атомов кислорода (кроме атомов кислорода, присутствующих в виде молекул H_2O). Миясиро приводит следующую идеальную формулу этого минерала:



где n колеблется от 0 до 1. Анализ осумилита и один из анализов богатого кальцием «кордиерита» показывают больше шести ионов за пределами

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСУМИЛИТА

	1	2	3
SiO ₂	50,78	48,32	49,15
TiO ₂	0,01	—	—
Al ₂ O ₃	24,85	22,13	31,84
Fe ₂ O ₃	1,95	3,88	2,88
FeO	9,97	9,58	11,49
MnO	0,40	0,68	—
MgO	6,68	9,10	0,55
CaO	0,61	4,95	4,30
Na ₂ O	1,00	—	—
K ₂ O	1,42	—	—
H ₂ O ⁺	1,73	} 1,54	} 0,06
H ₂ O ⁻	0,27		
Сумма	99,67	100,18	100,27
No	1,545—1,547	—	—
Ne	1,549—1,551	—	—
Уд. в.	2,64	—	—

Количества ионов в пересчете на 30 (O)

Si	9,021	} 12,00	8,650	} 12,00	8,529	} 12,00
Al	5,204 { 2,979 2,225 }		4,668 { 3,350 1,318 }		6,514 { 3,471 3,043 }	
Ti	0,001	} 5,79	—	} 5,80	—	} 5,23
Fe ⁺³	0,260		0,520		0,374	
Mg	1,768		2,427		0,142	
Fe ⁺²	1,481		1,434		1,667	
Mn	0,059	} 0,78	0,102	} 0,95	—	} 0,80
Na	0,342		—		—	
Ca	0,115		0,948		0,799	
K	0,320		—		—	
H ₂ O	1,027		—		—	

- Осумилит из бокситсодержащего гиперстенового плагмоклипарита риодацита), вулкан Сакурайима, Сайкабира, Кюсю, Япония (Miyashiro, 1956). Аналитик Х. Минато.
- Богатый кальцием «норднерит» (богатый кальцием осумилит), оверо Лаахер-Зе, ФРГ (Gossner, Reindl, 1932).
- Богатый кальцием «норднерит» (возможно, богатый кальцием осумилит), Сулавеси (Bucking, 1900; цитируется по Мьяскро, 1956).

двойных гексагональных колец. У осумилита, как предполагает Миясиро, это несоответствие может быть вызвано либо наличием примесей в образце, либо тем, что некоторые атомы металлов занимают несвойственные им позиции в структуре, либо, наконец, тем, что атомы водорода присутствуют в виде ионов (ОН) и связаны с атомами кремния, тогда как при расчетах принималось, что они входят в молекулы H_2O .

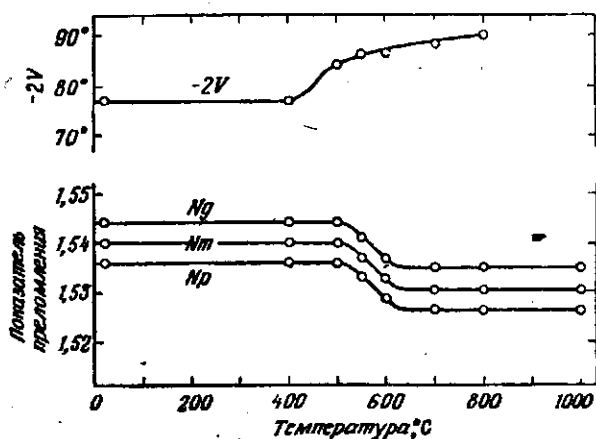
Изменение. Кордиерит обычно изменен; наиболее часто продуктами изменения являются слюда и хлорит. Слюда обычно представлена мусковитом, но встречается и биотит; парагонит очень редок. Для обозначения продуктов изменения кордиерита используются различные названия в зависимости от того, являются ли эти продукты преимущественно слюдистыми или хлоритовыми (Gareiss, 1904), но чаще всего употребляется термин «пинит». Во многих кордиеритсодержащих гранитах кордиерит более или менее полно изменен в зеленоватый пинит, состоящий из тонкой войлокоподобной смеси мусковита с примесью хлорита или серпентинового минерала и окислов железа. Иногда среди продуктов изменения присутствует буровато-желтое изотропное вещество (Mathias, 1952); отмечался также цоизит (Heinrich, 1950). В разгнейсованных гранитах района Лоос-Хамра (Eckermann, 1936) кордиерит изменен до почти изотропного желтовато-зеленого материала, проросшего зеленым биотитом и реже актинолитовым амфиболом. Пинит может быть бесцветным, зеленоватым, голубым или желтым.

Оптические и физические свойства

Большинство кордиеритов оптически отрицательно с углом оптических осей, колеблющимся между 65 и 85°; однако нередко встречаются и большие углы. Оптически положительные кордиериты описаны Перманом (Perhman, 1932), Конантом (Conant, 1935), Резерфордом (Rutherford, 1936), Лакруа (Lacroix, 1939a), Тилли (Tilley, 1940), Фолинсби (Folinsbee, 1941b), Хелдом (Heald, 1950), Миясиро (Miyashiro, 1957) и другими исследователями. Зависимость оптических свойств и удельного веса кордиеритов от их химического состава изучалась Перманом (Perhman, 1932), Сибата (Shibata, 1936), Винчеллом (Winchell, 1937), Тиле (Thiele, 1940), Фолинсби (Folinsbee, 1941b), Ийяма (Iiyama, 1956) и Ликом (Leake, 1960). Вначале исследователями не была найдена ожидаемая зависимость показателей преломления и угла оптических осей от степени замещения Mg на Fe^{+2} . Так, например, и Сибата (Shibata, 1936) и Винчелл (Winchell, 1937) указывали на слабую зависимость показателей преломления от замещения Mg на Fe^{+2} , но отметили, что удельный вес кордиерита пропорционален отношению $Mg : Fe^{+2}$. Рядом исследователей изучалась возможность влияния других различий в химическом составе на оптические свойства; например, Тиле (Thiele, 1940) изучал влияние содержания воды и замещений $Si, Mg \rightleftharpoons Al, Al$, а Фолинсби (Folinsbee, 1941b) — влияние содержания щелочей.

Миясиро с соавторами (Miyashiro et al., 1955; см. также Miyashiro, 1957) показали, что кордиерит встречается в различных структурных состояниях, которые зависят от термической истории отдельных кристаллов. Согласно их данным, угол оптических осей и показатели преломления кордиерита (фиг. 70, 71), имеющего определенное отношение $Mg : Fe^{+2}$, зависят от степени структурной неупорядоченности и могут быть связаны

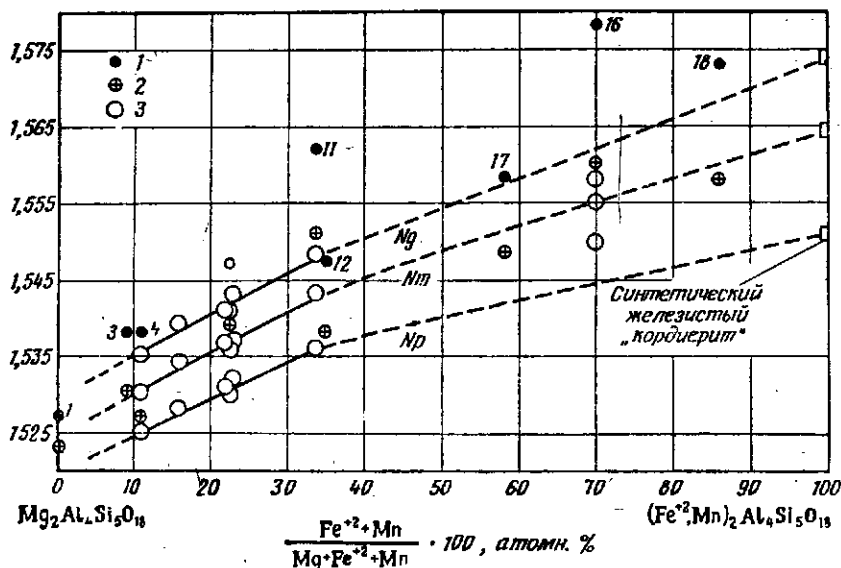
с показателем искажения Δ (см. стр. 302). Показатели преломления кордиеритов понижаются при нагревании (фиг. 78), если образуется высоко-температурная форма. Ийяма (Iiyama, 1956) показал, что содержание в кордиерите Mg и Fe^{+2} может быть определено путем измерения показателей преломления после нагревания кристалла в течение 10 мин при температуре 1000°C . Это нагревание необходимо для приведения минерала в то же структурное состояние, что и состояние минерала, по константам которого была построена кривая фиг. 79. Этим методом содержания ($\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$) в пределах от 10 до 35 атомн.% могут быть определены с точностью от 5 до 8% при условии, что показатели преломления измерены с точностью $\pm 0,003$. Состав кордиерита, содержащего больше 35% ($\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$), не может быть определен



Ф и г. 78. Влияние нагревания на показатели преломления и угол оптических осей кордиерита, состав которого приведен в табл. 47, анал. 3 (Iiyama, 1958).

с такой же точностью, и при построении графика фиг. 79 принималось, что в пределах содержаний ($\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$) от 35 до 100 атомн.% имеет место линейная зависимость показателей преломления от состава. Для железистого конечного члена взяты величины показателей преломления железистого кордиерита (железистого индиалита), синтезированного Шерером и Яги (Schairer, Yagi, 1952). На фиг. 79 нанесены также величины N_p и N_g ряда непрогретых кордиеритов, анализы которых приведены в табл. 47. За исключением кордиерита из роговиков (анал. 12) и искусственного магнезильного кордиерита из стекловаренных печей (анал. 1), эти показатели выше показателей преломления нагретых образцов с таким же содержанием ($\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$). На фиг. 80 показано изменение N_m в зависимости от изменения состава кордиеритов из различных парагенезисов. Графики этой фигуры могут быть использованы только для самой общей оценки состава, так как при их составлении предполагалось, что в глубинных породах и в жилах кордиерит встречается в виде низкотемпературной формы, а в эффузивных породах присутствует высокотемпературная форма минерала; влияние показателя искажения не учитывалось.

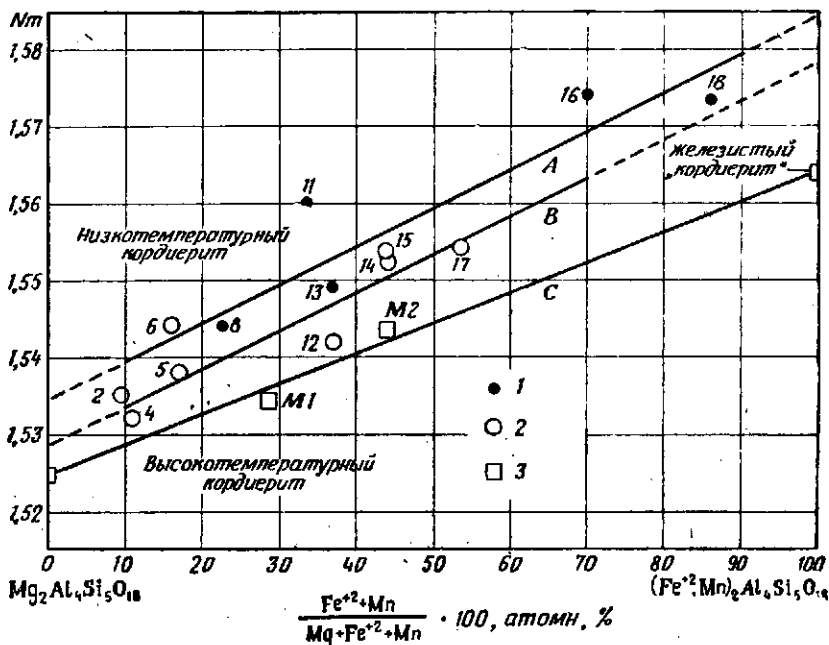
Средний показатель преломления кордиеритов, синтезированных гидротермальным методом ($\approx 1,540$), отличается от среднего показателя кордиеритов, синтезированных сухим способом. Это различие среднего показателя преломления не зависит от структурного состояния магнези-



Ф и Г. 79. Изменение показателей преломления кордиерита в зависимости от содержания $(\text{Fe}^{+2} + \text{Mn})$ (в атомн. %) после нагревания при 1000° в течение 10 мин.

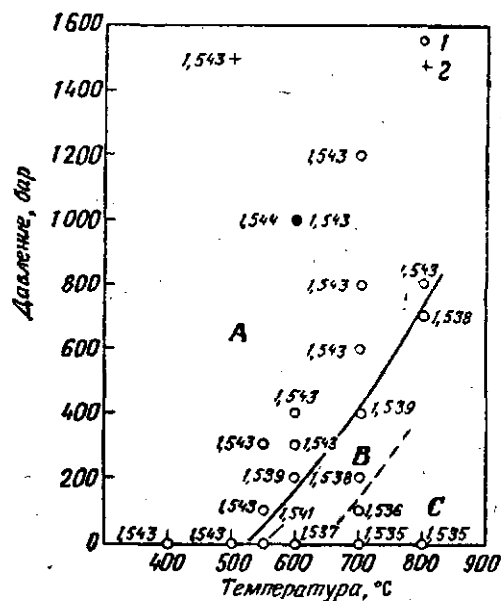
Светлые кружки — данные Ийямы (Iiyama, 1958), черные кружки — данные по некоторым нагретым кордиеритам, анализы которых под соответствующими номерами приведены в табл. 47. Светлые квадраты — значения показателей преломления железистого «кордиерита» (индиалита), синтезированного Шерером и Яги (Schaller, Yagi, 1952).

Природные кордиериты: 1 — Ng; 2 — Np; 3 — высокотемпературный кордиерит после прокалывания при 1000°C .



Ф и Г. 80. Изменение показателя преломления Nm в зависимости от изменения состава кордиеритов из магматических пород, пегматитов и кварцевых жил (A), метаморфических пород (B) и эффузивных пород (C). Цифры относятся к анализам табл. 47, а обозначения M1 и M2 — к анализам 1 и 2 табл. 7 работы Минсиро с соавторами (Miyashiro et al., 1955). 1 — магматические породы, пегматиты и кварцевые жилы; 2 — метаморфические породы; 3 — эффузивные породы.

ального кордиерита. Считают (Schreyer, Yoder, 1959), что оно связано с различным количеством воды в структуре кордиерита. Многие низкотемпературные кордиериты содержат от 1 до 3% H_2O , которая выделяется при нагревании на воздухе до $1000^\circ C$ в течение 10 мин или до $850^\circ C$ в течение часа. Ийяма (Iiyama, 1958) показал, что с потерей этой воды связаны изменения показателей преломления и угла оптических осей, которые сопровождают переход от низко- к высокотемпературной модификации кордиерита. Ийяма измерял показатели преломления и угол оптических осей кордиерита из гор Ларами (табл. 47, анал. 3), после того как минерал был подвергнут в течение 48 час давлению от 0 до 1500 бар и нагреву от 400 до $800^\circ C$. Данные фиг. 81 показывают, что показатели преломления попадают в три $P - T$ -поля: А, В и С. В первом



Ф и г. 81. Показатель преломления N_g кордиерита (табл. 47, анал. 3) после обработки в течение 48 час при давлениях от 0 до 1500 бар и температурах от 400 до $800^\circ C$ (Iiyama, 1958).

1 — исходя из гидратированного кордиерита; 2 — исходя из дегидратированного кордиерита.

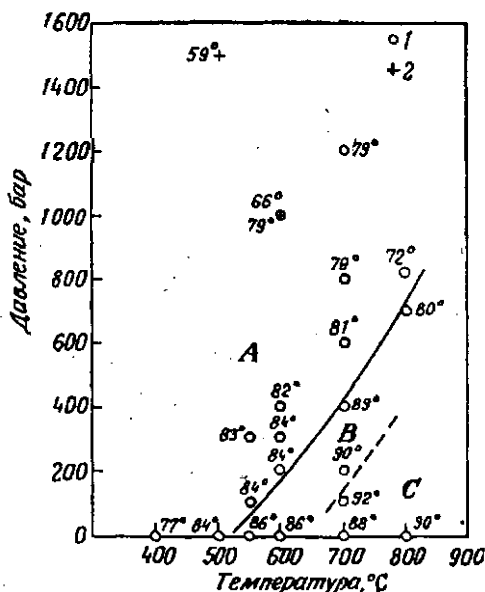
поле показатели преломления кордиерита имеют такие же значения, как у кордиерита до обработки; во втором поле величины показателей преломления колеблются, но они ниже, чем у кордиерита до обработки, и выше, чем у высокотемпературной формы; в третьем поле показатели преломления постоянны и имеют величины, характерные для высокотемпературной формы. Так как в условиях температур и давлений, примененных в этом эксперименте, показатели преломления после обработки не превысили значений, характерных для природного минерала, Ийяма (Iiyama, 1958) пришел к выводу, что кордиерит из гор Ларами имеет максимальное первичное содержание воды, которое может входить в структуру минерала. При тех же давлениях и температурах эксперимента угол оптических осей также изменяется и возрастает от поля А к полю С (фиг. 82). Некоторые образцы после обработки в условиях температур и давлений полей В и С приобрели отрицательные углы оптических осей, близкие к 90° (Iiyama, 1958).

Кордиерит, особенно когда он встречается в виде хорошо развитых кристаллов, часто образует двойники. Двойникование может быть про-

стым, но обычно развиты полисинтетические или циклические двойники. Плоскостью двойникования или двойникового срастания могут быть плоскости (110) или (130); последняя развита реже, чем плоскость (110). В базальных сечениях двойников по {110} углы между направлениями колебаний Nm и Ng и следом плоскости срастания равны 60 и 30° соответственно, тогда как в подобных сечениях двойников по {130} углы между теми же направлениями и следом плоскости срастания равны 30 и 60°. В кордиерите двойникование обычно сложное; иногда двойникование повторяется в кристалле с небольшими промежутками, в результате чего образуются, как в плагиоклазах, две группы пластинок. Венкатеш (Venkatesh, 1954) описал такое расположение, как «параллельно повторяющееся» двойникование в отличие от прорастающего,

Ф и Г 82. Углы оптических осей ($-2V$) кордиерита (табл. 47, anal. 3) после обработки в течение 48 час при давлениях от 0 до 1500 бар и температурах от 400 до 800° (Iiyama, 1958).

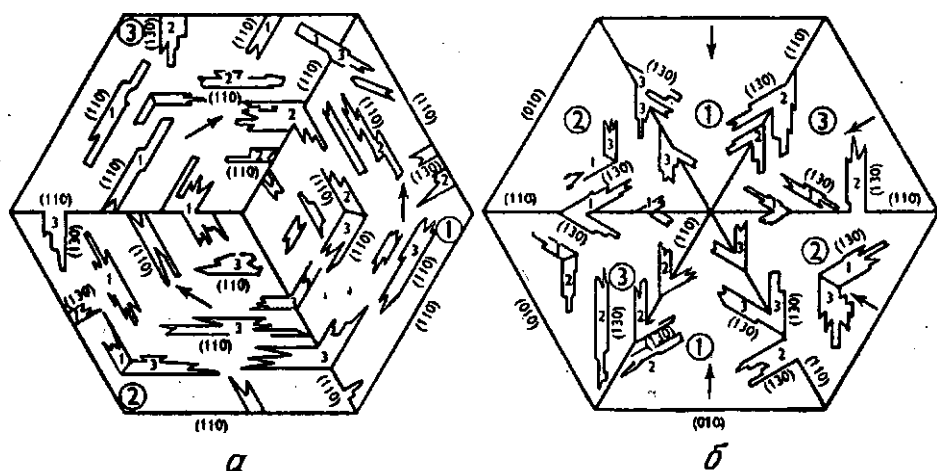
1 — исходя из гидратированного кордиерита;
2 — исходя из дегидратированного кордиерита.



или чередующегося, двойникования, при котором две или больше групп двойниковых пластинок могут пересекаться под углами 30, 60 или 90°. Субраманиам (Subramaniam, 1956) описал кордиерит, имеющий полисинтетическое двойникование псевдобавенского характера; сходный тип двойникования наблюдался Уиллемсом (Willemse, 1938) и Бринком (Brink, 1950).

В кордиерите часто встречается циклическое, или секториальное, двойникование; в таких двойниках плоскости двойникового срастания из центральной точки расходятся с промежутками в 30, 60 или 120° С, образуя тройники или шестерники; комбинация чередующихся двойниковых плоскостей (110) и (130) приводит к появлению двенадцатигранников, в которых каждый третий сектор оптически одинаков. При таком типе двойникования могут возникнуть шестиконечные или двенадцатиконечные крестообразные фигуры, причем последние могут состоять из двух шестерников, сдвоенных по (110), повернутых на 60° и взаимнопроросших. Концентрические двойники развиваются в том случае, когда двойниковые пластинки располагаются параллельно или под

углами 30 или 60° к гексагональным очертаниям базального сечения (фиг. 83). Найду (Naidu, 1954) описал кордиерит из горелых пород угольных бассейнов Джарна и Ранигани в Индии с взаимнопроросшими шестерниками и другими сложными двойниками. В таких двойниках небольшое двенадцатилучевое центральное ядро благодаря двойникованию по (110) и (130) окружено более широкой внешней зоной, состоящей из двенадцати пластинок, расположенных радиально по отношению к периферии и сдвойникованных по (110). Уилли (Wyllie, 1958) описал высокотемпературный субнарушенный кордиерит, который выкристаллизовался в интервале температур от 1025 до 936°С из расплавленного аркоза и имел крестообразные двойники с двойниковой плоскостью (024) или (104). Метод определения плоскостей двойникования предложен Венкатешем (Venkatesh, 1954). Найду (Naidu, 1954) и Венкатеш (Venkatesh, 1952) заметили, что тип двойникования, развивающийся в кордиерите, зависит от среды, в которой



Ф и г. 83. Концентрическое двойникование в кордиерите.

а — концентрические гексагональные пластинки в тройниках; все двойниковые плоскости сходны и наклонены друг к другу под углом 60°; б — звездчатая двойниковая картина на шестернике (Venkatesh, 1954).

происходит кристаллизация последнего. Так, более сложные двойники обычно встречаются только в минералах высокотемпературного парагенезиса, в то время как простые двойники характерны для кордиерита, кристаллизовавшегося при более низкой температуре.

Кордиериты из одной и той же породы могут иметь различные оптические свойства. Цубои (Tsuboi, 1936) отметил, что угол оптических осей кордиеритов из гранато-кордиеритово-биотитовых роговиков колеблется в пределах от почти плюс 0° до почти минус 0°, хотя обычно бывает как положительным, так и отрицательным, близким к 90°. Зерно с $-2V \simeq 80^\circ$ имело Nm, равный 1,555, а для почти одноосного положительного кристалла Nm равен 1,560: точного соответствия между величиной угла оптических осей и величиной Nm не существует (Tsuboi, 1936). Браммал и Рао (Brammall, Rao, 1936) из гранита Свелтор в Девоне описали сдвойникованный кордиерит, в котором углы оптических осей в соседних секторах отличаются на 13 или 14°, хотя оптически непрерывные секторные пары имеют близкие углы оптических осей.

В кордиерите часто присутствуют небольшие включения кристаллов циркона и апатита, вокруг которых развиваются интенсивные желтые плеохроичные дворики; внешняя часть такого дворика, как правило, имеет темно-желтый цвет, а внутренняя часть гораздо светлее.

В породах низких ступеней метаморфизма кордиерит обычно присутствует в виде неправильных ксенобластов и содержит множество включений. Однако Томлинсон (Tomlinson, 1942) описал идиоморфный кордиерит, кристаллы которого имели простой габитус и были ограничены призматическими и пинакоидальными гранями. В некоторых метаморфических породах кордиерит имеет характер порфиробластов. Так, Трейвис (Travis, 1956) описал крупные порфиробласты (максимальный размер от $\frac{1}{8}$ до 5 дюймов) из сланцев, основная масса которых состоит главным образом из кварца и мусковита. В кристаллах кордиерита включения кварца и железной руды располагаются в виде цепочек, которые совпадают со сланцеватостью сланцев и местами обрисовывают контуры микроскладок. Считают, что этот кордиерит образовался во время термального метаморфизма. В породах высоких ступеней метаморфизма и в пегматитах кордиерит в базальных разрезах может иметь вид хорошо развитых псевдогексагональных кристаллов благодаря одинаковому развитию граней {110} и {010}. Вопрос о развитии кордиерита в метаморфических породах в связи с линейным давлением во время роста кристаллов рассматривался Рамбергом (Ramberg, 1947).

Осумилит окрашен в более темные цвета, чем большинство кордиеритов, а кристаллы размером в несколько миллиметров окрашены в черный цвет; кристаллы осумилита характеризуются призматическим или таблитчатым габитусом и лишены спайности. В шлифах осумилит дихроичен, по Ne он бесцветен, по No — от светло-голубого до бледного голубовато-фиолетового и обычно почти одноосный положительный. Некоторые кристаллы осумилита дают аномальные двуосные фигуры.

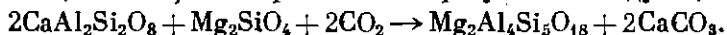
Диагностические признаки

Бесцветный кордиерит напоминает кварц, но хорошо определяется по большому отрицательному углу оптических осей. От кварца и полевого шпата кордиерит также отличается присутствием характерных включений пылевидных непрозрачных минералов, наличием плеохроичных двориков вокруг включений циркона и типичными слюдоподобными продуктами изменения. Кордиерит с хорошо развитыми полисинтетическими двойниками по {110} трудно отличить от плагиоклаза. Двупреломление у кордиерита немного выше, чем у полевого шпата, а спайность менее совершенная, однако плагиоклазы состава альбит — олигоклаз имеют близкие к кордиериту показатели преломления, но большие положительные или отрицательные углы оптических осей. При отсутствии плеохроичных двориков можно использовать толстые шлифы, в которых хорошо проявляется плеохроизм кордиерита.

Кордиерит трудно отличить от осумилита, особенно в тех случаях, когда осумилит имеет аномальный двуосный характер. Двупреломление у кордиерита выше, чем у осумилита, для которого характерен плеохроизм: по No — светло-голубой, по Ne — бесцветный. Порошковые рентгенограммы этих двух минералов различны (для осумилита рентгенограммы приводятся Миясино, 1956).

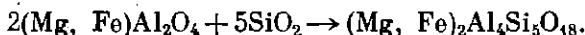
ным веществом силлиманитового бухита, которая шла с образованием кордиерита и шпинели или кордиерита и корунда. Фемистер (Phemister, 1942) описал кордиерит из обломков нерасплавленного полосчатого сланца в шлаке из реторты для перегонки битуминозного сланца, из оболочек кордиерита и стекла вокруг обломков сланца, и из полностью раскристаллизованного шлака.

Субраманиам (Subramaniam, 1956) из анортозитов комплекса Ситтампунди, Индия, описал породы (по-видимому, ксенолиты), состоящие из кордиерита, ассоциирующего с анортитом — битовнином, корундом, силлиманитом и антофиллитом. Этот исследователь полагает, что кордиерит (табл. 47, анализ 6) мог образоваться в результате следующей реакции:



Анортит Форстерит Кордиерит Кальцит

В месторождениях корунда в комплексе Кортландт, Нью-Йорк, кордиерит встречается в кордиерито-силлиманитово-магнетитовых роговиках в виде реакционной каемки вокруг шпинели в тех участках, где корунд сечется кварцевыми жилками; его образование Фридман (Friedman, 1952, 1956) рассматривает как результат реакции



Шпинель

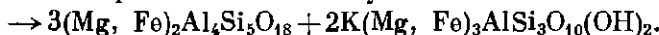
Кордиерит

Региональный метаморфизм. Кордиерит встречается в некоторых регионально метаморфизованных породах, но в отличие от кристаллизации в условиях термального метаморфизма он образуется только в гнейсах высоких ступеней метаморфизма. Однако обычно считают, что в таких породах образование кордиерита ограничено условиями, в которых отсутствовал стресс (Harker, 1939). Кордиеритсодержащие гнейсы часто лишены граната; по мнению Харкера, в таких условиях давлений и температур нормальная стрессовая ассоциация регионального метаморфизма, представленная гранатом и мусковитом, замещается ассоциацией кордиерита, калиевого полевого шпата и шпинели:



Гранат

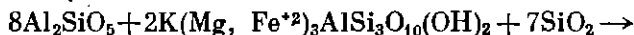
Мусковит



Кордиерит

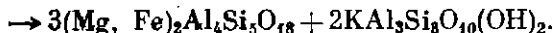
Биотит

Однако кордиерит-гранатсодержащие гнейсы были описаны из регионально метаморфизованных пород, и определяющие условия давлений и температур здесь, вероятно, являлись промежуточными между условиями нормального регионального метаморфизма и метаморфизма в условиях отсутствия стресса. Тем не менее нельзя исключить возможность образования этих минералов в некоторых районах в результате термального и регионального метаморфизма. Так, Мак-Лаклан (McLachlan, 1951) описал кианитовый гнейс из Глен-Луи, Абердиншир, в котором порфиروبласты кианита в процессе более позднего термального метаморфизма были изменены в кордиерит, мусковит и андалузит. Считают, что образование кордиерита и мусковита явилось результатом реакции кианита с окружающим его биотитом:



Кианит

Биотит



Кордиерит

Мусковит

В тех местах, где кианит окружен каемкой кордиерита, кианит замещается андалузитом.

Во многих участках района развития гранулитов в Лапландии (Eskola, 1952) кордиерит является основным компонентом пород, однако он не встречается здесь ни в лишенных биотита, ни в расслапцованных гранулитах, содержащих пластинчатый кварц; образованию кордиерита в этих расслапцованных породах препятствовало высокое боковое давление. В районе Лоос-Хамра, Швеция (Eskelman, 1936), встречаются полосчатые кордиеритсодержащие мигматитовые гранулиты. Кордиерит здесь является обычным компонентом кордиерито-силлиманитово-гранатовых гнейсов, гранато-биотитово-кордиеритовых сланцев и микроклин-кордиерит-андалузит-мусковитово-биотитовых сланцев. В южной Финляндии (Hietanen, 1943) кордиерит (анал. 14, табл. 47) описан из кинцигита — кордиерито-гранатово-силлиманитового парагнейса. Кордиерит-гиперстеновые породы, ассоциирующие с чарнокитами, были описаны Прайдером (Prider, 1945) из района Дангив, Западная Австралия. По мнению Эскола (Eskola, 1952), кордиерит может быть устойчивым минералом в условиях давлений и температур, при которых образуются породы типа чарнокитов.

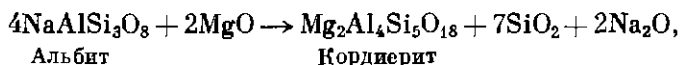
Хиетанен (Hietanen, 1956) описала кордиерит в ассоциации с силлиманитом, кианитом и андалузитом из кордиеритсодержащих слюдяных сланцев формации Причард (серии докембрийского пояса, Боулс-Батт, Айдахо). Кордиерит в этих сланцах (табл. 47, анализ. 2) представлен наиболее магнезиальной разновидностью этого минерала, а в некоторых породах кордиерит является преобладающим компонентом (37%). В описываемых породах кордиерит и кианит, видимо, находятся в равновесии. По мнению Хиетанен, поля устойчивости этих двух минералов перекрываются и для того, чтобы кордиерит стал неустойчивым, требуются более высокое давление или стресс, чем это имеет место при образовании кианита. Основываясь на ассоциации в этих породах эпидота и плагиоклаза (An_{36}), Хиетанен пришла к выводу, что температура образования кордиерита была равна примерно 400° С.

Кордиерит-антофиллитовая ассоциация. Ассоциация кордиерита и антофиллита описана из ряда мест. Эскола (Eskola, 1914, 1950) описал антофиллит-кордиеритовые породы в лептитях, окружающих олигоклазовый гранит у Ориярви. По его мнению, эти породы образовались из лептитов вулканогенного происхождения, которые были метасоматически изменены связанными с гранитом растворами, богатыми железом и магнием. Такая интерпретация оспаривалась Туоминеном и Миккола (Tuominen, Mikkola, 1950), и Туоминен (Tuominen, 1951) считал, что кордиерит и антофиллит, вероятно, кристаллизовались в лептитях глинистого происхождения в результате фиксации ионов Mg и Fe^{+2} , проходивших через межгранулярный раствор в период сильных проникающих движений. Согласно Туоминену и Миккола, антофиллит-кордиеритовая ассоциация может возникать при метаморфизме хлорито-кварцевых сланцев. Образование очень богатых кордиеритом пород из Апингтона в Канской провинции, во многом похожих на кордиеритсодержащие породы Ориярви, Маттис (Mathias, 1952) связывает с Al - и Mg -метасоматозом первоначально глинистых отложений.

Кордиерит-антофиллитовые породы описаны Тилли (Tilley, 1935, 1937) из Кениджека и Ливарда в Корнуолле. В первом из этих местонахождений долериты близ гранита превращены в кордиерит-анто-

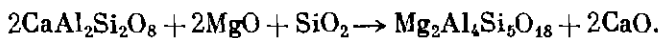
филиитовые породы в результате внутреннего метасоматоза, при котором в породу привносилась только вода. Кордиерит-антофилиитово-ставролитовые породы Лизарда образовались в результате регионального метаморфизма глинистых отложений. Кордиерит-антофилиитовые породы описаны Прайдером (Prider, 1940) из района Тудей в Западной Австралии. Здесь кордиерит и антофилиит встречаются в ксенолитах в гранито-гнейсах. В ксенолитах, которые генетически связаны со шпинель-оливино-пироксеновыми (ромбический пироксен) породами, из которых они образовались под воздействием контактного метаморфизма и метасоматического привноса кремнезема из гранита, присутствуют кордиерит-антофилиитово-клинохлоровая и кордиерит-антофилиитовая ассоциации. Прайдер считал, что в районе Тудей образование антофилиита из ромбического пироксена в обстановке стресса и низких температур сменилось кристаллизацией клинохлора за счет реакции между шпинелью, ромбическим пироксеном и водой. Образовавшиеся антофилиит-клинохлоровые породы позднее были несколько изменены в результате замещения клинохлора кордиеритом. В качестве доказательства такого замещения рассматриваются реликты клинохлора, включенные в порфиробласты кордиерита.

В формации Конгсберг-Бамбль района Арендаль в южной Норвегии (Bugge, 1943) широко развиты кордиерит-силлиманитовые гнейсы и кордиерит-биотитовые гнейсы. В жедрито-кордиеритово-плагноклазовых гнейсах кордиерит часто окружен каемкой кварца и иногда образует симплектитовые прорастания с последним. Согласно Бугге, взаимоотношения между кордиеритом и кварцем указывают на метасоматическое образование кордиерита за счет плагноклаза; этот переход сопровождался выделением кремнезема из богатого натрием плагноклаза:



Альбит

Кордиерит



Анортит

Кордиерит

Образование жедрит-кордиеритовых амфиболитов рассматривается Бугге как результат превращения обычной роговой обманки в жедрит и плагноклаз, причем последний позднее переходит в кордиерит и кварц при метасоматическом привносе магния как в кислые, так и в основные породы. Таким образом, в этом, а также в других районах ассоциация кордиерит — антофилиит развивается за счет пород, имеющих весьма различный состав. Эта наиболее яркая особенность описываемой ассоциации позволила Тилли (Tilley, 1937) привлечь внимание к этому замечательному примеру метасоматической конвергенции минералов.

Магматические породы. Кордиеритсодержащие нориты описаны из ряда местонахождений; считается, что эти породы образовались из габбровой магмы, контаминированной глинистым материалом. Так, между норитами центральных частей массива Арнаге, Абердиншир, и коренными породами Рид (Read, 1923) выделил зону мощностью в несколько миль, состоящую из контаминированных пород, наиболее распространенным типом которых являются кварц-биотит-плагноклаз-кордиерито-гранатово-шпинелевые породы. Кордиерит этих контаминированных пород, по-видимому, кристаллизовался из магмы, а не образует ксенокристаллы. Кордиеритсодержащие магматические породы описаны Ридом (Read,

1935) из района Хаддо-Хауз, Абердиншир; здесь габбро были интродуцированы в коренные породы, представленные преимущественно андалузит-кордиеритовыми сланцами и кварц-биотито-кордиеритовыми гнейсами. Первоначально считалось, что кордиеритсодержащие нориты, сложенные плагиоклазом, биотитом, ромбическим пироксеном, кварцем, калиевым полевым шпатом, кордиеритом и железорудными минералами, образовались из магмы габбрового состава, которая впоследствии была контаминирована обогащенными глиноземом сланцами и гнейсами. Позднее эти кордиеритсодержащие породы рассматривались Ридом и Фаркуаром (Read, Farquhar, 1951) как мигматиты, образовавшиеся за счет глинистого материала. Образование кордиеритовых норитов и влияние ассимиляции богатых глиноземом осадков на характер кристаллизации в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ рассматривались Боуэном (Bowen, 1928, p. 175).

Кордиерит встречается также в некоторых кислых породах; он описан на ряде гранитоидов, однако, как правило, характерен только для пород, содержащих мусковит и биотит. Кордиерит широко распространен в Дартмурском граните Девона и встречается здесь как в биотит-кордиеритово-гранатовых, так и в биотит-мусковитово-кордиеритовых гранитах (Bramhall, Harwood, 1932). Значительная часть кордиерита в этих гранитах имеет характер ксенокристаллов; в зоне контакта между вмещающими сланцами и гранитом происходит селективная ассимиляция калийных компонентов сланца с их последующим обособлением. Агрегаты пинита, заимствованные из сланца и включенные в гранитную магму, часто переходят в слюду. Однако, по мнению Браммала и Харвуда (Bramhall, Harwood, 1932), в некоторых разновидностях дартмурского гранита кордиерит кристаллизовался непосредственно из контаминированной магмы. Браммал и Рао (Bramhall, Rao, 1936) показали, что кордиерит из содержащих гранат гранитов Суэлтор, Девон, обнаруживает заметные колебания химического состава; так, шесть кордиеритовых агрегатов, разделенных с помощью диффузионной колонны Клеричи, имеют отношения $Fe : Mg$ от 0,37 до 1,28.

Мусковит-биотитово-кордиеритовые граниты описаны Бейкером (Baker, 1940) из Терип-Терица и других мест в Виктории, Австралия. В этих гранитах кордиерит широко распространен и содержится в значительных количествах; иногда его содержание достигает 6,8%. Компоненты, входящие в состав кордиерита, были, вероятно, заимствованы из вмещающих глинистых пород и кордиеритсодержащих роговиков. Часть кордиерита имеет вид ксенокристаллов и образовалась в результате механического распада кордиеритсодержащих ксенолитов, но идиоморфный габитус некоторых кристаллов кордиерита рассматривается как доказательство его магматического происхождения. Считается, что этот кордиерит кристаллизовался из гранитной магмы, обогащенной алюминием за счет ассимиляции вмещающих глинистых пород. Еще раньше Тэттам (Tattam, 1925) на основании изучения гранитных пород районов Булла и Трэвула пришел к выводу, что все кордиеритсодержащие граниты и гранодиориты Виктории образовались в результате контаминации обогащенными алюминием осадочными породами. Кордиерит (таб. 47, анал. 13) составляет от 3 до 7% кордиеритсодержащей зоны кварцевого монцонита близ Кинсман, Нью-Гэмпшир (Heald, 1950).

Пегматиты. Кордиерит (табл. 47, анал. 14) встречается в гранитных пегматитах, в которых он является иногда единственным богатым алюминием аксессуарным минералом. Однако в ряде случаев он ассоциирует

с андалузитом, силлиманитом, кианитом, хризобериллом, топазом или корундом. В таком парагенезисе кордиерит образуется во время пегматитовой стадии кристаллизации, но в пинит он в основном переходит в течение последующего гидротермального периода кристаллизации в результате привноса ионов калия и гидроксила. В пегматитах кордиерит обычно присутствует в виде относительно хорошо образованных крупных кристаллов, однако не ясно, кристаллизовался ли он из неконтаминированного пегматитового флюида или из магмы, которая ассимилировала обогащенный глиноземом материал на глубине. Кордиерит ювелирного качества (табл. 47, анал. 10), встречающийся в пегматите вместе с гранатом, был описан Лакруа (Lacroix, 1939б) из Анкадитани на Мадагаскаре. В гранитных пегматитах района Миканит в Колорадо кордиерит (содержащий по оптическим данным 60% железистого кордиерита, $\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{18}$) ассоциирует с мусковитом, биотитом, гранатом, апатитом, магнетитом, бериллом, силлиманитом и бисмутитом (Heinrich, 1950). Хейнрих проанализировал данные еще по пятидесяти месторождениям пегматитового и жильного кордиерита.

Правильные микропегматитовые сростания железистого кордиерита (табл. 47, анал. 18) с кварцем описаны Сибата (Shibata, 1936) из пегматитовой жилы в районе Сасаго и Даси, префектура Каи, Япония; в этих сростаниях объемные отношения кварца к кордиериту составляют 56,2 : 43,8 (Сасаго) и 57,2 : 42,8 (Даси). Определенное отношение кордиерита к кварцу и правильная ориентировка сростков рассматриваются Сибата как указание на одновременную кристаллизацию этих двух минералов; они свидетельствуют о том, что кордиерит не является минералом замещения. Считают, что пегматит Сасаго образовался в результате дифференциации кварцево-диоритовой магмы, контаминированной обогащенными глиноземом осадками, а пегматит Даси возник за счет взаимодействия пегматитового флюида кварцевого диорита и амфиболита. Кордиерит (табл. 47, анал. 7,8) из кварцевых жил описан Ийяма (Iiyama, 1956) и Миясиро (Miyashiro, 1957).

Искусственный $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_5\text{AlO}_{18}$ в зависимости от температуры и скорости роста кристаллов может быть получен в виде индиалита, высокотемпературного субнарушенного кордиерита или высокотемпературного сверхнарушенного кордиерита. Большинство природных кордиеритов из метаморфических пород, пегматитов и кварцевых жил относится к низкотемпературной субнарушенной модификации. Высокотемпературный субнарушенный кордиерит был найден в андезите Каско-то в Японии, в расплавленных аркозах в Соэй в Шотландии, а также в горелых породах угленосного бассейна Бокаро в Индии, где он встречается вместе с индиалитом. Высокотемпературный сверхнарушенный кордиерит встречается в ксенолитах в авгит-гиперстеновом андезите вулкана Асамо в Японии. Миясиро (Miyashiro, 1956) приводит следующую схему относительной стабильности различных форм (в порядке возрастания температуры стабильности): низкотемпературный сверхнарушенный кордиерит, высокотемпературный субнарушенный кордиерит и высокотемпературный индиалит. Низкотемпературный индиалит и низкотемпературный субнарушенный кордиерит рассматриваются всегда в качестве неустойчивых форм; они не были обнаружены ни в искусственных продуктах, ни в природе.

Осумилит (табл. 49, анал. 1) из типичного местонахождения (вулкан Сакурадима, префектура Кагосима, Япония; Miyashiro, 1956), перво-

начально описанный Моримото (Morimoto, 1948) как кордиерит, образует идиоморфные кристаллы, ассоциирующие с тридимитом и кварцем, в биотитсодержащем гиперстеновом риодаците; Миясиро показал, что два минерала (табл. 49, анал. 2,3), встречающиеся в вулканических выбросах и описанные как кордиерит, вероятно, являются осумилитом. Весьма вероятно, что осумилит может быть довольно обычным минералом в эффузивных породах и включениях в них.

ЛИТЕРАТУРА

- Baker G., 1940. Cordierite granite from Terip Terip, Victoria, Am. Mineral., 25, 543.
- Bowen N. L., 1928. The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton.
- Brammali A., Harwood H., 1932. The Dartmoor granites: their genetic relationships, Quart. Journ. Geol. Soc., 88, 172.
- Brammali A., Rao B. R., 1936. The variable composition of cordierite in the Dartmoor granites, Mineral. Mag., 24, 257.
- Brink W. C., 1950. The geology, structure, and petrology of the Nuwerus area, Cape Province, Ann. Univ. Stellenbosch, 26, ser. A, 142.
- Bucking H., 1960. Cordierit von Nord-Celebes und aus dem sog. verglasten Sandsteinen Mitteldeutschlands, Ber. Sankenberg. Naturfor. Gesell. Frankfurt a. M., 1 (цитировано Miyashiro, 1956).
- Bugge J. A. W., 1943. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg — Bamble formation, Norges Geol. Unders., No. 160.
- Byström A., 1942. The crystal structure of cordierite, Arkiv. Kemi, Min. Geol., 15B, 1.
- Chinner G. A., 1958. The metamorphic history of the Glen Clova District, Angus, Ph. D. Dissertation, Univ. of Cambridge.
- Conant I. C., 1935. Optically positive cordierite from New Hampshire, Am. Mineral., 20, 310.
- Dittler E., Köhler A., 1938. Neue Beiträge zur Cordieritsynthese, Centr. Min., Abt. A, 149.
- Eckermann H. von, 1936. The Loos-Hamra region, Geol. Förs. Förh. Stockholm, 58, 129.
- Eskola P., 1914. On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 40, 173.
- Eskola P., 1950. Orijärvi re-interpreted, Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande, No. 23, 93.
- Eskola P., 1952. On the granulites of Lapland, Am. Journ. Sci., Bowen vol., 133.
- Folinsbee R. E., 1941a. The chemical composition of garnet associated with cordierite, Am. Mineral., 26, 50.
- Folinsbee R. E., 1941b. Optic properties of cordierite in relation to alkalies in the cordierite — beryl structure, Am. Mineral., 26, 485.
- Friedman G. M., 1952. Sapphirine occurrence of Cortlandt, New York, Am. Mineral., 37, 244.
- Friedman G. M., 1956. The origin of spinel — emery deposits with particular reference to those of the Cortlandt complex, New York, New York State Museum, Bull. 351.
- Gareiss A., 1901. Ueber Pseudomorphosen nach Cordierit, Min. Petr. Mitt. (Tschermak), 1.
- Gossner B., 1928. Über Strukturelle Beziehungen zwischen Beryll and Cordierit, Centr. Min., Abt. A, 204.
- Gossner B., Musgnug F., 1928. Vergleichende röntgenographische Untersuchung von Magnesiumsilikaten, Neues Jahrb., Bl.-Bd. 58, Abt. A, 213.

- Gossner B., Reindl E., 1932. Über die chemische Zusammensetzung von Cordierit und Pollucit, *Centr. Min., Abt. A*, 330.
- Halferdahl L. B., 1956, 1957. Chloritoid, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophysical Lab., No 55 (1955—1956), 200, No. 56 (1956—1957), 225.
- Harker A., 1939. *Metamorphism; a Study of the Transformation of Rock Masses*, Methuen, London.
- Heald M., 1950. Structure and petrology of the Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **61**, 43.
- Heinrich E. W., 1950. Cordierite in pegmatite near Micanite, Colorado, *Am. Mineral.*, **35**, 173.
- Hietanen A., 1943. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes in Südwestlichen Finnland, *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III, Geol. Geogr.*, No. 6.
- Hietanen A., 1956. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho, *Am. Mineral.*, **41**, 1.
- Iiyama T., 1956. Optical properties and unit cell dimensions of cordierite and indialite, *Min. Journ. Japan*, **1**, 372.
- Iiyama T., 1958. Transformation des formes haute température, basse température de la cordiérite, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, **246**, 795.
- Karkhanavala M. D., Hummell F. A., 1953. The polymorphism of cordierite, *Journ. Am. Ceram. Soc.*, **36**, 389.
- Lacroix A., 1939a. Sur un nouveau type de roches métamorphiques (sakénites) faisant partie des schistes cristalline du sud de Madagascar, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, **209**, 609.
- Lacroix A., 1939b. La Lamboanite-schiste cristallin à faciès gneissique depourvu de quartz et à pegmatite à cordierite qui l'accompagne à Ankaditany (S. Madagascar), *Bull. Soc. Franç. Min.*, **62**, 289.
- Leake B. E., 1960. Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites, *Am. Mineral.*, **45**, 282.
- Mathias M., 1952. An unusual cordierite-rock from Upington, Cape Province, *Mineral. Mag.*, **29**, 936.
- McLachlan G. R., 1951. The aegirine-granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire, *Mineral. Mag.*, **29**, 476.
- Miyashiro A., 1956. Osumilite, a new silicate mineral and its crystal structure, *Am. Mineral.*, **41**, 104.
- Miyashiro A., 1957. Cordierite-indialite relations, *Am. Journ. Sci.*, **255**, 43.
- Miyashiro A., Iiyama T., Yamasaki M., Miyashiro T., 1955. The polymorphism of cordierite and indialite, *Am. Journ. Sci.*, **253**, 185.
- Morimoto R., 1947. On the occurrence of cordierite from Sakkabira, Town Tarumiza, Kimotsuki Province, Kagoshima Prefecture, Japan, *Earthquake Res. Inst. Bull.*, **25**, 33.
- Naidu P. R. J., 1954. Cordierites from the burnt rocks of the Jharia and Raniganj coalfields, *Current Sci.*, **23**, 387.
- Pehrman G., 1932. Über optisch positiven Cordierit, *Acta Acad. Aboensis Math. Physica*, **6**, No. 11, 12 (M. A. 5—383).
- Phemister J., 1942. Note on fused spent shale from a retort at Pumpherston, Midlothian, *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, **20**, 238.
- Prider R. T., 1940. Cordierite-anthophyllite rocks associated with spinelhypersthénites from Toodyay, Western Australia, *Geol. Mag.*, **77**, 364.
- Prider R. T., 1945. Charnockite and related cordierite-bearing rocks from Dangin, Western Australia, *Geol. Mag.*, **82**, 145.
- Ramberg H., 1947. The force of crystallization as a well definable property of crystals, *Geol. För. Förh. Stockholm*, **69**, 189.
- Ramdohr P., 1927. Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabaszuge und ihre Verhalten im Bereich des Brockenkontakts, *Neues Jahrb.*, **Bl — Bd.**, **55**, 333.

- Rankin G. A., Merwin H. E., 1918. The system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., 4th ser., 45, 301.
- Read H. H., 1923. The petrology of the Arnage district in Aberdeenshire: a study in assimilation, Quart. Journ. Geol. Soc., 79, 446.
- Read H. H., 1935. The gabbros and associated xenolithic complex of the Haddo House district, Aberdeenshire, Quart. Journ. Geol. Soc., 91, 592.
- Read H. H., Farquhar O. C., 1951. The geology of the Arnage district, a re-interpretation, Quart. Journ. Geol. Soc., 107, 423.
- Richardson H. M., Rigby G. R., 1949. The occurrence of iron-cordierite in blast furnace lining, Mineral. Mag., 28, 547.
- Roy D. M., Roy R., 1955. Synthesis and stability of minerals in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, Am. Mineral., 40, 147.
- Rutherford R. L., 1936. Optically positive cordierite in the Kisseyen gneiss at Sherridon, Manitoba, Am. Mineral., 21, 386.
- Schairer J. F., 1957. The crystallization of rock-forming minerals from magmas and the nature of the residual liquid, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1956—1957, 217.
- Schairer J. F., Yagi, 1952. The system $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, Am. Journ. Sci., Bowen vol., 471.
- Schairer J. F., Yoder H. S., 1958. The quaternary system $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1957—1958, 210.
- Schreyer W., Schairer J. F., 1958. Anhydrous alkali-free cordierites, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1957—1958, 197.
- Schreyer W., Yoder H. S., 1958. Cordierite- H_2O system, Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1957—1958, 195.
- Schreyer W., Yoder H. S., 1959. Stability of Mg-cordierite, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1672 (abstract).
- Seki Y., Yamasaki M., 1957. Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakami Mountainland, northeastern Japan, Am. Mineral., 42, 506.
- Shand S. J., 1943. Cordierite crystals from a glass furnace, Am. Mineral., 28, 391.
- Shibata H., 1936. Graphic intergrowth of cordierite and quartz from Sasago and Dōsi, province of Kai, Japan, Jap. Journ. Geol. Geogr., 13, 205.
- Stewart F. H., 1942. Chemical data on a silica-poor argillaceous hornfels and its constituent minerals, Mineral. Mag., 26, 260.
- Subramaniam A. P., 1956. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem District, Madras State, India, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 317.
- Tattam C. M., 1925. Contact metamorphism in the Bulla area and some factors in differentiation of the granodiorite of Bulla, Victoria, Proc. Roy. Soc. Victoria, 37, 230.
- Thiele E., 1940. Die Beziehung der Chemischen Zusammensetzung zu den physikalisch-optischen Eigenschaften in einigen Mineralien des Kontakts, Chemie der Erde, 13, 64.
- Thomas H. H., 1922. On certain xenolithic Tertiary minor intrusions in the Island of Mull, Quart. Journ. Geol. Soc., 78, 229.
- Tilley C. E., 1935. Metasomatism associated with the greenstone hornfelses, of Kenidjack and Botallack, Cornwall, Mineral. Mag., 24, 181.
- Tilley C. E., 1937. Anthophyllite-cordierite-granulites of the Lizard, Geol. Mag., 74, 300.
- Tilley C. E., 1940. A group of gneisses from the moraines at Cape Denison, Antarctica, Austr. Antarct. Exp. Rep., Ser. A, 4, 339.
- Tomlinson W. H., 1942. Idiomorphic cordierite from Safe Harbour, Pennsylvania, Am. Mineral., 27, 646.

- Travis R. B., 1956. Note on large cordierite porphyroblasts, Fremar County, Colorado, *Am. Mineral.*, 14, 796.
- Tsuboi S., 1936. Petrological notes II—(18), Whole-range variation of the optical angle in cordierite from Sakuma-mura, Iwata-gōri, Siduoka Prefecture, Jap. *Journ. Geol. Geogr.*, 13, 337.
- Tuominen H. V., 1951. Metamorphic concentrations of magnesium and iron in the Orijärvi region: a reply, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, No. 26, 233.
- Tuominen H. V., Mikkola T., 1950. Metamorphic Mg — Fe enrichment in the Orijärvi region as related to folding, *Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande*, No. 23, 67.
- Tuttle O. F., Bowen N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O , *Geol. Soc. Am.*, Mem. 74.
- Venkatesh V., 1952. Development of growth of cordierite in paralavas, *Am. Mineral.*, 37, 831.
- Venkatesh V., 1954. Twinning in cordierite, *Am. Mineral.*, 39, 636.
- Willemse J., 1938. On the old granite of the Vredefort region and some of its associated rocks, *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 40, 43.
- Winchell A. N., 1937. Cordierite, *Am. Mineral.*, 22, 1175.
- Wyllie P. J., 1958. Microscopic cordierite in fused Torridonian arkose, *Am. Mineral.*, 44, 1039.
- Yoder H. S., 1952. The MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O system and the related metamorphic facies, *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 569.

Турмалин



ТРИГОНАЛЬНЫЙ (—)

	Дравит $\text{NaMg}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$	Шерл $\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mn})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$	Эльбаит $\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$
No	1,635—1,661	1,655—1,675	1,640—1,655
Ne	1,610—1,632	1,625—1,650	1,615—1,620
No—Ne	0,021—0,026	0,025—0,034	0,017—0,024
a (Å)	15,94 —15,98	15,93 —16,03	15,84 —15,93
c (Å)	7,19 —7,23	7,12 —7,19	7,10 —7,13
Уд. в.	3,03 —3,15	3,10 —3,25	3,03 —3,10
Дисперсия	Слабая		
Спайность	По {1120} и {1011} очень плохая		
Тв.	7		
Двойникование	По {1011} и {4041}(?), редко		
Цвет	Самый различный: шерл обычно черный, в шлифах голубовато-желтый; эльбаит голубой, зеленый, желтый, красный или бесцветный, в шлифах бесцветный; дравит черный до бурого, в шлифах желтый до бесцветного		
Плеохроизм	Различный по интенсивности, обычно очень сильный, абсорбция всегда No > Ne		
Элементарная ячейка	a 15,84—16,03 с 7,10—7,25 Å Z=3. Пространственная группа R3m		

Слегка растворяется в HF; разлагается сплавлением с карбонатами или бисульфатами щелочей. Кристаллы полирные и обладают сильным пьезоэлектрическим эффектом.

Турмалин — характерный минерал гранитов, гранитных пегматитов и пневматолитовых жил; встречается также в некоторых метасоматических и метаморфических породах, а в осадочных породах присутствует в качестве обломочного минерала. Название минерала, по-видимому, имеет сингалезское происхождение, и первоначально название «турмалин» (*turmali*) применялось для обозначения циркона. Основные разновидности этого минерала, отличающиеся по составу: магниевые турмалины, или дравиты; железистые турмалины, часто называемые шерлами; щелочные турмалины, или эльбаиты, обычно обогащенные литием. Между дравитом и шерлом и между шерлом и эльбаитом имеются непрерывные переходы, но между эльбаитом и дравитом, по-видимому, существует разрыв смешиваемости. Дравит назван по коринфскому району Драв, а эльбаит — по острову Эльба, но происхождение слова «шерл» крайне запутанно, и это название использовалось для обозначения множества мине-

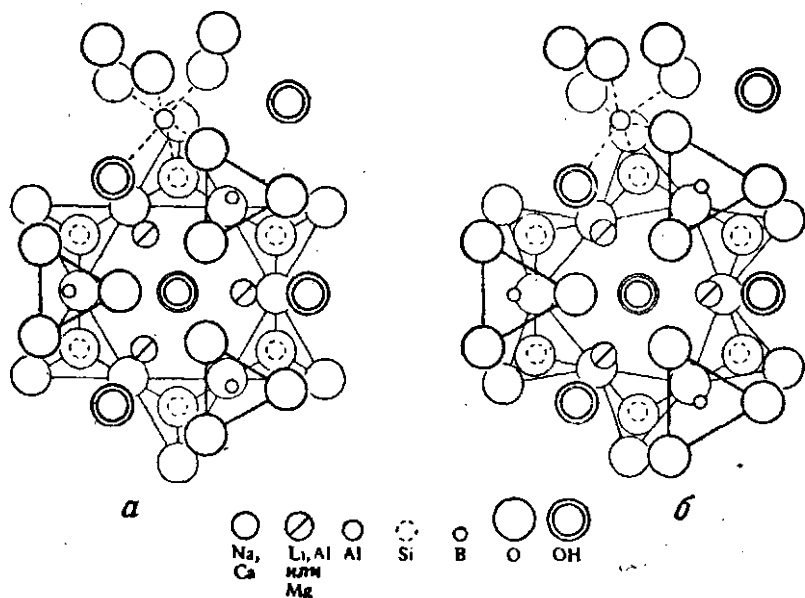
ральных видов (см. Дэна, издание шестое). Гипотетическими конечными членами этой группы являются увит, $\text{CaMg}_4\text{Al}_5\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$, и тсилаизит, $\text{NaMn}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$ (Kunitz, 1929).

Структура

Параметры элементарной ячейки турмалина определены Кулашевским (Kulaszewski, 1921) и Махачки (Machatschki, 1929), а позднее подтверждены Бергером и Пэрришем (Buerger, Parrish, 1937), которые пришли к выводу, что симметрия турмалина относится скорее к ромбоэдрической пространственной группе $R3m$, чем к гексагональной. Турмалин из рудника Итта, Южная Дакота, характеризуется ромбоэдрической элементарной ячейкой с a 9,52 Å, α 66°5', или гексагональной ячейкой с a 15,96, c 7,17 Å.

Детальное определение структуры было произведено тремя группами исследователей. Гамбургер и Бюргер (Hamburger, Buerger, 1948) определили структуру почти бесцветного магниального турмалина состава $\text{NaMg}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$ из Де-Калб, Нью-Йорк, и железистого черного турмалина из Андреасберга в Гарце. Некоторые особенности предложенной структуры были уточнены позднее (Donnay, Buerger, 1950). Н. В. Белов и Е. Н. Белова (1949, 1950) определили структуру драгита с параметрами a 16,00 и c 7,24 Å; при этом они считали, что формульная единица имеет состав $\text{NaR}_9\text{B}_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{30}$. Ито и Саданага (Ito, Sadanaga, 1951) определили структуру рубеллита из Бразилии с параметрами a 16,0 и c 7,17 Å на основе формульной единицы $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Li}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn})_6(\text{OH})_4(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$. В структуре, предложенной Доннеем и Бюргером (Donnay, Buerger, 1950), ионы магния в октаэдрической координации окружены ионами кислорода и (OH); три октаэдра расположены непосредственно вокруг тройной оси, проходящей через начало координат, и каждый октаэдр имеет общее ребро с каждым из двух эквивалентных ему соседних тетраэдров. Ионы магния и окружающие их ионы кислорода и (OH), таким образом, образуют небольшой тригональный фрагмент бруситового слоя. Вокруг каждого из шести атомов кремния тетраэдрически располагаются четыре атома кислорода (см. фиг. 84), причем каждый из этих шести тетраэдров имеет по два общих атома кислорода с соседними тетраэдрами, образуя шестичленное кольцо состава Si_6O_{18} . Ионы Al, B и Na различным образом служат для соединения в одно целое центрального ядра, имеющего состав $\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_6\text{O}_{21}$. Считалось, что каждый из трех ионов B находится в тройной координации и окружен тремя ионами кислорода, лежащими в одной плоскости. Однако Ловенштейн (Lowenstein, 1956) указал на связь атома B с четвертым атомом кислорода, принадлежащим тетраэдру (SiO_4). Следовательно, можно считать, что бор находится в тетраэдрической координации и его тетраэдр имеет общую вершину с тетраэдром (SiO_4). Этим обстоятельством можно объяснить, почему Al не может замещать Si в шестичленных силикатных кольцах турмалина: кислородный мостик между Al- и Si-тетраэдрами, будучи значительно слабее мостика $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$, будет распадаться в результате ослабляющего влияния бор-кислородной связи. Ионы Al находятся в координации с шестью атомами кислорода, образующими очень сильно искаженный октаэдр, а у иона Na в непосредственной близости располагаются три атома кислорода и один гидроксильный, в связи с чем он находится в тетраэдрической координации.

Основное различие между структурой, предложенной Доннеем и Бюргером, и структурой по Саданага (Sadana, 1951) заключается в конфигурации группы Si_6O_{18} . В первой структуре она имеет дитригональную форму, во второй — гексагональную, причем базальные треугольники ее шести кислородных тетраэдров лежат строго в одной плоскости. Структура, описанная Н. В. Беловым и Е. Н. Беловой (1950), в общем сходна со структурой Доннея и Бюргера; некоторые отличия имеются лишь в отношении точного положения атомов. Необычно окружение атомов Na:



Ф и Г. 84. Структура турмалина (ее часть) в проекции на (0001).
а — по Ито и Саданага, б — по Доннею и Бюргеру. Одна группа Si_6O_{18} и три группы BO_3 показаны соответственно тонкими и толстыми сплошными линиями; связи вокруг Al показаны пунктирными линиями (Ito, Sandana, 1951).

Донней и Бюргер помещают их в четверной координации, в то время как в структуре, предложенной Ито и Саданага, они имеют девятикратную координацию, будучи окруженными тремя атомами кислорода, по одному из каждой трех групп BO_3 , и дополнительно еще шестью атомами кислорода, являющимися их ближайшими соседями. Эшпрехт (Esprecht, 1953) при рассмотрении структуры турмалина пришел к выводу, что эльбаит может иметь структуру, предложенную Ито, а дравит обладает структурой, предложенной Доннеем и Бюргером; шерл в этом случае может иметь промежуточную структуру. Это подтверждается константами решетки и объясняет, почему между этими двумя сериями отсутствует смесимость. Однако различия размеров элементарных ячеек, приводимые Эшпрехтом, не могут быть согласованы со структурой, предложенной Н. В. Беловым и Е. Н. Беловой.

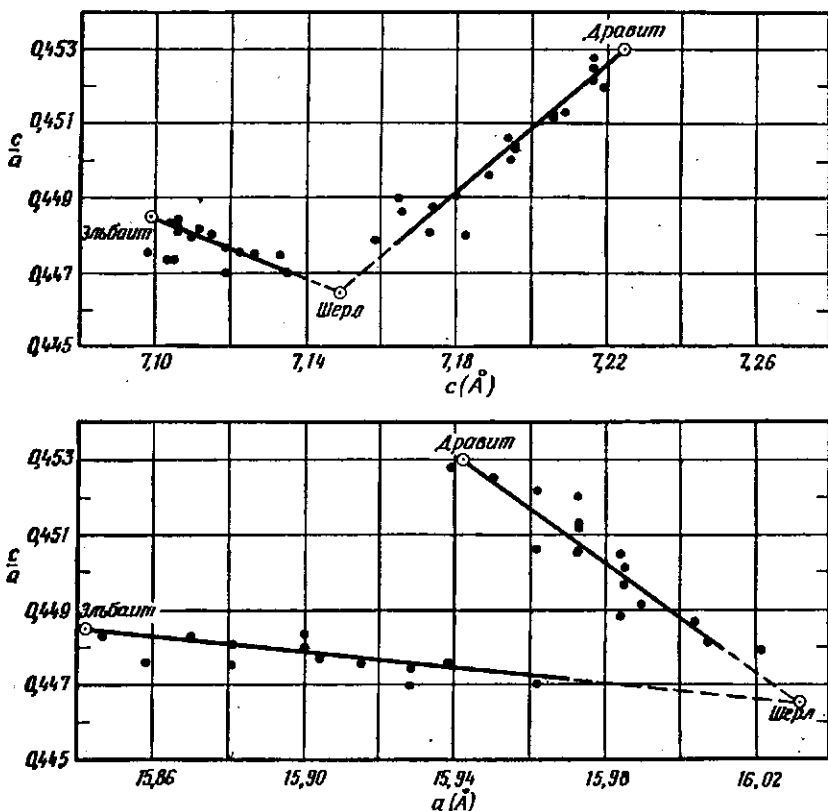
Эшпрехт (Esprecht, 1953) выполнил точные измерения констант кристаллической решетки турмалинов известного состава и показал, что на основании этих констант можно различать две серии: между эльбаитом и шерлом и между шерлом и дравитом. Следовательно, уже на основании констант решетки турмалины можно относить к одной из этих серий. Эти

данные, пересчитанные из kX в $\text{\AA}$, нанесены на диаграмму фиг. 85. Константы решетки трех конечных членов, полученные Эшпехтом путем экстраполяции, приведены ниже.

	a ($\text{\AA}$)	c ($\text{\AA}$)	c/a
Эльбаит	15,842	7,009	0,4485
Шерл	16,032	7,149	0,4465
Дравит	15,942	7,224	0,4530

Химизм

Химический состав турмалина сложен и до настоящего времени его основная формула неясна. Действительно, Джон Раскин (Ruskin, 1890)



Фиг. 85. Отношение осей турмалина и размеры элементарной ячейки (Esprecht, 1953).

заметил, что «по химическому составу он больше напоминает медицинский рецепт, чем приличный минерал». Пенфилд и Фут (Penfield, Foote, 1899) приписывали турмалину формулу $H_3Al_3(B,OH)_2Si_6O_{18}$, где H замещен

щелочами или Mg, Fe и Ca. Кунитц (Kunitz, 1929) привел составы шести гипотетических конечных членов с общей формулой $H_8Na_2Mg_6Al_{12}Si_{12}B_6O_{82}$ (дравит), Махачки (Machatschki, 1929) применял формулу турмалина типа $XY_9B_3Si_6H_4O_{31}$. В. И. Лебедев (1945) на основании изучения нескольких анализов представил формулу турмалина в виде $H_2B_2Al_4Si_4O_{18}2,2-3,6RO$. Обзор ранних представлений о формуле турмалина дан Уардом (Ward, 1934). Однако последние структурные исследования совершенно определенно показали, что турмалин имеет формулу $NaR_3B_3Si_6(O, OH)_{30}$ (Белов, Белова, 1950) или, вероятнее, $NaR_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$ (Donnay, Buerger, 1950; Ito, Sadanaga, 1951). В последней формуле Na может быть частично замещен K или Ca при удовлетворении валентности; R может быть представлен в основном Fe^{+2} (как это имеет место в шерле), Mg (в дравите) или (Al + Li), как в ряде альбайта. Эти позиции могут занимать также ионы Mn, как в тсилазите, и ионы Fe^{+3} или Cr, если удовлетворяются валентные условия. Хромовые турмалины описаны Косса и Арцруни (Cossa, Arzruni, 1883), а также А. Г. Шендеровой (1955). Увит является гипотетическим конечным членом состава $CaMg_4Al_6B_3Si_6O_{37}(OH)_4$, предложенным Кунитцем (Kunitz, 1929), который также предполагал существование конечного члена состава $H_8Na_2(Mg, Fe)_5Al_{14}Si_{12}B_6O_{82}$. Как отмечалось выше, в турмалинах отсутствует замещение Si на Al; в гидроксильной позиции часть (OH) часто замещается F, особенно в альбайтах.

В табл. 50—52 приведены составы нескольких турмалинов вместе с их структурными формулами, полученными на основе $31(O, OH, F)$. По-видимому, существует непрерывная смесимость между магнезиальным и железистым членами и между железистым и литиевым турмалинами, хотя в этом последнем ряду промежуточные разновидности встречаются реже. Магнезиальные и литиевые турмалины, видимо, не смешиваются. Штаатц с соавторами (Staatz et al., 1955) показали, что в турмалинах между Fe и Li наблюдаются обратные соотношения, и в некоторых пегматитах турмалины, наиболее удаленные от центра жилы, обогащены железом, а по направлению к центральной части пегматита появляются разновидности, обогащенные литием. Ванадийсодержащий дравит был описан из Танганьики (McKie, 1958).

Фрондел с соавторами (Frondel et al., 1947), проведя гидротермальную обработку при 400—500° С размельченного в порошок стекла, полученного путем плавления природного турмалина, в результате рекристаллизации получили крошечные призмы турмалина. Эти авторы приводят также сведения об особенностях плавления турмалинов различного типа. Мишель-Леви (Michel-Lévy, 1949) наблюдала рост редких кристаллов турмалина при обработке сланца раствором бората калия при температуре 400° С и давлении 450 бар. При нагревании с водой в течение 7 дней при температуре 500° С и давлении 500 бар из смеси кремнезема, глинозема, буре, K_2SiF_6 , железа, магнезии и т. д. были получены розетки турмалина различного цвета; все эти турмалины относились по составу к железистой турмалиновой серии. Присутствие F не имело существенного значения для образования турмалина. Позднее (Michel-Lévy, 1953) было опубликовано детальное описание этих экспериментов; рассматривалось влияние на синтез различных температур и давлений, а также приводились фотографии полученных продуктов. Смит (Smith, 1949) синтезировал турмалин из окислов, входящих в состав турмалина, в воде при температуре 400—500° С и обнаружил, что поле стабильности турмалина в концентрированных растворах целиком лежит в слабо щелочной среде, хотя в сильно разбавленных растворах минерал стабилен в слабо кислых средах. Фрондел

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДРАВИТА

	1	2	3	4
SiO ₂	35,96	36,52	36,03	38,30
TiO ₂	0,44	0,17	0,84	0,15
B ₂ O ₃	10,73	10,32	9,56	10,38
Al ₂ O ₃	30,85	33,41	32,79	36,99
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	Сл.
FeO	0,76	0,30	2,16	0,22
MnO	—	0,57	0,03	0,01
MgO	13,67	11,25	11,07	8,90
CaO	2,41	0,42	2,49	0,00
Na ₂ O	1,63	2,34	1,54	1,88
K ₂ O	0,09	0,57	0,06	0,00
Li ₂ O	—	—	—	0,16
F	—	0,12	0,09	0,07
H ₂ O ⁺	4,16	3,76	3,41	3,55
H ₂ O ⁻	—	—	—	—
O≡F	100,40	99,75	100,07	100,61
	—	—	0,04	0,03
Сумма	100,40	99,75	100,03	100,58
No	1,637	1,6355	—	1,634
№	1,616	1,6130	—	1,612
Уд. в.	3,050	3,038	3,058	3,03

Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F)

Si	5,759	5,885	5,875	6,037
B	2,965	2,870	2,690	2,824
Al	5,826	6,000	6,000	6,000
Al	—	0,346	0,304	0,878
Cr	—	—	—	—
Fe ⁺³	—	—	—	—
Mg	3,262	2,702	2,690	2,091
Ti	0,017	0,020	0,103	0,018
Li	—	—	—	0,101
Fe ⁺²	0,101	0,041	0,294	0,029
Mn	—	0,077	0,004	0,001
Na	0,506	0,731	0,486	0,574
Ca	0,414	0,073	0,435	—
K	0,018	0,116	0,012	—
OH	4,444	4,040	3,710	3,734
F	—	0,060	0,097	0,034

1. Коричневый дравит из доломита, штат Нью-Йорк (Kunitz, 1929). Аналитики У. Кунитц и И. А. Вульфинг (более поздний анализ материала из этого месторождения приведен в работе Рата и Пухельта, Rath, Puchelt, 1959).
2. Коричневый дравит из талькового сланца, Добрева, Чехословакия (Kunitz, 1929). Аналитики У. Кунитц и И. А. Вульфинг.
3. Турмалин, ручей Нархарна, Кодарма, Индия (Jakob, 1938). Аналитик Дж. Джекоб.
4. Турмалин из гранита; Каррагуллен, Западная Австралия (Simpson, 1931). Аналитик И. С. Симпсон.

Таблица 50 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДРАВИТА

	5	6	7	8
SiO ₂	36,70	35,38	34,72	36,79
TiO ₂	1,38	—	0,22	—
B ₂ O ₃	9,50	10,24	9,96	9,51
Al ₂ O ₃	30,97	33,01	33,76	30,56
Cr ₂ O ₃	0,03	—	—	10,86
Fe ₂ O ₃	1,73	—	0,80	—
FeO	2,94	6,52	8,67	2,91
MnO	—	—	—	—
MgO	8,83	8,43	5,58	4,47
CaO	1,63	0,30	0,14	0,72
Na ₂ O	2,49	2,39	2,34	1,36
K ₂ O	0,21	0,28	0,23	—
Li ₂ O	—	—	—	—
F	—	—	—	0,65
H ₂ O ⁺	3,49	3,65	3,62	2,25
H ₂ O ⁻	0,17	—	—	—
O≡F	100,07	100,20	100,04	100,08
	—	—	—	0,27
Сумма	100,07	100,20	100,04	99,81
No	1,648	1,658	1,661	1,658
Ne	1,626	1,630	1,632	1,627
Уд. в.	3,250	3,132	3,170	3,120

Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F)

Si	6,039	5,815	5,775	6,172
B	2,698	2,904	2,860	2,752
Al	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,008	0,394	0,620	0,046
Cr	0,004	—	—	1,440
Fe ⁺³	0,213	—	—	—
Mg	2,166	2,063	1,383	1,117
Ti	0,171	—	0,027	—
Li	—	—	—	—
Fe ⁺²	0,405	0,896	1,206	0,408
Mn	—	—	—	—
Na	0,794	0,761	0,754	0,442
Ca	0,287	0,052	0,025	0,130
K	0,044	0,058	0,048	—
OH	3,832	4,001	4,016	2,518
F	—	—	—	0,345

5. Турмалин, Мурухаттен, северная Ямландия, Швеция (Du Rietz, 1935). Аналитики Р. Блик и Н. Салбом.
6. Черный турмалин («шерл»), сопровождающийся хлоритом, Бамле, Норвегия (Kunitz, 1929). Аналитики У. Кунитц и И. А. Бульфинг.
7. Черный турмалин («шерл»), Педретто (Kunitz, 1929). Аналитики У. Кунитц и И. А. Бульфинг.
8. Хромовый турмалин, Сысертская дача, Урал (Cossa, Arggini, 1883). Аналитик А. Косса.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ШЕРЛА

	1	2	3	4
SiO ₂	33,78	35,40	33,50	34,01
TiO ₂	0,44	0,33	0,25	—
B ₂ O ₃	10,70	9,38	8,31	9,78
Al ₂ O ₃	33,80	34,07	31,80	34,02
Fe ₂ O ₃	0,20	0,56	} 13,80	1,14
FeO	15,11	14,37		13,76
MnO	0,25	0,10	3,75	—
MgO	0,74	1,45	2,00	1,26
CaO	0,21	0,46	0,45	0,22
Na ₂ O	1,92	2,15	2,65	2,38
K ₂ O	0,11	Сл.	0,15	0,20
Li ₂ O	—	—	—	—
F	0,98	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,22	1,95	3,30	3,68
H ₂ O ⁻	0,19	0,30	—	—
O≡F	100,62 0,41	100,22 —	100,05 —	100,45 —
Сумма	100,21	100,22	100,05	100,45
No	1,668	1,668	1,66	1,671
Ne	1,633	1,638	1,64	1,639
Уд. в.	3,218	—	—	3,212

Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F).

Si	5,789	6,071	5,864	5,758
B	3,163	2,802	2,510	2,858
Al	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,826	0,950	0,560	0,790
Fe ⁺³	0,026	0,073	—	0,146
Mg	0,189	0,374	0,522	0,318
Ti	0,052	0,044	0,032	—
Li	—	—	—	—
Fe ⁺²	2,165	2,080	2,020	1,948
Mn	0,036	0,014	0,556	—
Na	0,636	0,722	0,899	0,781
Ca	0,039	0,085	0,084	0,040
K	0,024	—	0,034	0,042
OH	2,537	2,254	3,584	4,154
F	0,531	—	—	—

1. Шерл, деревня Южакова, Урал (Сливко, 1955).

2. Центральная темно-синяя часть зонального турмалина из гранита, Куробира, префектура Яманаси, Япония (Nagada, 1939). Аналитик С. Комату.

3. Черный марганцево-железистый турмалин из пегматита, близ Роскоф, Бретань (Sandréa, 1949). Аналитик Патури. (Кроме того, в анализе P₂O₅ 0,09.)

4. Зеленовато-бурый кристалл из пегматита, Эспрехштейн (Kunitz, 1929). Аналитики У. Кунитц и И. А. Вульфинг.

Таблица 51 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ШЕРЛА

	5	6	7	8
SiO ₂	34,98	35,19	35,20	35,52
TiO ₂	—	0,23	0,51	—
B ₂ O ₃	9,92	9,25	8,82	9,98
Al ₂ O ₃	32,67	34,15	28,49	34,36
Fe ₂ O ₃	2,15	5,66	0,79	—
FeO	11,38	9,91	11,55	12,41
MnO	—	0,13	0,07	0,78
MgO	3,23	1,46	5,63	—
CaO	—	0,33	2,75	0,47
Na ₂ O	2,72	2,09	2,42	2,38
K ₂ O	—	—	0,13	0,16
Li ₂ O	—	—	0,08	0,60
F	—	—	0,08	—
H ₂ O ⁺	3,42	1,90	3,52	3,81
H ₂ O ⁻	—	0,26	0,07	—
O≡F	100,47	100,56	99,81	100,47
	—	—	0,03	—
Сумма	100,47	100,56	99,78	100,47
No	1,667	1,670	—	—
Ne	1,638	1,641	—	—
Уд. в.	3,172	—	3,14	3,187

Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F)

Si	5,886	6,036	6,070	5,936
B	2,882	2,740	2,616	2,879
Al	6,000	6,000	5,774	6,000
Al	0,482	0,906	—	0,770
Fe ³⁺	0,270	0,732	0,105	—
Mg	0,810	0,373	1,441	—
Ti	—	0,030	0,062	—
Li	—	—	0,062	0,404
Fe ²⁺	1,602	1,422	1,660	1,734
Mn	—	0,018	0,010	0,110
Na	0,888	0,693	0,704	0,771
Ca	—	0,061	0,507	0,084
K	—	—	0,029	0,035
OH	3,838	2,174	4,040	4,246
F	—	—	0,020	—

5. Черный шерл, Норльберг (Kunitz, 1929). Аналитики У. Кунитц и И. А. Вульфинг.
6. Зеленовато-бурая внешняя зона турмалина из гранита (ср. анал. 2), Куробира, префектура Яманаси, Япония (Nagada, 1932). Аналитик С. Комату.
7. Черный турмалин из контактно измененного доломита с аксинитом и актинозитом, Каррик-Ду, Сент-Ивес, Корнуэлл. Аналитик Р. А. Хауи (неопубликованный анализ).
8. Голубой турмалин («индиголит») с кварцем, мусковитом и ленидоцитом, Гошен, Массачусетс (Kunitz, 1929). Аналитик У. Кунитц.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЭЛЬБАИТА

	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,89	37,34	38,06	37,68	37,26
TiO ₂	0,04	0,02	0,02	—	0,04
B ₂ O ₃	10,28	10,80	10,88	10,58	10,50
Al ₂ O ₃	43,85	43,70	41,78	40,05	41,48
Fe ₂ O ₃	—	0,08	0,03	—	0,95
FeO	0,11	0,04	—	0,52	0,12
MnO	0,11	0,54	0,45	2,04	0,93
MgO	—	0,26	0,02	0,28	0,38
CaO	0,07	0,29	0,72	1,13	0,53
Na ₂ O	2,43	2,41	2,48	2,36	2,71
K ₂ O	—	0,15	0,25	0,19	0,14
Li ₂ O	1,66	1,43	1,55	1,62	1,64
F	0,40	0,88	0,92	1,06	1,07
H ₂ O ⁺	3,47	2,12	3,02	3,04	2,06
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,18
O≡F	100,01 0,04	100,06 0,37	100,19 0,39	100,55 0,42	99,99 0,44
Сумма	99,97	99,69	99,80	100,13	99,55
No	1,651	1,6403	1,6391	1,642	1,6371
№	1,630	1,6199	1,6205	1,621	1,6191
Уд. в.	3,05	3,043	3,025	3,014	3,047

Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F)

Si	5,942	5,936	6,001	5,995	5,992
B	2,782	2,964	2,960	2,905	2,914
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	2,406	2,191	1,766	1,512	1,863
Fe ³⁺	—	2,010	0,004	—	0,115
Mg	—	0,062	0,004	0,066	0,091
Ti	0,005	0,002	0,002	—	0,005
Li	1,046	0,915	0,983	1,036	1,060
Fe ²⁺	0,014	0,005	—	0,070	0,016
Mn	0,014	0,072	0,060	0,275	0,126
Na	0,739	0,743	0,758	0,728	0,846
Ca	0,012	0,050	0,122	0,193	0,091
K	—	0,030	0,049	0,038	0,029
OH	3,630	2,249	3,175	3,226	2,208
F	0,050	0,044	0,458	0,534	0,543
	3,94	4,08	3,75	3,92	4,24
	3,68	2,69	3,63	3,76	2,75

1. Рубеллит, Эльба (Schaller, 1913). Аналитик У. Т. Шаллер.
2. Красный турмалин, Борщевочный кряж, Забайкалье (Сливко, 1955). Аналитик М. М. Сливко.
3. Рубеллит из пегматита Варутрёск, Швеция (Quensel, Gabrielson, 1939). Аналитик Т. Берггрэн.
(Кроме того, в анализе Pb₂O 0,01.)
4. Темно-красный рубеллит, Нерчинск (Kunitz, 1929). Аналитик У. Кунитц.
5. Турмалин, Борщевочный кряж, Забайкалье (Сливко, 1955). Аналитик М. М. Сливко.

Т а б л и ц а 52 (продолжение)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЭЛЬБАИТА

	6	7	8	9
SiO ₂	36,36	38,10	36,08	37,88
TiO ₂	Сл.	0,09	—	0,02
B ₂ O ₃	10,30	10,70	10,32	10,80
Al ₂ O ₃	40,48	38,50	39,73	38,75
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,50
FeO	3,64	3,87	4,88	3,18
MnO	1,05	0,46	0,72	0,63
MgO	0,09	0,10	0,82	0,69
CaO	0,67	0,10	0,37	0,70
Na ₂ O	2,20	2,93	2,45	2,07
K ₂ O	0,44	0,21	0,32	0,13
Li ₂ O	1,27	1,52	1,23	1,44
F	0,10	0,77	1,01	1,16
H ₂ O ⁺	3,64	2,69	2,89	2,64
H ₂ O ⁻	0,08	—	—	—
O ≡ F	100,32 0,04	100,04 0,32	100,82 0,42	100,59 0,49
С у м м а	100,28	99,72	100,40	100,10

No	1,644	1,6423	1,646	1,639 ₄₀
Ne	1,623	1,6224	1,625	1,6207 ₈
Уд. в.	3,096	3,065	3,086	—

Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F)

Si	5,841	6,145	5,834	6,070
B	2,855	2,977	2,880	2,988
Al	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	1,664	1,319	1,572	1,320
Fe ⁺³	—	—	—	0,060
Mg	0,021	0,024	0,197	0,165
Ti	—	0,011	—	0,002
Li	0,821	0,986	0,800	0,928
Fe ⁺²	0,488	0,523	0,660	0,426
Mn	0,143	0,063	0,099	0,086
Na	0,685	0,917	0,768	0,643
Ca	0,115	0,018	0,064	0,120
K	0,090	0,043	0,066	0,027
OH	3,900	2,894	3,117	2,822
F	0,050	0,392	0,317	0,587

6. Светло-зеленый турмалин из аплита, Мелдон, Оксфордтон, Девон. Аналитик Р. А. Хауи (неопубликованный анализ).
7. Светло-зеленый верделит, пегматит Варутрёск, Швеция (Quensel, Gabrielson, 1939). Аналитик Т. Бергрен.
8. Голубовато-зеленый индиголит, Юго-Западная Африка (Kunitz, 1929). Аналитик У. Кунитц.
9. Прозрачный голубой индиголит с петалитом и лепидолитом, Усакос, Юго-Западная Африка (Rath, Puchelt, 1957)

и Коллетт (Fronde! , Collette, 1957) также получили турмалин (шерл) при реакции раствора NaCl и H_3BO_3 с грубозернистыми обломками турмалина, которые поставляли необходимые для синтеза Si, Al и Fe. Изучалось большинство главнейших порообразующих минералов при температурах от 350 до 550° С и давлениях от 700 до 2000 бар. Оказалось, что турмалин не образовывался в тех случаях, когда добавленные минералы в процессе эксперимента выделяли много щелочей и давали сильно щелочные растворы. Например, ортоклаз не дает турмалина при 550° С даже при добавке Al_2O_3 или SiO_2 . Неблагоприятно также высокое содержание Са, Mg и Fe по сравнению с (Al, Si).

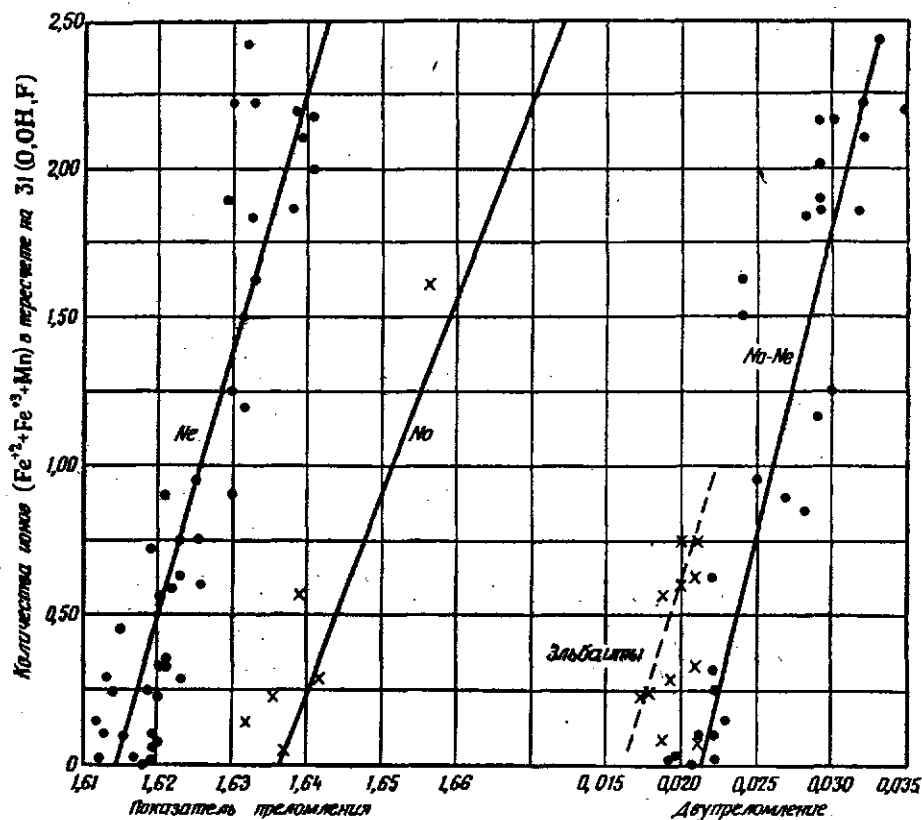
Дифференциальные термические кривые турмалинов приведены Кауфманом и Диллингом (Kauffman, Dilling, 1950) и Куриленко (Kurylenko, 1950). Последний показал, что в зависимости от особенностей состава минерала температура, при которой происходит потеря воды, колеблется от 145 до 770° С; потеря бора имеет место при температуре около 1000—1400° С. Температура начала плавления колеблется между 1100 для драгита и 1350° С для рубеллита; черный турмалин начинает плавиться при 1150° С. По данным Куриленко (Kurylenko, 1953), для драгита выделение SiO_2 начинается при нагревании до 660—680° С, а B_2O_3 начинает выделяться примерно при 1010° С. Отмечалось также (Kurylenko, 1951) образование энстатита и еремеевита, AlBO_3 , за счет турмалина при нагревании.

Продуктами изменения турмалина могут быть мусковит, биотит или лепидолит, а также хлорит и кукцит, $\text{LiAl}_4(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Квенсел (Quensel, 1937) описал переход рубеллита в кукцит, а Фрейзер (Fraser, 1930), Квенсел и Габриэльсон (Quensel, Gabrielson, 1939) указывали на замещение рубеллита лепидолитом. Последние авторы обнаружили, что красная (но не зеленая!) центральная часть зонального турмалина превращена в мирмекитовый сросток кварца и альбита, а белая внешняя часть кристалла осталась свежей. Описывались пирамидальные псевдоморфозы по турмалину, сложенные мусковитом (Jagoš, 1936). Обычный переход турмалина в слюдистые продукты, вероятно, связан с «каолиновым типом» ядра турмалина, так как центральная часть структуры эквивалентна фрагменту Mg- или Fe-каолининового слоя.

Оптические и физические свойства

Кунитц (Kunitz, 1929) показал, что существует прямая зависимость между химическим составом, оптическими и физическими свойствами турмалинов. Он построил диаграмму, на которой изменение свойств минералов, промежуточных между предложенными им конечными членами турмалиновой группы, выражается прямой линией. Квенсел (Quensel, 1939) и М. М. Сливко (1955) предложили диаграммы, связывающие показатели преломления и удельные веса турмалинов с содержанием в них FeO и $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{Cr}_2\text{O}_3)$ в весовых процентах. Показатели преломления и удельные веса турмалинов увеличиваются прямо пропорционально содержанию FeO и т. д. Хуже сопоставляются эти константы турмалинов с содержанием в них Al_2O_3 (см. например, Quensel, Gabrielson, 1939). В табл. 50—52 ниже химических анализов приведены значения показателей преломления и удельные веса этих турмалинов. Эти же величины нанесены на диаграммы фиг. 86, 87 вместе с количеством ионов $(\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn})$ в пересчете на 31 (O, OH, F).

Приведенные диаграммы показывают, что показатели преломления и удельные веса турмалинов контролируются содержанием железа и марганца, а двупреломление возрастает при повышении содержания железа. Однако для маложелезистых минералов группы турмалина по показателям преломления и удельному весу нельзя отличить литиевые турмалины от магниевых, хотя литиевые турмалины имеют несколько меньшее двупреломление. Присутствие в турмалинах в значительных количествах Са приводит к увеличению показателей преломления и удельного веса и к некоторому уменьшению двупреломления: по-видимому, Са оказывает

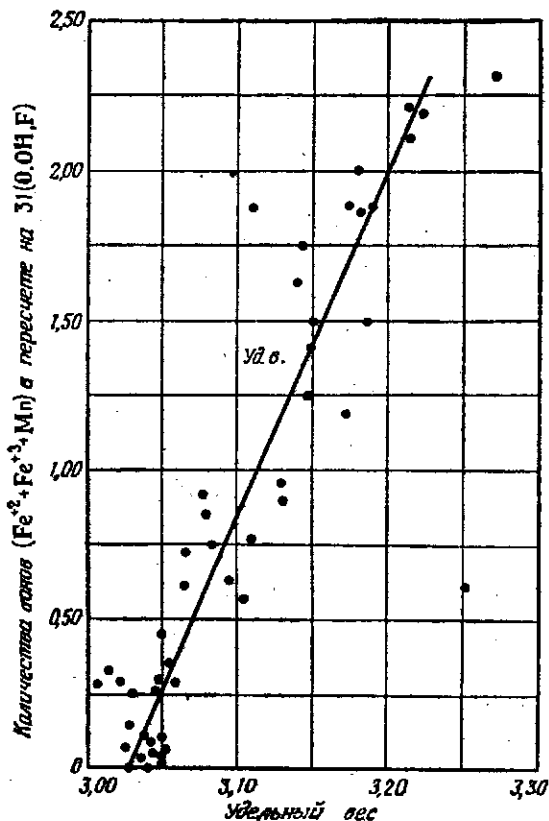


Ф и Г. 86. Зависимость оптических свойств турмалина от количества ионов $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$ в пересчете на 31 (O, OH, F).

такое же влияние, как и Fe и Mn. Ванадийсодержащий дравит из Танганьики (McKie, 1958) имел Ne 1,622, No 1,644, уд. в. 3, 125, α 15,92, ϵ 7,25 Å.

Интенсивность плеохроизма варьирует; у железистых турмалинов плеохроизм обычно очень сильный. Абсорбция всегда $\text{No} > \text{Ne}$, поэтому максимальная абсорбция наблюдается тогда, когда ось z перпендикулярна направлению колебания поляризатора. Количественные измерения плеохроизма в турмалине показывают, что когда через турмалин пропускается обыкновенный свет, то в средней части спектра доля света, прошедшего по No, по интенсивности составляет только 10% всего прошедшего света (Slawson, Thibault, 1939). Вследствие этого турмалин

используется для получения поляризованного света, например в приборе, называемом турмалиновыми щипцами. Дж. И. С. Брэдли и О. Брэдли (J. E. S. Bradley, O. O. Bradley, 1953) приводят кривые абсорбции различными эльбаитами обыкновенного и необыкновенного лучей для интервала от 350 до 600 мμ. Железистые турмалины обычно плеохроируют от желтого или бурого до светло-желтого или от синего или зеленого до светло-желтого или бесцветного. Магнезиальные турмалины часто плеохроируют от желтого до светло-желтого, а литиевые турмалины или эльбаиты по Ne бесцветны, а в направлении максимальной



Ф и Г. 87. Зависимость удельного веса турмалина от количества ионов ($\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}$) в пересчете на 31 (O, OH, F).

абсорбции в шлифах окрашены в тот же цвет, что и кристаллы, но светлее. Турмалины нормально одноосны, но отмечались и слабо двуосные кристаллы (Madelung, 1883) с $2E$ до 10° . В ювелирных турмалинах изредка наблюдается игра цветов, вызванная, вероятно, включениями волокнистых минералов, ориентированными параллельно оси z (Erppler, 1958).

Пироэлектрические свойства у турмалина исключительно четкие: они были открыты в 1703 г. на турмалине, привезенном в Голландию с Цейлона. Этот турмалин притягивал теплую древесную золу и поэтому получил название «aschentrekker» («рисующий золой»). Обычно тот конец кристалла, который заряжается положительно при остывании или отрицательно при нагревании (антилогичный конец), заканчивается ромбоэдрическими гранями $\{10\bar{1}1\}$ на тригональной призме $\{10\bar{1}0\}$. Исключения из этого правила наблюдаются только в тех случаях,

когда на кристалле развита дополнительная призма $\{01\bar{1}0\}$. Турмалин может применяться в приборах для измерения резких изменений гидростатического давления благодаря пьезоэлектрическому эффекту, возникающему на местах приложенных напряжений в результате нарушения распределения электрических зарядов. В этих приборах используются диски, вырезанные из кристаллов турмалина параллельно (0001) (Fronde!, 1948). Связь пьезоэлектрических свойств турмалина с его кристаллической структурой рассматривалась Вустером (Wooster, 1946). Плоскости ионов в турмалине, совмещающиеся при сжатии, удалены друг от друга на расстояние такого же порядка, которое характерно для сжимаемости элементарной ячейки, т. е. на 10^{-18} см.

Цвет. Как уже отмечалось выше, цвет турмалина весьма разнообразен, но в общем он связан с составом. Железистые турмалины черные, а эльбаиты светлые и окрашены в различные оттенки синего, зеленого или розового цвета; цвет драгитов варьирует от темно-бурого до желтого и почти бесцветного. Изменение цвета в зависимости от состава шерлов изучено Уордом (Ward, 1931), который приводит плеохроизм и показатели преломления 174 черных турмалинов. Особенно широко меняется окраска эльбаитов. К эльбаиту относится бесцветный турмалин — ахроит. Причину розовой и зеленой окраски турмалинов изучали Каробби и Пиручини (Carobbi, Pieruccini, 1947), Т. А. Агафонова (1947), Дж. И. С. Брэдли и О. Брэдли (J. E. S. Bradley, O. Bradley, 1953) (см. также Quenzel, 1939; М. М. Сливко, 1955; С. В. Грум-Гржимайло, 1956). Дж. И. С. Брэдли и О. Брэдли сравнивали кривые абсорбции розовых и зеленых турмалинов с аналогичными кривыми растворов, окрашенных различными металлическими ионами. Кривая абсорбции обыкновенного луча для розового турмалина хорошо совпадает с кривой абсорбции раствора сульфата марганца, а кривая абсорбции обыкновенного луча для зеленого турмалина напоминает кривую абсорбции раствора сульфата аммония и железа. Кривые абсорбции растворов перманганата и манганата калия сильно отличаются от аналогичных кривых розового турмалина. Результаты работ по изучению окраски эльбаитов позволяют предположить, что розовый турмалин — рубеллит содержит двухвалентный марганец, а зеленый турмалин — верделит — некоторое количество двухвалентного железа. Особенностью розовых турмалинов является низкое содержание железа, а не высокое содержание MnO . Для желтовато-зеленых турмалинов характерно некоторое содержание окисного железа. Причина синей окраски индиголита не ясна. Немногочисленные анализы этой разновидности турмалина обнаруживают исключительно высокое содержание железа и марганца (см., например, анал. 8 и 9, табл. 52). Плохая спайность и высокая твердость позволяют использовать различные по цвету прозрачные эльбаиты в качестве драгоценных камней. В серии драгит — шерл изменение окраски при уменьшении содержания железа напоминает изменение окраски, наблюдающееся у многих железомagneзиальных минералов. Окраска постепенно изменяется от бурой через светло-бурую (маложелезистые турмалины) до почти бесцветной для чисто магнезиального турмалина, как, например, у драгита из Де-Калб, Нью-Йорк, использованного Гамбургером и Бюргером (Hamburger, Buerger, 1948) для структурных определений.

Различающиеся по цвету зоны, могут располагаться в кристаллах турмалина либо параллельно граням призмы, как это наблюдается во многих эльбаитах, имеющих розово-красное ядро, окруженное зеленой

оболочкой («арбузный» турмалин), либо параллельно базису, в результате чего образуются призматические кристаллы, один конец которых окрашен в красный цвет, а другой — в зеленый. В разновидности турмалина, известной под названием «голова негра», бесцветная призма с одного конца венчается черной головкой. Железистые турмалины, кажущиеся в образцах однородными, в шлифах могут быть зонально окрашены.

Диагностические признаки

Турмалин обычно легко распознается в шлифах по ясному плеохроизму. В противоположность биотиту и наиболее распространенным амфиболом у турмалина наибольшая абсорбция наблюдается в том случае, когда удлинение кристалла перпендикулярно плоскости колебаний поляризатора. Щелочные амфиболы и эгирин в некоторых разрезах могут иметь такую же, как у турмалина, схему абсорбции. От слюд и амфиболов турмалин отличается отсутствием хорошей спайности, а также прямым погасанием, одноосностью и отрицательным знаком. Диагностическими признаками слабо плеохроирующих и бесцветных разновидностей могут служить относительно высокий рельеф и умеренное до высокого двупреломление. Двупреломление у апатита много ниже, чем у турмалина, а слабо плеохроирующие окрашенные разновидности апатита обладают иной, чем у турмалина, схемой абсорбции: $N_o < N_e$. Характерна также зональность в окраске и тригональные очертания базальных сечений. Турмалин нерастворим в холодной НГ. Бор может быть определен как по реакции в пламени¹, так и метилборатным методом. Если минерал настолько тонкозернист, что его определение в шлифах невозможно, то для точной идентификации необходимо получить порошковую рентгенограмму. В минералах группы турмалина по величине показателей преломления и двупреломлению можно оценить количество шерловой составляющей; отличать же драгиты от эльбаитов можно по параметрам элементарной ячейки или иногда по цвету.

Парагенезис

Турмалин — типичный минерал гранитных пегматитов, пневматолитовых жил и некоторых гранитов. В метаморфических породах он в большинстве случаев обычно является продуктом перекристаллизации обломочных зерен осадка или продуктом борного метасоматоза. Турмалины гранитов относятся к ряду перл — эльбаит и, как правило, обогащены железом. Типичные турмалинсодержащие граниты юго-западной Англии содержат черные призматические кристаллы, хорошо различимые в штуде и обладающие желтым или синевато-желтым плеохроизмом в шлифах. В пегматитах и гранитных жилах последней стадии встречаются литиевые турмалины, часто различающиеся по составу и цвету в зависимости от их положения в пегматите. Штаатц с соавторами (Staatz et al., 1955) описал турмалины из литиевых пегматитов Колорадо; цвет этих турмалинов менялся от стенок пегматитовой жилы к ядру от черного к темно-зеленому, синему, светло-зеленому и розовому. Считается, что эти изме-

¹ Бор окрашивает пламя в бледно-зеленый цвет, особенно при смачивании минерала H_2SO_4 .

нения контролировались постепенными изменениями состава пегматитового флюида, кристаллизовавшегося в закрытой системе. Дюпарк с соавторами (Dupaix et al., 1910) произвел детальное изучение химизма и оптических свойств эльбаитов из пегматитов Мадагаскара, а Симода (Shimoda, 1956) исследовал зависимость химического состава турмалинов от места их кристаллизации в пегматитах Сакихама, Япония. В пегматите Варутрёк черные и окрашенные турмалины встречаются в первично зональных пегматитах, а рубеллит (табл. 52, anal. 3) и зональные турмалины приурочены главным образом к породам с развитым натровым замещением, осуществленным в так называемую пневматогенную фазу (Quensel, 1957). Статистическое изучение ассоциаций турмалина в гранитных пегматитах, проведенное Бротценом (Brotzen, 1959), показало, что наиболее характерна ассоциация турмалина с кварцем; турмалин чаще встречается с мусковитом, чем с биотитом или поздним плагиоклазом. В пневматолитовую стадию изменения может развиваться турмалинизация за счет привноса бора, который действует на обычные минералы гранита; такой процесс описан в работе Браммала и Харвуда (Bramhall, Harwood, 1925). Так, своеобразные породы — люксуллианиты рассматриваются как продукт пневматолитического изменения порфиритового щелочного гранита борными эманациями (Wells, 1946), причем биотит первым подвергался замещению желтым турмалином, а полевой шпат впоследствии был замещен синим или сине-зеленым турмалином. Желтые турмалины, иногда имеющие первичное происхождение, могут после коррозии служить центрами роста для радиально расположенных иголок вторичного турмалина, образующего так называемые турмалиновые «солнца». Кварц не подвергается замещению, и если процесс турмалинизации завершается, образуется турмалиново-кварцевая порода. В магматических породах, подвергшихся пневматолиту, в ассоциации с турмалином встречаются топаз, лепидолит, петалит, сподумен, касситерит, флюорит, апатит, колумбит и т. д. Изменение составов турмалинов, ассоциирующих с оловянными рудами Сибири, изучено Д. О. Онтеевым (1956).

Магнезиальные турмалины, или дравиты, обычны в метаморфических или метасоматических породах. Они известны из основных изверженных пород, в которые бор был привнесен метасоматически; здесь они встречаются вместе с аксинитом и датолитом. Магнезиальные турмалины местами слагают главную массу некоторых пород. Подобное явление отмечается в спилоситах и адинолах (Agrell, 1941), а также в сланцах Отаго в Новой Зеландии (Hutton, 1939). Первоначальным источником бора в этих случаях, вероятно всего, являлась гранитная магма, а отношение $Mg : Fe$ в турмалинах и содержание Ca , входящего в увитовую составляющую, контролируется составом породы, по которой развивается турмалин. Иногда удается установить метасоматический привнос Mg ; примером могут служить граниты Дарлинг-Рендж (Simpson, 1931). В исключительных случаях бор может быть мобилизован из боратов соляных месторождений. В метаморфических породах турмалин повсеместно может являться продуктом перекристаллизации обломочных зерен, существовавших в первичных осадках, как в некоторых далрекских псаммитовых породах. Д. П. Сердюченко (1956) пришел к выводу о первично осадочном происхождении борсодержащего материала, который впоследствии во время метаморфизма подвергся перекристаллизации и преобразованию. Ранее Гольдшмидт и Петерс (Goldschmidt, Peters, 1932) и Ландергрин (Landergrin, 1945) показали, что в глинистых осадочных породах присутствуют небольшие количества бора. Этот бор осадочных пород не связан

с турмалином; он, по-видимому, был адсорбирован из морской воды. Эксперименты по синтезу турмалина, а также полевые данные по турмалинодержащим метаморфизованным осадочным породам позволили Фронделу и Коллетту (Frondel, Collette, 1957) предположить, что при повышении температуры этот бор переходит в межзерновые растворы, в которых он реагирует с алюмосиликатами с образованием турмалина.

Турмалин — обычный минерал обломочных пород, причем в зависимости от характера материнских пород состав турмалинов в осадках различен. Кринин (Krynine, 1946) различает среди турмалинов осадочных пород пять типов турмалинов: гранитный, пегматитовый, из метаморфически-инжецированных пород, аутигенный осадочный и переработанный осадочный, обломочный. Эти типы турмалинов различаются по форме, цвету, включениям и т. д. и могут быть использованы для корреляции толщ осадочных пород. Аутигенный турмалин известен из известняков и из песчаников, где он образует каемки вторичного турмалина, нарастающего на хорошо окатанные зерна обломочного турмалина. Обзор распространения аутигенного турмалина в осадочных породах дан Деве-рином (Deverin, 1934).

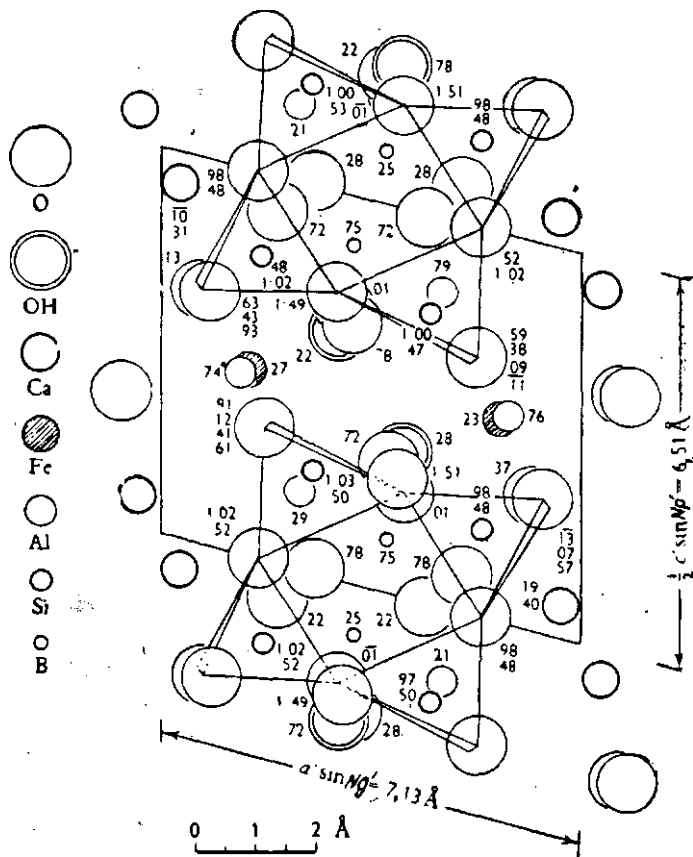
ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Т. Н., 1947. Химический состав и окраска турмалина из Борщовочного кряжа, Докл. АН СССР, нов. сер., 55, № 9, 861—864.
- Agrell S. O., 1941. Dravite-bearing rocks from Dinas Head, Cornwall, Mineral. Mag., 26, 81.
- Белов Н. В., Белова Е. Н., 1949. Кристаллическая структура турмалина, Докл. АН СССР, нов. сер., 69, № 2, 185—188.
- Белов Н. В., Белова Е. Н., 1950. О структуре турмалина, Докл. АН СССР, нов. сер., 75, № 6, 807—810.
- Bramhall A., Harwood H. F., 1925. Tourmalinization in the Dartmoor Granite, Mineral. Mag., 20, 319.
- Bradley J. E. S., Bradley O., 1953. Observations on the colouring of pink and green zoned tourmaline, Mineral. Mag., 30, 26.
- Brotzen O., 1959. Mineral. association of granitic pegmatites, Geol. Förs. Förh., Stockholm, 81, 231.
- Buergel M. J., Parrish W., 1937. The unit cell and space group of tourmaline, Am. Mineral., 22, 1139.
- Carobbi G., Pieruccini R., 1947. Spectrographic analysis of tourmalines from the island of Elba, Am. Mineral., 32, 121.
- Cossa A., Arzruni A., 1883. Ein Chromturmalin aus den Chromeisenlagern des Urals, Zeit. Krist., 7, 1.
- Déverin L., 1934. Sur la tourmaline authigène dans les roches sédimentaires, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 14, 528.
- Donnay G., Buergel M. J., 1950. The determination of the crystal structure of tourmaline, Acta Cryst., 3, 379.
- Duparc L., Wunder M., Sabot R., 1940. Les minéraux des pegmatites des environs d'Antsirahé à Madagascar, Mém. Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Geneva, 36, 283.
- Du Rietz T., 1935. Peridotites, serpentines and soapstones of northern Sweden, with special references to some occurrences in northern Jämtland, Geol. Förs. Förh. Stockholm, 57, 133.
- Eppler W. F., 1958. Notes on asterism in spinel and chatoyancy in chrysoberyl, quartz, tourmaline, zircon and scapolite, Journ. Gemmology, 6, 251.
- Epprecht W., 1953. Die Gitterkonstanten der Turmalin, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 33, 481.

- Fraser H. J., 1930. Paragenesis of the Newry pegmatite, Maine, *Am. Mineral.*, 15, 349.
- Frondel C., 1948. Tourmaline pressure gauges, *Am. Mineral.*, 33, 1.
- Frondel C., Collette R. L., 1957. Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl — H_3BO_3 solution, and its implications in rock metamorphism, *Am. Mineral.*, 42, 754.
- Frondel C., Hurlbut C. S., Jr., Collette R. C., 1947. Synthesis of tourmaline, *Am. Mineral.*, 32, 680.
- Goldschmidt V. M., Peters C., 1932. The chemistry of boron, II, *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 28, No. 31.
- Грум-Гржимайло С. В., 1956. Об окраске турмалинов и их исследование в ультрафиолетовом поляризованном свете, *Тр. Ин-та кристал. АН СССР*, вып. 12, 79—84.
- Hamburger G. E., Buerger M. J., 1948. The structure of tourmaline, *Am. Mineral.*, 33, 532.
- Harada Z., 1939. Zur Kenntnis der japanischen Bormineralien, *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. IV, 5, 1.
- Hutton C. O., 1939. The significance of tourmaline in the Otago schists, *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 68, 599.
- Ito T., Sadanaga R., 1951. A Fourier analysis of the structure of tourmaline, *Acta Cryst.*, 4, 385.
- Jakob J., 1938. Der Turmalin von Karharia stream, Kodarma, Britisch Indien, Schweiz Min. Petr. Mitt., 18, 605.
- Jaroš Z., 1936. Contribution to the question of the origin of the pseudomorphs in the pegmatites of Dolní Bory, Moravia, *Věda Přírodní, Praha*, 17, 160 (M. A. 6—511).
- Kauffman A. J., Jr., Dilling E. D., 1950. D. t. a. curves of certain minerals, *Econ. Geol.*, 45, 222.
- Kulaszewski C., 1921. Über die Kristallstruktur des Turmalins, *Abhandl. Math.-phys. Kl. sachs. Akad. Wiss. Leipzig*, 38 (M. A. 2—15).
- Kunitz W., 1929. Beiträge zur Kenntnis der magmatischen Assoziationen I, Die Mischungsreihen in der Turmalin Gruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalinen und Glimmern, *Chemie der Erde*, 4, 208.
- Kurylenko C., 1950. Analyse thermique de quelques tourmalines, *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 73, 49.
- Kurylenko C., 1951. Transformations de la dravite de Doubrova (Moravie), *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris.*, 232, 2109.
- Kurylenko C., 1953. Analyse thermique différentielle de la dravite de Doubrova (Moravie), *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 237, 735.
- Landergren S., 1945. Contribution to the geochemistry of boron, II, *Arkiv. Kemi, Min., Geol.*, 19A, No. 26.
- Лебедев В. И., 1945. О химической формуле турмалина, аксинита и джюмюртерита, *Докл. АН СССР*, нов. сер., 47, № 9, 661—665.
- Lowenstein W., 1956. Boron in tetrahedra of borates and borosilicates, *Am. Mineral.*, 41, 349.
- McKie D., 1958. Notes on some minerals from Tanganyika, *Rec. Geol. Surv. Tanganyika*, 5, 81.
- Machatschki F., 1929. Die Formeleinheit des Turmalins, *Zeit. Krist.*, 70, 211, 71, 45.
- Madelung A., 1883. Beobachtungen mit Breithaupt's Polarisationmikroskop, *Zeit. Krist.*, 7, 75.
- Michel-Lévy M., 1949. Synthèse de la tourmaline et de la jérémeiéwite, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 228, 1814.
- Michel-Lévy M., 1953. Reproduction artificielle de minéraux qui apparaissent dans le métamorphisme de contact du granite, *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 76, 237.

- О н т о в Д. О., 1956. О составе некоторых рудообразующих турмалинов, Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геох. АН СССР, вып. 3, 340—346.
- P e n f i e l d S. L., F o o t e H. W., 1899. On the chemical composition of tourmaline, Am. Journ. Sci., ser. 4, 7, 97.
- Q u e n s e l P., 1937. Minerals of the Varuträsk pegmatite, VI. On the occurrence of cookeite, Geol. Förr. Förrh. Stockholm, 59, 262.
- Q u e n s e l P., 1957. The paragenesis of the Varuträsk pegmatite including a review of its mineral assemblage, Arkiv Min. Geol., 2, 9.
- Q u e n s e l P., G a b r i e l s o n O., 1939. Minerals of the Varuträsk pegmatite, XIV, The tourmaline group. Geol. Förr. Förrh. Stockholm, 61, 63.
- R a t h R., P u c h e l t H., 1957. Indigolith von Usakos, Neues Jahrb. Min., Monat., 206.
- R a t h R., P u c h e l t H., 1959. Dravit von Gouverneur, Neues Jahrb. Min., Monat., 22.
- R u s k i n J o h n, 1890. The Ethics of the Dust Ten lectures to little housewives on the elements of crystallization, Sixth Edit., 180, London.
- S a n d r é a A., 1949. Sur une variété de tourmaline sodo-manganésifère dans les filons de pegmatite des environs de Roscoff, Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 228, 1142.
- S c h a l l e r W. T., 1913. Beitrag zur Kenntniss der Turmalingruppe, Zeit. Krist., 51, 321.
- С е р д ю ч е н к о Д. П., 1956. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах, Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 53—124.
- Ш е н д е р о в а А. Г., 1955. О хромсодержащем дравите Криворожья, Минер. сб. (Львовск. геол. о-во), № 9, 324.
- S h i m o d a N., 1956. Geochemical investigations on the pegmatite minerals, V, The relation between stages of crystallization and chemical composition of tourmalines in the Sakihama pegmatites of Okirai-Mura, Kesen-Gun, Iwate Prefecture, Nippon Kagaku Zasshi, 77, 1001.
- S i m p s o n E. S., 1931. Contributions to the mineralogy of Western Australia — Series VI, Journ. Roy. Soc. W. Australia, 17, 137 (M. A. 5—93).
- S l a w s o n C. B., T h i b a u l t N. W., 1939. Quantitative measurement of dichroism in tourmaline, Am. Mineral., 24, 492.
- С л и в к о М. М., 1955. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР, Изд. Львовск. ун-та, Львов.
- S m i t h F. G., 1949. Transport and deposition of the non-sulfide vein minerals, VI, Tourmaline, Econ. Geol., 44, 186.
- S t a a t z M. H., M u r a t a K. J., G l a s s J. J., 1955. Variation of composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite, Am. Mineral., 40, 789.
- W a r d G. W., 1931. Chemical and optical study of the black tourmalines, Am. Mineral., 23, 607.
- W e l l s M. K., 1946. A contribution to the study of luxullianite, Mineral. Mag., 27, 186.
- W o o s t e r W. A., 1946. The relation between piezo-electricity and crystal structure, Mem. Soc. Sci. Bohême, Cl. Mat. Sci. Nat., Praha (M. A. 10—477).

ку решетки аксинита; углы между осями, определенные морфологически, хорошо согласуются с параметрами, полученными этим исследователем при рентгеновском исследовании для одного и того же монокристалла. Предположив, что аксинит обладает в основном такой же кристаллической структурой, как и турмалин, В. И. Лебедев (1945) выразил химический состав аксинита формулой $H_2B_2Al_2Si_4O_{18} \cdot 2Ca_2SiO_4 \cdot 2(Fe \text{ Mn})SiO_3$.



Ф и Г. 88. Структура аксинита, спроектированная в направлении оси u на перпендикулярную к ней плоскость. Тетраэдры, образующие кольцевые группы Si_4O_{12} , соединены прямыми линиями; одна из вершин каждого тетраэдра несколько смещена от ее действительного положения (Ito, Takeuchi, 1952).

Ито и Такеути (Ito, Takeuchi, 1952), используя материал из Обира, Японии (Nagada, 1939), осуществили детальное рентгеноструктурное исследование аксинита. Основной особенностью структуры этого минерала (фиг. 88) являются кольца, состоящие из четырех кремнекислородных тетраэдров (состав Si_4O_{12}). Отдельные кольца Si_4O_{12} и группы BO_3 связываются друг с другом ионами Fe^{+2} , Al и Ca. Кроме того, группы Si_4O_{12} и BO_3 соединяются связями бор — кислород (Lowenstein, 1956). Кольца Si_4O_{12} располагаются в структуре параллельно друг другу и почти параллельно (010). Четыре такие группы соединены двоянным октаэдром Al_2O_{10} , а другие четыре — двоянным октаэдром $Fe_2O_8(OH)_2$. Эти связи

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКСИНИТА

Таблица 53

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,95	42,47	42,61	42,40	41,82	41,73	41,99	40,80
TiO ₂	0,14	0,19	—	—	0,02	—	—	—
B ₂ O ₃	6,54	5,87	6,04	6,05	6,45	6,31	5,13	5,65
Al ₂ O ₃	17,69	18,47	17,43	18,22	17,36	17,08	16,32	16,23
Fe ₂ O ₃	0,24	1,19	0,38	0,53	0,47	1,87	1,62	1,59
FeO	9,36	6,57	7,53	5,83	5,12	1,35	—	—
MnO	0,69	1,46	4,10	4,42	7,03	11,54	12,86	21,19
MgO	1,59	2,08	0,44	0,83	0,91	0,34	0,07	0,17
CaO	19,69	19,93	19,74	19,72	19,28	18,65	20,14	12,51
Na ₂ O	0,33	0,00	—	0,14	—	—	—	0,27
K ₂ O	0,06	0,21	—	0,03	—	—	—	0,13
H ₂ O ⁺	0,64	1,61	1,56	1,60	1,41	1,81	1,87	1,20
H ₂ O ⁻	0,00	0,07	—	—	—	—	—	0,10
Сумма	99,92	100,12	99,83	99,77	99,87	100,68	100,12	99,84
Np	1,677	1,676	—	1,676	1,680	1,681	1,679	1,693
Nm	1,684	1,682	—	—	1,685	1,688	1,685	1,701
Ng	1,688	1,686	—	—	1,690	1,691	1,698	1,704
-2V	72°	—	—	76°	70°49'	—	—	63°
Уд. в.	3,28	3,31	—	3,299	—	3,313	3,334	3,286

Количества ионов в пересчете на 32 (O, OH)

B	2,137	1,895	1,976	1,969	2,113	2,055	1,697	1,919
Si	8,134	7,939	8,073	7,993	7,940	7,876	8,054	8,026
Al	3,949	4,074	3,893	4,048	3,886	3,799	3,690	3,764
Fe ⁺³	0,034	0,167	0,054	0,075	0,067	0,266	0,233	0,236
Ti	0,020	0,054	—	—	0,003	—	—	—
Mg	0,455	0,580	0,124	0,232	0,257	0,095	0,019	0,049
Fe ⁺²	1,482	1,028	1,193	0,919	0,814	0,213	—	—
Mn	0,111	0,231	0,658	0,706	1,130	1,846	2,090	3,532
Na	0,120	—	—	0,050	—	—	—	0,101
Ca	3,996	3,995	4,007	3,984	3,922	3,772	4,138	2,637
K	0,014	0,049	—	0,007	—	—	—	0,033
OH	0,808	2,009	1,972	2,012	1,786	2,279	2,392	1,575

1. Буровато-серый аксинит из аксинит-кварцево-кальцитовой жилы, секущей амфиболит, к югу от Йокимюнена, юго-западная Финляндия (Simonen Wilk, 1952). Аналитик Х. Б. Уйик.
2. Светлый фиолетово-бурый аксинит из пренитово-аксинитовой контактной породы, ассоциирующей с аплитом, Мелдон, Онехэмптон, Девон (неопубликованные данные Хауи). Аналитик Р. А. Хауи.
3. Буроватый аксинит, ассоциирующий с кварцем, эпидотом и ломонитом в разрушенном граните, Муса-Каньон, Бонсэил, округ Сан-Диего, Калифорния (Shaller, 1911). Аналитик У. Т. Шаллер.
4. Аксинит, ассоциирующий с флюоритом и пиритом в жилах, секущих диорито- и гранито-гнейсы, Конгсберг, Норвегия (Neuhau, 1944).
5. Марганцевистый аксинит из кварцево-карбонатной жилы, Центральный Казахстан (Соловьев, 1956).
6. Аксинит, Радауталь (Eggen, 1927).
7. Желтоватый аксинит из контактной зоны нордмарнита, долина Аарволд, к северо-западу от Осло, Норвегия (Goldschmidt, 1911). (Кроме того в анализе ZnO 0,12.)
8. Марганцевистый аксинит (тинценит), Тинценс, Граубюнден, Швейцария (Milton et al., 1953). Аналитик А. М. Шервуд.

^a В том числе Zn 0,017.

проявляются во всей структуре и усиливаются за счет ионов Al, располагающихся в центре тетраэдров, образуемых тремя ионами O и ионом OH. Атомы Ca занимают середины неправильных многогранников, образуемых десятью ионами кислорода, из которых пять не связаны с центральным ионом Ca. Соотношения длин ребер и углы ячейки тинценита, определенные Паркером (Parker, 1948), могут быть поставлены в соответствие с решеткой аксинита, при ином выборе элементарной ячейки.

Химизм

Шеллер (Schaller, 1914) и позже Гёдеке (Gädeke, 1938) считали, что содержание CaO в аксините постоянно, однако в результате недавно осуществленных исследований марганцевистой разновидности этого минерала (Milton et al., 1953) выяснилось, что количество извести в нем уменьшается при увеличении содержания MnO. В связи с этим формула аксинита должна иметь вид не $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}\text{OH}$, а $(\text{Ca}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}\text{OH}$, как это фактически и принималось Берманом (Bergman, 1937). Формула, предложенная С. М. Курбатовым (1941), $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}^{+2})_7(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_4\text{B}_2\text{Si}_8\text{O}_{32}$ не может быть принята, хотя в ряде относительно старых анализов и имеется некоторый избыток группы $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}^{+2})$. Содержание железа в аксините обычно обратно пропорционально содержанию марганца. В табл. 53 приведены восемь химических анализов аксинита и их структурные формулы в пересчете на 32 (O, OH). Приведенные структурные формулы редко точно соответствуют теоретическому составу, что почти всегда обусловлено трудностями, возникающими при анализе аксинита. Само по себе определение бора довольно затруднительно, но, кроме того, этот элемент мешает определению и других компонентов. Если бор не был удален в начале анализа, то может быть завышено содержание SiO_2 . Марганцевистая разновидность аксинита — тинценит, описанный Джекобом еще в 1923 г., лишь недавно был определен как борный минерал (Milton et al., 1953). Некоторые анализы обнаруживают избыток CaO, при пересчете получалось больше 4Ca на элементарную ячейку. Однако пока не ясно, действительно ли в минерале имеется избыток этого элемента; прежние анализы, в которых содержание CaO достигает 30%, вряд ли правильны. Финские аксиниты, описанные Симоненом и Уиком (Simonen, Wiik, 1952), наиболее богаты железом среди известных (табл. 53, анал. 1). Анализы показывают, что для аксинита обычно содержание MnO порядка 4—5%, а в образцах этого минерала из районов с повышенной марганцеватостью количество MnO может достигать 10—21%. В новых анализах аксинита наблюдается некоторый разрыв составов в области членов серии с промежуточными содержаниями MnO, однако этот разрыв почти наверняка связан с отсутствием данных. Магний не может замещать железо или марганец в любых количествах, содержание MgO обычно не превышает 2%. Некоторую роль в химическом составе аксинита играют титан и щелочи.

Оптические и физические свойства

Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют установить зависимость оптических свойств аксинита от содержания в нем марганца

и закисного железа. По наблюдениям Гёдеке (Gädeke, 1938) и других исследователей, при увеличении содержания MnO от 0 до 4,5% за счет замещения железа величина показателей преломления, видимо, уменьшается. Однако около состава $Ca_2MnAl_2BSi_4O_{15}OH$ светопреломление вновь имеет среднюю величину, а для марганцевистого аксинита — тинценита, в котором также и Ca частично замещается марганцем, оно достигает наивысшего значения. Следует изучить зависимость изменений оптических свойств от состава для минералов с соотношением $Mn^{+2}:Fe$ от 1 до 4. Угол оптических осей аксинита также изменчив, и хотя первоначально для тинценита была определена величина $-2V\ 63^\circ$ (Jakob, 1923), более поздние определения для того же материала из того же района дали $-2V\ 87-90^\circ$ (Waldmann, 1948). Удельный вес аксинита, вероятно, весьма устойчив, но колеблется у сильно обогащенных марганцем разновидностей. Например, Санеро (Salero, 1936) отмечал у тинценитов из Лигурии при почти одинаковом составе колебания удельного веса от 3,264 до 3,301.

Окраска аксинита довольно сильно меняется, но для обычных разновидностей характерны светло-бурые до темных шоколадно-бурых цвета, с фиолетовым оттенком. Высокомарганцевистые разновидности обладают желтой или иногда оранжево-красной и розово-красной окраской; эти цвета встречаются и у образцов с небольшим содержанием Mn_2O_3 . Аксинит, составляющий большие массы в метасоматических жилах, часто покрыт рубашкой фиолетово-черных окислов марганца. В зернах или толстых шлифах нормальных слабо марганцевистых разновидностей аксинита наблюдается плеохроизм преимущественно в фиолетовых тонах со схемой абсорбции $Nm > Np > Ng$. Гвоздично-коричневые аксиниты используются как ограночный материал; известны также голубые разновидности.

Хотя и считается, что для аксинита двойники редки, но в шлифах наблюдались правильные сростки, кристаллографическое значение которых пока неясно. Так, В. Н. Лодочников (1927) описал явно сдвойникованный кристалл аксинита из жилы в дайке альбитофиров, у которого двойниковой осью служило направление $[3\bar{3}4]$, а плоскостью двойникового срастания (110) . Аксинит обладает пьезоэлектрическими свойствами и, следовательно, относится к гемиздрическим веществам (Le Quege, 1936). Однако рентгеноскопические данные свидетельствуют о существовании у этого минерала центра симметрии (Ito, Takeuchi, 1952).

Диагностические признаки

Макроскопически аксинит часто можно распознавать по хорошо образованным типичным клиновидным кристаллам красно-бурого цвета. В шлифах для него характерен высокий рельеф вместе с низким, двупреломлением; диагностике его способствуют также характерные очертания кристаллов и спайность, развитая по крайней мере в одном направлении. Типичен для аксинита и большой угол оптических осей. В зернах или толстых шлифах может наблюдаться плеохроизм в фиолетовых тонах. Сплавы с аксинитом окрашивают пламя в зеленый цвет, вызванный присутствием бора. От серендибита, другого кальциевого боросиликата контактных зон, аксинит отличается отсутствием полисинтетических двойников; у датолита гораздо большее двупреломление.

Парагенезис

Аксинит обычен как контактово-метаморфический и метасоматический минерал. Это самый распространенный боросодержащий силикат кальция, присутствующий в измененных известковых осадках и основных изверженных породах, особенно в тех, которые претерпели до метаморфизма изменения с образованием кальцита. Бор обычно отщепляется от кислых магм, и, таким образом, аксинит чаще всего встречается в измененных загрязненных силикатными примесями известняках, метаморфизованных под воздействием гранитов. Может он присутствовать также в жилах, пустотках и по трещинам отдельности в других породах контактных зон. Прямой зависимости между железистостью аксинита и составом вмещающих пород не установлено, однако марганцевистые разновидности присутствуют лишь в участках с повышенным содержанием марганца. В жилах, среди спилитов обнаружен аксинит с более высоким, чем обычно, содержанием натрия (Kašpar, 1942). Вместе с аксинитом встречаются пренит, андрадит, геденбергит, цоизит, актинолит, датолит, турмалин, кальцит и кварц. Геохимический цикл бора и боросодержащие метаморфические парагенезисы описаны Д. П. Сердюченко (1956), который пришел к выводу, что боросодержащее вещество имело первично осадочное происхождение и впоследствии при перекристаллизации в процессе метаморфизма за счет него возникал аксинит.

В регионально метаморфизованных областях аксинит встречается реже. Он был описан в жилах голубого полевого шпата из биотитовых гнейсов Тироля (Rassmann, Luithlen, 1952), в докембрийских амфиболитах (Simonen, Wiik, 1952), в кварцевых жилах в роговообманковых кристаллических сланцах (Clough, 1907) и в граувакках (Mason, 1959).

ЛИТЕРАТУРА

- Berman H., 1937. Constitution and classification of the natural silicates, *Am. Mineral.*, 22, 342.
- Clough C. T., 1907. См. Peach B. N. et al., *The Geological structure of the North-West Highlands of Scotland*, *Mem. Geol. Surv. Great Britain*.
- Fromme J., 1927. *Die Minerale des Brockengebirges insonderheit des Redautales*, Braunschweig.
- Gädeke R., 1938. Die gesetzmässigen Zusammenhänge und Anomalien in der Vesuviangruppe und einigen anderen Kalksilikaten, *Chemie der Erde*, 11, 592.
- Goldschmidt V. M., 1911. Die Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiet, *Vid. Skrift.*, 1. Mat. Nat., No. 1.
- Gossner B., Reichel Ch., 1932. Über das Kristallgitter einiger sog. Orthosilikate, *Centr. Min.*, Abt. A, 225.
- Harada Z., 1939. Zur Kenntnis der japanischen Bormineralien (Studien über japanischen Bormineralien IX), *Journ. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, 5, 103.
- Ito T., Takéuchi Y., 1952. The crystal structure of axinite, *Acta, Cryst.*, 5, 202.
- Jakob J., 1923. Vier Mangansilikate aus den Val d'Err (Kanton Graubünden), *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 3, 227.
- Kašpar J. V., 1942. Axinite veins of Záběhlce near Zbraslav, Bohemia, *Rozpravy České Akad.*, 52, No. 13 (M. A. 9—205).
- Курбатов С. М., 1941. Аксинит из рудника «Юлия» Хакасской области, *Докл. АН СССР*, 30, № 5.

- Лебедев В. И., 1945. О химической формуле турмалина, аксинита и дюмортьерита, Докл. АН СССР, 47, № 9.
- Le Quére H., 1936. Sur un appareil à déceler la pyroélectricité, Bull. Soc. Franç. Min., 59, 137.
- Lodochikow W. N., 1927. Ein Zwillung und eine neue Axinitfläche im Albitophyr des Tarbagatai, Zeit. Krist., 65, 122.
- Lowenstein W., 1956. Boron in tetrahedra of borates and dorosilicates, Am. Mineral., 41, 349.
- Mason B., 1959. Axinite from the Perth River, Westland, New Zealand, New Zealand Journ. Geol. Geophys., 2, 137.
- Milton C., Hildebrand F. A., Sherwood A. M., 1953. The identity of tinzenite with manganoan exinite, Am. Mineral., 38, 1148.
- Neumann H., 1944. Silver deposits at Kongsberg, Norges Geol. Undersök., No. 162.
- Parker R. L., 1948. Zur Krystallographie von Tinzenit, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, 475 (M. A. 10—386.)
- Peacock M. A., 1937. On the crystallography of axinite and the normal setting of triclinic crystals, Am. Mineral., 22, 588.
- Rassmann A., Luithlen H., 1952. Ein neuer Axinitfund in den Ostalpen, Min. Petr. Mitt. (Tschermak), ser. 3, 3, 51, 181.
- Sanero E., 1936. Ricerche chimiche sulla tinzenite e parsettensite della miniera di Cassagna (Liguria), Periodico Min. Roma, 7, 123 (M. A. 6—475).
- Schaller W. T., 1911. Mineralogical notes, Series I, Axinite from California, U. S. Geol. Surv., Bull. 490, 37.
- Сердюченко Д. П., 1956. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 53.
- Simonen A., Wiik H. B., 1952. The axinites from Jokioinen and Petsamo, Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande, No. 25.
- Соловьев Ю. С., 1956. Аксинит некоторых месторождений Центрального Казахстана, Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 85, вып. 3, 429.
- Waldmann H., 1948. Über die Kristalloptik von Tinzenit, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, 493 (M. A. 10—386).

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

- Агальматолит (Agalmatolite) 169
 Аквамари́н (Aquamarine) 291
 Акси́нит (Axinite) 205, 358—365
 — диагностические признаки 363
 — оптические и физические свойства 362
 — парагенезис 364
 — структура 358
 — химизм 362
 Аллани́т (Allanite) 79, 214, 243—253
 — диагностические признаки 251
 — оптические и физические свойства 250
 — парагенезис 251
 — структура 244
 — химизм 245
 Аллеганит (Alleghanyite) 50, 54, 55
 Аллохроит (Allochroite) 113
 Алма́нди́н (Almandine) 96, 105—110
 — парагенезис 108
 — химизм 105
 Аме́зит (Amesite) 189
 Аната́з (Anatase) 89
 Андалу́зит (Andalusite) 156—165
 — диагностические признаки 162
 — оптические и физические свойства 161
 — парагенезис 162
 — структура 156
 — химизм 157
 Андра́дит (Andradite) 96, 110—114
 — парагенезис 114
 — химизм 110
 Анорти́т (Anorthite) 23
 Апати́т (Apatite) 74
 Ахроит (Achroite) 352
 Ахтара́гдит (Achtaragdit) 145

 Бавени́т (Bavenite) 295
 Бадделент (Baddeleyite) 74, 78, 83, 92
 Банальси́т (Banalsite) 55
 Бейделлит (Beidellite) 33
 Берилл (Beril) 291—303
 — диагностические признаки 299
 — оптические и физические свойства 295
 — парагенезис 303
 — структура 291
 — химизм 293
 Бертра́ндит (Bertrandite) 295
 Биотит (Biotite) 74, 268, 299
 Блитит (Blythite) 99
 Боулинги́т (Bowlingite) 32—34
 Брукит (Brookite) 179
 Бустамит (Bustamite) 170
 Бухольцит (Bucholzite) 148

 Везувиа́н (Vesuvianite) 138—147
 — диагностические признаки 144
 — оптические и физические свойства 143
 — парагенезис 144
 — структура 138
 — химизм 139
 Веларде́нит (Velardenite) 272
 Верделит (Verdelite) 348, 352
 Вермику́лит (Vermiculite) 33
 Вестанит (Westanite) 161
 Вилюит (Wiluite) 138, 143, 145
 Вири́дин (Viridine) 157, 160, 161
 Вита́мит (Withamite) 221, 234, 238, 240
 Волласто́нит (Wollastonite) 30, 74
 Во́льфрамит (Wolframite) 178
 Воробье́вит (Worobieffite) 293
 Вюсти́т (Wüstite) 30

 Гадоли́нит (Gadolinite) 203, 252
 Галит (Halite) 299
 Ганко́кит (Hancockite) 226, 231
 Гардистони́т (Hardystonite) 279, 283
 Гелени́т (Gehlenite) 58, 271—290
 — диагностические признаки 286
 — оптические и физические свойства 284
 — парагенезис 287
 — структура 272
 — химизм 274

- Гелиодор (Heliodor) 295
 Гельвин (Helvite) 300
 Гердерит (Herderite) 203
 Герцинит (Hercynite) 29
 Гессонит (Hessonite) 115
 Гиалосидерит (Hyalosiderite) 27
 Гиацинт (Hyacinth) 81
 Гибшит (Hibschite) 97, 128—130
 Гидральсит (Hydralsite) 160
 Гидрогранаты (Hydrogarnet) 128
 Гидрогроссулар (Hydrogrossular) 96, 128—130
 — парагенезис 130
 — химизм 128
 Глаукохроит (Glaucocroite) 15, 51, 53, 57
 Граната группа (Garnet Group) 98—137
 — — диагностические признаки 104
 — — оптические и физические свойства 100
 — — парагенезис 104
 — — структура 97
 — — химизм 99
 Гранатоиды (Garnetoid) 128
 Гриналит (Greenalith) 30
 Гроссулар (Grossular) 74, 96, 114—118
 — парагенезис 115
 — химизм 114
 Гроссулароид (Grossularoid) 128
 Гротит (Grothite) 88, 91
 Гумбольдит (Humboldtite) 272, 279
 Гумит (Humite) 40, 63, 65—75
 — диагностические признаки 73
 — оптические и физические свойства 71
 — парагенезис 73
 — структура 66
 — химизм 67
 Гумита группа (Humite Group) 63—75

 Дамурит (Damourite) 169, 175
 Данбурит (Danburite) 203
 Датолит (Datolite) 202—206
 — диагностические признаки 203
 — оптические и физические свойства 203
 — парагенезис 205
 — структура 202
 — химизм 203
 Демантоид (Demantoid) 17, 113
 Диопсид (Diopside) 23
 Диоптаз (Diophtase) 293
 Дистен (Disthene); см. Кланит
 Дихроит (Dichroite) 305
 Дравит (Dravite) 338
 Дюпаркит (Duparcite) 142

 Еремеевит (Eremeyevite) 349

 «Жад» (Jade) 129
 Жаргон (Jargoon) 81
 Жедрит (Gedrite) 212
 Женевит (Genevite) 142
 Жильбертит (Gilbertite) 175

 Игмеральд (Igmerald) 294
 Иддингсит (Iddingsite) 32—34
 Идокраз (Idokrase); см. Безувиан
 Изумруд (Smaragde) 291
 Ильваит (Ilvaite) 255
 Индиалит (Indialite) 304, 305
 Индиколит (Indicolite) 346, 348, 352
 Иолит (Iolite) 305
 Иттриалит (Yttrialite) 251
 Иттроалумит (Yttroalumite) 122
 Иттрокразит (Yttrokrasite) 252
 Иттротанталит (Yttrotantalite) 251
 Иттротитанит (Yttrotitanite) 88

 Калифорнит (Californite) 144
 Калсилит (Kalsilite) 61
 Карфолит (Kapholite) 152
 Касситерит (Cassiterite) 178
 Кейльгауит (Keilhauite) 88
 Кланит (Kyanite) 166—173
 — диагностические признаки 170
 — оптические и физические свойства 170
 — парагенезис 170
 — структура 167
 — химизм 167
 КIANOФИЛИТ (Kyanophilite) 151
 Кирштейнит (Kirschteinit) 15, 57, 60
 Клиногумит (Clinohumite) 40, 63, 65—75
 — диагностические признаки 73
 — оптические и физические свойства 71
 — парагенезис 73
 — структура 66
 — химизм 67
 Клинохлор (Clinochlore) 71
 Клиноцоизит (Clinozoisite) 214, 224—242
 — диагностические признаки 238
 — оптические и физические свойства 232
 — парагенезис 238
 — структура 226
 — химизм 228

- Клиновэнстатит (Clinoenstatite) 22
 Клинтонит (Clintonit) 199
 Кнебелит (Knebelit) 15, 49—55
 — диагностические признаки 54
 — оптические и физические свойства 51
 — парагенезис 54
 — структура 50
 — химизм 51
 Комбит (Combeite) 61
 Кордьерит (Cordierit) 304—337
 — диагностические признаки 327
 — оптические и физические свойства 321
 — парагенезис 328
 — структура 305
 — химизм 311
 Корнерупин (Kornrupine) 153, 207
 Кристобалит (Cristobalite) 22, 30
 Ксантитан (Xanthitane) 89
 Ксенохим (Xenotime) 80, 251
 Кукейт (Cookeite) 349
 Куммингтонит (Cunningtonite) 43
 Куспидин (Cuspidine) 60, 74
 Лавсонит (Lawsonite) 254—260
 — диагностические признаки 256
 — оптические и физические свойства 256
 — парагенезис 256
 — структура 254
 — химизм 255
 Ларнит (Larnite) 287
 Ларсенит (Larsenite) 15
 Ломонтит (Laumontite) 268
 Людвигит (Ludwigite) 74
 Люсакит (Lusakite) 183
 Магнезиовүстит (Magnesiowüstite) 22, 59
 Малакон (Malakon) 78
 Манганкнебелит (Manganknebelite) 50, 52
 Манганортит (Manganorthite) 244, 249
 Маргарит (Margarite) 175
 Мариалит (Marialith) 61
 Меланит (Melanite) 110, 113
 Меллит (Melillite) 59, 271—290
 — диагностические признаки 286
 — оптические и физические свойства 284
 — парагенезис 287
 — структура 272
 — химизм 274
 Меллитита группа (Meliliten Group) 271—290
 Мервинит (Merwinite) 57, 59, 287
 Микролит (Microlit) 300
 Миннесотит (Minnesotait) 30
 Монацит (Monazite) 251, 252
 Монтичеллит (Monticellite) 15, 40, 56—61
 — диагностические признаки 60
 — оптические и физические свойства 57
 — парагенезис 60
 — структура 56
 — химизм 57
 Монтмориллонит (Montmorillonite) 151
 Морганит (Morganite) 295
 Морион (Morione) 174
 Муллит (Mullite) 151
 Нагатеит (Nagatelite) 244, 248, 249, 252
 Нонтронит (Nontronite) 32, 33
 Норбергит (Norbergite) 63—75
 — диагностические признаки 73
 — оптические и физические свойства 61
 — парагенезис 73
 — структура 66
 — химизм 67
 Окерманит (Akermanite) 59, 271—290
 — диагностические признаки 286
 — оптические и физические свойства 284
 — парагенезис 287
 — структура 272
 — химизм 274
 Октаэдрит; см. Анатаз 89
 Оливин (Olivine) 16—48
 — диагностические признаки 40
 — оптические и физические свойства 36
 — парагенезис 40
 — структура 17
 — химизм 19
 Оливиновая группа (Olivine Group) 15—62
 Орвиллит (Orvillite) 78
 Ортит; см. Алланит
 Осумилит (Osumilite) 305, 311, 319, 333
 Оттрелит (Ottrelite) 192
 Пеннин (Pennine) 71, 267
 Перидот (Peridot) 17, 174
 Периклаз (Periclase) 22
 Перовскит (Perovskite) 61
 Пикнит (Pycnite) 178
 Пикротейфрит (Pikroterphroite) 15, 51, 53

- Пинит (Pinite) 161, 321, 332
 Пироксмангит (Pyroxmangite) 170
 Пироп (Pyrope) 96, 118—121
 — парегенезис 121
 — химизм 118
 Пирофизалит (Pyrophysalite) 178
 Пирофиллит (Pyrophyllite) 151
 Пироклор (Pyrochlore) 251
 Пистацит (Pistacite) 215
 Плазолит (Plazolite) 128, 130
 Полиадельфит (Polyadelphite) 113
 Полиминит (Polymignite) 251
 Пренит (Prenite) 268
 Призматин (Prismatine) 162
 Пумпеллит (Pumpellyite) 261—270
 — диагностические признаки 267
 — оптические и физические свойства 264
 — парегенезис 267
 — структура 262
 — химизм 262
 Пьемонтит (Piemontite) 214, 225—242
 — диагностические признаки 238
 — оптические и физические свойства 232
 — парегенезис 238
 — структура 226
 — химизм 228
 Раухтопаз (Rouchtopaz) 174
 Родолит (Rhodolite) 124
 Родонит (Rhodonite) 170
 Ростерит (Rosterite) 293, 298
 Роупперит (Roepperite) 51, 53
 Рубеллит (Rubellite) 339, 347, 349, 352
 Рутил (Rutile) 89
 Самарскит (Samarskite) 251
 Сапонит (Saponite) 33
 Сапфирин (Sapphirine) 207—213
 — диагностические признаки 213
 — оптические и физические свойства 213
 — парегенезис 213
 — структура 207
 — химизм 208
 Сарколит (Sarkolite) 272
 Себоллит (Sebolit) 283, 284
 Селадонит (Seladonite) 268
 Селлаит (Sellaite) 63
 Серендибит (Serendibite) 363
 Серицит (Sericitе) 151, 175
 Серпентин (Serpentine) 32, 33
 Сидероплезит (Sideroplesite) 55
 Силлиманит (Sillimanite) 148—155
 — диагностические признаки 152
 — оптические и физические свойства 151
 — парегенезис 152
 — структура 149
 — химизм 150
 Скиагит (Skiagite) 99
 Спандит (Spandite) 110, 122
 Спессартин (Spessartine) 96, 121—125
 — парегенезис 125
 — химизм 121
 Спуррит (Spurrite) 287
 Ставролит (Staurolite) 181—190
 — диагностические признаки 188
 — оптические и физические свойства 187
 — парегенезис 188
 — структура 181
 — химизм 183
 Сфен (Sphene) 87—95
 — диагностические признаки 92
 — оптические и физические свойства 92
 — парегенезис 92
 — структура 87
 — химизм 88
 Тавмавит (Tawmawite) 127, 226, 228, 231
 Таласскит (Talasskite) 28
 Тальк (Talk) 32
 Таумасит (Thaumasite) 130
 Тефроит (Tephroite) 15, 49—55
 — диагностические признаки 54
 — оптические и физические свойства 51
 — парегенезис 54
 — структура 50
 — химизм 51
 Тинценит (Tinzenite) 361—363
 Тиллеит (Tilleite) 58
 Титанит (Titanite) 87
 Титаноклиногумит (Titanoclinohumite) 74
 Томсонит (Thomsonite) 219
 Топаз (Topaz) 174—180
 — диагностические признаки 178
 — оптические и физические свойства 175
 — парегенезис 178
 — структура 175
 — химизм 175
 Топазолит (Topazolite) 111, 113, 174
 Торогуммит (Thorogummite) 79, 251
 Тортвейтит (Thortveitite) 78

- Тридимит (Tridymite) 22, 30
 Тсилаизит (Tsilaizite) 339, 342
 Тулит (Thulite) 162, 216, 221
 Турмалин (Tourmaline) 338—357
 — диагностические признаки 353
 — оптические и физические свойства 349
 — парагенезис 353
 — структура 339
 — химизм 341
- Уваровит (Uvarovite) 96, 125—128
 — парагенезис 127
 — химизм 125
- Увнит (Uvite) 338
 Уранинит (Uraninite) 252
 Ураноторианит (Uranothorianite) 74
- Фаялит (Fayalite) 15, 16, 24
 Фенакит (Phenakite) 294
 Фергусонит (Fergusonite) 79, 251, 252
 Фибролит (Fibrolite) 148
 Физалит (Physalite) 178
 Флогопит (Phlogopite) 74
 Флюоборит (Fluoborite) 74
 Флюорит (Fluorite) 175, 252
 Форстерит (Forsterite) 15, 16, 20
 Фуггерит (Fuggerite) 272
 Фукеит (Fougueite) 215
- Ханлеит (Hanleite) 99
 Хиастолит (Chiastolite) 156
 Хлорит (Chlorite) 32
 Хлоритоид (Chloritoid) 191—201
 — диагностические признаки 199
 — оптические и физические свойства 197
 — парагенезис 199
 — структура 192
 — химизм 194
- Хлорофенит (Chlorophaeite) 33
 Хондродит (Chondrodite) 40, 64—75
 — диагностические признаки 73
 — оптические и физические свойства 71
- Хондродит парагенезис 73
 — структура 66
 — химизм 67
- Хризоберилл (Chrysoberyl) 294, 300
 Хризолит (Chrysolite) 17, 174
- Циприн (Cyprine) 142, 144, 145
 Циркон (Zircon) 76—86
 — диагностические признаки 82
 — оптические и физические свойства 81
 — парагенезис 82
 — структура 76
 — химизм 78
- Циртолит (Cyrtoilite) 78, 80
 Цитрин (Citrine) 174
 Цоизит (Zoisite) 214, 216—223
 — диагностические признаки 221
 — оптические и физические свойства 219
 — парагенезис 222
 — структура 216
 — химизм 219
- Шерл (Schorl) 338
 Шорломит (Schorlomite) 110, 112, 113
 Шпинель (Spinell) 23
- Эвклаз (Euclase) 203, 300
 Эвкриптит (Eucryptite) 316
 Эвксенит (Euxenite) 251, 252
 Эльбаит (Elbaite) 338
 Эпидот (Epidote) 214, 224—242
 — диагностические признаки 238
 — оптические и физические свойства 232
 — парагенезис 238
 — структура 226
 — химизм 228
- Эпидота группа (Epidote Group) 214—253
- Юанит (Jaanite) 284
 Ямагучилит (Yamaguchilite) 79

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Предисловие авторов	9
Сокращения и условные обозначения	12
Группа оливина	15
Оливин	16
Тефроит. Кнебелит	49
Монтичеллит	56
Группа гумита	63
Норбергит. Хондродит	64
Гумит. Клиногумит	85
Циркон	76
Сфен	87
Группа граната	96
Альмандин	105
Андрадит	110
Гроссуляр	114
Пироп	118
Спессартин	121
Уваровит	125
Гидрогроссуляр	128
Везувиан	138
Силлиманит	148
Андалузит	156
Кианит	166
Топаз	174
Ставролит	181
Хлоритоид	191
Датолит	202
Сапфирин	207
Группа эпидота	214
Цоизит	216
Клиноцоизит. Эпидот	224
Пьемонтит	225
Алланит	243
Лавсонит	254
Пумпеллиит	261
Группа мелилита	271
Геленит. Мелилит. Окерманит	271
Берилл	291
Кордиерит	304
Турмалин	338
Аксинит	358
Указатель минералов	368

ДИР, ХАУИ, ЗУСМАН
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ
МИНЕРАЛЫ
том I

Редактор *М. Е. Яковенко*
Художник *Н. С. Хмельская*
Художественный редактор
Е. М. Подмарькова
Технический редактор *Л. М. Харкеская*

Сдано в производство 29/VII 1964 г.
Подписано к печати 7/XII 1964 г.
Бумага 70×108¹/₁₆ = 11,83 бум. л.
31,85 печ. л.
Уч.-изд. л. 28,96 Изд. № 5/2538
Цена 2 р. 18 к. Зан. 328

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16
Главполиграфпрома Государственного
комитета Совета Министров СССР
по печати
Москва, Трехпрудный пер., д. 9